

POLITECNICO DI MILANO

Dipartimento di Ingegneria Idraulica, Ambientale,  
Infrastrutture viarie, e Rilevamento

Corso di laurea in Ingegneria per l'ambiente e il territorio



**CONFRONTO TRA METODI DI  
MISURA DELLA PORTATA PER LA  
CALIBRAZIONE DI MODELLI  
IDROLOGICI**

Relatore: Prof. Giovanni Ravazzani

Tesi di laurea magistrale di:  
Lorenzo De Benedetti 842193

Anno accademico 2016/2017



# Ringraziamenti

Ringrazio il professore Giovanni Ravazzani per la pazienza e il tempo speso ad aiutarmi e a seguirmi costantemente in questo lavoro.

Un ringraziamento particolare ai miei genitori e a tutti i parenti che da sempre mi sostengono e mi aiutano a superare i momenti difficili.

Un ringraziamento speciale ad Alice che è riuscita a sopportarmi nei momenti di sconforto in questi ultimi anni, trovando sempre la forza per aiutarmi e incoraggiarmi.



## Abstract

Un importante problema riguardante l'affidabilità dei modelli di trasformazione afflussi-deflussi è quello della misura delle portate: spesso gli errori legati alla tradizionale scala di deflusso sono dovuti ad errori di estrapolazione, variabilità stagionale del coefficiente di scabrezza, misure di livello errate e rilievi topografici non precisi, presenza di fenomeni diffusivi con conseguente capping di piena. Obiettivo iniziale è stato valutare e quantificare questo errore della scala di deflusso rispetto a metodi più innovativi e precisi sviluppatisi negli ultimi anni come lo "Slope-Area" o il Radar. I risultati mostrano, per il tratto di fiume Seveso analizzato (zona compresa tra Bovisio e Palazzolo), come anche una tradizionale scala di deflusso basti per ottenere una misura della portata in linea con le metodologie più avanzate, essendo gli indici di errore molto bassi.

In seguito il lavoro di tesi si è concentrato sulla calibrazione e validazione di un modello idrologico su alcune sezioni del fiume Seveso. La propagazione superficiale è stata modellizzata seguendo il metodo Muskingum-Cunge-Todini (MCT) che sostituisce e migliora il precedente metodo di Muskingum-Cunge (MC) per quanto riguarda le incongruenze legate alla conservazione della massa e al volume invasato. I risultati in fase di calibrazione e validazione sono risultati soddisfacenti.

Infine si è svolta la validazione nella sezione di Cormano, ricavando in maniera empirica una regola sull'apertura dello scolmatore di Nord-Ovest. Non essendo ben definita questa regola, i risultati in questa fase sono stati meno soddisfacenti ma comunque migliori che nel caso in cui non venga considerato lo scolmatore (come da simulazione del modello senza modifiche).



# Indice dei contenuti

<b>CONFRONTO TRA METODI DI MISURA DELLA PORTATA PER LA CALIBRAZIONE DI MODELLI IDROLOGICI.....</b>	<b>I</b>
<b>RINGRAZIAMENTI .....</b>	<b>I</b>
<b>ABSTRACT .....</b>	<b>III</b>
<b>INDICE DEI CONTENUTI .....</b>	<b>V</b>
<b>INDICE DELLE FIGURE.....</b>	<b>VII</b>
<b>INDICE DELLE TABELLE.....</b>	<b>IX</b>
<b>CAPITOLO 1 INTRODUZIONE .....</b>	<b>1</b>
<b>CAPITOLO 2 INQUADRAMENTO GEOGRAFICO.....</b>	<b>5</b>
2.1 INQUADRAMENTO GENERALE .....	5
2.2 ANALISI DEL BACINO DI INTERESSE: SEVESO .....	7
2.2.1 <i>Inquadramento fisico e idrografico</i> .....	7
2.2.2 <i>Caratteri generali del territorio naturale e antropizzato</i> .....	8
2.2.3 <i>Aspetti idrologici, morfologici e idraulici</i> .....	8
<b>CAPITOLO 3 INQUADRAMENTO DEI DATI DISPONIBILI .....</b>	<b>11</b>
3.1 MISURE DI LIVELLO .....	11
3.2 RILIEVO TOPOGRAFICO.....	12
3.3 MISURE DI PORTATA.....	13
3.4 DATI METEOROLOGICI.....	13
<b>CAPITOLO 4 INCERTEZZE SULLA STIMA DELLE PORTATE.....</b>	<b>15</b>
4.1 METODOLOGIE DI STIMA DELLE PORTATE.....	15
4.2 SCALA DI DEFLUSSO IN MOTO PERMANENTE.....	17
4.2.1 <i>Calibrazione del modello idraulico</i> .....	17
4.2.2 <i>Scala di deflusso</i> .....	17
4.3 METODO DELLO “SLOPE-AREA” .....	20

4.3.1 Implementazione del calcolo .....	20
4.3.2 Risultati e confronto tra scala di deflusso e metodo dello "Slope-Area" .....	23
4.3.3 Conclusioni del confronto tra il metodo dello "Slope-Area" e la scala di deflusso .....	27
4.4 CONFRONTO TRA IL METODO DELLO "SLOPE-AREA" E IL METODO RADAR .....	28
4.4.1 Risultati .....	29
4.4.2 Conclusioni .....	29
4.5 EFFETTO DEL CAPPIO DI PIENA .....	30
4.5.1 Risultati .....	30
4.5.2 Conclusioni .....	33
<b>CAPITOLO 5 MODELLI IDROLOGICI .....</b>	<b>35</b>
5.1 MODELLO FEST-WB .....	35
5.2 PROPAGAZIONE DEL DEFLUSSO SUPERFICIALE .....	37
5.2.1 Metodo Muskingum .....	37
5.2.2 Metodo Muskingum-Cunge .....	39
5.2.3 Metodo Muskingum-Cunge-Todini .....	43
<b>CAPITOLO 6 CALIBRAZIONE E VALIDAZIONE DEL MODELLO IDROLOGICO .....</b>	<b>47</b>
6.1 CONSERVAZIONE DELLA MASSA .....	48
6.2 CALIBRAZIONE NELLA SEZIONE DI CANTÙ .....	52
6.3 VALIDAZIONE NELLA SEZIONE DI CANTÙ .....	56
6.4 CALIBRAZIONE NELLA SEZIONE DI BOVISIO MASCIAGO .....	59
6.5 VALIDAZIONE NELLA SEZIONE DI PALAZZOLO .....	63
6.6 VALIDAZIONE NELLA SEZIONE DI CORMANO .....	66
6.6.1 Portata sfiorata nel canale scolmatore .....	66
6.6.2 Validazione .....	68
<b>CAPITOLO 7 CONCLUSIONI .....</b>	<b>71</b>
<b>RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI .....</b>	<b>73</b>

## Indice delle figure

Figura 2.1 Idrografia della provincia di Milano	6
Figura 2.2 A sinistra il bacino del fiume Seveso chiuso all'inizio della tombinatura di Niguarda; a destra, foto aerea del parco d via Edison presso il quale sono installati i misuratori di livello	7
Figura 3.1 Planimetria del rilievo topografico	12
Figura 3.2 Profilo longitudinale del fiume Seveso nel tratto analizzato dal rilievo	13
Figura 4.1 Scala di deflusso in moto permanente ricavata dal modello idraulico in hec-ras relativa alla sezione 952	18
Figura 4.2 Scala di deflusso interpolata con una funzione di potenza e confronto con quella ricavata da hec-ras	19
Figura 4.3 Relazioni tra tiranti idrici e raggio idraulico, e tra tiranti idrici e area bagnata con relative equazioni di interpolazione riferite alla sezione di monte e alla sezione di valle	23
Figura 4.4 Confronto tra le portate calcolate col metodo "slope-area" e quelle calcolate con la scala di deflusso nella sezione di monte per il periodo dal 15 giugno 2016 a 17 novembre 2016	24
Figura 4.5 Confronto tra la scala di deflusso interpolando tutte le portate e quella ottenuta interpolando solo le portate fino a 20 m <sup>3</sup> /s	25
Figure 4.6-4.7-4.8-4.9 Simulazioni in moto vario tramite hec-ras per 4 eventi	31
Figure 4.10-4.11-4.12-4.13 Simulazioni in moto vario tramite hec-ras per 4 eventi	33
Figura 5.1 Schema concettuale del modello FEST-WB	36
Figura 5.2 Schema di invaso col metodo Muskingum	38
Figura 5.3 Discretizzazione spazio-temporale nel metodo Muskingum-Cunge	40
Figura 5.4 Calcolo delle grandezze incognite, a partire dalle grandezze note	41
Figura 5.5 Calcolo del volume in due istanti di tempo successivi secondo il metodo Muskingum-Cunge	43
Figura 5.6 Calcolo del volume in due istanti di tempo successivi secondo il metodo Muskingum-Cunge-Todini	44
Figura 6.1 Confronto tra le portate ottenute con il metodo MC e con il metodo MCT per l'evento 1 nella sezione di Cantù	50

Figura 6.2 Confronto tra le portate ottenute con il metodo MC e con il metodo MCT per l'evento 2 nella sezione di Cantù	50
Figura 6.3 Confronto tra le portate ottenute con il metodo MC e con il metodo MCT per l'evento 3 nella sezione di Niguarda	51
Figura 6.4 Confronto tra le portate ottenute con il metodo MC e con il metodo MCT per l'evento 4 nella sezione di Niguarda	51
Figura 6.5 Idrogrammi degli eventi di piena utilizzati per la calibrazione dei parametri del modello	55
Figura 6.6 Idrogrammi degli eventi di piena utilizzati per la validazione dei parametri del modello	58
Figura 6.7 Idrogrammi degli eventi di piena utilizzati per la calibrazione dei parametri del modello, a Bovisio	62
Figura 6.8 Idrogrammi degli eventi di piena utilizzati per la validazione dei parametri del modello, Palazzolo	65
Figura 6.9 Idrogrammi degli eventi di piena utilizzati per la validazione dei parametri del modello, Cormano	70

# Indice delle tabelle

Tabella 4.1. Parametri per la funzione di potenza	19
Tabella 4.2. Indice di errore per la scala di deflusso	20
Tabella 4.3-4.4-4.5. Indici di errore tra metodo "slope-area" e scala di deflusso	24
Tabella 4.6. Parametri per la nuova funzione interpolante	26
Tabella 4.7-4.8-4.9. Indici di errore tra metodo "slope-area" e scala di deflusso	26
Tabella 4.10. Confronto tra Slope-Area e Radar	28
Tabella 4.11. Indici di errore tra "Slope-Area" e Radar	29
Tabella 6.1. Errore relativo nella conservazione della massa per il metodo MC	48
Tabella 6.2. Errore relativo nella conservazione della massa per il metodo MCT	49
Tabella 6.3. Date di inizio e di fine evento per il confronto tra le portate coi metodi MC e MCT	49
Tabella 6.4. Eventi utilizzati per la calibrazione nella sezione di Cantù	52
Tabella 6.5. Risultati della calibrazione per la sezione di Cantù	53
Tabella 6.6. Eventi utilizzati per la validazione nella sezione di Cantù e relative portate al colmo osservate e simulate	56
Tabella 6.7. Risultati della validazione per la sezione di Cantù	56
Tabella 6.8. Eventi utilizzati per la calibrazione a Bovisio e relative portate al colmo osservate e simulate	59
Tabella 6.9. Risultati della calibrazione per la sezione di Bovisio	60
Tabella 6.10. Eventi utilizzati per la validazione nella sezione di Palazzolo e relative portate al colmo osservate e simulate	63
Tabella 6.11. Risultati della validazione per la sezione di Palazzolo	63
Tabella 6.12. Portate al colmo degli eventi utilizzati per estrapolare una regola di derivazione della portata nel canale scolmatore	66
Tabella 6.13. Valori di portata da togliere alle portate simulate dal modello idrologico	67
Tabella 6.14. Eventi utilizzati per la validazione nella sezione di Cormano e relative portate al colmo osservate e simulate	68
Tabella 6.15. Risultati della validazione per la sezione di Cormano	68
Tabella 6.16. Errore relativo sulle portate al colmo considerando le portate simulate senza regola	70



# CAPITOLO 1

## INTRODUZIONE

Il territorio italiano è sempre stato oggetto di eventi di piena che hanno determinato ingenti danni sia in termini economici che di vite umane. Al fine di effettuare la previsione degli eventi di piena e allo scopo di ridurre il rischio tramite interventi di mitigazione e sistemi di allarme, risulta fondamentale al giorno d'oggi l'utilizzo di modelli idrologici semplici ma accurati. Le alluvioni più importanti che hanno interessato l'Italia e che hanno comportato un pesante bilancio sia in termini di perdita di vite umane che di danni, sono state quelle del Po nel Polesine (1951), dell'Arno (1966) e del Po nel Nord Italia (1994 e 2000). Tuttavia in Italia sono frequenti alluvioni che si verificano in bacini idrografici di piccole dimensioni a causa di precipitazioni intense e localizzate che sono difficili da prevedere. Tali bacini, presenti soprattutto in Liguria e Calabria, sono caratterizzati da tempi di sviluppo delle piene dell'ordine di qualche ora che determinano alluvioni di elevata pericolosità che spesso provocano vittime, danni all'ambiente e possono compromettere gravemente lo sviluppo economico delle aree colpite. (Protezione Civile)

In particolare negli ultimi anni possiamo individuare almeno un evento alluvionale importante per anno: l'alluvione in Versilia dell'ottobre 2011, quella in Liguria più precisamente a Genova tra fine ottobre e inizio novembre 2012 e in Sardegna il 18 novembre 2013 con 16 vittime. Per il 2014 possiamo citare l'evento del 19 gennaio a Modena in cui perse la vita una persona, oltre a ripetuti eventi autunnali culminati con quello del 15 novembre che ha interessato la zona di Genova, Savona e Ponente Ligure, sud della Provincia di Alessandria e la parte nord della città di Milano, colpita nei quartieri Niguarda e Isola dallo straripamento del Seveso e delle campagne a est della città anche per la piena del Lambro. Per finire si può citare l'evento che nella notte fra il 13 settembre e il 14 settembre 2015 portò una parte della provincia di Piacenza

---

ad essere devastata dalle esondazioni improvvise del Nure e del Trebbia, dovute al maltempo e ad ammassi di detriti, che causarono danni ingenti e la morte di tre persone.

Ovviamente il problema delle inondazioni non riguarda solo il territorio nazionale, bensì anche l'Europa che nell'ultimo decennio è stata interessata da diversi eventi catastrofici in cui sono stati coinvolti: nel 2002 sono state colpite le città di Praga e Dresda, nel 2005 le nazioni coinvolte sono state la Romania, la Moldavia, l'Austria e la Svizzera; le ultime due sono state interessate da eventi alluvionali anche nel 2005 e 2007. La Germania nel 2006; il Regno Unito nel 2007 e 2009 più in particolare lo Yorkshire e la Cumbria e nel febbraio 2014; nel 2010 sono state coinvolte la Polonia, la Germania e la Repubblica Ceca. Nel 2012 la Spagna e la Germania nel 2013.

Inoltre gli scenari futuri, riportati nel V rapporto dell'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC 2013) mostrano un chiaro aumento dell'intensità delle precipitazioni e delle temperature, che potrebbero determinare un cambiamento globale delle condizioni climatiche entro la fine del secolo e determinare un aumento degli eventi estremi. Eventi in continuo aumento e disastri fortemente causati da fenomeni meteorologici e idrologici, come anche testimoniato dalla Munich Re (Munich Re, gennaio 2014).

Uno dei principali problemi che riguarda l'affidabilità dei modelli afflussi-deflussi è quello della misura delle portate. In particolare i modelli idrologici spesso trascurano il fatto che i dati di flusso del fiume sono interessati da una significativa incertezza. Uno dei motivi principali è che i modellatori spesso non sono in grado di valutare quantitativamente l'affidabilità delle osservazioni di pioggia o di portata. In particolare l'errore complessivo che riguarda le osservazioni di portata mediate sulla lunghezza del fiume Po è risultato compreso tra il 6,2% al 42,8%, al livello di confidenza del 95%, con un valore medio del 25,6%. (Di Baldassarre e Montanari, 2009)

Quindi errori nelle osservazioni delle portate sono significativi e possono pesantemente influenzare i risultati di studi idrologici e idraulici.

Tuttavia negli ultimi anni si sono sviluppate nuove metodologie che migliorano notevolmente questo problema. Ad esempio lo slope-area è un metodo innovativo per le misure indirette degli idrogrammi di portata che può essere applicato quando i metodi di misura diretti non sono utilizzabili o sono impossibili da applicare. (Stewart et al., 2012)

Questo metodo si basa sulla conoscenza della lunghezza del tratto di alveo considerato tra le sezioni in corrispondenza delle quali si conosce il tirante idrico, la cadente idrica ovvero la variazione di elevazione della superficie d'acqua lungo il tratto, l'area bagnata, il raggio idraulico, il coefficiente di Coriolis e il valore medio del coefficiente di scabrezza di Manning.

---

Per quanto riguarda invece i modelli di propagazione utilizzati nel seguente elaborato si è scelto il metodo Muskingum-Cunge-Todini. Tale metodo è un miglioramento del metodo Muskingum-Cunge. Infatti in quest'ultimo metodo, che è sempre stato ampiamente utilizzato fin dalla sua prima stesura e con ottimi esiti, molti autori hanno rilevato un errore nella conservazione della massa, che può raggiungere entità dell'8-10% quando applicato ad alvei a debole pendenza (Tang et al., 1999, Tang e Samuels, 1999). Altri approcci che riguardano la modellazione idrologica per il deflusso superficiale sono quello della cascata dei serbatoi lineari (Nash, 1958), la cui applicabilità al deflusso superficiale fu dimostrata da Kalinin e Miljukov (1958) o quello della cascata di serbatoi non lineari sviluppato come parte del modello idrologico TOPKAPI (Liu e Todini, 2002; 2004). Oltre al problema della conservazione della massa, un'altra importante incongruenza è congenita nel metodo Muskingum-Cunge ed è rimasta lungamente incompresa: Todini (2007) dimostra infatti che se si sostituiscono i parametri ottenuti con l'approccio di Cunge nelle equazioni del metodo Muskingum, si ottengono due valori differenti e tra loro inconsistenti del volume d'acqua invasato nel canale. Il metodo Muskingum-Cunge-Todini risolve entrambe le problematiche, fino ad allora studiate, per quanto riguarda l'inconsistenza della conservazione della massa, da numerosi autori (Ponce e Yevjevich, 1978; Koussis, 1983; Ponce e Chaganti, 1994; Tang et al., 1999; Tang e Samuels, 1999; Perumal et al., 2001) ma senza dimostrazioni conclusive e convincenti.



# **CAPITOLO 2**

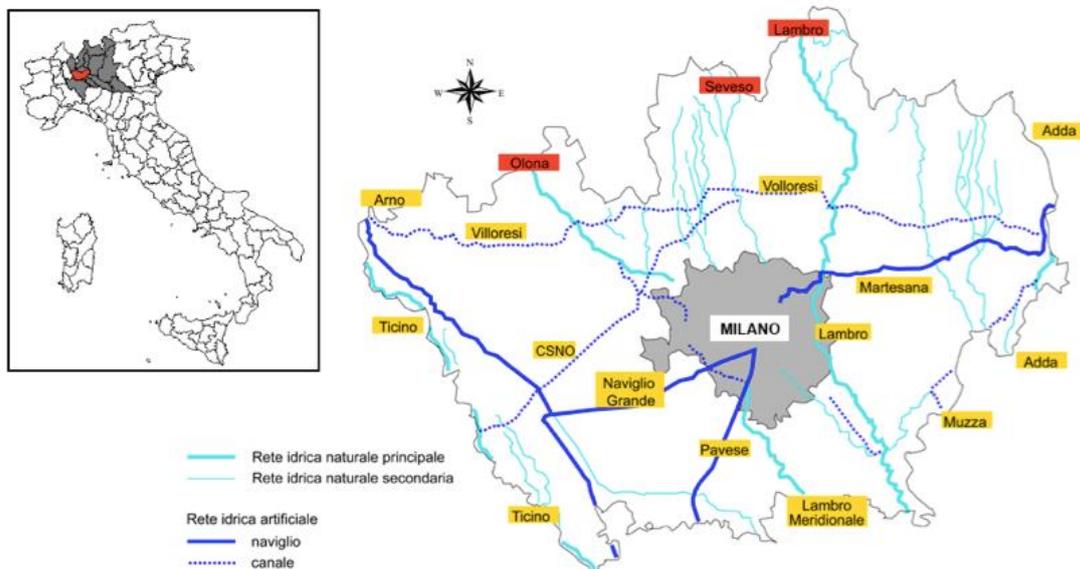
## **INQUADRAMENTO**

### **GEOGRAFICO**

In questo capitolo verrà presentata e descritta in termini geo-fisici e climatici l'area in cui si sono concentrate le analisi svolte nel lavoro di tesi.

#### **2.1 Inquadramento generale**

I numerosi corsi d'acqua naturali che gravitano a nord di Milano scorrono con direzione nord-sud e risultano interconnessi tramite una fitta rete di canali artificiali, realizzati sia a fini irrigui sia per la protezione dalle piene dei centri abitati. Il principale corso d'acqua è il Lambro settentrionale, che scorre a est di Milano. Procedendo verso ovest si incontrano nell'ordine il Seveso, il Lura, il Bozzente e per ultimo l'Olona. I principali canali artificiali sono rappresentati dal canale irriguo Villoresi e dai navigli della Martesana, Grande e di Pavia, tutt'oggi utilizzati come vie di trasporto.

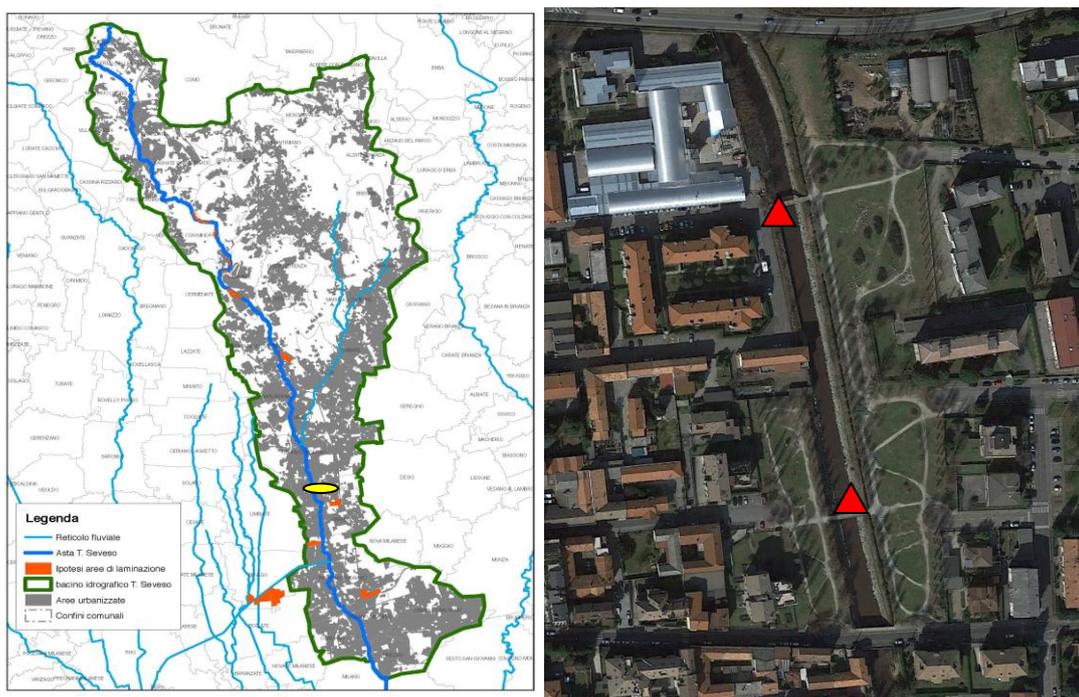


**Figura 2.1: idrografia della provincia di Milano (Legambiente s.d.)**

In particolare, l'area in oggetto degli studi della tesi è relativa al bacino del Seveso.

Nello specifico, l'area di studio è rappresentata dal tratto del torrente Seveso che scorre nel territorio comunale di Bovisio Masciago (MB). In particolare, per quanto riguarda l'utilizzo del metodo dello Slope Area per il calcolo delle portate, è oggetto delle misure di livello il tratto prospiciente il parco di Via Edison compreso tra il ponte di via Col di Tenda ed il ponte di via Madonnina. Lungo questo tratto sono presenti inoltre due passerelle pedonali che collegano la sponda destra e quella sinistra, presso le quali sono stati installati i misuratori di livello idrico.

Il corso d'acqua, alla sezione di Via Madonnina ha una lunghezza complessiva di circa 27 km e sottende un bacino idrografico di circa 205 km<sup>2</sup>, di cui il 40% urbanizzato. Il tratto in esame si colloca circa 12 km più a monte dell'ingresso della tombinatura di Milano, nel quartiere Niguarda.



**Figure 2.2:** A sinistra il bacino idrografico del fiume Seveso chiuso all'inizio della tombinatura di Niguarda (in giallo la zona interessata dal progetto di monitoraggio); a destra, foto aerea del parco di Via Edison presso il quale sono installati i misuratori di livello (triangoli rossi).

## 2.2 Analisi del bacino di interesse: Seveso

### 2.2.1 Inquadramento fisico e idrografico

Il Seveso nasce alle falde del Monte Pallanza nel Comune di San Fermo della Battaglia (CO) e converge con il Naviglio della Martesana. Attraversa un territorio molto differenziato, con notevoli variazioni geologiche, litologiche, geomorfologiche e altimetriche: il bacino presenta la sua quota maggiore a 614m s.l.m. e la quota di chiusura a 120m s.l.m. quando raggiunge Milano.

Verso Milano il bacino del Seveso perde ogni caratteristica di naturalità; le acque del Seveso attraversano Milano, scorrendo sotto la città, per poi tornare in superficie in direzione Sud/Ovest in corrispondenza con la direttrice insediativa della via Emilia raccogliendo le acque della Vettabbia e del depuratore di Milano/Nosedo fino a confluire nel Lambro nei pressi di Melegnano.

Per quanto riguarda il reticolo idrografico, gli affluenti del fiume Seveso sono:

- in sponda sinistra: rio Rossola, rio Acquanegro, torrente S. Antonio, torrente Serenza, torrente Certesa (MI);

- 
- in sponda destra: torrente Comasinella (MI).

In termini di quantità di acqua apportata e di contributo per la formazione delle piene, il più importante è certamente il torrente Certesa, che sottende un bacino di area pari a circa 62 Km<sup>2</sup> con una lunghezza dell'asta pari a 20 km. Esso confluisce nel Seveso a Cesano Maderno, ai piedi degli altopiani morenici. In esso a sua volta confluisce la roggia Vecchia, che ha origine dal lago di Montorfano.

### **2.2.2 Caratteri generali del territorio naturale e antropizzato**

La continuità dell'ambiente fluviale è rotta da una serie di attraversamenti infrastrutturali, mentre le criticità rappresentate dalle cave e da alcune grandi aree industriali dismesse (con necessità di bonifica dei suoli) possono offrire notevoli spunti per un progetto di riqualificazione.

Il corridoio fluviale del torrente è suddiviso in quattro aree dal profilo omogeneo; la prima (denominata area sorgente) è riconducibile ai comuni della provincia di Como che si collocano nella fascia della cosiddetta valle fluviale, caratterizzata da ampie aree boscate e diffuse colture prative.

La seconda (denominata area nord) è rappresentata dall'ampia fascia di terreni dell'alta pianura asciutta collocati a sud della zona precedente. A causa della concomitanza di molti fattori (natura dei terreni, presenza storica di vie di comunicazione verso grossi comuni del Nord e verso le aree transalpine, crescente diffusione nel XX secolo degli insediamenti industriali), è presente un carattere diffuso di estrema frammentazione dell'attività agricola.

Nella terza area (nord Milano), in concomitanza con la fascia di cintura metropolitana a contatto con il comune di Milano, comprendente aree dell'alta pianura irrigua (a sud del Canale Villoresi), i caratteri riconosciuti per la seconda area si accentuano ulteriormente, con un aumento di urbanizzato e di aree industriali o di servizio lungo le sponde del fiume.

La quarta area (sud Milano), sita al di fuori dell'area di studio, è una fascia di territorio con caratteri completamente diversi rispetto a quanto osservato per quelle precedenti. Corrisponde al sud Milano dove gli insediamenti civili e industriali risultano esercitare una diversa pressione, e il territorio torna ad avere un carattere prevalentemente agricolo.

### **2.2.3 Aspetti idrologici, morfologici e idraulici**

Il torrente Seveso, nel tratto a nord di Milano, per ciò che concerne gli aspetti idrologici, può essere suddiviso in tre parti. La prima, quella più settentrionale, compresa dalla sorgente alla confluenza con il fosso Lusèrt, è caratterizzata da forti pendenze e dalla presenza di piccoli

---

affluenti; la seconda, quella centrale, dal Lusèrt alla confluenza con il torrente Certesa, ha andamento tortuoso e pendenze modeste; la terza parte, a ridosso della fascia settentrionale di Milano compresa tra la confluenza con il torrente Certesa e lo sbocco nel Naviglio Martesana, ha pendenze minime.

L'analisi dei dati idropluviometrici evidenzia un ruolo determinante nell'“antropizzazione” del regime idrologico da parte degli scarichi che versano nel corpo idrico un carico tale da aumentare le portate naturali in alveo e incrementare il rischio di insufficienza idraulica del sistema. Infatti, considerando la conformazione del Seveso per cui la capacità di deflusso decresce gradatamente da monte a valle, si nota come il regime fluviale presenta un carattere quasi torrentizio con precipitazioni abbondanti concentrate, con onde di piena che provocano esondazioni frequenti in prossimità delle grandi città, mentre per il resto dell'anno idrologico i deflussi sono modesti se non scarsi. Questi fenomeni di esondazione sono determinati da un'intensa antropizzazione sul bacino, che ha ridotto ulteriormente gli alvei dimensionati naturalmente per smaltire solo i deflussi provenienti dalle parti alte dei bacini e che ha determinato apporti spesso di gran lunga superiori a quelli dei maggiori affluenti naturali, (Provincia di Milano s.d.).



---

# **CAPITOLO 3**

## **INQUADRAMENTO**

### **DEI DATI**

### **DISPONIBILI**

#### **3.1 Misure di livello**

La prima parte del lavoro di tesi è stata incentrata sul problema dell'incertezza della misura delle portate e, in particolare, sull'affidabilità del metodo dello "slope-area" nei confronti della classica scala di deflusso piuttosto che del più recente utilizzo del radar (tutti questi metodi verranno spiegati in dettaglio nel capitolo seguente). A tal fine si è implementato il metodo dello "slope-area" partendo dai livelli misurati nelle due sezioni (il cui inquadramento geografico è stato visto nel capitolo precedente) all'interno del comune di Bovisio Masciago. Tali misure di livello sono state disponibili dal 15 giugno 2016 fino alle ore 10 del 17 novembre 2016 (dati ogni 5 minuti).

Il monitoraggio dei livelli idrici del torrente Seveso nell'ambito comunale di Bovisio Masciago è affidato a due trasduttori di pressione piezoresistivi, capaci cioè di convertire la pressione idrica in un segnale elettrico analogico. Tali sensori sono stati installati all'interno di pali in acciaio inox, che ne garantiscono l'integrità, e sono collegati a un datalogger che garantisce la trasmissione in tempo reale dei dati acquisiti.

Le sezioni scelte per l'ubicazione dei misuratori di livello sono in una porzione di fiume pressoché rettilinea, oggetto di un intervento di risistemazione idraulica avvenuto nel 2006 e costituita da sezioni di forma trapezia con fondo alveo e sponde rivestite in massi sormontate da prato e vegetazione arbustiva. Oltre ad essere punti idonei per la misura e la stima della portata, poiché la distanza che intercorre tra le due sezioni di misura è sufficientemente lunga

da consentire di misurare in modo accurato la cadente piezometrica nel tratto, essi sono facilmente accessibili per effettuare le operazioni di installazione, controllo e manutenzione della strumentazione.

### 3.2 Rilievo topografico

Viene presentato in questo capitolo relativo ai dati disponibili il rilievo topografico, in quanto è stato utilizzato per il calcolo della portata con il metodo dello "slope-area". Esso è stato fornito dal comune di Bovisio Masciago per un lavoro commissionato dallo stesso comune. Complessivamente il rilievo riguarda un tratto del Torrente Seveso di lunghezza di circa 2 Km, compreso tra le sezioni, così come definite dalla codifica di AIPO, SV37 (in comune di Cesano Maderno) ed SV33. L'allungamento verso monte e verso valle del tratto analizzato rispetto a quello d'interesse, ovvero dove sono ubicati i misuratori di livello (sezioni 952 e 792 nell'immagine seguente), è necessario per un corretto calcolo dei profili di rigurgito in moto permanente tramite Hec-Ras.

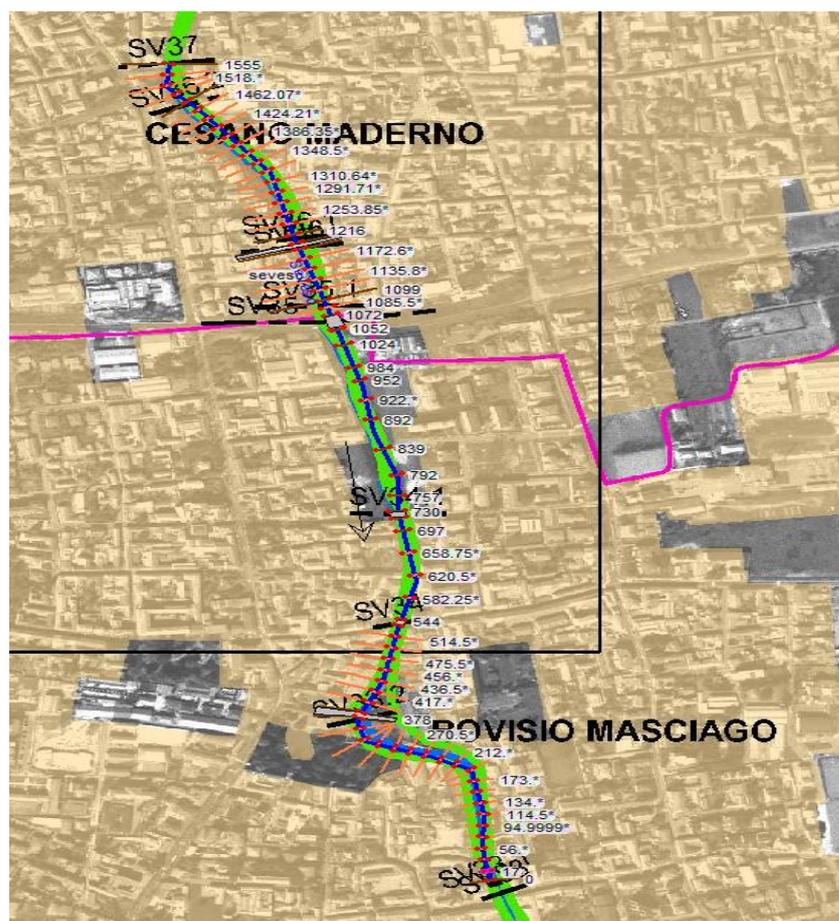


Figura 3.1: Planimetria del rilievo topografico

Il modello implementato in Hec-Ras a partire dal rilievo contiene inoltre tutti i ponti presenti in alveo.

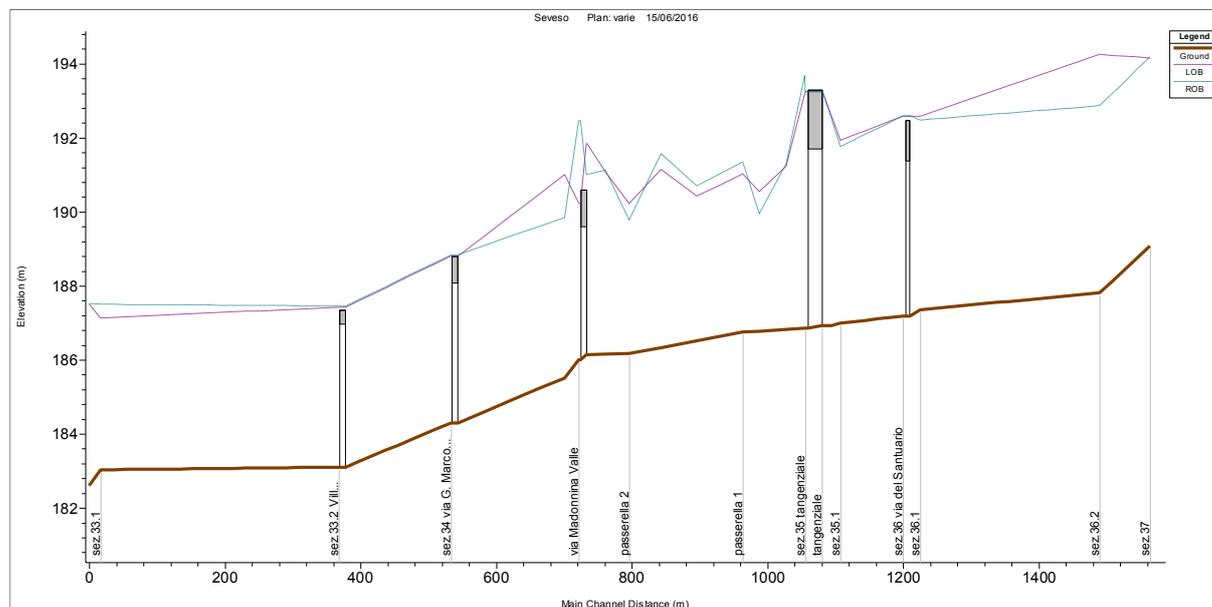


Figura 3.2: Profilo longitudinale del fiume Seveso nel tratto analizzato dal rilievo.

### 3.3 Misure di portata

Sono state inoltre disponibili i dati relativi alle misure di portata per la sezione di Palazzolo (ovvero più a valle rispetto a Bovisio Masciago) per il periodo dal 19 giugno 2014 al 20 febbraio 2017 e quindi comprendenti totalmente il periodo di riferimento relativo alle misure di livello nelle due sezioni di Bovisio Masciago. Queste misure di portata sono state effettuate da ARPA Lombardia tramite l'utilizzo del radar (vedere capitolo seguente) e sono state usate nel lavoro di tesi per effettuare un primo confronto con il metodo dello "slope-area".

Come portate sono state utilizzate anche quelle misurate tramite il metodo dello "slope-area" nella sezione del fiume Seveso di Cormano per il periodo compreso tra marzo 2016 e febbraio 2017: l'utilizzo di queste misure si è reso necessario per la validazione del modello idrologico in tale sezione.

### 3.4 Dati meteorologici

I dati meteorologici a cadenza oraria sono stati raccolti dal database on-line dell'Agenzia Regionale per la Protezione dell'Ambiente (ARPA) e della rete Meteonetwork. In particolare si sono presi in esame gli anni dal 2003 ad aprile 2017 per tutte le stazioni dei bacini di Seveso,

---

Olona e Lambro. Di tutte queste stazioni quelle che ricadono all'interno del bacino del fiume Seveso, oggetto dell'elaborato di tesi, o nelle immediate vicinanze sono 25.

Le grandezze meteorologiche di interesse per le simulazioni del modello idrologico e fornite dalle stazioni sono:

- Precipitazione [mm]: è la forzante meteorologica principale, prende in considerazione sia la neve che la quantità di pioggia;
- Temperatura dell'aria [°C]: è una variabile fondamentale per il calcolo dei flussi di energia scambiati tra l'atmosfera e il terreno e per la stima della fusione nivale;

Inoltre è stato effettuato un controllo di verifica sui dati disponibili in modo da eliminare quelli che, verosimilmente, fossero risultati errati per problemi degli strumenti di misura. In particolare si è controllato che i dati di precipitazione non avessero valori negativi né variazioni orarie superiori a 50 mm.

Per quanto riguarda la temperatura dell'aria si è controllato che non vi fossero valori inferiori a -10 °C o superiori a 40 °C né variazioni orarie superiori a 6 °C. Ovviamente per ogni valore di dato che non rientrava all'interno di tali categorie è stata verificata la possibilità che i valori fossero realmente quelli misurati a seconda della stagione e delle condizioni climatiche corrispondenti: ad esempio durante un temporale estivo può realmente esserci una variazione oraria di temperatura superiore a 6 °C.

---

# **CAPITOLO 4**

## **INCERTEZZE SULLA**

## **STIMA DELLE**

## **PORTATE**

In questo capitolo verranno presentate le diverse metodologie di stima delle portate utilizzate oltre alla presentazione dei risultati ottenuti mettendo a confronto i vari metodi.

### **4.1 Metodologie di stima delle portate**

Come già accennato nell'introduzione errori nelle osservazioni delle portate sono significativi e possono pesantemente influenzare i risultati di studi idrologici e idraulici. Come primo metodo utilizzato vi è la classica scala di deflusso.

La scala di deflusso (o scala delle portate) è una curva riportata in un diagramma avente in ascissa i valori di portata e nell'asse delle ordinate le corrispondenti altezze idrometriche. Quindi basta misurare le altezze idrometriche per ottenere immediatamente dalla scala delle portate il valore di portata corrispondente. La relazione portate-altezze idrometriche non è sempre biunivoca. Essa può essere influenzata dalla presenza di rigurgiti e richiami, e dalla condizione di moto vario. Inoltre la conformazione dell'alveo e del corso d'acqua possono cambiare nel tempo e quindi può cambiare anche la scala delle portate. La scala delle portate deve essere ricavata per ciascuna sezione di misura. Solo in pochi casi si può ricavare con le equazioni dell'idraulica, in genere occorre ricavarla sperimentalmente attraverso misure dirette di portata. Le imprecisioni commesse nella costruzione di questo diagramma sono la principale fonte di errore nella misura delle portate. Occorre rilevare le portate corrispondenti

---

a diversi livelli idrometrici. Per ogni livello idrometrico le portate si determinano sperimentalmente mediante misura diretta delle velocità della corrente in diversi punti della sezione in cui è installato l'idrometro. La scala delle portate si ricava infine per interpolazione (e talvolta per estrapolazione, con grande incertezza) delle coppie di valori portate-altezze ricavati sperimentalmente. Questa procedura di costruzione della scala delle portate è lunga ed onerosa.

Tuttavia negli ultimi anni si sono sviluppate nuove metodologie che migliorano notevolmente la misura della portata.

Ad esempio lo slope-area è un metodo innovativo per le misure indirette degli idrogrammi di portata che può essere applicato quando i metodi di misura diretti non sono utilizzabili o sono impossibili da applicare. (Stewart et al., 2012) Questo metodo si basa sulla conoscenza della lunghezza del tratto di alveo considerato tra le sezioni in corrispondenza delle quali si conosce il tirante idrico, la cadente idrica ovvero la variazione di elevazione della superficie d'acqua lungo il tratto, l'area bagnata, il raggio idraulico, il coefficiente di Coriolis e il valore medio del coefficiente di scabrezza di Manning.

Un'altra metodologia è quella dell'utilizzo di sensori radar (senza contatto) combinando due metodi di misura: la velocità di flusso superficiale è misurata utilizzando il principio del cambio di frequenza doppler, il livello, invece, è misurato analizzando le medie dei tempi di ritardo.

Il sensore fornisce, quindi, dati affidabili di velocità di flusso superficiale e di livello; l'utilizzo di questi due parametri e di un modello che converte il livello del liquido e le dimensioni del canale in area bagnata consente al sensore di calcolare direttamente la portata. I vantaggi di questa tecnologia sono evidenti principalmente in condizioni di piena, quando le altre tecniche di misura sono messe in serio pericolo dalla corrente e da tutti i detriti da essa trasportata. Le misure continue nel tempo e la registrazione dei dati anche in condizioni estreme forniscono un importante contributo nel calcolo delle portate e dei loro andamenti caratteristici (curve di deflusso). Questo metodo è stato utilizzato nella sezione sul Seveso di Palazzolo, i cui dati relativi alla misura delle portate sono stati forniti da Arpa.

In ultimo, un altro metodo simile è quello del Side Looking Doppler (Doppler a osservazione laterale), utilizzato nella sezione del Seveso di Niguarda. Questo è un sistema per la misurazione continua di velocità e livello dell'acqua in torrenti, fiumi e canali. Il sensore impiega il principio acustico dell'effetto Doppler per misurare in modo affidabile la velocità del flusso in un'ampia varietà di condizioni naturali, inclusa la maggior parte delle alluvioni.

---

## 4.2 Scala di deflusso in moto permanente

### 4.2.1 Calibrazione del modello idraulico

Per prima cosa, sfruttando il rilievo topografico, si è effettuata una calibrazione del modello idraulico tramite il software Hec-Ras. Questa calibrazione riguarda il coefficiente di scabrezza, in quanto rappresenta il parametro su cui si concentrano le maggiori incertezze una volta associato il rilievo topografico delle sezioni di interesse del corso d'acqua.

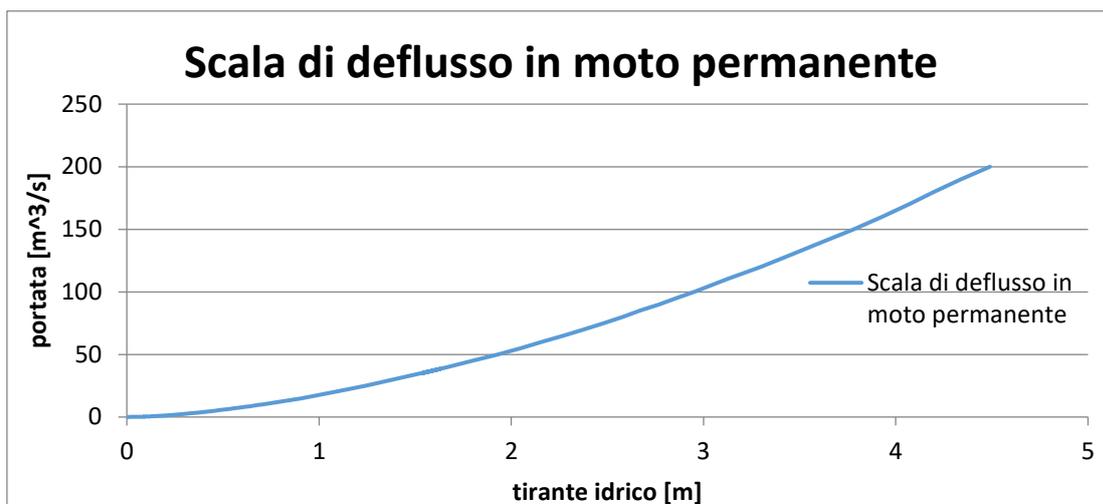
Per fare ciò sono state effettuate due misure di livello e contemporaneamente della velocità per due eventi di piena diversi di cui uno medio basso e l'altro alto. Una volta inserita la portata misurata all'interno del software Hec-Ras si cambia il coefficiente di Manning di scabrezza e si fa girare il modello fino ad ottenere il valore di altezza misurato.

### 4.2.2 Scala di deflusso

I principali fattori che influiscono sull'incertezza della misura di portata tramite scala di deflusso sono:

- Errore di misura del livello
- Errore della geometria trasversale (rilievo, variazioni)
- Errore di misura della portata col metodo area-velocità (specialmente per velocità elevate)
- Errore di estrapolazione della scala di deflusso
- Errore dovuto al coppia di piena
- Errore dovuto alla variabilità stagionale del coefficiente di scabrezza.

La scala di deflusso in moto permanente è stata ricavata a partire dal modello idraulico in hec-ras. Si è fatto girare il modello in moto permanente per diversi valori di portata da 0.05 a 200 m<sup>3</sup>/s in modo da ottenere i valori dei tiranti idrici in corrispondenza della sezione di interesse. Avendo a disposizione i dati relativi ai livelli idrici di due sezioni nel comune di Bovisio Masciago si è deciso di utilizzare per i calcoli successivi e i vari confronti dei paragrafi seguenti solo la sezione a monte, vale a dire la numero 952 nel modello idraulico di hec-ras (passerella 1). Una volta estrapolati i valori delle altezze di acqua nella sezione d'interesse per ogni valore di portata si sono ottenuti i tiranti idraulici sottraendo la quota del thalweg (punto più depresso della sezione, pari a 186.75 m) alle altezze. In questo modo si è potuta ricostruire la scala di deflusso, ovvero la relazione tra tirante idrico e portata, relativa alla sezione considerata. Il risultato è visibile nell'immagine seguente.



**Figura 4.1: Scala di deflusso in moto permanente ricavata dal modello idraulico in Hec-Ras relativa alla sezione 952.**

Successivamente, per effettuare i confronti con gli altri metodi ed implementare quindi i dati disponibili reali dei livelli si è deciso di interpolare la scala di deflusso con una funzione di potenza, in modo da approssimare al meglio il risultato ottenuto dal modello idraulico in hec-ras ed ottenere quindi un'equazione con cui ricavare le portate partendo dai dati a disposizione. La curva ottenuta è rappresentata nell'immagine seguente.

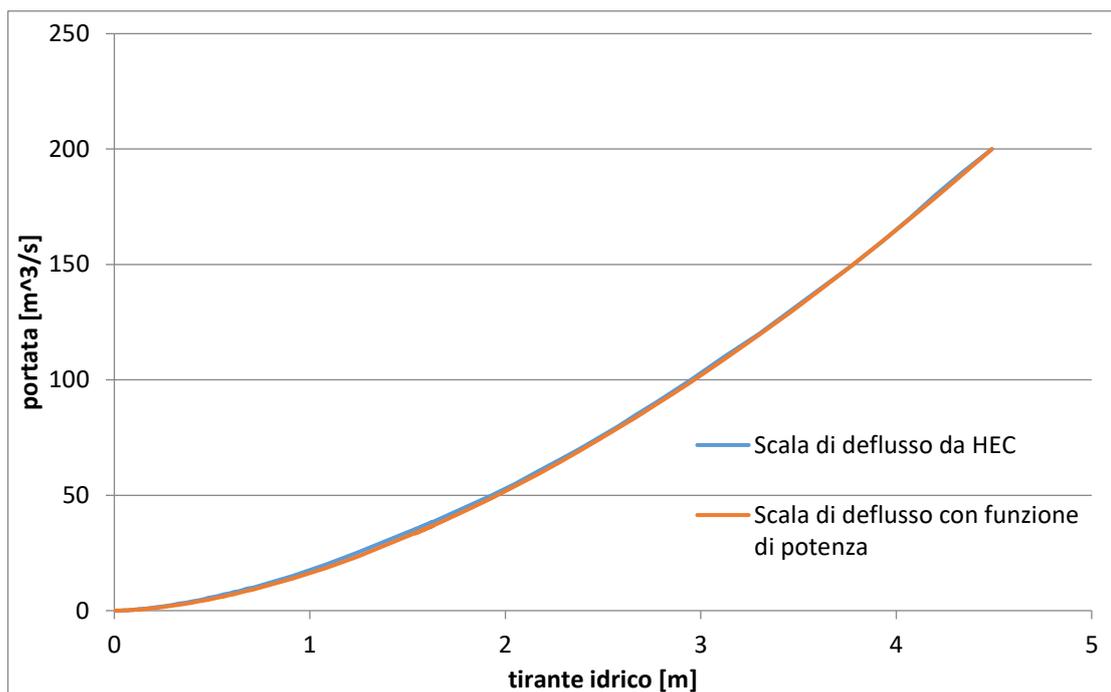


Figura 4.2: Scala di deflusso interpolata con una funzione di potenza e confronto con quella ricavata da Hec-Ras.

L'equazione così ottenuta è del tipo:

$$Q = a \cdot h^b \quad (\text{Eq. 4.1})$$

dove  $a$  e  $b$  sono due parametri i cui valori sono riassunti in tabella:

Tabella 4.1: parametri per la funzione di potenza

$a$	$b$
16.246	1.672

Questi parametri sono stati ottenuti minimizzando la differenza tra la funzione interpolatrice e la scala di deflusso ricavata da Hec-Ras. Infatti si sono calcolati due indici di errore tra le due scale, uno relativo con segno e l'altro assoluto.

L'errore relativo medio è stato calcolato come la media di tutti gli errori relativi per i vari valori di portata tra la scala di deflusso e la sua funzione interpolatrice. Essi sono stati calcolati tramite la seguente formula, avendo preso come riferimento la portata calcolata con la funzione interpolatrice:

$$\text{errore relativo} = \frac{Q_{int} - Q_{hec}}{Q_{int}} \quad (\text{Eq. 4.2})$$

---

Dove  $Q_{int}$  è la portata interpolata con la funzione di potenza mentre  $Q_{hec}$  è la portata calcolata tramite il modello idraulico in moto permanente.

Come errore assoluto si è invece calcolato il NRMSD (Normalized Root Mean Square Deviation), nel seguente modo:

$$NRMSD = \frac{RMSD}{\bar{Q}} \quad (\text{Eq. 4.3})$$

Dove  $\bar{Q}$  è la media della portata di riferimento, corrispondente in questo caso alla media dei valori di portata della funzione interpolatrice. Mentre RMSD è il Root Mean Square Deviation, calcolato tramite la formula seguente:

$$RMSD = \sqrt{\frac{\sum_{t=1}^n (Q_{int} - Q_{hec})^2}{n}} \quad (\text{Eq. 4.4})$$

Dove  $n$  è il numero dei valori di portata.

I risultati dei due indici sono riportati in tabella:

Tabella 4.2: indici di errore per la scala di deflusso

<i>errore relativo medio</i>	<i>NRMSD</i>
-0.0841	0.0154

## 4.3 Metodo dello “slope-area”

### 4.3.1 Implementazione del calcolo

Per l'applicazione del metodo slope-area è necessario conoscere:

- la lunghezza del tratto considerato tra le due sezioni in corrispondenza delle quali si conosce il tirante idrico ( $L=158.5$  m)
- la cadente idrica ovvero la variazione di elevazione della superficie d'acqua lungo il tratto ( $F$ )
- l'area bagnata ( $A$ )
- il raggio idraulico ( $R$ )

- il coefficiente di Coriolis per le sezioni analizzate ( $\alpha \approx 1$ )
- il valore medio del coefficiente di scabrezza di Manning

Il metodo proposto richiede che il tratto analizzato sia sufficientemente lungo in modo tale da misurare in modo accurato la cadente, che le sezioni del canale abbiano forma e dimensione relativamente costanti; inoltre, ponti, salti di fondo, curve ed altre singolarità che possono causare la non uniformità del flusso dovrebbero essere evitate, poiché il flusso deve mantenersi subcritico.

L'accuratezza del metodo slope-area aumenta all'aumentare della lunghezza del tratto d'alveo analizzato, purché siano valide le ipotesi iniziali di alveo a sezione regolare e pressoché rettilineo.

L'ubicazione dei misuratori di livello è stata scelta proprio in funzione di tali indicazioni, e la scelta è ricaduta sul tratto prospiciente il parco di Via Edison, poiché presenta tutte le caratteristiche necessarie per la corretta applicazione del suddetto metodo di calcolo.

La procedura di calcolo è costituita dai seguenti passi:

- 1) Calcolo della *conveyance*  $K_m$  e  $K_v$  (capacità di trasporto) rispettivamente della sezione di monte e di valle:

$$K_m = \left(\frac{1}{n}\right) A_m R_m^{2/3} \quad K_v = \left(\frac{1}{n}\right) A_v R_v^{2/3} \quad (\text{Eq. 4.5})$$

Dove  $n, A, R$  sono rispettivamente il coefficiente di scabrezza di Manning, l'area bagnata e il raggio idraulico della sezione corrispondente.

- 2) Calcolo della conveyance del tratto d'alveo analizzato assunta pari alla media geometrica delle conveyance di monte e di valle:

$$K = (K_m K_v)^{1/2} \quad (\text{Eq. 4.6})$$

- 3) Calcolo in prima approssimazione della cadente idrica:

$$S = \frac{F}{L} \quad (\text{Eq. 4.7})$$

- 4) Calcolo della portata di prima approssimazione:

$$Q = K S^{1/2} \quad (\text{Eq. 4.8})$$

- 5) Calcolo dell'altezza cinetica per la sezione di monte e di valle:

$$h_{c_m} = \frac{\alpha \left(\frac{Q}{A_m}\right)^2}{2g} \quad h_{c_v} = \frac{\alpha \left(\frac{Q}{A_v}\right)^2}{2g} \quad (\text{Eq. 4.9})$$

- 6) Calcolo del valore aggiornato della cadente idrica:

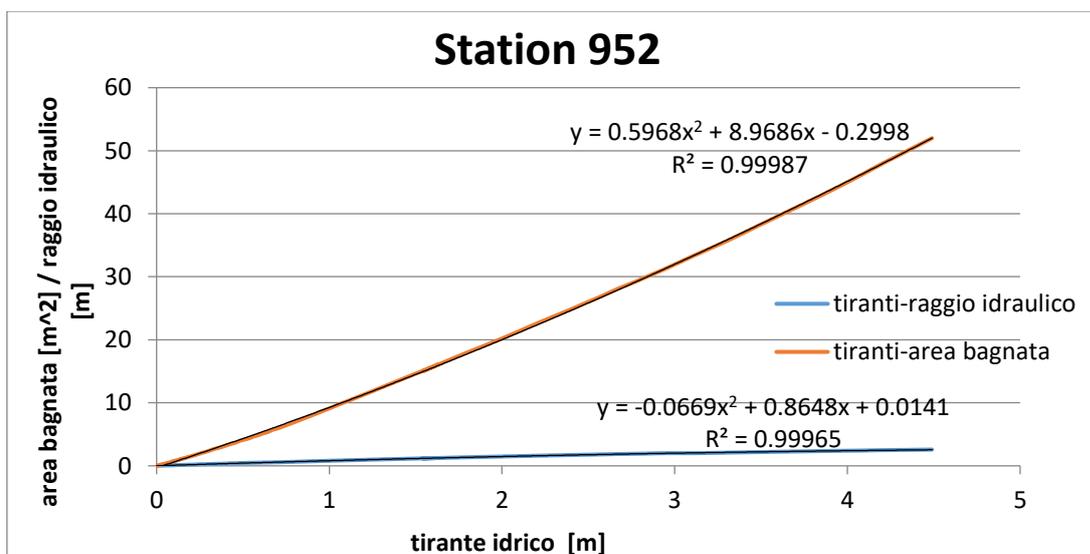
$$S' = \frac{F+(h_{cm}-h_{cv})}{L} \quad (\text{Eq. 4.10})$$

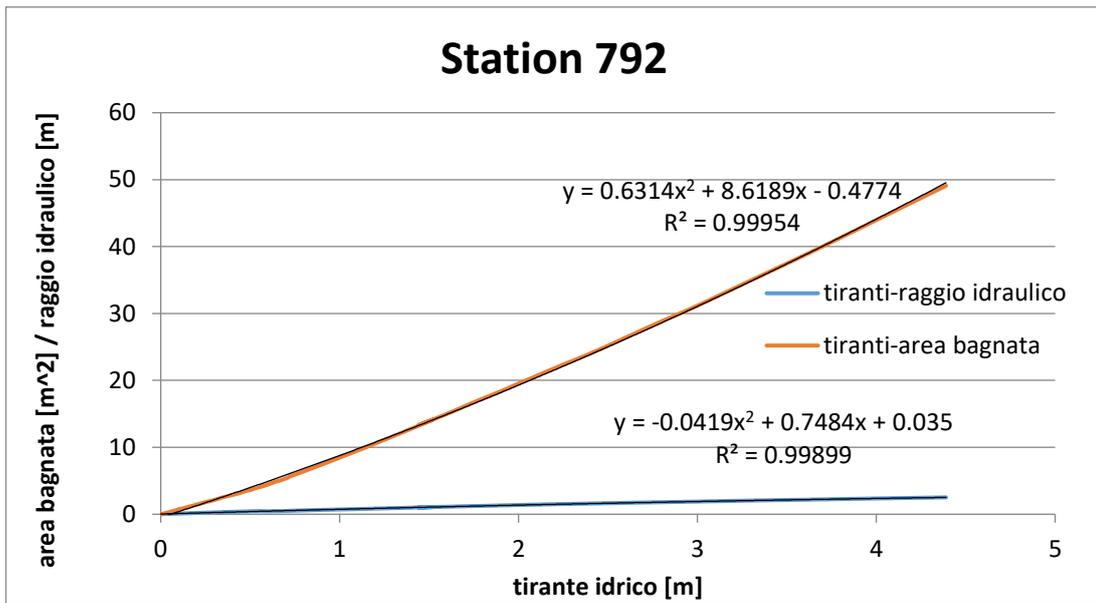
7) Calcolo del valore aggiornato della portata:

$$Q' = KS'^{1/2} \quad (\text{Eq. 4.11})$$

8) Il calcolo viene ripetuto a partire dal punto 5 al punto 7; nel punto 5 viene implementato il valore della portata valutato al punto 7. La procedura termina quando la differenza tra due valori successivi di portata è trascurabile, in genere questo si ottiene con 3-5 iterazioni.

Avendo a disposizione il rilievo topografico relativo al tratto analizzato si è utilizzato come modello idraulico il software HEC-RAS versione 4.1.0 per ottenere i valori dei tiranti idrici in moto permanente relativi alle due sezioni (monte e valle) d'interesse in relazione alla portata (portate tra 0 e 200 m<sup>3</sup>/s) come nel paragrafo precedente. In questo modo si possono ottenere i valori di interesse per il calcolo della portata con il metodo dello "slope-area" in quanto il software HEC-RAS fornisce per ogni portata non solo il valore di altezza idrica ma anche i valori di area e perimetro bagnati nonché del raggio idraulico. In questo modo si sono potute stabilire delle relazioni tra tirante idrico e raggio idraulico oltre che tra tirante idrico e area bagnata, ovvero i valori necessari al punto 1 per il calcolo della portata. In realtà il software HEC-RAS restituisce direttamente anche i valori della *conveyance*, ma per un'analisi più accurata si è deciso di interpolare in Excel le relazioni tra tiranti e area/raggio. Queste relazioni, con le relative interpolazioni, sono state utilizzate per calcolare la *conveyance* a partire dai dati reali relativi alle misure di livello idrico durante il periodo di interesse, applicando le equazioni di interpolazione alle misure stesse. Di seguito si riportano i grafici rappresentanti le relazioni con le relative equazioni di interpolazione per le due sezioni di interesse e il valore di R<sup>2</sup> corrispondente, in modo da mostrare la bontà dell'approssimazione tramite interpolazione.





**Figura 4.3:** Relazioni tra tiranti idrici e raggio idraulico, e tra tiranti idrici e area bagnata con relative equazioni di interpolazione riferite alla sezione di monte (952 nel modello idraulico di HEC-RAS) e alla sezione di valle (792 nel modello idraulico di HEC-RAS).

### 4.3.2 Risultati e confronto tra scala di deflusso e metodo dello “Slope-Area”

Una volta applicate le interpolazioni ai dati reali per il periodo di interesse e dopo aver eseguito i calcoli esplicitati per punti nel paragrafo precedente si sono ottenuti, dopo 5 iterazioni, i valori delle portate col metodo dello “slope-area”.

Di seguito si riporta il grafico del periodo di riferimento con i valori di portata ottenuti con questo metodo e direttamente confrontati con quelli ottenuti tramite interpolazione della classica scala di deflusso nella sezione di monte (la cui implementazione è stata vista nel paragrafo 4.2).

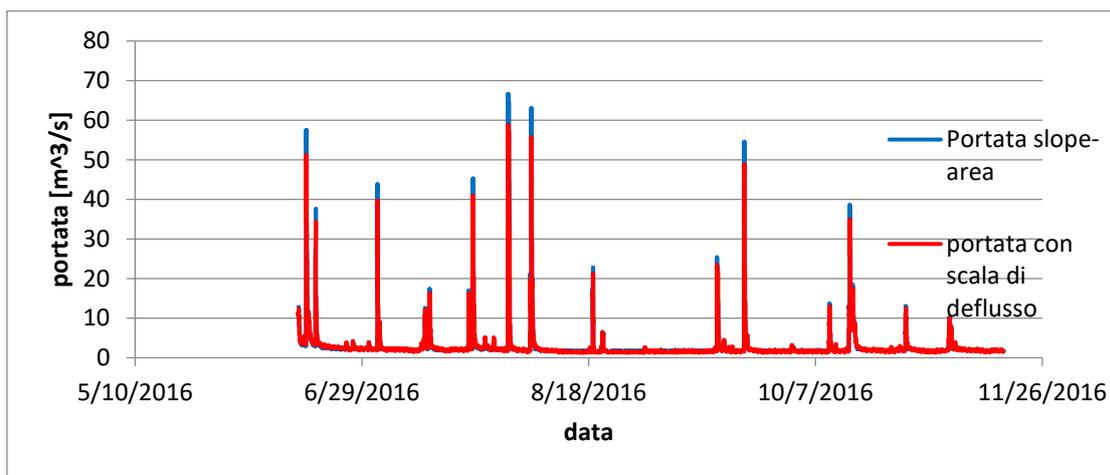


Figura 4.4: Confronto tra le portate calcolate col metodo “slope-area” (in blu) e quelle calcolate con la scala di deflusso nella sezione di monte (in rosso) per il periodo dal 15 giugno 2016 al 17 novembre 2016.

Come risulta evidente dal grafico le due serie di portate sono sovrapposte risultando perfettamente confrontabili e, in generale, si assiste a una sottostima delle portate al colmo da parte della serie di portate calcolata tramite la scala di deflusso della sezione di monte.

Per meglio dimostrare tale grafico si sono calcolati gli indici degli errori relativo ed assoluto come già visto nel paragrafo 4.2, utilizzando le equazioni 4.2, 4.3 e 4.4. In questo caso la portata di riferimento è quella calcolata con il metodo dello “slope-area”.

Di seguito, in tabella, si riportano i valori di tali indici:

Tabella 4.3: indici di errore tra metodo “slope-area” e scala di deflusso

<i>errore relativo medio</i>	<i>NRMSD</i>
0.016	0.150

Successivamente si è effettuato lo stesso confronto tra la scala di deflusso di monte e la portata calcolata col metodo dello “slope-area” dividendo la serie in portate basse e portate elevate. Ovvero si è voluto verificare se gli errori tra i due diversi metodi siano maggiori con portate alte o con portate basse. Come soglia di divisione tra portate elevate e portate basse è stata scelta la portata di 10 m<sup>3</sup>/s, essendo un periodo estivo con un regime di portate tendenzialmente molto basse e con soli pochi eventi di rilievo.

Gli indici di errore calcolati per portate basse al di sotto di tale soglia sono riportati nella seguente tabella.

Tabella 4.4: indici di errore tra metodo "slope-area" e scala di deflusso

<i>errore relativo medio</i>	<i>NRMSD</i>
0.015	0.075

Gli indici di errore calcolati per portate elevate, ovvero al di sopra della soglia scelta sono riportati nella seguente tabella.

Tabella 4.5: indici di errore tra metodo "slope-area" e scala di deflusso

<i>errore relativo medio</i>	<i>NRMSD</i>
0.059	0.104

Risulta quindi evidente come gli indici di errore siano maggiori nel caso in cui si prendano in considerazione soltanto le portate al di sopra della soglia di riferimento.

In seguito si sono eseguiti gli stessi calcoli con lo stesso fine di ottenere degli indici di errore tra le due diverse metodologie di calcolo della portata utilizzando però un'interpolazione diversa della scala di deflusso. In particolare si è utilizzata (come visto nel paragrafo 4.2) una funzione di potenza interpolante ma, questa volta, interpolando solo le portate fino a 20 m<sup>3</sup>/s.

Nell'immagine seguente sono riportate le due curve di interpolazione: una interpolante la serie completa (fino a 200 m<sup>3</sup>/s), l'altra solo fino alle portate di 20 m<sup>3</sup>/s.

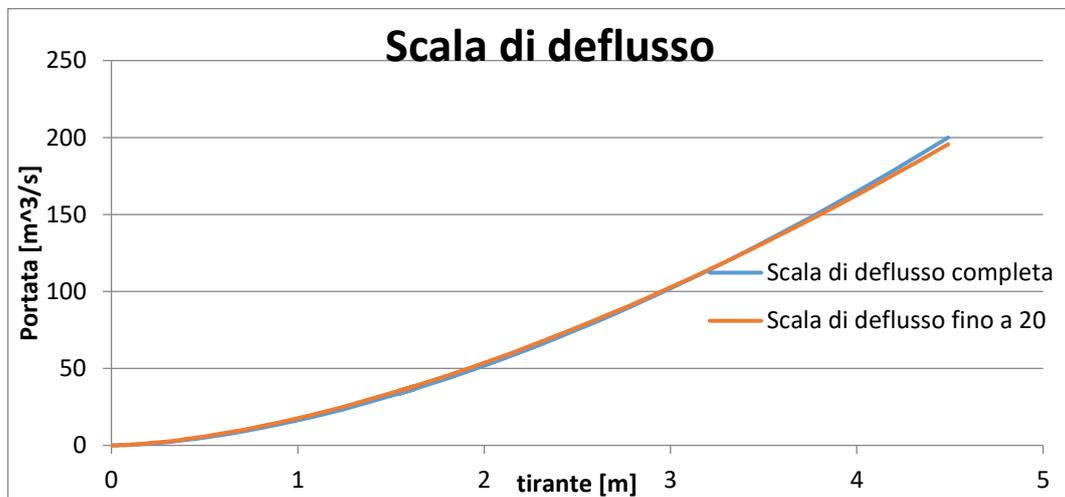


Figura 4.5: confronto tra la scala di deflusso interpolando tutte le portate e quella ottenuta interpolando solo le portate fino a 20 m<sup>3</sup>/s.

I parametri  $a$  e  $b$  della nuova funzione interpolante (facendo sempre riferimento all'equazione 4.1) sono riportati in tabella:

Tabella 4.6: parametri per la nuova funzione interpolante

<i>a</i>	<i>b</i>
17.68	1.6

In questo modo è stato possibile calcolare, sempre partendo dai dati a disposizione, le portate tramite la nuova scala di deflusso e calcolare, quindi, gli indici di errore rispetto alla portata calcolata con il metodo dello “slope-area”.

Nella seguente tabella sono riportati gli indici di errore per tutte le portate relative al periodo di riferimento.

Tabella 4.7: indici di errore tra metodo “slope-area” e scala di deflusso

<i>errore relativo medio</i>	<i>NRMSD</i>
0.168	0.187

Di seguito vengono riportati anche i risultati relativi alle portate al di sotto della soglia di 10 m<sup>3</sup>/s.

Tabella 4.8: indici di errore tra metodo “slope-area” e scala di deflusso

<i>errore relativo medio</i>	<i>NRMSD</i>
-0.172	0.209

Infine i risultati relativi alle portate al di sopra di tale soglia:

Tabella 4.9: indici di errore tra metodo “slope-area” e scala di deflusso

<i>errore relativo medio</i>	<i>NRMSD</i>
-0.022	0.065

---

### **4.3.3 Conclusioni del confronto tra il metodo dello “Slope-Area” e la scala di deflusso**

Una prima conclusione di ordine generale che emerge chiaramente dal confronto tra il metodo dello “slope-area” e la tradizionale scala di deflusso (interpolata tramite una funzione di potenza) riguarda gli indici di errore relativo e NRMSD: entrambi sono sempre di un ordine di grandezza molto basso, in ogni caso minore del 20%.

In particolare, se si considera una funzione di potenza interpolante tutte le coppie di portata e tirante idrico derivanti dal modello idraulico in hec-ras, gli indici di errore risultano ancora più bassi.

Nello specifico, se si dividono le portate del periodo di riferimento a seconda che superino o meno la soglia dei 10 m<sup>3</sup>/s, risultano evidenti degli indici di errore più bassi nella serie con portate minori di tale soglia rispetto a quella con portate maggiori.

L'errore tra le due metodologie per la serie di portate più elevate (ovvero maggiori della soglia) tende a diminuire se si considera una diversa funzione che interpola solo le coppie di portata e tirante idrico del modello idraulico fino a 20 m<sup>3</sup>/s. Questo sarebbe in contrasto con quanto mostrato nella figura 4.5, ma appare altrettanto evidente che, in realtà, le portate defluenti all'interno delle sezioni considerate per il periodo di riferimento non raggiungono mai i valori per cui le due curve della figura 4.5 iniziano a differire (valore massimo di portata calcolato col metodo dello “slope-area” di 65 m<sup>3</sup>/s circa).

Si può quindi concludere che l'indice di errore relativo e NRMSD tra le due metodologie indagate sono molto bassi e, quindi, per fiumi con le stesse caratteristiche del tratto analizzato in questo elaborato di tesi anche l'utilizzo di una tradizionale scala di deflusso risulta ampiamente soddisfacente, senza il bisogno di implementare metodi più sofisticati e complessi.

---

## 4.4 Confronto tra il metodo dello “slope-area” e il metodo Radar

Grazie ai dati disponibili da ARPA Lombardia (capitolo 3.3) è stato possibile effettuare un altro importante confronto tra la serie di portate calcolate col metodo dello “slope-area” (visto nel paragrafo precedente) e quella, più lunga, misurata tramite la metodologia radar (capitolo 4.1). Una volta appurata la piccola distanza tra le sezioni del fiume Seveso utilizzate per il calcolo della portata con il metodo dello “Slope-Area” (Bovisio Masciago) e la sezione in cui è stata effettuata la misura della portata tramite radar (Palazzolo), considerata, inoltre, la mancanza di opere naturali o artificiali in grado di generare un cambiamento di portata tra queste sezioni si sono potute mettere in relazione le portate al colmo derivanti dalle due diverse metodologie. Ovviamente la portata al colmo della sezione di poco più a valle misurata tramite radar (Palazzolo) risulta ritardata di poche decine di minuti rispetto a quella più a monte. Nella seguente tabella vengono presentati tali picchi di portata per entrambe le metodologie con la data relativa agli eventi di piena ottenuti tramite “slope-area” (tutti i valori sono espressi in m<sup>3</sup>/s).

Tabella 4.10: confronto tra Slope-Area e Radar

DATA	SLOPE-AREA	ARPA (RADAR)
16/06/2016 17:15	57.26	52.78
16/06/2016 18:45	57.53	54.49
18/06/2016 19:35	37.63	33.08
02/07/2016 11:00	43.86	36.49
12/07/2016 22:15	12.55	7.85
13/07/2016 23:30	17.41	12.88
22/07/2016 13:55	16.99	13.19
23/07/2016 11:45	45.30	40.42
31/07/2016 06:25	66.67	63.02
31/07/2016 09:35	64.88	69.48
05/08/2016 09:00	63.04	67.83
18/08/2016 23:30	22.78	23.1
15/09/2016 07:20	25.34	19.64
21/09/2016 07:55	54.56	54.66
10/10/2016 03:10	13.58	10.58
14/10/2016 14:40	38.64	36.63
26/10/2016 21:45	13.02	8.59

---

### 4.4.1 Risultati

Come ampiamente illustrato nei paragrafi precedenti, anche per questo confronto sono stati calcolati gli stessi indici di errore relativo e NRMSD utilizzando le equazioni 4.2, 4.3 e 4.4.

Di seguito vengono riportati in tabella i risultati relativi agli indici di errore per le portate al colmo tramite “slope-area” e misura radar.

Tabella 4.11: indici di errore nel confronto tra “Slope-Area” e Radar

<i>errore relativo medio</i>	<i>NRMSD</i>
-0.125	0.111

### 4.4.2 Conclusioni

Anche in questo caso si può concludere che gli indici di errore relativo medio e NRMSD tra le portate al colmo calcolate con il metodo “slope-area” e quelle misurate tramite strumentazione radar sono bassi (dell’ordine del 12%).

Ovviamente, per quanto nella stesura di questo elaborato vengano presentati prima i risultati relativi al confronto tra la tradizionale scala di deflusso e il metodo dello “slope-area”, il procedimento di calcolo e confronto è stato effettuato a partire proprio dai dati di portata misurati tramite il metodo Radar da ARPA Lombardia: questo perché tale metodo può essere considerato più preciso degli altri due e quindi il calcolo delle portate nella sezione di Bovisio è stato prima validato con le misure Radar e poi utilizzato per il confronto con la tradizionale scala di deflusso.

---

## 4.5 Effetto del cappio di piena

Risulta ben noto che in condizioni di moto vario non esiste una relazione biunivoca tra l'altezza del tirante idrico e la portata del fiume. In particolare durante un evento di piena lo stesso valore di altezza del tirante idrico corrisponde a differenti valori di portata nei due rami dell'idrogramma di piena. Questo si traduce, ovviamente, in un'ulteriore incertezza sulla misura della portata che defluisce in una data sezione (Di Baldassarre e Montanari, 2009).

Per mettere in evidenza questo problema si sono scelti 4 eventi di piena nel periodo considerato e si sono eseguite le relative simulazioni in moto vario tramite il software Hec-Ras, partendo sempre dal rilievo topografico e dalla relativa modellazione idraulica già utilizzata nelle precedenti simulazioni in moto permanente.

### 4.5.1 Risultati

Di seguito sono riportati gli idrogrammi di piena per i 4 eventi considerati in condizioni di moto vario, simulati attraverso il software Hec-Ras nella sezione di Bovisio Masciago (station 952).



Figura 4.6: Simulazione in moto vario tramite Hec-Ras per l'evento del 31 luglio 2016 nella sezione di riferimento.



Figura 4.7: Simulazione in moto vario tramite Hec-Ras per l'evento del 21 settembre 2016 nella sezione di riferimento.

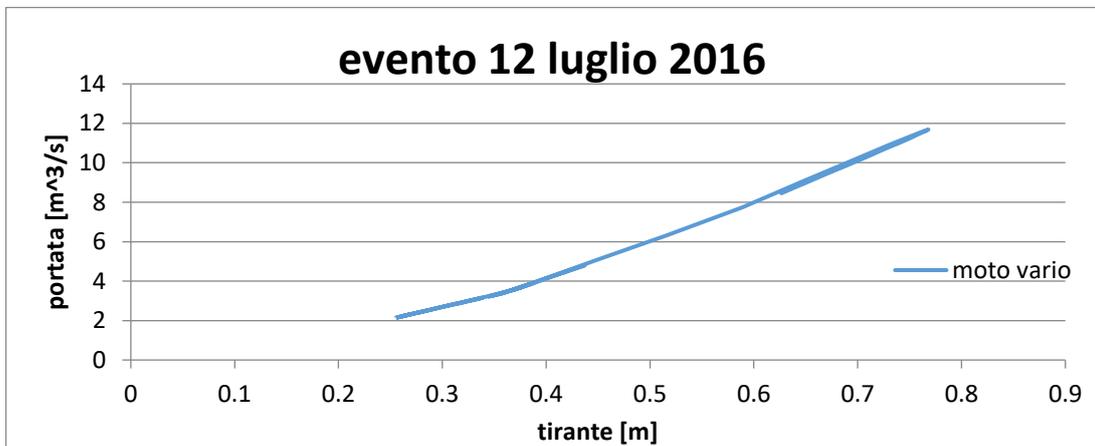


Figura 4.8: Simulazione in moto vario tramite Hec-Ras per l'evento del 12 luglio 2016 nella sezione di riferimento.

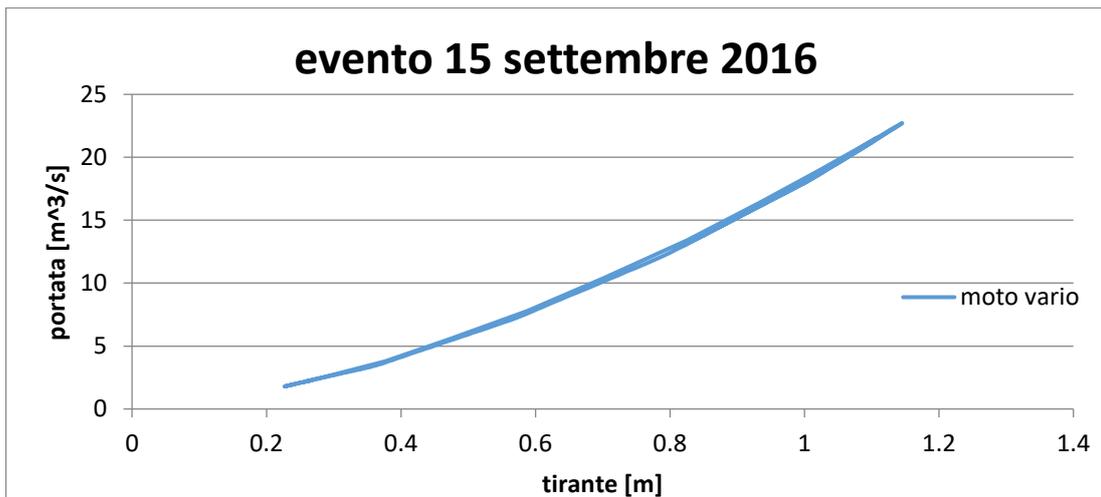


Figura 4.9: Simulazione in moto vario tramite Hec-Ras per l'evento del 15 settembre 2016 nella sezione di riferimento.

Successivamente, per dimostrare come in fiumi con pendenza molto bassa la presenza del cappio di piena dovuto a un'importante diffusione influisca maggiormente sull'incertezza sulla misura della portata, si sono eseguite le stesse simulazioni cambiando la pendenza dell'alveo. In particolare si è deciso di prendere come riferimento la pendenza di 0.02%, valore per cui sono state effettuate le analisi nell'articolo di G. Di Baldassarre and A. Montanari relative ad un tratto di pianura del fiume Po.

I risultati delle simulazioni sono riportati nelle immagini seguenti.

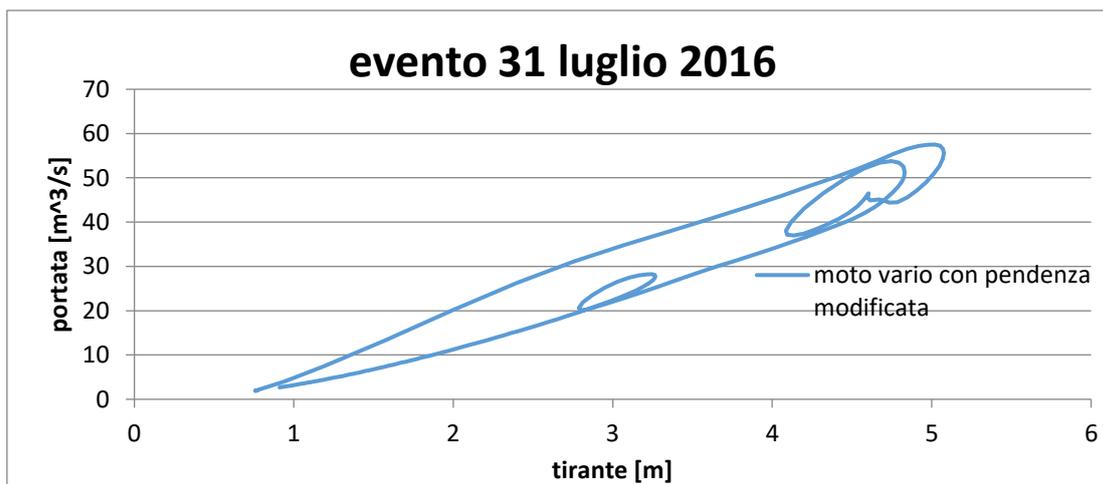


Figura 4.10: Simulazione in moto vario tramite Hec-Ras per l'evento del 31 luglio 2016 nella sezione di riferimento con pendenza modificata.

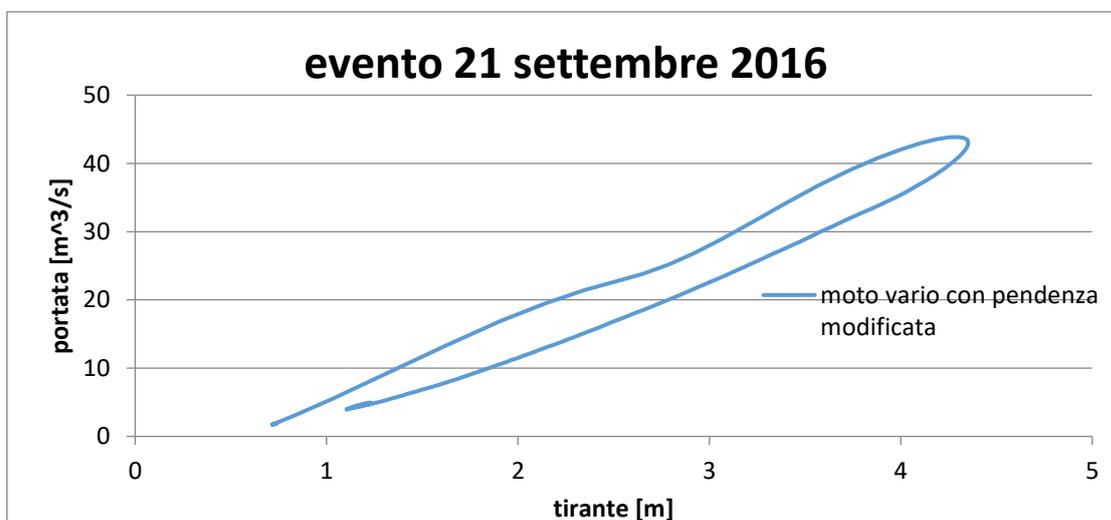


Figura 4.11: Simulazione in moto vario tramite Hec-Ras per l'evento del 21 settembre 2016 nella sezione di riferimento con pendenza modificata.

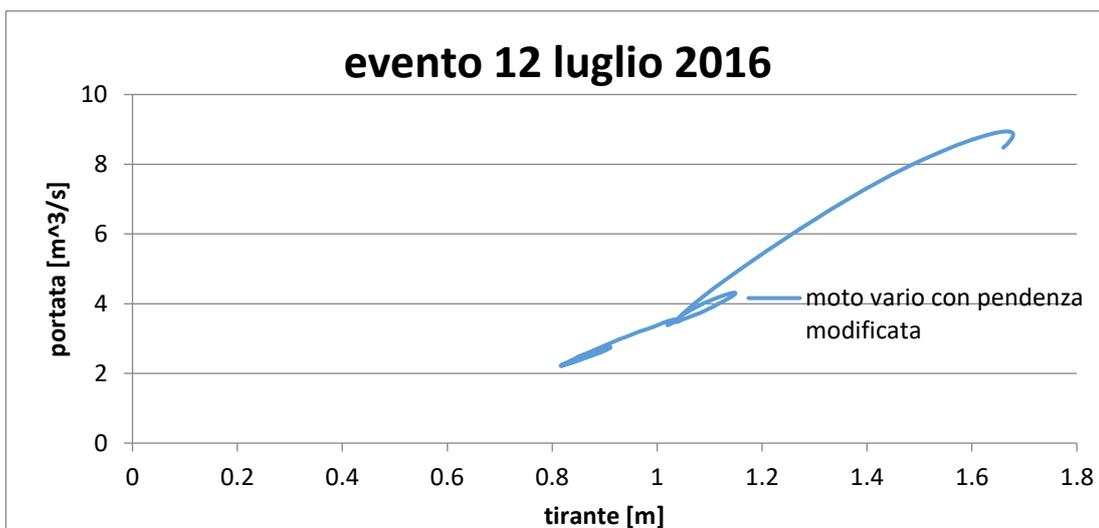


Figura 4.12: Simulazione in moto vario tramite Hec-Ras per l'evento del 12 luglio 2016 nella sezione di riferimento con pendenza modificata.

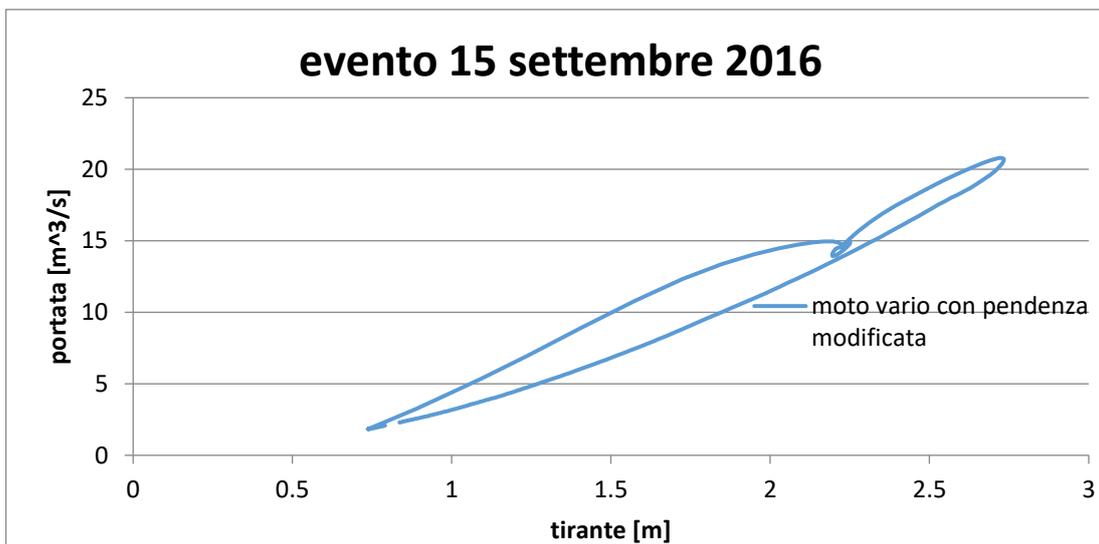


Figura 4.13: Simulazione in moto vario tramite Hec-Ras per l'evento del 15 settembre 2016 nella sezione di riferimento con pendenza modificata.

## 4.5.2 Conclusioni

Come evidente dalle precedenti figure, per alvei con una pendenza dell'ordine dello 0.1-0.2% come nel tratto di fiume Seveso oggetto di questo elaborato di tesi la presenza del cappio di piena non influisce in maniera importante sull'incertezza delle misure di portate, essendo i due rami dell'idrogramma molto vicini tra loro ed essendo, quindi, il cappio di piena trascurabile.

Per quanto riguarda invece canali con pendenza ancora meno elevata (figure 4.10-4.11-4.12-4.13) risultano evidenti e predominanti i fenomeni diffusivi.



---

# CAPITOLO 5

## MODELLI

## IDROLOGICI

In questo capitolo vengono presentati i modelli matematici utilizzati nel lavoro di tesi e i relativi richiami teorici. Come modello è stato utilizzato il FEST-WB, nel quale la propagazione idrologica nel reticolo idrografico è stata ottenuta tramite il metodo Muskingum-Cunge modificato da Todini (come spiegato in precedenza nell'introduzione al lavoro di tesi). Per meglio comprendere quest'ultimo vengono presentati anche i metodi di Muskingum e Muskingum-Cunge tradizionali.

### **5.1 Modello FEST-WB**

Il modello FEST-WB, acronimo di “Flash flood Event-based Spatially-distributed rainfall-runoff Transformation-Water Balance”, è un modello fisicamente basato in grado di stiare la portata di un corso d'acqua attraverso bilanci di massa e di energia che coinvolgono i principali processi del ciclo idrologico, ovvero evapotraspirazione, infiltrazione, deflusso superficiale, deflusso sotterraneo e la dinamica della neve. La differenza tra un modello fisicamente basato e un modello di tipo “Black Box” sta, appunto, nell'utilizzo da parte del primo dei processi fisici che regolano il ciclo idrologico mentre nei secondi vi è una semplice trasformazione afflussi-deflussi senza considerare le dinamiche reali di questo ciclo.

Si tratta, inoltre, di un modello che considera distribuiti su tutta l'area del bacino sia le grandezze fisiche che i parametri del modello, tenendo quindi conto della variabilità temporale così come di quella spaziale delle proprietà del bacino stesso. Per fare ciò utilizza una scomposizione del bacino in una griglia (raster), suddividendolo in celle elementari di forma

quadrata (pixel). Si differenzia, quindi, dai modelli concentrati nei quali il bacino idrografico viene considerato un tutt'uno. Ovviamente l'utilizzo di questo tipo di modello richiede un onere computazionale ben maggiore, essendo il numero totale dei parametri in gioco dato dal numero delle grandezze usate per descrivere la cella elementare moltiplicato per il totale delle celle che discretizzano il bacino, rendendo quindi necessaria una fase preliminare di acquisizione dell'informazione di carattere puntuale. Ad un costo computazionale maggiore vi è, però, una più accurata descrizione dei fenomeni, specialmente se si considera come la variabilità spaziale influenzi in modo predominante la risposta del bacino (Ceppi 2011).

Nella seguente figura viene mostrato lo schema di funzionamento del modello FEST-WB.

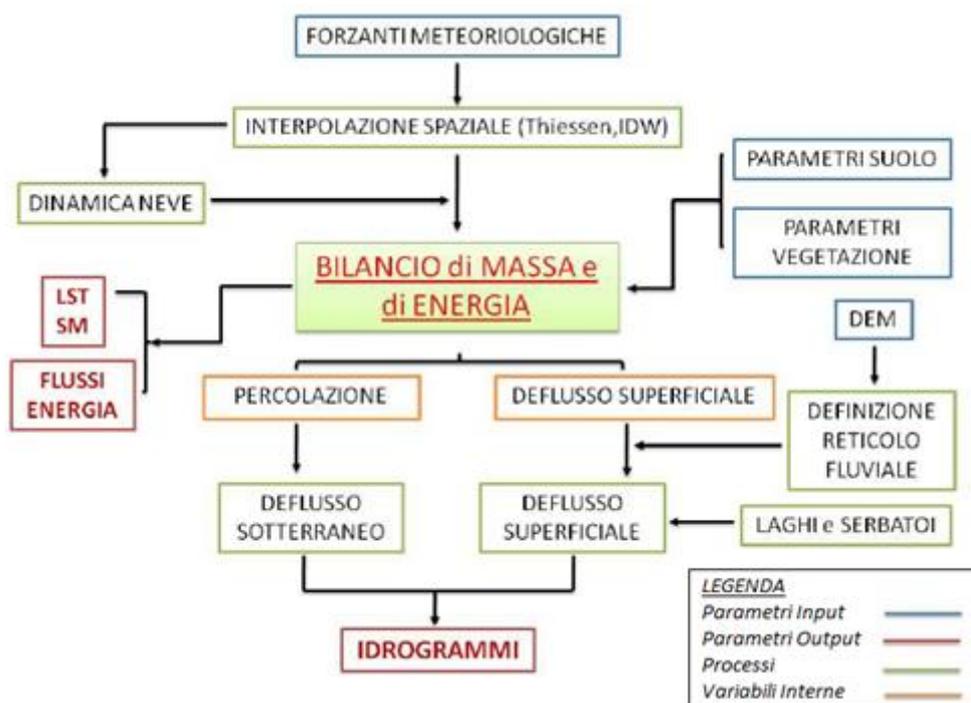


Figura 5.1: Schema concettuale del modello FEST-WB

Per quanto riguarda il funzionamento in dettaglio dei principali processi del ciclo idrologico all'interno del modello FEST-WB (quali evapotraspirazione, infiltrazione, deflusso superficiale, dinamica della neve) si rimanda al lavoro di tesi di Bocus e Di Luccio ("Implementazione di un sistema di previsione in tempo reale per la protezione idraulica della città di Milano").

---

## 5.2 Propagazione del deflusso superficiale

Si tratta della componente principale del modello che serve a ricostruire le portate fluenti in una definita sezione del corso d'acqua.

Un approccio possibile per lo studio della propagazione di un'onda di piena prevede l'applicazione dell'equazione di continuità nel tronco d'alveo in esame. In particolare si possono indicare con  $I$  la portata entrante e con  $O$  quella uscente, in modo da scrivere l'equazione di continuità nella forma:

$$I(t) - O(t) = \frac{dW(t)}{dt} \quad (\text{Eq. 5.1})$$

Questa equazione indica come la differenza tra portata entrante e portata uscente debba necessariamente essere uguale alla variazione di volume nel tempo all'interno del tronco d'alveo considerato.

Se si considera allora un incremento temporale  $\Delta t$ , questa equazione può essere discretizzata in modo da assumere la forma:

$$\frac{I(t)+I(t+\Delta t)}{2} - \frac{O(t)+O(t+\Delta t)}{2} = \frac{\Delta W(t)}{\Delta t} \quad (\text{Eq. 5.2})$$

Ciò che si vuole calcolare è l'andamento della portata nella sezione di valle de tratto di alveo considerato, una volta note le condizioni iniziali in termini di portate e tiranti idrici e una volta noto l'idrogramma in ingresso nella sezione di monte. Essendo però anche il volume  $W$  incognito, l'equazione di continuità non basta rendendo necessaria un'equazione del tipo:

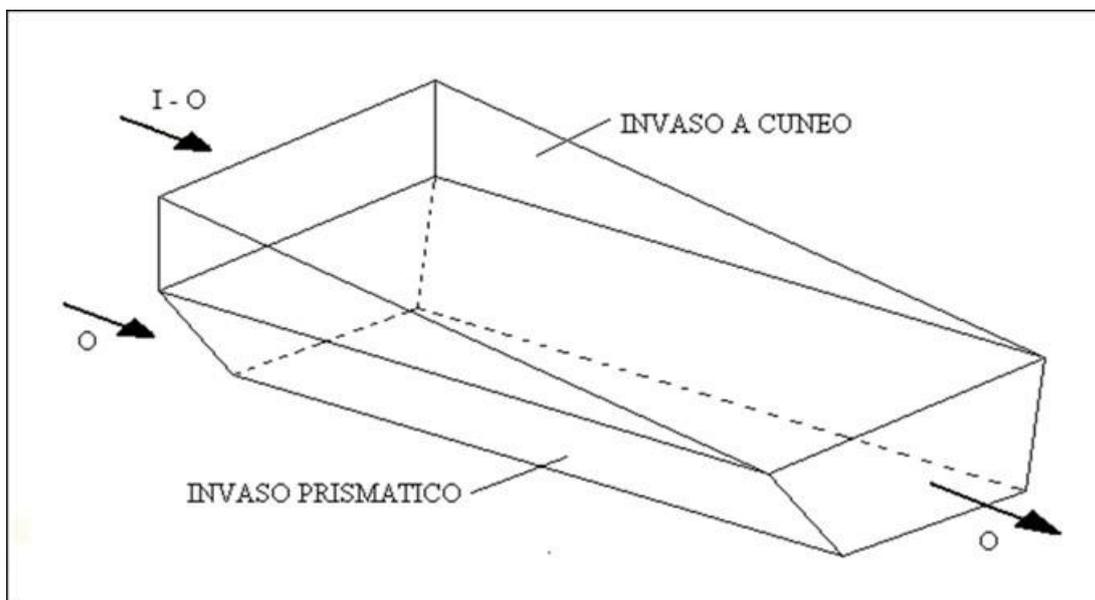
$$W(t) = W \left[ I(t), O(t), \frac{dI(t)}{dt}, \frac{dO(t)}{dt}, \frac{d^2I(t)}{dt^2}, \frac{d^2O(t)}{dt^2}, \dots \right] \quad (\text{Eq. 5.3})$$

Che lega il volume invasato nel tronco di alveo con le portate e le loro derivate. A seconda della forma assunta da tale equazione si hanno diversi modelli idrologici, tra cui il Muskingum-Cunge-Todini utilizzato nel presente lavoro di tesi.

### 5.2.1 Metodo Muskingum

Il metodo Muskingum prende il nome dal fiume statunitense su cui è stato applicato per la prima volta (McCarthy, 1938).

L'ipotesi alla base del modello è che il volume invasato all'interno del tratto di fiume considerato sia dovuto alla somma di due contributi: il primo è costituito dal volume del solido compreso tra il contorno dell'alveo ed il piano passante per il pelo libero della sezione di valle e parallelo al fondo, detto *invaso prismatico*. Il secondo è costituito dal solido compreso tra il piano parallelo al fondo ed il profilo del pelo libero, detto *invaso a cuneo*.



**Figura 5.2: schema di invasore col metodo Muskingum.**

Il volume compreso tra la sezione di ingresso e quella di uscita può essere espresso come:

$$W(t) = k \cdot O + k \cdot \varepsilon \cdot (I - O) = k \cdot [\varepsilon \cdot I + (1 - \varepsilon) \cdot O] \quad (\text{Eq. 5.4})$$

Dove:

- $W$  è il volume al tempo  $t$ ;
- $I$  è la portata entrante al tempo  $t$ ;
- $O$  è la portata uscente al tempo  $t$ ;
- $k$  è un parametro temporale, espresso in ore, che assume il significato di un coefficiente di immagazzinamento;
- $\varepsilon$  è un parametro adimensionale, determinato sperimentalmente e compreso tra 0 ed 1, avente funzione di “peso” tra portata uscente e portata entrante.

Nel metodo di Muskingum i due parametri  $k$  ed  $\varepsilon$  sono costanti nello spazio e nel tempo e possono essere calcolati con un procedimento di taratura. La variazione di volume nell'incremento temporale  $\Delta t$  è pari a:

---


$$\Delta W = W(t + \Delta t) - W(t) = k \cdot \varepsilon \cdot [I(t + \Delta t) - I(t)] + k \cdot (1 - \varepsilon) \cdot [O(t + \Delta t) - O(t)] \quad (\text{Eq. 5.5})$$

Da cui, utilizzando l'equazione di continuità (Eq. 5.2), si può ricavare  $k$  come segue:

$$k = \frac{0.5 \cdot \{[I(t+\Delta t)+I(t)]-[O(t+\Delta t)+O(t)]\}}{\varepsilon \cdot [I(t+\Delta t)-I(t)]+(1-\varepsilon) \cdot [O(t+\Delta t)-O(t)]} \quad (\text{Eq. 5.6})$$

Ipotizzando un valore di  $\varepsilon$  è possibile calcolare i valori di denominatore e numeratore della (Eq.5.6) per ogni istante temporale. In questo modo si possono plottare in un grafico avente come ascissa i dati a numeratore e in ordinata quelli a denominatore, ottenendo una curva chiusa. Il valore di  $\varepsilon$  che determina una curva quanto più vicina ad una retta è quello di riferimento. Costruita la retta interpolante, l'inverso della sua pendenza è pari proprio al coefficiente di immagazzinamento  $k$ .

Una volta noti  $k$  ed  $\varepsilon$  (che sono calcolati però con un procedimento iterativo e quindi non sono funzioni del corso d'acqua) la portata uscente all'istante  $t+\Delta t$  è calcolata come:

$$Q(t + \Delta t) = C_1 I(t + \Delta t) + C_2 I(t) + C_3 Q(t) \quad (\text{Eq. 5.7})$$

Dove:

$$\begin{aligned} C_1 &= \frac{2 \cdot k \cdot \varepsilon + \Delta t}{2 \cdot k \cdot (1 - \varepsilon) + \Delta t} \\ C_2 &= \frac{-2 \cdot k \cdot \varepsilon + \Delta t}{2 \cdot k \cdot (1 - \varepsilon) + \Delta t} \\ C_3 &= \frac{2 \cdot k \cdot \varepsilon - \Delta t}{2 \cdot k \cdot (1 - \varepsilon) + \Delta t} \end{aligned} \quad (\text{Eq. 5.8})$$

Noto quindi l'idrogramma di piena alla sezione di ingresso e la portata uscente all'istante iniziale, è possibile calcolare l'evoluzione dell'onda di piena all'uscita del tronco fluviale.

## 5.2.2 Metodo Muskingum-Cunge

Come osservato nel precedente paragrafo, i parametri  $k$  ed  $\varepsilon$  nel metodo Muskingum non sono calcolati in funzione delle caratteristiche geometriche ed idrauliche del corso d'acqua, per altro variabili sia nel tempo che nello spazio. Per ovviare a questo problema il modello Muskingum è stato modificato in un modello idrologico a coefficienti variabili, la cui definizione è stata oggetto di studio prima da Cunge (1969) e poi ripresa da diversi autori (Koussis (1976), Weinmann e Laurenson (1980), Ponce e Yevjevich (1978)). Siccome i coefficienti non si

mantengono costanti per tutto l'alveo non è sufficiente applicare il modello tra la sezione di monte e quella di valle ma è necessario risolvere il problema della propagazione su una griglia spazio-temporale e ricercare i valori incogniti di portata e tirante idrico sui nodi di tale griglia.

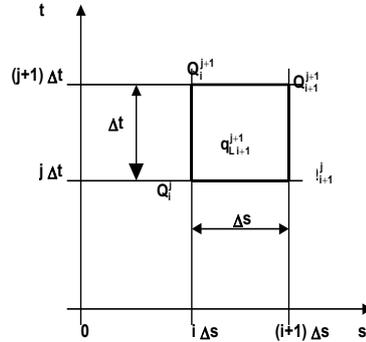


Figure 5.3: discretizzazione spazio-temporale nel metodo Muskingum-Cunge

Cunge (1969) utilizza per la definizione dei parametri  $k$  ed  $\varepsilon$  le seguenti equazioni:

$$\begin{cases} k = \frac{\Delta x}{c} \\ \varepsilon = \frac{1}{2} \left( \frac{Q_{ref}}{i \cdot c \cdot B \cdot \Delta x} \right) \end{cases} \quad (\text{Eq. 5.9})$$

Dove:

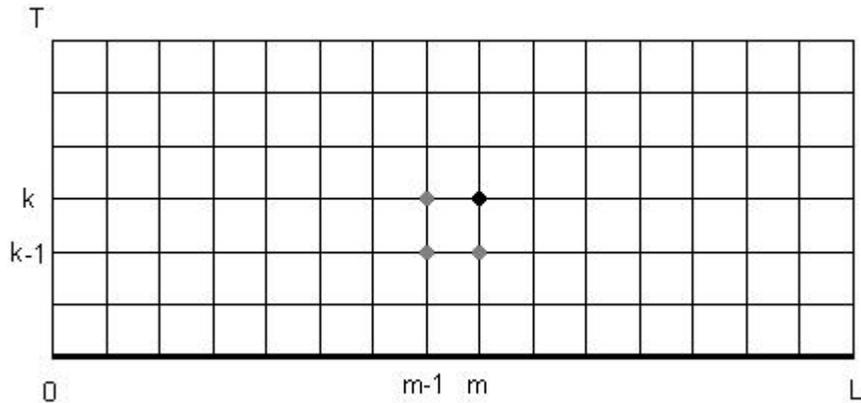
- $\Delta x$  è la distanza tra due sezioni adiacenti;
- $c$  è la celerità cinematica;
- $Q_{ref}$  è una portata di riferimento;
- $B$  è la larghezza della sezione in corrispondenza del pelo libero;
- $i$  è la pendenza del fondo del canale;

Ponce & Yevjevich (1978) hanno successivamente fornito una nuova espressione dei parametri del modello, che assumono la forma:

$$\begin{cases} C = \frac{c \cdot \Delta t}{\Delta x} \\ D = \frac{Q_{ref}}{i \cdot c \cdot B \cdot \Delta x} \end{cases} \quad (\text{Eq. 5.10})$$

Dove  $\Delta t$  è il passo temporale della griglia mentre  $C$  verrà in seguito chiamato numero di Courant mentre  $D$  è il numero di Reynolds di cella. Essendo la portata e la celerità diverse in ogni punto della griglia, anche i valori di  $C$  e  $D$  sono variabili da punto a punto.

Per calcolare la  $Q_{ref}$  si faccia riferimento alla seguente figura:



**Figure 5.4: Calcolo delle grandezze incognite (punto nero), a partire dalle grandezze note (punti grigi).**

Per il modello qui presentato la scelta più comoda per il calcolo della  $Q_{ref}$  è rappresentato da:

$$Q_{ref} = \frac{Q_{m-1}^{k-1} + Q_{m-1}^k + Q_m^{k-1}}{3} \quad (\text{Eq. 5.11})$$

Ovvero si prende il valor medio tra le portate nei punti grigi.

A questo punto è possibile calcolare la portata in uscita ad ogni singolo tratto fluviale applicando la medesima equazione del metodo Muskingum come segue:

$$Q_m^k = C_1 \cdot Q_{m-1}^k + C_2 \cdot Q_{m-1}^{k-1} + C_3 \cdot Q_m^{k-1} \quad (\text{Eq. 5.12})$$

Dove i coefficienti  $C_1$ ,  $C_2$  e  $C_3$  assumono la seguente forma, a seguito della revisione di Ponce e Yevjevich:

$$\begin{cases} C_1 = \frac{-1+C+D}{1+C+D} \\ C_2 = \frac{1+C-D}{1+C+D} \\ C_3 = \frac{1-C+D}{1+C+D} \end{cases} \quad (\text{Eq. 5.13})$$

---

Infine la celerità cinematica è ottenuta a partire dal seguente modello cinematico, derivante dalle equazioni di De Saint Venant:

$$\begin{cases} \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = 0 \\ i = j \end{cases} \quad (\text{Eq. 5.14})$$

In particolare l'equazione del moto rappresenta la formulazione delle condizioni di moto uniforme, per cui il legame tra area bagnata e portata nella sezione è esprimibile nel seguente modo:

$$A = \alpha \cdot Q^\beta \quad (\text{Eq. 5.15})$$

Dalla formulazione di Manning, scritta con  $i=j$  ed  $R=A/P$  si ottiene:

$$A = \left( \frac{n \cdot P^{2/3}}{\sqrt{i}} \right)^{3/5} \cdot Q^{3/5} \quad (\text{Eq. 5.16})$$

Se si confrontano le equazioni 5.15 e 5.16 si può scrivere che:

$$\alpha = \left( \frac{n \cdot P^{2/3}}{\sqrt{i}} \right)^{3/5} \quad (\text{Eq. 5.17})$$

$$\beta = 1 \quad (\text{Eq. 5.18})$$

Effettuando alcuni passaggi matematici si arriva all'espressione finale della celerità cinematica:

$$c = \frac{dQ}{dA} \quad (\text{Eq. 5.19})$$

Questa equazione mette in evidenza di come la celerità delle onde cinematiche sia esprimibile come la variazione di portata rispetto all'area bagnata trasversale, essa varia da istante a istante e da sezione a sezione come già osservato per la portata di riferimento.

Nel modello Muskingum-Cunge, quindi, i parametri sono calcolati sulla base di caratteristiche idrauliche e geometriche del corso d'acqua, tuttavia molti autori hanno rilevato che tale modello presenta un'inconsistenza nella conservazione della massa con un errore di entità

dell'8-10% quando applicato ad alvei a debole pendenza (Tang et al., 1999, Tang e Samuels, 1999).

### 5.2.3 Metodo Muskingum-Cunge-Todini

Oltre al problema della conservazione della massa il metodo Muskingum-Cunge presenta un'incongruenza congenita: se si sostituiscono i parametri ottenuti con l'approccio di Cunge nelle equazioni di Muskingum si ottengono due valori diversi e tra loro inconsistenti del volume d'acqua invasato nel canale (Todini 2007).

Per risolvere il problema della conservazione della massa, Todini mostra come esso sia dovuto all'utilizzo di parametri costanti nella derivazione originale del metodo Muskingum.

Se si considera infatti l'equazione:

$$k \varepsilon \frac{dI}{dt} + k (1 - \varepsilon) \frac{dO}{dt} = I - O \quad (\text{Eq. 5.20})$$

E la si discretizza nel tempo ottenendo:

$$k \varepsilon \frac{I_{t+\Delta t} - I_t}{\Delta t} + k (1 - \varepsilon) \frac{O_{t+\Delta t} - O_t}{\Delta t} = \frac{I_{t+\Delta t} - I_t}{2} - \frac{O_{t+\Delta t} - O_t}{2} \quad (\text{Eq. 5.21})$$

Si è portati ad usare dei parametri  $k$  ed  $\varepsilon$  costanti in ogni intervallo temporale, il che porta a una situazione in cui il volume invasato calcolato in due istanti di tempo consecutivi è diverso come mostrato in figura:

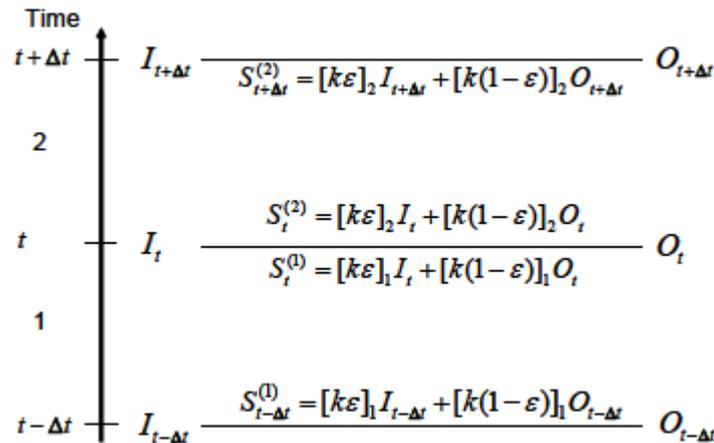


Figure 5.5: Calcolo del volume in due istanti di tempo successivi secondo il metodo Muskingum-Cunge. I valori sono differenti.

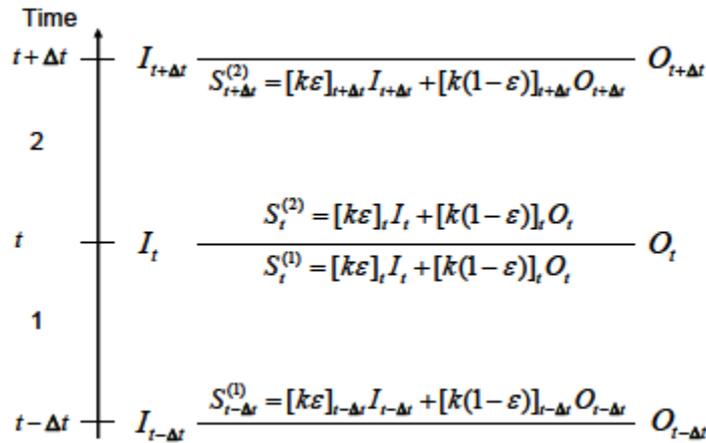
Se invece si considerano i parametri variabili nel tempo, l'equazione 5.14 non è più valida e pertanto si accorpano le due equazioni che definiscono il metodo Muskingum, ottenendo:

$$\frac{d[k \varepsilon I]}{dt} + \frac{d[k(1-\varepsilon) O]}{dt} = I - O \quad (\text{Eq. 5.22})$$

Che discretizzata nel tempo diventa:

$$\frac{[k \varepsilon]_{t+\Delta t} I_{t+\Delta t} - [k \varepsilon]_t I_t}{\Delta t} + \frac{[k(1-\varepsilon)]_{t+\Delta t} O_{t+\Delta t} - [k(1-\varepsilon)]_t O_t}{\Delta t} = \frac{I_{t+\Delta t} - I_t}{2} - \frac{O_{t+\Delta t} - O_t}{2} \quad (\text{Eq. 5.23})$$

Quest'ultima rappresenta una valida approssimazione per il metodo Muskingum a parametri variabili che rispetta la conservazione della massa, come mostrato nella seguente figura:



**Figure 5.6: Calcolo del volume in due istanti di tempo successivi secondo il metodo Muskingum-Cunge-Todini. I valori sono uguali.**

Tuttavia questo schema presenta ancora l'inconsistenza sul volume invasato.

Se si considera la seguente equazione:

$$S = \frac{\Delta t}{c} \frac{O+I}{2} + \frac{\Delta t D}{c} \frac{O-I}{2} \quad (\text{Eq. 5.24})$$

Si può notare come il secondo termine del secondo membro governi il moto vario, poiché si annulla per la condizione di moto stazionario  $I=O$  mentre il primo termine rappresenti l'immagazzinamento allo stato stazionario.

Se si considera lo stato stazionario e ricordando la definizione di portata  $Q=A \cdot V$ , si arriva al seguente risultato:

---

$$S = A \Delta x = \frac{Q}{v} \Delta x = k^* Q \quad (\text{Eq. 5.25})$$

Dove  $k^*$  è il parametro dello stato stazionario che può essere interpretato come il tempo impiegato da una particella d'acqua per attraversare il tratto di canale, e risulta ovviamente diverso dalla celerità cinematica.

A questo punto per risolvere l'inconsistenza basta considerare il parametro  $k^*$  al posto del parametro  $k$ , effettuando una conversione tramite un coefficiente di conversione  $\beta = c/v$  che permette di ricalibrare i nuovi parametri  $C^* = C/\beta$  e  $D^* = D/\beta$ .

Tramite questa correzione si estende il dominio di  $\varepsilon$  che può assumere valori negativi, senza che ciò comporti l'insorgere di instabilità numeriche o inaccurately nei risultati (Szél e Gaspar, 2000).

Risolte le incongruenze resta valido lo schema di risoluzione del metodo Muskingum-Cunge, con il vantaggio di poter estendere il campo di applicazione anche ad alvei di pianura.



---

# **CAPITOLO 6**

## **CALIBRAZIONE E**

## **VALIDAZIONE DEL**

## **MODELLO**

## **IDROLOGICO**

In questo capitolo vengono presentati i risultati relativi alla calibrazione e alla validazione del modello idrologico. Come portate osservate, alla luce dei risultati del capitolo 4 in cui gli errori tra i vari metodi risultavano minimi, si è scelto di utilizzare quelle calcolate col metodo dello “slope-area” a partire dai livelli idrometrici misurati nelle due sezioni a breve distanza di Bovisio Masciago.

Tuttavia, prima di operare su tale sezione del fiume Seveso, si è resa necessaria una calibrazione a monte e in particolare nella sezione di Cantù.

Prima ancora della calibrazione è stato opportuno testare il modello FEST-WB con all’interno il codice relativo al metodo Muskingum-Cunge-Todini (MCT) e confrontarlo col tradizionale Muskingum-Cunge (MC) sia per quanto concerne la conservazione della massa sia in termini di portata defluita in particolari eventi di piena.

Nello specifico ci si aspetta una diminuzione dell’errore nella conservazione della massa nel metodo MCT rispetto al metodo MC (come per altro richiamato teoricamente all’interno del capitolo 5) ma con una portata defluente all’incirca uguale e perfettamente confrontabile negli idrogrammi di piena ottenuti coi due diversi metodi.

---

## 6.1 Conservazione della massa

Come spiegato dal punto di vista teorico all'interno del capitolo 5, il metodo MCT risolve le inconsistenze relative alla conservazione della massa e al volume invasato presenti invece nel tradizionale MC.

Per dimostrare da un punto di vista numerico il miglioramento apportato al metodo da parte di Todini si è deciso, ancor prima di calibrare il modello, di effettuare due simulazioni del modello FEST-WB rispettivamente col metodo MC e col metodo MCT per poi andare a confrontare i volumi simulati dal modello con il runoff generatosi sul bacino idrografico.

Come periodo temporale si è scelto di effettuare le simulazioni su tutto il periodo di disponibilità dei dati, ovvero dal 1 gennaio 2003 al 29 aprile 2017.

Le sezioni del fiume Seveso in cui si è fatto il confronto sono: Cantù, Bovisio, Paderno, Cormano e Niguarda.

I volumi simulati sono ottenuti a partire dalle portate orarie in uscita dalla simulazione: moltiplicando ogni valore di portata oraria per 3600 si ottiene il volume orario, sommando tutti i valori dei volumi orari si ottiene il volume complessivo di acqua defluita all'interno della singola sezione per tutto il periodo considerato.

Per quanto riguarda il runoff complessivo, esso è ottenuto moltiplicando il valore orario di runoff in uscita dalla simulazione (espresso in *mm*) per l'area del bacino chiuso alla sezione di interesse (espressa in  $\text{km}^2$ ) e facendo la somma di tutti i valori orari.

I risultati per le 5 sezioni di riferimento e, rispettivamente, per il metodo Muskingum-Cunge tradizionale (MC) e per quello modificato da Todini (MCT) sono riportati nelle tabelle successive.

Tabella 6.1: errore relativo nella conservazione della massa per il metodo MC

	Cantù	Bovisio	Paderno	Cormano	Niguarda
Volume complessivo ( $\text{m}^3$ )	34595109	117208707.5	121762071.1	130766531.2	137430061.3
Runoff complessivo ( $\text{m}^3$ )	35791729	120315122.8	124945823.5	134721908.3	142496857.8
Errore relativo	-0.0346	0.0265	-0.0261	-0.0302	-0.0369

Tabella 6.2: errore relativo nella conservazione della massa per il metodo MCT

	Cantù	Bovisio	Paderno	Cormano	Niguarda
Volume complessivo (m <sup>3</sup> )	35434432.37	121483176.9	126610557	136154727.3	143297583.6
Runoff complessivo (m <sup>3</sup> )	35791728.74	120315122.8	124945823.5	134721908.3	142496857.8
Errore relativo	-0.0101	0.0096	0.0131	0.0105	0.0056

Come si può notare dalla seconda tabella, si assiste ad una notevole diminuzione dell'errore relativo in alcune sezioni anche di un ordine di grandezza (Bovisio e Niguarda) come era lecito aspettarsi.

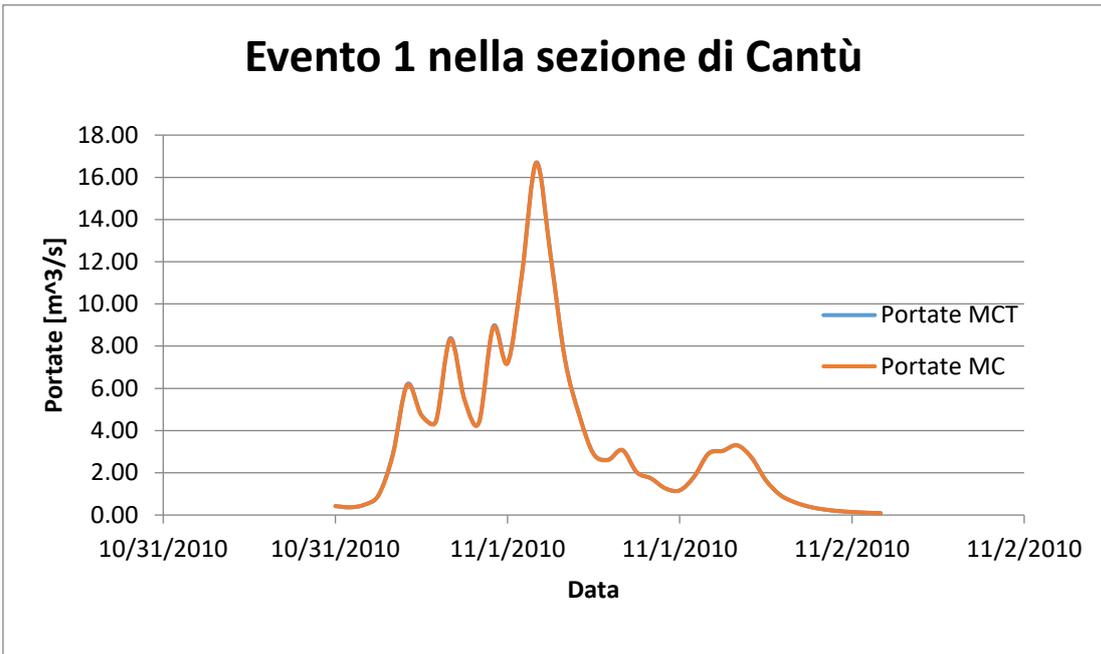
In seguito, come già anticipato, si è voluta verificare la consistenza tra i risultati relativi alle portate simulate dai due diversi metodi. Per fare ciò si sono presi 4 eventi a caso in modo da confrontare gli idrogrammi: 2 nella sezione di Cantù (a monte) e 2 nella sezione di Niguarda (a valle).

Nella seguente tabella vengono riportate le date di inizio e fine evento: i primi 2 si riferiscono alla sezione di Cantù, mentre i secondi 2 si riferiscono alla sezione di Niguarda.

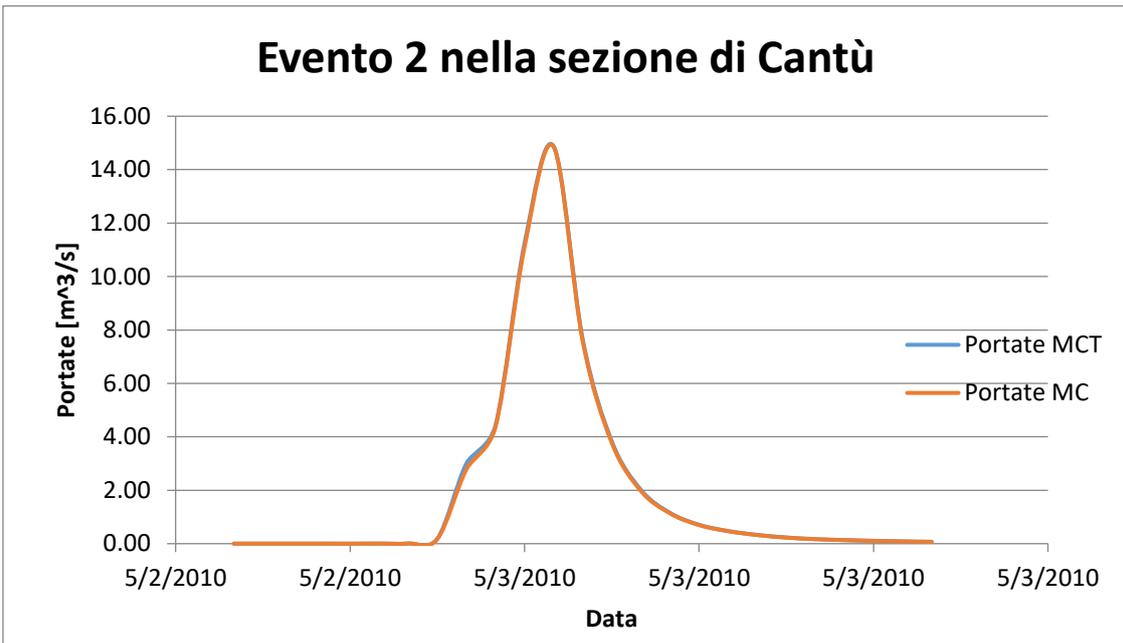
Tabella 6.3: date di inizio e di fine evento per il confronto tra le portate coi metodi MC e MCT

Numero evento	Data inizio evento	Data fine evento
1	31/10/2010 12:00	02/11/2010 02:00
2	02/05/2010 14:00	03/05/2010 14:00
3	14/08/2010 00:00	15/08/2010 23:00
4	11/05/2010 00:00	14/05/2010 23:00

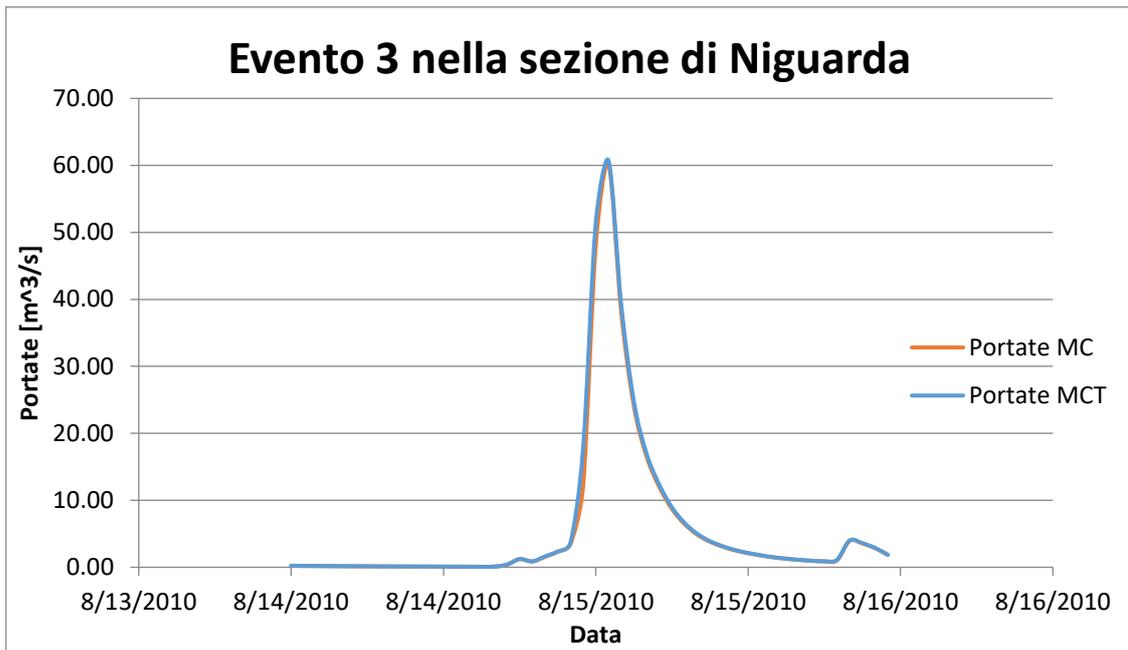
Di seguito vengono riportati gli idrogrammi di piena ottenuti con le simulazioni dei due diversi metodi e relativi agli eventi sopra citati.



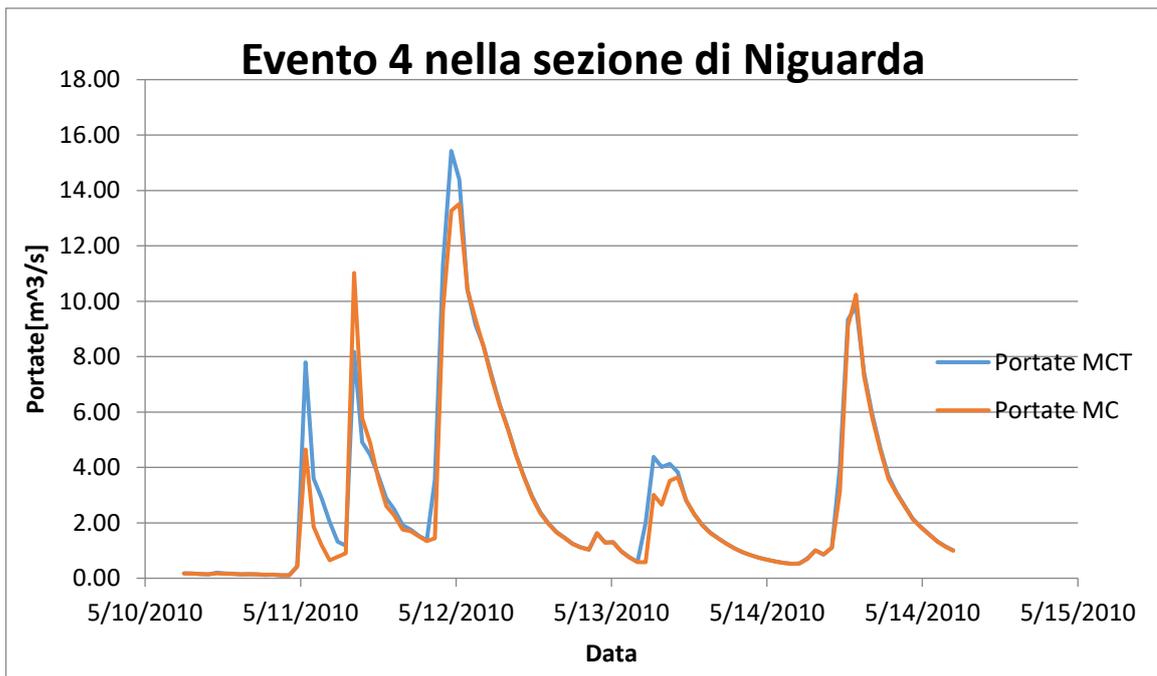
**Figura 6.1:** confronto tra le portate ottenute con il metodo MC e con il metodo MCT per l'evento 1 nella sezione di Cantù.



**Figura 6.2:** confronto tra le portate ottenute con il metodo MC e con il metodo MCT per l'evento 2 nella sezione di Cantù.



**Figura 6.3:** confronto tra le portate ottenute con il metodo MC e con il metodo MCT per l'evento 3 nella sezione di Niguarda.



**Figura 6.4:** confronto tra le portate ottenute con il metodo MC e con il metodo MCT per l'evento 4 nella sezione di Niguarda.

Come evidente dalle figure precedenti le portate simulate dai due diversi modelli risultano generalmente sovrapponibili, confermando le aspettative secondo cui le modifiche apportate da Todini al metodo Muskingum-Cunge non influenzano l'idrogramma simulato dal modello.

---

## 6.2 Calibrazione nella sezione di Cantù

La calibrazione del modello idrologico, utilizzando il modello Muskingum-Cunge-Todini, nella sezione di Cantù è stata effettuata sui parametri di conduttività idraulica satura ( $k_{sat}$ ) e sul Runoff Curve Number (CN). Nello specifico questi parametri sono stati modificati allo scopo di ottenere un andamento delle portate prossimo a quello osservato.

In particolare, partendo da una situazione iniziale si è deciso di variare la conduttività idraulica satura al massimo di quattro ordini di grandezza, ovvero si è moltiplicato il valore iniziale per i seguenti valori: 0.01; 0.1; 10; 100.

Mentre, sempre partendo da una condizione indisturbata, si è deciso di variare il curve number aumentandolo o diminuendolo al massimo per dieci unità, in particolare: -10; -5; +5; +10.

Gli indici di errore considerati per questa fase e per tutte le calibrazioni e validazioni successive in questo lavoro di tesi sono stati i seguenti: errore relativo sulla portata al colmo di ogni singolo evento considerato, NRMSE (Normalized Root Mean Square Error) e indice di Nash relativi all'evento considerato.

Le formule per calcolare errore relativo e NRMSE sono le stesse già viste nel capitolo 4: facendo riferimento rispettivamente all'equazione 4.2 e 4.4.

Per quanto riguarda invece l'indice di Nash si è utilizzata la seguente equazione:

$$E = 1 - \frac{\sum(f_{obs} - f_{pre})^2}{\sum(f_{obs} - f_{mean})^2} \quad (\text{Eq. 6.1})$$

Dove  $f_{obs}$  indica il valore sperimentale osservato per l'evento,  $f_{pre}$  indica il valore simulato e  $f_{mean}$  è la media delle osservazioni sperimentali.

Come portate osservate si sono utilizzate quelle della scala di deflusso presente a Cantù mentre le simulazioni sono state effettuate nel periodo di tempo compreso tra il 2003 e il 2010, prendendo gli eventi più significativi di tale periodo. Sul periodo seguente (dal 2010 al 2016) è stata invece effettuata la validazione.

Nella tabella seguente vengono riportate le date di inizio e fine evento:

Tabella 6.4: eventi utilizzati per la calibrazione nella sezione di Cantù

Numero evento	Data inizio evento	Data fine evento
1	11/05/2010 00:00	14/05/2010 23:00
2	31/10/2010 12:00	02/11/2010 02:00
3	15/11/2010 10:00	16/11/2010 19:00
4	02/05/2010 14:00	03/05/2010 14:00
5	14/08/2010 11:00	15/08/2010 11:00

6	27/04/2009 00:00	27/04/2009 23:00
7	06/02/2009 00:00	07/02/2009 23:00
8	13/09/2008 00:00	13/09/2008 23:00
9	13/07/2008 00:00	13/07/2008 19:00

Complessivamente sono state effettuate due simulazioni per raggiungere una situazione soddisfacente: nella prima è stata moltiplicata  $k_{sat}$  per un fattore moltiplicativo di 0.01, mentre nella seconda si è aggiunto un valore 10 al CN tenendo fermo il valore precedentemente trovato di  $k_{sat}$ .

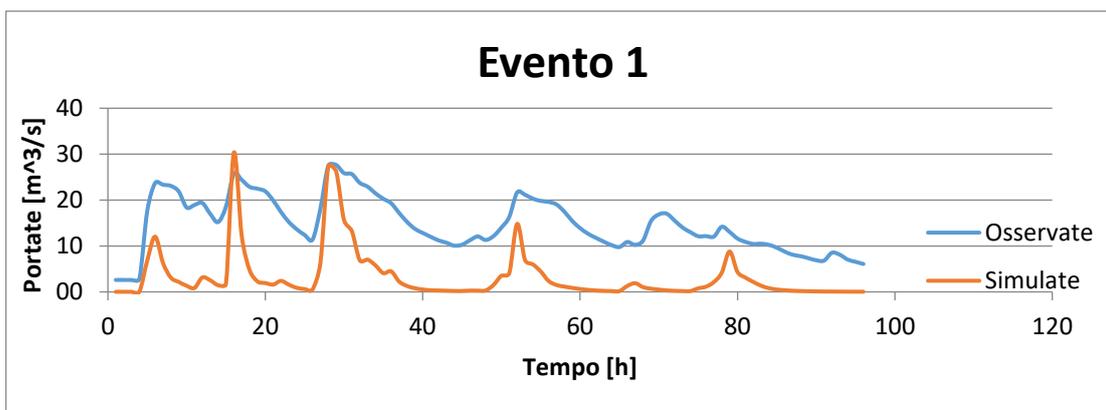
Nella seguente tabella si riportano i valori degli indici di errore relativo, NRMSE e di Nash al variare delle simulazioni effettuate e partendo dalla condizione originale.

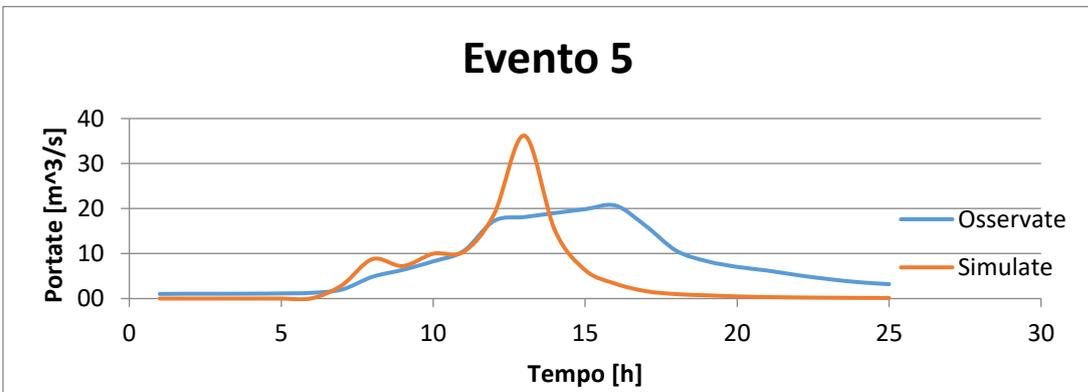
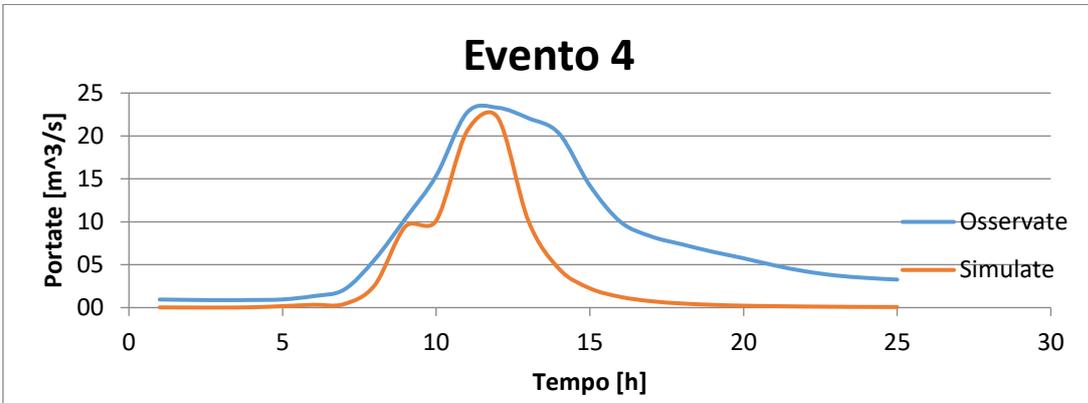
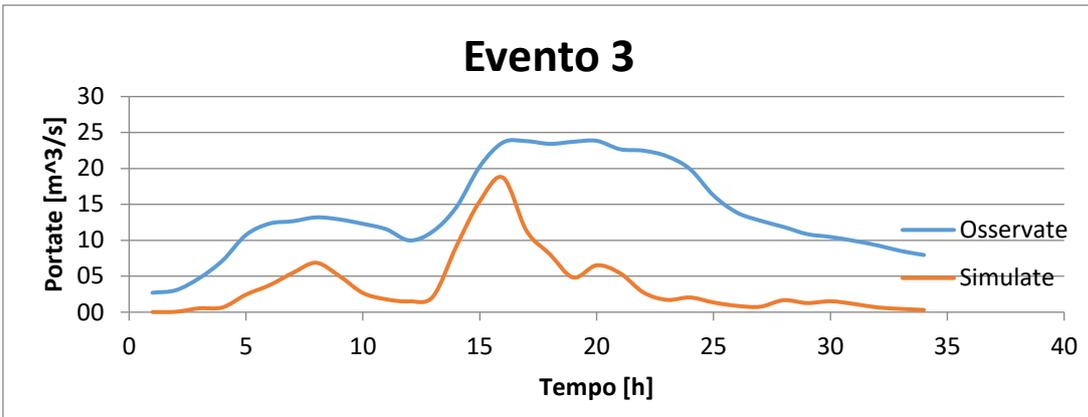
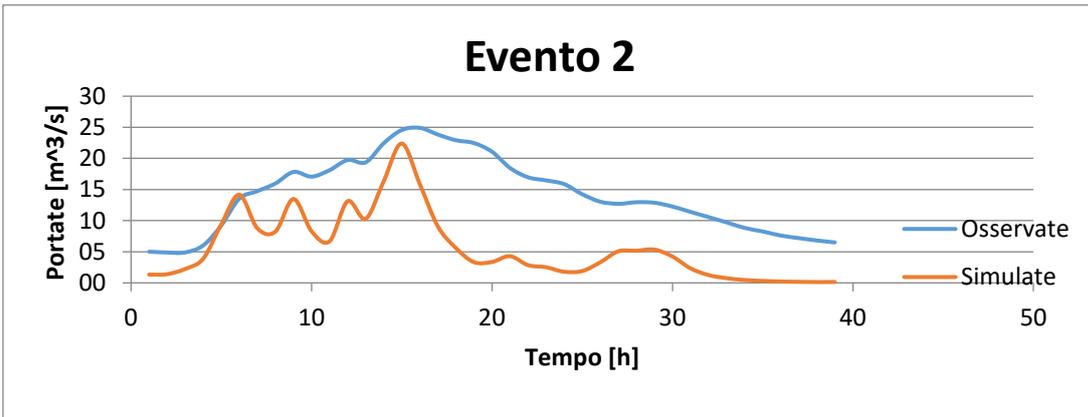
Tabella 6.5: risultati della calibrazione per la sezione di Cantù

Numero calibrazione	Errore relativo medio	NRMSE medio	Indice di Nash medio
Originale	-0.516	1.076	-2.6
Calibrazione 1	-0.299	1.016	-2.2
Calibrazione 2	-0.009	0.956	-1.5

Si può notare come l'errore relativo medio tra le portate al colmo di ogni singolo evento diminuisca notevolmente con la calibrazione dei parametri.

Di seguito si riportano gli idrogrammi di piena per le portate osservate tramite scala di deflusso e per quelle simulate dal modello relativi a tutti gli eventi coi parametri relativi alla calibrazione definitiva (Calibrazione 2 nella tabella 6.2). Per le date dei singoli eventi fare riferimento alla tabella 6.1.





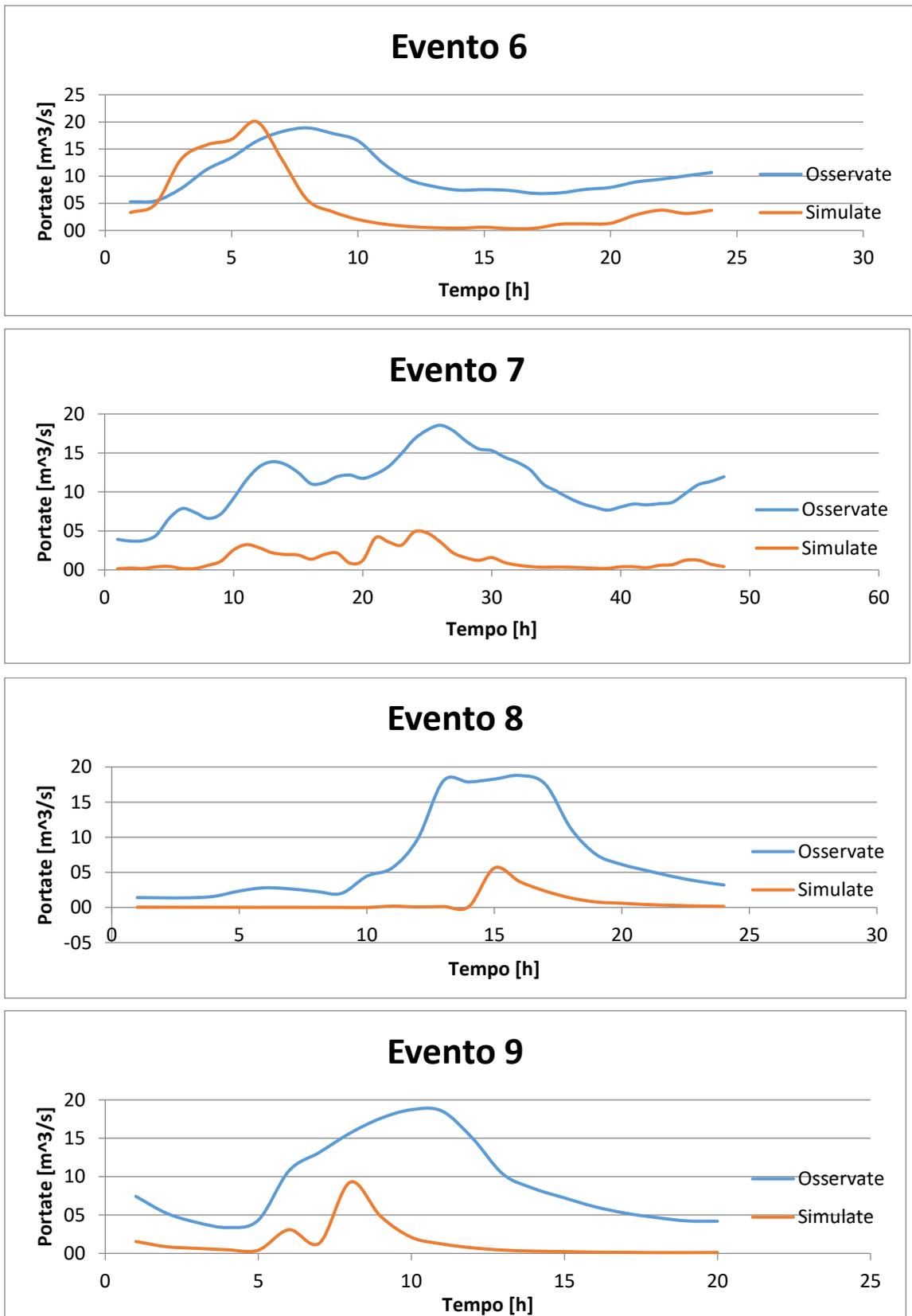


Figura 6.5: idrogrammi degli eventi di piena utilizzati per la calibrazione dei parametri del modello.

Si può facilmente constatare dagli idrogrammi precedenti come, nonostante una conduttività idraulica del terreno molto bassa e un CN molto alto (indici di territorio urbanizzato), persista comunque una considerevole sottostima delle portate simulate dal modello.

## 6.3 Validazione nella sezione di Cantù

La validazione nella sezione di Cantù è stata effettuata prendendo in considerazione le portate osservate nel periodo dal 2011 al 2016 e scegliendone gli eventi più significativi.

I parametri del modello risultano quelli relativi alla calibrazione 2 di tabella 6.2, ovvero  $k_{sat}$  moltiplicata per un valore di 0.01 e CN aggiunto di un valore 10.

Di seguito, in tabella, si riportano gli eventi con relative date di inizio e fine oltre alle portate al colmo osservate e simulate dal modello.

Tabella 6.6: eventi utilizzati per la validazione nella sezione di Cantù e relative portate al colmo osservate e simulate

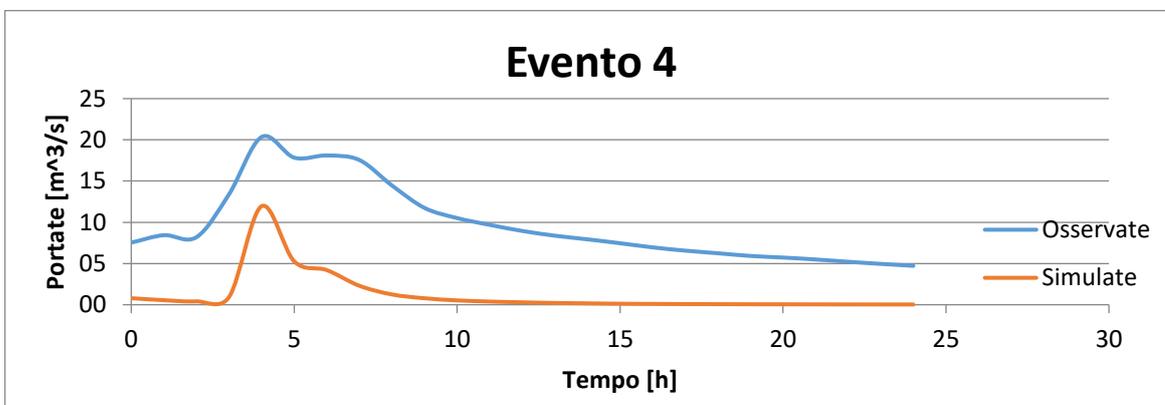
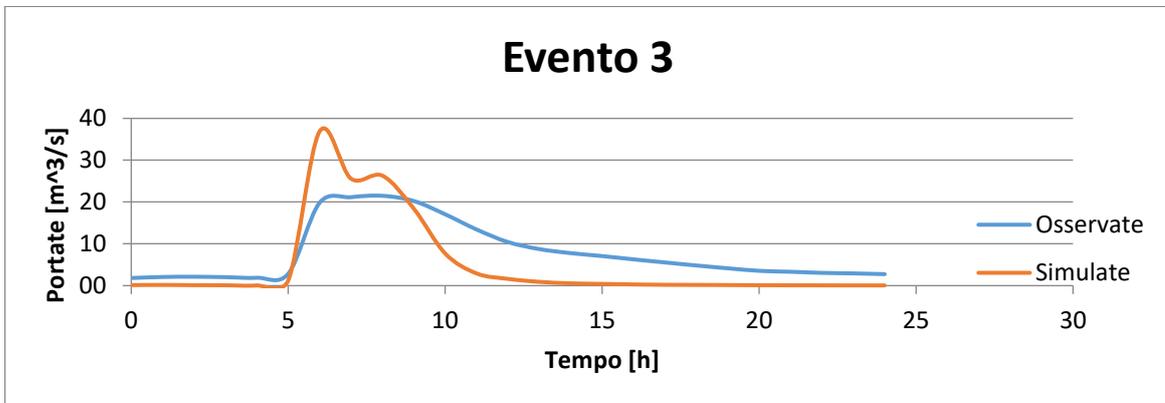
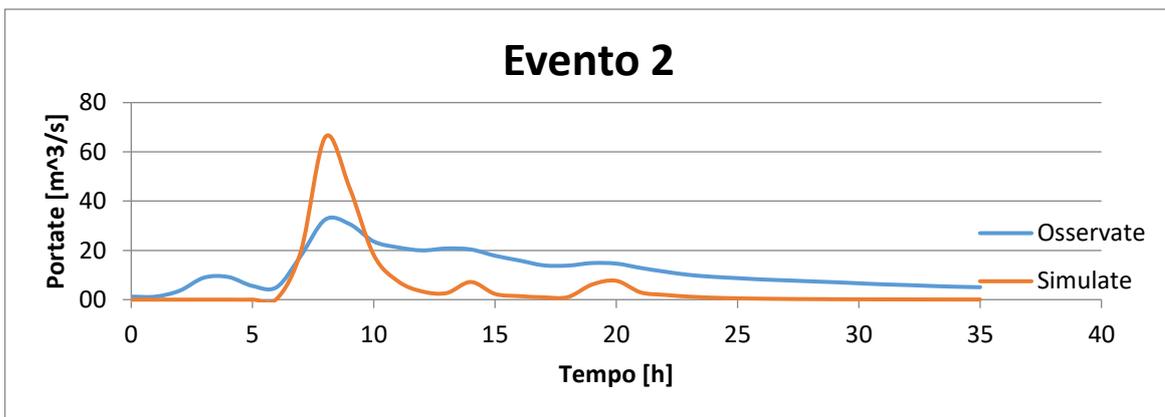
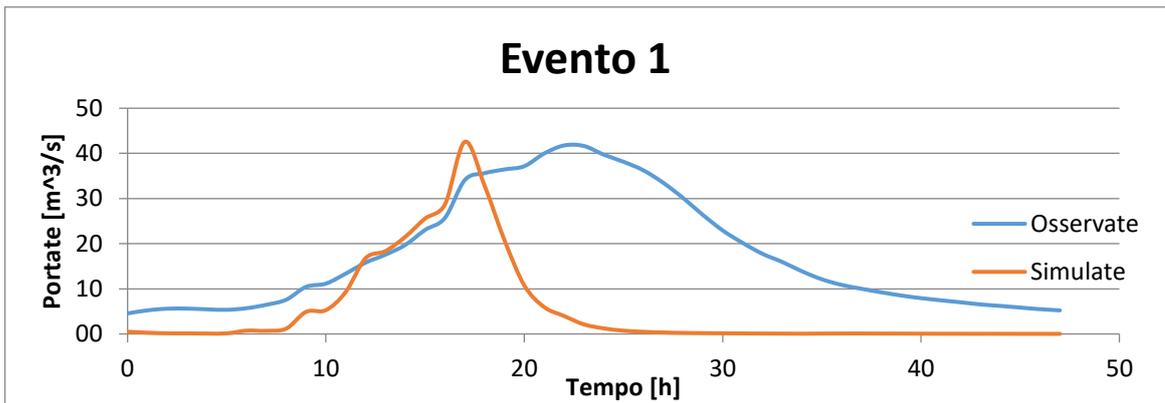
Numero evento	Data inizio evento	Data fine evento	Portata al colmo osservata	Portata al colmo simulata
1	15/11/2014 00:00	16/11/2014 23:00	41.8 m <sup>3</sup> /s	42.6 m <sup>3</sup> /s
2	07/07/2014 16:00	09/07/2014 03:00	32.5 m <sup>3</sup> /s	66.0 m <sup>3</sup> /s
3	29/06/2014 09:00	30/06/2014 09:00	21.5 /s	36.9 m <sup>3</sup> /s
4	29/07/2014 10:00	30/07/2014 10:00	20.3 m <sup>3</sup> /s	11.9 m <sup>3</sup> /s
5	19/04/2013 16:00	21/04/2013 09:00	19.0 m <sup>3</sup> /s	14.5 m <sup>3</sup> /s

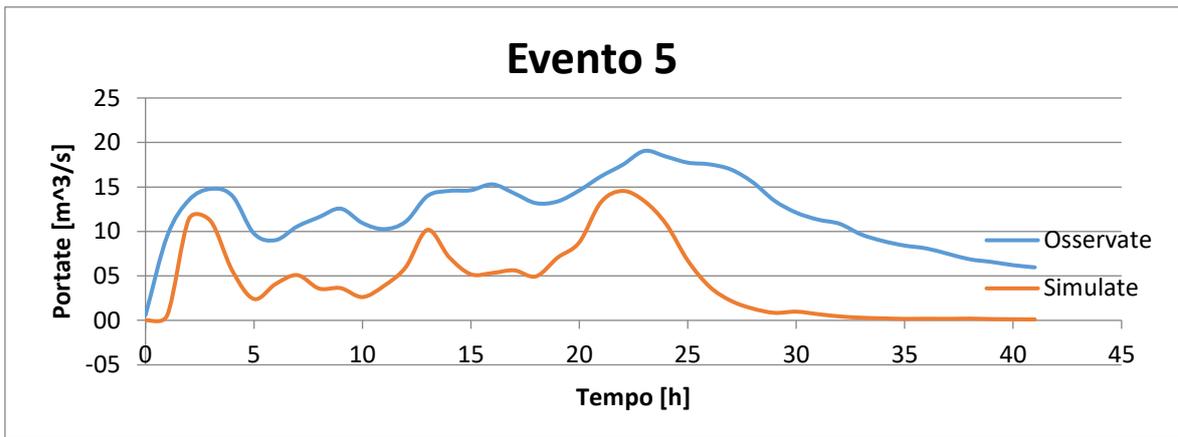
Vengono ora riportati in tabella gli indici di errore relativo medio delle portate al colmo, NRMSE medio e indice di Nash medio per quanto riguarda la validazione del modello nella sezione di Cantù.

Tabella 6.7: risultati della validazione per la sezione di Cantù

Errore relativo medio	NRMSE medio	Indice di Nash medio
0.224	0.860	-1.5

Di seguito si riportano gli idrogrammi di piena per le portate osservate tramite scala di deflusso e per quelle simulate dal modello relativi a tutti gli eventi utilizzati in fase di validazione per la sezione di Cantù. Per le date dei singoli eventi fare riferimento alla tabella 6.3.





**Figura 6.6: idrogrammi degli eventi di piena utilizzati per la validazione dei parametri del modello.**

Come si può notare dalle immagini precedenti persiste anche in fase di validazione una generale sottostima delle portate simulate dal modello come nel caso della calibrazione.

---

## 6.4 Calibrazione nella sezione di Bovisio Masciago

Tenendo fermi i parametri calibrati nella sezione di Cantù (a monte) è stata effettuata una prima simulazione del modello in modo da confrontare le portate simulate con quelle osservate tramite il metodo dello “slope-area” nella sezione di Bovisio coi parametri originali per quest’ultima.

Successivamente si è operato allo stesso modo della calibrazione a Cantù, ovvero si è agito nei confronti dei parametri  $k_{sat}$  e CN.

Tuttavia in questo caso sono state necessarie 8 simulazioni complessive per raggiungere un risultato soddisfacente e sono stati cambiati anche altri parametri in grado di influenzare i risultati del modello. Questi ulteriori parametri sono:  $sd$ , ovvero profondità del suolo, e  $k_{prof}$ , ovvero la permeabilità del suolo profondo. Tutti questi parametri sono stati modificati in modo da ottenere una maggiore velocità di deflusso dovuta al territorio altamente urbanizzato.

In particolare i parametri finali derivanti dall’ultima simulazione risultano essere:  $k_{sat}$  moltiplicata per un fattore pari a 0.01, CN aggiunto di un fattore pari a 20,  $sd$  moltiplicato per un fattore 0.1,  $k_{prof}$  aggiunta di un fattore 10000.

Il periodo di riferimento per la calibrazione in questa sezione del fiume Seveso è stato quello in cui si disponevano i dati osservati tramite il metodo dello “slope-area” e quindi dal giugno 2016 al novembre 2016. Tuttavia le simulazioni sono state effettuate a partire dal 2015 per non far influenzare le condizioni iniziali sui risultati del modello.

Nonostante il breve periodo sono stati individuati 8 eventi significativi con portata al colmo maggiore di 30 m<sup>3</sup>/s.

Di seguito, in tabella, se ne riportano le date di inizio e di fine con le relative portate al colmo osservate e simulate con la calibrazione definitiva.

Tabella 6.8: eventi utilizzati per la calibrazione a Bovisio e relative portate al colmo osservate e simulate

Numero evento	Data inizio evento	Data fine evento	Portata al colmo osservata	Portata al colmo simulata
1	31/07/2016 00:00	31/07/2016 23:00	64.7 m <sup>3</sup> /s	83.6 m <sup>3</sup> /s
2	05/08/2016 00:00	05/08/2016 23:00	63.0 m <sup>3</sup> /s	71.2 m <sup>3</sup> /s
3	21/09/2016 00:00	21/09/2016 23:00	53.9 m <sup>3</sup> /s	52.8 m <sup>3</sup> /s
4	16/06/2016 12:00	17/06/2016 12:00	52.6 m <sup>3</sup> /s	38.8 m <sup>3</sup> /s
5	02/07/2016 00:00	02/07/2016 23:00	43.9 m <sup>3</sup> /s	27.6 m <sup>3</sup> /s
6	23/07/2016 00:00	23/07/2016 23:00	41.6 m <sup>3</sup> /s	48.0 m <sup>3</sup> /s

7	14/10/2016 09:00	15/10/2016 09:00	32.1 m <sup>3</sup> /s	24.4 m <sup>3</sup> /s
8	18/06/2016 16:00	19/06/2016 16:00	31.1 m <sup>3</sup> /s	19.8 m <sup>3</sup> /s

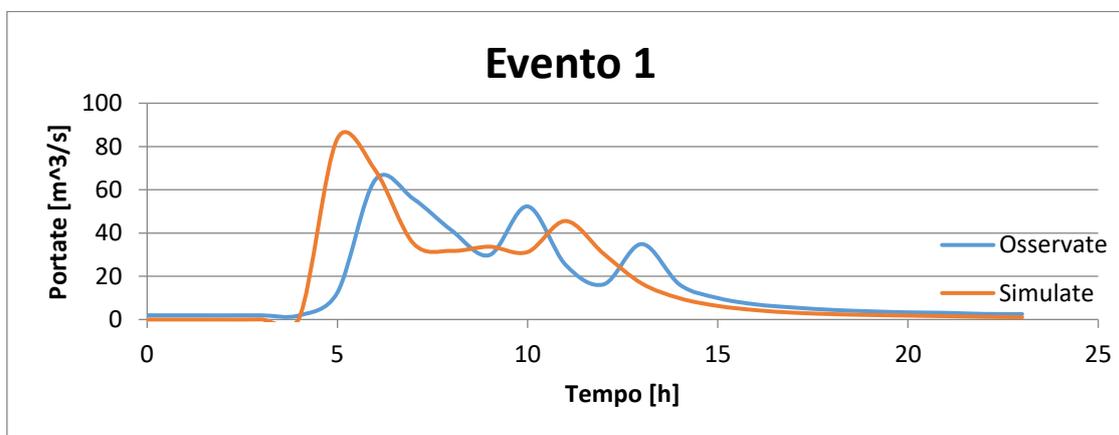
Nella seguente tabella si riportano i valori degli indici di errore relativo (delle portate al colmo), NRMSE e di Nash al variare delle simulazioni effettuate e partendo dalla condizione originale (Calibrazione 1).

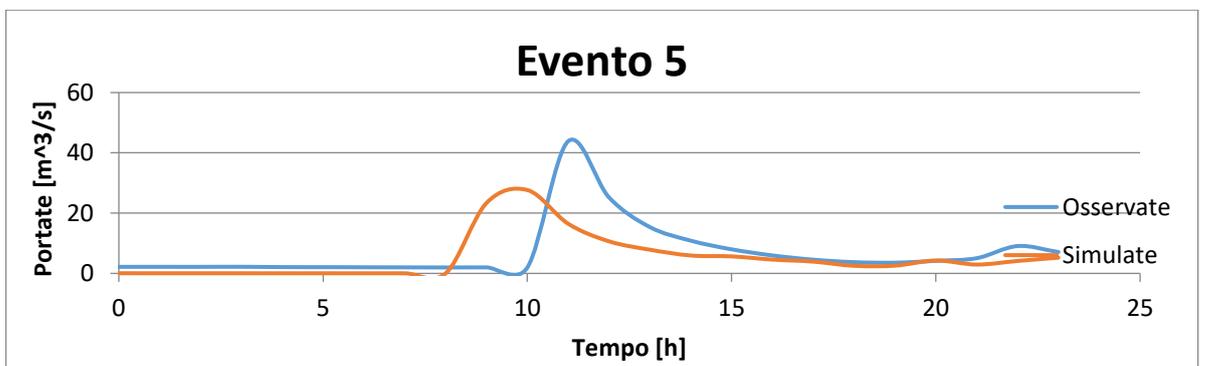
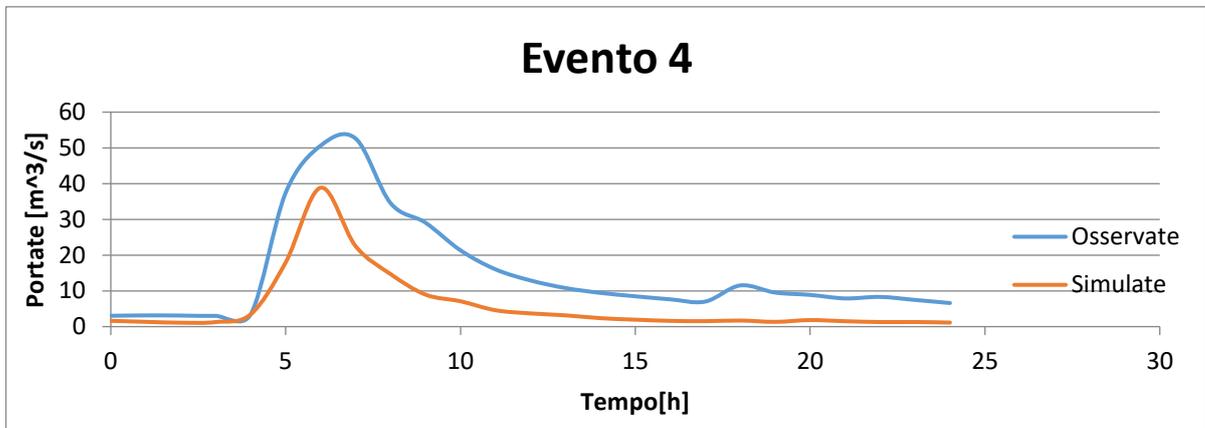
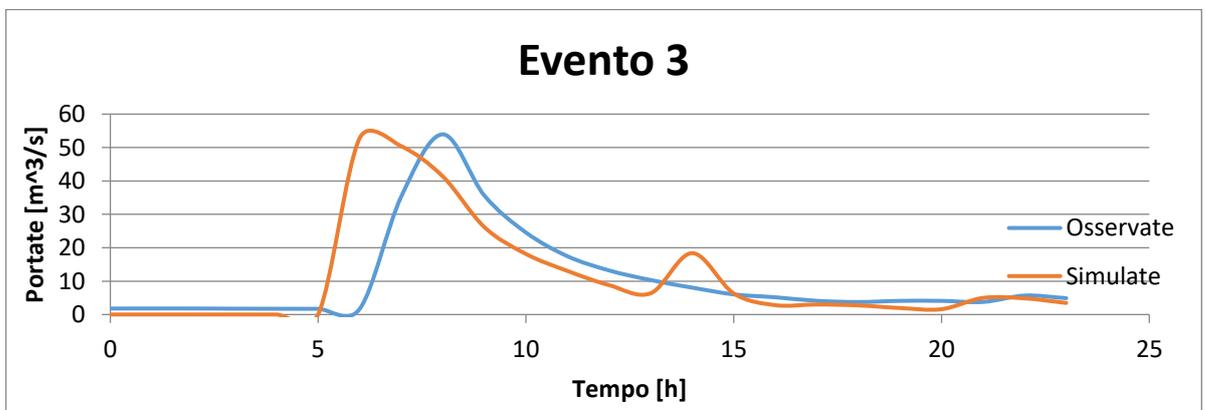
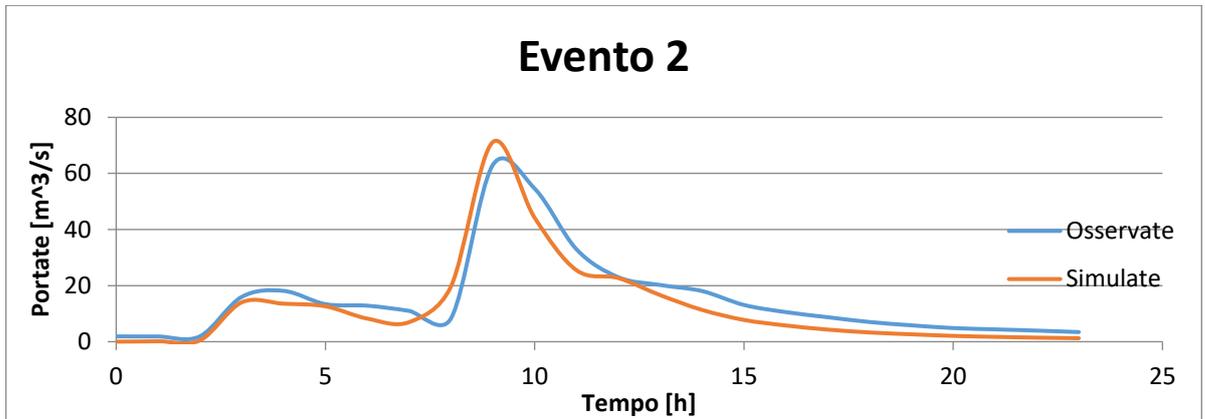
Tabella 6.9: risultati della calibrazione per la sezione di Bovisio

Numero calibrazione	Errore relativo medio	NRMSE medio	Indice di Nash medio
Calibrazione 1	-0.652	1.058	-0.4
Calibrazione 2	-0.571	0.966	-0.2
Calibrazione 3	-0.455	0.879	0.1
Calibrazione 4	-0.353	0.879	0.1
Calibrazione 5	-0.282	0.882	0.1
Calibrazione 6	-0.276	0.874	0.1
Calibrazione 7	-0.164	0.898	0.1
Calibrazione 8	-0.085	0.835	0.3

Come si può notare l'indice di errore relativo medio tra le portate al colmo osservate e simulate si riduce progressivamente così come l'indice NRMSE medio, mentre tende ad aumentare l'indice di Nash medio in accordo con una migliore approssimazione del modello.

Di seguito si riportano gli idrogrammi di piena per le portate osservate tramite il metodo dello "slope-area" e per quelle simulate dal modello relativi a tutti gli eventi coi parametri relativi alla calibrazione definitiva (Calibrazione 8 nella tabella 6.6). Per le date dei singoli eventi fare riferimento alla tabella 6.5.





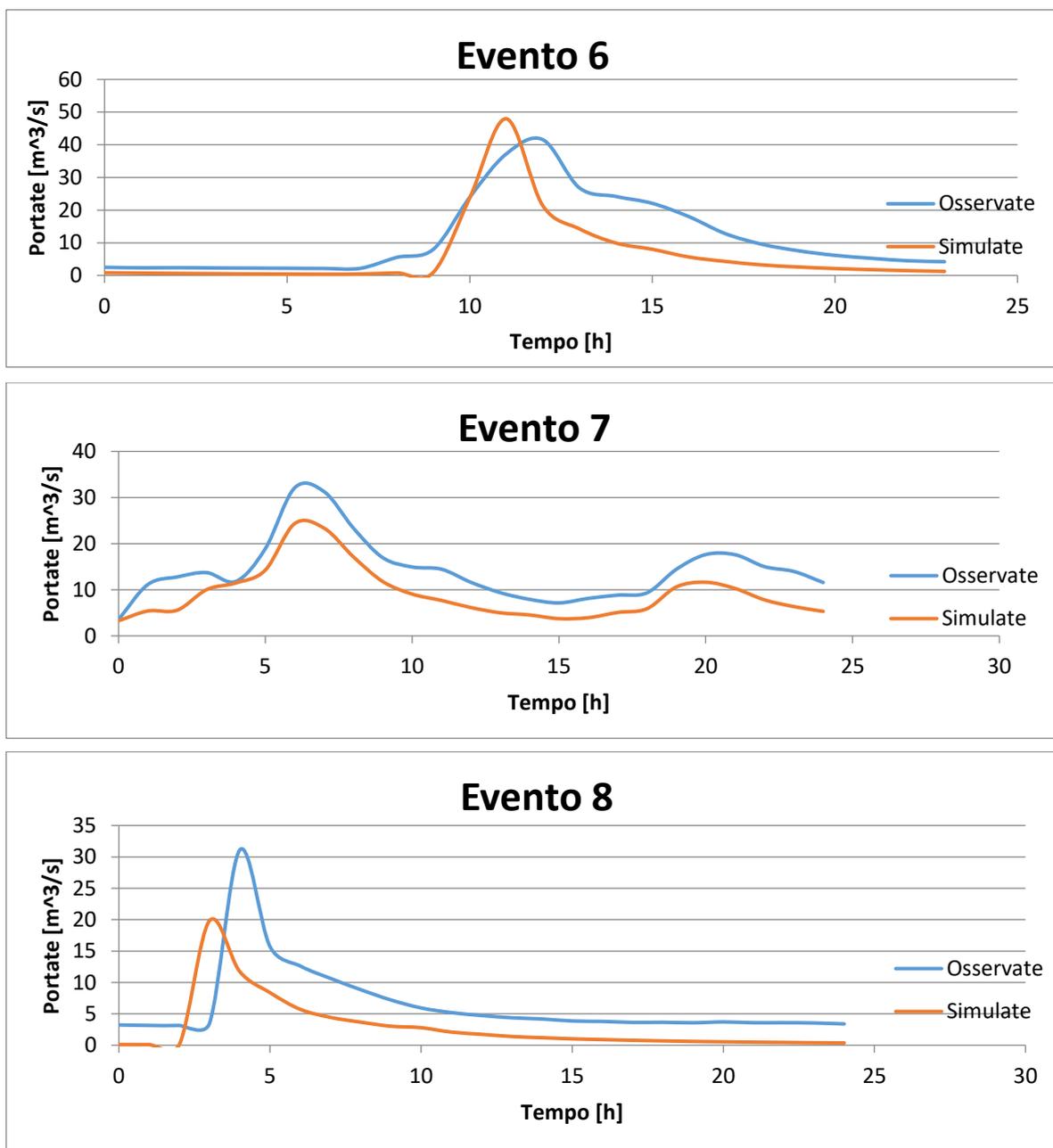


Figura 6.7: idrogrammi degli eventi di piena utilizzati per la calibrazione dei parametri del modello, a Bovisio.

Dalle immagini precedenti è possibile notare una generale sottostima delle portate simulate dal modello rispetto a quelle osservate con la presenza, talvolta, di picchi simulati più alti e anticipati. In generale, però, si ha una buona corrispondenza tra portate simulate e portate osservate.

---

## 6.5 Validazione nella sezione di Palazzolo

Avendo a disposizione dati di livello idrometrico, necessari per calcolare la portata col metodo dello “slope-area”, per un periodo abbastanza breve non è stato possibile eseguire la validazione sulla stessa sezione di Bovisio Masciago. Ma, alla luce anche di quanto già osservato nel capitolo 4, non sussistono variazioni di portata lungo il tratto del fiume Seveso che va da Bovisio a Palazzolo.

Quindi, avendo a disposizione una serie più lunga di dati riguardanti le portate misurate col metodo radar (dal giugno 2014) nella sezione di Palazzolo, è stata effettuata la validazione incrociata del modello per questa sezione e prendendo in considerazione il periodo antecedente a quello della calibrazione a Bovisio.

Di seguito, in tabella, si riportano le date di inizio e fine evento con le relative portate al colmo osservate e simulate.

Tabella 6.10: eventi utilizzati per la validazione nella sezione di Palazzolo e relative portate al colmo osservate e simulate

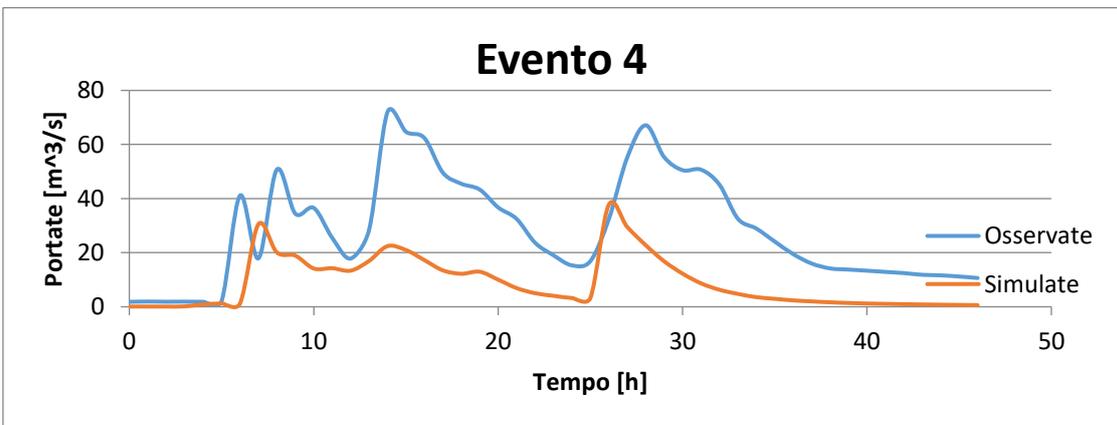
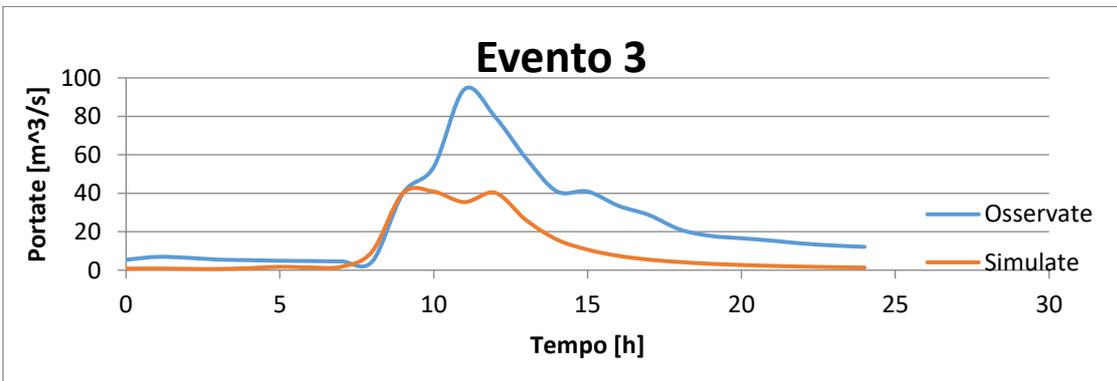
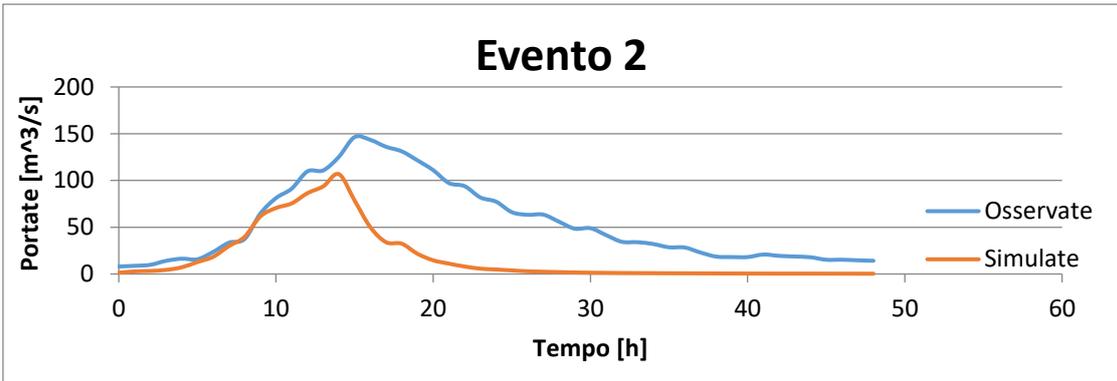
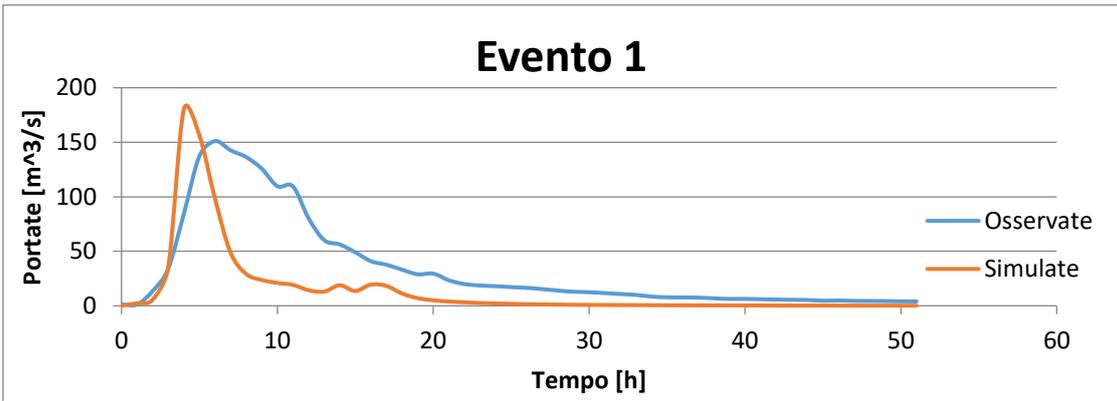
Numero evento	Data inizio evento	Data fine evento	Portate al colmo osservate	Portate al colmo simulate
1	07/07/2014 21:00	10/07/2014 00:00	151.1 m <sup>3</sup> /s	180.1 m <sup>3</sup> /s
2	15/11/2014 04:00	17/11/2014 04:00	146.4 m <sup>3</sup> /s	106.8 m <sup>3</sup> /s
3	03/08/2014 02:00	04/08/2014 02:00	94.1 m <sup>3</sup> /s	40.8 m <sup>3</sup> /s
4	28/07/2014 13:00	30/07/2014 11:00	72.0 m <sup>3</sup> /s	37.7 m <sup>3</sup> /s
5	05/03/2016 06:00	06/03/2016 11:00	72.4 m <sup>3</sup> /s	58.7 m <sup>3</sup> /s
6	23/09/2015 05:00	24/09/2015 05:00	56.4 m <sup>3</sup> /s	75.1 m <sup>3</sup> /s

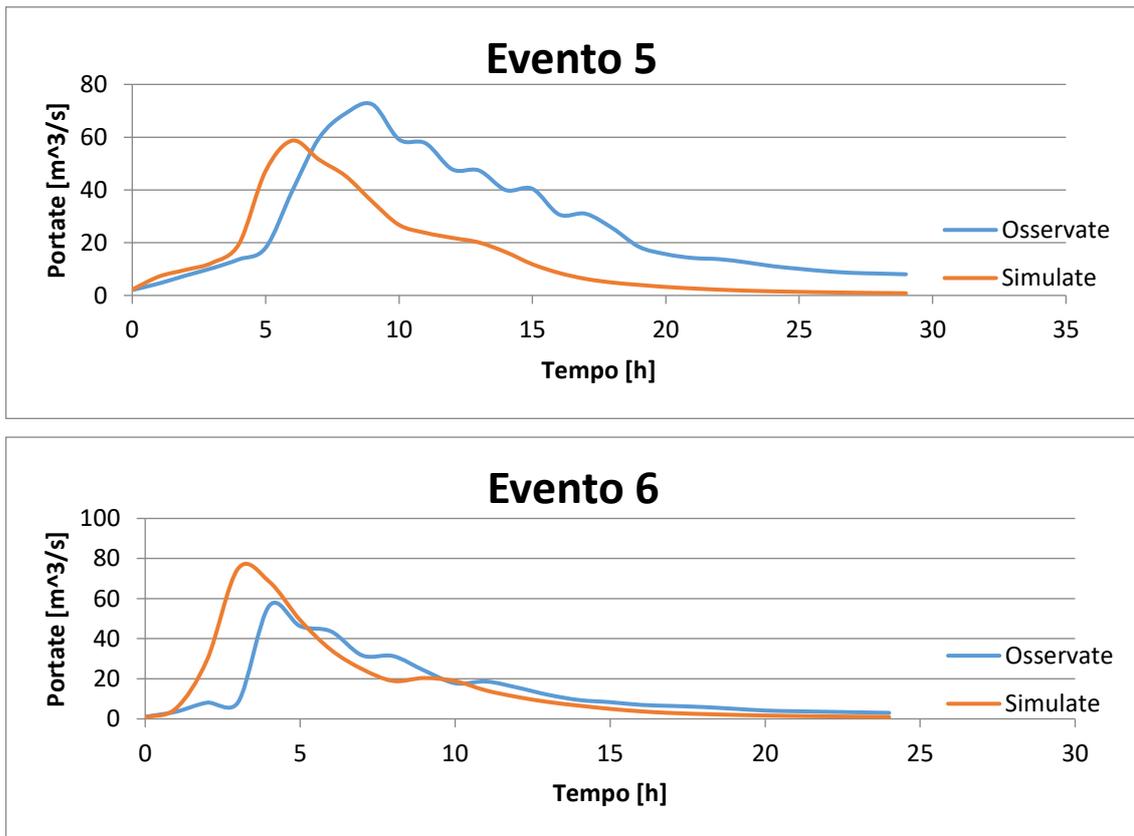
Vengono ora riportati in tabella gli indici di errore relativo medio delle portate al colmo, NRMSE medio e indice di Nash medio per quanto riguarda la validazione del modello nella sezione di Palazzolo.

Tabella 6.11: risultati della validazione per la sezione di Palazzolo

Errore relativo medio	NRMSE medio	Indice di Nash medio
-0.163	0.660	-0.1

Di seguito si riportano gli idrogrammi di piena per le portate osservate tramite il metodo radar (ARPA) e per quelle simulate dal modello relativi a tutti gli eventi utilizzati in fase di validazione per la sezione di Palazzolo. Per le date dei singoli eventi fare riferimento alla tabella 6.7.





**Figura 6.8: idrogrammi degli eventi di piena utilizzati per la validazione dei parametri del modello, a Palazzolo**

Gli idrogrammi di piena confermano i risultati ottenuti in fase di calibrazione.

---

## 6.6 Validazione nella sezione di Cormano

Per effettuare la validazione del modello idrologico nella sezione del fiume Seveso di Cormano si sono utilizzate, come osservate, le misure di portata col metodo dello “slope-area” disponibili dal marzo 2016 al febbraio 2017 (Cap. 3.3).

Tuttavia la presenza dello scolmatore di Nord-Ovest poco a monte di tale sezione (Palazzolo) ha richiesto un ulteriore passaggio di calcolo per estrapolare, in maniera empirica, una regola sulla portata deviata nel canale scolmatore dal momento che il modello idrologico non ne considera la presenza durante le simulazioni.

### 6.6.1 Portata sfiorata nel canale scolmatore

Per capire come viene regolato lo scolmatore di Nord-Ovest è stato necessario individuare una serie di eventi significativi a partire dai dati di portata osservati nella sezione a monte dello scolmatore stesso (Palazzolo) già utilizzati nel paragrafo precedente per il periodo di disponibilità contemporanea dei dati Radar di Palazzolo e di quelli misurati tramite “slope-area” a Cormano.

In particolare per ogni evento si sono considerate le portate al colmo nelle due sezioni e si è valutata la differenza, avendo interesse a considerare anche eventi di portata bassa in modo da estrapolare una regola per ogni intervallo di portata.

Di seguito si riporta una tabella con le portate al colmo nelle due sezioni considerate con le relative differenze e date di osservazione. Tutti i valori di portata sono espressi in m<sup>3</sup>/s.

Tabella 6.12: portate al colmo degli eventi utilizzati per estrapolare una regola di derivazione della portata nel canale scolmatore

evento	DATA	Portate a monte scolmatore (Palazzolo)	Portate a valle scolmatore (Cormano)	differenza
1	05/03/2016 15:00	72.43	30.19	42.24
2	05/08/2016 10:00	55.82	18.23	37.59
3	16/06/2016 19:00	50.93	11.64	39.29
4	30/05/2016 12:00	47.44	11.98	35.46

5	21/09/2016 08:00	45.77	11.20	34.57
6	14/10/2016 15:00	36.63	8.93	27.70
7	12/05/2016 13:00	35.25	13.75	21.50
8	18/06/2016 20:00	33.08	7.42	25.66
9	19/08/2016 00:00	23.1	2.76	20.34
11	15/09/2016 11:00	17.98	5.71	12.27
12	10/10/2016 03:00	10.35	7.29	3.06
13	06/02/2017 00:00	8.89	3.68	5.21

A partire dalle differenze rilevate dalle portate al colmo nelle due sezioni e facendo delle medie tra i vari valori si è deciso di operare, in fase di validazione, togliendo questi valori alle portate simulate dal modello idrologico. I valori sono espressi in m<sup>3</sup>/s nella seguente tabella:

Tabella 6.13: valori di portata da togliere alle portate simulate dal modello idrologico

Valore da togliere alle simulate	Per valori di portata
40	$\geq 70$
38	$50 < x < 70$
36	$40 < x \leq 50$
25	$30 < x \leq 40$
16	$20 < x \leq 30$
8	$10 < x \leq 20$
5	$8 \leq x \leq 10$
0	$< 8$

---

## 6.6.2 Validazione

Come si può notare dalle tabelle precedenti non vi è una differenza fissa o una regola chiara di regolazione dello scolmatore, pertanto i risultati della validazione sono soggetti ad ulteriori incertezze.

La validazione, a questo punto, ha seguito lo stesso procedimento utilizzato per le altre sezioni. Di seguito, in tabella, si riportano le date di inizio e fine evento con le relative portate al colmo osservate (metodo “slope-area” a Cormano) e simulate dal modello (con applicata la regola della tabella 6.10).

Tabella 6.14: eventi utilizzati per la validazione nella sezione di Cormano e relative portate al colmo osservate e simulate

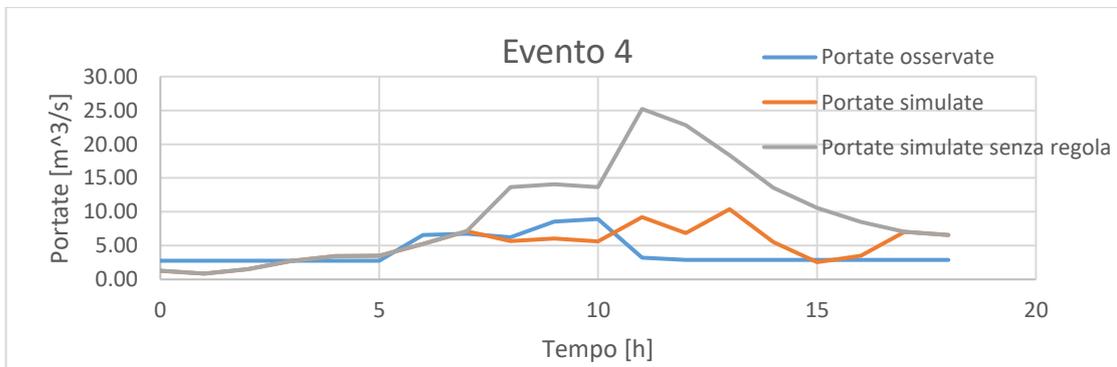
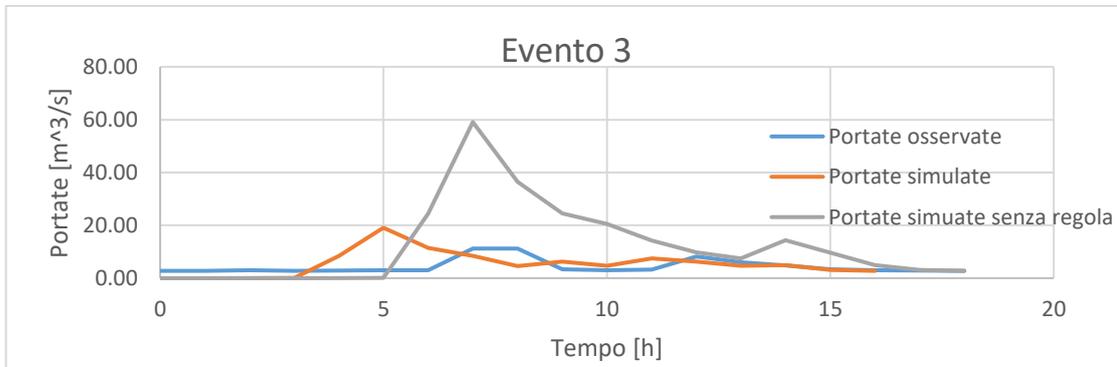
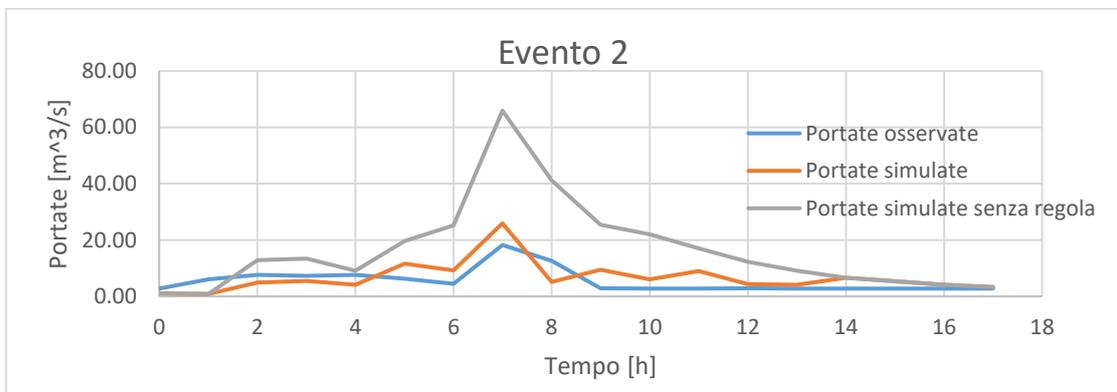
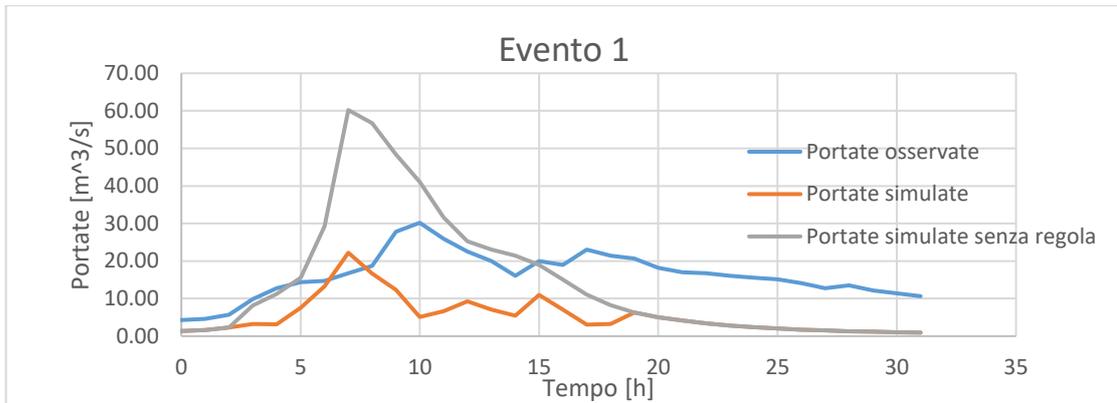
Numero evento	Data inizio evento	Data fine evento	Portate al colmo osservate	Portate al colmo simulate
1	05/03/2016 05:00	06/03/2016 12:00	30.2 m <sup>3</sup> /s	22.2 m <sup>3</sup> /s
2	05/08/2016 03:00	05/08/2016 20:00	18.2 m <sup>3</sup> /s	25.9 m <sup>3</sup> /s
3	21/09/2016 01:00	21/09/2016 19:00	11.2 m <sup>3</sup> /s	19.1 m <sup>3</sup> /s
4	14/10/2016 05:00	14/10/2016 23:00	8.9 m <sup>3</sup> /s	10.4 m <sup>3</sup> /s
5	12/05/2016 06:00	12/05/2016 17:00	14.4 m <sup>3</sup> /s	12.5 m <sup>3</sup> /s
6	15/09/2016 04:00	15/09/2016 18:00	5.7 m <sup>3</sup> /s	12.3 m <sup>3</sup> /s

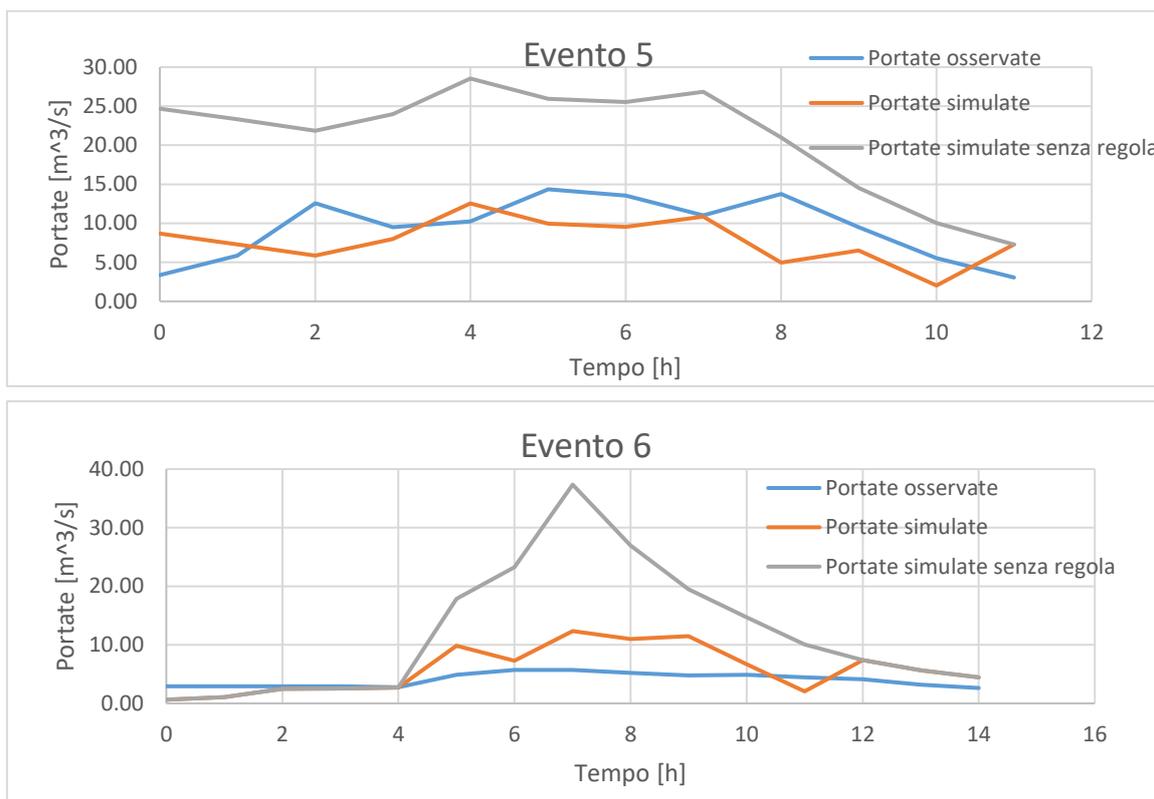
Vengono ora riportati in tabella gli indici di errore relativo medio delle portate al colmo, NRMSE medio e indice di Nash medio per quanto riguarda la validazione del modello nella sezione di Cormano.

Tabella 6.15: risultati della validazione per la sezione di Cormano

Errore relativo medio	NRMSE medio	Indice di Nash medio
0.343	0.787	-3.2

Di seguito si riportano gli idrogrammi di piena per le portate osservate tramite il metodo “slope-area” e per quelle simulate dal modello, previa correzione dovuta alla presenza dello scolmatore, relativi a tutti gli eventi utilizzati in fase di validazione per la sezione di Cormano. Sono inoltre presenti gli idrogrammi delle portate simulate senza l’applicazione della regola. Per le date dei singoli eventi fare riferimento alla tabella 6.11.





**Figura 6.9: idrogrammi degli eventi di piena utilizzati per la validazione dei parametri del modello, a Cormano**

Come evidente dai grafici precedenti le portate simulate senza aver applicato la regola di deviazione della portata dovuta alla presenza dello scolmatore risultano fortemente sovrastimate e non paragonabili con le portate osservate alla stessa sezione di Cormano.

A supporto dei grafici si riportano di seguito in tabella gli errori relativi sulle portate al colmo per ogni evento, considerando le portate simulate senza la regola.

Tabella 6.16: errore relativo sulle portate al colmo considerando le portate simulate senza regola

Numero evento	Errore relativo sulle portate al colmo
1	0.994
2	2.615
3	4.274
4	1.823
5	0.988
6	5.542

---

# CAPITOLO 7

## CONCLUSIONI

Il territorio milanese è caratterizzato da una forte interazione tra un reticolo idrografico molto complesso e un sistema industriale e insediativo molto sviluppato. Con la crescita industriale degli ultimi 20 anni, i corsi d'acqua della zona a Nord di Milano sono diventati una notevole fonte di rischio soprattutto per i danni economici provocati dalle loro esondazioni. Risulta emblematica, ad esempio, l'esondazione del Seveso (oggetto di questo lavoro di tesi) nel 2010 che provocò danni per circa 70 milioni di euro.

Ecco perché risulta importante adottare delle misure di protezione idraulica del territorio in grado di diminuire il rischio agendo sulla previsione di piena.

A tale scopo è fondamentale l'implementazione di modelli idrologici semplici ma accurati, ovvero che contengano al loro interno la minore incertezza possibile.

Uno dei principali problemi che riguarda l'affidabilità dei modelli afflussi-deflussi è quello della misura delle portate. In particolare i modelli idrologici spesso trascurano il fatto che i dati di flusso del fiume sono interessati da una significativa incertezza. Uno dei motivi principali è che i modellatori spesso non sono in grado di valutare quantitativamente l'affidabilità delle osservazioni di pioggia o di portata. In particolare l'errore complessivo che riguarda le osservazioni di portata mediate sulla lunghezza del fiume Po è risultato compreso tra il 6,2% al 42,8%, al livello di confidenza del 95%, con un valore medio del 25,6%. (Di Baldassarre e Montanari, 2009)

Appare evidente, quindi, l'importanza di stimare gli errori complessivi legati a questa incertezza per i vari metodi di misura della portata attualmente in uso: su questo si è concentrata la prima parte del presente elaborato di tesi.

Alla luce dei risultati ottenuti si può concludere che gli errori di misura della portata tra i tre metodi indagati, ovvero metodo "slope-area", metodo Radar e tradizionale scala di deflusso

---

sono molto bassi (minori del 20%). Questo ci porta ad affermare che, nonostante la minore accuratezza e i problemi derivanti dalla misura sul campo dei livelli idrometrici, anche la tradizionale scala di deflusso è in grado di stimare in modo soddisfacente le portate per i fiumi con caratteristiche (pendenza) simili al tratto di fiume Seveso considerato in questo elaborato di tesi. Questo si traduce, ovviamente, in costi minori dal momento che risultano sufficienti strumenti meno sofisticati di quelli utilizzati per le misure nelle altre due metodologie.

Un'altra importante differenza con l'articolo di Di Baldassarre e Montanari (2009) riguarda l'incertezza di misura della portata dovuta alla presenza del cappio di piena. Infatti per alvei con una pendenza dell'ordine dello 0.1-0.2% come nel tratto di fiume Seveso oggetto di questo elaborato di tesi la presenza del cappio di piena non influisce in maniera importante sull'incertezza delle misure di portate. Ma non si può dire lo stesso per fiumi con pendenza meno elevata dove, invece, risultano evidenti ed importanti i fenomeni diffusivi.

In seguito il lavoro di tesi si è concentrato sulla calibrazione e la validazione di un modello idrologico su alcune sezioni del fiume Seveso. La propagazione superficiale è stata modellizzata seguendo il metodo Muskingum-Cunge-Todini (MCT) che sostituisce e migliora il precedente metodo di Muskingum-Cunge (MC). La miglioria insita nel metodo MCT è che risolve e corregge l'incongruenza concettuale e pratica di cui il metodo MC era affetto relativamente alla conservazione della massa. La sottostima da parte del modello idrologico per le portate al colmo in fase di calibrazione è stato al massimo dell'ordine del 8.5% (ottenuto per la sezione di Bovisio) mentre in quella di validazione è stato al massimo del 22% (ottenuto per la sezione di Cantù). Complessivamente, quindi, risulta soddisfacente il risultato ottenuto nelle fasi di calibrazione e validazione del modello idrologico.

Discorso a parte merita invece la validazione nella sezione di Cormano, a valle dello scolmatore di Nord-Ovest: l'assenza di una ben definita regola di deviazione delle portate in tale canale non ha permesso di ottenere un errore relativo tra le portate osservate e quelle simulate dal modello in fase di validazione minore del 34%. Questo risultato è stato ottenuto diminuendo le portate simulate in maniera empirica con incertezze dovute sia al fatto che per eventi di pari portata vengano deviate nello scolmatore portate diverse, non potendo quindi definire con precisione sistematica tale portata, sia alla mancanza di dati di portate osservate spesso in concomitanza con importanti eventi di piena. Tuttavia l'errore ottenuto con tale procedimento sarebbe stato ancora più importante nel caso in cui si fossero considerate direttamente le portate simulate senza applicare nemmeno tale regola.

---

## **Riferimenti bibliografici**

- 
- [1] Bocus, I., Di Luccio, G., “Implementazione di un modello idrologico per la protezione idraulica della città di Milano”. Tesi di laurea magistrale, 2013.
- [2] Ceppi, A. “Real Time flood forecasts coupling meteorological and hydrological models.” Tesi di dottorato, 2011.
- [3] Cunge, J. A., “On the subject of a flood propagation computation method (Muskingum method)”, Delft, The Netherlands, J. Hydr. Res., 7(2), 205-230, 1969.
- [4] Di Baldassarre, G., Montanari, A., “Uncertainty in river discharge observations: a quantitative analysis”, Hydrology and Earth System Sciences, 13, 913-921, 2009.
- [5] Di Stefano, L., “Parametrizzazione del modello Muskingum-Cunge per stati successivi di moto permanente”, Dissertazione per il conseguimento del titolo di Laurea, Politecnico di Milano, 2010.
- [6] IPCC. “Climate Change 2013, The Physical Science Basis: working group I contribution for the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.” 2013.
- [7] Kalinin, G. P., Miljukov, P. I., “Approximate methods for computing unsteady flow movement of water masses.” Transactions, Central Forecasting Institute. Issue 66 (in Russian, 1958).
- [8] Koussis, A. D., “Accuracy criteria in diffusion routing: a discussion.” Journal of Hydraulic Division, ASCE, 109(5), 803-806, 1983.
- [9] Koussis, A. D., “An approximate dynamic flood routing model”, Proc. Intl. Symp. On unsteady flow in open channels (Newcastle upon-Tyne), Paper L1, 1976.
- [10] LegaAmbiente. “L'Italia delle alluvioni. Gli impatti degli eventi estremi di pioggia nelle città italiane.”
- [11] Liu, Z., Todini, E., “Towards a comprehensive physically based rainfall-runoff model”, Hydrol Earth Sci., 6(5), 859-881, 2002.
- [12] Liu, Z., Todini, E., “Assessing the TOPKAPI non-linear reservoir cascade approximation by means of a characteristic lines solution”, Hydrol. Processes, 19(10), 1983-2006, 2004.
- [13] Manzoni, L., “Analisi del trasporto di sedimenti in un alveo montano in seguito allo svaso di una diga”. Tesi di laurea magistrale, 2016.
- [14] McCarthy, G. T., “The Unit Hydrograph and Flood Routing.” Unpublished manuscript presented at a conference of the North Atlantic Division, U.S. Army, Corps of Engineers, June 24, 1938.
- [15] Munich Re. “Geo Risks Research.” Gennaio 2014.
- [16] Nash, J. E., “The form of the instantaneous unit hydrograph.” IUGC General Assembly of Toronto, Vol. III – IAHS Publ., 45, 114-121, 1958.
- [17] Perumal, M., O’Connell, P. E., Ranga Raju, K. G., “Field Applications of a Variable-Parameter Muskingum Method”, J. Hydrol. Eng., ASCE, 6(3), 196-207, 2001.

- 
- [18] Perumal, M., Price, R. K., “A fully mass conservative variable parameter McCarthy-Muskingum method: theory and verification”, *Journal of Hydrology*, 502, 89-102, 2013.
- [19] Ponce, V. M., Chaganti, P. V., “Variable-parameter Muskingum-Cunge revisited”, *J. Hydrol.*, 162(3-4), 433-439, 1994.
- [20] Ponce, V. M., Yevjevich, V., “Muskingum-Cunge method with variable parameters”, *J. Hydraulic Division, ASCE*, 104(12), 1663-1667, 1978.
- [21] Ravazzani, G., Rabuffetti, D., Corbari, C., Ceppi, A., Mancini, M. “Testing FEST-WB, a continuous distributed model for operational quantitative discharge forecast in the upper Po river.” *Proceedings of the AMHY-FRIEND International Workshop on Hydrological Extremes. Cosenza (Italia), 2010.*
- [22] Reggiani, P., Todini, E., Meißner, D., “A conservative flow routing formulation: déjà vu and the variable parameter Muskingum method revisited”, *Journal of Hydrology*, 519, 1506-1515, 2014.
- [23] Stewart, Anne M., Callegary, James B., Smith, Christopher F., Gupta, Hoshin V., Leenhouts, James M., Fritzingler, Robert A., “Use of the continuous slope-area method to estimate runoff in a network of ephemeral channels, southeast Arizona, USA”, *Journal of Hydrology* 472-473 (2012) 148-158.
- [24] Szél, S., Gaspar, C., “On the negative weighting factors in Muskingum-Cunge scheme”, *J. Hydraulic Res.*, 38(4), 299-306, 2000.
- [25] Tang, X., Knight, D. W., Samuels, P. G., “Volume conservation in Variable Parameter Muskingum-Cunge Method”, *J. Hydraulic Eng. (ASCE)*, 125(6), 610-620, 1999.
- [26] Tang, X., Samuels, P. G., “Variable Parameter Muskingum-Cunge Method for flood routing in a compound channel”. *J. Hydraulic Res.*, 37, 591-614, 1999.
- [27] Todini, E., “A mass conservative and water storage consistent variable parameter Muskingum-Cunge approach”, *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, 1645-1659, 2007.
- [28] Todini, E., “Hydrological catchment modelling: past, present and future”, *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, 468-482, 2007.
- [29] Todini, E., Bossi, A., “PAB (Parabolic and Backwater) an unconditionally stable flood routing scheme particularly suited for real time forecasting and control”, *Journal of Hydraulic Research*, 24:5, 405-424, 2010.
- [30] Weinmann, P. E., Laurenson, E. M., “Approximate flood routing methods”, *Journal of the Hydraulics Division*, Vol. 106, Issue 11, 1945-1945, 1980.
- [31] U.S. Army Corps of Engineers, “HEC-RAS. River Analysis System. Application Guide”, Version 4.1, January 2010.
- [32] U.S. Army Corps of Engineers, “HEC-RAS. River Analysis System. Hydraulic Reference Manual”, Version 4.1, January 2010.

---