

POLITECNICO DI TORINO

Collegio di Ingegneria Civile, edile ed ambientale.

**Corso di Laurea Magistrale
in Ingegneria Civile**

Tesi di Laurea Magistrale

Modelli idrologici afflussi-deflussi applicati al bacino del Chisola in condizioni di piena



Relatori

Gennaro Bianco

Francesco Laio

Daniele Ganora

Candidato

Massimo Macario Ban

Dicembre 2017

Sommario

Abstract	1
Indice tabelle e figure	2
1. Introduzione	4
2. Caso studio	6
2.1 Inquadramento fisico e idrografico	6
2.1.1 Caratteristiche del bacino	6
2.1.2 Aspetti geomorfologici e litologici.....	8
2.1.3 Uso del suolo	8
2.1.4 Morfologia idrografica.....	9
2.1.5 Tipologia idrologica	10
2.2 Evento di piena del 2016	11
2.2.1 Andamento delle precipitazioni	11
2.2.2 Precipitazioni nevose.....	15
2.2.3 Collasso arginale.....	16
3. Dati	19
3.1 Dati pluviometrici	21
3.2 Dati idrometrici.....	22
3.2.1 Scale di deflusso nel periodo 2003-2015.....	22
3.2.2 Confronto tra le scale di deflusso.....	24
3.2.3 Ricostruzione dell'idrogramma di piena del 2016.....	25
3.3 Dati informativi territoriali	30
3.3.1 Confronto con l'Atlante dei bacini imbriferi piemontesi.....	32
3.4 Eventi di piena considerati per la calibrazione	33
4. Modelli Afflussi-Deflussi	35
4.1 Metodo della corrivazione.....	35
4.1.1 Deflusso base.....	37
4.1.2 Propagazione della stima lungo il reticolo	38
4.2 Tempi di corrivazione del bacino.....	39

4.3 Infiltrazione al suolo	41
4.3.1 Coefficiente di deflusso costante nel tempo.....	43
4.3.2 Coefficiente di deflusso variabile nel tempo.....	44
4.3.3 SCS Curve Number.....	46
4.3.4 Confronto tra i meccanismi di infiltrazione proposti	47
4.4 Funzioni di risposta del bacino	50
4.4.1 Metodo delle isoipse	50
4.4.2 Metodo delle isodistanze	53
4.4.3 Metodo di Chezy.....	56
4.4.4 Confronto tra le funzioni di risposta proposte	60
5. Calibrazione dei modelli	61
5.1 Esclusione del metodo delle isoipse	63
5.2 Processo di ottimizzazione	65
5.2.1 Tempo di corrivazione del bacino	66
5.2.2 Coefficiente di deflusso costante nel tempo.....	68
5.2.3 Coefficiente di deflusso variabile nel tempo.....	69
5.2.4 SCS Curve Number.....	70
5.2.5 Errori commessi con i parametri ottimali.....	71
5.3 Stabilità dei modelli	73
5.3.1 Coefficiente di deflusso costante nel tempo.....	73
5.3.2 Coefficiente di deflusso variabile nel tempo.....	76
5.3.3 SCS Curve Number.....	79
6. Applicazione dei modelli alla piena 2016.....	84
6.1 Pioggia Netta	84
6.2 Stima dell'idrogramma di piena	87
6.2.1 Effetto di laminazione	87
6.2.2 Applicazione dei modelli	88
6.2.3 Confronto del risultato dei modelli	91
7. Conclusioni	93
Appendice	95
Bibliografia	105
Sitografia	106

Abstract

I modelli idrologici afflussi deflussi sono largamente utilizzati per la stima dell'idrogramma di progetto finalizzato alla costruzione di opere idrauliche di protezione. Questo elaborato ha come scopo la calibrazione di parametri di trasformazione di molteplici modelli relativi ad un bacino di grande interesse, quello del torrente Chisola, affluente alla sinistra idrografica del fiume Po a sud di Torino.

Il torrente, durante il corso delle ultime decadi, è stato oggetto di esondazioni ripetute che hanno evidenziato l'inefficienza delle opere idrauliche di contenimento risalenti agli anni '20 del secolo scorso. Contestualmente agli eventi di piena, l'ultimo alluvionamento del 25 Novembre 2016, caratterizzato da due rotte arginali per sormonto, ha causato allagamenti diffusi in tutta la zona di Moncalieri sud.

La valutazione della portata di progetto del Chisola appare problematica per molteplici fattori: in aggiunta alla carenza di dati idrometrici che rendono la stima poco robusta, si unisce l'influenza del livello del Po alla confluenza, il quale altera i dati registrati a causa del fenomeno noto come rigurgito.

L'obiettivo che ne consegue consiste dunque nel calibrare molteplici modelli interamente fondati sul metodo della corrivazione sulla base dei 5 massimi eventi di piena antecedenti il 2016, al fine di valutarne la consistenza mediante l'applicazione dei parametri stimati all'evento in esame. Verranno realizzati modelli con un numero limitato di parametri, la cui stima risulta un buon compromesso tra la complessità di realizzazione e la rappresentatività dei risultati.

L'esito, frutto dell'applicazione all'evento del 2016, dimostra come, per bacini pedemontani con un'area pianeggiante di grande estensione, l'applicazione di modelli afflussi-deflussi nella loro forma classica non porti a risultati coerenti e che l'evoluzione della capacità di infiltrazione del terreno non risulti trascurabile per eventi di pioggia di lunga durata.

Indice di Tabelle e Figure

Figure

Fig.1	<i>Bacino del Chisola 3D e principale toponomastica</i>	...6
Fig.2	<i>Carta del 1766 mostrante la rettifica del Chisola presso strada Carignano</i>	...9
Fig.3	<i>Pioggia cumulata tra il 21 - 25 Novembre</i>	...11
Fig.4	<i>Neve fresca cumulata tra il 21 - 25 Novembre</i>	...15
Fig.5	<i>Raggiungimento della sommità e inizio tracimazione dell'argine</i>	...16
Fig.6	<i>Rotta arginale a valle del ponte della Barauda</i>	...17
Fig.7	<i>Posizione delle rotte arginali</i>	...17
Fig.8	<i>Stima preliminare dell'area allagata a sud di Torino</i>	...18
Fig.9	<i>Bacino del Chisola, principali affluenti, pluviometri e idrometro</i>	...19
Fig.10	<i>Stazioni nivologiche e termometriche</i>	...20
Fig.11	<i>Aree di competenza dei singoli pluviometri</i>	...21
Fig.12	<i>Esempio di individuazione delle direzioni di drenaggio con Qgis</i>	...30
Fig.13	<i>Esempio di riempimento degli affondamenti del raster</i>	...31
Fig.14	<i>Reticolo idrografico e sottobacini riproiettati al volo su Google Maps</i>	...31
Fig.15	<i>Delimitazione del bacino secondo l'Atlante dei bacini imbriferi</i>	...32
Fig.16	<i>Esempio di andamento delle isocorrive in un bacino idrografico</i>	...36
Fig.17	<i>Area contribuente tra l'idrometro de La Loggia e la confluenza Po</i>	...38
Fig.18	<i>Pendenza dei versanti del bacino</i>	...39
Fig.19	<i>Linee di livello con passo 100 m</i>	...50
Fig.20	<i>Variazione di area contribuente in funzione della distanza</i>	...53
Fig.21	<i>Suddivisione in sottobacini e aree contribuenti in funzione della distanza</i>	...57
Fig.22	<i>Area allagata dalla piena del Novembre 2016</i>	...87

Tabelle

Tab.1	<i>Uso del suolo</i>	...8
Tab.2	<i>Coordinate UTM32N delle stazioni utilizzate</i>	...20
Tab.3	<i>Aree di competenza dei singoli pluviometri</i>	...21
Tab.4	<i>I 5 massimi eventi di piena registrati</i>	...22
Tab.5	<i>Parametri di crescita delle scale di deflusso utilizzate</i>	...24
Tab.6	<i>Portate in funzione del tempo di ritorno secondo il metodo ARPIEM</i>	...29
Tab.7	<i>Confronto tra l'elaborazione Qgis e la delimitazione dell'Atlante</i>	...32
Tab.8	<i>Formule empiriche per la stima del tempo di corrivazione</i>	...40
Tab.9	<i>Tempi di corrivazione da formulazioni empiriche</i>	...40
Tab.10	<i>MAE metodo isoipse</i>	...63
Tab.11	<i>NSE metodo isoipse</i>	...63
Tab.12	<i>Tempi di corrivazione ottimali</i>	...66
Tab.13	<i>Coefficienti di deflusso costanti ottimali</i>	...68
Tab.14	<i>Coefficienti di deflusso variabili ottimali</i>	...69
Tab.15	<i>Curve Numbers ottimali</i>	...70
Tab.16	<i>MAE commesso con l'applicazione dei parametri ottimali</i>	...71
Tab.17	<i>RMSE commesso con l'applicazione dei parametri ottimali</i>	...72
Tab.18	<i>NSE commesso con l'applicazione dei parametri ottimali</i>	...72
Tab.19	<i>Errore sul picco commesso con l'applicazione dei parametri ottimali</i>	...72
Tab.20	<i>Parametri globali di stima</i>	...73
Tab.21	<i>Parametri di stima per l'evento 2016</i>	...84
Tab.22	<i>Valori di picco risultati dai modelli</i>	...92

1. Introduzione

La valutazione del rischio idrogeologico causato da eventi di pioggia straordinari è di vitale importanza per scongiurare fenomeni di esondazione con conseguenti danni a persone e beni.

Al fine di poter controllare manifestazioni naturali estreme, durante la seconda metà del secolo scorso, nasce l'idea di monitorare le piogge e i principali corsi d'acqua, per poter accuratamente dimensionare opere idrauliche di protezione in base ai dati storici precedentemente registrati. Infatti, la valutazione della portata di piena di progetto, utilizzata come parametro chiave per il dimensionamento delle opere idrauliche, è strettamente correlata alla disponibilità di dati presenti nel bacino idrografico di interesse: in base ai valori massimi di eventi storicamente registrati, è possibile ricavare, tramite analisi di tipo statistico, il valore di portata che, mediamente, può essere superata una volta ogni tot anni.

Tale valore, è per sua natura affetto da una grande incertezza, a causa dell'aleatorietà intrinseca delle grandezze che governano i fenomeni naturali, le quali rendono la portata che transita in una data sezione fluviale verosimilmente variabile in un range molto ampio, in funzione dall'entità delle piogge preventivate. E' inoltre possibile considerare, probabilmente a seguito dei cambiamenti climatici, alterazioni delle precipitazioni intense durante l'ultimo decennio rispetto al secolo scorso, le quali, accompagnate a modifiche dell'uso del suolo portate dall'espansione urbana, causano risposte in alveo sempre più intense e inaspettate; tali reazioni inattese, rendono i dati storici meno affidabili e le opere di protezioni realizzate nel passato sempre più spesso inefficaci.

Per questi motivi si cerca sempre maggiormente di valutare le portate di piena non tramite analisi statistiche basate su osservazioni idrometriche dirette, bensì attraverso modelli afflussi-deflussi, in particolar modo quando il campione di dati che compone le osservazioni dirette è esiguo, come spesso succede per i corsi d'acqua secondari, monitorati da un numero limitato di anni (in Piemonte, sono state aggiunte molte stazioni di monitoraggio a seguito della piena del 2000). Un modello afflussi-deflussi risulta vantaggioso in quanto, a seguito di un'accurata taratura, permette di stimare (con un consistente grado di incertezza) la portata di piena utilizzando come input direttamente i dati di pioggia. In questo modo, non solo è possibile valutare le variazioni di portata a seguito di rovesci sempre più estremi, ma anche ricostruire avvenimenti passati, al fine di aggiungere alla stima della portata considerazioni generali relative all'evoluzione del grado di infiltrazione del suolo in corso di evento.

Nella seguente relazione si cercherà, dunque, di calibrare molteplici modelli afflussi-deflussi, applicando i principi base del metodo della corrivazione ad un bacino reale di grande interesse di studio, quello del torrente Chisola, nel Piemonte occidentale, in quanto recentemente colpito da un'alluvione che ha causato una vittima e più di 9 milioni di euro di danni.

Un modello che simuli il deflusso partendo direttamente dagli afflussi di pioggia appare essenziale per il bacino in esame, a causa della carenza di dati idrometrici disponibili lungo l'asta torrentizia: l'idrometro in prossimità della sezione di chiusura, infatti, presenta un campione di dati di soli 14 anni, tale per cui l'inferenza statistica volta alla determinazione della portata di progetto risulterebbe poco robusta. La carenza di dati si ripercuote anche sulla calibrazione di modelli afflussi-deflussi, che offriranno in questo modo un risultato quantitativamente corretto solo se interpretato tenendo conto delle condizioni al contorno che caratterizzano ciascun evento di piena: ad esempio, se la piena è causata da un contributo non trascurabile portato da scioglimento nivale, questo sarà difficilmente ricostruibile a causa dell'assenza di stazioni nivologiche all'interno del bacino; pertanto, il contributo della neve, verrà considerato solamente da un punto di vista qualitativo.

L'obiettivo dei modelli proposti, ciascuno dei quali realizzato attraverso opportune ipotesi semplificative interamente fondate sul metodo della corrivazione, sarà quello di offrire un risultato capace di predire l'andamento dell'idrogramma di piena nella sezione di chiusura del bacino a seguito di piogge associabili ad un determinato periodo di ritorno. Al fine di calibrare un modello capace di simulare i meccanismi di infiltrazione caratteristici di eventi che portano ad una saturazione più o meno elevata del terreno, verranno considerati i cinque eventi di pioggia per cui sono stati registrati, nel periodo 2003 – 2015, i livelli massimi di battente idrico in prossimità della sezione di chiusura.

In fase di calibrazione, l'idrogramma registrato verrà posto a confronto con quello simulato, variando i parametri essenziali (il tempo di corrivazione del bacino e i parametri di perdita per infiltrazione) al fine di raggiungere la massima verosimiglianza. Verranno dunque realizzati modelli con un numero limitato di parametri, la cui stima risulta un buon compromesso tra la complessità di realizzazione e la rappresentatività dei risultati. Utilizzando modelli semplici, inoltre, viene evitata la distorsione da sovrapparametrizzazione che alimenta l'incertezza caratteristica di fenomeni naturali di tipo idraulico.

Con i parametri di deflusso desunti, verrà infine applicato lo ietogramma che ha causato l'alluvione del 2016, con l'obiettivo di valutare se la risposta simulata risulta essere consistente con quella registrata dagli strumenti in fase di evento.

2. Caso studio

2.1 Inquadramento fisico e idrografico

2.1.1 Caratteristiche del bacino

Il torrente Chisola è un affluente della sinistra idrografica del fiume Po, situato nella parte sud-occidentale della provincia di Torino, tra i bacini del Sangone e del Chisone. Nasce dalla catena prealpina che fa capo al Monte Freidour (1445 m s.l.m) e riceve, immediatamente a valle del comune di Cumiana e poco prima della confluenza in Po, due principali affluenti, rispettivamente il Noce e il Lemina. L'asta del Chisola ha una lunghezza complessiva di circa 46 Km mentre il suo affluente maggiore, il torrente Lemina, di 53 Km.

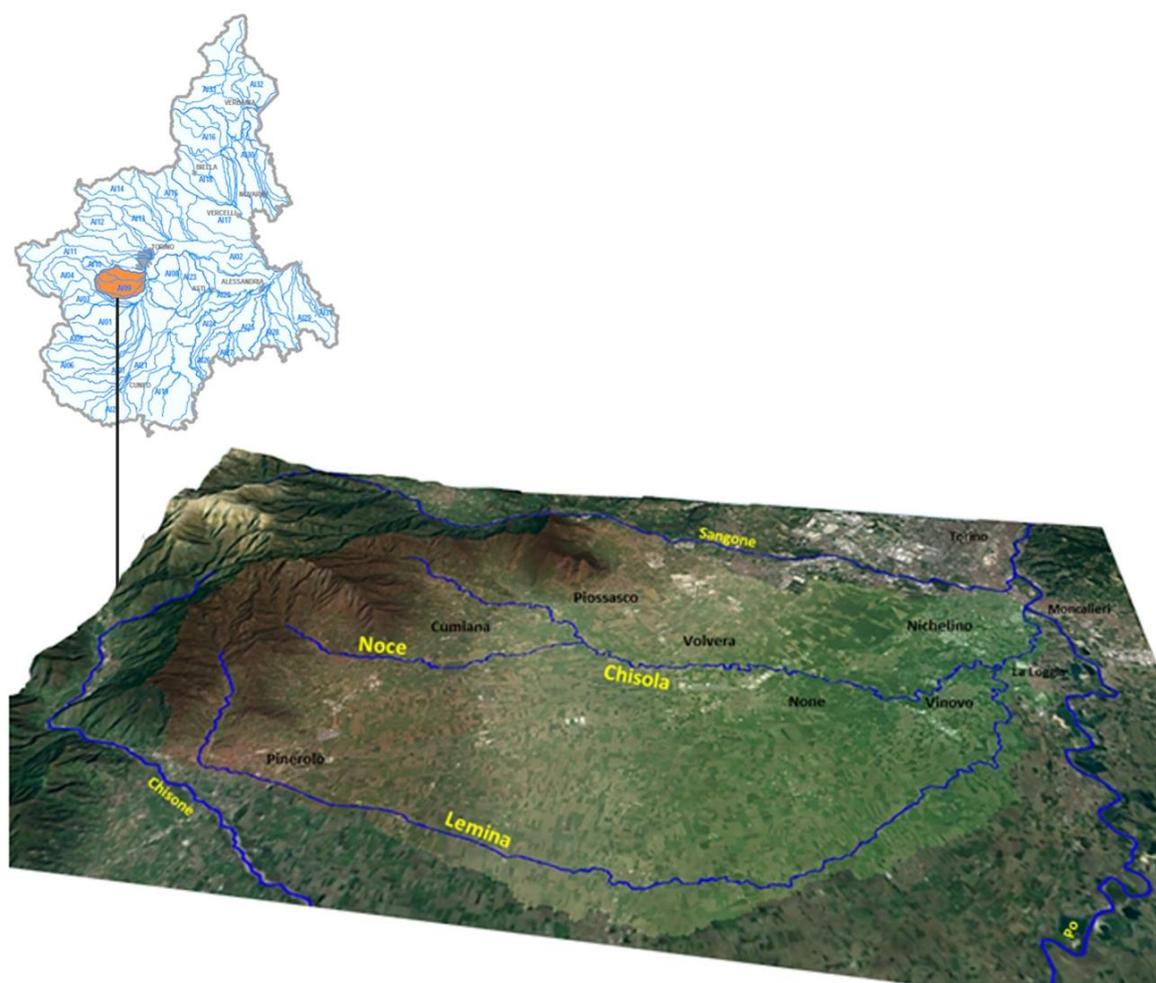


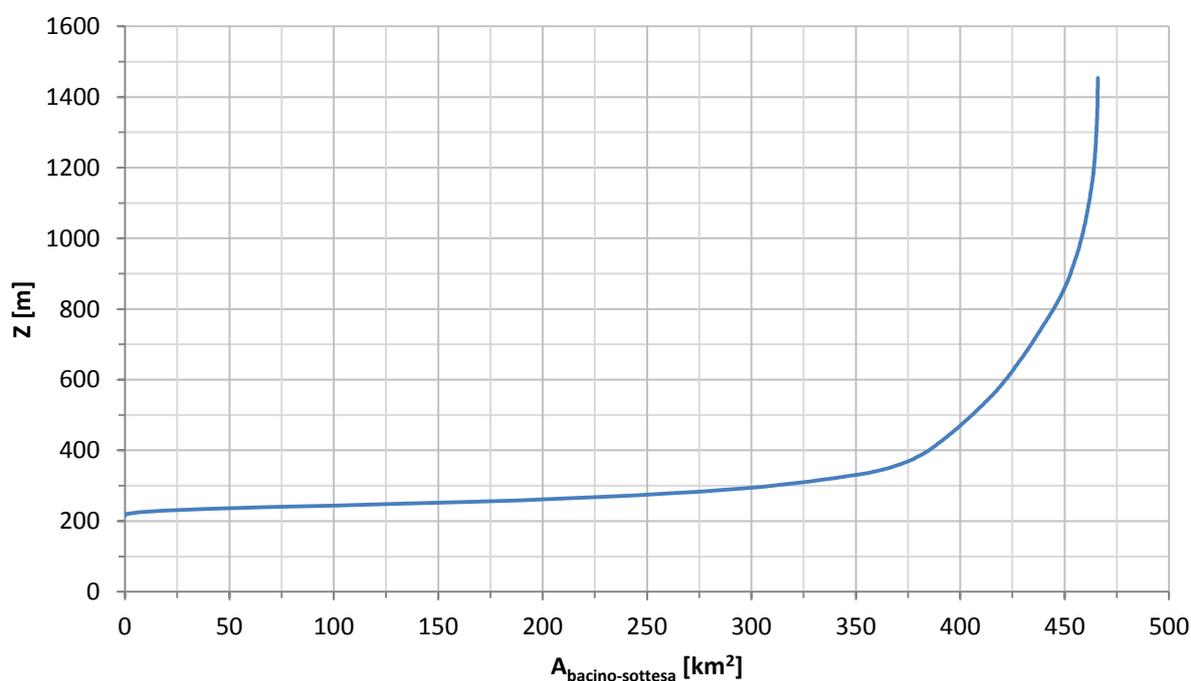
Figura 1, bacino del Chisola 3D e principale toponomastica

Per un inquadramento generale del bacino del torrente Chisola, si riportano nel seguito alcuni dati significativi tratti dalla documentazione analizzata, in particolare nel documento dell’Autorità di bacino del fiume Po “*Linee generali di assetto idrogeologico*”^[1].

La parte montana del Chisola, posta a monte di Cumiana, appare identificabile dal punto di vista morfologico come appartenente alle prealpi pinerolesi, con rilievi quindi ancor piuttosto modesti, seppur fortemente incisi dal reticolo idrografico minore. I versanti hanno una forte connotazione naturalistica, essendo prevalentemente coperti da aree boscate e caratterizzati da una ridottissima densità insediativa, mentre sulle porzioni di territorio meno acclivi, che occupano una maggior percentuale del bacino, si ritrovano i numerosi insediamenti che caratterizzano la parte bassa di questa breve valle.

Il bacino del Chisola presenta un’area di circa 460 Km², ed è caratterizzato da una parte pianeggiante di valle (dislivello minore di 100 m) che occupa oltre il 70% della superficie totale del bacino, e una minore di monte con un dislivello totale di oltre 1100 m. La presenza di una zona pianeggiante con un’estensione così elevata causa una curva ipsografica con un iniziale incremento rapido di area sottesa per basse quote, e una notevole riduzione di incremento per quote superiori ai 400 m s.l.m.

Curva Ipsografica



2.1.2 Aspetti geomorfologici e litologici

All'interno del bacino non sono presenti litotipi che, per le proprie caratteristiche geomeccaniche, manifestano un elevato grado di erodibilità o propensione a dissesti gravitativi: nella parte alta risultano prevalenti litologie metamorfiche massicce, mentre nei tratti pianeggianti di fondo valle dominano depositi alluvionali quaternari.

La principale manifestazione di dissesto lungo le aste principali è rappresentata dalla tendenza al sovralluvionamento di alcuni tratti del fondovalle, spesso accompagnata dall'accumulo di vegetazione arborea trasportata dalla corrente. La forte presenza di vegetazione spondale si riscontra in particolare a valle di Cumiana fino alla confluenza, determinando problemi di deflusso delle portate di piena.

2.1.3 Uso del suolo

L'Autorità del bacino del fiume Po dichiara nelle *"Linee generali d'assetto idrogeologico"*^[1], che l'uso del suolo è prevalentemente costituito da campi agricoli seminativi, che occupano il 50 % della superficie del bacino; la restante parte è composta da zone boschive e zone agricole eterogenee. Le zone urbanizzate occupano solamente il 5 % dell'area del bacino.

Un'uso del suolo prettamente agricolo e con scarsa percentuale di zona antropizzata causa un'elevato tasso di superficie permeabile, e di conseguenza una perdita per infiltrazione più elevata.

Classi di uso del suolo	
	[%]
Zone urbanizzate	4.9
Zone industriali	1.7
Seminativi (risaie escluse)	50.4
Prati stabili	5.1
Zone agricole eterogenee	20.5
Zone boscate	15.2
Vegetazione arbustiva	2.2

Tabella 1, uso del suolo, fonte AiPo

2.1.4 Morfologia idrografica

Nel tratto della sorgente a monte di Cumiana, il Chisola, ha un alveo a carattere torrentizio, piuttosto incassato sul fondovalle; a valle, fino alla confluenza con il Noce, il fondovalle si allarga e l'alveo assume un carattere sinuoso, con locali seppur modeste tendenze alla pluricursalità. A valle di Volvera, il tratto di pianura fino a La Loggia assume caratteristiche di alveo monocursale sinuoso con carattere fortemente meandrizzato.

Nella parte finale, in prossimità della confluenza, l'alveo è condizionato dalle infrastrutture viarie e dalla presenza di centri abitati. In tutto il tratto di pianura le opere arginali sono assenti, ad eccezione del tratto terminale in cui gli argini costruiti negli anni '20 del secolo scorso costituiscono un elemento continuo su ambo i lati, dal comune de La Loggia fino alla confluenza in Po. Si tratta di un'area quasi completamente antropizzata, dove i corsi d'acqua sono stati nel tempo progressivamente ristretti, rettificati ed in parte canalizzati, al fine di destinare spazi di pertinenza fluviale agli insediamenti residenziali e produttivi delle città.

Dalla cartografia risalente al 1700 - 1900 disponibile nell'archivio storico di Moncalieri^[2] si denota, infatti, come il corso d'acqua abbia subito, in particolar modo in prossimità dello sbocco in Po, successive rettifiche al fine di ridurre l'aspetto meandriforme dello stesso, annullando la sua naturale divagazione e ostacolando il deflusso in corso di piena.



Figura 2, carta del 1766 che mostra la rettifica del Chisola lungo il ponte di strada Carignano, in prossimità del quale si è verificata l'esondazione per collasso arginale nel 2016. Su concessione dell'archivio storico di Moncalieri. Divieto di ulteriore riproduzione senza la concessione dell'archivio.

2.1.5 Tipologia idrologica

Il bacino appartiene alla tipologia idrologica dei bacini alpini pedemontani, i quali, in quanto prossimi alla pianura, sono direttamente esposti alle correnti umide provenienti dal Mediterraneo attraverso il golfo di Genova e l'Appennino Ligure. In tali bacini si registrano intense precipitazioni, in genere prive di apporti nevosi consistenti per ampi periodi dell'anno grazie alla minore altitudine rispetto ai bacini di tipo interno. Secondo l'Agenzia per la protezione ambientale (ARPA), per quanto riportato nel documento "*Analisi preliminare dell'evento di Novembre 2016*"^[3], le precipitazioni medie variano dagli 800 mm/anno in pianura ai circa 1000 mm/anno nella parte montana.

Nel suo complesso l'area si colloca comunque in un campo di potenzialità idrologica medio-bassa all'interno della porzione occidentale del bacino idrografico del Po, ed è per questo motivo che il bacino interessato denuncia una notevole carenza di misure di portata e di rilevazioni storiche sui valori delle piene più gravose.

Il Chisola, in particolare, non è stato interessato dalle piene del '93 e del '94 che hanno coinvolto larga parte del bacino idrografico piemontese; le piene del 2000 e del 2002 hanno causato l'esondazione a Moncalieri del Po, del Sangone e del Chisola, e a seguito degli eventi è stato installato, nel 2003, un idrometro in corrispondenza del comune di La Loggia.

A seguito degli eventi alluvionali della prima decade del nuovo millennio che hanno coinvolto il bacino idrografico oggetto di studio, all'interno del *Piano Stralcio per l'Assetto Idrologico* (PAI), è stata calcolata la portata con tempo di ritorno 200 anni, stimata pari a 260 m³/s in corrispondenza di None.

Considerando che la ricostruzione da parte del Politecnico di Torino della piena del 2016 ha portato ad un valore di picco che oscilla tra i 430 - 460 m³/s, e che dal 1840 al 2002 ARPA ha registrato più di 25 eventi alluvionali che hanno causato l'allagamento dei comuni lungo il Chisola (uno dei quali ha causato, nell'86, una rotta arginale) è lecito supporre che la piena duecentennale redatta dal PAI sia stata in realtà sottostimata, in quanto troppo distante dal valore verificatosi nel Novembre 2016.

2.2 Evento di piena del 2016

2.2.1 Andamento delle precipitazioni

Tra il 21 e il 25 Novembre 2016 il Piemonte è stato interessato, a causa di un prolungato sbarramento di venti umidi da Sud – SudEst (Scirocco), da precipitazioni molto forti che hanno interessato l'intera regione con particolare insistenza, inizialmente, nel cuneese ed alessandrino al confine con la Liguria, e successivamente, il 22 e 23 Novembre, nelle zone del vercellese, biellese e alto torinese.

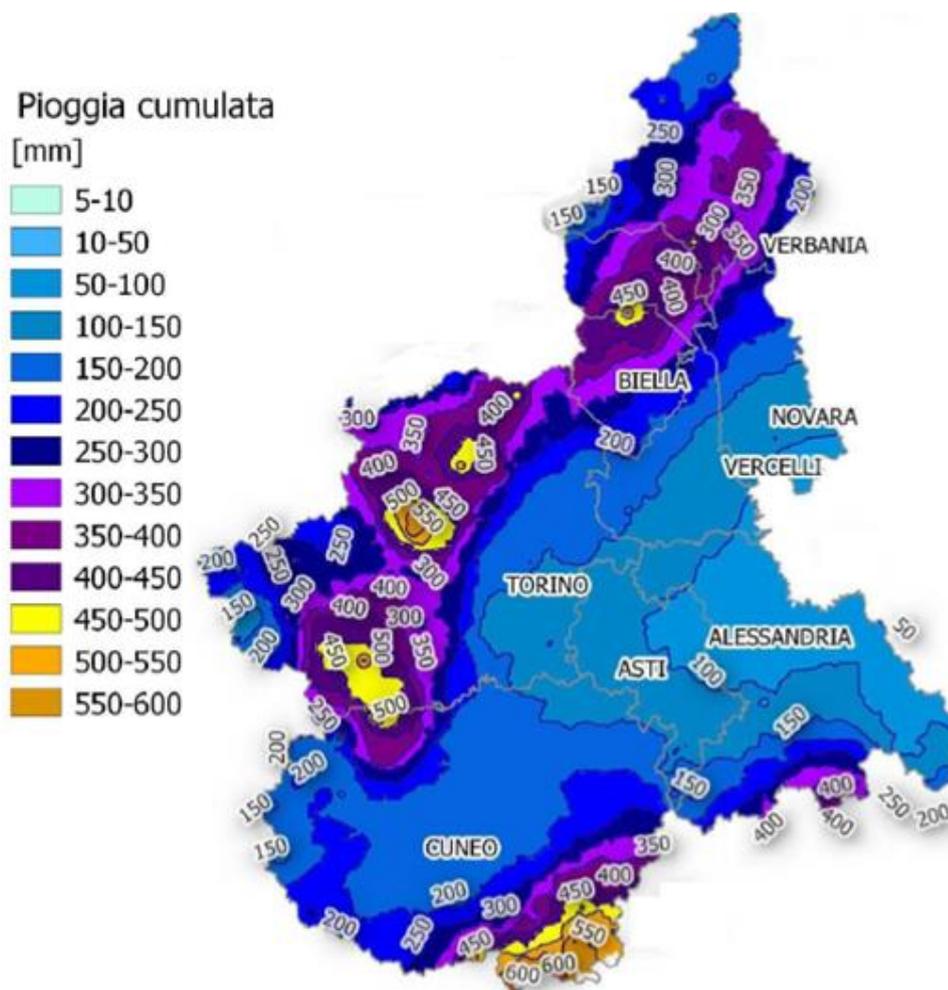
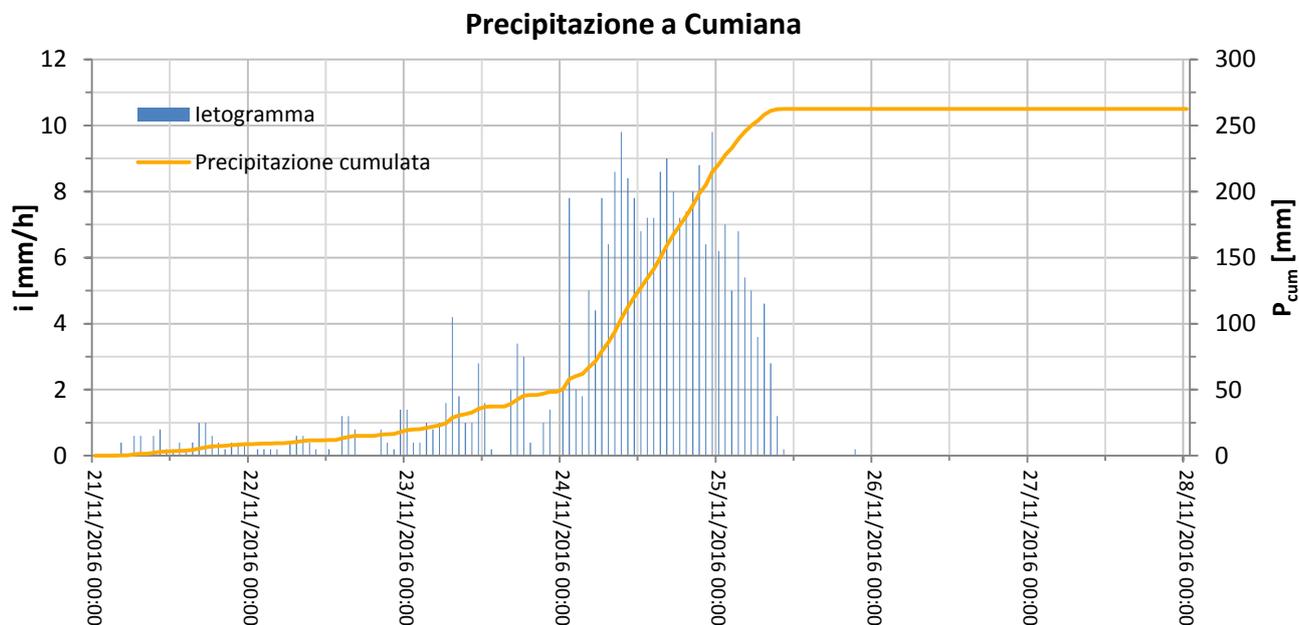


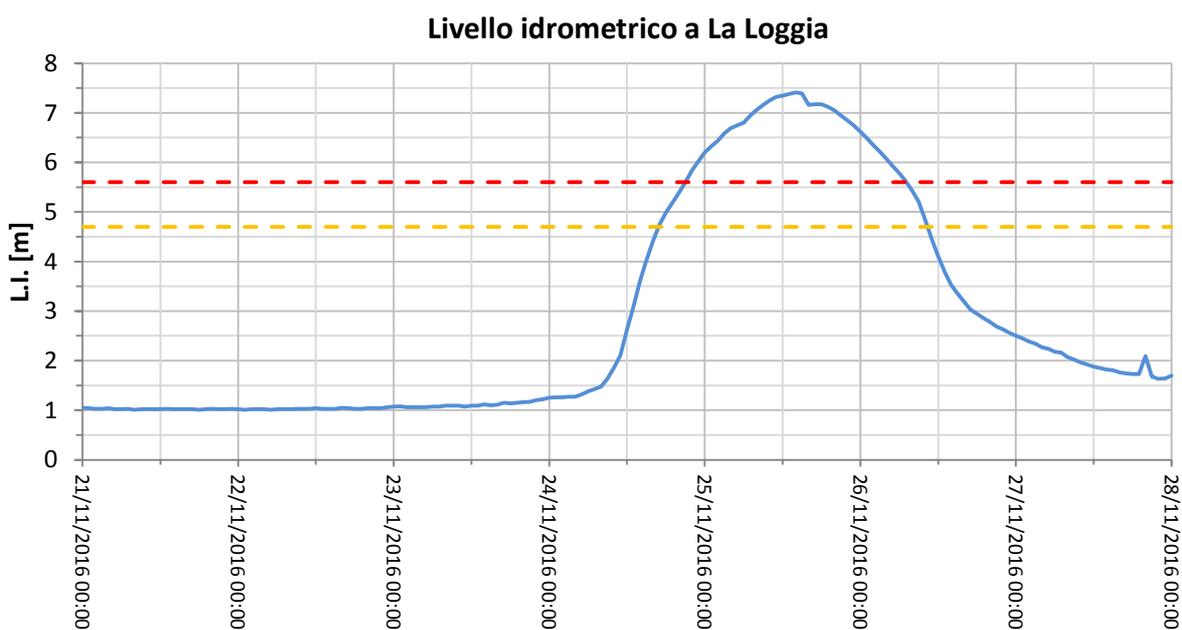
Figura 3, pioggia cumulata tra il 21 – 25 Novembre, dall'analisi preliminare condotta da ARPA Piemonte

La quantità locale delle precipitazioni misurate dai pluviometri della rete strumentale ARPA Piemonte è stata in generale sul territorio di competenza molto elevata, con quantità cumulate nei cinque giorni in alcune località di carattere eccezionale.

In particolare a Cumiana, lungo l'asta del Chisola, sono stati registrati 256 mm di pioggia cumulata (dove la precipitazione media annua si attesta sugli 800 mm/anno in pianura e intorno ai 1000 mm/anno in quota). Si ha dunque che più del 30% della precipitazione media annua è caduto al suolo in soli cinque giorni, causando la completa saturazione del terreno e la conseguente onda di piena nel corso d'acqua.



Le precipitazioni hanno causato alluvionamenti diffusi in tutto il territorio piemontese e nel torinese i livelli idrometrici sono aumentati marcatamente a partire dal 24. Di particolare gravità è stata la piena del Chisola che ha fatto registrare un'altezza idrometrica a La Loggia di 7,41 m (soglia di attenzione a 4,70 m e soglia di pericolo a 5,60 m).



All'interno della "Consulenza tecnica relativa all'evento alluvionale di Novembre 2016"^[8] redatta dal Politecnico di Torino, viene elaborata un'analisi statistica delle piogge finalizzata al calcolo del tempo di ritorno relativo all'evento del 2016. Si ricorda che il tempo di ritorno associato ad un determinato valore cumulato di pioggia è il numero di anni che mediamente intercorrono affinché si manifesti nuovamente un fenomeno naturale di medesima o superiore magnitudo.

All'interno della relazione, i dati di pioggia relativi all'evento sono stati interpolati su tutta la superficie del bacino mediante la metodologia delle distanze inverse, basata sull'equazione:

$$i(x, y, t) = \frac{\sum_{j=1}^N \frac{i_{j,t}}{d_j^2}}{\sum_{j=1}^N \frac{1}{d_j^2}}$$

$i(x, y, t)$	Intensità nel punto non strumentato (x, y) al tempo t
j	Contatore dei punti strumentati
$i_{j,t}$	intensità misurata dal j -esimo strumento al tempo t
d_j	Distanza tra il punto (x, y) e il punto strumentato j
N	Numero totale di punti strumentati

Attraverso il calcolo è stato ricavato uno ietogramma per ogni cella del bacino a partire dai dati pluviometrici registrati all'interno dello stesso: per ottenere un solo ietogramma a scala di bacino, le singole precipitazioni ricostruite sono state mediate nello spazio.

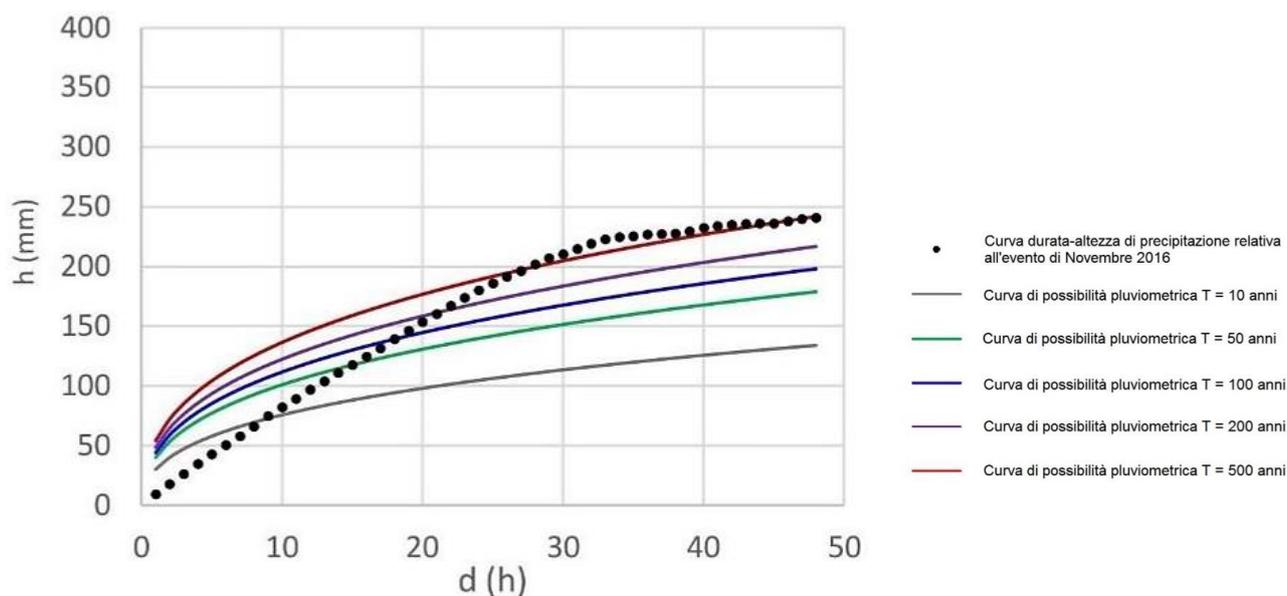
Dallo ietogramma medio si nota una certa similitudine con gli andamenti misurati, con rovesci piuttosto scarsi fino alla tarda serata del 23 Novembre, e successivamente molto intensi per circa 30 – 36 ore, ossia fino alla mattinata del giorno 25 Novembre. All'interno della finestra di intensità massima, l'andamento delle precipitazioni si è mantenuto circa costante, al punto da poter considerare valida in prima approssimazione l'ipotesi di ietogramma rettangolare a scala di bacino. E' quindi stata ricavata la curva di altezza di precipitazione in funzione della durata relativa all'evento di Novembre, ottenuta ricavando, per ogni durata da 1 a 48 ore, la massima altezza di precipitazione sul bacino di interesse.

Tale curva è stata posta a confronto con le corrispondenti curve di possibilità pluviometrica (CPP) a scala di bacino. Le curve di possibilità pluviometrica si ottengono mediante analisi statistiche dei massimi valori di pioggia strumentati e riportano le altezze di precipitazione corrispondenti a diverse durate e diversi periodi di ritorno (livelli di probabilità). Le curve, solitamente utilizzate in fase progettuale, sono state realizzate partendo da un campione di dati di precipitazione molto esteso (maggiore del campione di dati idrometrici a La Loggia). Per ogni cella del bacino sono stati identificati il coefficiente pluviale orario e il fattore di invarianza di scala utilizzando i dati di precipitazione intensa interpolati mediante il metodo delle distanze inverse e facendone un'analisi di regressione.

$$h(d) = a \cdot d^n$$

$h(d)$	Altezza massima media in funzione della durata dell'evento
a	Coefficiente pluviale orario
n	Fattore di invarianza di scala

Per relazionare l'altezza di precipitazione ad un livello di probabilità di accadimento, è stato ipotizzato che i massimi annuali di pioggia seguano una distribuzione dei valori estremi di tipo I (distribuzione di probabilità di Gumbel). Al fine di ottenere una sola curva identificativa del bacino, sono stati mediati nello spazio i valori di a ed n e dei parametri della distribuzione di Gumbel, applicando infine alle CPP un coefficiente noto come fattore di riduzione areale finalizzato a correggere il processo di estensione su vasta area.



L'evento pluviometrico è stato abbastanza anomalo, in quanto caratterizzato da rovesci mantenuti ad un livello medio-alto di intensità (circa 7,5 mm/h) per una durata molto lunga, producendo una fortissima variabilità dei tempi di ritorno della precipitazione con la durata.

Considerando il regime pluviometrico della zona limitrofa del Chisola, si evince, per rovesci di durate superiori a 20 ore, un tempo di ritorno dell'evento di Novembre compreso tra i 100 e i 500 anni. In corrispondenza della durata compresa tra le 30 e le 40 ore si ottiene, inoltre, un periodo di ritorno superiore ai 500 anni, il che rende l'evento di pioggia in esame estremamente raro dal punto di vista statistico.

La forte intensità di pioggia ha causato un valore straordinario di portata, verosimilmente associabile ad un tempo di ritorno minore di 500 anni: tuttavia, risulta difficile accostare il valore di picco generato in alveo ad un determinato periodo di ritorno, in quanto il campione di dati di portata disponibile a La Loggia è costituito da soli 13 anni. L'analisi statistica di tale campione restituirebbe una stima assolutamente poco robusta e pertanto insensata ai fini progettuali, perciò, come viene descritto al paragrafo 3.2.3, verranno utilizzati metodi regionali per la stima del tempo di ritorno associato all'evento di piena del 2016.

2.2.2 Precipitazioni nevose

Le precipitazioni nevose registrate a partire dalla giornata del 21 hanno avuto una quota neve inizialmente prossima ai 1500 – 1700 m, localmente fino a 1200 – 1400 m all'interno delle valli più strette, per poi salire dalla giornata del 22 sopra i 1800 – 2000 m su tutta la regione. La quota neve si è mantenuta pressochè inalterata fino al pomeriggio del 24 quando, in parte grazie all'intensificarsi delle precipitazioni e in parte all'arrivo di aria più fredda in quota, è scesa mediamente fino ai 1400 – 1600 m su tutti i settori.

In particolare, il bacino del Chisola, essendo ad una quota inferiore i 1450 m s.l.m, non è stato influenzato eccezionalmente da precipitazioni nevose, pertanto, la piena conseguente l'evento meteorico, non è imputabile ad un problema di scioglimento nivale.

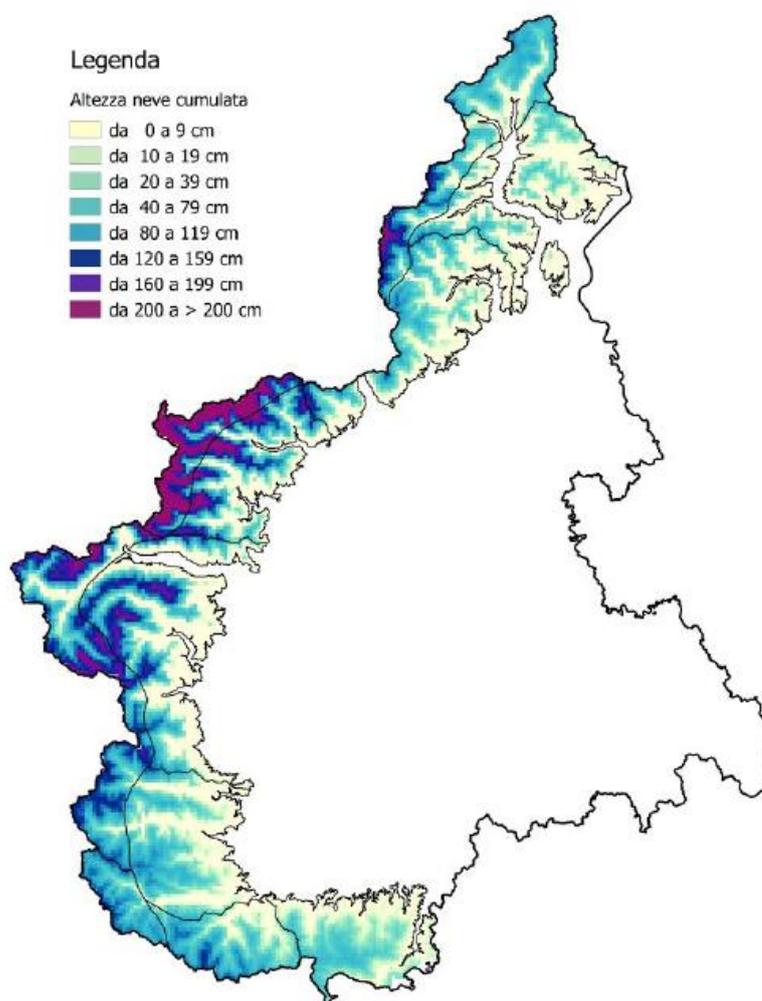


Figura 4, neve fresca cumulata dal 21 al 25 Novembre, dall'analisi preliminare condotta da ARPA Piemonte

2.2.3 Collasso arginale

La concomitanza alla confluenza del passaggio dell'onda di piena del Po ha determinato un fenomeno di rigurgito che è coinciso con la rottura dell'argine sinistro del Chisola, nel pomeriggio del 25, in prossimità di Moncalieri.

Come comunicato nella *"Relazione del Servizio di Piena"*^[4] e nella seguente *"Relazione di fine evento"*^[5] redatte da AiPo, l'arginatura del torrente Chisola, risalente agli anni '20 del secolo scorso ma opportunamente mantenuta, è stata, a partire dalla prima mattinata del 25, a seguito dell'annullamento del franco idraulico di un metro, continuamente monitorata.

Nonostante la perdita delle condizioni di efficienza idraulica, i tecnici AiPo hanno tentato di intervenire sulle arginature laddove queste presentavano i primi indizi di tracimazione in sommità mediante la formazione di un rialzo arginale, e agendo su alcuni fontanazzi al piede lato campagna generati del prolungato permanere del massimo livello idraulico.



Figura 5, vista da monte verso valle dell'argine sinistro del T.Chisola. Raggiungimento della sommità e inizio della tracimazione (25/11/16 h 11:00). Fonte AiPo.

Per quanto riguarda le aree poste in sponda sinistra, oltre strada Carignano e la tangenziale, si osserva come esse risultassero già allagate dalla prima mattinata a causa di esondazioni degli affluenti secondari e del torrente Chisola nel tratto non arginato a monte, in località Tetti Rolle.

Il tentativo di rialzo arginale ha avuto esito positivo per quanto riguarda l'argine destro, in corrispondenza della borgata Barauda, che non ha subito allagamenti; in caso di rottura in destra, la frazione, trovandosi chiusa tra gli argini del Chisola, il canale della centrale IREN e gli argini del Po, sarebbe stata investita da correnti di piena ed interessata da livelli idrici tali da rendere estremamente rischiosa la permanenza e inutilizzabili le abitazioni.

Nonostante le azioni di contrasto intraprese, l'evolversi dell'evento ha comportato la progressiva riduzione del franco fino al suo completo annullamento e l'ulteriore innalzamento dei livelli idrici ha portato oltre il limite la resistenza del manufatto, che intorno alle 15:30 del 25 è venuto meno in due punti di rotta (a monte e a valle del ponte di frazione Barauda), generando nuovi allagamenti rispetto a quelli che già in mattinata avevano interessato diverse zone a monte.



Figura 6, rotta arginale a valle del ponte di strada Barauda. Vista da valle verso monte. Fonte AiPo.

A seguito delle due rotte in corrispondenza del ponte della Barauda, il livello del Chisola è sceso, mentre all'interno dell'area golenale in sinistra si è attestato un carico idrostatico maggiore: dai segni lasciati dalla piena post-evento, è stato dedotto che l'arginatura a monte, soggetta ad un carico idrostatico molto diverso, ha subito un ulteriore crollo (rotta di rientro) in località Tetti Rolle.

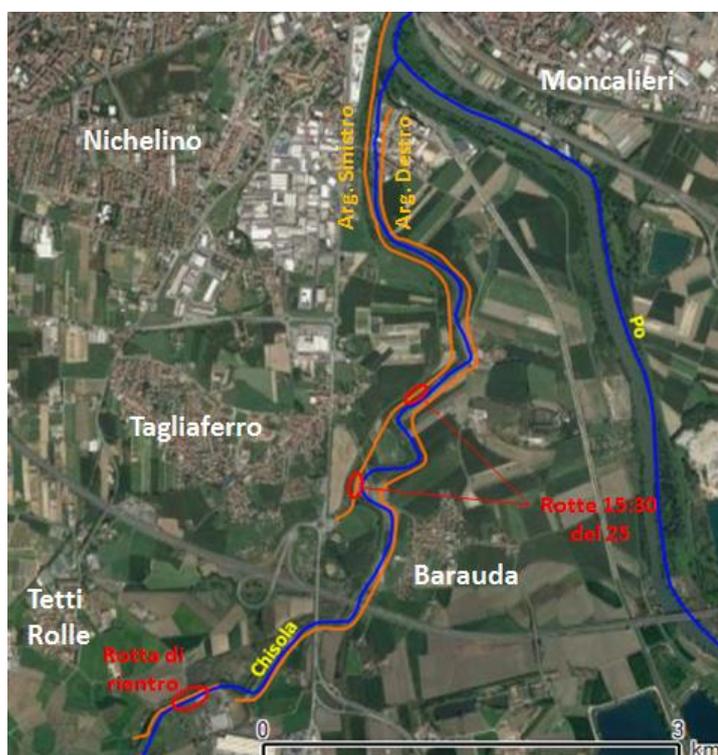


Figura 7, posizione delle rotte arginali

L'area esondata durante l'evento su tutto il bacino risulta di circa 45 Km², pari a quasi il 10% dell'intera superficie del bacino idrografico. Le due rotte arginali in sinistra hanno allagato le aree depresse poste tra l'arginatura e il rilevato di strada Carignano, che insieme formano il perimetro di una sorta di area di laminazione, pur in presenza di alcune abitazioni ed attività.

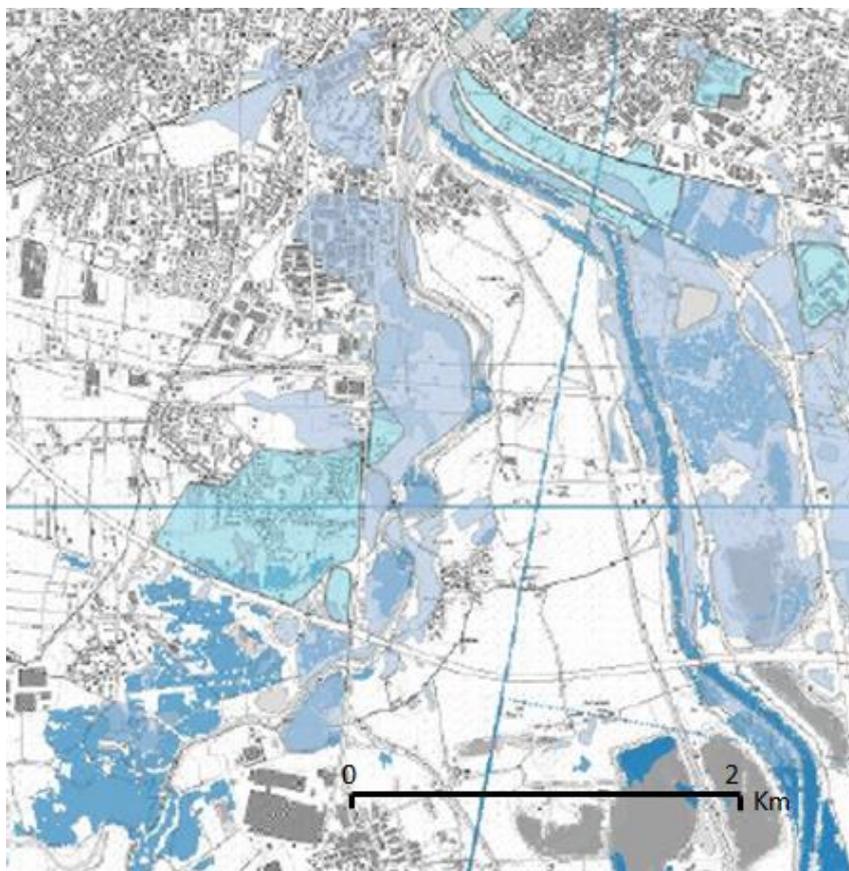


Figura 8, stima preliminare dell'area allagata a sud di Torino. Fonte ARPA.

Il personale AiPo, nei giorni seguenti, ha provveduto alla realizzazione di una rotta controllata per permettere il rientro delle acque in alveo e alla chiusura dei varchi aperti sugli argini per consentire il normale deflusso delle acque.

L'avvenuta tracimazione dell'opera esistente, a seguito della quale si sono innescati i fenomeni che hanno portato fino alla rottura dell'argine, ha messo in luce l'insufficienza della quota di sommità, e perciò si rende necessario un adeguamento altimetrico al fine di materializzare il franco di sicurezza, pari a un metro, sul livello della piena con tempo di ritorno duecentennale.

3. Dati

Vengono utilizzati per la modellazione afflussi-deflussi dati di pioggia e portata con frequenza di campionamento oraria. Si ha a disposizione un campione di dati che va dal 2003 al 2015: i dati pluviometrici dal 2012 al 2015 sono stati messi a disposizione dall’Agenzia Interregionale per il fiume Po, mentre quelli dal 2003 al 2011 sono stati richiesti ad ARPA Piemonte in quanto non disponibili sul sito dell’AiPo.

A causa del campione esiguo di dati di soli 11 anni, l’inferenza statistica per valutare portate di colmo relative ad un certo tempo di ritorno porterebbe ad ottenere risultati poco robusti, pertanto si decide di procedere mediante una modellazione afflussi-deflussi per poter valutare la risposta del bacino a seguito di forti eventi di pioggia.

Si ha disponibilità di una stazione idrometrica limitrofa alla sezione di chiusura, a 3,5 Km dalla confluenza con il Po, in prossimità de La Loggia, e di cinque stazioni pluviometriche di competenza: Talucco, Pinerolo e Cumiana all’interno del bacino e Bauducchi e Carmagnola in prossimità dello stesso.

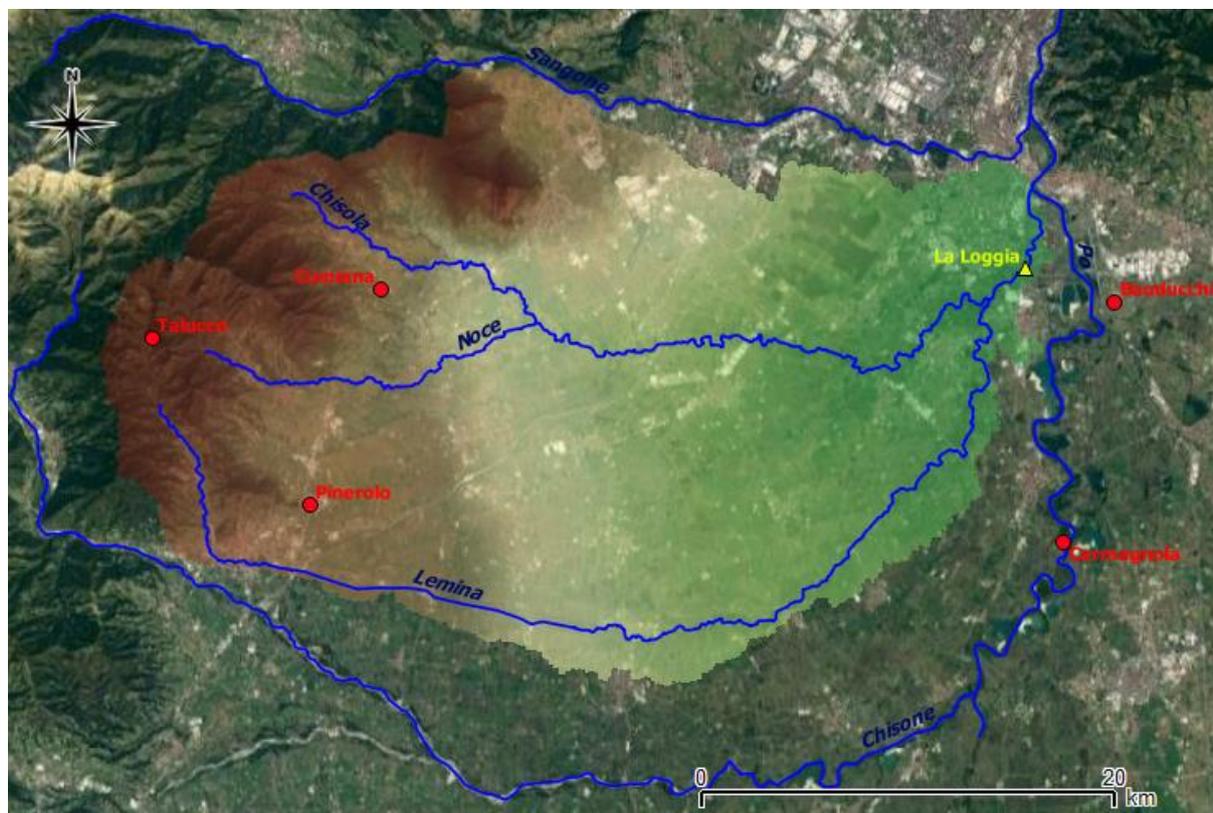


Figura 9, bacino del Chisola, principali affluenti, pluviometri e idrometro

All'interno del bacino non sono presenti stazioni nivologiche che rilevano l'altezza della neve al suolo, pertanto la modellazione afflussi deflussi terrà conto di un possibile scioglimento nivale solamente dal punto di vista qualitativo, al fine di creare un modello con un esiguo numero di parametri da stimare, dalla facile applicazione e che al contempo possa fornire un risultato robusto.

L'ipotesi di considerare la neve da un punto di vista qualitativo risulta inoltre avvalorata dal fatto che l'evento di piena del 2016 non ha avuto alcun tipo di contributo portato da scioglimento nivale.

Verranno pertanto utilizzati i dati di neve al suolo registrati nelle stazioni di Torino e Praly, e i dati di temperatura registrati a Cumiana e Pinerolo, trasposti in quota ipotizzando un gradiente termico costante di 6,5 °C ogni 1000 m.

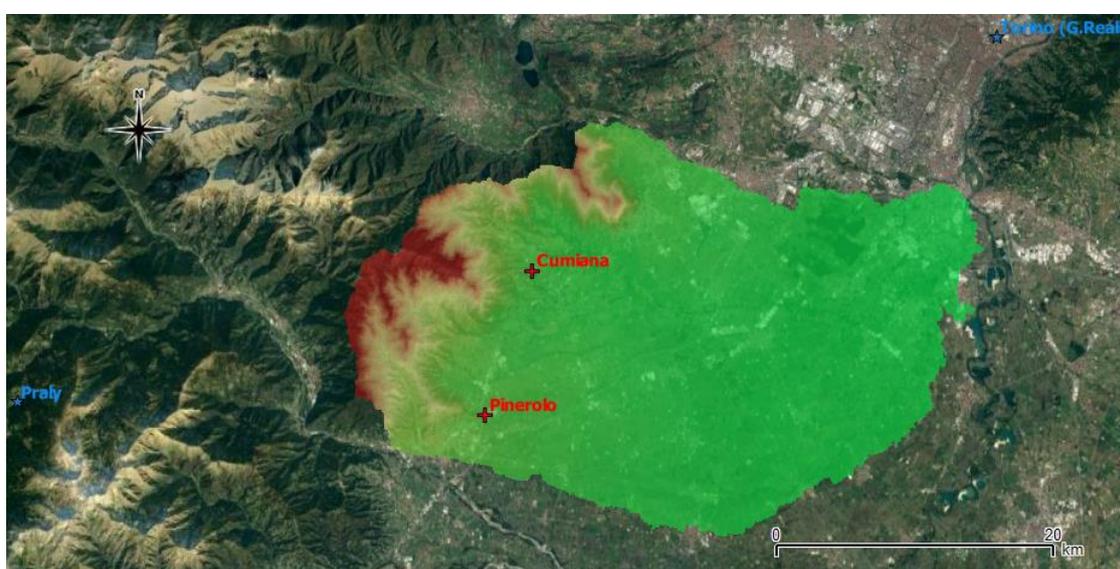


Figura 10, stazioni nivologiche e termometriche

Vengono di seguito riportate le quote e le coordinate nel sistema cartografico UTM32N delle stazioni di rilevamento ARPA che verranno utilizzate:

	Tipo stazione	z [m s.l.m.]	UTM X [m]	UTM Y [m]
Cumiana	<i>Pluvio/Termo</i>	327	373174	4980375
Pinerolo	<i>Pluvio/termo</i>	340	370552	4973026
Talucco	<i>Pluvio</i>	776	365228	4978893
Bauducchi	<i>Pluvio</i>	226	398228	4979528
Carmagnola	<i>Pluvio</i>	232	396316	4971343
Torino	<i>Nivo</i>	239	397112	4991946
Praly	<i>Nivo</i>	1385	366730	4974411
La Loggia	<i>Idro</i>	247	395185	4980749

Tabella 2, coordinate UTM32N delle stazioni utilizzate.

3.1 Dati Pluviometrici

I dati di pioggia vengono forniti con frequenza di campionamento di 10 minuti: per sfoltire in numero di dati e alleggerire il costo computazionale, vengono convertiti con frequenza di campionamento oraria sommando, nell'arco di 60 minuti, i mm di pioggia registrati con frequenza di 10 minuti.

Come input di pioggia per la trasformazione afflussi-deflussi, viene utilizzata la media pesata dei 5 ietogrammi registrati dalle stazioni pluviometriche, il cui peso è rappresentato dall'area di competenza del singolo pluviometro rispetto all'area del bacino. L'area di competenza viene calcolata mediante la costruzione grafica dei poligoni di Thiessen (Topoiet).

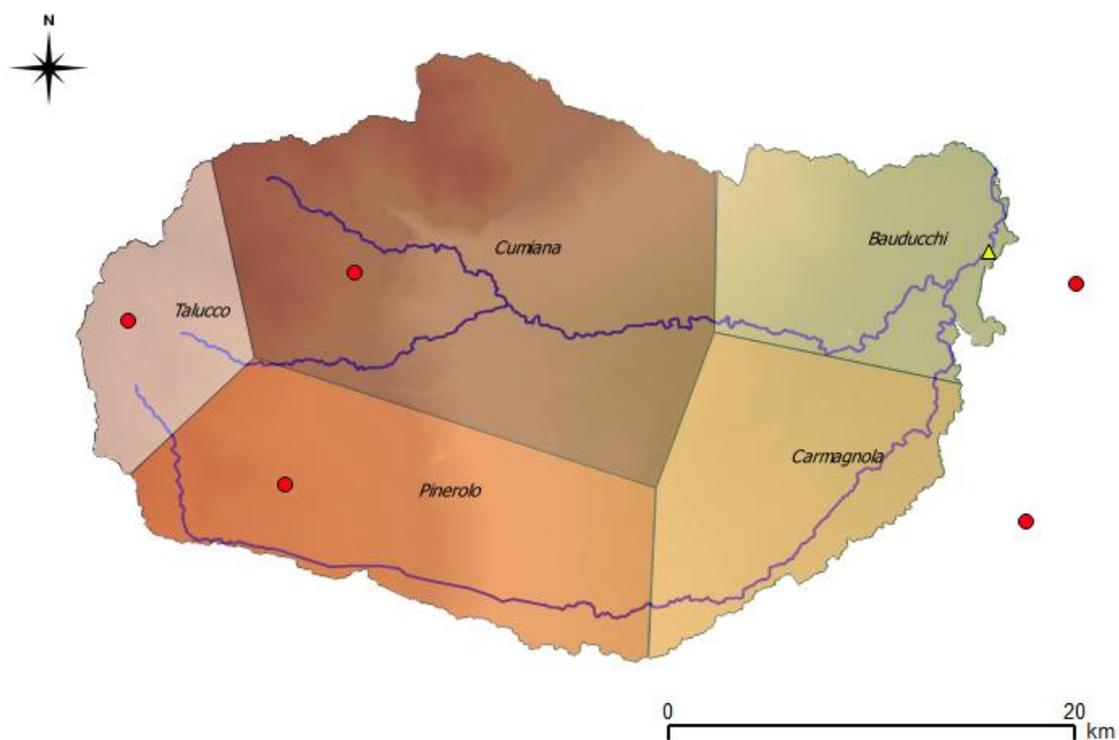


Figura 11, aree di competenza dei singoli pluviometri

$A_{\text{bacino}} =$	466.2	[km ²]
Pluviometro	A_{competenza}	Peso
	[km ²]	[%]
<i>Talucco</i>	38.5	8.3
<i>Cumiana</i>	178.1	38.2
<i>Pinerolo</i>	109.5	23.5
<i>Bauducchi</i>	66.6	14.3
<i>Carmagnola</i>	73.5	15.8

$$i_{j\text{-media}} = \frac{\sum_{i=1}^5 i_{ij} \cdot P_i}{\sum_{i=1}^5 P_i}$$

i [mm/h] intensità di pioggia

P [%] peso

j contatore delle ore

i contatore dei pluviometri

Tabella 3, Aree di competenza dei pluviometri

3.2 Dati Idrometrici

La ricostruzione degli idrogrammi di piena risulta un elemento fondamentale per la caratterizzazione quantitativa dell'evento. Tale operazione è resa possibile, sebbene con significative incertezze, dalla disponibilità di misure di livello della corrente mediante l'idrometro gestito da ARPA collocato sul ponte di strada Carignano, in direzione del comune de La Loggia.

3.2.1 Scale di deflusso nel periodo 2003-2015

Vengono forniti i livelli idrometrici con frequenza di campionamento oraria relativi all'idrometro de La Loggia. Della serie storica di 11 anni vengono isolati i 5 massimi eventi di piena registrati, al fine di calibrare un modello capace di stimare eventi di piena straordinari, con meccanismi di infiltrazione diversi rispetto alle piene ordinarie:

Evento di piena		$L I_{\max}$ [m]	Q_{\max} [m ³ /s]
Dicembre	2008	5.65	172.7
Aprile	2009	5.23	129.0
Marzo	2011	5.95	180.1
Maggio	2013	4.98	134.5
Dicembre	2014	5.65	160.1

Tabella 4, i 5 massimi eventi di piena registrati

$L I$ [m] *Livello idrometrico*

Q [m³/s] *Portata*

Il livello idrometrico viene espresso come quota relativa allo zero idrometrico, leggermente variabile a seconda della ricalibrazione annuale dello strumento.

I livelli idrometrici vengono convertiti in portate mediante la relativa scala di deflusso annuale rilasciata e convalidata da ARPA Piemonte. La scala di deflusso è una funzione (che può essere espressa sia in forma analitica che per punti) che rappresenta il legame tra la portata che transita nella sezione e il livello che si genera.

Per ogni anno, vengono registrate delle coppie di valori (L.I.,Q) che insieme rappresentano la scala di deflusso, interpolabili nella forma:

$$Q = a \cdot (LI - LI_0)^b$$

$L I_0$ [m] *Livello idrometrico zero, relativo a una portata nulla*

a, b *Costanti della scala di deflusso*

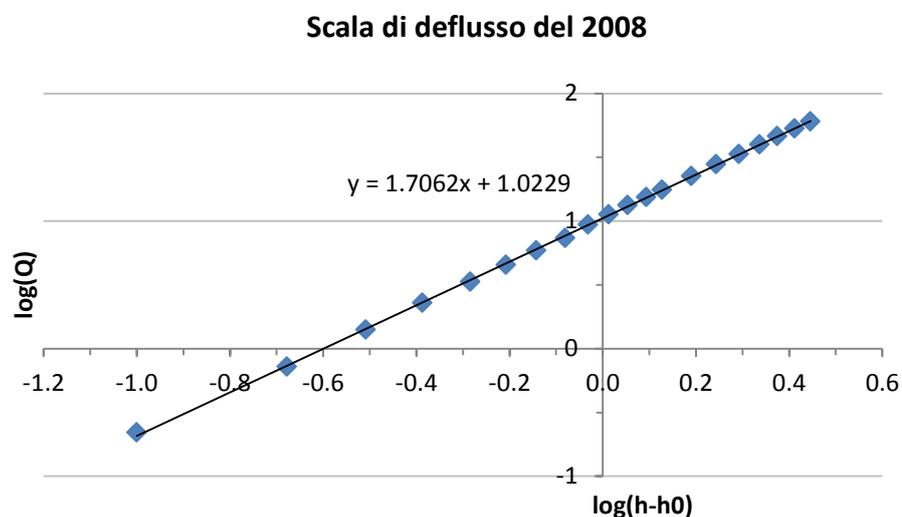
Le costanti della scala di deflusso vengono determinate mediante un'analisi di regressione dei dati, in quanto tra il logaritmo delle coppie di valori sussiste un legame di tipo lineare.

$$\log(Q) = b \cdot \log(h - h_0) + \log(a)$$

Viene dunque valutata la retta che meglio approssima l'andamento dei dati mediante minimi quadrati, e da essa ricavate le costanti della scala di deflusso.

A titolo esemplificativo, si ottiene per la scala del 2008:

2008	L.I. [m]	Q [m ³ /s]
	0.5	0
	0.6	0.22
	0.71	0.72
	0.81	1.41
	0.91	2.29
	1.02	3.34
	1.12	4.53
	1.22	5.87
	1.33	7.35
	1.43	9.38
	1.53	11.3
	1.63	13.3
	1.74	15.4
	1.84	17.6
	2.05	22.5
	2.25	27.8
	2.46	33.5
	2.67	39.7
	2.87	46.2
	3.08	53.1
	3.29	60.4



Parametri della scala:

$Ll_0 =$	0.5	[m]
$a =$	10.5414	[-]
$b =$	1.7062	[-]

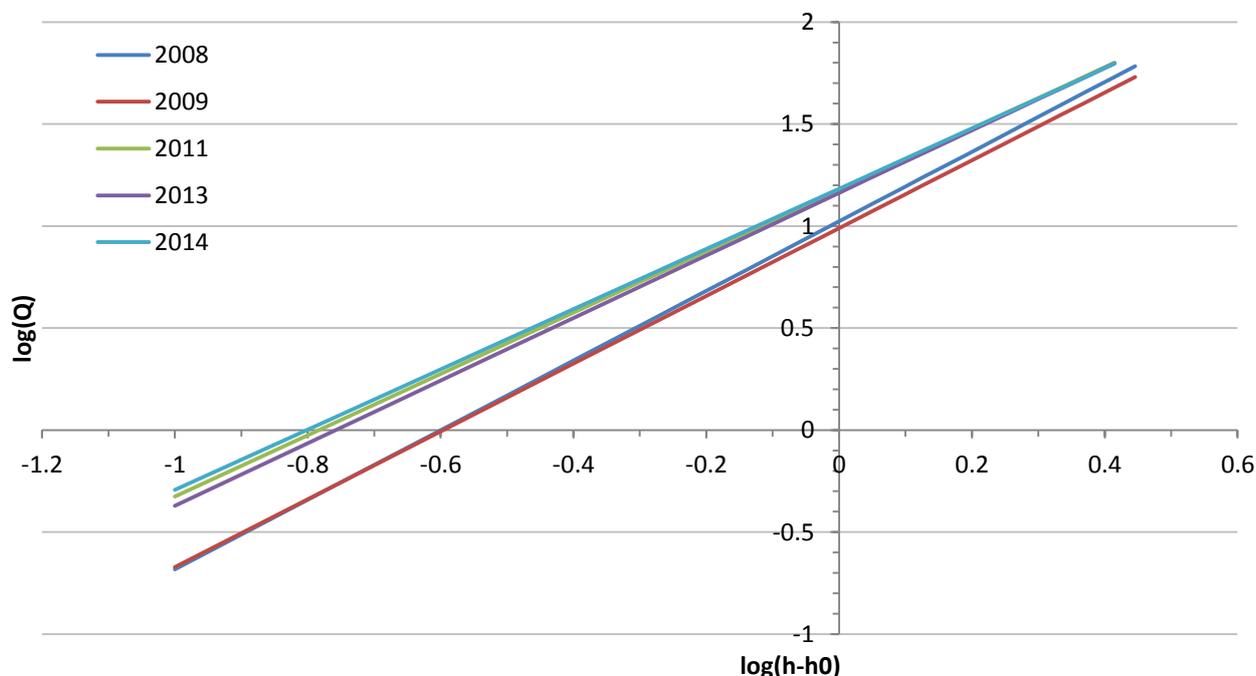
$$Q = a \cdot (LI - LI_0)^b$$

Dalla "Consulenza tecnica redatta dal Politecnico di Torino relativa all'evento alluvionale del 23 - 26 Novembre 2016"^[8], si denota come il livello idrometrico istantaneo del Po alla confluenza interferisca le condizioni di deflusso del torrente Chisola a causa del fenomeno del rigurgito. Siccome tutti gli eventi di piena considerati per la calibrazione del modello hanno causato portate relativamente minori rispetto a quella di Novembre, si ipotizza, per non complicare ulteriormente il modello, che l'influenza del livello idrometrico del fiume Po sia trascurabile, e che dunque la conversione da livello a portata possa essere direttamente eseguita tramite la scala di deflusso rilasciata da ARPA, senza apportare alcuna modifica.

L'ipotesi precedente non risulta valida, invece, per l'evento del 2016, il cui idrogramma verrà ricostruito tenendo conto, istante per istante, del livello idrometrico del fiume Po.

3.2.2 Confronto tra le scale di deflusso

Ponendo le scale di deflusso a confronto, si evidenzia una forte variazione a seguito del 2009: questo può essere dovuto sia a eventi di piena estremi che portano ad avere una ricalibrazione annuale della scala, che a variazioni morfologiche del fondo nella sezione di misura in cui è posto l'idrometro.



Parametri della scala:

	LI_0	a	b
	[m]	[-]	[-]
2008	0.50	10.5414	1.7062
2009	0.50	9.7611	1.6611
2011	0.73	15.0280	1.5029
2013	0.71	14.5278	1.5330
2014	0.73	15.2405	1.4760

$$Q = a \cdot (LI - LI_0)^b$$

Tabella 5, parametri di crescita delle scale utilizzate

Si ipotizza che la variazione annuale della scala di deflusso non influenzi in maniera significativa i parametri del modello afflussi-deflussi che verranno stimati in seguito, a maggior ragione poiché le diverse scale risultano convergenti per portate elevate. Inoltre, la scala, appare estremamente incerta nel dominio delle grandi portate a causa della difficoltà di effettuare misure dirette per la calibrazione e validazione della scala durante le condizioni di piena.

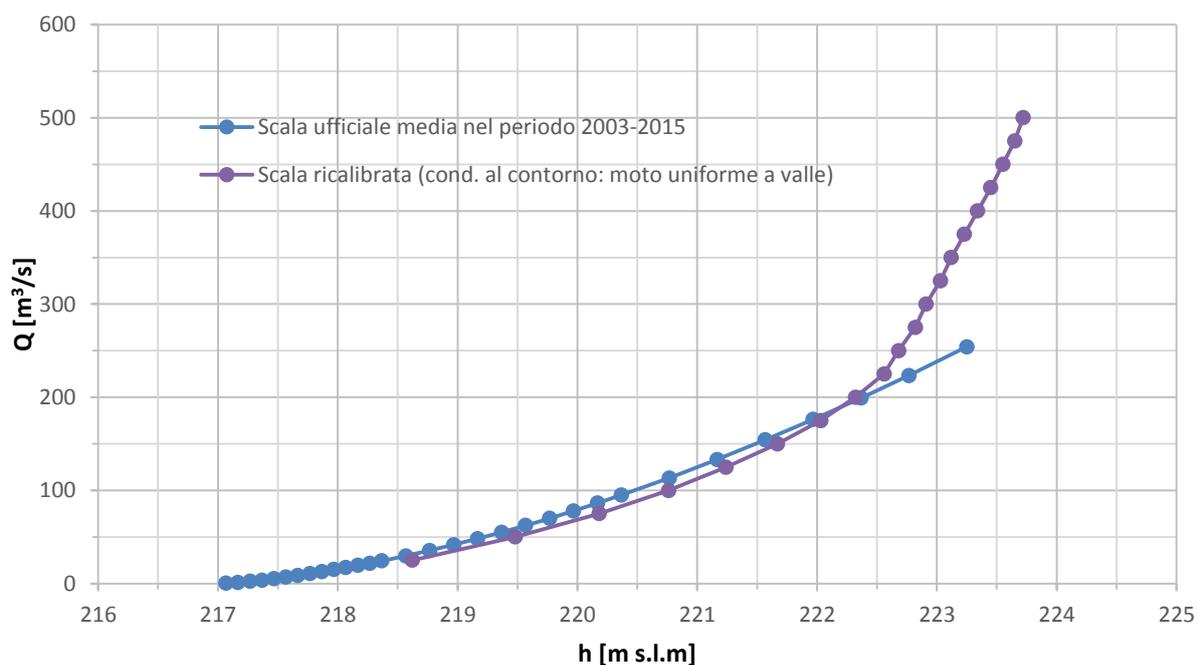
3.2.3 Ricostruzione dell'idrogramma di piena del 2016

Per l'evento di piena del Novembre 2016 non risulta possibile utilizzare le scale di deflusso ordinarie rilasciate da ARPA, a causa della pesante influenza del livello idrometrico registrato nel fiume Po alla confluenza che provoca il fenomeno noto come "rigurgito", con conseguente innalzamento del livello idrometrico nella sezione in cui è posto l'idrometro.

Verrà dunque utilizzata la scala di deflusso ricostruita dal Politecnico di Torino nella "Consulenza tecnica relativa all'evento alluvionale del Novembre 2016"^[8].

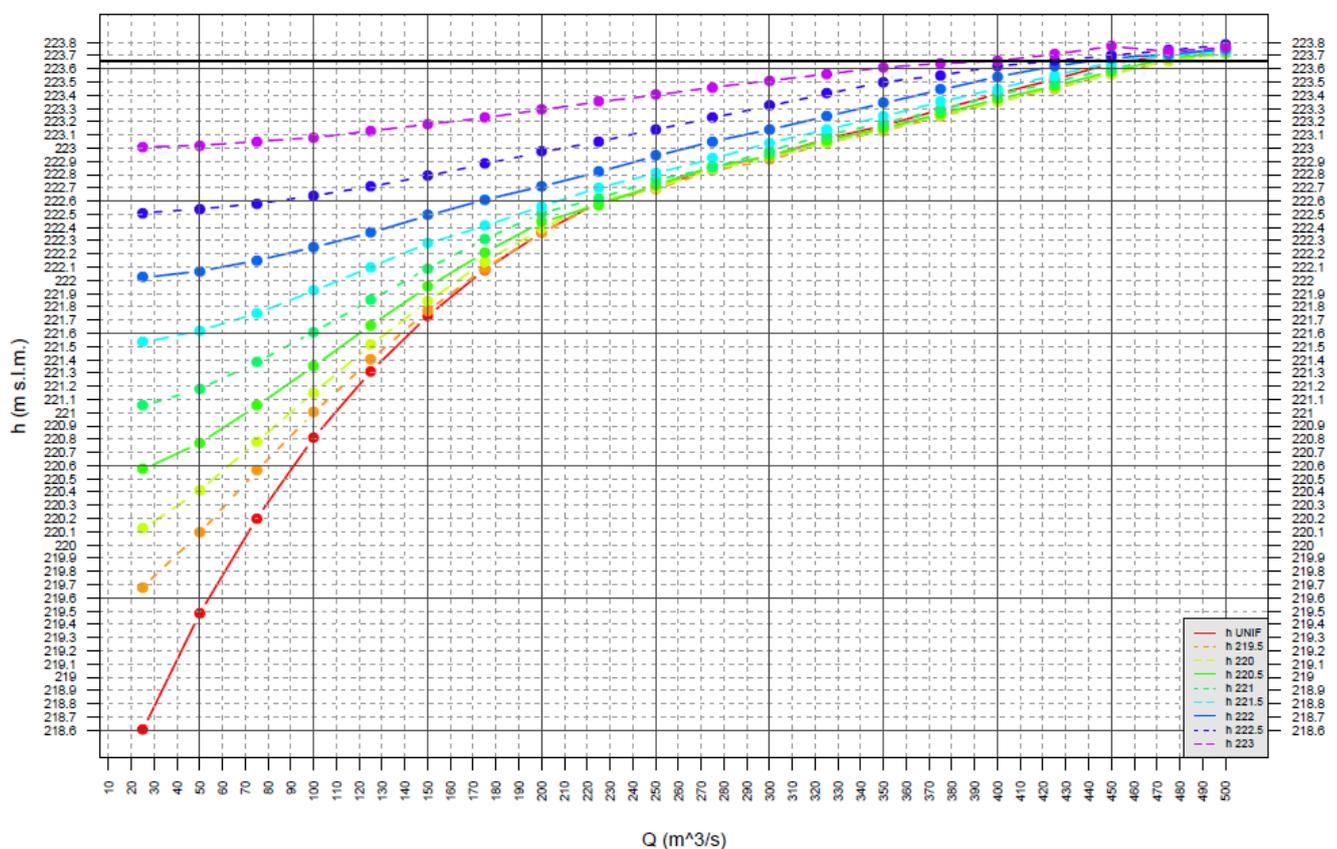
Utilizzando un "Modello idraulico numerico monodimensionale"^[7] sviluppato dal Dipartimento di Ingegneria Civile dell'università degli studi di Parma nel 2015, sono stati calibrati i parametri di scabrezza dell'alveo e delle zone golenali al fine di riprodurre alcune caratteristiche osservate dall'evento (livelli massimi raggiunti in specifiche sezioni) nella condizione di moto permanente e di altezza di moto uniforme nella sezione di valle (condizione indisturbata, ovvero il caso in cui il profilo di corrente che scorre nel torrente Chisola non è perturbato significativamente dal livello del Po alla confluenza).

Il risultato della calibrazione dimostra come il modello ben rappresenta i dati osservati nell'ambito di portate ordinarie, come quelle raggiunte dagli eventi di piena antecedenti considerati (fino a circa 200 m³/s). Per portate superiori, la scala di deflusso simulata cambia curvatura perché il flusso inizia ad impegnare l'area golenale: di conseguenza, per livelli più alti, a parità di aumento di livello, l'aumento di portata risulta più consistente.



Tuttavia, la condizione indisturbata non può ritenersi sempre valida quando i livelli del fiume Po sono particolarmente elevati, come durante l'evento del 2016. In questo caso, la corrente del torrente Chisola interferisce con quella del Po generando il fenomeno del rigurgito, che si materializza con un incremento del profilo del Chisola (rispetto le condizioni indisturbate) che si propaga verso monte, anche fino alla sezione in cui è posto l'idrometro de La Loggia, alterandone la scala di deflusso.

Considerando diversi scenari di interferenza tra Po e Chisola, viene impostata la condizione al contorno a valle di livello idrometrico fisso, pari al livello del Po alla confluenza, anziché di moto uniforme. Vincolando livelli fissi con passo di mezzo metro, si osserva un crescente effetto di rigurgito che porta ad avere livelli più alti a parità di portata.



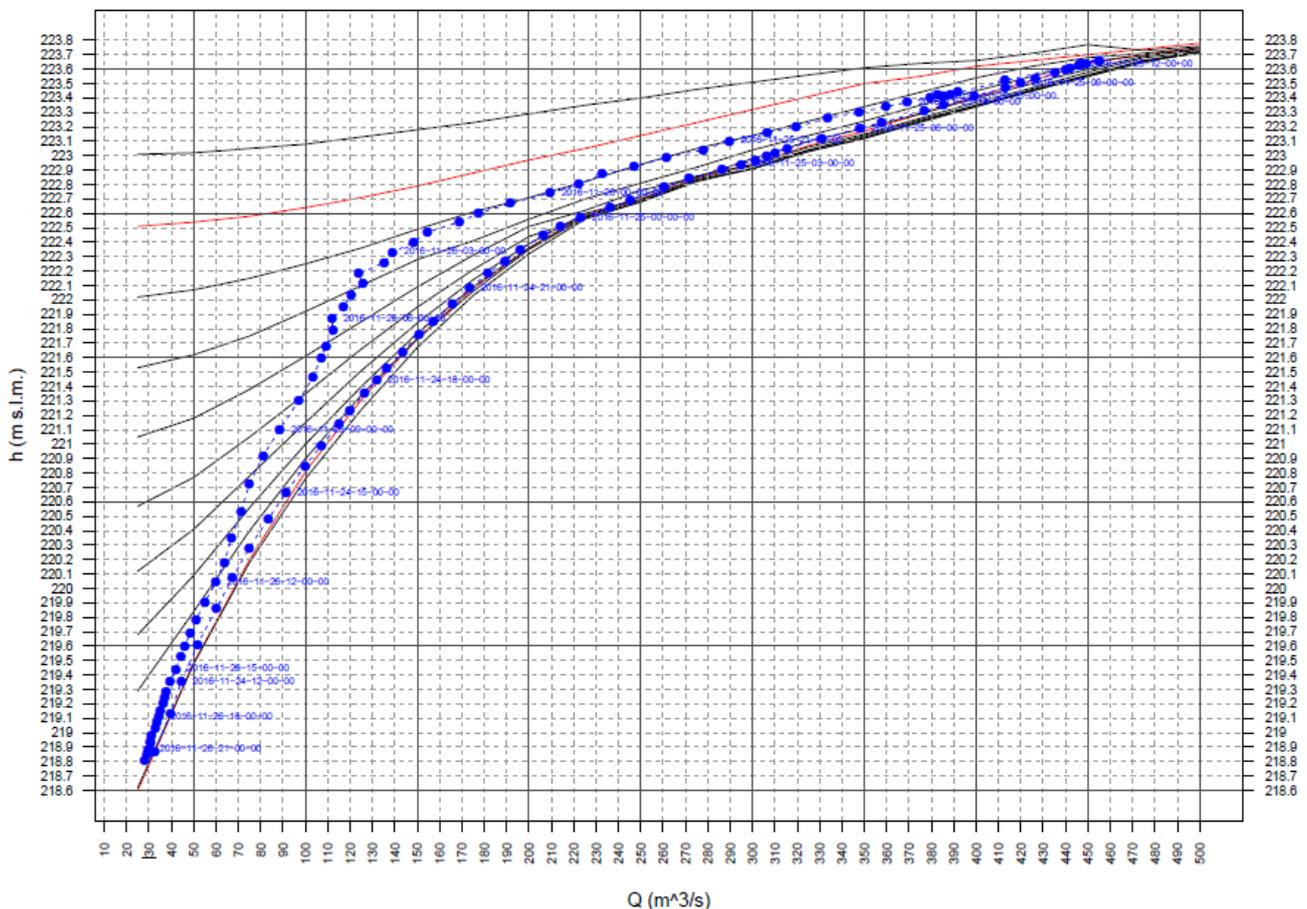
L'incertezza in gioco nelle simulazioni può portare ad errori di stima delle portate anche significativi: si noti infatti che, nel dominio delle portate elevate, piccoli scostamenti nella determinazione del livello si ripercuotono in notevoli variazioni di portata.

Il livello del Po viene rilevato dall'idrometro di Moncalieri posto 730 m a valle rispetto alla sezione della confluenza: l'altezza relativa alla condizione di valle di moto uniforme permette di dedurre il dislivello presente tra la sezione alla confluenza e il livello osservato dall'idrometro del Po a Moncalieri in corrispondenza del colmo del Chisola, pari a 0,74 m. Il valore del dislivello così stimato può essere utilizzato per convertire le osservazioni registrate sul Po a Moncalieri nel valore in corrispondenza della sezione di confluenza, fornendo quindi una condizione di valle anche per istanti temporali diversi da quelli del colmo del Chisola.

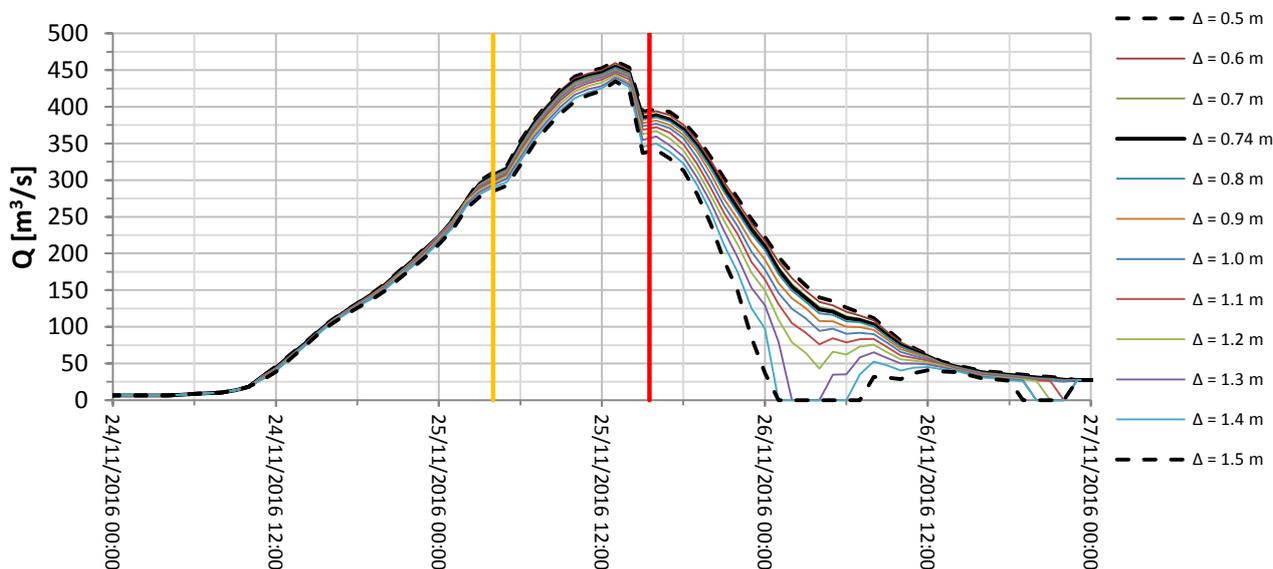
Il dislivello così determinato è certamente approssimato e verosimilmente variabile col variare delle portate in corso di evento: tale valore può influire anche significativamente sui risultati, perciò viene mantenuto costante per ogni simulazione, ma fatto variare nell'intervallo 0,5 – 1,5 m al fine di analizzare la sensibilità dei risultati.

Per determinare l'idrogramma di piena a La Loggia, le scale di deflusso vengono applicate in condizioni quasi statiche, valutando, istante per istante, il livello idrometrico del Po alla confluenza e selezionando la scala di deflusso relativa a tale livello: dalla scala selezionata può dunque essere dedotto il corrispondente valore di portata attraverso il livello osservato nel Chisola.

L'evoluzione dell'evento nello spazio delle scale di deflusso risulta del tipo:

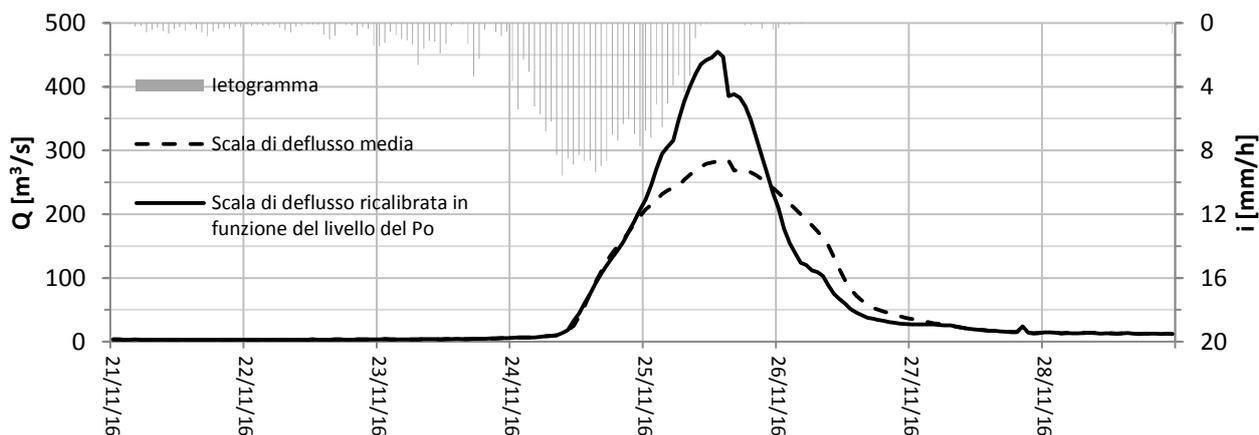


Dall'applicazione delle diverse scale di deflusso in funzione del livello del Po, considerando un dislivello variabile tra il battente del Po misurato a Moncalieri e quello alla confluenza, si ottiene una fascia di idrogrammi il cui valore di picco risulta compreso tra i 435 e i 462 m³/s.



L'idrogramma ricostruito risulta consistente con l'evoluzione cronologica delle esondazioni: durante la mattinata del 25 sono state registrate le prime fuoriuscite del Chisola e dell'idrografia secondaria a monte del tratto arginato, motivo per cui il l'incremento di portata nel periodo successivo risulta con pendenza minore, a causa dell'occupazione dell'area golenale di monte; intorno alle 15:30 del giorno stesso si è verificato il sormonto arginale con successivo crollo, il quale ha causato una repentina decrescita delle portate registrate in alveo. La successiva e lieve fase di crescita delle portate può essere imputata al contributo congiunto delle precipitazioni non ancora defluite e del rientro di acqua stoccata nell'area golenale di monte causato dalla rotta di rientro in località Tetti Rolle.

Appare interessante confrontare l'idrogramma ottenuto tramite la ricalibrazione con quello ricavabile mediante la scala di deflusso media tra quelle rilasciate da Arpa, in quanto si evince quanto il livello del Po abbia influenzato la scala del Chisola, causando un incremento del picco maggiore di 150 m³/s.



Sempre all'interno della "Consulenza tecnica"^[8] redatta dal Politecnico di Torino, si è voluto stimare il tempo di ritorno associato al picco di piena del 2016. Considerando che il campione di dati di portata disponibile a La Loggia non ha un'estensione tale da produrre una relazione statisticamente robusta, si è convenuto riferirsi all'applicazione di metodi di analisi regionale; in particolare si è adottata la procedura *ARPIEM*, che richiede di stimare separatamente il valore della piena indice (piena media) e del fattore di crescita delle portate di piena, coefficiente moltiplicativo relazionabile al tempo di ritorno.

La piena indice è stata determinata considerando la media dei dati di portata massima giornaliera, e moltiplicando il risultato per un coefficiente di punta $C_p = 1,82$, stimato con l'obiettivo di rappresentare il valore medio del rapporto tra portate massime al colmo e portate massime giornaliere. Utilizzando i dati a disposizione si perviene ad una stima della piena indice pari a $130 \text{ m}^3/\text{s}$. Il calcolo del fattore di crescita K_T è avvenuto stimando con relazioni regionali i valori dei parametri utili a rappresentare la curva di probabilità.

Dall'analisi regionale si evincono i valori:

T	K_T	Q_T
[anni]	[-]	$[\text{m}^3/\text{s}]$
2	0.808	104
10	1.597	210
20	2.079	271
50	2.933	381
100	3.799	495
200	4.961	640
500	6.927	900

Tabella 6, portate in funzione del tempo di ritorno. Fonte Politecnico di Torino

Sarebbe tuttavia improprio, nel caso in esame, assegnare un tempo di ritorno alla piena del Chisola utilizzando come riferimento il valore del picco di piena ricostruito ($450 \text{ m}^3/\text{s}$). Infatti, le esondazioni del corso d'acqua nell'area in esame sono state imponenti, producendo certamente un effetto di laminazione e di riduzione del picco di piena, e di conseguenza rendendo inadeguato il confronto tra la portata ricostruita e quelle derivanti dall'analisi idrologico-statistica, che non tengono conto degli effetti dovuti all'esondazione a monte.

Da un calcolo approssimativo dei volumi di acqua esondati, variabile tra i 10 e i 20 Mm^3 , è stato supposto che la piena potesse valere circa $650 \text{ m}^3/\text{s}$, e di conseguenza potesse essere associato (con un notevole grado di incertezza) ad un tempo di ritorno di circa 200 anni.

3.3 Dati Informativi Territoriali

La determinazione dei bacini idrografici passa attraverso la conoscenza delle direzioni di drenaggio su tutta la superficie, in modo da poter analizzare quale porzione della stessa faccia recapitare alla sezione di chiusura la precipitazione tramite scorrimento superficiale. Tale area può essere ricavata, trascurando le eventuali stratificazioni sotterranee, conoscendo la distribuzione delle quote del terreno della superficie di interesse. A seconda del grado di discretizzazione della superficie, la determinazione dei confini dei bacini sarà più o meno accurata. Queste operazioni possono essere eseguite tramite l'utilizzo dei più comuni software GIS (Geographic Information System).

Per la delimitazione dei confini di ogni bacino relativo all'idrografia secondaria è necessario possedere un modello di elevazione del terreno (DEM) sufficientemente accurato. Un DEM consiste in una mappa *raster*, quindi in formato matriciale, i cui elementi (pixel dimensionati a seconda dell'altitudine del volo da cui sono stati acquisiti) assumono un valore che indica la quota del terreno. In questo caso si è utilizzato il modello a scala regionale con passo 25 m (sufficiente per l'obiettivo di analisi) messo a disposizione dal sito della regione Piemonte. La nuvola di punti è stata acquisita con il volo ICE nel periodo 2009-2011 mediante tecnologia Lidar. Il sistema di riferimento utilizzato è WGS84/UTM32.

Tramite i software QuantumGis e l'estensione Grass è stato possibile ricavare facilmente il perimetro dei sottobacini idrografici, in quanto, considerando il valore di quota di ogni cella, è possibile individuare in maniera automatica la direzione di drenaggio considerando la pendenza massima fra le 8 celle adiacenti. Di conseguenza, il software è in grado di individuare il percorso ipotetico dei corsi d'acqua e le celle di confine al di fuori delle quali il contributo liquido non raggiunge la sezione di chiusura, i limiti del bacino idrografico.

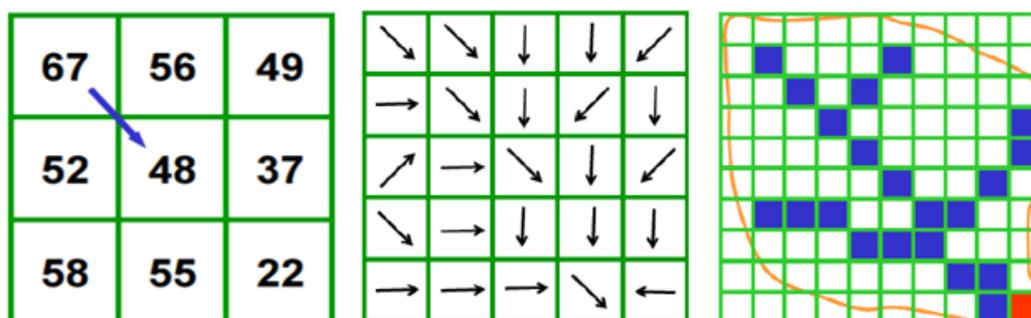


Figura 12, esempio di individuazione delle direzioni di drenaggio

I risultati ottenuti dalle elaborazioni vengono posti a confronto con il reticolo idrografico individuato su scala regionale disponibile sul sito della Regione Piemonte al fine di controllare la veridicità delle elaborazioni.

Tramite la funzione *r.filled.sinks* di Grass è possibile aggiustare le celle in cui l'acqua si accumula senza la possibilità di scorrere verso una precisa direzione di drenaggio, a causa del fatto che la stessa risulta essere contornata solamente da celle di quota maggiore.

67	56	49	67	56	49
52	48	51	52	51	51
58	55	22	58	55	22

Figura 13, riempimento degli affondamenti

Tramite la funzione *r.watershed* di Grass, dando come input il DEM e dimensione minima dei bacini, in questo caso posta pari a 5 Km², il programma genera dei file raster tra cui, quelli di interesse, risultano essere:

- La mappa dei corsi d'acqua, definiti come l'insieme delle celle che drenano un'area superiore alla soglia assegnata;
- La mappa di drenaggio, in cui ogni cella definisce la direzione di drenaggio;
- La mappa dei sottobacini relativi ai corsi d'acqua precedentemente citati.

Tramite la funzione *r.water.outlet* di Grass, dando come input le coordinate della sezione di chiusura desiderata (che deve ricadere coerentemente su un corso d'acqua) e la mappa di drenaggio, si ottiene la definizione del bacino idrografico chiuso in corrispondenza della stessa. Questa funzione verrà utilizzata per la delimitazioni delle aree contribuenti il deflusso per dei punti posti lungo il reticolo fluviale.

Tutti i file raster ottenuti possono essere facilmente convertiti in vettoriali (formato shape) per permettere di effettuare misure areali e di distanza.

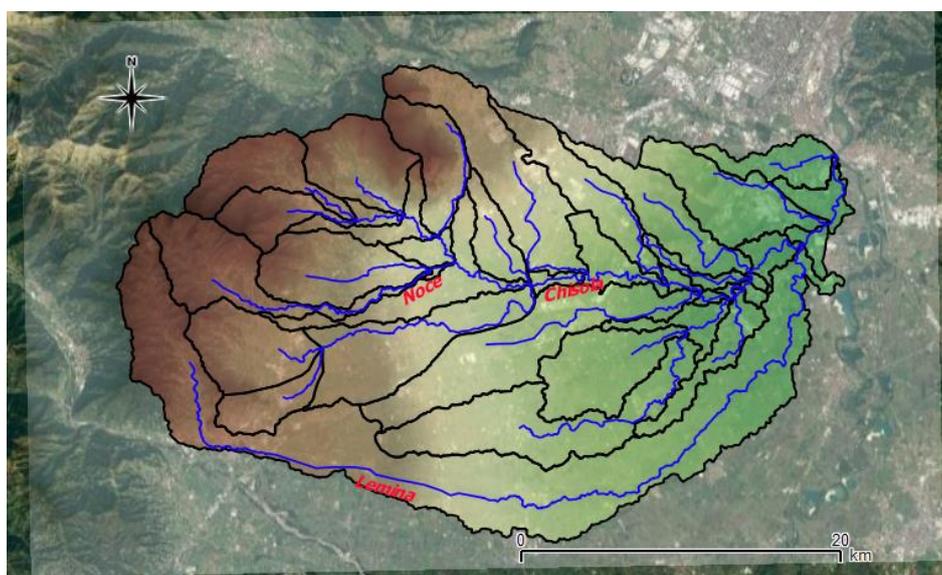


Figura 14, reticolo idrografico e sottobacini riproiettati al volo su Google Maps

3.3.1 Confronto con l'Atlante dei bacini imbriferi piemontesi

La delimitazione del bacino mediante software viene confrontata con quella proposta dall' "Atlante dei bacini imbriferi piemontesi", al fine di valutare la veridicità delle elaborazioni.

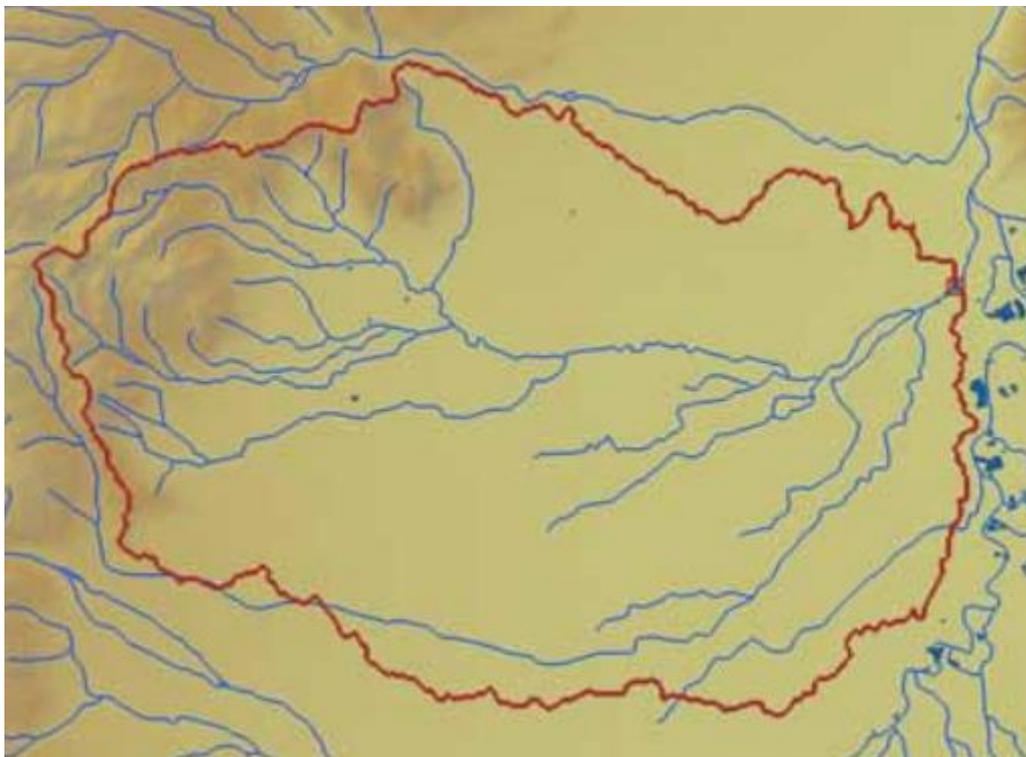


Figura 15, Atlante dei bacini piemontesi, bacino alla sezione di chiusura de La Loggia

Dall'estrapolazione del bacino mediante QGis si ottengono risultati leggermente differenti rispetto a quanto riportato dall'atlante dei bacini piemontesi nella sezione di chiusura de La Loggia, in particolar modo nella parte meridionale. Bisogna tuttavia notare che questa delimitazione del bacino risulta imprecisa, in quanto il torrente Lemina, principale affluente di destra del Chisola, non appare completamente incluso all'interno del bacino.

	A_{bacino} [km ²]	z_{max} [m s.l.m.]	z_{min} [m s.l.m.]
Atlante bacini piemontesi (La Loggia)	464.2	1436	218
DTM 25 (Confluenza Po)	466.2	1454	215

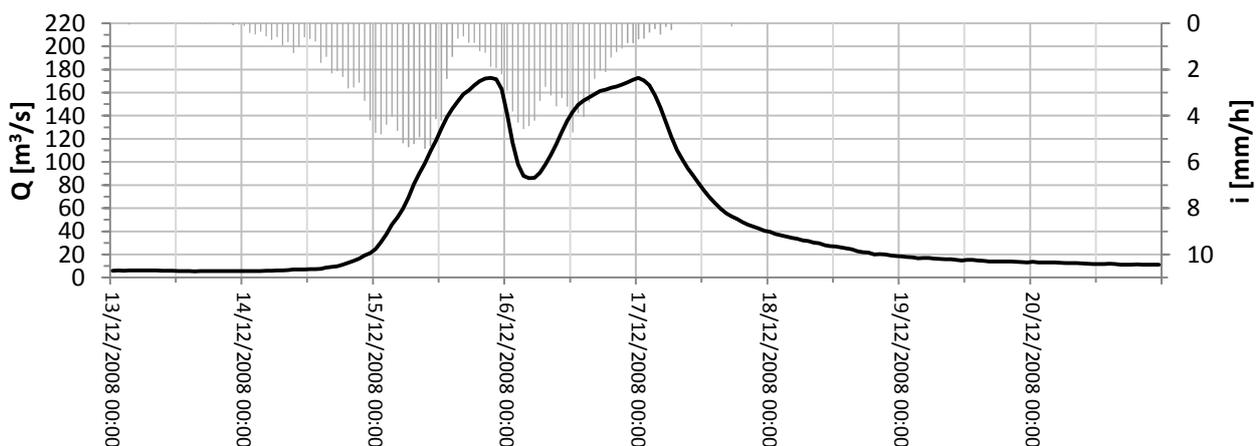
Tabella7, confronto con l'Atlante dei bacini imbriferi piemontesi

3.4 Eventi di piena considerati per la calibrazione

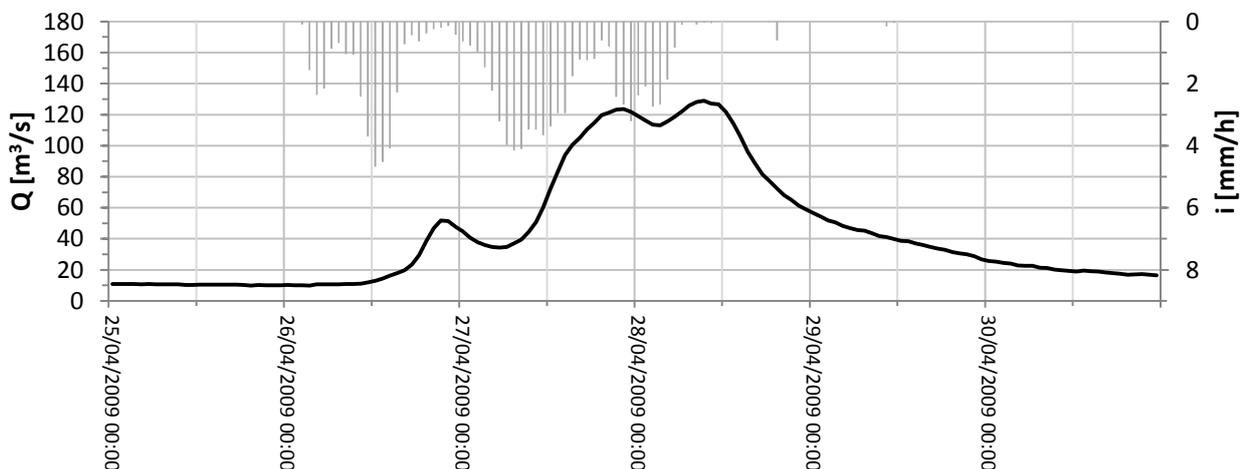
Per la calibrazione del modello vengono presi i cinque massimi eventi di piena registrati nel periodo 2003 - 2015, al fine di ottenere una stima dei parametri di deflusso che si adatti ad un evento straordinario, com'è stato quello del Novembre 2016. La piena del 2016 non viene considerata in fase di calibrazione, in quanto si vuole stimare il picco che si sarebbe registrato a La Loggia nel caso in cui non si fosse verificato collasso arginale: di fatto, l'area esondata ha rappresentato una sorta di cassa di laminazione naturale, con conseguente abbassamento e ritardo del picco di piena.

I dati di pioggia sono stati interpolati con il metodo dei topoi e i livelli idrometrici convertiti attraverso le scale di deflusso rilasciate da Arpa nel relativo anno. Considerando che per tutti i casi oggetto di studio la portata massima risulta minore di $200 \text{ m}^3/\text{s}$, il fenomeno di rigurgito a causa del livello del Po alla confluenza si ipotizza trascurabile. Viene considerata come data di inizio evento la mezzanotte del giorno in cui si verificano le prime piogge, a seguito delle quali si riscontra l'innalzamento idrometrico.

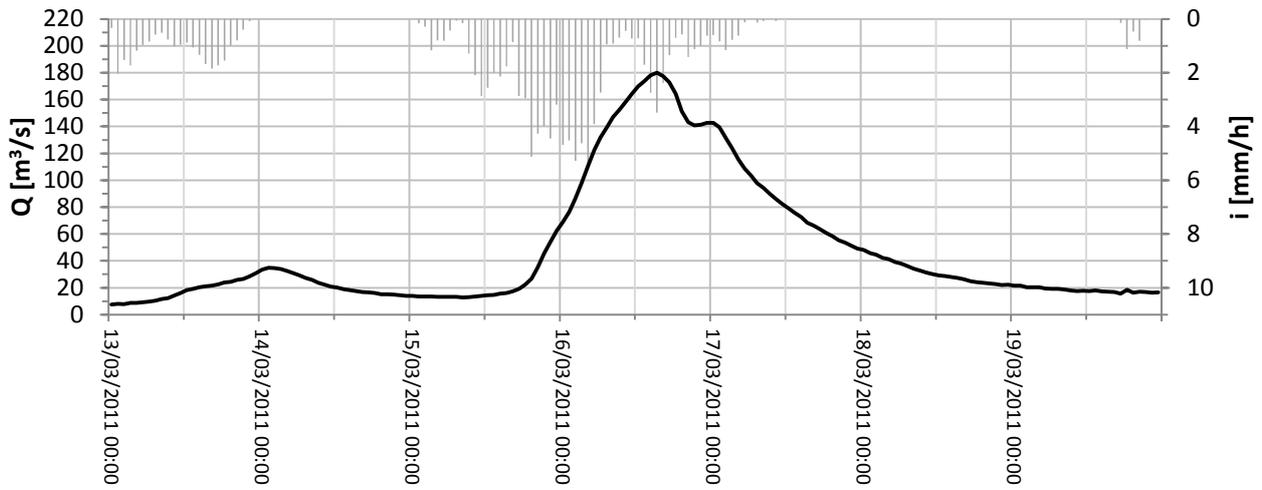
- **Dicembre 2008.** $Q_{\text{max}} = 173 \text{ m}^3/\text{s}$



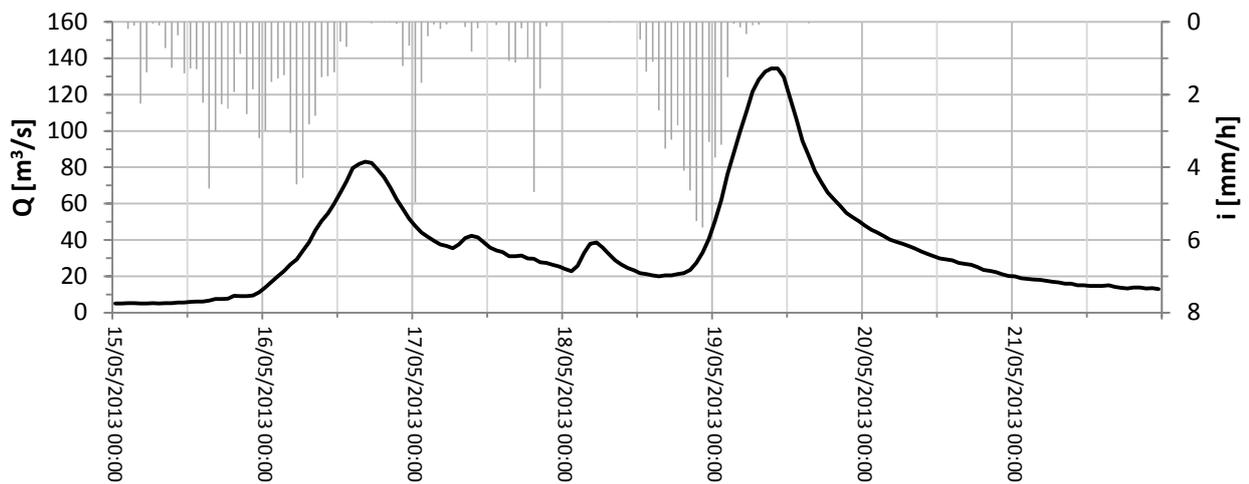
- **Aprile 2009.** $Q_{\text{max}} = 129 \text{ m}^3/\text{s}$



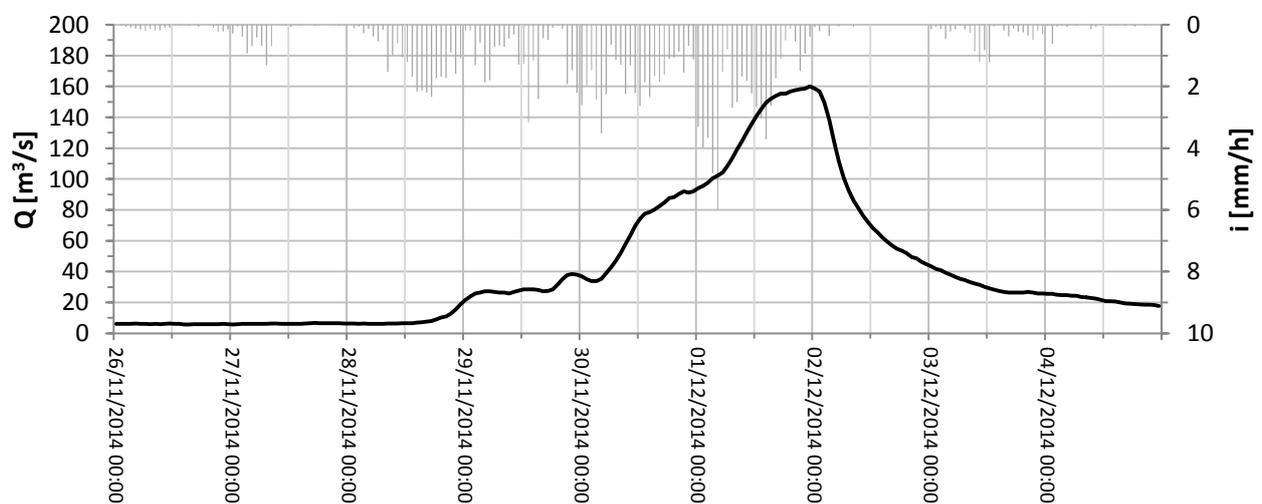
- **Marzo 2011.** $Q_{\max} = 180 \text{ m}^3/\text{s}$



- **Maggio 2013.** $Q_{\max} = 135 \text{ m}^3/\text{s}$



- **Dicembre 2014.** $Q_{\max} = 160 \text{ m}^3/\text{s}$



4. Modelli Afflussi-Deflussi

4.1 Metodo della corrivazione

Poiché per l'asta dei corsi d'acqua in esame non sono disponibili osservazioni sufficienti per procedere ad una stima diretta, attraverso l'elaborazione statistica dei valori di portata al colmo e di onde di piena storiche, è necessario ricorrere a metodi indiretti.

I metodi indiretti possono distinguersi in metodi di regionalizzazione, formule empiriche o modelli afflussi deflussi; questi ultimi si propongono di fornire una descrizione matematica dei processi idrologici che si svolgono all'interno del bacino idrografico, considerandolo come un sistema soggetto ad un ingresso, l'intensità di pioggia, e ad un'uscita, rappresentata dall'andamento della portata defluente nel tempo attraverso la sezione di chiusura.

Vengono elaborati dunque tre diversi modelli afflussi-deflussi, interamente basati sul metodo della corrivazione, per cui sussistono le ipotesi di base secondo le quali:

- La formazione della piena è dovuta unicamente ad un trasferimento della massa liquida;
- Ogni goccia di pioggia si muove sulla superficie del bacino seguendo un percorso immutabile che dipende solo dal punto in cui è caduta;
- La velocità di una goccia non è influenzata dalla quantità di acqua fluente;
- La portata defluente è data dalla somma delle portate elementari provenienti dalle diverse parti del bacino, che si presentano nello stesso istante alla sezione di chiusura.

Le ipotesi precedenti permettono di definire il tempo di corrivazione del bacino, il tempo necessario alla goccia che cade nel punto idraulicamente più lontano per raggiungere la sezione di chiusura, parametro immutabile nel tempo e dunque indipendente dall'evento di pioggia considerato.

Ciò che cambia da un modello all'altro risulta essere la funzione di risposta del bacino o Istantaneous Unit Hydrograph, ovvero la distribuzione temporale degli afflussi diretti (depurati dalla quota infiltrata, percolata ed evapo-traspirata) nella sezione di chiusura.

La funzione di risposta viene realizzata a partire da linee isocorrive, luogo di punti che presentano il medesimo tempo di corrivazione, campionato con frequenza oraria in analogia con il campione delle piogge. La fascia compresa tra due isocorrive successive (u_i) rappresenta la porzione di bacino che contribuisce al deflusso ad un tempo pari al massimo tempo di corrivazione tra le due.

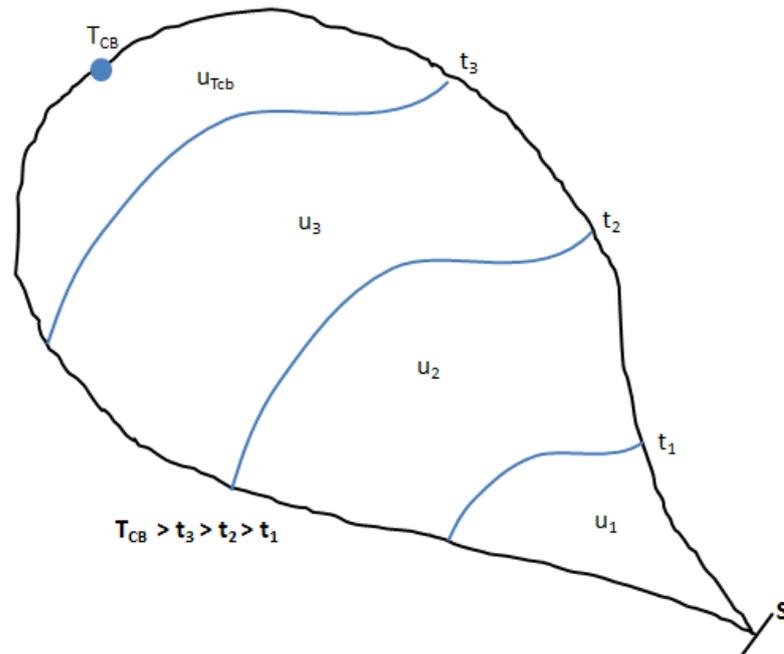


Figura 16, esempio di andamento delle isocorrive in un bacino idrografico

La IUH ottenuta rappresenta, grazie alle ipotesi di stazionarietà, una caratteristica propria del bacino, dipendente solo dalle ipotesi tramite le quali viene ricavata. Verranno in seguito ricavate tre differenti funzioni di risposta, al fine di valutare quale tra queste si adatta maggiormente al bacino studiato.

Sotto l'ipotesi di linearità e stazionarietà, è quindi possibile considerare la portata nella sezione di chiusura in un generico istante come somma dei contributi delle diverse fasce isocorrive, opportunamente traslato nel tempo per tener conto del tempo di corrivazione di ciascuna fascia. La combinazione mediante un integrale di convoluzione in forma discreta tra la funzione di risposta del bacino e lo ietogramma netto relativo all'evento, restituisce la portata defluente nella sezione di interesse.

$$Q_j = \sum_{i=1}^j (i_{Ni} \cdot u_{j-i+1})$$

- i_N Ietogramma netto, depurato dalla quota infiltrata, evapo-traspirata e percolata.
- j Contatore del tempo in cui si calcola la portata.
- i Contatore del tempo di pioggia.

4.1.1 Deflusso di base

Bisogna considerare l'ipotesi semplificativa relativa al deflusso di base, la cui variabilità non viene esaminata nel modello proposto: per il bilancio idrico al suolo, si ha che della totalità della pioggia, solamente una parte genera ruscellamento e dunque deflusso superficiale, mentre l'aliquota restante viene intercettata dalla vegetazione, accumulata in piccoli invasi naturali e infiltrata nel sottosuolo. Della frazione infiltrata, inoltre, solamente una parte raggiunge la falda acquifera per poi muoversi all'interno del terreno fino alla rete idrografica, ma con tempi di ritardo notevolmente maggiori rispetto ai tempi caratteristici del ruscellamento superficiale.

Esistono in bibliografia modelli per la stima del drenaggio profondo e del ritardo con cui esso contribuisce al deflusso superficiale nella rete idrografica, tuttavia, al fine di mantenere un modello con un numero limitato di parametri da stimare, viene trascurata la sua variabilità temporale in corso di evento.

Come deflusso base viene dunque considerato quello registrato precedentemente all'innalzamento idrometrico, considerato costante per tutta la durata dell'evento.

Attraverso questa semplificazione, la portata all'istante j viene calcolata come:

$$Q_j = Q_{base} + \sum_{i=1}^j (i_{Ni} \cdot u_{j-i+1})$$

L'ipotesi di considerare il deflusso base costante, potrebbe risultare limitativa per quanto riguarda la coda destra dell'idrogramma, in quanto, durante la fase di decrescita della piena, viene meno il contributo ritardato della falda acquifera, e dunque, per gli idrogrammi simulati, si potrebbe ottenere una decrescita di livello molto più rapida rispetto a quella reale. L'assunzione fatta, tuttavia, influenza solo sensibilmente il valore del picco di piena, la cui stima risulta prioritaria, e perciò viene considerata valida.

4.1.2 Propagazione della stima lungo il reticolo

Bisogna infine considerare la mancata corrispondenza tra la sezione di chiusura e quella in cui è posto l'idrometro de La Loggia, distanti tra loro circa 4 Km. Si decide di applicare un modello afflussi-deflussi che comprenda l'intera area del bacino fino alla confluenza in quanto le rotte arginali si sono verificate nel tratto terminale compreso tra La Loggia e la sezione di chiusura.

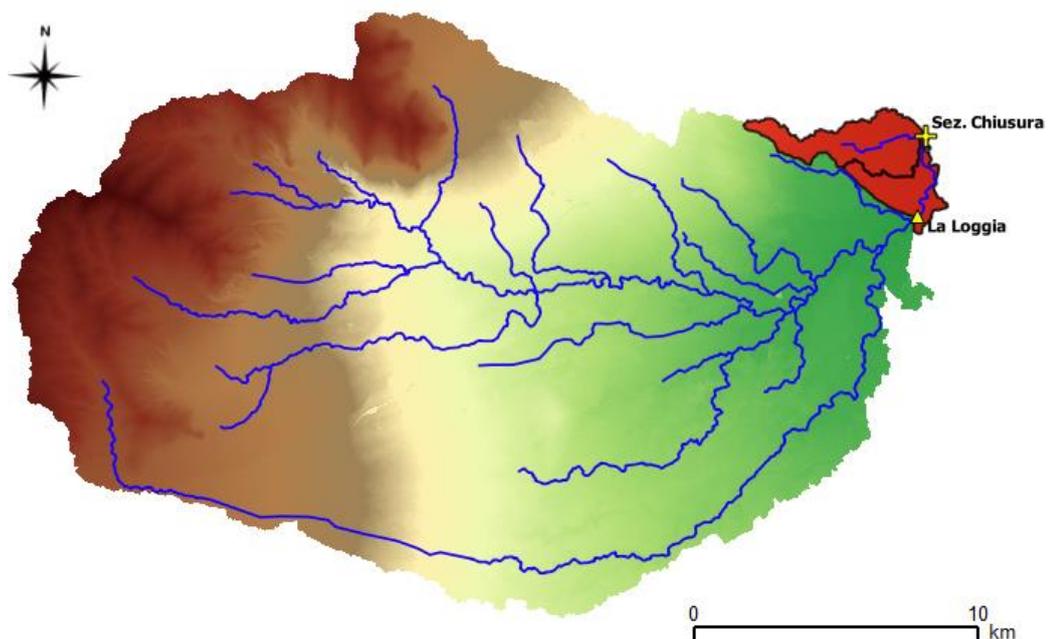


Figura 17, Area contribuyente tra l'idrometro de La Loggia e la confluenza

Rispetto all'idrogramma registrato a La Loggia, per l'idrogramma simulato dal modello, comprensivo dell'intera superficie del bacino, vi è un aumento di area drenata $\Delta A_b = 12,2 \text{ Km}^2$. Ipotizzando che, per brevi distanze, sussista una proporzionalità diretta tra portata e superficie drenata, si potrà scrivere la relazione:

$$Q_{sez.chiusura} : A_b = Q_{La\ Loggia} : (A_b - \Delta A_b)$$

Da cui si ottiene il rapporto:

$$\frac{Q_{sez.chiusura}}{Q_{La\ Loggia}} = \frac{A_b}{(A_b - \Delta A_b)} = \frac{466,2 \text{ Km}^2}{(466,2 - 12,2) \text{ Km}^2} = 1,03$$

Dunque, la portata stimata dal modello eccede del 3% la portata registrata dall'idrometro de La Loggia: a fronte dell'incertezza relativa alla scala di deflusso, alle piogge e alla funzione di risposta del bacino, si considera tale differenza di portata irrisoria e dunque non verrà considerata in alcun modo la propagazione della stima lungo il reticolo.

4.2 Tempo di corrivazione del bacino

Il tempo di corrivazione del bacino rappresenta un parametro fondamentale da stimare al fine di una corretta applicazione del modello. Solitamente viene correlato attraverso relazioni empiriche ad altri fattori facilmente misurabili, come l'area del bacino o la lunghezza dell'asta fluviale. Tali formulazioni hanno una validità applicativa solamente se ricavate per bacini aventi le stesse condizioni morfologiche di quello in esame, pertanto verranno utilizzate unicamente relazioni empiriche che si adattano al caso studio.

I parametri richiesti vengono direttamente analizzati dal DTM a disposizione. Bisogna notare che il Lemina, affluente di destra del Chisola, presenta una lunghezza maggiore: ipotizzando che la pendenza dei versanti percorsi da Chisola e Lemina sia simile, è lecito presupporre che sia l'affluente a vincolare il tempo di corrivazione del bacino.

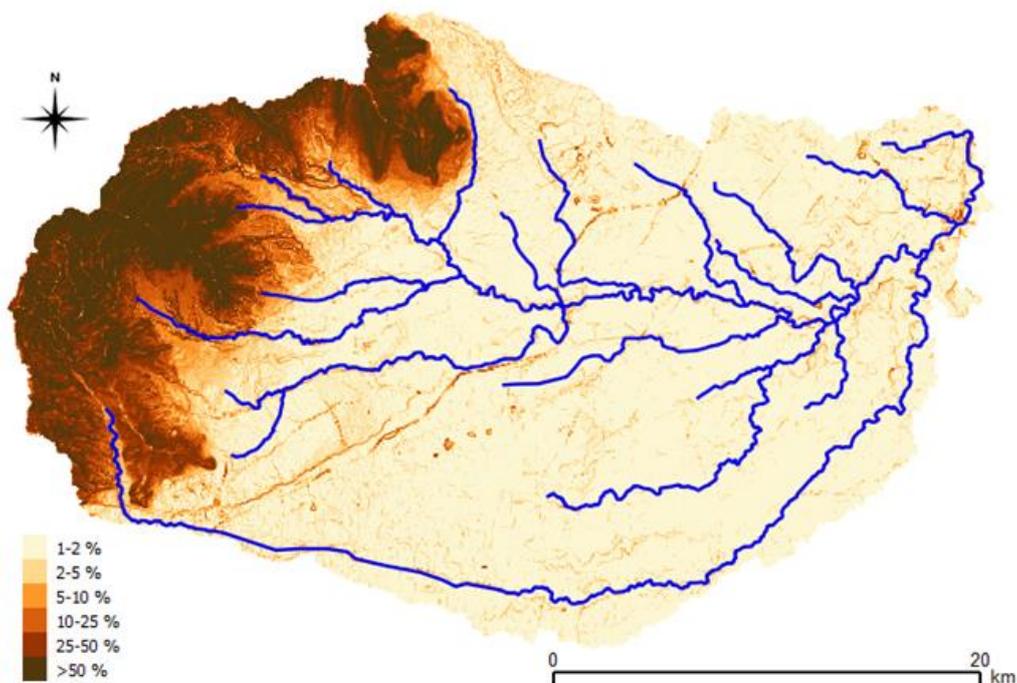


Figura 18, pendenza dei versanti del bacino

<i>Lunghezza massima asta Lemina</i>	L =	59.1	Km
<i>Area bacino</i>	A =	464.2	km ²
<i>Quota massima</i>	Z _{max} =	1454	m
<i>Quota minima</i>	Z _{min} =	215	m
<i>Quota media</i>	Z _{med} =	340.6	m
<i>Pendenza media bacino</i>	S _{med} =	8.8	%
<i>Pendenza media asta Lemina</i>	S _{med.asta} =	1.9	%

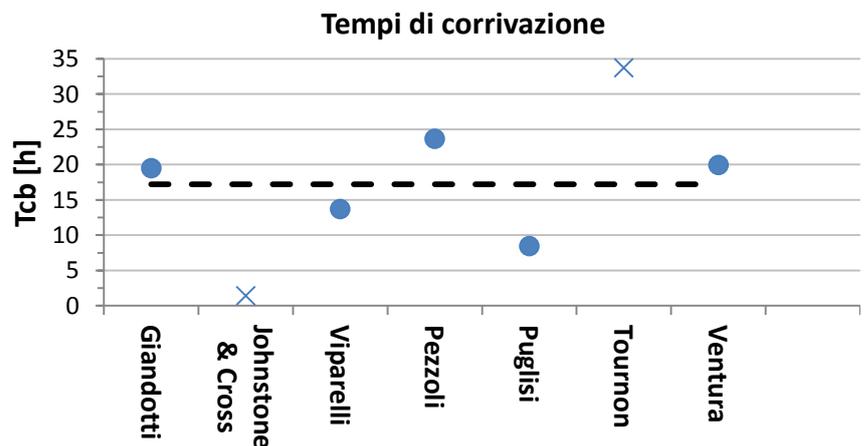
Utilizzando le formulazioni empiriche in letteratura

Giandotti	$T_{CB} = \frac{4\sqrt{A} + 1,5 \cdot L}{0,8\sqrt{Z_{med} - Z_{min}}}$	Formula sviluppata per bacini con area compresa tra 170 e 70000 km ²
Johnstone & Cross	$T_{CB} = 300 \sqrt{\frac{L}{S_{med}}}$	Formula sviluppata per bacini con area compresa tra 64 e 4200 km ² . L in miglia, S in piedi/miglia, T _{cb} in minuti.
Viparelli	$T_{CB} = L / (60 \cdot V)$	V è la velocità media di flusso, con valore suggerito 1-1,5 m/s. V = 1,2 m/s.
Pezzoli	$T_{CB} = \frac{0,055 \cdot L}{\sqrt{S_{med.asta}}}$	
Puglisi	$T_{CB} = 6 \cdot L^{2/3} \cdot (Z_{max} - Z_{min})^{-1/3}$	
Tournon	$T_{CB} = \frac{0,396 \cdot L}{\sqrt{S_{med.asta}}} \left(\frac{S}{L^2} \sqrt{\frac{S_{med.asta}}{S_{versante}}} \right)^{0,72}$	Pendenza media del versante assunta pari al 3%.
Ventura	$T_{CB} = 0,127 \sqrt{\frac{A}{S_{med.asta}}}$	

Tabella 8, formule empiriche per la stima di T_{CB}

	T _{CB} [h]
<i>Giandotti</i>	19.5
<i>Johnstone & Cross</i>	1.4
<i>Viparelli</i>	13.7
<i>Pezzoli</i>	23.7
<i>Puglisi</i>	8.5
<i>Tournon</i>	33.7
<i>Ventura</i>	19.9

Tabella 9, Tempi di corrvazione da formulazioni empiriche.



Scartando i valori estremi, si ottiene un T_{CB} medio:

$$T_{CB} \cong 17 \text{ h}$$

A causa dell'alta variabilità del tempo di corrvazione ottenuto attraverso formule empiriche e dell'importanza che ricopre nel modello, si decide di lasciarlo come parametro libero: in fase di calibrazione verrà valutato il tempo di corrvazione che meglio approssima l'evento di piena registrato.

4.3 Infiltrazione nel suolo

Della precipitazione totale registrata dagli strumenti, solamente un'aliquota genera ruscellamento superficiale e contribuisce al deflusso nella rete di drenaggio in tempi relativamente brevi.

Considerando l'equazione di bilancio idrico al suolo in un determinato lasso temporale, si ha:

$$P = P_N + I_a + F$$

P *Precipitazione cumulata totale.*
 P_N *Precipitazione cumulata che genera ruscellamento superficiale.*
 I_a *Initial abstraction: Precipitazione cumulata intercettata delle chiome degli alberi.*
 F *Precipitazione cumulata infiltrata nel terreno.*

Comunemente il contributo di precipitazione cumulata totale viene chiamato "pioggia lorda", mentre quello che genera ruscellamento, depurato dell'aliquota infiltrata e catturata dalle chiome degli alberi, "pioggia netta": l'integrale di convoluzione dedotto tramite il metodo della corrivazione verrà direttamente applicato con lo ietogramma netto, utilizzando le combinazioni con le funzioni di risposta in seguito ricavate.

A sua volta, la quota infiltrata può essere suddivisa in tre contributi:

$$F = e + t + r$$

e *Frazione accumulata in invasi naturali e in seguito evaporata.*
 t *Frazione assorbita dagli apparati radicali delle piante e traspirata.*
 r *Frazione che ripascia la falda acquifera e genera deflusso profondo.*

Il contributo di acqua portato dalla componente infiltrata viene completamente trascurato ai fini della stima della piena, in quanto la frazione evapo-traspirata ritorna in atmosfera, mentre l'aliquota che ripasce la falda causa una variazione del deflusso di base, considerato costante in corso di evento per le ipotesi precedentemente fatte.

Tuttavia, la precipitazione infiltrata non può essere trascurata per la stima dell'acqua che partecipa al ruscellamento superficiale, in quanto provoca una perdita considerevole, variabile a seconda delle caratteristiche proprie del terreno, come la granulometria, l'uso del suolo e il grado di umidità antecedente l'evento di pioggia.

Bisogna inoltre considerare che la capacità di infiltrazione non risulta costante nel tempo, ma è una funzione monotona decrescente, per cui ne consegue, all'inizio dell'evento di pioggia, una perdita maggiore per infiltrazione e, con l'avanzare del grado di saturazione del terreno, un deflusso superficiale sempre più elevato a causa dell'aumento del grado di imbibimento del suolo.

In particolare, dall'analisi di *Merz et Al (2006)*^[10] relativa alla variabilità spazio-temporale dei coefficienti di deflusso, si evince che, alla scala di bacino, per invasi di dimensione superiore a 100 Km², non si ha una chiara correlazione tra l'uso del suolo e il deflusso prodotto nella sezione di chiusura, in quanto bacini con una elevata percentuale di area permeabile è possibile producano un deflusso maggiore di invasi di dimensione analoga, ma con una percentuale molto minore. Allo stesso modo l'Organizzazione delle Nazioni Unite per l'alimentazione e l'agricoltura (FAO), ha dichiarato nel 2000 che *"l'impatto dell'uso del suolo su processi idrologici e di sedimentazione può essere verificato solo alle piccole scale, minori di qualche decina di Km²"*.

Sempre dall'analisi di *Merz et Al*^[10] si evince che il grado iniziale di umidità del terreno, invece, risulta essere strettamente correlato al deflusso prodotto nella sezione di chiusura, in quanto un bacino con suolo saturato da pioggia antecedente l'evento, provoca un deflusso nettamente più elevato rispetto ad uno analogo in condizioni più aride.

E' dunque lecito supporre che, alla scala di bacino, l'alta permeabilità dei terreni possa avere un effetto minore, mentre l'evoluzione dell'umidità del suolo rivesta un ruolo fondamentale per la stima del deflusso superficiale.

Al fine di considerare il processo di infiltrazione in maniera continua, *Viglione et Al (2010)*^[11], per le Alpi austriache, propongono di suddividere il bacino imbrifero in numero definito di celle, per ognuna delle quali viene studiato il meccanismo di infiltrazione in funzione dei parametri del suolo e delle condizioni di umidità antecedenti: il modello ottenuto, tuttavia, presenta un numero molto elevato di parametri da stimare, tali per cui il risultato appare poco robusto ed affetto da distorsione da sovrapparametrizzazione.

La perdita per infiltrazione, dunque, verrà in seguito analizzata mediante tre diverse metodologie, con lo scopo di creare un modello dalla più semplice applicazione, con un numero esiguo di parametri da stimare, che possa offrire risultati qualitativamente corretti: per tale motivo verranno applicati dei parametri di trasformazione pioggia lorda - pioggia netta mediati sull'intera superficie del bacino.

4.3.1 Coefficiente di deflusso costante nel tempo

Il metodo del coefficiente di deflusso per la stima della perdita per infiltrazione è sicuramente quello più largamente utilizzato in ambito ingegneristico, a causa della sua semplice applicabilità.

Viene definito come il rapporto tra la precipitazione netta che causa ruscellamento superficiale e la precipitazione totale, e per sua natura risulta compreso tra zero (suolo infinitamente permeabile) e uno (suolo completamente impermeabile):

$$C = \frac{P_N}{P} \qquad 0 \leq C \leq 1$$

Il coefficiente di deflusso verrà direttamente applicato allo ietogramma lordo per ricavare lo ietogramma netto.

Con questo metodo percentuale si trascura la decrescita della capacità di infiltrazione nel tempo, poiché viene mantenuto un rapporto costante per tutta la durata dell'evento. Il risultato dedotto dall'applicazione di un coefficiente di deflusso costante potrebbe portare ad una sottostima del picco di piena, in particolar modo per gli eventi caratterizzati da piogge di lunga durata, per cui l'evoluzione del grado di saturazione del suolo risulta un parametro fondamentale per la genesi di ruscellamento.

Il coefficiente di deflusso potrebbe essere stimato attraverso il rapporto tra il volume di portata registrato nella sezione di chiusura e il volume totale di pioggia, ma, come dichiarano *Merz et Al*^[10], in questo modo verrebbe considerato anche il volume di acqua portato in ritardo dalla falda acquifera, con una conseguente sovrastima del valore di C medio e dunque del picco di piena. Per questo motivo, C verrà lasciato come parametro libero, e sarà stimato come funzione obiettivo in modo tale da ottenere la massima verosimiglianza tra idrogramma registrato e simulato.

Dall'analisi condotta da *Cerdan et Al* (2004)^[12], infine, si nota come questo parametro risulti essere una funzione strettamente correlata alla scala geografica in esame: analizzando molteplici eventi di piena in bacini francesi di caratteristiche di uso del suolo analoghe ma scale differenti, gli autori hanno notato una significativa decrescita del coefficiente di deflusso all'aumentare della scala del bacino considerata. Esistono numerosi studi relativi all'irrigazione che hanno analizzato il valore del coefficiente di deflusso per diverse tipologie ed uso del suolo, ma alla scala di bacino risulta lecito aspettarsi valori molto più bassi rispetto a quelli dichiarati per campi agrari di dimensione molto più modesta.

4.3.2 Coefficiente di deflusso variabile nel tempo

Il metodo del coefficiente di deflusso costante non risulta fisicamente basato in quanto non tiene conto della progressiva saturazione del terreno, la quale causa un ruscellamento superficiale via via sempre maggiore. L'evoluzione del grado di imbibimento risulta essere fondamentale, in particolar modo, per quegli eventi piovosi caratterizzati da una bassa intensità iniziale per il tempo necessario alla saturazione del suolo, e da un picco di pioggia conseguente, quando il terreno è affetto da una permeabilità minore. In questi casi l'evoluzione del rapporto tra il ruscellamento superficiale e la precipitazione totale risulta essere fortemente non costante nel tempo, bensì monotono crescente.

Per ovviare questo problema, considerando che l'evento di pioggia del Novembre 2016 è caratterizzato da un picco di pioggia conseguente a tre giorni di precipitazione ininterrotta, verrà introdotto un coefficiente di deflusso tempo-dipendente.

Vengono dunque introdotti due parametri per descrivere l'evoluzione temporale:

$$\left(C_0, \frac{dC}{dt} \right) \quad \begin{array}{l} C_0 \quad C. \text{ deflusso al tempo zero, funzione del grado di imbibimento iniziale} \\ \frac{dC}{dt} \quad \text{Variazione del coefficiente di deflusso nel tempo} \end{array}$$

In prima approssimazione si ipotizza che l'incremento del coefficiente di deflusso rimanga costante nel tempo, indipendentemente dalla quantità di acqua che raggiunge il suolo, ponendo come unico vincolo il fatto che lo stesso rimanga costante nel caso in cui non piova.

Tuttavia questa approssimazione risulta grossolana, in quanto logicamente il coefficiente di deflusso varia in funzione della precipitazione cumulata, per il principio secondo cui più piove più il terreno si satura velocemente. Per tale motivo viene utilizzato come parametro libero la pendenza locale della $C(t)$, ovvero l'incremento del coefficiente di deflusso per una data intensità di pioggia (assunta pari ad 1 mm/h), e gli incrementi per intensità differenti vengono calcolati come direttamente proporzionali a quello fissato.

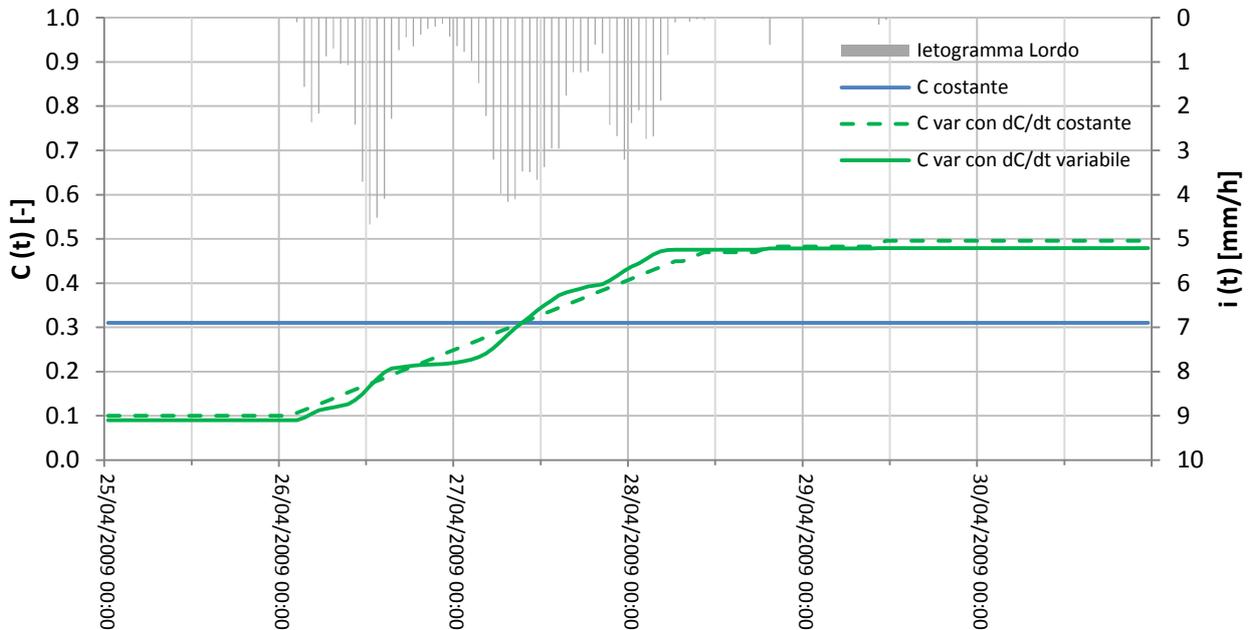
$$\left(C_0, \frac{dC}{dt} \Big|_{i=1 \text{ mm/h}} \right)$$

$$\frac{dC}{dt} \Big|_{i=1 \text{ mm/h}} : 1 \text{ mm/h} = \frac{dC}{dt} \Big|_{i=x \text{ mm/h}} : x \text{ mm/h}$$

L'assunzione di un incremento del deflusso superficiale di tipo lineare con l'intensità di precipitazione risulta essere certamente un'approssimazione, in quanto la capacità di infiltrazione non varia linearmente in funzione dell'intensità, tuttavia si considera tale ipotesi consona ai fini dell'analisi proposta, in quanto l'andamento del coefficiente di deflusso segue quello della precipitazione cumulata al suolo.

Applicando, a titolo di esempio, la variazione di $C(t)$ allo ietogramma registrato per l'evento di Aprile 2009, si osserva che:

C costante			dC/dt= costante			dC/dt = variabile		
C =	0.31	[-]	C ₀ =	0.10	[-]	C ₀ =	0.09	[-]
			dC/dt =	0.0066	[1/h]	dC/dt _{i=1} =	0.0037	[1/h]



Il risultato pone a confronto i parametri di deflusso frutto dell'ottimizzazione finalizzata alla riproduzione dell'idrogramma registrato mediante il metodo della corrivazione.

$$C(t) = \frac{P_N(t)}{P(t)}$$

$$C(t) = \frac{dP_N/dt}{dP/dt}$$

$$C(t) = \frac{i_N(t)}{i(t)}$$

Si noti come il metodo del coefficiente di deflusso costante rappresenti una sorta di valore medio della $C(t)$ nel periodo di pioggia T .

$$\bar{C} = \frac{1}{T} \int_0^T \frac{i_N(t)}{i(t)} dt$$

Utilizzando un coefficiente di deflusso monotono crescente si ha una approssimazione migliore della realtà in quanto, inizialmente, un coefficiente basso genera un minor ruscellamento superficiale, mentre con l'evolversi del fenomeno, a causa dell'incremento della saturazione del suolo, un coefficiente più elevato produce un ruscellamento sempre maggiore.

Il valore di C_0 e l'incremento di coefficiente di deflusso per intensità stabilita pari ad 1 mm verranno lasciati come parametri liberi al fine di valutare quale sia la coppia che genera la massima verosimiglianza tra idrogramma misurato e registrato.

4.3.3 SCS Curve Number

Con lo scopo di applicare un meccanismo fisicamente basato che consideri la capacità di infiltrazione del terreno decrescente nel tempo in maniera non lineare, verrà applicato il procedimento empirico sviluppato negli Stati Uniti dalla *Soil Conservation Service*.

Il metodo è stato ricavato partendo dall'equazione di bilancio idrico al suolo:

$$P = P_N + I_a + F$$

All'equazione viene aggiunta una relazione di proporzionalità empirica, ottenuta mediante sperimentazione su diversi bacini imbriferi statunitensi:

$$\frac{P_N}{P - I_a} = \frac{F}{S} \quad S \text{ Storage, volume di acqua immagazzinabile nel suolo}$$

Sostituendo F dalla prima equazione all'interno della seconda e ricavando il P_N si ottiene:

$$P_N = \frac{(P - I_a)^2}{P + S - I_a}$$

Per mantenere il modello con un unico parametro, viene fatta l'ulteriore semplificazione di considerare l'astrazione iniziale per le chiome degli alberi pari al 20% della capacità complessiva di immagazzinare acqua all'interno del terreno. Viene aggiunto inoltre il vincolo logico di ruscellamento nullo fintanto che non viene superata l'astrazione iniziale. In questo modo l'equazione diventa:

$$\left\{ \begin{array}{l} P_N = 0 \quad \text{per } P \leq 0,2 \cdot S \\ P_N = \frac{(P - 0,2 \cdot S)^2}{P + 0,8 \cdot S} \quad \text{per } P > 0,2 \cdot S \end{array} \right.$$

Si ottiene dunque un modello in cui l'unico parametro da stimare è la capacità di assorbimento del terreno. Tuttavia, S, viene calcolato indirettamente mediante un cambio di variabile, introducendo il parametro Curve Number, dalla più semplice interpretazione, in quanto variabile nell'intervallo compreso tra 0 (suolo infinitamente permeabile) e 100 (suolo completamente impermeabile).

$$S = 254 \cdot \left(\frac{100}{CN} - 1 \right) \quad 0 \leq CN \leq 100$$

La stima tradizionale comporta la suddivisione del bacino in aree diversificate per tipo di suolo, uso e umidità antecedente, per poi prendere la media dei CN calcolati come valore caratteristico.

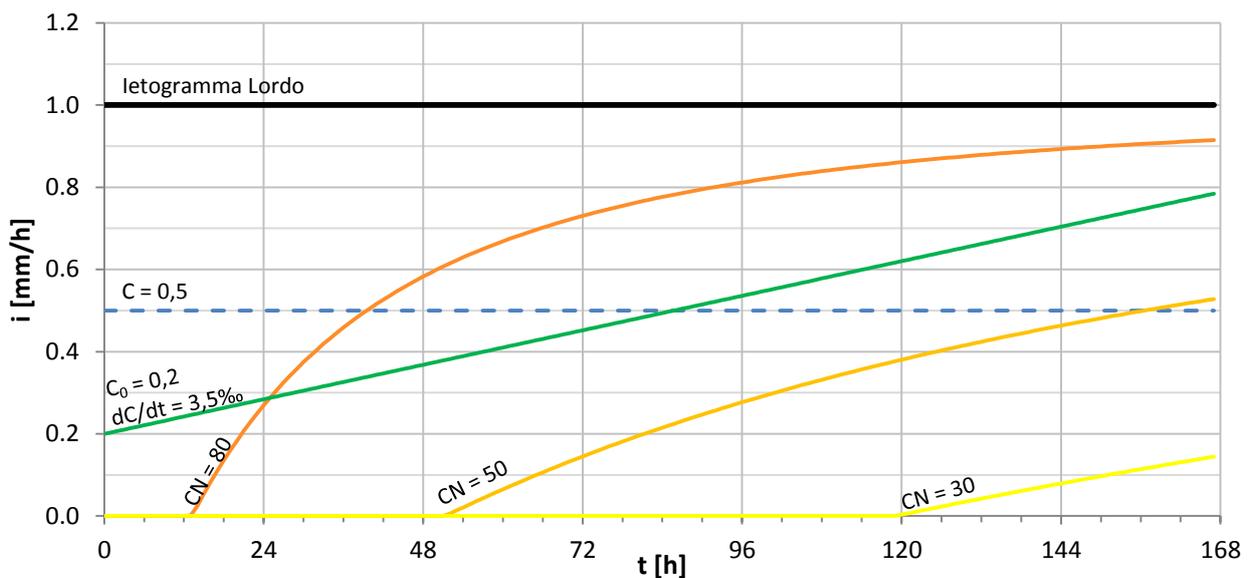
Tuttavia, anche in questo caso, si decide di procedere lasciando il parametro libero per valutare il valore che meglio approssima l'idrogramma simulato con quello registrato.

4.3.4 Confronto tra i meccanismi di infiltrazione proposti

Applicando uno ietogramma totale costante di intensità pari a 1 mm/h per la durata di una settimana e ponendo a confronto lo ietogramma netto risultante dai tre diversi metodi, si osserva come il criterio del coefficiente di deflusso ignori completamente la capacità di infiltrazione decrescente nel tempo, producendo uno ietogramma che provoca ruscellamento semplicemente riscaldato rispetto al valore originario.

Un coefficiente di deflusso variabile analizza, seppur con un meccanismo approssimato, la decrescita temporale del grado di infiltrazione, producendo uno ietogramma netto che tende a quello totale in maniera lineare.

La metodologia introdotta dalla *Soil Conservation Service*, invece, considera, seppur in maniera empirica, la decrescita temporale del grado di infiltrazione, producendo uno ietogramma netto che tende a quello totale man mano che si esaurisce la capacità di assorbimento del suolo. La velocità con cui tale capacità di assorbimento si esaurisce è proporzionale al valore di CN.



Anche se la trasformazione da pioggia a pioggia netta ottenuta mediante il metodo CN rispecchia maggiormente la fisica del fenomeno, non è detto che la sua combinazione con la funzione di risposta simili con maggior verosimiglianza l'idrogramma registrato; ciò essenzialmente è portato dall'empirismo del metodo, i cui parametri sono stati calibrati su bacini statunitensi dalle caratteristiche sensibilmente differenti rispetto a quelli italiani.

Bisogna inoltre evidenziare come il parametro di deflusso nasconda all'interno tutta l'incertezza della stima, in particolare del valore picco di piena, in quanto racchiude tutte le variabili relative alla perdita di flusso che contribuisce in tempi brevi all'incremento di portata in alveo.

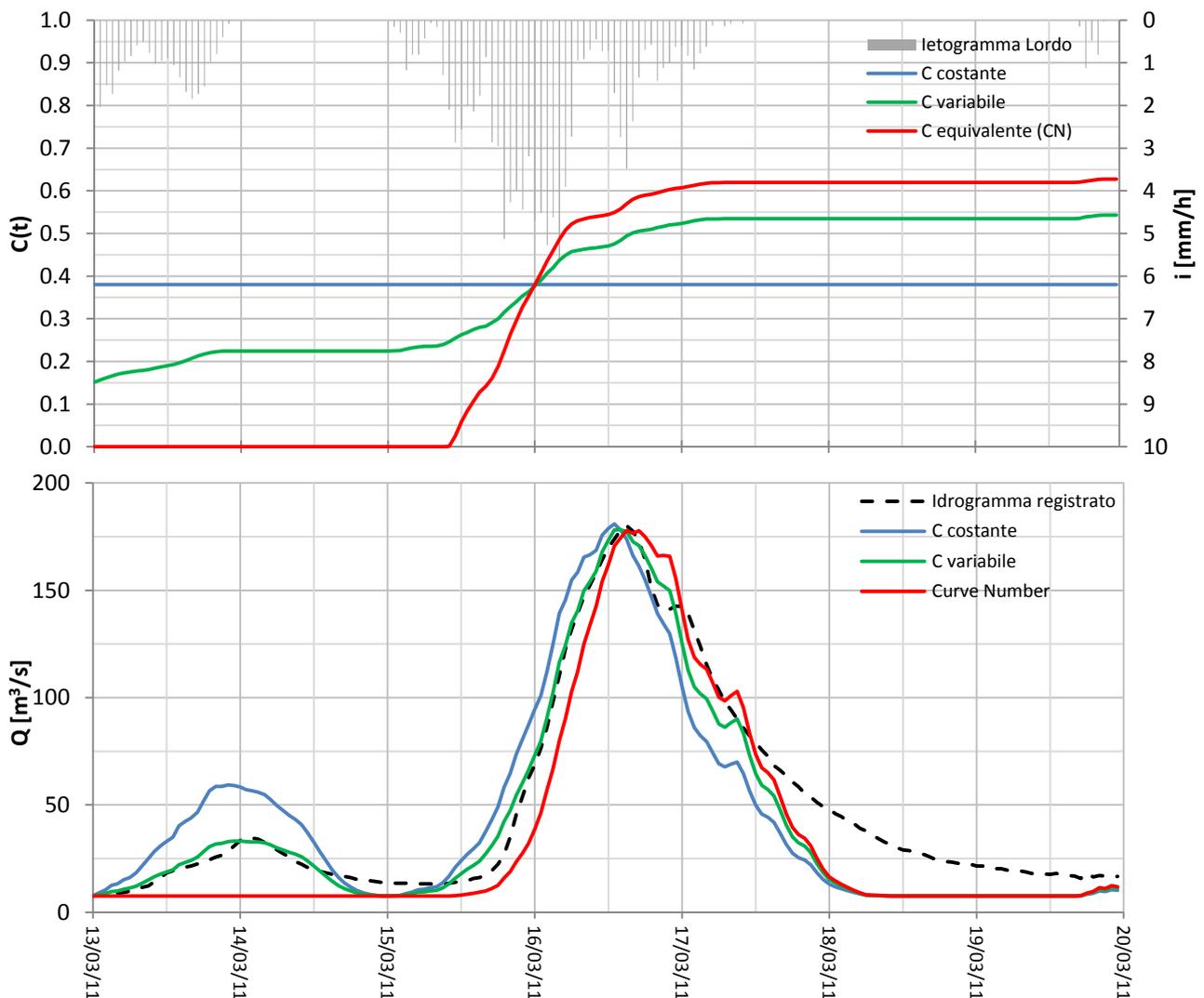
Viene introdotto, relativamente al metodo CN, un coefficiente di deflusso equivalente finalizzato ad un confronto tra le variazioni di C nel tempo proposte nei tre casi; per definizione, si ha che tale coefficiente è dato, istante per istante, dal rapporto tra lo ietogramma netto ricavato mediante l'applicazione del metodo CN e lo ietogramma totale:

$$C_{equ}(t) = \frac{i_N(CN)}{i}$$

Ponendo a confronto i parametri di deflusso finalizzati alla ricostruzione dell'idrogramma registrato mediante il metodo della corrivazione, si ottiene, per l'evento 2011, a parità di tempo di corrivazione:

Tcb = 26 h

C costante			C variabile			Curve Number	
C ₀ =	0.38	[-]	C ₀ =	0.15	[-]	CN =	62
			dC/dt =	0.003	[1/h]		



Il risultato della calibrazione dei parametri dimostra come questi tendano a intersecarsi per un dato valore di durata, al fine di poter dare una risposta coerente in termini di picco di piena. Nello specifico, prendendo, a titolo di esempio, l'evento del 2011, viene mostrato come il metodo che considera C variabile linearmente restituisca un'approssimazione migliore tra l'idrogramma simulato e registrato, in quanto, in particolar modo nella fase di crescita della piena, la curva $C_{var}(t)$ è quella che genera un miglior adattamento dei dati rilevati a La Loggia. La coda destra dell'idrogramma risulta, invece, non ben sovrapposta ai dati per il contributo portato dalla falda in tempi maggiori, non considerato nella modellazione.

Nel periodo compreso tra l'incipit delle precipitazioni e il punto di incontro tra le $C(t)$, si evidenzia come il coefficiente di deflusso costante tenda a sovrastimare lo sviluppo di ruscellamento superficiale, in quanto il valore di C costante (tale da ottenere il medesimo picco di piena) appare molto maggiore della $C_{var}(t)$: il risultato è un'amplificazione della fase di crescita, con portate sensibilmente maggiori di quelle registrate dall'idrometro de La Loggia.

Viceversa, la $C_{equ}(t)$ ricavata tramite il metodo CN sovrastima la capacità di infiltrazione del terreno, ignorando completamente lo sviluppo di deflusso superficiale per basse durate di pioggia. Una volta esaurita la capacità di accumulo del suolo prevista dal metodo, la $C_{equ}(t)$ incrementa in maniera fortemente non lineare dando origine ad una risposta molto più impulsiva, che causa una crescita di portata in alveo più repentina. Di fatto, per il metodo CN, una volta esaurito lo Storage, si ottiene una velocità di saturazione del suolo eccessivamente rapida se comparata al C variabile linearmente.

Il modello CN considera il terreno come se fosse un serbatoio che, una volta riempito, genera ruscellamento superficiale: bisogna tuttavia specificare che la formazione iniziale di deflusso è imputabile, oltre che alla capacità del suolo di stoccare acqua, all'intensità della precipitazione, in quanto rovesci di elevata intensità non forniscono al sistema suolo il tempo necessario per permetterne l'assorbimento. Di conseguenza, anche se il terreno fosse completamente secco, nel caso in cui si verificasse una precipitazione intensa in un tempo breve, verrebbe comunque prodotto immediatamente del deflusso superficiale.

Appare chiaro, dunque, che il meccanismo di infiltrazione empirico Curve Number si adatta bene alla ricostruzione di eventi quando questi sono caratterizzati da una bassa intensità iniziale che provochi un esaurimento dello Storage, lasciando però al terreno il tempo necessario per assorbire la precipitazione. L'intensità di pioggia conseguente l'esaurimento della capacità di accumulo del suolo, in aggiunta, non deve essere esageratamente maggiore, al fine di non causare una velocità di saturazione eccessivamente rapida. L'evento di Novembre 2016 presenta tutte le caratteristiche tali per cui il metodo CN può essere applicato, in quanto costituito da uno ietogramma di bassa intensità quasi costante per la durata di 3 giorni, seguito da un modesto incremento di rovesci nei due giorni successivi.

4.4 Funzioni di risposta del bacino

4.4.1 Metodo delle Isoipse

Il metodo cinematico nella sua forma classica viene applicato utilizzando una funzione di risposta che si basa sulla quota dei punti. Si ipotizza, infatti, che il flusso ricadente su punti alla medesima quota raggiunga la sezione di chiusura del bacino allo stesso tempo, e perciò che le linee isocorive coincidano con le isoipse.

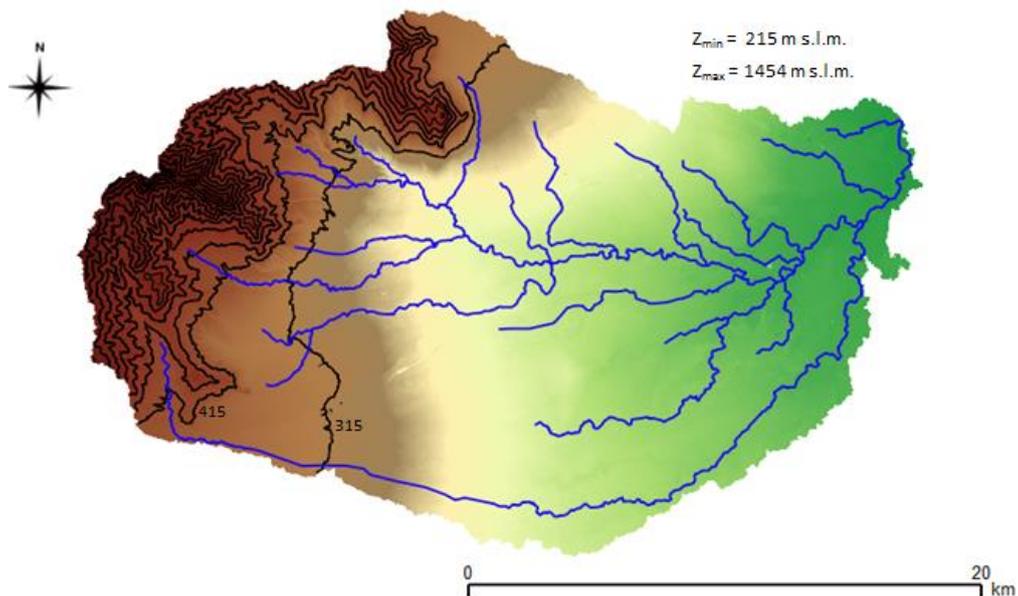
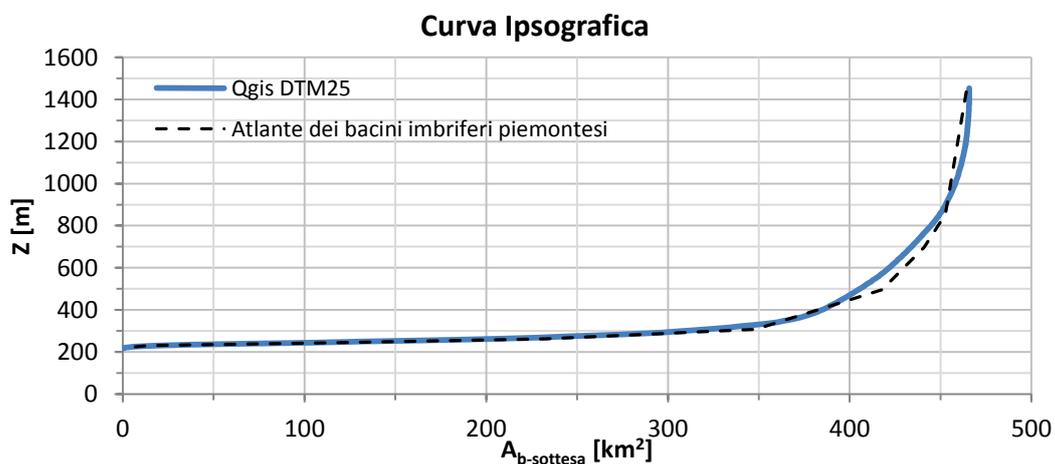


Figura 19, Linee di livello con passo 100 m

Dalla fig.17 si nota che il bacino presenta una parte pianeggiante di valle che occupa oltre il 70% dell'area del bacino con un dislivello minore di 100 m, e una minore di monte con un dislivello totale di oltre 1100 m. La presenza di una zona pianeggiante con un'estensione così elevata causa una curva ipsografica con un iniziale incremento rapido di area sottesa per basse quote, e una notevole riduzione di incremento per quote superiori ai 400 m s.l.m.



Al fine di correlare la quota dei punti al tempo di corrivazione del flusso ricadente sugli stessi, viene fatta l'ipotesi di legame lineare tra i due, pertanto:

$$t_{corrivazione} = T_{cb} \frac{z - z_{min}}{z_{max} - z_{min}}$$

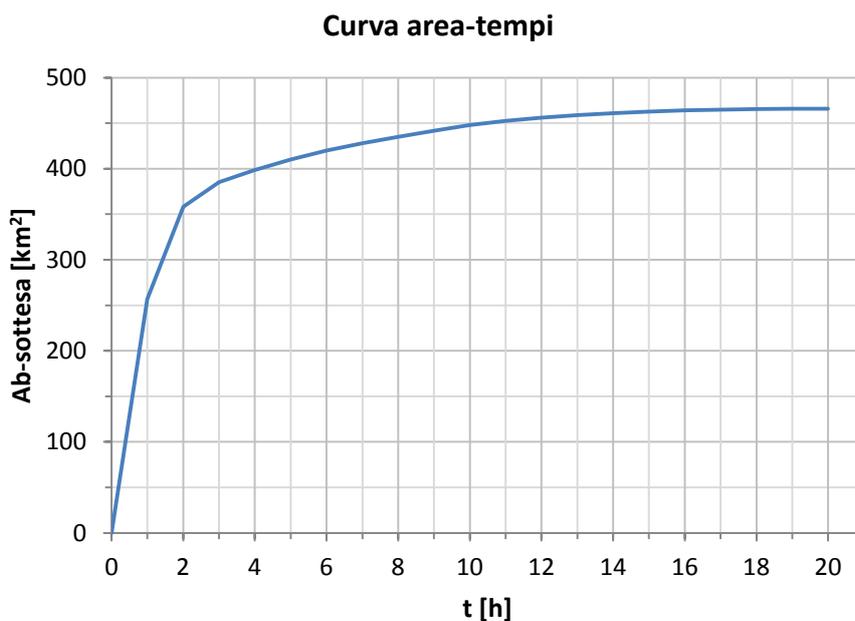
Dalla relazione di proporzionalità diretta è immediato il legame tra il tempo di campionamento, pari alla distanza tra due isocorrive successive ($\Delta t = 1h$, in maniera congruente alla frequenza di campionamento dei dati di pioggia) e il dislivello necessario al flusso per percorrere una distanza pari al tempo di campionamento.

$$\Delta z(\Delta t, T_{cb}) = \frac{\Delta t}{T_{cb}} (z_{max} - z_{min})$$

Risulta in questo modo possibile suddividere il dislivello totale del bacino in un numero di sottointervalli con passo costante Δz , ciascuno dei quali viene percorso in un $\Delta t = 1h$, fino alla quota z_{max} , corrispondente al tempo di corrivazione del bacino. Si ricorda che il tempo di corrivazione del bacino viene lasciato come parametro libero in modo tale da ottimizzare la stima dell'idrogramma.

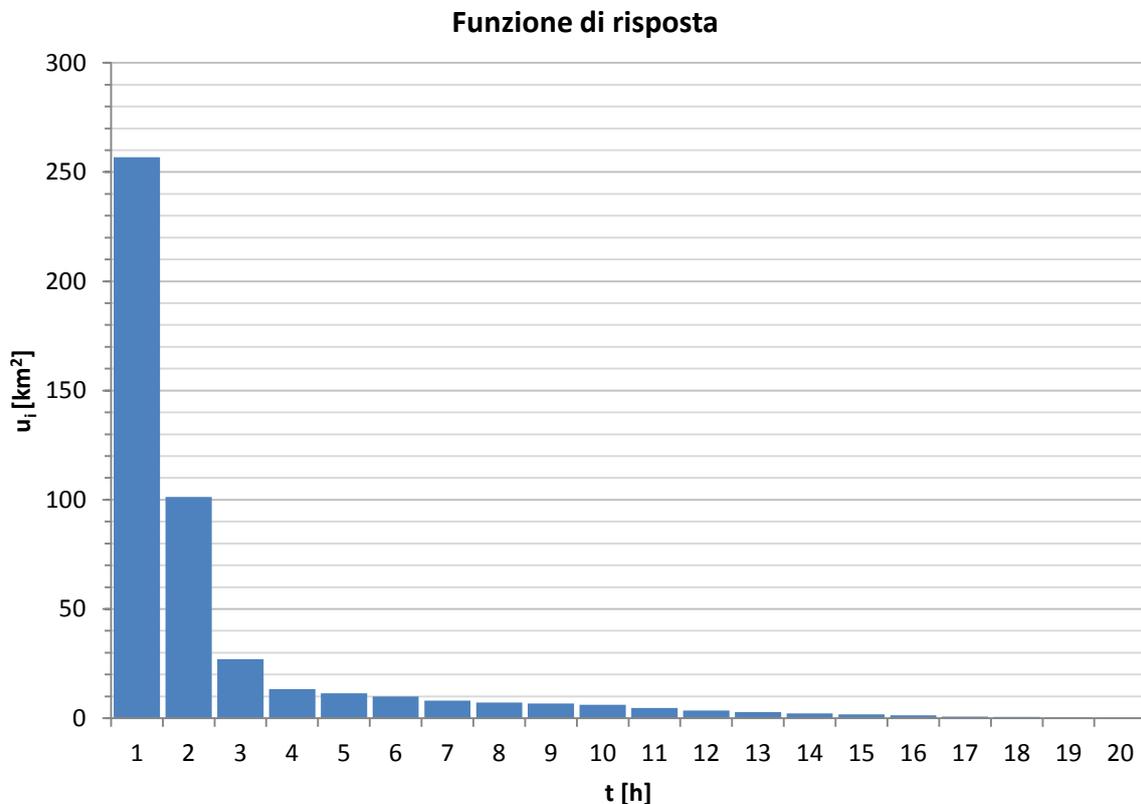
Avendo nota, tramite la curva ipsografica, la correlazione tra quota e area sottesa, è possibile relazionare l'area sottesa con il tempo di corrivazione.

Prendendo, ad esempio, un $T_{CB} = 20$ h:



$$\begin{aligned} T_{CB} &= 20 \text{ [h]} \\ \Delta t &= 1 \text{ [h]} \\ \Delta z(\Delta t, T_{CB}) &= 61.9 \text{ [m]} \end{aligned}$$

Dalla differenza tra l'area sottesa al tempo $t+\Delta t$ e al tempo t , è possibile ricavare l'andamento dell'area compresa tra due isocorrive successive, ovvero la funzione di risposta del bacino.



La funzione di risposta ottenuta mediante l'applicazione del metodo della corrivazione nella sua forma classica, sicuramente non può rappresentare al meglio il processo di formazione della piena, in quanto circa la metà dell'area del bacino contribuisce al deflusso nella sezione di chiusura in un tempo pari ad un'ora. Questo è causato essenzialmente dalla forma del bacino, con una superficie pianeggiante di grande estensione in prossimità della sezione di chiusura, e un'area minore più acclive nella zona di monte.

L'applicazione del metodo causa una risposta di tipo impulsivo inverosimile, in quanto nella prima ora di pioggia, per un dislivello di 62 m, risulta essere contributore il 55% dell'area totale del bacino.

La funzione di risposta verrà comunque utilizzata in seguito, al fine di valutare se le considerazioni precedentemente fatte risultano essere veritiere.

4.4.2 Metodo delle Isodistanze

Per evitare la risposta impulsiva causata dal metodo delle isoipse, viene costruita una nuova funzione di risposta basata sulla distanza dei punti lungo il reticolo fluviale. Si ipotizza, infatti, che il flusso ricadente su punti del reticolo a ugual distanza dalla sezione di chiusura, raggiunga la stessa nel medesimo tempo, e che perciò che le linee isocorrive coincidano con le curve a isodistanza.

Lungo il reticolo idrografico vengono campionati dei punti con passo di circa 2 km e in corrispondenza delle confluenze, e per ogni sottobacino viene valutata l'area contribuyente, ovvero la porzione di bacino in cui il flusso si dirige, a causa dell'orografia, verso quello specifico punto.

La misura della distanza lungo il reticolo rispetto la sezione di chiusura viene eseguita utilizzando gli strumenti Gis a disposizione.

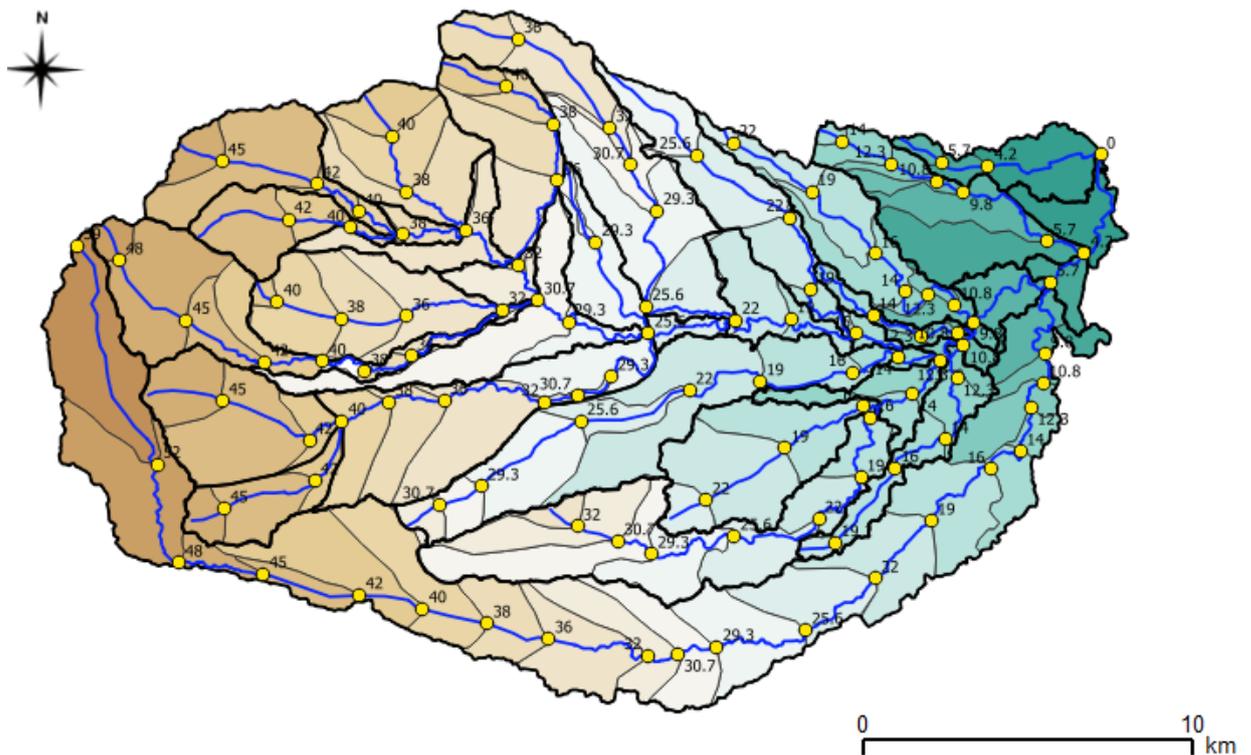
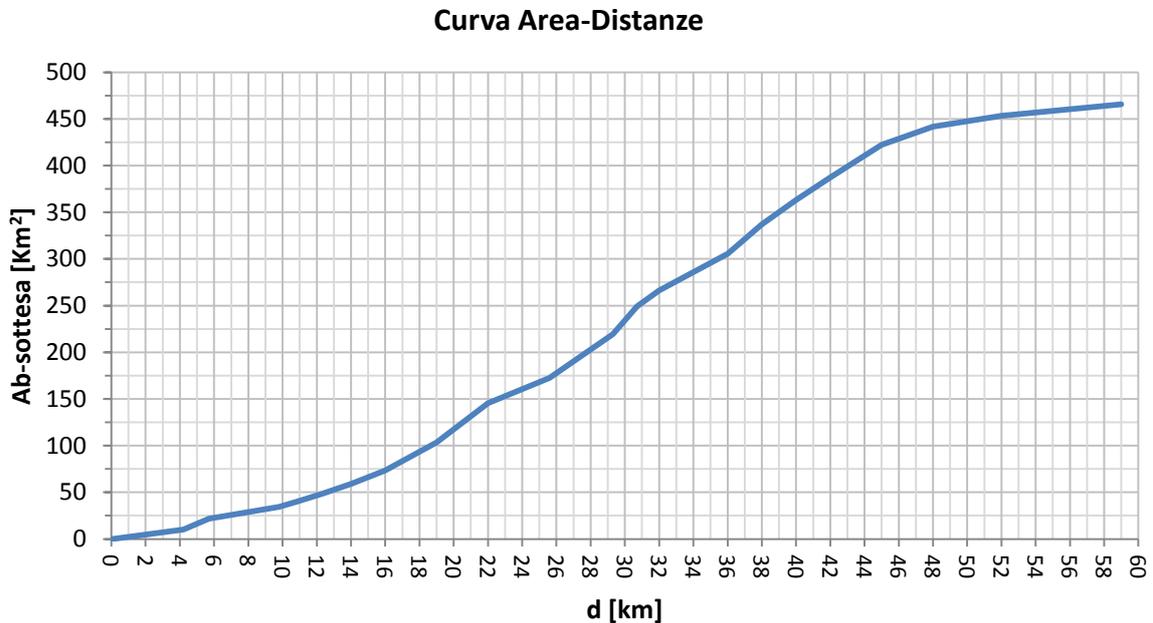


Figura 20, variazione di area contribuyente in funzione della distanza lungo il reticolo.

Sommando le variazioni di area contribuyente delle varie aste fluviali alla medesima distanza, si ottiene una correlazione tra area sottesa (complemento dell'area contribuyente) e distanza lungo il reticolo, analogamente alla curva ipsografica utilizzata nel metodo precedente.



La correlazione tra area e distanza risulta molto differente da quella offerta dalla curva ipsografica, in quanto la pendenza della curva è molto più costante e dunque, per una prefissata variazione di distanza, si ha una variazione di area sottesa molto più uniforme.

Al fine di relazionare la distanza dei punti al tempo di corrivazione del flusso ricadente sugli stessi, viene fatta l'ipotesi di legame lineare tra i due, pertanto:

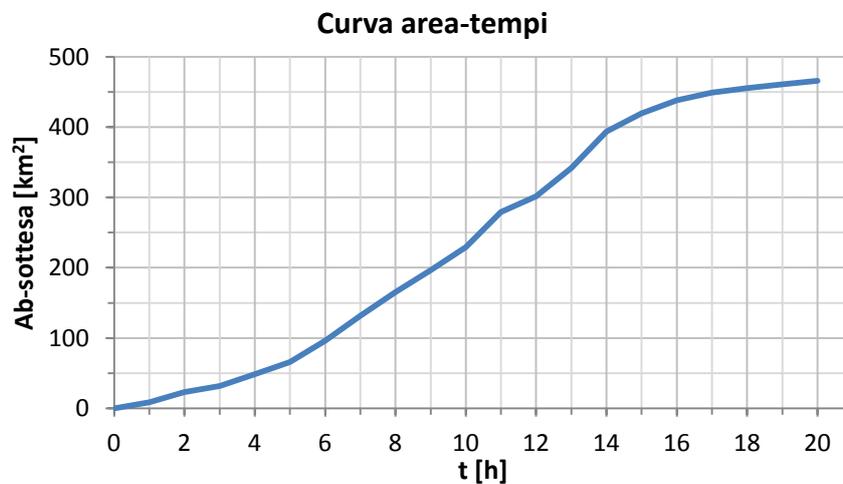
$$t_{corrivazione} = T_{cb} \frac{d}{d_{max}}$$

Dalla proporzionalità diretta è immediato il legame tra il tempo di campionamento (ovvero la distanza tra due isocorve, $\Delta t = 1h$) e il tratto necessario al flusso per percorrere un tempo pari a quello di campionamento:

$$\Delta d(\Delta t, T_{cb}) = \frac{\Delta t}{T_{cb}} d_{max}$$

Risulta in questo modo possibile suddividere la distanza massima, ovvero quella del torrente Lemina, pari a 59.1 Km, in un numero di sottointervalli con passo costante Δd , ciascuno dei quali viene percorso in un $\Delta t = 1h$, fino al raggiungimento del tempo di corrivazione del bacino, ottenuto in corrispondenza della distanza massima. Si ricorda che il tempo di corrivazione del bacino viene lasciato come parametro libero in modo tale da ottimizzare la stima dell'idrogramma.

Prendendo, ad esempio, un $T_{CB} = 20$ h, e avendo nota la correlazione tra distanza e area sottesa, è possibile relazionare l'area sottesa con il tempo di corrivazione.

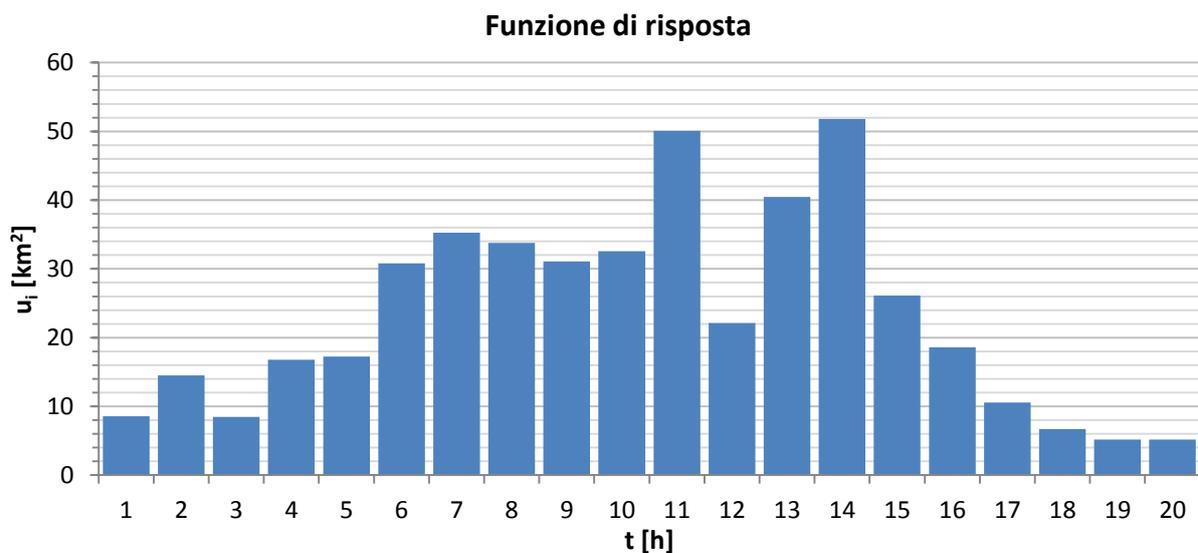


$$T_{CB} = 20 \quad [h]$$

$$\Delta t = 1 \quad [h]$$

$$\Delta d(\Delta t, T_{CB}) = 3.0 \quad [Km]$$

Dalla differenza tra l'area sottesa al tempo $t+\Delta t$ e al tempo t , è possibile ricavare l'andamento dell'area compresa tra due isocorrive successive, ovvero la funzione di risposta del bacino.



Mediante l'ipotesi di isocorrivazione per ugual distanze, si evita la reazione impulsiva causata dalla presenza di una grande area pianeggiante, ottenendo una funzione di risposta con variazioni di area molto meno marcate.

Tuttavia, l'ipotesi risulta essere decisamente semplificativa, in quanto non viene considerata l'influenza della variabilità della pendenza morfologica dell'asta: presupponendo che la scabrezza del bacino sia immutabile nello spazio e nel tempo, ipotizzare che, in un dato intervallo temporale, il flusso percorra la medesima distanza sia nella parte montana, più acclive, che in quella pianeggiante, significa considerare una velocità del flusso costante e indipendente dalla pendenza dei versanti.

4.4.3 Metodo di Chezy

Al fine di ovviare l'approssimazione portata dal metodo delle isodistanze, verrà utilizzato un terzo modello capace di dare un peso anche all'inclinazione dei versanti. Viene dunque costruita una nuova funzione di risposta strettamente correlata all'equazione di moto uniforme per le correnti a pelo libero (o formula di Chezy), che per una data sezione fluviale risulta:

$$U(c, y) = \chi(n, y) \sqrt{R(y) \cdot i_f}$$

U	Velocità media del flusso
y	Tirante idrico
χ	Coefficiente di scabrezza
R	Raggio idraulico
i_f	Pendenza del fondo
n	Coefficiente di Manning

Si vuole creare un modello di semplice applicazione, in cui si abbia un numero contenuto di parametri da stimare, per cui si ipotizza l'indipendenza totale dal tirante idrico: ciò significa che l'altezza del battente non influenza la velocità con cui esso si muove, e che dunque questa rimanga costante indipendentemente dall'evento di pioggia considerato.

Si assume in aggiunta che il coefficiente di scabrezza, legato, oltre che al tirante idrico, alla tipologia del materiale sul fondo, rimanga costante nello spazio e nel tempo. Questo, sostanzialmente, significa ipotizzare che la granulometria, la vegetazione e la morfologia caratteristica del reticolo, rimangano invariate lungo tutto il corso d'acqua.

La relazione di Chezy viene dunque semplificata con una di proporzionalità diretta tra la velocità e la radice quadrata della pendenza, parametro facilmente misurabile dai sistemi informativi territoriali.

$$U \propto \sqrt{i_f}$$

La correlazione tra velocità e pendenza viene esplicitata mediante una costante di proporzionalità K, rappresentante la velocità che il flusso avrebbe, per un dato tempo di corrivazione del bacino, su una superficie di scabrezza equivalente ma con pendenza di 45 gradi.

$$U = K(T_{CB}) \sqrt{i_f}$$

La dipendenza dal tirante idrico e dalla scabrezza viene tenuta implicitamente in conto attraverso il tempo di corrivazione del bacino, lasciato come parametro libero del modello a seconda dell'evento considerato: la combinazione tra tirante idrico e scabrezza media è tale da ottenere il tempo di corrivazione prefissato per il dato evento.

La costante di proporzionalità K viene stimata in maniera iterativa:

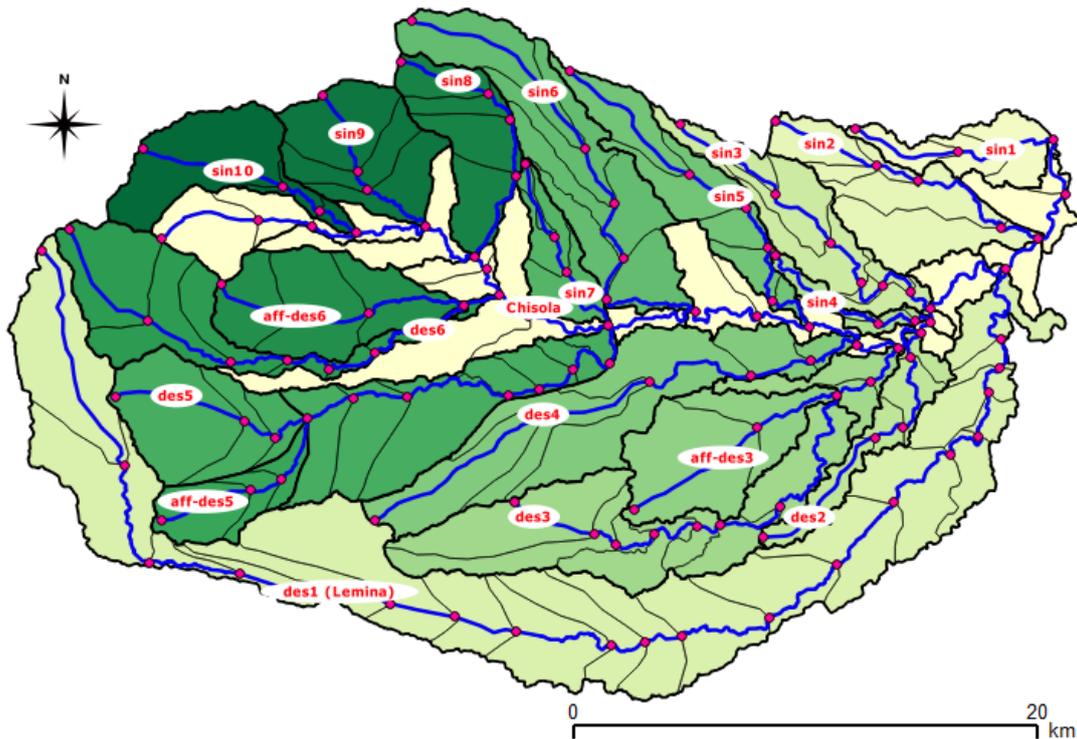


Figura 21, suddivisione in sottobacini e aree contribuenti in funzione della distanza lungo il reticolo

Per ogni corso d'acqua, all'interno del relativo sottobacino, sono stati campionati dei punti, in corrispondenza dei quali è stata valutata la distanza dalla sezione di chiusura, la quota e l'area di bacino contribuyente.

Attraverso la quota dei punti viene calcolato il dislivello del tratto compreso e infine la pendenza dello stesso.

$$i_{fi} = \frac{\Delta z_i}{d_i}$$

Δz Dislivello tra due punti consecutivi
 d Distanza tra due punti consecutivi
 i Contatore del numero di tratti

Mediante la legge semplificata di Chezy, si calcola la velocità di percorrenza del tratto i-esimo, assumendo un valore di K di primo tentativo, costante per tutti i tratti per l'ipotesi precedente di indipendenza spaziale dal tirante e dalla scabrezza:

$$U_i = K^{(l)} \sqrt{i_{fi}}$$

Risulta in questo modo possibile calcolare il tempo di percorrenza del tratto i-esimo dalla relazione:

$$t_i = \frac{d_i}{U_i}$$

Il tempo di corrivazione di ciascun punto del reticolo sar  dunque dato dalla somma dei tempi di percorrenza dei tratti antecedenti al punto considerato.

$$t_{corr\ j} = \sum_{i=1}^j t_i$$

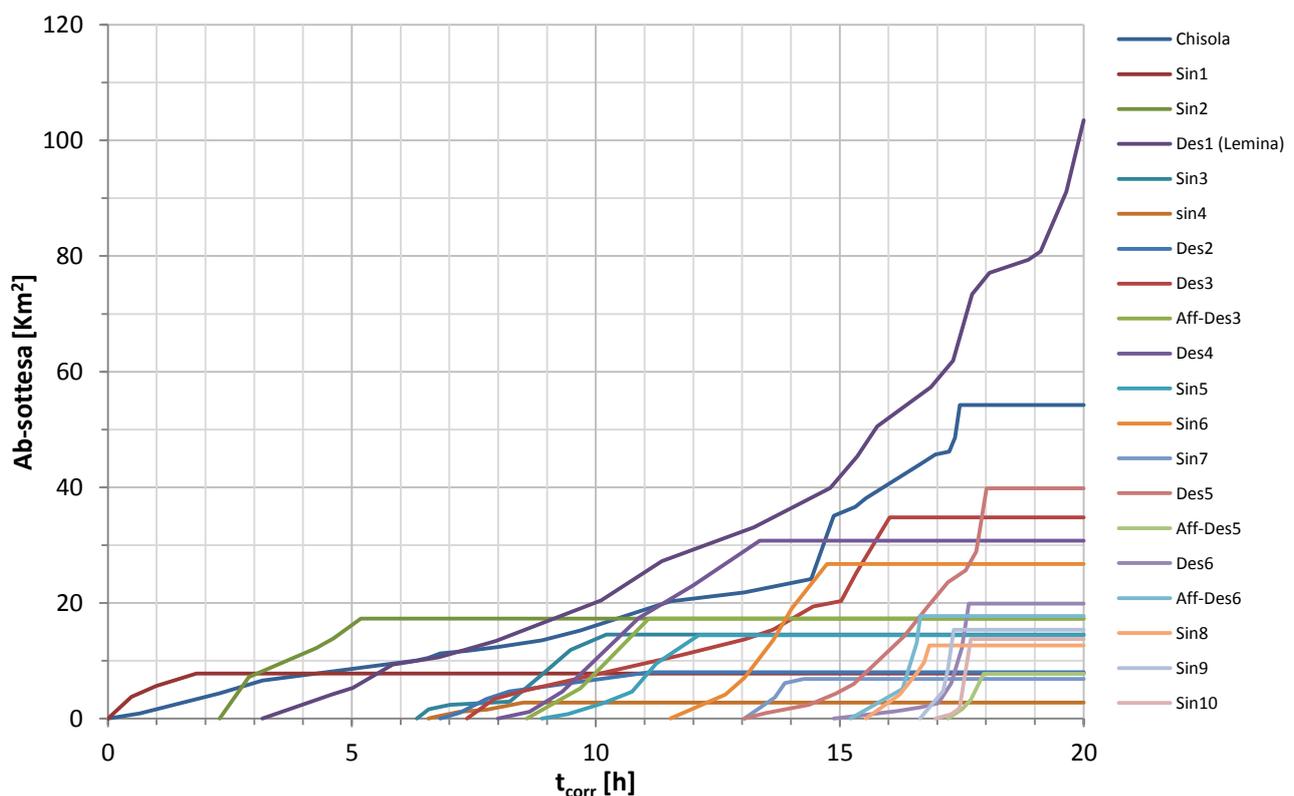
$t_{corr\ j}$ Tempo corrivazione del punto j
 j Contatore del numero di punti

Ogni corso d'acqua presenta in questo modo un tempo base, pari al tempo di corrivazione massimo (dunque del punto pi  distante) dello stesso. Il massimo tra i tempi base (raggiunto sempre dall'affluente Lemina, in quanto di lunghezza maggiore e con un bacino con pendenza media minore)   il tempo di corrivazione del bacino.

Viene fatto variare il valore di K in modo tale che il massimo dei tempi base coincida con il tempo di corrivazione del bacino (parametro libero, fissato in modo tale da raggiungere la massima verosimiglianza tra l'idrogramma osservato e simulato) a meno di una tolleranza. Raggiunta la convergenza,   possibile realizzare per ogni affluente delle curve che relazionano il tempo di corrivazione di ciascun punto con l'area sottesa dallo stesso (complemento dell'area contribuente rispetto l'area del sottobacino).

Prendendo, ad esempio, un $T_{CB} = 20$ h, e numerando gli affluenti partendo dalla sezione di chiusura e andando verso monte, si ottiene:

$T_{CB} = 20$ [h]	$T_{base\text{-}Chisola} = 17.5$ [h]
$K = 16.744$ [m/s]	$T_{base\text{-}Lemina} = 20$ [h]

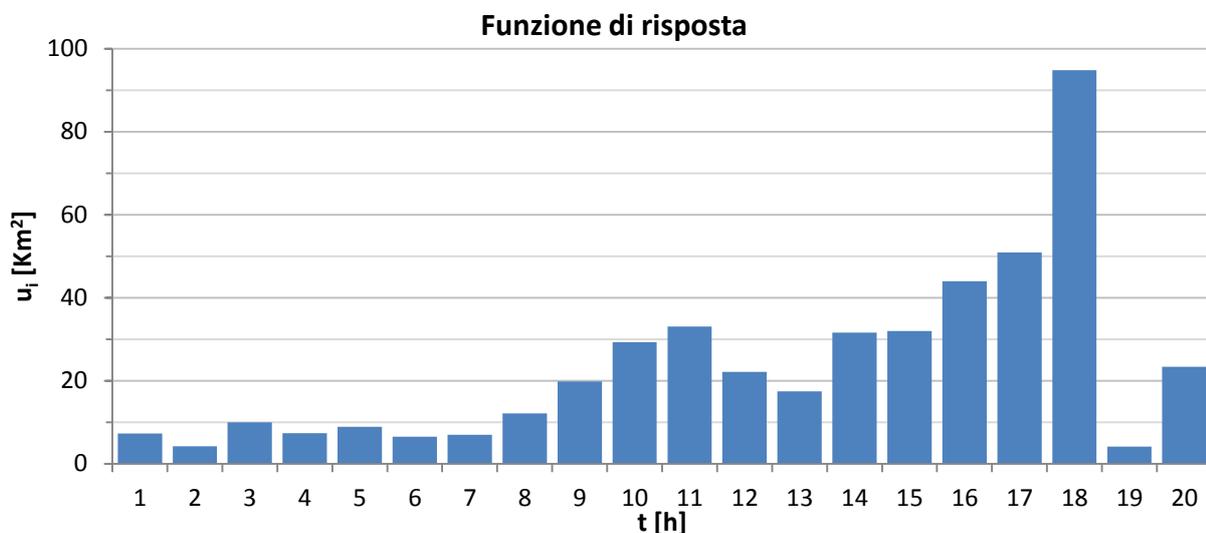


In generale, le curve relative agli affluenti non partono dall'origine, in quanto il tempo di corrivazione alla confluenza non è nullo, ma è pari al periodo necessario per raggiungere la sezione di chiusura lungo l'asta principale.

Tramite le curve interpolatorie ricavate è possibile valutare, per un dato tempo di campionamento (sottomultiplo intero del tempo di corrivazione del bacino, utilizzando $\Delta t = 1$ h in analogia con le piogge), per ogni sottobacino, quale sia l'area sottesa il punto che presenta tempo di corrivazione pari al tempo di campionamento. Vengono imposti come vincoli logici:

- se il tempo di campionamento è minore del tempo di corrivazione alla confluenza, l'area sottesa vale zero;
- se il tempo di campionamento è maggiore del tempo base del sottobacino, l'area sottesa è pari all'area dell'intero sottobacino (tratto costante).

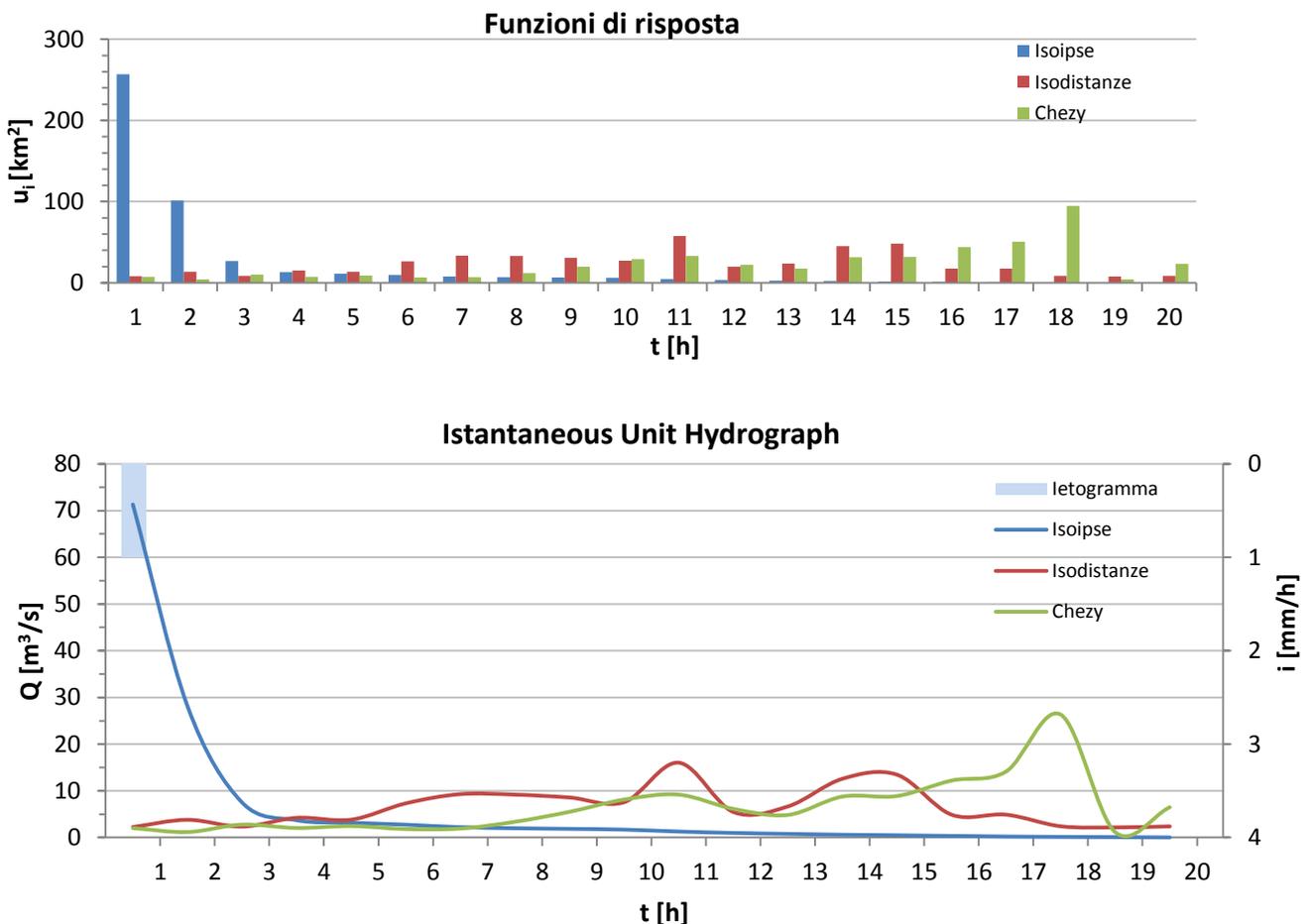
Dalla differenza tra l'area sottesa nel dato sottobacino al tempo $t+\Delta t$ e al tempo t , è possibile ricavare l'andamento della superficie compresa tra due isocorrive successive: la somma delle aree comprese nel medesimo periodo di tempo, restituisce la funzione di risposta del bacino.



Una funzione di risposta che tenga conto dell'andamento della pendenza dei versanti risulta essere vantaggiosa, in quanto permette di costruire delle isocorrive più consistenti con la realtà: nella parte montana, più acclive, l'acqua si muove più velocemente e dunque in un'ora percorre uno spazio maggiore, mentre nella parte pianeggiante, il flusso è rallentato, e si hanno dunque delle aree decrescenti man mano che ci si avvicina alla sezione di chiusura. Il ragionamento si evince anche dalla funzione di risposta: alla diciottesima ora contribuisce una grande porzione di bacino situata nella parte montana; le due ore successive generano un'area contribuente minore in quanto solamente il bacino del Lemina risulta essere contribuente.

4.4.4 Confronto tra le funzioni di risposta proposte

Le funzioni di risposta ottenute rappresentano il modo in cui gli afflussi portati dalle piogge si distribuiscono nel tempo nella sezione di chiusura. Utilizzando uno ietogramma di durata unitaria, l'idrogramma assume esattamente l'andamento della funzione di risposta, e perciò quest'ultima viene anche definita come Istantaneous Unit Hydrograph.



I tre modelli considerati presentano delle differenze sostanziali: mentre per il metodo delle isoipse si ha una risposta immediata a seguito dell'evento di pioggia, in quanto più della metà dell'area del bacino contribuisce nella prima ora, il metodo di Chezy presenta un andamento opposto, causato dal fatto che il flusso si muove più velocemente nella parte montana, e che dunque l'area contribuyente di dimensione maggiore sia nella parte alta del bacino. Infatti, secondo Chezy, il picco dell'idrogramma appare in maniera ritardata verso la fine del tempo di corrivazione, mentre per le isoipse, inverosimilmente, si ottiene un picco istantaneo spropositatamente elevato.

Il modello delle isodistanze, invece, presenta una funzione di risposta meno variabile, in quanto l'area contribuyente varia quasi linearmente con la distanza lungo il reticolo, e dunque la presenza del picco di piena risulta essere meno marcata rispetto agli altri due casi.

5. Calibrazione dei modelli

Per ogni combinazione tra ietogramma netto e funzione di risposta viene applicato l'integrale di convoluzione con lo scopo di simulare la distribuzione temporale dei deflussi nella sezione di chiusura:

$$Q_j = Q_{base} + \sum_{i=1}^j (i_{Ni} \cdot u_{j-i+1})$$

I nove idrogrammi risultanti dalle combinazioni vengono posti a confronto con quello registrato in corrispondenza della sezione de La Loggia, al fine di valutare i parametri liberi (tempo di corrvazione del bacino e parametri di trasformazione afflussi deflussi) che meglio simulano la verosimiglianza:

$$Q_{sim}(T_{cb}, C) \approx Q_{obs} \quad Q_{sim}(T_{cb}, C_0, dC/dt) \approx Q_{obs} \quad Q_{sim}(T_{cb}, CN) \approx Q_{obs}$$

Definendo le quantità:

Q_{sim} Portata simulata da modello

Q_{obs} Portata osservata dall'idrometro

Q_{peak} Valore del picco di portata

n Numero di elementi che costituisce il campione di portate (frequenza di campionamento oraria)

$\overline{Q_{obs}}$ Portata osservata media nel periodo relativo all'evento

Vengono introdotti come parametri di misura quantitativa dell'errore commesso:

- **Errore relativo percentuale sul picco di portata**

Misura l'errore percentuale commesso tra il picco di portata simulata e osservata dall'idrometro.

$$e_{Q_{peak}}[\%] = \frac{|Q_{peak.sim} - Q_{peak.obs}|}{Q_{peak.obs}} \cdot 100$$

- **Mean Absolute Error**

Misura i m^3/s che separano, in media durante l'evento, i due idrogrammi.

$$MAE[m^3/s] = \frac{\sum_{i=1}^n |Q_{sim} - Q_{obs}|}{n}$$

- **Root Mean Square Error**

Indica la discrepanza quadratica media tra i valori dei dati osservati ed i valori dei dati stimati.

$$RMSE[m^3/s] = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{sim} - Q_{obs})^2}{n}}$$

- **Nash & Sutcliffe Efficiency**

Parametro utilizzato per valutare il potere predittivo del modello, variabile nell'intervallo $(-\infty, 1]$. Un'efficienza pari all'unità indica una perfetta corrispondenza tra l'idrogramma simulato e i dati osservati, nullo, invece, denota che l'idrogramma simulato è pari alla media di quello osservato e, infine, minore di zero, indica che la varianza residua tra gli idrogrammi (espressa dal numeratore) è maggiore della varianza dei dati osservati (espressa dal denominatore), e che dunque la portata media osservata simula meglio l'idrogramma registrato rispetto a quello ottenuto dal modello.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{sim} - Q_{obs})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - \overline{Q_{obs}})^2}$$

I parametri liberi verranno modificati, per ogni modello, in modo tale da minimizzare gli scarti prodotti tra gli idrogrammi: in particolare, il tempo di corrivazione del bacino viene fatto variare al fine di ridurre il MSE e il ritardo o anticipo del picco, mentre il parametro di deflusso per minimizzare l'errore sul picco.

Si otterranno, in questo modo, per ogni modello, dei parametri ottimali di stima, relazionati alla massima corrispondenza tra gli idrogrammi, ai quali sono associati, seppur modesti, errori di stima.

$$(T_{cb}, C)_{ott} \qquad \left(T_{cb}, C_0, \frac{dC}{dt}\right)_{ott} \qquad (T_{cb}, CN)_{ott}$$

Siccome si hanno 9 modelli che calibrano 5 eventi, si otterranno 45 coppie di valori ottimali, di cui 15 relative al coefficiente di deflusso costante, 15 al coefficiente di deflusso variabile e 15 al Curve Number, suddivisibili, in ciascuno dei due gruppi, in 5 associate al metodo delle isoipse, 5 per le isodistanze e altrettante per il metodo di Chezy. In fase di calibrazione, il modello che utilizza le isoipse viene escluso per tutti i parametri di deflusso, in quanto non restituisce risultati attendibili, pertanto si avranno 6 modelli che calibrano 5 eventi, per un totale di 30 coppie di valori ottimali.

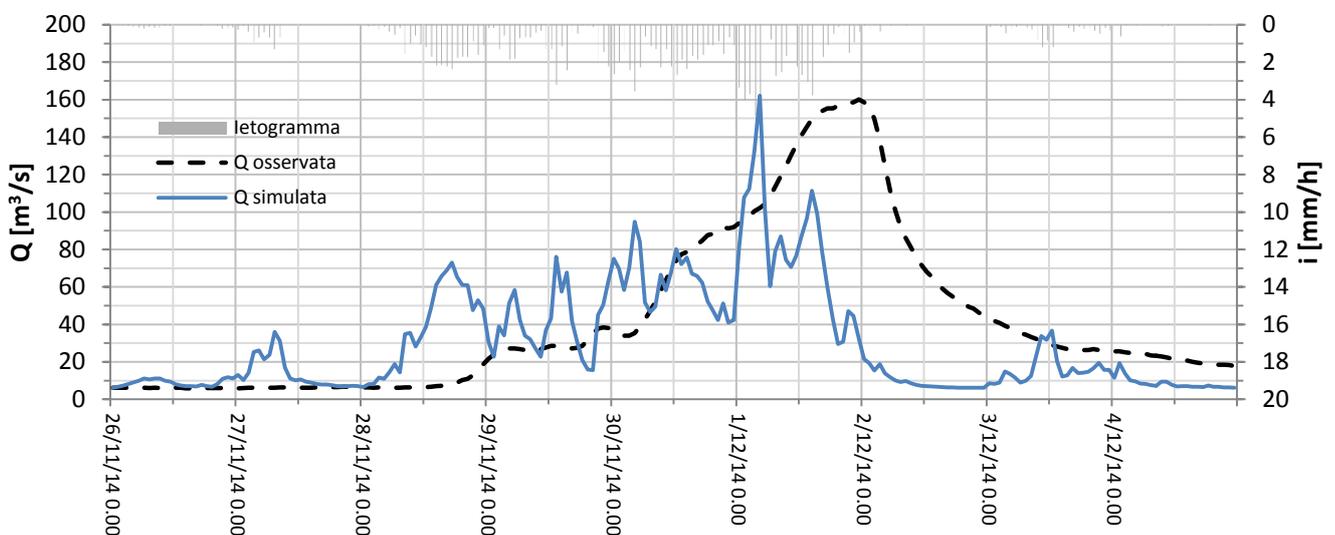
Verranno infine applicati dei parametri globali per valutare la robustezza dei modelli, ovvero la variazione degli errori commessi.

5.1 Esclusione del metodo delle Isoipse

Come supposto precedentemente, il metodo delle isoipse non restituisce risultati verosimili, in quanto genera una risposta impulsiva del bacino, causando repentine variazioni di portata a seguito di improvvisi cambiamenti di intensità di pioggia.

Prendendo, a titolo di esempio, il risultato dato dall'applicazione del metodo delle isoipse associato al coefficiente di deflusso costante per l'evento del Dicembre 2014, si nota come, in corrispondenza dei picchi di pioggia, si verifichino improvvise variazioni di portata.

Parametri ottimali: (TCB = 22 ; C = 0,25)



Di conseguenza, gli errori commessi, appaiono molto più elevati rispetto a quelli derivanti dai due restanti metodi. Analizzando, in particolare, il MSE e il NSE ottenuti tramite l'applicazione dei parametri ottimizzanti, si ha, per il metodo del coefficiente di deflusso costante:

Evento	MAE [m3/s]
2008	36.2
2009	31.7
2011	39.5
2013	35.4
2014	27.4
media	34.0

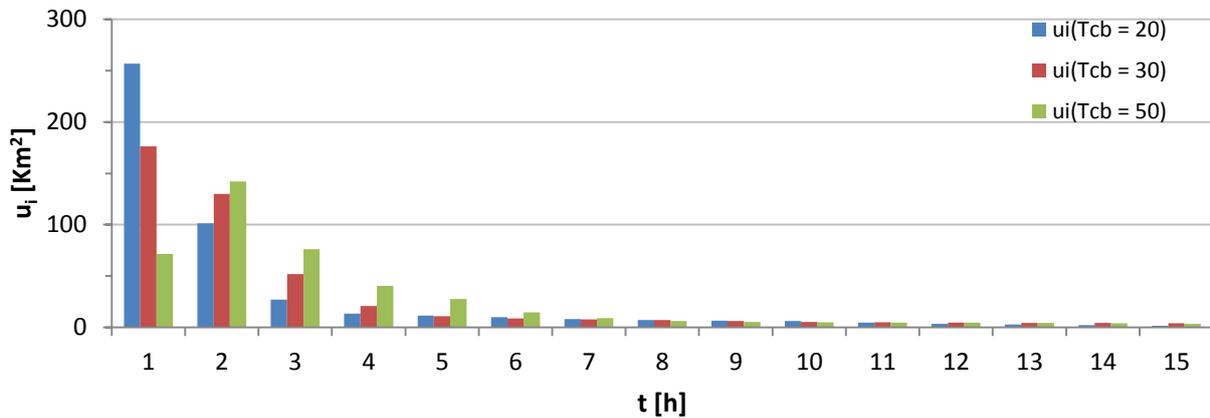
Tabella 10, MAE metodo isoipse

Evento	NSE [-]
2008	0.094
2009	-0.347
2011	-0.169
2013	-1.294
2014	0.113
media	-0.32

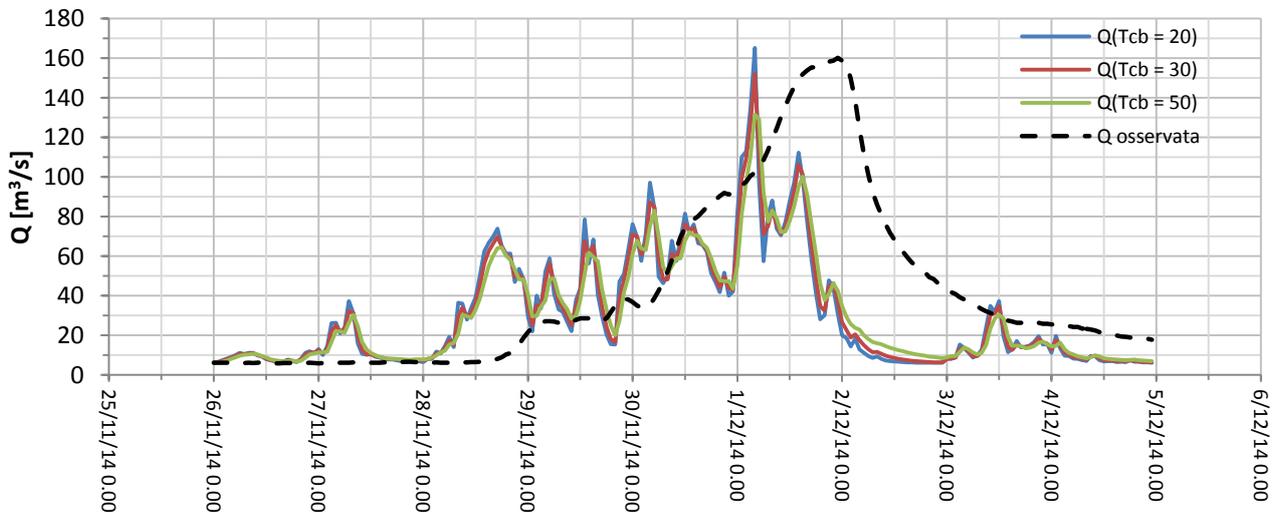
Tabella 11, NSE metodo isoipse

Si ottiene un MAE medio pari a circa 30 m³/s, quasi il doppio rispetto agli altri due metodi, ed un NSE medio negativo, che indica un pessimo adattamento dei dati. Considerando che i risultati sopra riportati sono ottenuti mediante i parametri che massimizzano il fitting, è lecito presupporre che si manifesti un grande peggioramento a seguito della stima di parametri globali.

Si ha, inoltre, che una variazione del tempo di corrivazione risulta avere una bassa influenza sulla stima: un suo aumento non causa evidenti ritardi in quanto provoca lievi cambiamenti della funzione di risposta. La variazione di portata tende ad essere tanto meno impulsiva tanto più il tempo di corrivazione tende, inverosimilmente, ad infinito, in quanto si raggiunge un $\Delta z(T_{cb})$ tale per cui la superficie pianeggiante non risulta interamente contribuente nell'arco della prima ora di pioggia.



Le tre diverse funzioni di risposta, a parità di $C = 0,25$, portano agli idrogrammi:



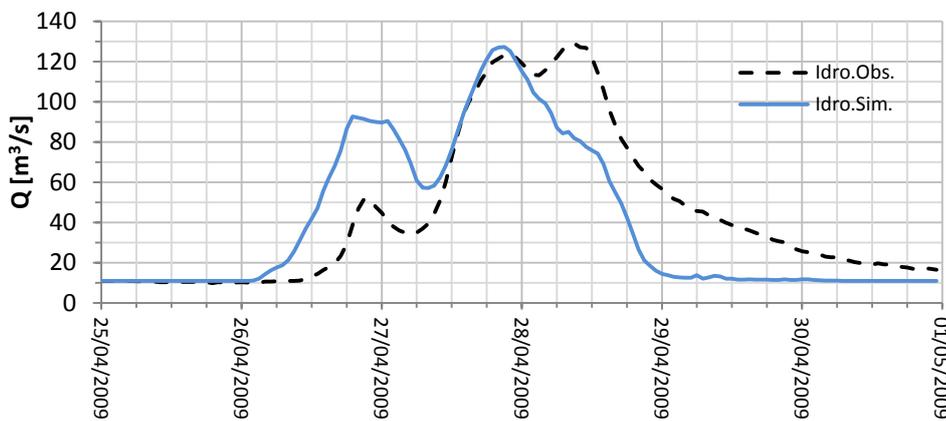
Si nota, contrariamente rispetto agli altri due metodi proposti, come variazioni del tempo di corrivazione non portano a evidenti modifiche dell'idrogramma simulato (in particolare a sue traslazioni temporali): il modello delle isoipse viene dunque escluso, per favorire, attraverso le restanti due metodologie, la stima di parametri robusti dall'efficace potere predittivo.

5.2 Processo di ottimizzazione

Di seguito vengono riportati, per ciascun modello e per ogni evento, i parametri ottimali di stima, ovvero quelli per cui l'idrogramma simulato risulta essere consistente con quello osservato a La Loggia.

Il processo di ottimizzazione non è volto alla minimizzazione di un singolo parametro di errore, in quanto questo procedimento porta, in alcuni casi, ad un idrogramma simulato non somigliante per forma e per picco all'idrogramma osservato. Il tempo di corrivazione e i coefficienti di infiltrazione verranno dunque stimati in modo tale di aver un buon controllo su tutti i parametri di errore, con lo scopo di raggiungere un buon compromesso tra la forma degli idrogrammi e la plausibilità dei parametri calcolati.

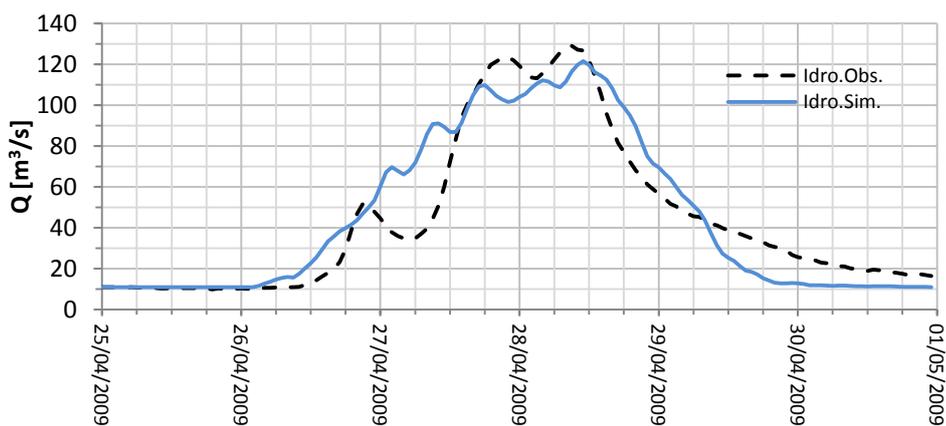
Prendendo, a titolo di esempio, l'evento del 2009, utilizzando il metodo del coefficiente di deflusso costante combinato con la funzione di risposta basata sulle isodistanze, si ottiene:



Isodistanze-C costante

Parametri		
$T_{cb} =$	21	[h]
$C =$	0.31	[-]
Errori		
MAE =	18.9	[m ³ /s]
RMSE =	25.3	[m ³ /s]
NSE =	0.558	[-]
$e_{Q_{peak}} =$	1.3	[%]

Valutando i parametri che portano alla minimizzazione del MAE, ad esempio, invece si ottiene:



Isodistanze-C costante

Parametri		
$T_{cb} =$	41	[h]
$C =$	0.37	[-]
Errori		
MAE =	10.3	[m ³ /s]
RMSE =	14.2	[m ³ /s]
NSE =	0.861	[-]
$e_{Q_{peak}} =$	5.8	[%]

Nel primo caso, contrariamente al secondo, oltre ad ottenere verosimiglianza tra la forma degli idrogrammi, si riscontrano parametri di stima plausibili: il tempo di corrivazione del bacino ricade nel range previsto dalle formule empiriche e il coefficiente di deflusso nell'intervallo ottenuto dalla calibrazione degli altri eventi. La calibrazione avviene inoltre con il vincolo che $e_{Q_{peak}} < 2\%$.

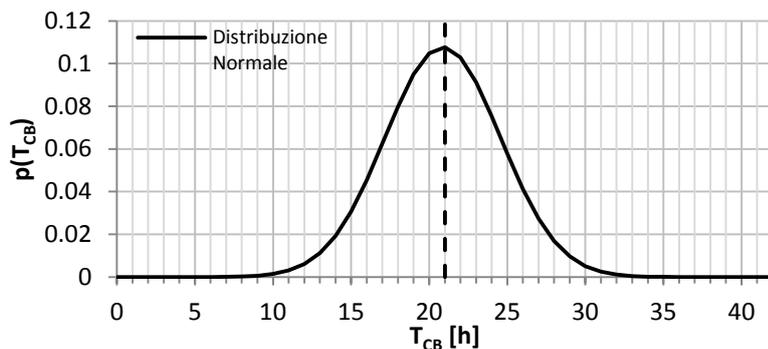
5.2.1 Tempo di corrivazione del bacino

Viene di seguito riportato il tempo di corrivazione del bacino risultato della calibrazione di tutti i modelli. Gli idrogrammi verranno mostrati in seguito all'applicazione dei parametri globali, per poterne valutare la stabilità tramite un confronto tra parametri di stima ottimali e globali.

T_{CB} [h]	Isodistanze			Chezy		
	(C_{cost})	(C_{var})	(CN)	(C_{cost})	(C_{var})	(CN)
2008	25	26	21	22	19	19
2009	21	21	18	16	14	15
2011	27	26	20	23	20	15
2013	22	26	22	18	17	16
2014	26	24	24	23	20	20

Tabella 12, tempi di corrivazione ottimali

Considerando il campione complessivo dei dati, non diversificato per funzione di risposta, si ha:



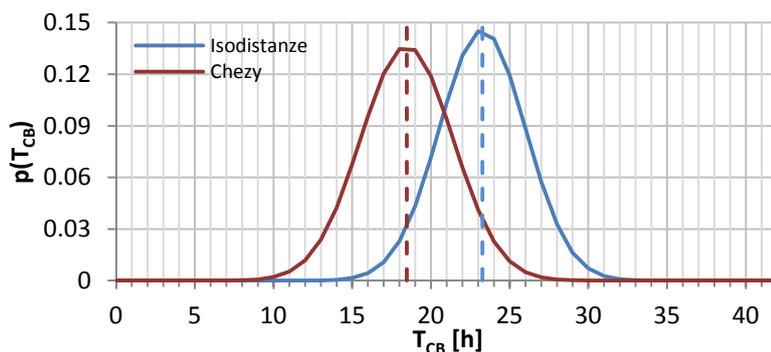
Media:

$$\overline{T_{CB}} = 21 \text{ h}$$

Deviazione standard:

$$\sigma_{T_{cb}} = 3,7 \text{ h}$$

Tuttavia, vale la pena far notare che il campione dei tempi delle isodistanze e di Chezy presentano media e deviazione standard sensibilmente diverse:



Isodistanze:

$$\overline{T_{CB}} = 23 \text{ h}$$

$$\sigma_{T_{cb}} = 2,7 \text{ h}$$

Chezy:

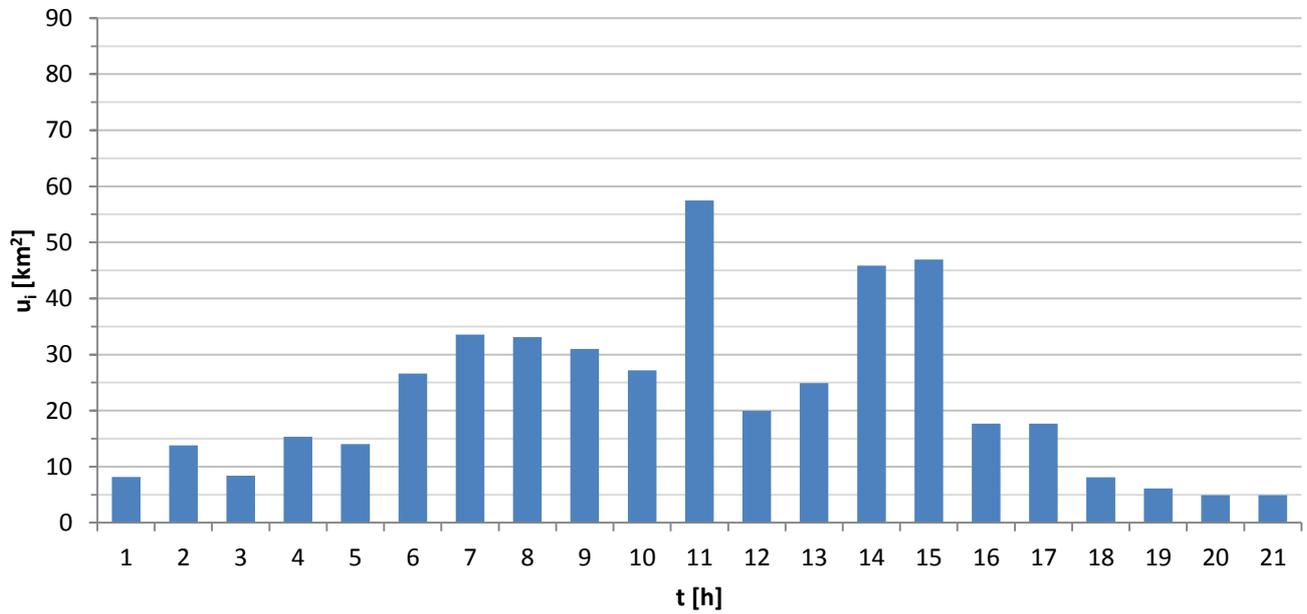
$$\overline{T_{CB}} = 18 \text{ h}$$

$$\sigma_{T_{cb}} = 2,9 \text{ h}$$

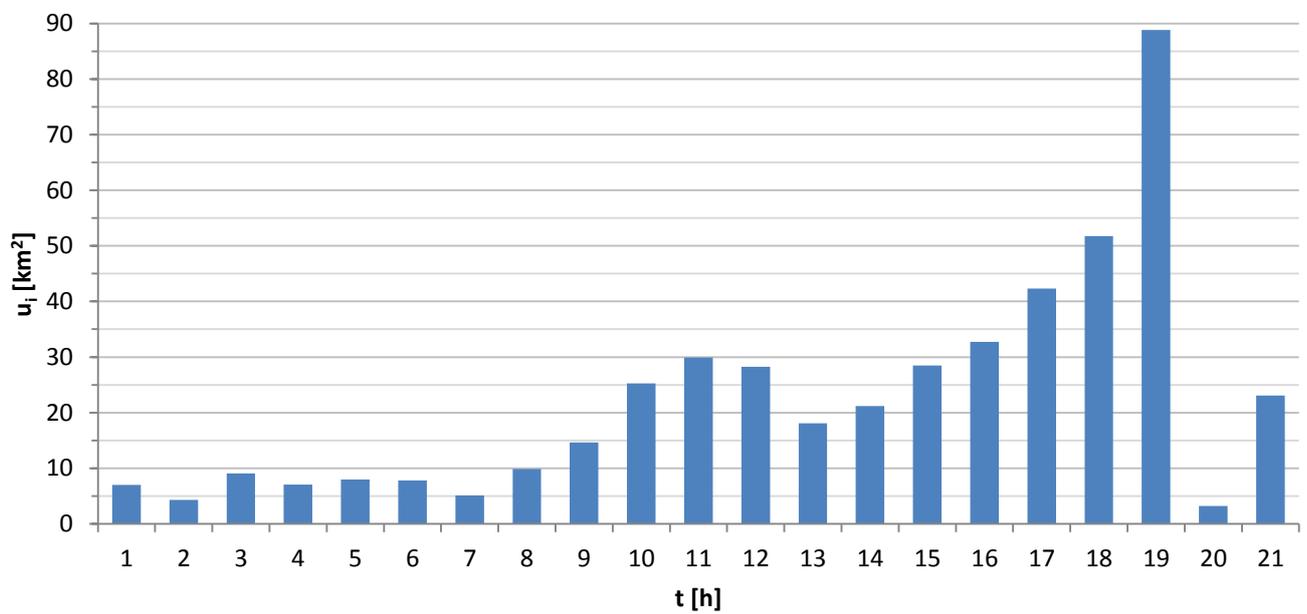
La differenza tra i tempi di corrivazione del bacino, essenzialmente, è portata dalla metodologia tramite la quale è stata ricavata la IUH (si rimanda al paragrafo 4.4.4): il metodo di Chezy presenta un picco della funzione di risposta ritardato rispetto alle isodistanze, perciò, per ottenere la sincronia con il picco dell'idrogramma osservato, è necessario un tempo di corrivazione minore. Tuttavia, si decide di utilizzare un unico tempo di corrivazione del bacino frutto della media campionaria complessiva.

Con un tempo di corrvazione pari a 21 ore, viene fissato l'andamento della funzione di risposta del bacino, che risulta per i due casi:

IUH - Isodistanze



IUH - Chezy



5.2.2 Coefficiente di deflusso costante nel tempo

Viene di seguito riportato il coefficiente di deflusso costante nel tempo risultato della calibrazione di tutti i modelli. Gli idrogrammi verranno mostrati in seguito all'applicazione dei parametri globali, per poterne valutare la stabilità tramite un confronto tra parametri di stima ottimali e globali.

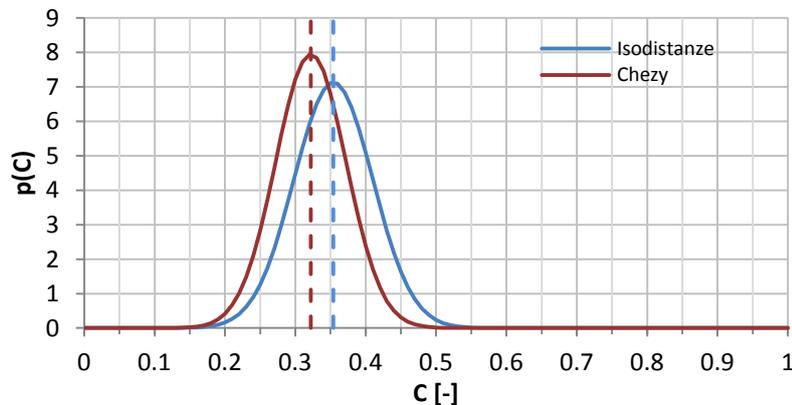
C [-]		
	<i>Isodistanze</i>	<i>Chezy</i>
<i>EVENTO</i>		
2008	0.31	0.30
2009	0.31	0.27
2011	0.38	0.34
2013	0.33	0.30
2014	0.44	0.40

$$\bar{C} = 0,34$$

$$\sigma_C = 0,05$$

Tabella 13, coefficienti di deflusso costanti ottimali

Anche in questo caso la media dei campioni presi singolarmente differisce sensibilmente: il metodo di Chezy, posto a confronto con quello delle isodistanze, mostra un coefficiente di deflusso minore per tutti gli eventi in esame.



Isodistanze:

$$\bar{C} = 0,35$$

$$\sigma_C = 0,06$$

Chezy:

$$\bar{C} = 0,32$$

$$\sigma_C = 0,05$$

Tale differenza essenzialmente è portata dalla funzione di risposta (si rimanda al paragrafo 4.4.4): la IUH ottenuta tramite il metodo di Chezy presenta un picco di area contribuyente maggiore, il quale, combinato con lo ietogramma netto, restituisce per sua natura una risposta più elevata in termini di portata. Per ottenere il medesimo picco di portata osservato sarà dunque necessario un coefficiente di deflusso minore.

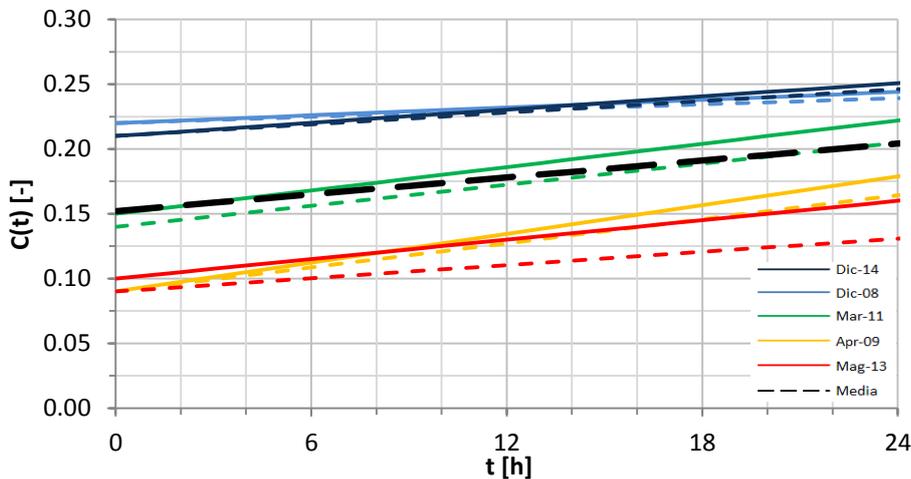
Si decide, come per il tempo di corrvazione del bacino, di ignorare la lieve differenza tra i coefficienti di deflusso a fronte dell'incertezza intrinseca il fenomeno.

5.2.3 Coefficiente di deflusso variabile nel tempo

Viene di seguito riportato il coefficiente di deflusso variabile nel tempo risultato della calibrazione di tutti i modelli. Gli idrogrammi verranno mostrati in seguito all'applicazione dei parametri globali, per poterne valutare la stabilità tramite un confronto tra parametri di stima ottimali e globali.

$C_{var} [-]$	Isodistanze		Chezy	
	$C_0 [-]$	$dC/dt [1/h]$	$C_0 [-]$	$dC/dt [1/h]$
dic-08	0.22	0.0010	0.22	0.0008
apr-09	0.09	0.0037	0.09	0.0031
mar-11	0.15	0.0030	0.14	0.0027
mag-13	0.10	0.0025	0.09	0.0017
dic-14	0.21	0.0017	0.21	0.0015

Tabella 14, coefficienti di deflusso variabili ottimali



$$\bar{C}_0 = 0,16$$

$$\left. \frac{dC}{dt} \right|_{t=1} = 0,0022 \text{ 1/h}$$

Analogamente a quanto detto per il coefficiente di deflusso costante al paragrafo precedente, anche per questo modello la risposta basata sulla formula di Chezy propone coefficienti di deflusso ottimali minori rispetto a quella basata sulle isodistanze.

Sembra inoltre che vi sia una correlazione tra i parametri di deflusso e il mese in cui si verifica l'evento di piena: durante il periodo invernale, quando mediamente l'umidità è più elevata a causa delle frequenti piogge, si ha un coefficiente iniziale maggiore poiché il suolo non è completamente secco, aggiunto ad un tasso di crescita minore, in quanto la velocità di infiltrazione del terreno è rallentata a causa del quantitativo di acqua già immagazzinata dallo stesso. Contrariamente, nei mesi più caldi, quando il suolo è mediamente più asciutto, si ha una capacità di infiltrazione iniziale maggiore e dunque un ruscellamento superficiale minore.

Tuttavia, considerando che 5 eventi non rendono tale argomentazione statisticamente rilevante e che per lunghe durate le curve convergono, si decide di prendere come parametri globali di stima la media complessiva di tutti gli eventi.

5.2.4 SCS Curve Number

Viene di seguito riportato il Curve Number risultato della calibrazione di tutti i modelli. Gli idrogrammi verranno mostrati in seguito all'applicazione dei parametri globali, per poterne valutare la stabilità tramite un confronto tra parametri di stima ottimali e globali.

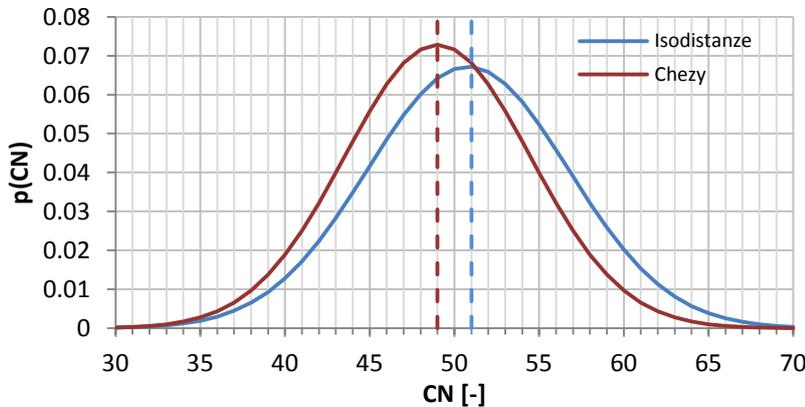
EVENTO	CN [-]	
	Isodistanze	Chezy
2008	44	44
2009	48	47
2011	60	58
2013	50	46
2014	52	50

Tabella 15, Curve Numbers ottimali

$$\overline{CN} = 50$$

$$\sigma_{CN} = 5,6$$

Analogamente a quanto detto per il coefficiente di deflusso costante al paragrafo 5.2.2, anche per questo modello la risposta basata sulla formula di Chezy propone valori ottimali minori rispetto a quella basata sulle isodistanze. Tuttavia si osserva che i valori medi si discostano di solamente un'unità rispetto alla media globale, e perciò si decide di prendere la media complessiva come valore di riferimento.



Isodistanze:

$$\overline{CN} = 51$$

$$\sigma_{CN} = 5,9$$

Chezy:

$$\overline{CN} = 49$$

$$\sigma_{CN} = 5,5$$

Si osserva inoltre, per l'evento del 2011, uno scostamento notevole (di circa 10 unità) dal valore medio senza la presenza di precipitazioni antecedenti di durata considerevole. Questo causerà problemi di stabilità dell'idrogramma in esame a seguito dell'applicazione dei valori medi, in quanto il picco di portata verrà nettamente sottostimato. Il motivo di un valore così alto di Curve Number è probabilmente attribuibile ad uno scioglimento nivale concomitante i forti rovesci, come verrà discusso in seguito al paragrafo 5.3.3.

5.2.5 Errori commessi con i parametri ottimali di stima

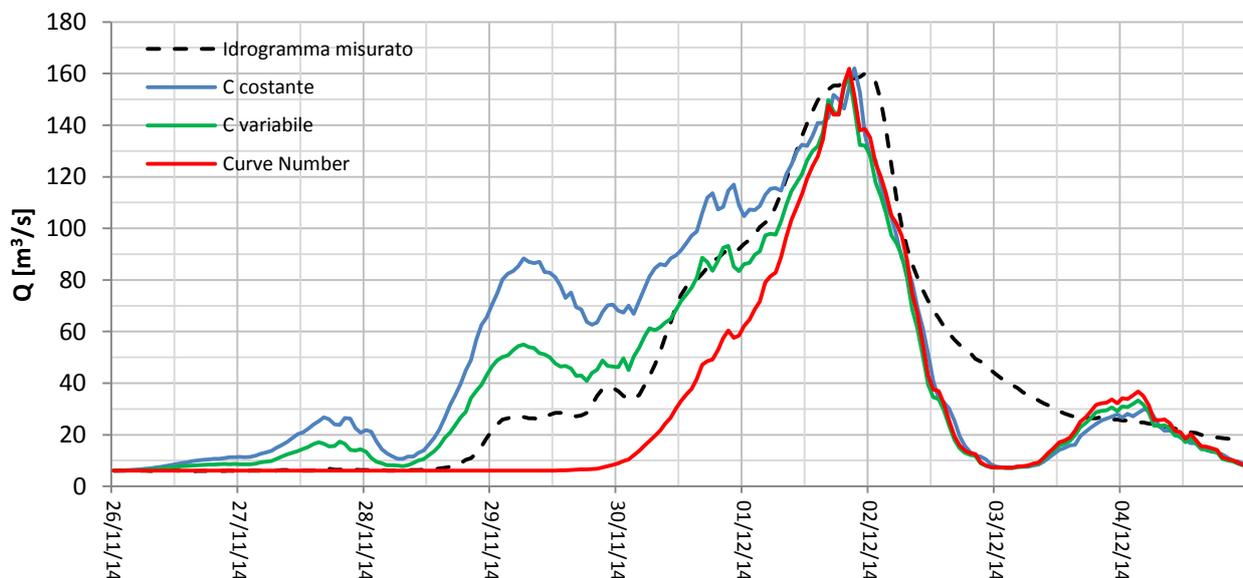
Vengono di seguito riportati gli errori di stima commessi mediante l'applicazione dei valori ottimali, variabili a seconda dell'evento considerato. Lo scopo della calibrazione è volto alla minimizzazione complessiva di tali parametri di errore.

- Mean Absolute Error

EVENTO	(C_{cost})		(C_{var})		(CN)	
	Isodistanze	Chezy	Isodistanze	Chezy	Isodistanze	Chezy
2008	15.8	14.2	10.7	12.1	22.4	23.0
2009	18.9	19.6	11.5	17.3	11.5	16.6
2011	16.4	15.0	9.6	12.8	15.5	19.3
2013	18.9	17.9	10.6	14.0	18.3	19.8
2014	18.2	16.7	12.1	13.3	14.0	16.8
media	17.7	16.7	10.9	13.9	16.4	19.1

Tabella 16, MAE commesso con l'applicazione dei parametri ottimali

In tutti i casi si osserva uno scostamento medio tra l'idrogramma ottimale e quello osservato minore di $20 \text{ m}^3/\text{s}$. Il modello con coefficiente di deflusso variabile presenta una performance migliore rispetto agli altri due, in quanto la forma dell'idrogramma ottimizzato risulta più consistente con quella dell'idrogramma misurato, in particolare nella fase di crescita, come si può constatare, a titolo di esempio, dall'idrogramma del 2014 risultante dal metodo delle isodistanze.



Dal grafico si può notare come, nella fase di crescita della piena, il metodo del coefficiente di deflusso costante in principio tenda a sottostimare l'infiltrazione, mentre il metodo CN abbia un comportamento opposto, in quanto ignora completamente la formazione di ruscellamento iniziale. Lo scostamento in coda destra è dovuto alla mancata simulazione del contributo ritardato della falda.

- **Root Mean Square Error**

RMSE [m³/s]	(C_{cost})		(C_{var})		(CN)	
	<i>Isodistanze</i>	<i>Chezy</i>	<i>Isodistanze</i>	<i>Chezy</i>	<i>Isodistanze</i>	<i>Chezy</i>
2008	19.8	19.5	13.7	12.1	39.0	40.8
2009	25.3	26.8	15.7	23.0	17.5	21.7
2011	19.2	18.9	13.0	17.7	18.6	23.6
2013	26.1	24.4	13.7	18.2	24.8	27.3
2014	24.2	22.3	16.4	18.2	19.4	23.7
media	22.9	22.4	14.5	17.8	23.9	27.4

Tabella 17, RMSE commesso con l'applicazione dei parametri ottimali

Analogamente al Mean Absolute Error, il modello con C variabile presenta uno scostamento minore tra gli idrogrammi e dunque un errore mediamente più piccolo. Il RMSE degli altri due modelli presenta il medesimo ordine di grandezza.

- **Nash & Sutcliffe Efficiency**

NSE [-]	(C_{cost})		(C_{var})		(CN)	
	<i>Isodistanze</i>	<i>Chezy</i>	<i>Isodistanze</i>	<i>Chezy</i>	<i>Isodistanze</i>	<i>Chezy</i>
2008	0.875	0.875	0.940	0.920	0.514	0.468
2009	0.558	0.507	0.831	0.638	0.790	0.676
2011	0.837	0.841	0.925	0.861	0.846	0.753
2013	0.226	0.319	0.785	0.621	0.300	0.153
2014	0.696	0.741	0.861	0.828	0.804	0.706
media	0.638	0.657	0.868	0.774	0.651	0.552

Tabella 18, NSE commesso con l'applicazione dei parametri ottimali

Si ricorda che il parametro di efficienza risulta variabile nell'intervallo $(-\infty, 1]$: l'efficienza massima viene raggiunta dal modello delle isodistanze con coefficiente di deflusso variabile; gli altri modelli presentano efficienza minore ma comunque accettabile.

- **Errore relativo sul picco**

e_{Qpeak} [%]	(C_{cost})		(C_{var})		(CN)	
	<i>Isodistanze</i>	<i>Chezy</i>	<i>Isodistanze</i>	<i>Chezy</i>	<i>Isodistanze</i>	<i>Chezy</i>
2008	1.3	1.3	1.3	1.6	0.6	0.2
2009	1.3	0.1	1.7	0.1	1.7	0.5
2011	0.6	0.4	1.0	0.1	0.0	1.5
2013	0.8	0.4	0.3	1.5	1.3	1.8
2014	1.2	0.1	0.8	1.2	1.2	0.9
media	1.0	0.5	1.0	0.9	1.0	1.0

Tabella 19, e_{Qpeak} commesso con l'applicazione dei parametri ottimali

Il parametro di infiltrazione di tutti gli eventi viene calibrato in modo tale che $e_{Qpeak} < 2\%$.

5.3 Stabilità dei modelli

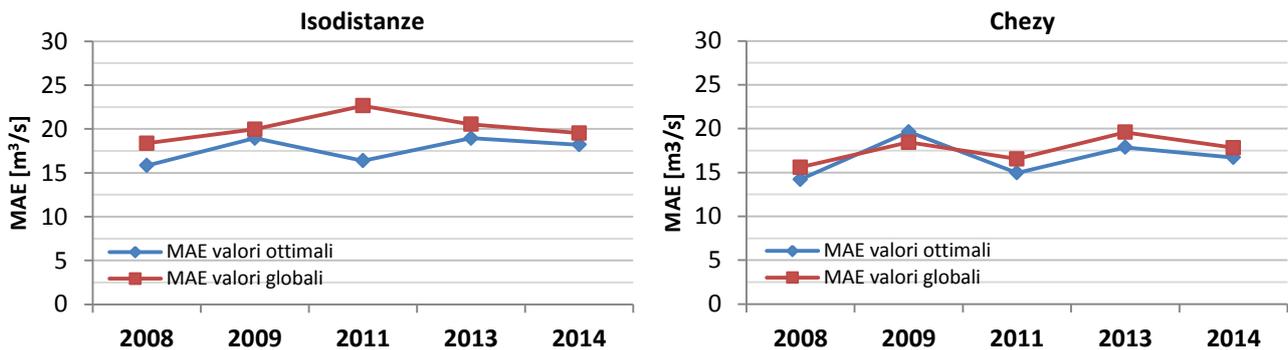
A seguito della stima di parametri ottimali si vuole valutare la stabilità dei modelli, quantificata mediante la variazione degli errori (nello specifico MAE e NSE) causata dall'applicazione di parametri comuni per tutti gli eventi. I parametri globali vengono calcolati come media dell'intero campione dei valori ottimali a disposizione, senza diversificare per funzione di risposta. Si ottengono perciò:

<i>T. Corrivazione</i>	<i>C costante</i>	<i>C variabile</i>		<i>Curve Number</i>
T_{CB}	C	C₀	dC/dt _{i=1}	CN
[h]	[-]	[-]	[1/h]	[-]
21	0.34	0.16	0.0022	50

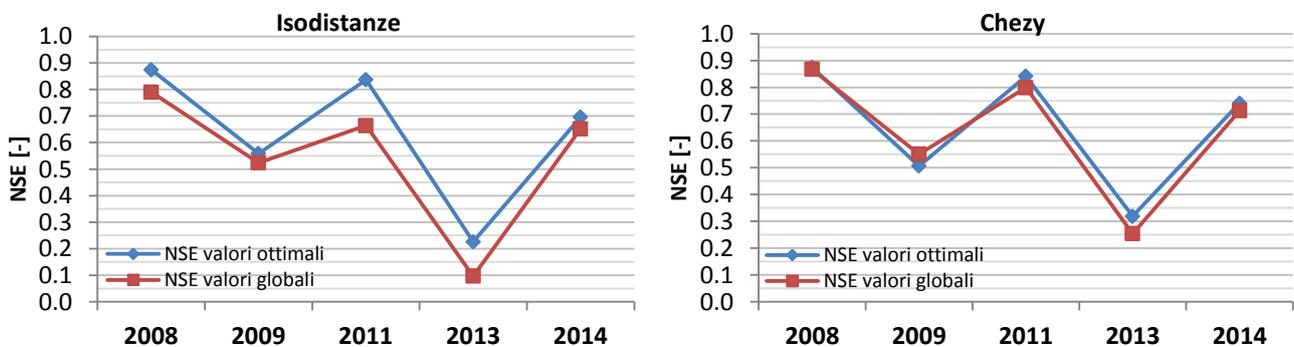
Tabella 20, parametri globali di stima

5.3.1 Coefficiente di deflusso costante

Per quanto riguarda il MAE si osserva una stabilità molto elevata: per le isodistanze si passa da una media di 18 m³/s a 20 m³/s, mentre per Chezy da 17 m³/s a 18 m³/s.

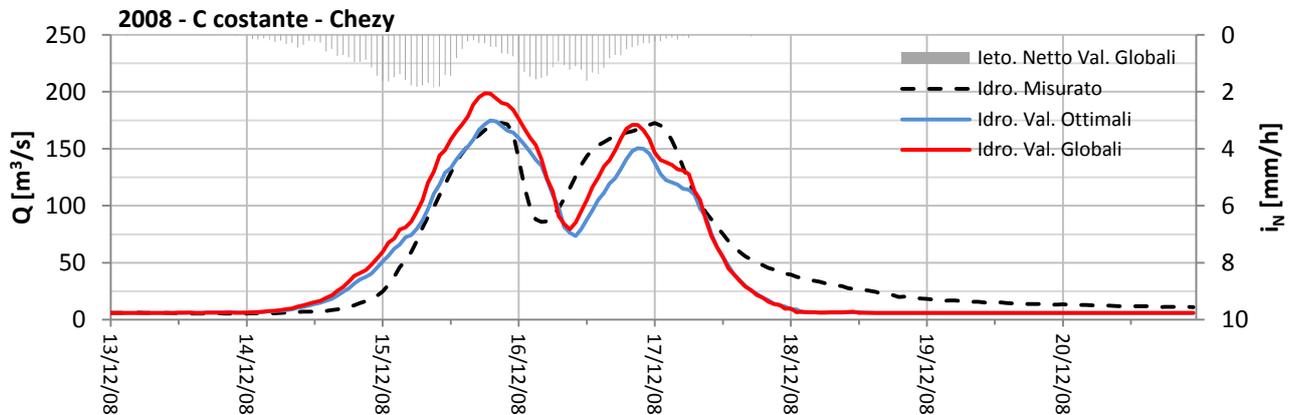


Per la NSE si osserva una stabilità maggiore nel metodo di Chezy, in quanto si ha una decrescita minore: per le isodistanze si passa da una media di 0,638 a 0,545, mentre per Chezy da 0,657 a 0,637.



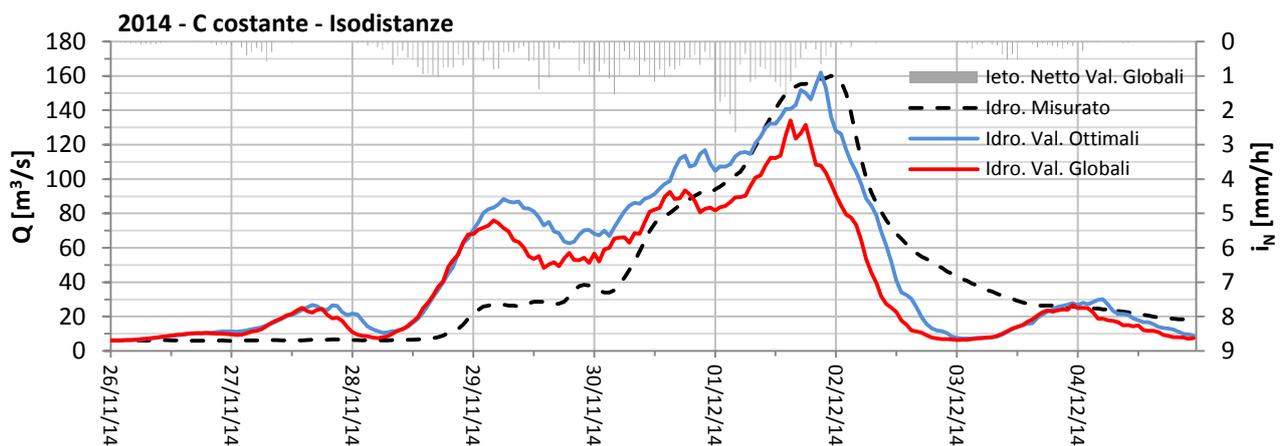
Nel complesso il metodo di Chezy offre un'approssimazione leggermente migliore, in quanto è il modello più stabile e che presenta errori minori.

Di seguito vengono riportati alcuni idrogrammi risultanti dalla calibrazione; i restanti possono essere consultati in appendice.



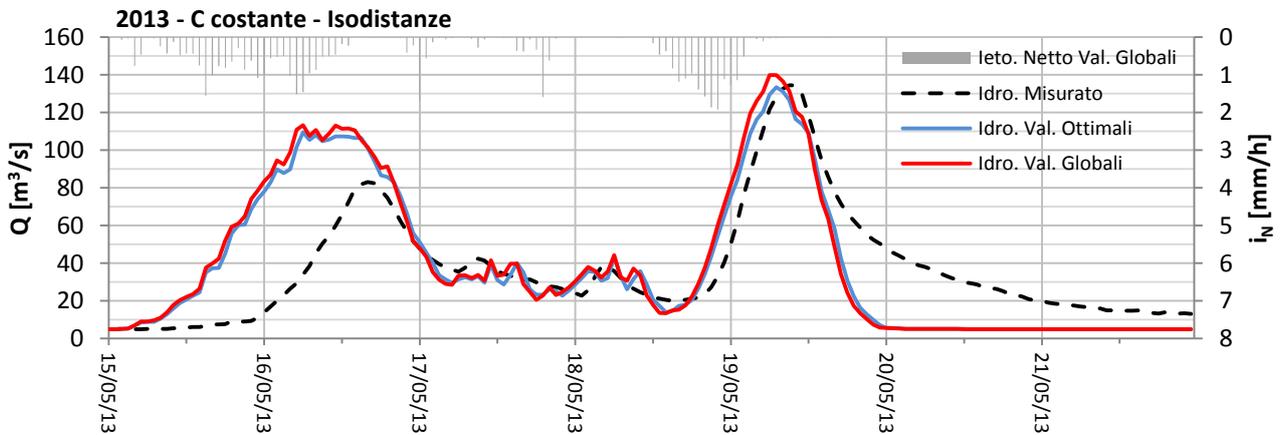
La piena del 2008 è quella meglio approssimata con il metodo del coefficiente di deflusso costante, in quanto è composta da un doppio picco di portata conseguente a piogge di analoga intensità distribuite in un breve lasso temporale; l'effetto dell'infiltrazione variabile non si dimostra preponderante in quanto la durata dell'evento appare relativamente ridotta rispetto agli altri eventi di piena analizzati. L'idrogramma ottimale, simulato con $C = 0,30$, presenta una portata di picco di $175 \text{ m}^3/\text{s}$, mentre con il valore globale ($C = 0,34$) si ottiene una portata massima di $199 \text{ m}^3/\text{s}$, con un $e_{Q_{\text{peak}}} = 15,6 \%$. Anche se l'evento è quello più stabile dal punto di vista di MAE e NSE, si ottiene uno degli errori sul picco più elevati, in quanto il coefficiente di deflusso ottimale è lontano dal valore medio utilizzato come globale.

La piena del 2014 presenta, invece, un andamento differente:



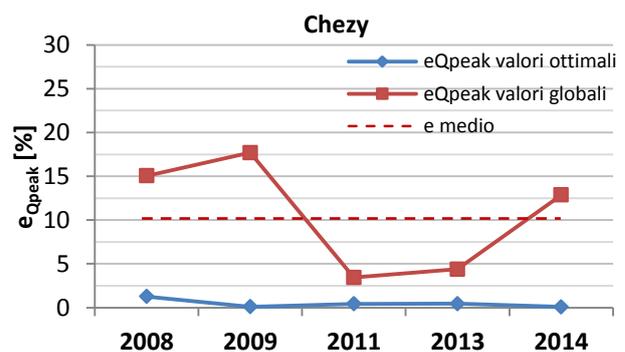
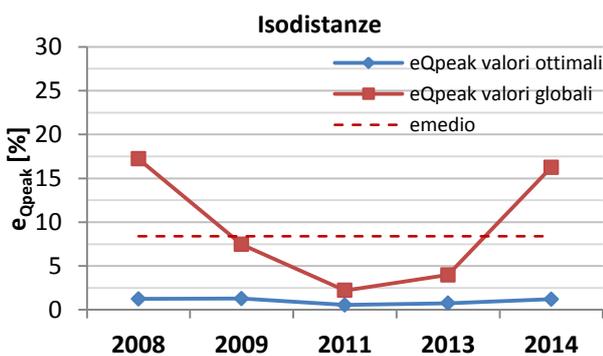
In questo caso il ruolo dell'infiltrazione risulta preponderante: le piogge, di durata maggiore, causano un'evoluzione non trascurabile del grado di saturazione del suolo. A causa dei rovesci di durata massima tra i 5 eventi considerati, si ha, infatti, che per ottenere il medesimo picco, l'idrogramma ottimale presenta $C = 0,44$, valore molto più alto di quello globale ($C = 0,34$). L'effetto è quello di sottostimare il picco di portata, che passa così dai $162 \text{ m}^3/\text{s}$ ai $134 \text{ m}^3/\text{s}$, con un errore $e_{Q_{\text{peak}}} = 19,5 \%$.

Per l'evento del 2013, appare nuovamente incisivo il ruolo dell'infiltrazione sulla fase di crescita della piena:



Le forti piogge di Maggio causano, sia con il parametro ottimale ($C = 0,33$) che con quello globale ($C = 0,34$), un primo picco fortemente sovrastimato rispetto al valore realmente verificatosi. Tuttavia, siccome i due parametri si discostano di poco, si ottiene un errore sul picco molto basso, pari a $e_{Q_{peak}} = 3,2 \%$, il quale comporta il passaggio da una portata massima di $133 \text{ m}^3/\text{s}$ a una di $140 \text{ m}^3/\text{s}$.

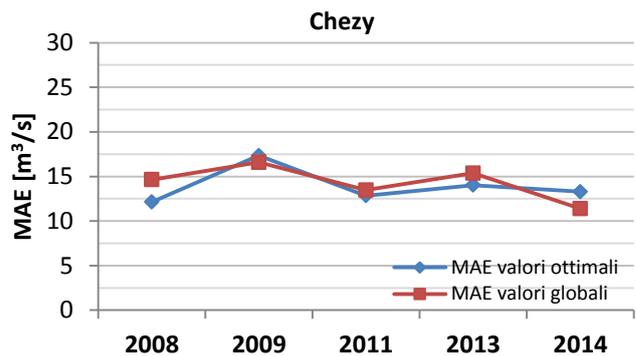
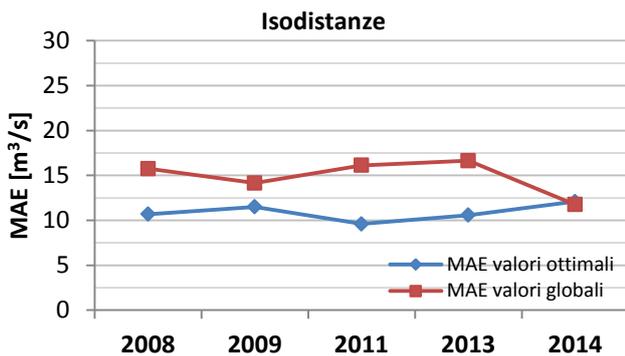
Il modello che comprende un coefficiente di deflusso costante appare sufficientemente stabile: fatta eccezione per gli eventi 2008 e 2014 sopra citati, l'errore sulla portata massima rimane sempre relativamente basso, e dalla media dei 5 eventi, a seguito dell'applicazione dei parametri globali, si ottiene un errore sul picco medio pari a $e_{Q_{peak}} = 8,4 \%$ per le isodistanze ed uno $e_{Q_{peak}} = 10,2 \%$ per Chezy.



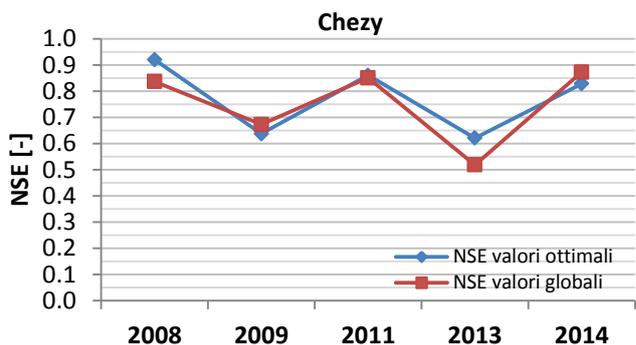
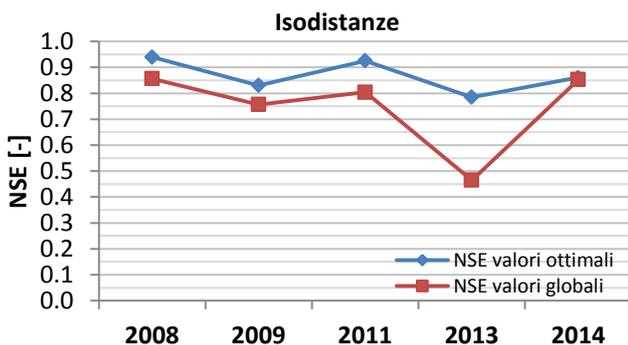
Anche se considerare la capacità di infiltrazione costante porta, per questi 5 casi, ad errori accettabili, l'applicazione all'evento 2016, come verrà mostrato in seguito al paragrafo 6.2.2, restituisce un valore di picco incompatibile con l'idrogramma registrato. La piena del 2016 presenta infatti un andamento delle piogge simili a quella del 2014, per cui l'evoluzione della saturazione del suolo a seguito di piogge antecedenti di intensità minore porta ad una successiva portata massima molto più elevata.

5.3.2 Coefficiente di deflusso variabile nel tempo

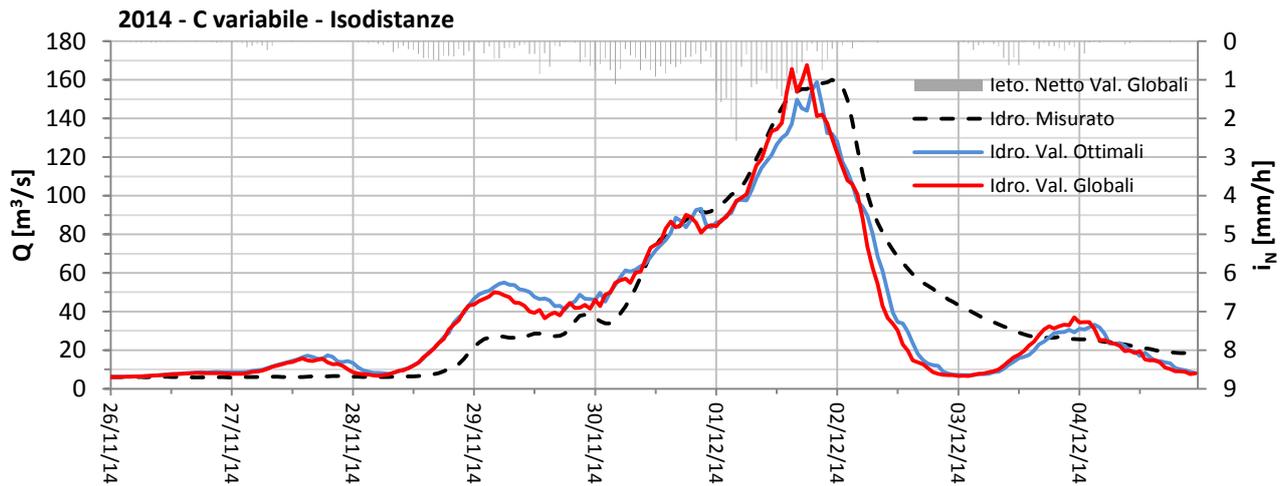
Relativamente al MAE si osserva una stabilità lievemente minore rispetto al metodo con coefficiente costante nel caso delle isodistanze (si passa da una media di 11 m³/s a 15 m³/s), mentre nel caso di Chezy il valore medio si mantiene pari a 14 m³/s. Tuttavia, in entrambi i casi, l'errore medio tra gli idrogrammi risulta più basso considerando il coefficiente variabile rispetto a quello costante, anche a seguito dell'applicazione di valori globali: sostanzialmente il netto miglioramento è portato da una simulazione più accurata della fase di crescita dell'idrogramma.



Anche la NSE si mantiene maggiormente invariata nel caso della funzione di risposta di Chezy: per le isodistanze si passa da una media complessiva di 0,868 a 0,747 mentre per Chezy da 0,774 a 0,750. Ricordando che la NSE risulta variabile nell'intervallo $(-\infty, 1]$, vale la pena sottolineare come il modello con coefficiente di deflusso variabile mantenga, anche a seguito dell'applicazione di valori globali, un'efficienza prossima all'unità e molto maggiore rispetto agli altri due casi in cui la perdita per infiltrazione viene considerata sotto ipotesi differenti.

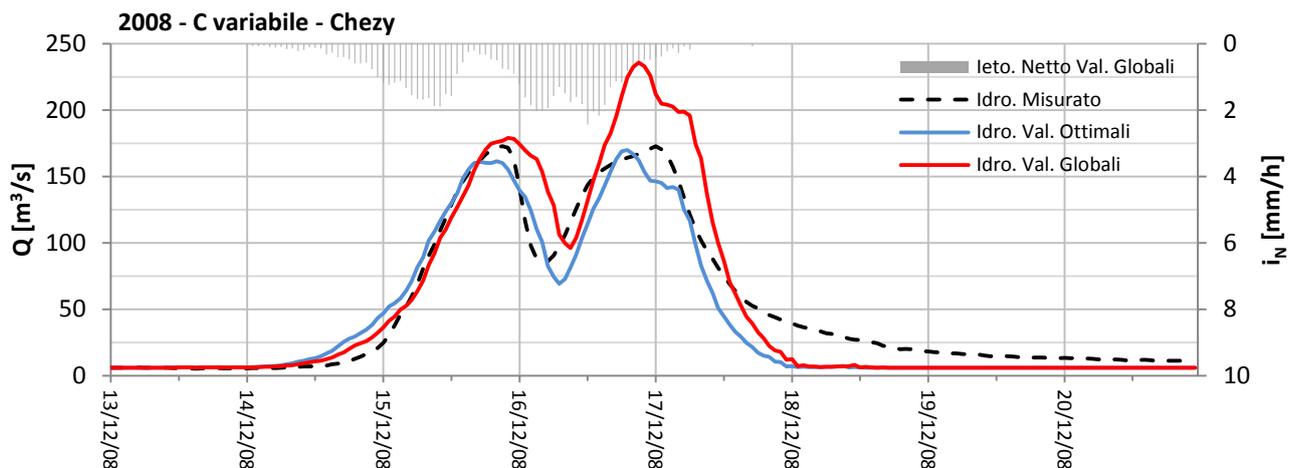


Di seguito vengono riportati alcuni idrogrammi risultanti dalla calibrazione; i restanti possono essere consultati in appendice.

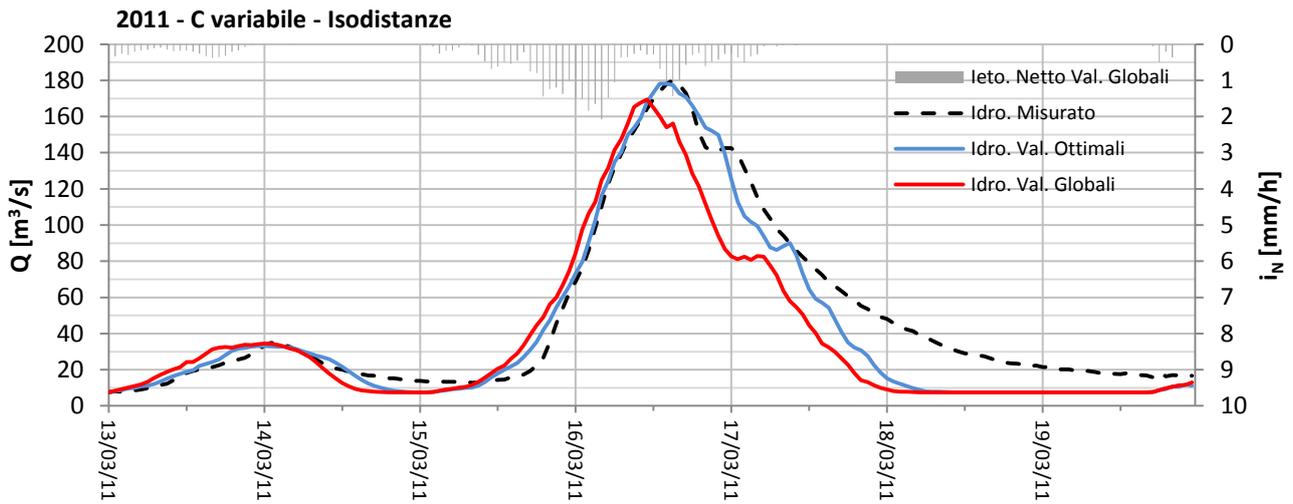


L'evento presenta un fitting quasi perfetto, in quanto la fase di crescita viene simulata in maniera consistente e viene mantenuta la stabilità a seguito dell'applicazione dei parametri globali: si passa, infatti, da un valore di picco di $159 \text{ m}^3/\text{s}$ a uno di $168 \text{ m}^3/\text{s}$, con un errore percentuale $e_{Q_{\text{peak}}} = 3,9 \%$.

L'evento che viene peggio approssimato con questo metodo risulta quello del 2008:

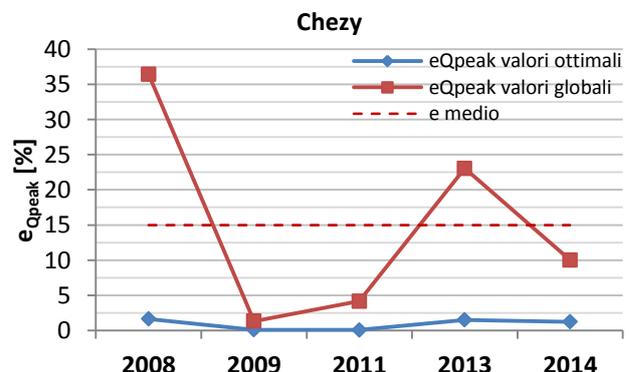
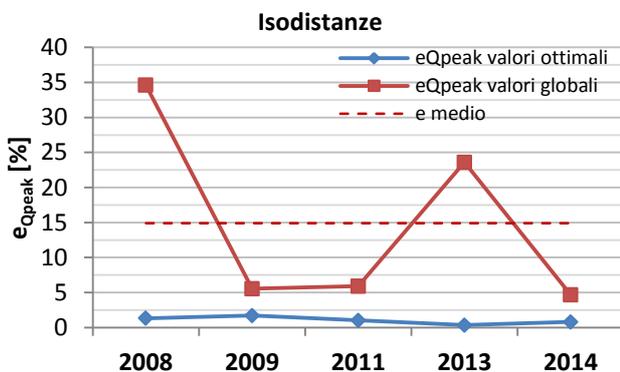


La piena di Dicembre 2008 è caratterizzata da un doppio picco conseguente a piogge di analoga intensità e breve durata, pertanto il metodo che meglio approssima l'evento è quello in cui la perdita per infiltrazione viene mantenuta costante; per l'appunto, l'idrogramma ottimale, viene calcolato con un gradiente di coefficiente di deflusso quasi nullo ($dC/dt = 0,0008 \text{ 1/h}$), ben distante dal valore globale calcolato come media complessiva di tutti i modelli ($dC/dt = 0,0022 \text{ 1/h}$). L'esito è una sovrastima del secondo picco, che passa da $170 \text{ m}^3/\text{s}$ a $236 \text{ m}^3/\text{s}$ (con un errore rispetto all'idrogramma registrato $e_{Q_{\text{peak}}} = 36,5 \%$). Tuttavia, il caso in esame, presenta un trend di precipitazioni molto differente da quello del Novembre 2016, in quanto caratterizzato da breve durata ed elevata intensità, e che perciò non causa una netta evoluzione della saturazione del terreno: di conseguenza, appare lecito dare un peso minore all'errore commesso per questo episodio ai fini della previsione del picco di portata dell'evento 2016.



La piena del 2011 appare quella meglio approssimata dal metodo con C variabile, in quanto vi è una corrispondenza quasi perfetta tra idrogramma ottimale e registrato (fatta eccezione per la coda destra, non rappresentativa per il deflusso base considerato costante): l'evento viene infatti contraddistinto dai parametri di errore minimi tra tutti quelli simulati. Si ottiene inoltre una grande stabilità: a seguito dell'applicazione dei parametri globali, il picco passa da $178 \text{ m}^3/\text{s}$ a $169 \text{ m}^3/\text{s}$, con un $e_{Q_{\text{peak}}} = 5,9 \%$.

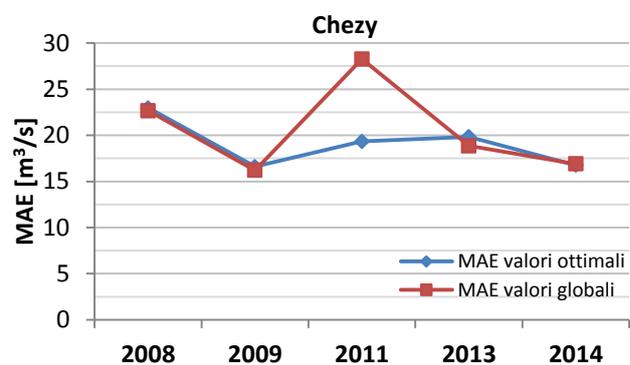
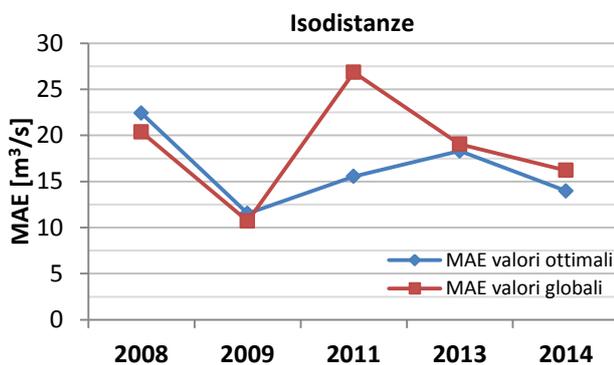
Il modello in esame, anche se presenta gli errori minori dal punto di vista di MAE e NSE, risulta essere più instabile di quello per cui C viene mantenuto costante, in quanto si verifica una variazione media di errore sul picco maggiore: per le isodistanze $e_{Q_{\text{peak}}} = 14,9 \%$ e per Chezy $e_{Q_{\text{peak}}} = 15,0 \%$. I due eventi che causano un innalzamento dell'errore medio risultano, per ambo le funzioni di risposta, quelli del 2008 e del 2013: entrambi sono caratterizzati da un trend di precipitazione ben diverso rispetto a quello del 2016, in quanto contraddistinto da una durata minore ed una elevata intensità; pertanto, si considera l'instabilità locale di tali eventi con un peso minore ai fini della previsione del picco dell'idrogramma 2016.



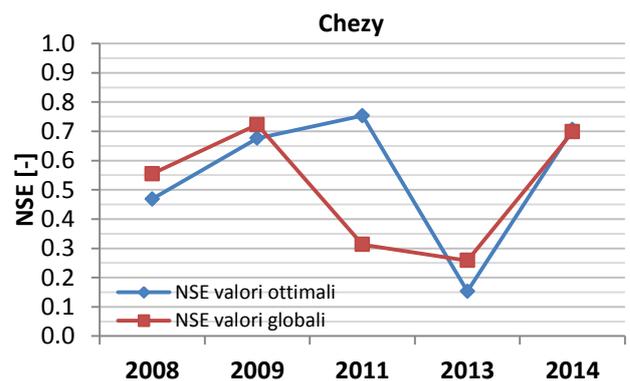
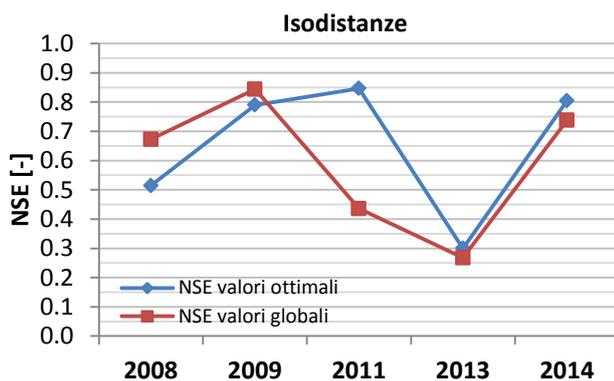
5.3.3 SCS Curve Number

Il metodo del CN tende, con comportamento divergente rispetto al coefficiente di deflusso costante, a sovrastimare la capacità di infiltrazione del terreno; pertanto, per i due modelli si ottengono errori di stima con il medesimo ordine di grandezza, in generale più elevato rispetto a quello con coefficiente di deflusso linearmente variabile.

Fatta eccezione per la piena del 2011, si riscontra una stabilità elevata a seguito dell'applicazione di parametri globali per tutti gli eventi: infatti, il MAE medio passa da 16 m³/s a 19 m³/s per le isodistanze e da 19 m³/s a 21 m³/s per Chezy.

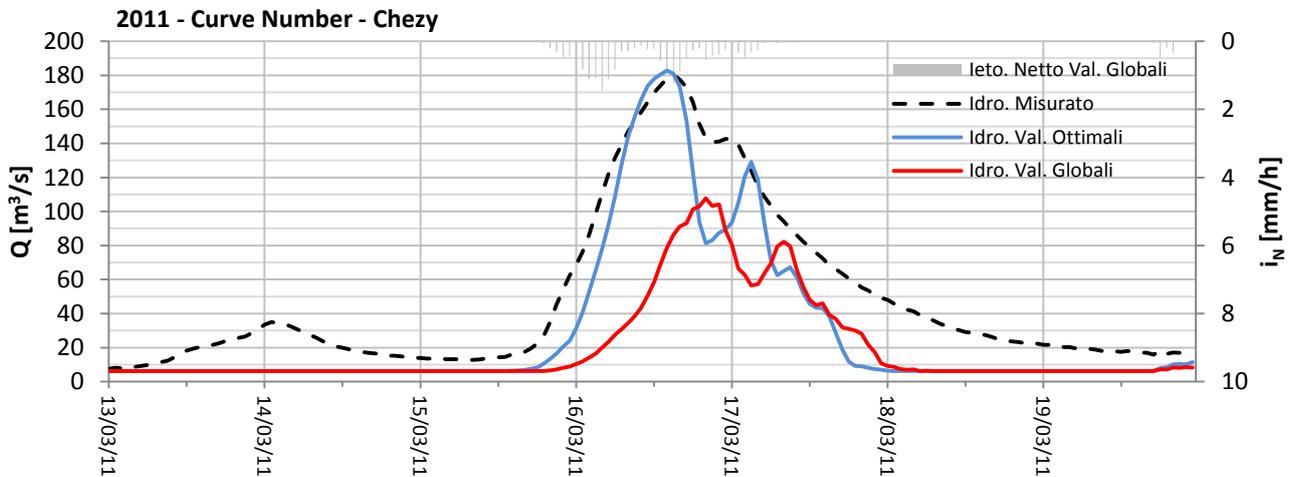


Anche la NSE si mantiene stabile (fatta eccezione dell'evento 2011) e con un valore prossimo a quello ottenuto con il metodo del coefficiente di deflusso costante: si passa da una media complessiva di 0,651 a 0,591 per le isodistanze e 0,552 a 0,509 per Chezy.



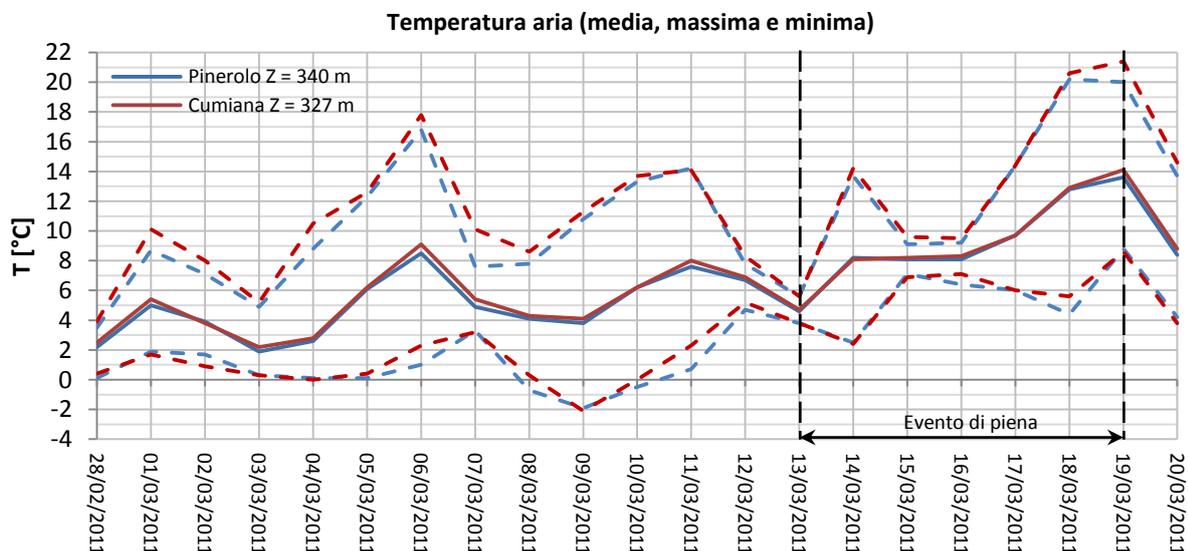
Il pessimo adattamento dell'evento 2011 è portato da un parametro ottimale di stima molto diverso dal valore utilizzato come globale: si passa infatti da un CN = 60 per le isodistanze e CN = 58 per Chezy ad un valore medio complessivo pari a 50. Lo scarto di 10 punti rispetto al valore medio risulta essere il massimo tra i 5 eventi di piena (seguito da uno scarto di 6 punti per l'evento 2008, anch'esso con un adattamento non ottimale), e che perciò restituisce una risposta ben diversa rispetto quella registrata.

Il risultato, per la piena del 2011, è una pesante sottostima della portata al colmo, che passa da $183 \text{ m}^3/\text{s}$ a $108 \text{ m}^3/\text{s}$, con un errore massimo tra tutti i modelli, pari a $e_{Q_{\text{peak}}} = 40,2 \%$.

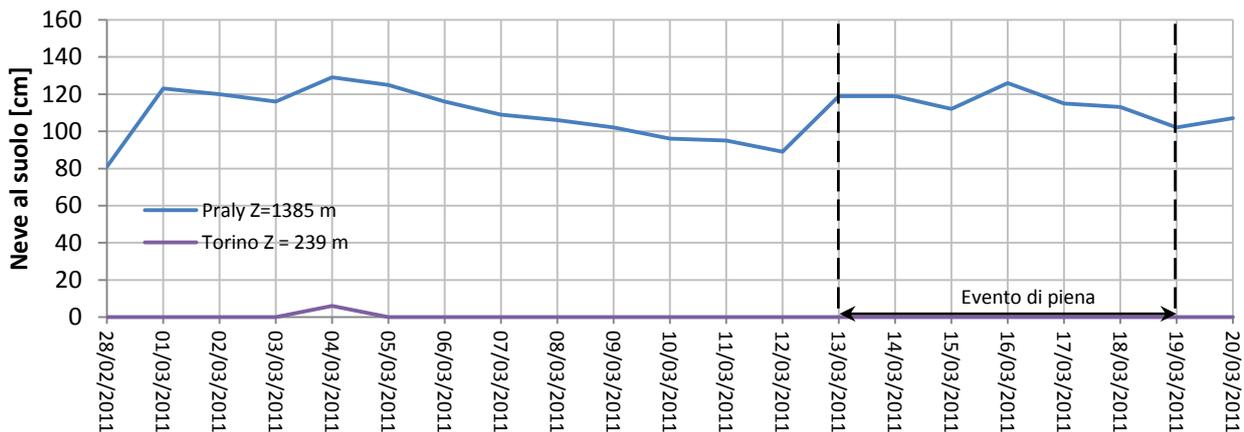
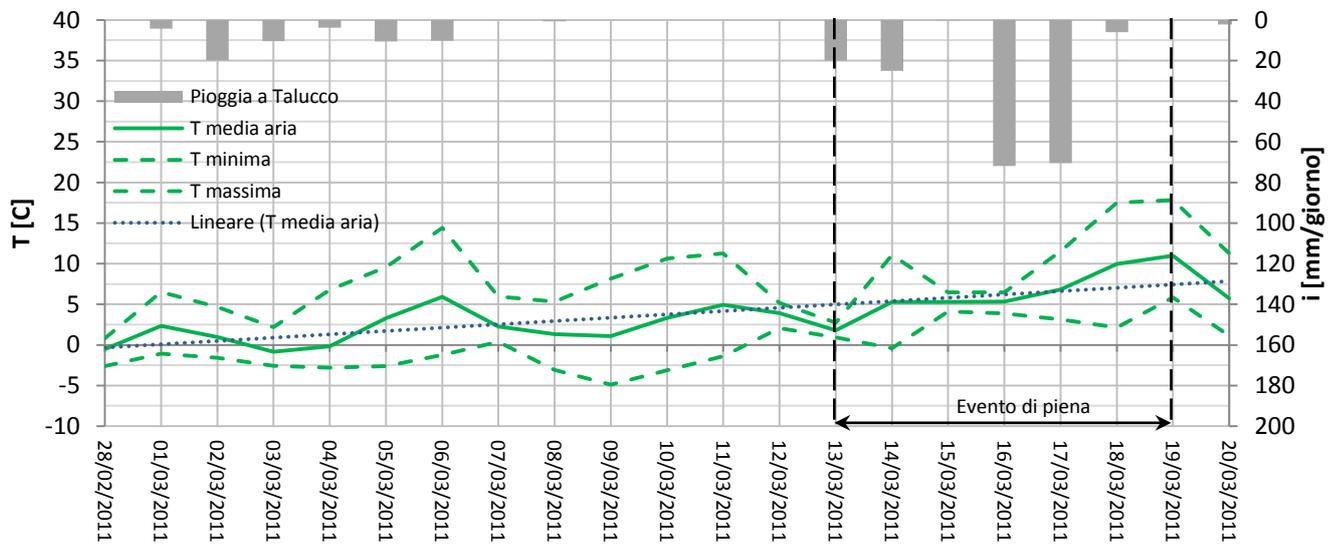


Siccome si vuole attribuire un motivo al pessimo adattamento che caratterizza di questo evento, viene valutato l'andamento delle temperature dell'aria e della neve al suolo delle stazioni nivologiche limitrofe al bacino in esame. Di fatto, considerando che la piena si verifica a metà Marzo, è possibile che il surplus di acqua mancante venga fornito da scioglimento nivale nella parte alta del bacino.

Viene valutata la temperatura in quota in corrispondenza della stazione pluviometrica di Talucco (776 m s.l.m), attraverso una propagazione delle temperature disponibili registrate a Cumiana e Pinerolo (rispettivamente a 327 e 340 m s.l.m), ipotizzando un gradiente termico verticale di $6,5 \text{ }^\circ\text{C}$ ogni 1000 m (valore noto in letteratura e convalidato con una certa approssimazione). Viene inoltre confrontato l'andamento della neve al suolo nelle stazioni di Praly (1385 m s.l.m) e Torino (239 m s.l.m), rispettivamente ad ovest e ad est di Talucco, ad una distanza di circa 23 e 30 Km.



Si stima la temperatura giornaliera alla quota del pluviometro di Talucco (776 m s.l.m) attraverso una media delle temperature di Cumiana e Pinerolo, propagate in quota con un gradiente di 6,5 °C/1000 m.



Nel periodo antecedente l'evento di piena, tra il 1° e il 6 Marzo, il bacino è interessato da precipitazioni. Tuttavia, nel medesimo arco temporale, le stazioni nivologiche di Praly e in particolare di Torino registrano neve al suolo, anche in bassa quota. Risulta dunque lecito pensare che la precipitazione che ha interessato il bacino nel periodo di antecedente la piena fosse nevosa o di pioggia mista a neve; a conferma dell'ipotesi vi è il trend della temperatura media dell'aria, che a 776 m si attesta attorno allo 0 termico (la quota massima del bacino è inoltre di circa 1450 m, tale per cui, per quote maggiori, la temperatura dell'aria risulta minore).

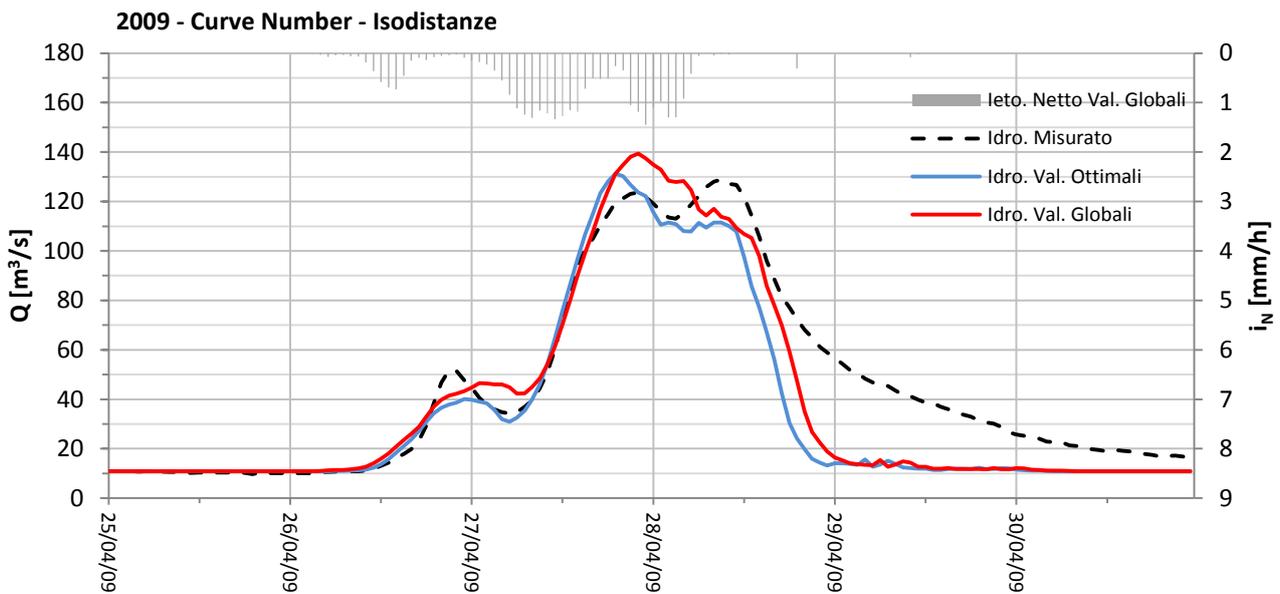
Nei giorni in cui si verifica la piena, dal 13 al 19 Marzo, si registra un netto incremento della temperatura media rispetto al periodo precedente. Sono dunque presenti tutti i presupposti che lasciano pensare ad un accumulo di neve nel periodo antecedente il 13 Marzo, ed un successivo scioglimento concomitante le piogge che hanno causato la piena.

Lo scioglimento nivale spiegherebbe il surplus di acqua mancante che causa un incremento del valore del picco di piena, tale per cui, anche con un Curve Number prossimo a 50, si otterrebbe una portata massima analoga a quella registrata.

Per le altre metodologie che considerano l'infiltrazione attraverso modalità differenti, tale distacco rispetto al valore medio non è così influente: di fatto anche questi metodi propongono parametri ottimali maggiori rispetto al valore medio, ma con uno scarto nettamente minore, tale per cui l'errore commesso tende ad attenuarsi.

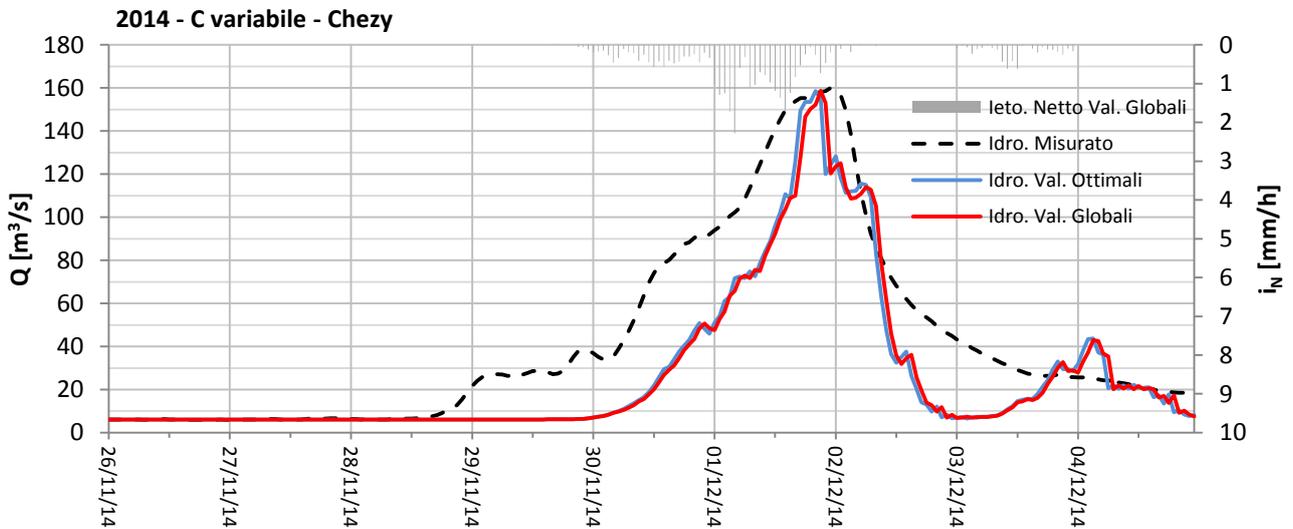
La piena del 2011, stimata con $CN = 58-60$, non risulta dunque rappresentativa ai fini della ricostruzione dell'idrogramma del 2016, non interessato in alcun modo da scioglimento nivale: tuttavia, per tutti gli altri eventi, il metodo CN restituisce risultati apprezzabili, tali per cui si possa considerare valido ai fini della previsione di alluvionamenti.

A titolo di esempio, per la piena del 2009, il metodo CN offre una buona ricostruzione:



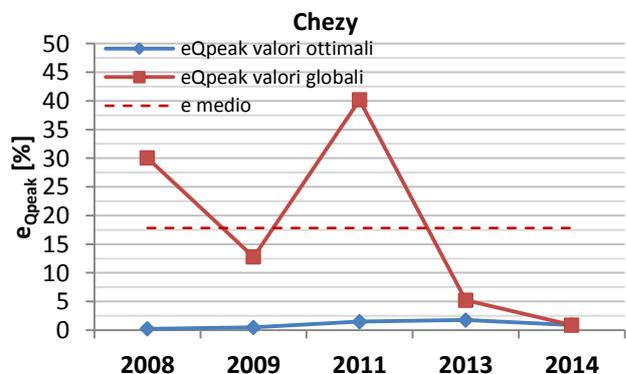
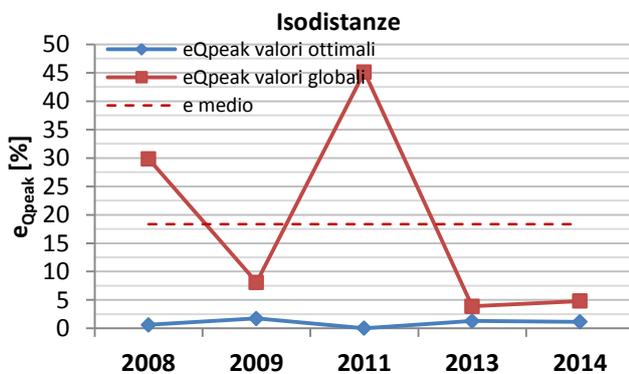
Questo è l'unico caso tra i 5 eventi in cui la capacità di infiltrazione del terreno non viene sovrastimata e si ottiene, sia con CN ottimale pari a 48 che con il CN medio di 50, un ottimo adattamento, con un errore sul picco irrisorio: si passa, infatti, dai $131 \text{ m}^3/\text{s}$ ai $139 \text{ m}^3/\text{s}$, con un errore $e_{Q_{\text{peak}}} = 8,1 \%$.

L'evento del 2014 mostra, diversamente, come il metodo CN sovrastimi l'infiltrazione iniziale, con una conseguente ricostruzione errata della fase di crescita dell'idrogramma:



Nonostante l'incoerente approssimazione della coda sinistra, il picco di portata si mantiene stabile, con un valore che si attesta intorno ai $159 \text{ m}^3/\text{s}$.

Il modello risulta essere più instabile dei due precedenti, in quanto si verifica la variazione media di errore sul picco più alta, con un errore medio globale di $e_{Q_{\text{peak}}} = 18,4 \%$ per le isodistanze e $e_{Q_{\text{peak}}} = 17,9 \%$ per Chezy. I due eventi che causano un innalzamento dell'errore medio risultano, per ambo le funzioni di risposta, quelli del 2008 e del 2011: il primo è caratterizzato da un trend di precipitazioni ben diverso rispetto a quello del 2016, in quanto contraddistinto da un doppio picco di portata causato da piogge di durata minore ed una elevata intensità, mentre il secondo da un'aliquota non trascurabile di acqua portata da scioglimento nivale. Pertanto, si considera l'instabilità locale di tali eventi con un peso minore ai fini della previsione del picco dell'idrogramma 2016.



6. Applicazione dei modelli alla piena 2016

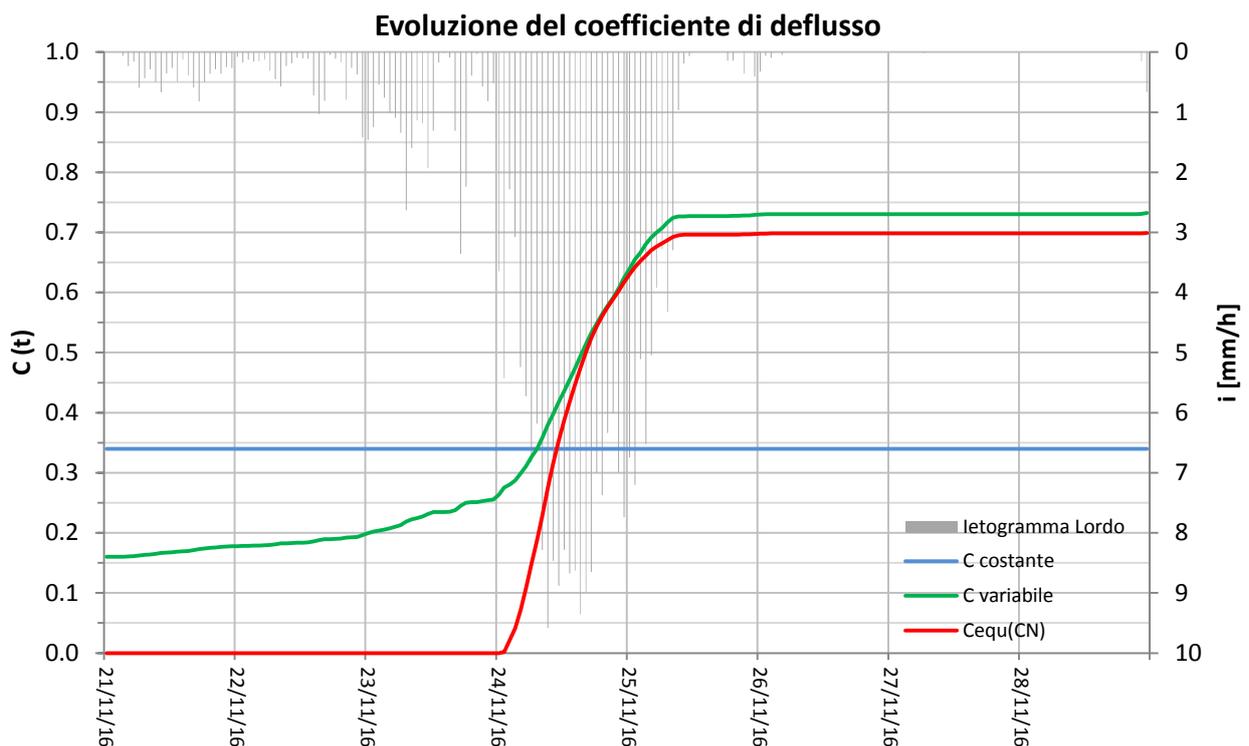
6.1 Pioggia Netta

L'obiettivo della calibrazione dei modelli è finalizzato alla ricostruzione della piena del 2016 che ha causato esondazioni diffuse in tutta la zona di Moncalieri sud. Tale evento è stato contraddistinto da un trend di precipitazioni tipicamente invernali, ovvero con un primo periodo di piogge di bassa intensità che hanno causato la saturazione del suolo, seguito da rovesci di intensità maggiore che hanno provocato un forte innalzamento del livello idrometrico in alveo.

Si vuole porre a confronto l'andamento dei coefficienti di deflusso nel tempo applicando i parametri di infiltrazione desunti in fase di calibrazione, ricordando che il coefficiente di deflusso equivalente riferito al Curve Number è dato, per definizione, dal rapporto istantaneo tra lo ietogramma netto risultato dell'applicazione del metodo con $CN_{globale}$ e lo ietogramma totale.

<i>T. Corrivazione</i>	<i>C costante</i>	<i>C variabile</i>		<i>Curve Number</i>
T_{CB}	C	C_0	$dC/dt _{i=1}$	CN
[h]	[-]	[-]	[1/h]	[-]
21	0.34	0.16	0.0022	50

Tabella 21, parametri di stima per l'evento 2016

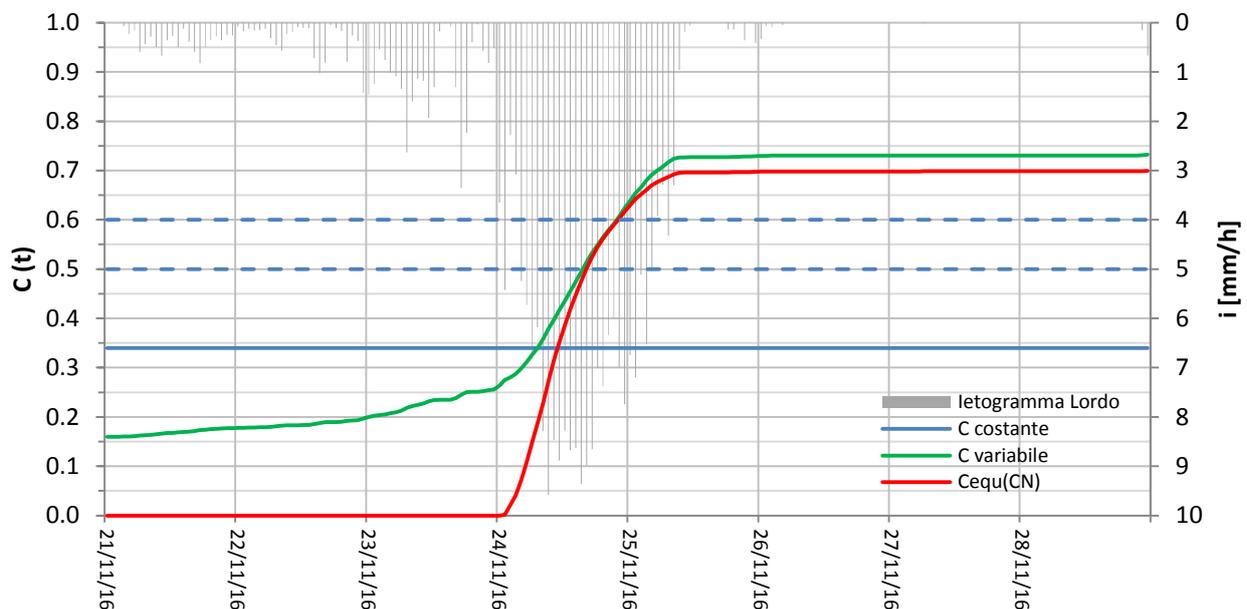


Comparando il coefficiente di deflusso costante con i due variabili, si nota come i termini variabili raggiungano il valore proposto come costante nel momento in cui la precipitazione inizia a crescere di intensità, per una durata di pioggia analoga a quella degli eventi precedentemente considerati. Per durate maggiori, quando si verificano le precipitazioni più consistenti, i coefficienti variabili arrivano ad assumere valori prossimi a 0,7, causando un'amplificazione notevole dello ietogramma netto e di conseguenza della risposta in alveo.

Appare dunque chiara la stretta correlazione tra coefficiente di deflusso e la durata dell'evento di pioggia considerato: siccome i casi analizzati in fase di calibrazione presentano durate di circa 3 giorni (fatta eccezione per l'evento 2014 di 6 giorni, per cui, per l'appunto, il termine ottimale costante risulta molto maggiore rispetto agli altri casi), è lecito pensare che il coefficiente costante precedentemente stimato non generi un buon adattamento dei dati, in quanto correlato ad un andamento dell'infiltrazione conseguente un periodo di pioggia di durata (oltre che di intensità) minore.

Fatta eccezione per il primo tratto in cui, secondo il metodo CN, non è presente in alcun modo ruscellamento superficiale in quanto tutta l'acqua viene immagazzinata nel terreno, l'andamento dei coefficienti di deflusso variabili nel periodo in cui si verifica la porzione più consistente di precipitazioni tende ad essere il medesimo, in quanto il metodo CN, a seguito dell'esaurimento dello Storage del terreno, stima una velocità di saturazione del suolo molto più rapida. Il picco di portata relativo alle due metodologie risulterà dunque analogo.

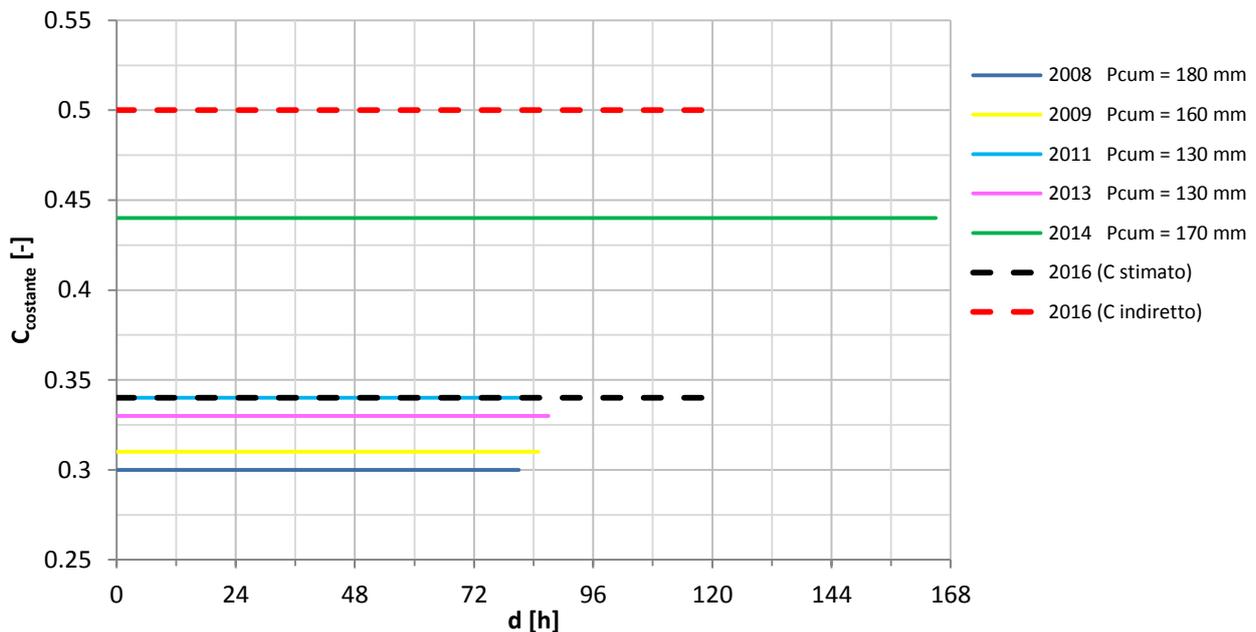
Per ottenere una risposta affine agli altri due modelli in termini di picco di piena, il coefficiente costante, come specificato al paragrafo 4.3.4, dovrà assumere un valore ricadente nell'intorno dato dell'intersezione tra gli altri due metodi, contestualmente compreso nel range $C = 0,5 - 0,6$.



Il valore desunto per via indiretta di C costante appare molto maggiore di quello ottenuto dagli eventi precedentemente calibrati, in quanto questi si differenziano notevolmente per durata e precipitazione cumulata al suolo rispetto alla piena in esame.

Comparando durata, precipitazione cumulata e coefficiente di deflusso ottimale (tale da produrre un picco consistente con la realtà, a prescindere dalla fase di crescita della piena), si nota, infatti, come gli eventi dal 2008 al 2013 presentino durate e precipitazioni cumulate pressoché identiche, e di conseguenza si ottenga per tutti i casi un C ricadente nel range compreso tra 0,30 e 0,35 (l'evento 2011 è interessato, come spiegato al paragrafo 5.3.3, da scioglimento nivale, pertanto ci si aspetta un C depurato dal contributo della neve sensibilmente minore). La piena del 2014, contrariamente, è contraddistinta da una durata fortemente maggiore (più di 48 h), tale per cui il terreno subisce una saturazione più elevata e, per ottenere il medesimo picco registrato, risulta necessario un coefficiente di deflusso largamente maggiore.

Siccome l'evento del 2016 è caratterizzato da una durata minore rispetto a quella del 2014 (e maggiore degli altri casi), ma con una precipitazione cumulata notevolmente più elevata (250 mm), ci si aspetta un coefficiente verosimilmente prossimo a 0,50 piuttosto che a 0,34, valore medio tra gli eventi calibrati.



Appare chiaro quanto la stima di un coefficiente di deflusso univoco calibrato su eventi precedenti di durata ed intensità minore non abbia in realtà un grande potere predittivo, in quanto restituisce un risultato coerente con le piene di magnitudo inferiore; i coefficienti variabili, al contrario, sembrano adattarsi maggiormente anche ad eventi di intensità straordinaria, in quanto assumono un valore in funzione della precipitazione cumulata al suolo, variabile in tutto lo spettro compreso tra zero e l'unità, per cui la durata della precipitazione non risulta più così influente ai fini della stima del parametro.

6.2 Stima dell'idrogramma di piena

6.2.1 Effetto di laminazione

L'idrogramma del 2016 ricostruito dai modelli in corrispondenza della sezione di chiusura del bacino risulta essere quello depurato dall'esondazione laterale di monte.

Di fatto, l'area alla sinistra idrografica del Chisola compresa tra gli argini e il rilevato autostradale e a monte di Tetti Rolle, ha dato origine un'area di laminazione naturale, con conseguente ritardo ed abbassamento del picco di piena.



Figura 22, area allagata dalla piena del Novembre 2016. Fonte Politecnico di Torino.

A causa dell'effetto di laminazione, ci si aspetta dunque un idrogramma registrato ritardato e con valore di picco inferiore rispetto a quello simulato, e che la sua portata massima si collochi sulla coda destra dell'idrogramma risultante dai modelli.

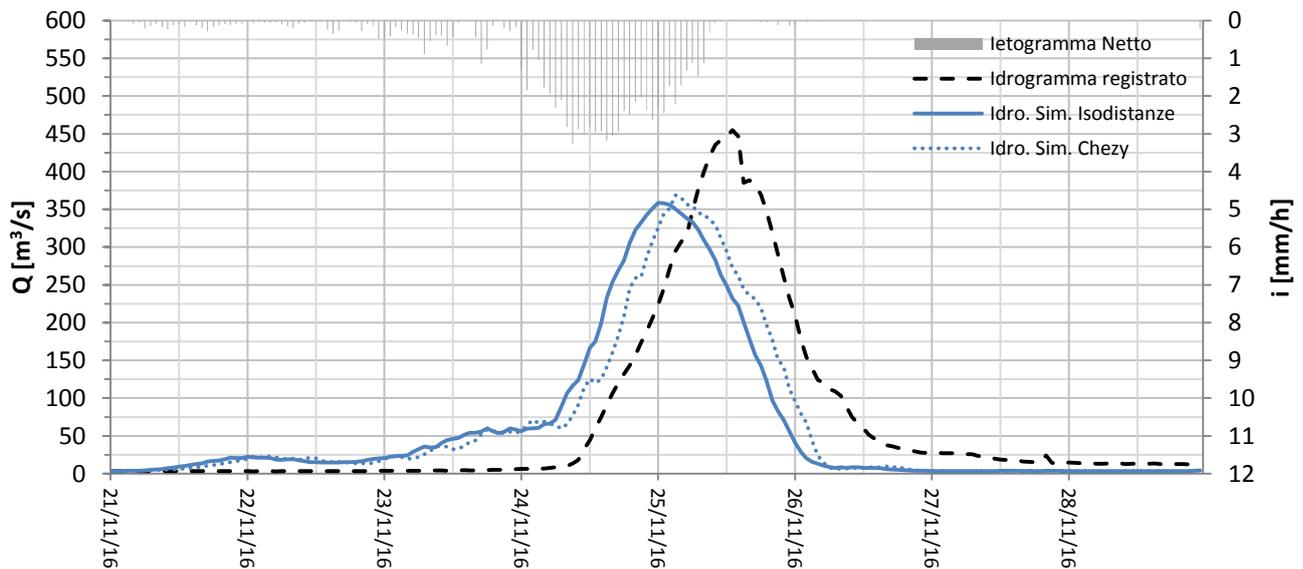
Di conseguenza, il livello di picco corrispondente alla portata massima ottenuta dal modello sarà il valore tale per cui gli argini dovrebbero essere risistemati (adottando un franco idraulico aggiuntivo di sicurezza), al fine di contenere una piena di analoga intensità senza che si verifichi sormonto.

6.2.2 Applicazione dei modelli

Vengono di seguito proposti i risultati dei 6 modelli costruiti e convalidati, utilizzando il tempo di corrivazione e i parametri di deflusso desunti in fase di calibrazione:

<i>T. Corrivazione</i>	<i>C costante</i>	<i>C variabile</i>		<i>Curve Number</i>
T_{CB}	C	C_0	$dC/dt _{i=1}$	CN
[h]	[-]	[-]	[1/h]	[-]
21	0.34	0.16	0.0022	50

- **Coefficiente di deflusso costante**

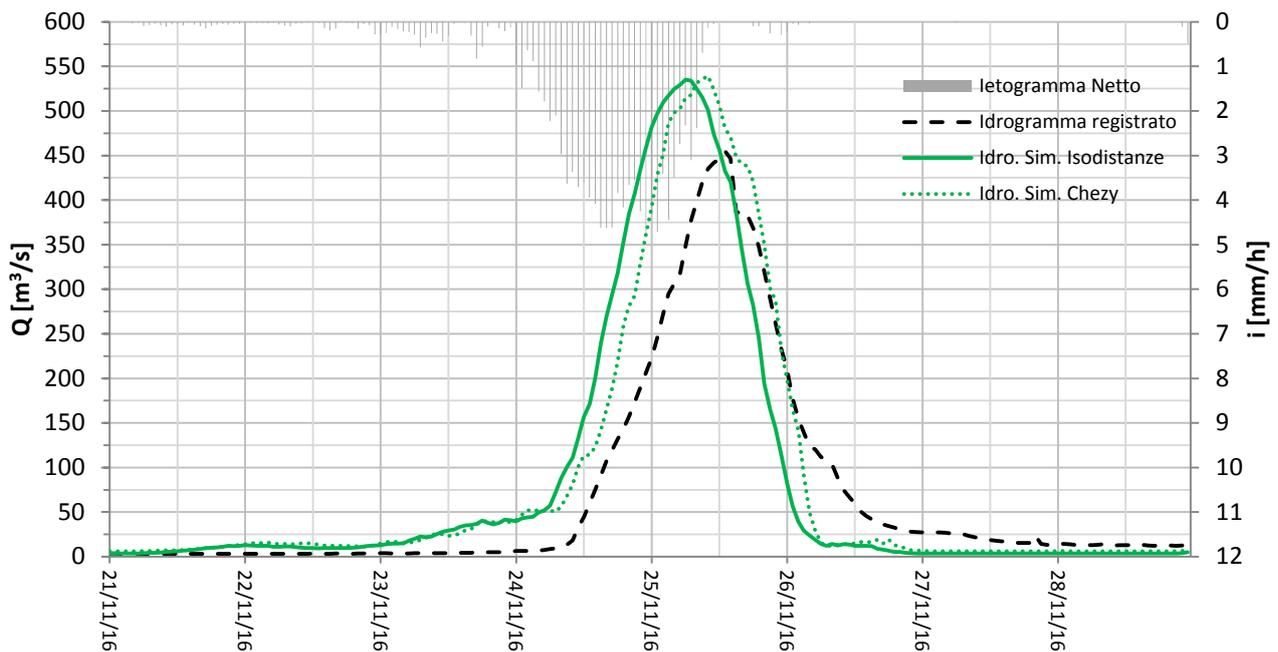


Il risultato appare coerente con quanto ipotizzato al paragrafo 6.1: il picco di portata risulta pesantemente sottostimato in quanto viene utilizzato un parametro di deflusso ricavato sulla base di eventi di piena caratterizzati da piogge di durata ed intensità minore, che provocano una saturazione del suolo più esigua. Si evince una portata di colmo di 359 m³/s per le isodistanze e i 369 m³/s per Chezy, valori completamente incompatibili non solo con il picco registrato, ma anche con l'effetto di laminazione presunto, tale per cui la portata stimata dovrebbe essere verosimilmente maggiore di quella rilevata.

Il risultato finale dimostra come, anche se il metodo appare sufficientemente stabile in fase di calibrazione, per rovesci di intensità superiore non fornisca un buon grado di approssimazione, in quanto non tiene in considerazione la dipendenza né della durata dell'evento di pioggia né della precipitazione cumulata. Tale metodologia risulta dunque applicabile solamente se la stima di C è frutto di una calibrazione di soli eventi di analoga durata ed intensità, i cui dati spesso non sono disponibili all'interno di bacini secondari monitorati da un numero limitato di anni.

Si decide perciò di scartare il modello con C costante ai fini della stima della portata di colmo.

- **Coefficiente di deflusso variabile**

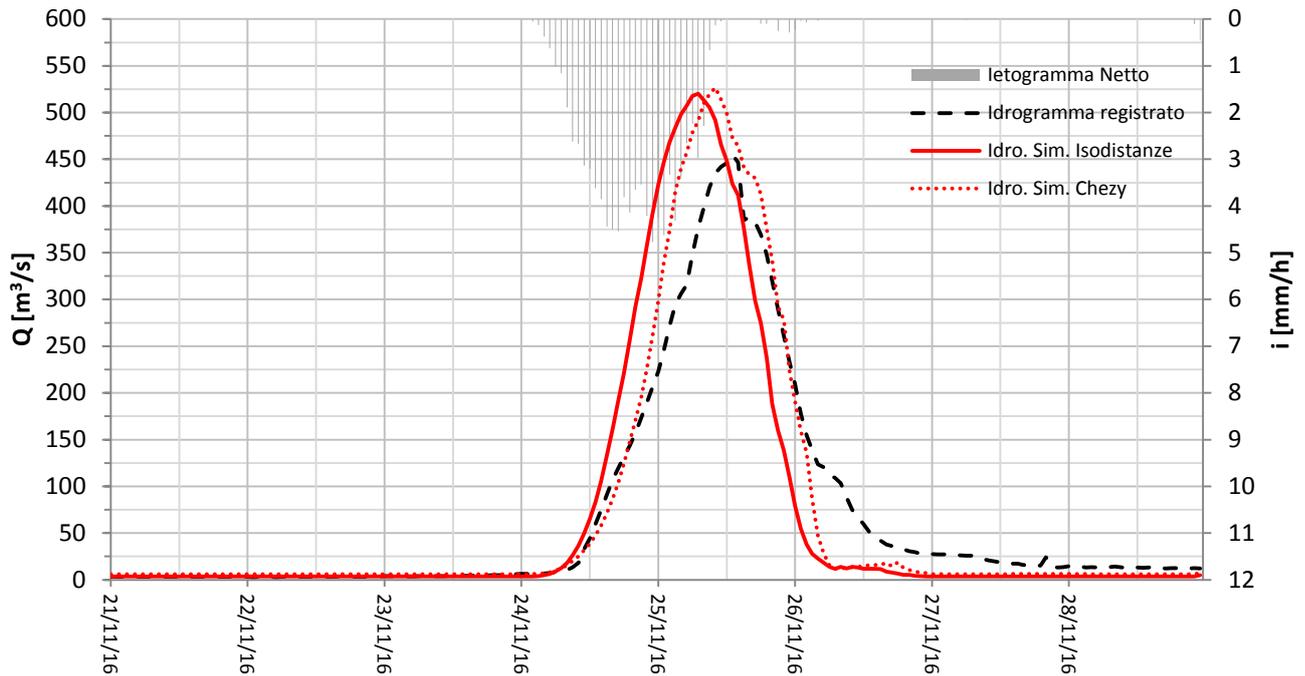


Il risultato ottenuto mediante l'applicazione dei parametri stimati in fase di calibrazione appare verosimile per ambo le funzioni di risposta: si evince una portata di colmo di $535 \text{ m}^3/\text{s}$ per le isodistanze e $543 \text{ m}^3/\text{s}$ per Chezy.

Si ricava, in entrambi i casi, un picco di piena esaltato ed anticipato rispetto al valore rilevato a La Loggia a causa dell'effetto di laminazione portato dall'esonazione a monte: in particolare, il metodo delle isodistanze sembra avere un migliore adattamento, in quanto restituisce un idrogramma simulato la cui coda destra interseca il picco di piena registrato; per il metodo di Chezy, invece, appare chiaro quanto il tempo di corrivazione sia stato in realtà leggermente sovrastimato, come è d'altronde spiegato al paragrafo 5.2.1, a causa del ritardo del picco di 4 ore rispetto al modello abbinato.

La simulazione con C linearmente variabile sembra, in questo caso, sottostimare la capacità di infiltrazione del terreno, in quanto si registra un innalzamento idrometrico antecedente la fase di crescita vera e propria della piena; tale discrepanza è verosimilmente portata dalle piogge: la bassa intensità antecedente il 24/11, lascia completamente al suolo il tempo di assorbire i rovesci senza che si generi in alcun modo ruscellamento superficiale, e di conseguenza l'alveo non subisce un netto incremento di portata. A tal proposito, come esplicito al paragrafo 4.3.4, si presuppone che il modello CN restituisca un risultato che si adatta maggiormente alla fase di crescita della piena, il quanto tende a trascurare la formazione di deflusso superficiale al principio dell'evento.

- **Curve Number**



Anche il metodo elaborato dalla *Soil Conservation Service* restituisce, attraverso il CN desunto in fase di calibrazione, risultati verosimili per ambo le funzioni di risposta: si ottiene una portata di colmo di $520 \text{ m}^3/\text{s}$ per le isodistanze e $530 \text{ m}^3/\text{s}$ per Chezy.

In relazione all'effetto di laminazione portato dal collasso arginale a monte, il picco di piena risulta nuovamente anticipato ed esaltato rispetto all'idrogramma registrato: in particolare, la funzione di risposta basata sulle isodistanze restituisce uno sviluppo temporale della piena migliore, in quanto il picco rilevato a La Loggia si colloca sulla coda destra dell'idrogramma simulato; per il metodo di Chezy, invece, appare chiaro quanto il tempo di corrivazione sia stato in realtà leggermente sovrastimato, in maniera coerente con l'ipotesi del paragrafo 5.2.1, a causa del ritardo del picco di 3 ore rispetto al modello abbinato.

Tuttavia, anche la simulazione ottenuta mediante la combinazione di Curve Number e IUH di Chezy si dimostra coerente con le esondazioni di monte dal punto di vista cronologico: la prime fuoriuscite risultano verificatesi a Tetti Rolle durante la mattinata del 25/11, momento in cui gli idrogrammi iniziano a discostarsi contestualmente all'effetto di laminazione provocato dalla perdita di acqua in alveo.

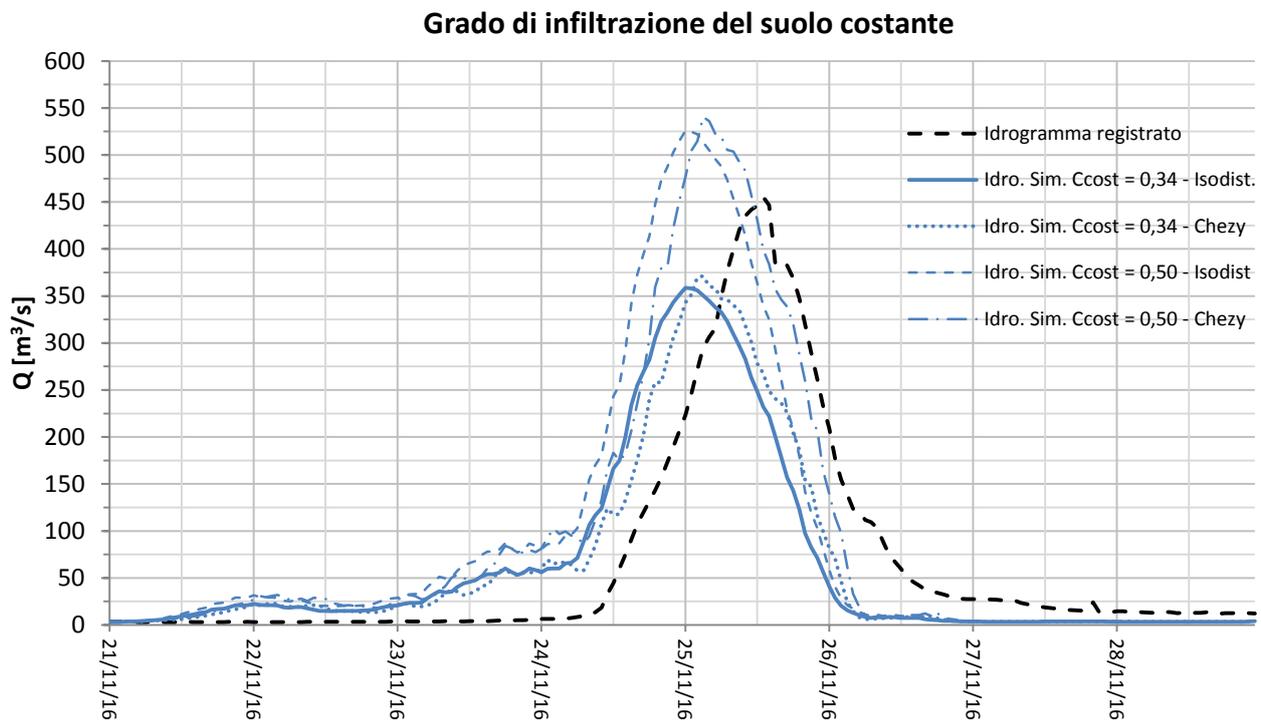
L'infiltrazione al suolo sembra, per questa tipologia di evento, rispecchiarsi perfettamente nel metodo empirico CN: la precipitazione di bassa intensità lascia il tempo necessario al terreno per imbibirsi senza possibilità di generare deflusso superficiale. In tal modo si registra una crescita di livello esattamente concomitante tra idrogramma simulato e registrato.

6.2.3 Confronto dei risultati dei modelli

Il modello che adotta un valore di C costante dimostra quanto l'evoluzione della capacità di infiltrazione del suolo si riveli fondamentale ai fini di una corretta analisi della piena.

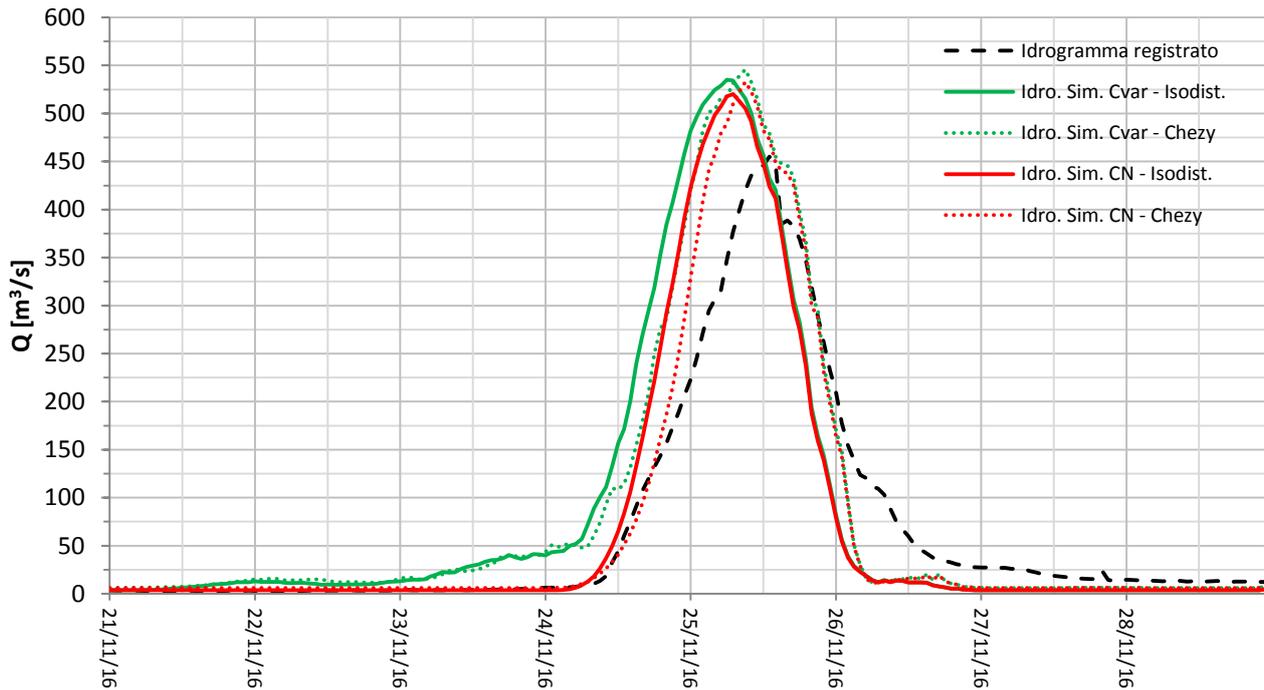
La stima di un coefficiente costante risulta problematica per i bacini secondari monitorati da un numero limitato di anni, in cui spesso non è presente una quantità adeguata di dati di piena di magnitudo analoga a quella identificata come piena di progetto, tali da poter calibrare il parametro di deflusso sulla base di eventi straordinari. Di fatto, al paragrafo 6.2.2, appare chiaro quanto la stima di un coefficiente di deflusso univoco calibrato su eventi precedenti di durata ed intensità minore non abbia in realtà un potere predittivo, in quanto restituisce un risultato coerente con le piene di grado inferiore.

Confrontando l'idrogramma ottenuto adottando il valore di C globale con quello dato dall'applicazione del coefficiente desunto a posteriori al paragrafo 6.1, si nota come, per ottenere un picco avente il medesimo ordine di grandezza dei modelli che considerano l'infiltrazione variabile, risulti necessario impiegare un fattore completamente fuori dall'intervallo dei valori stimati in fase di calibrazione.



L'incertezza associata alla stima di un coefficiente univoco per tutta la durata della piena rende la ricostruzione dell'idrogramma eccessivamente aleatoria e perciò insensata ai fini progettuali. Per tale motivazione i modelli a C costante vengono scartati ai fini della quantificazione del picco.

Grado di infiltrazione del suolo variabile



I quattro restanti modelli che considerano il grado di infiltrazione variabile in corso di evento, contrariamente, non solo restituiscono risultati qualitativamente verosimili, ma offrono una dispersione del valore di picco molto bassa rispetto al valore medio:

$C_{variabile}$	<i>Isodistanze</i>	$Q_{max} = 535 \text{ m}^3/\text{s}$	$Q_{media} = 532 \text{ m}^3/\text{s}$
	<i>Chezy</i>	$Q_{max} = 543 \text{ m}^3/\text{s}$	
CN	<i>Isodistanze</i>	$Q_{max} = 520 \text{ m}^3/\text{s}$	$\sigma_{Qmedia} = 9,6 \text{ m}^3/\text{s}$
	<i>Chezy</i>	$Q_{max} = 530 \text{ m}^3/\text{s}$	

Tabella 22, valori di picco risultati dai modelli

La bassa dispersione dei picchi ottenuti da 4 modelli concettualmente differenti accomunata alla verosimiglianza dell'evoluzione cronologica della portata in alveo evidenzia come i forti rovesci che hanno interessato il bacino del Chisola nel Novembre 2016, nel caso in cui non si fosse verificato un effetto di laminazione naturale portato dalle esondazioni di monte, avrebbero prodotto una portata massima compresa tra i 520 e i 550 m³/s.

Il valore medio ottenuto, in conclusione, si dimostra di carattere straordinario, in quanto la massima portata precedentemente registrata risulta di 180 m³/s; il valore di picco desunto, a causa dell'aleatorietà dei processi di infiltrazione, appare verosimilmente come indicativo, pertanto, per simulazioni atte alla valutazione del livello idrometrico corrispondente al valore di picco finalizzate alla risistemazione degli argini presenti, è più opportuno considerare il range di portate comprese tra 520 e 550 m³/s.

7. Conclusioni

L'applicazione dei modelli costruiti restituisce risultati confortanti dal punto di vista qualitativo, in quanto l'evoluzione cronologica degli idrogrammi e i valori di picco desunti appaiono verosimilmente attendibili e distribuiti all'interno di un range sufficientemente ristretto di portate. Le innumerevoli approssimazioni ipotizzate per la realizzazione di un modello di calcolo dalla semplice costruzione e applicazione, tuttavia, lasciano supporre che il risultato vada interpretato come un ordine di grandezza, plausibilmente variabile attorno al valore medio indicato. Di fatto, in ogni caso, il numero di parametri coinvolti in fenomeni idrologici-idraulici di tale magnitudo si dimostra estremamente vasto, pertanto appare molto complesso stimare con certezza l'entità di piene straordinarie in bacini caratterizzati da un campione così esiguo di dati disponibili.

Ciò che sicuramente si evince dai modelli di calcolo proposti e dalle stime effettuate tramite metodi regionali, è l'inadeguatezza delle opere idrauliche di protezione vigenti nell'area di interesse, non adatte a contenere in sicurezza eventi di piena straordinari come è stato quello del 2016: risulta dunque necessario intervenire per poter assicurare al meglio le strutture e le infrastrutture presenti nella zona alla confluenza con il Po, presumibilmente attraverso la realizzazione di una cassa di laminazione di monte, intervento già ipotizzato nel PAI ma mai realizzato. Una cassa per la laminazione controllata combinata agli argini già costruiti, infatti, provvederebbe, per ogni valore di portata superiore a quella di progetto, alla riduzione del picco di piena, senza inoltre alimentare il falso senso di sicurezza che porterebbe un semplice rialzo arginale.

Nonostante il grado di incertezza intrinseco di fenomeni naturali estremi sia sempre molto elevato a prescindere dalla metodologia utilizzata, la trasformazione afflussi-deflussi si è dimostrata una valida alternativa ai modelli regionali già presenti e largamente utilizzati. Un modello opportunamente calibrato che coinvolga direttamente i valori di pioggia risulta vantaggioso in quanto permette di applicare rovesci con una diversa distribuzione temporale di intensità, al fine di valutare le variazioni di risposta in alveo in termini di portata.

Prototipi analoghi a quello proposto possono trovare un grande riscontro in tutta l'area pedemontana piemontese e non solo, caratterizzata da un vasto numero di bacini di superficie medio-grande, definiti da una porzione relativamente piccola di territorio acclive e una rimanente estensione pianeggiante di dimensioni molto più elevate.

Per questa tipologia di bacini, contraddistinti da funzioni ipsografiche con una repentina crescita finale, il metodo della corrivazione applicato nella sua forma classica, basato sull'ipotesi di isocorrivazione per punti alla medesima quota, si è dimostrato inefficace in quanto produce un deflusso esageratamente impulsivo a causa dell'immediato contributo della porzione meno acclive di territorio. Contrariamente, le ipotesi che tengono conto dell'effettiva distribuzione del reticolo e della pendenza dei versanti, generano simulazioni coerenti con l'evoluzione naturale dell'evento, in quanto tengono presente che nella porzione pianeggiante di territorio il deflusso si muove plausibilmente a velocità minore rispetto al settore pedemontano.

Un ulteriore risultato fondamentale dell'analisi proposta è relativo al contributo della variazione dell'infiltrabilità del suolo nel tempo: stimare un coefficiente di deflusso costante che semplicemente scali di intensità lo ietogramma lordo senza considerare il sistema suolo come un serbatoio, sicuramente non restituisce una buona approssimazione per gli eventi di lunga durata, in cui spesso il picco di precipitazione si osserva a seguito di un periodo di rovesci di bassa intensità, i quali causano una completa imbibizione del suolo e conseguentemente una maggior formazione di ruscellamento superficiale. Si aggiungono, inoltre, considerazioni legate all'inadeguatezza della stima di un solo coefficiente costante che al suo interno raccolga tutte le incertezze intrinseche delle perdite idriche, sulla base di uno scarso campione di dati relazionati ad eventi che hanno prodotto portate di picco inferiori: siccome il rapporto tra la precipitazione cumulata e il valore della portata massima prodotta non si mantiene costante, ma appare come una funzione della durata dell'evento, della distribuzione temporale dell'intensità di pioggia e dell'evoluzione della saturazione del suolo, stimare un coefficiente costante sulla base di eventi precedenti molto diversi da quello in esame produce risultati completamente erranei.

I meccanismi che contemplano (seppur secondo presupposti differenti) l'incremento del ruscellamento prodotto tenendo presente le caratteristiche omesse dal valore costante, al contrario, sembrano adattarsi maggiormente anche ad eventi di intensità straordinaria per questa tipologia di bacini, contraddistinti da un alto tasso di superficie agricola pianeggiante ad elevata permeabilità, in quanto lasciano al coefficiente di deflusso variabile la possibilità di assumere un valore in tutto lo spettro compreso tra zero e l'unità, in funzione della precipitazione cumulata al suolo, per cui la durata dei rovesci non risulta più così influente ai fini della stima del picco di piena.

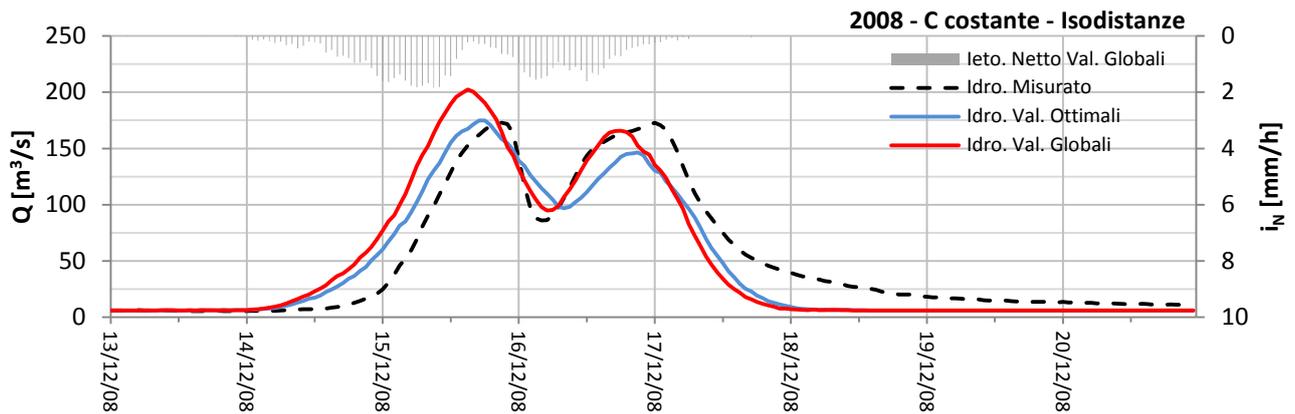
Dall'analisi redatta si deduce che il metodo della corrivazione, opportunamente riformato nel contesto in esame, potrebbe rappresentare una valida alternativa di calcolo per tutti quei bacini pedemontani caratterizzati da un basso numero di osservazioni e da una elevata incidenza della perdita per infiltrazione: da studi comparativi con i bacini attigui dotati da un numero di osservazioni maggiori, sarebbe possibile avvalorare l'ipotesi proposta e, al contempo, valutare un' eventuale correlazione tra i parametri di infiltrazione di bacini limitrofi.

Appendice

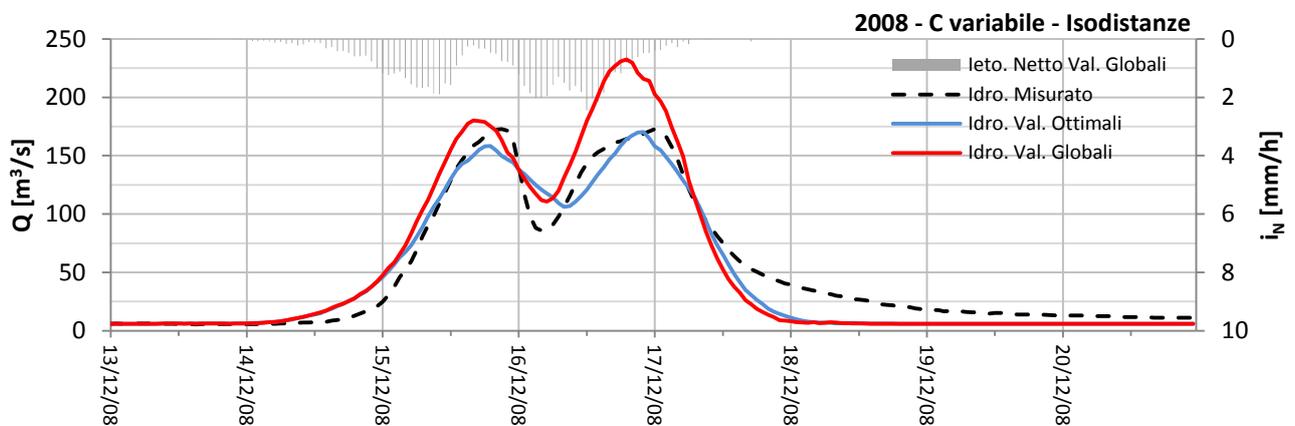
Evento Dicembre 2008

Funzione di risposta - Isodistanze

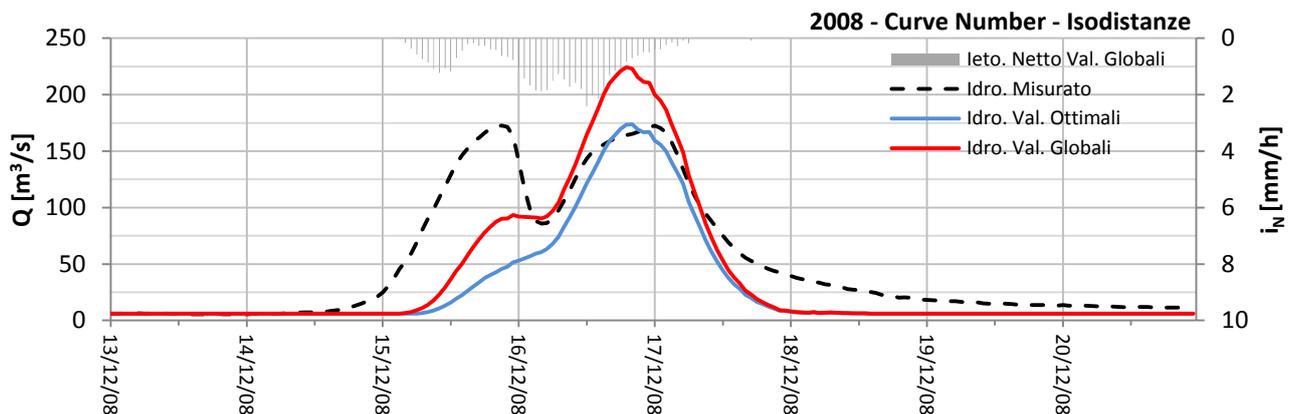
Coefficiente di deflusso costante



Coefficiente di deflusso variabile

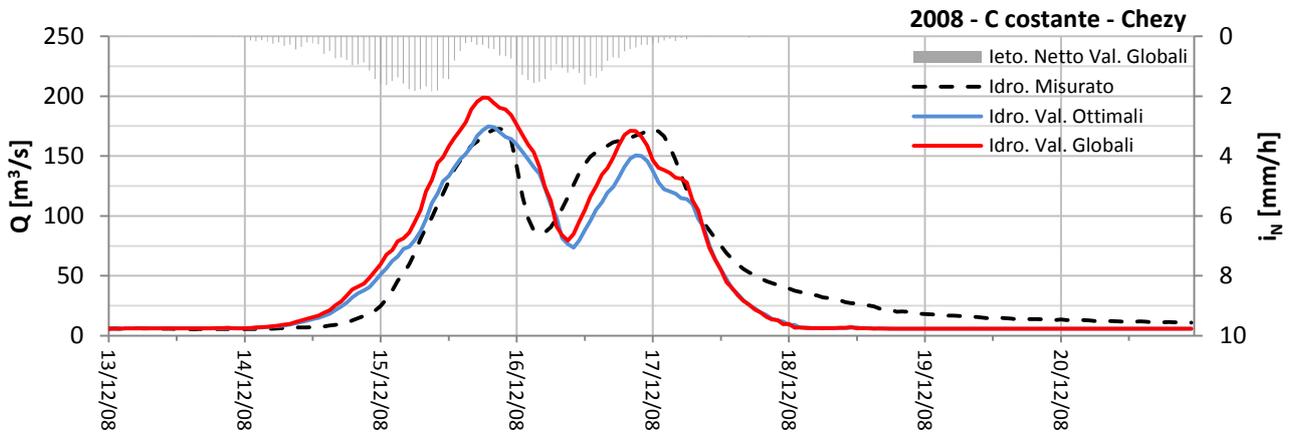


Curve Number

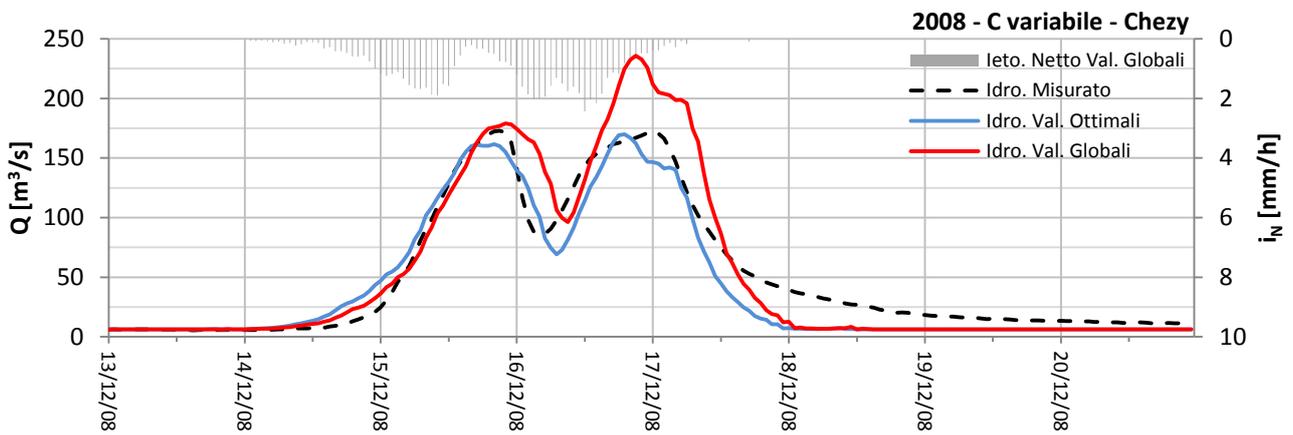


Funzione di risposta - Chezy

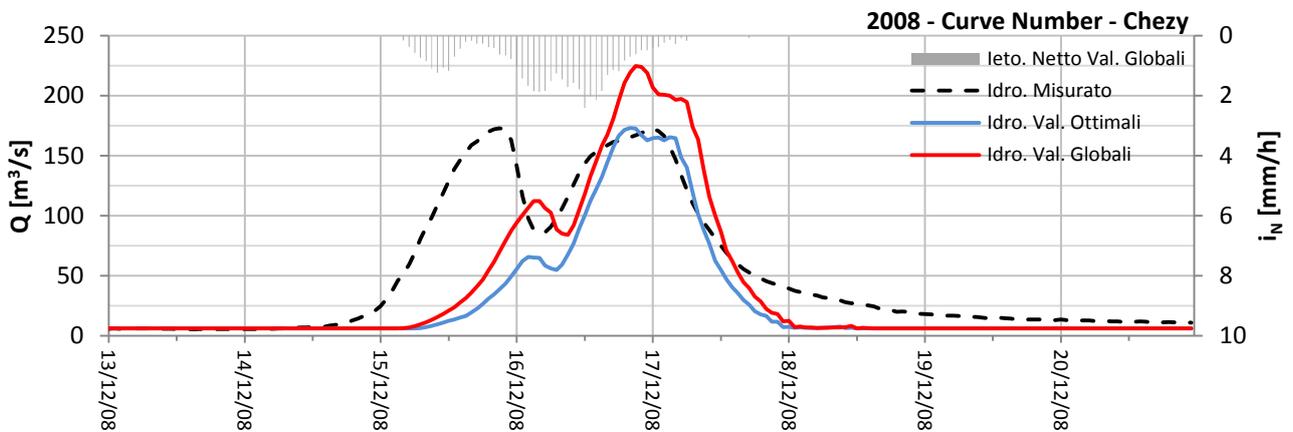
Coefficiente di deflusso costante



Coefficiente di deflusso variabile



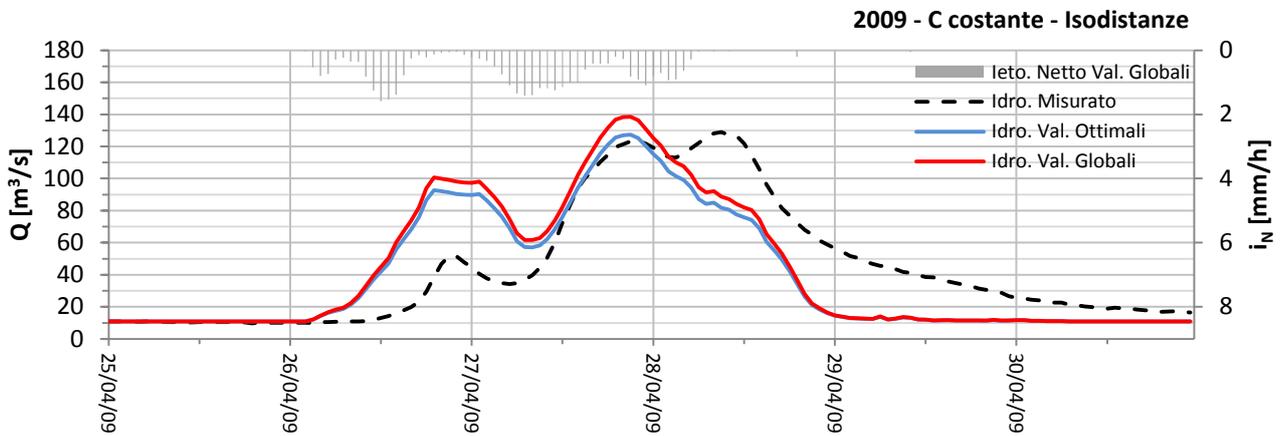
Curve Number



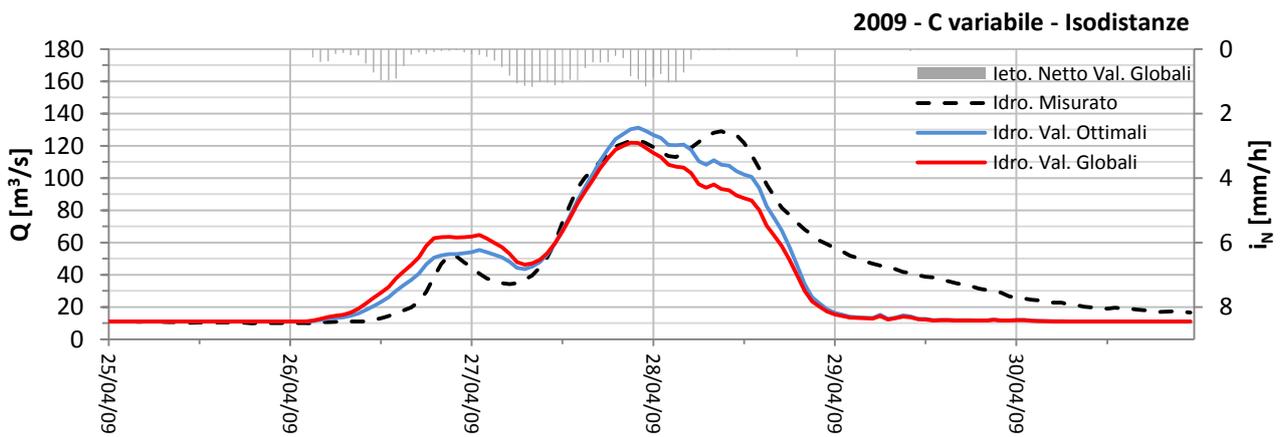
Evento Aprile 2009

Funzione di risposta - Isodistanze

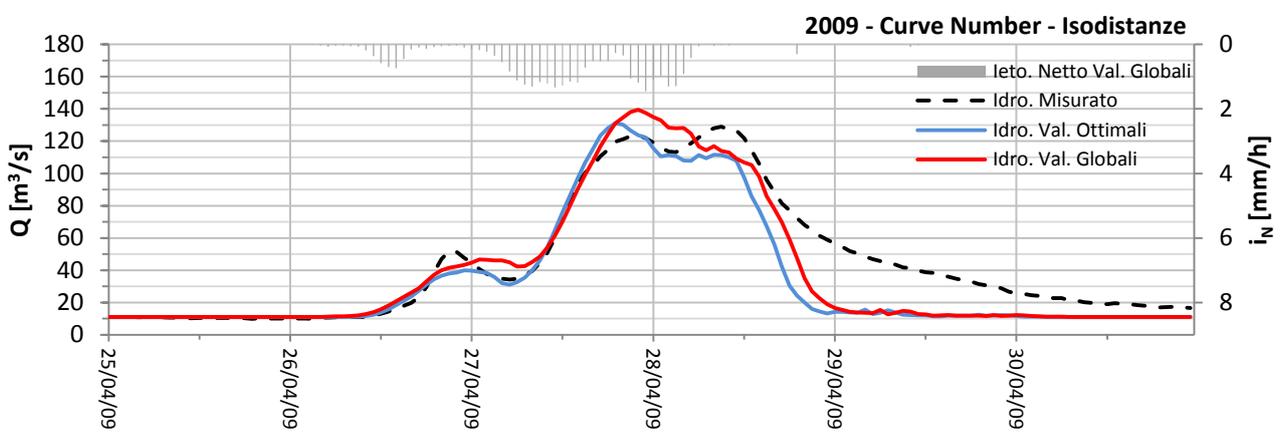
Coefficiente di deflusso costante



Coefficiente di deflusso variabile

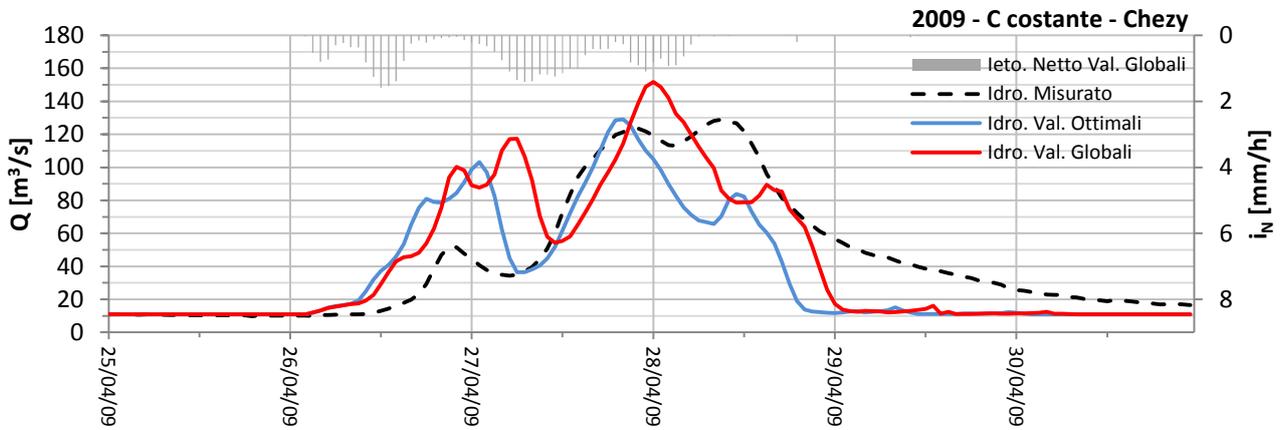


Curve Number

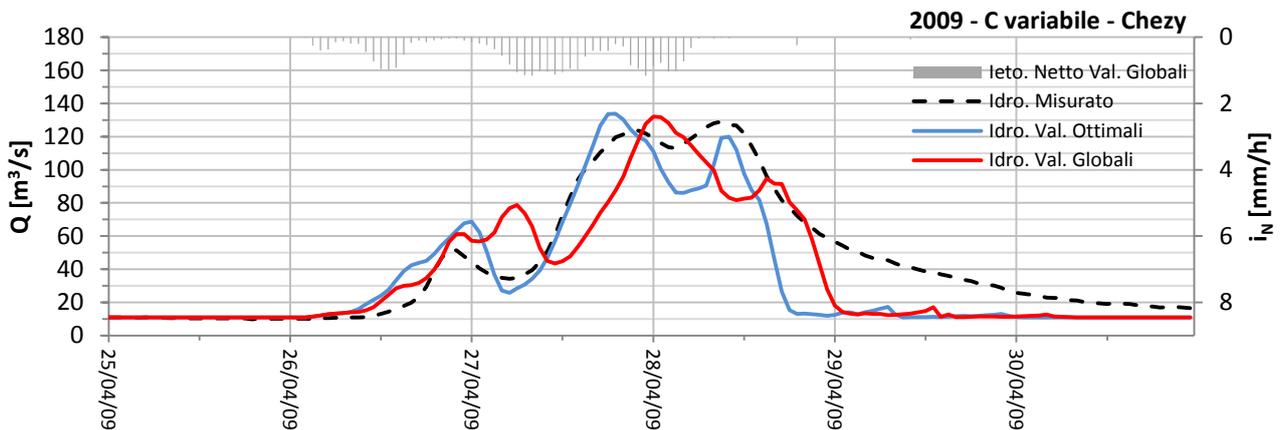


Funzione di risposta - Chezy

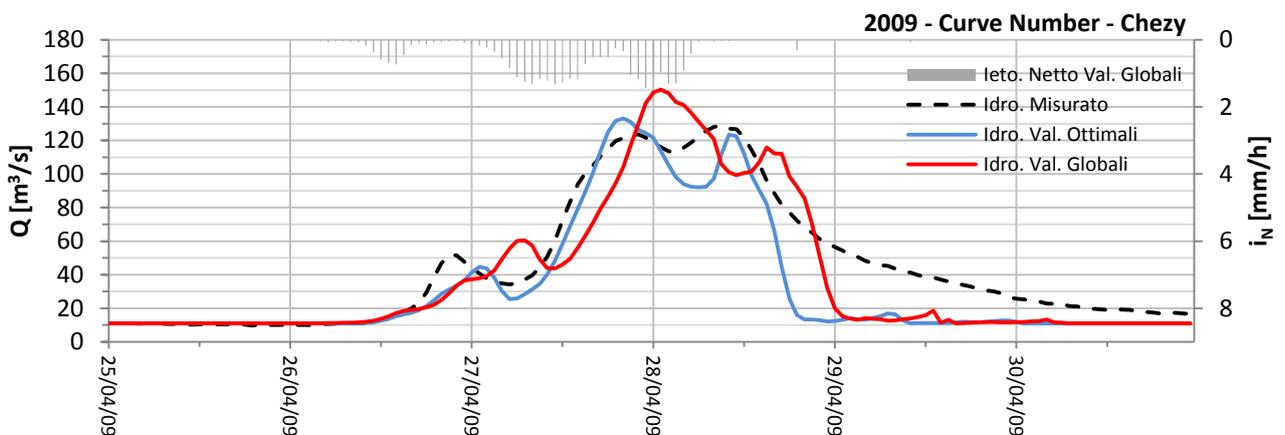
Coefficiente di deflusso costante



Coefficiente di deflusso variabile



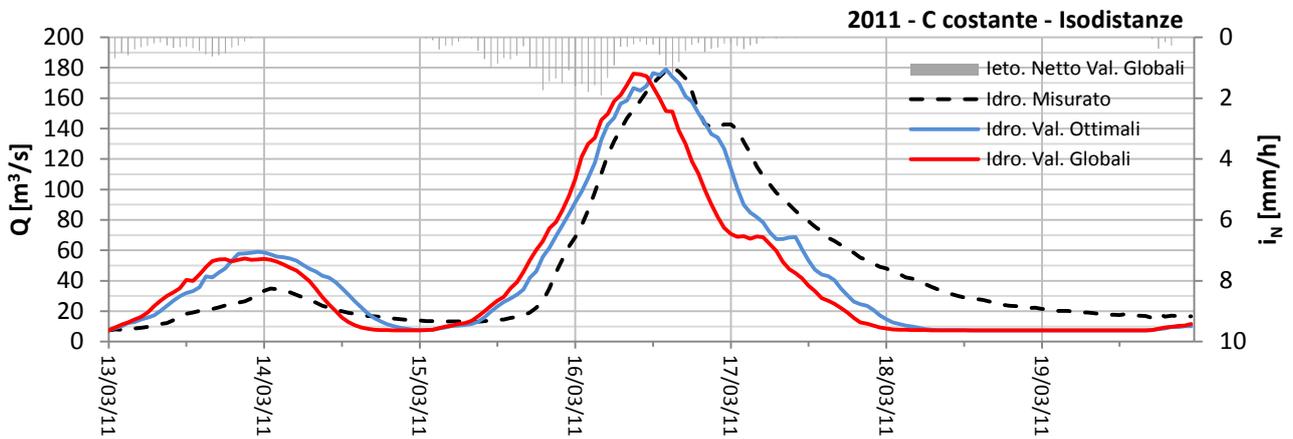
Curve Number



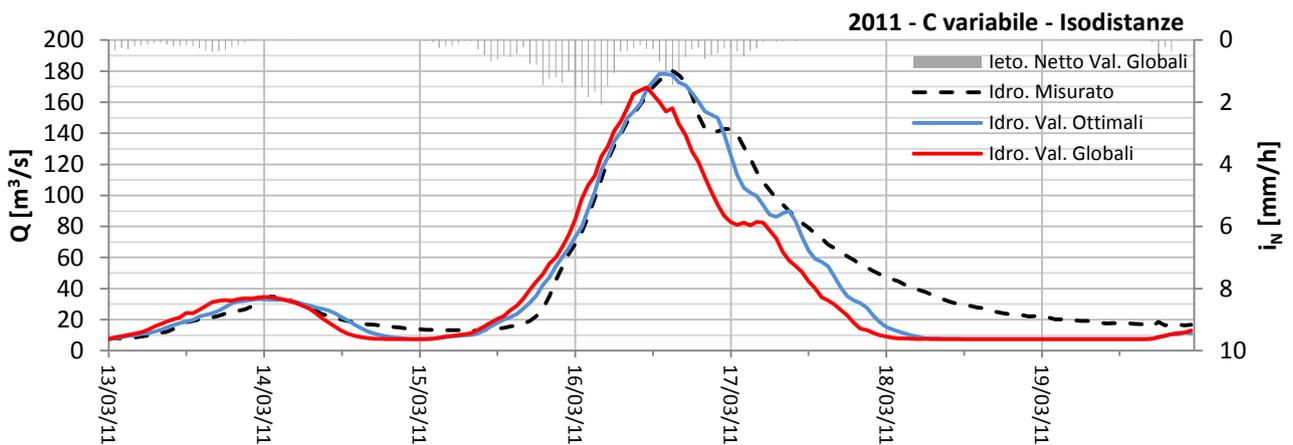
Evento Marzo 2011

Funzione di risposta - Isodistanze

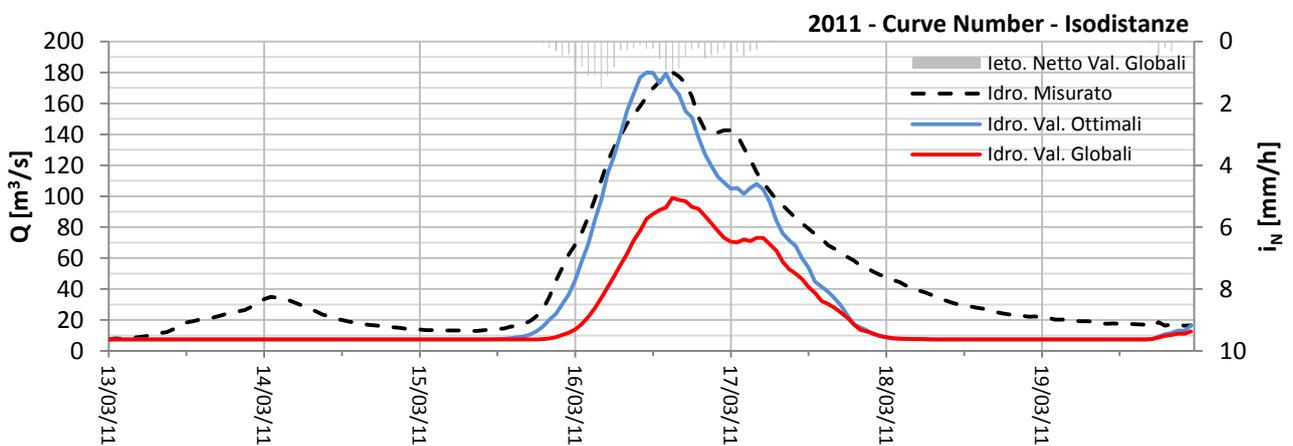
Coefficiente di deflusso costante



Coefficiente di deflusso variabile

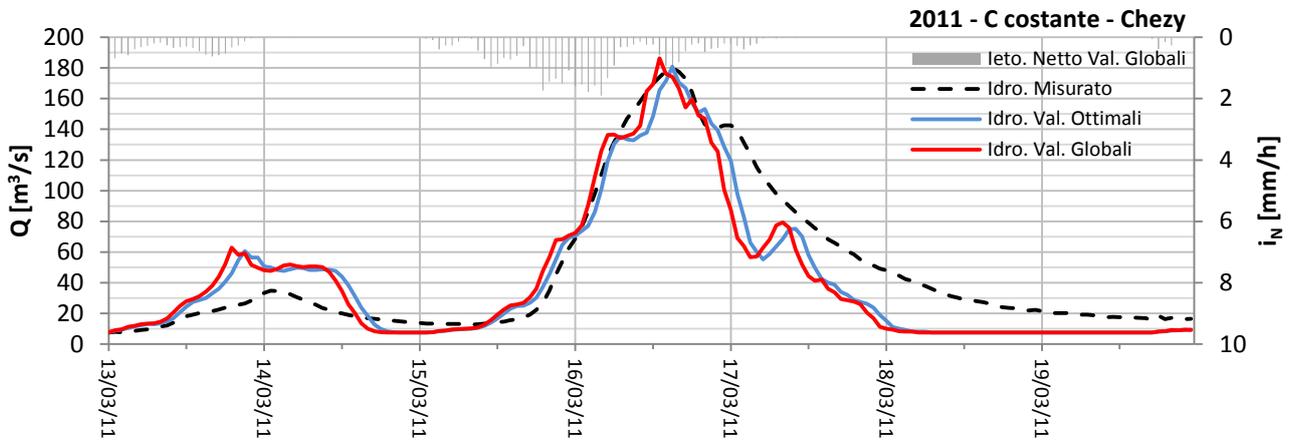


Curve Number

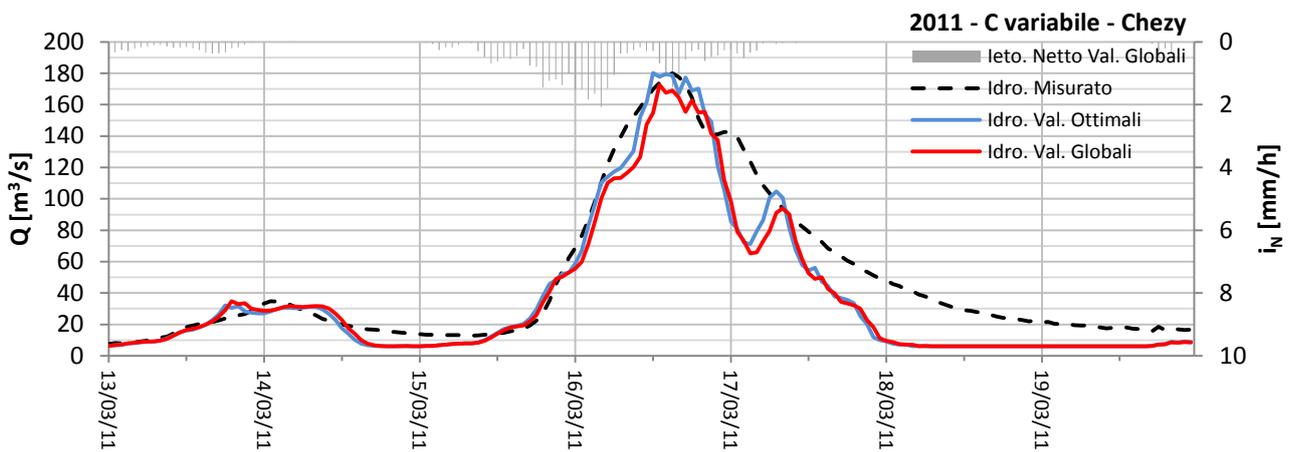


Funzione di risposta - Chezy

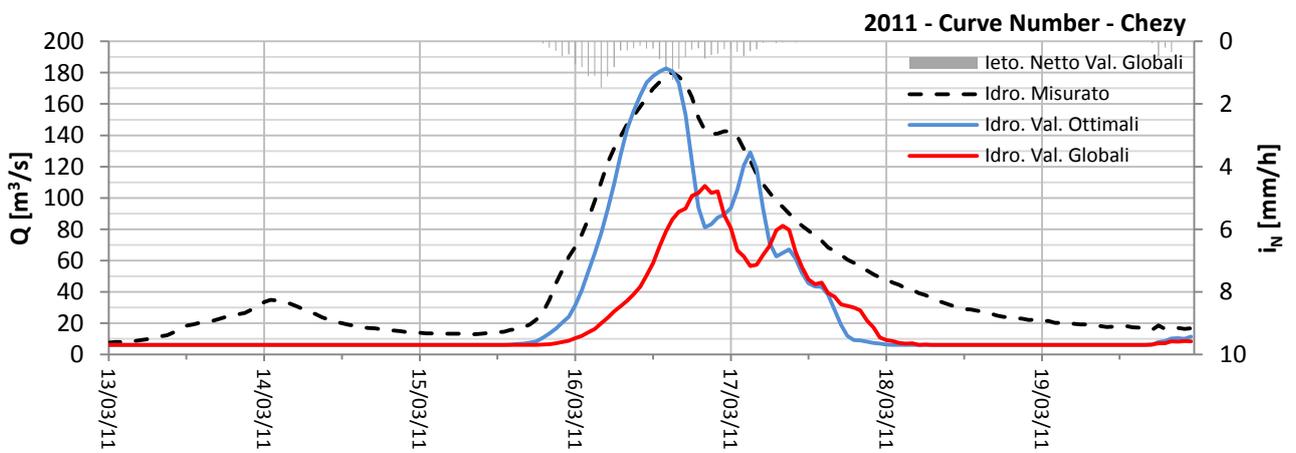
Coefficiente di deflusso costante



Coefficiente di deflusso variabile



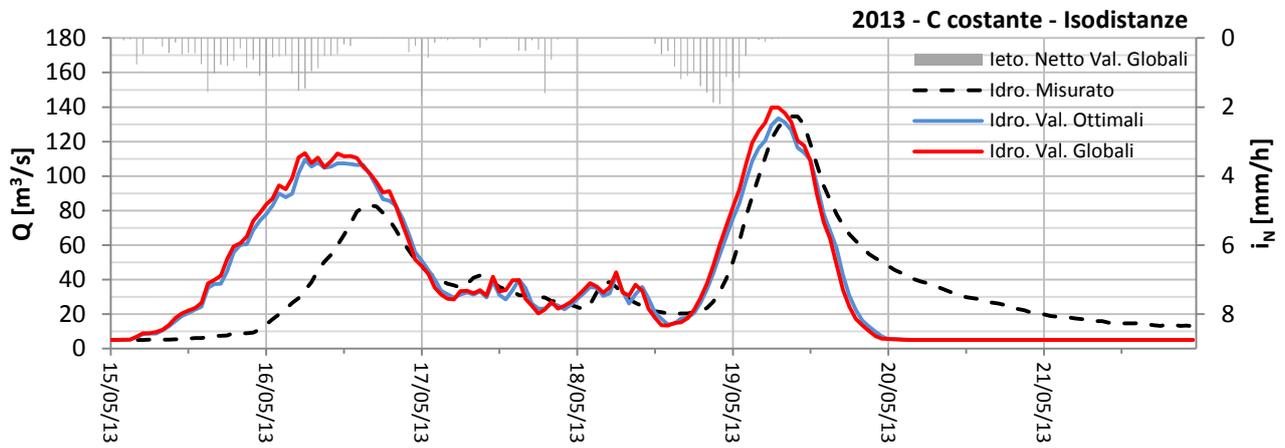
Curve Number



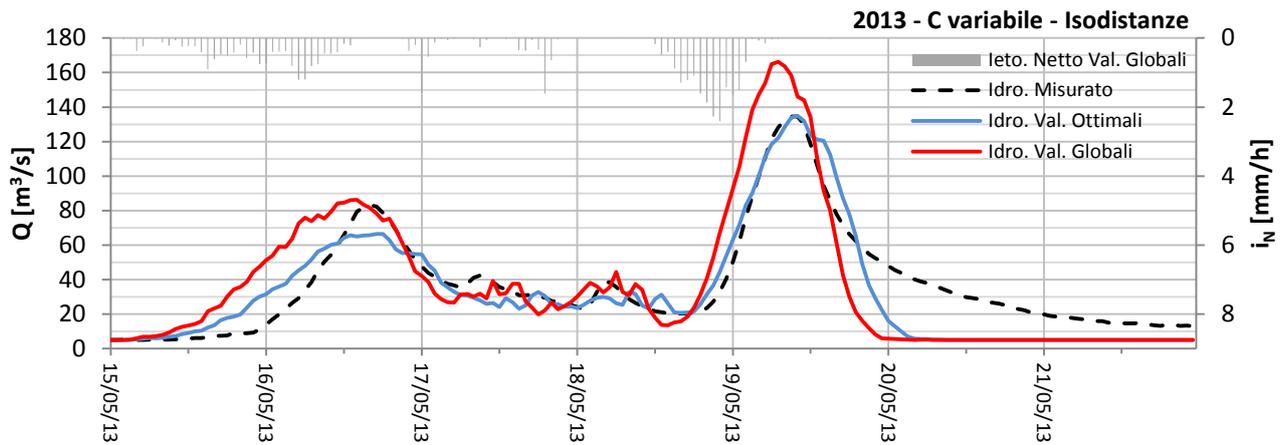
Evento Maggio 2013

Funzione di risposta - Isodistanze

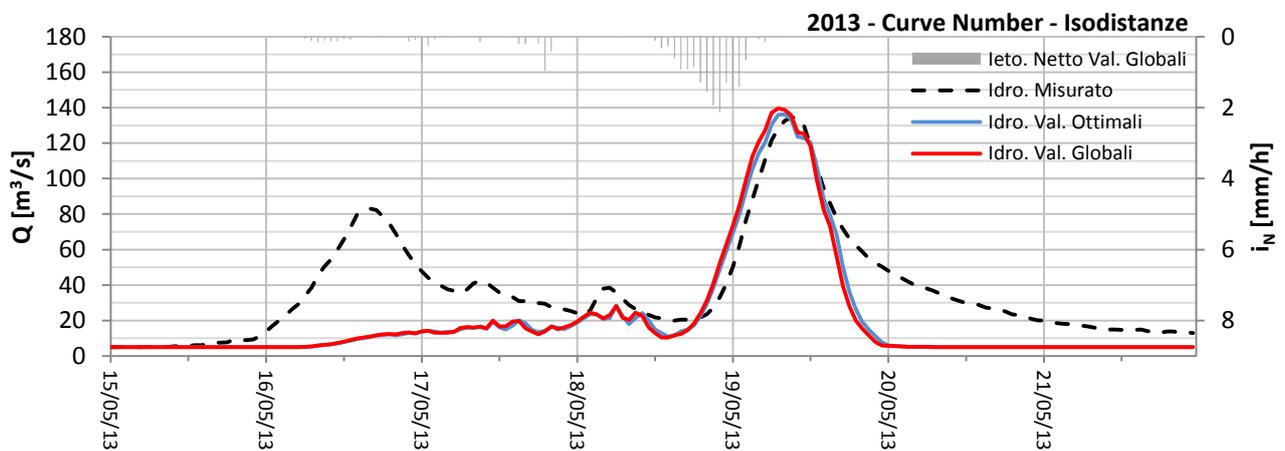
Coefficiente di deflusso costante



Coefficiente di deflusso variabile

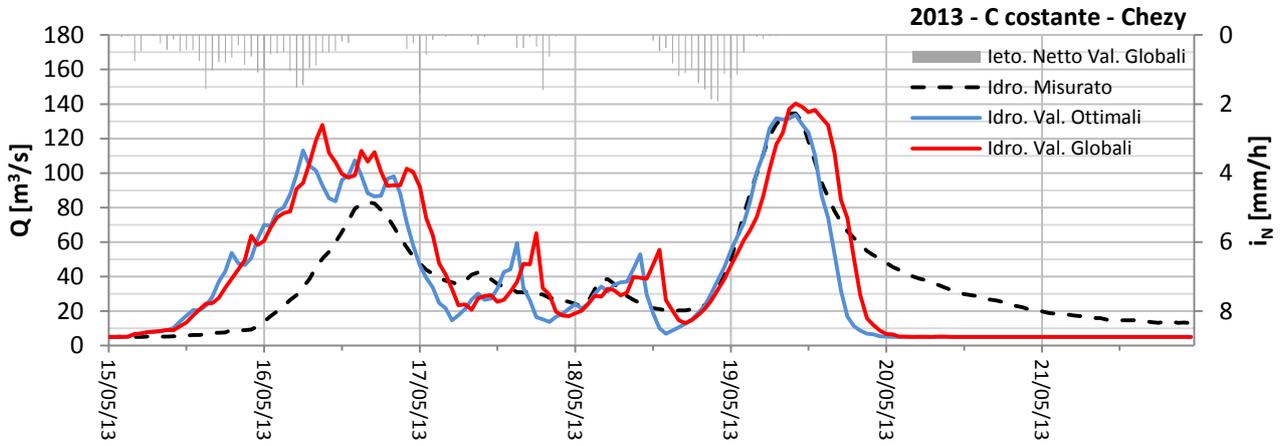


Curve Number

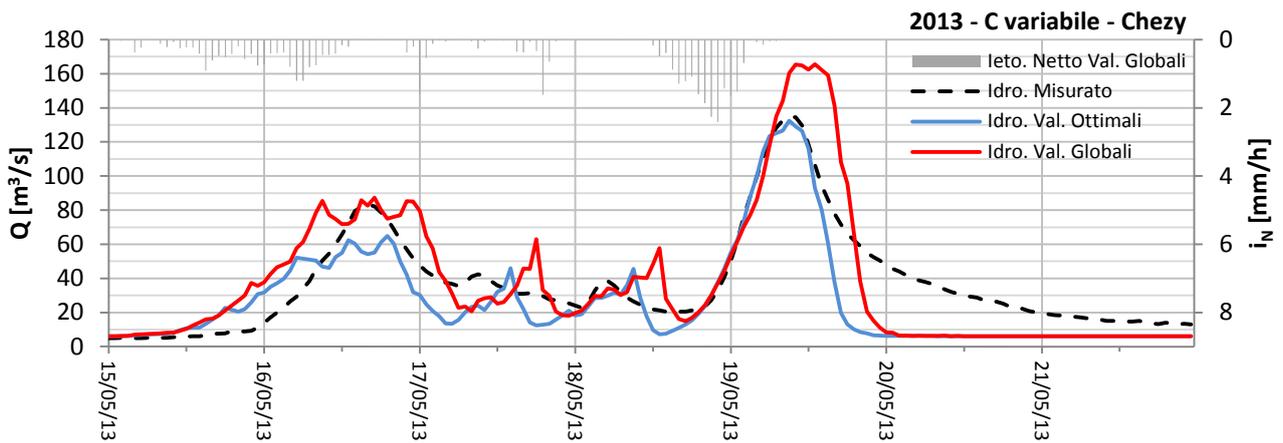


Funzione di risposta - Chezy

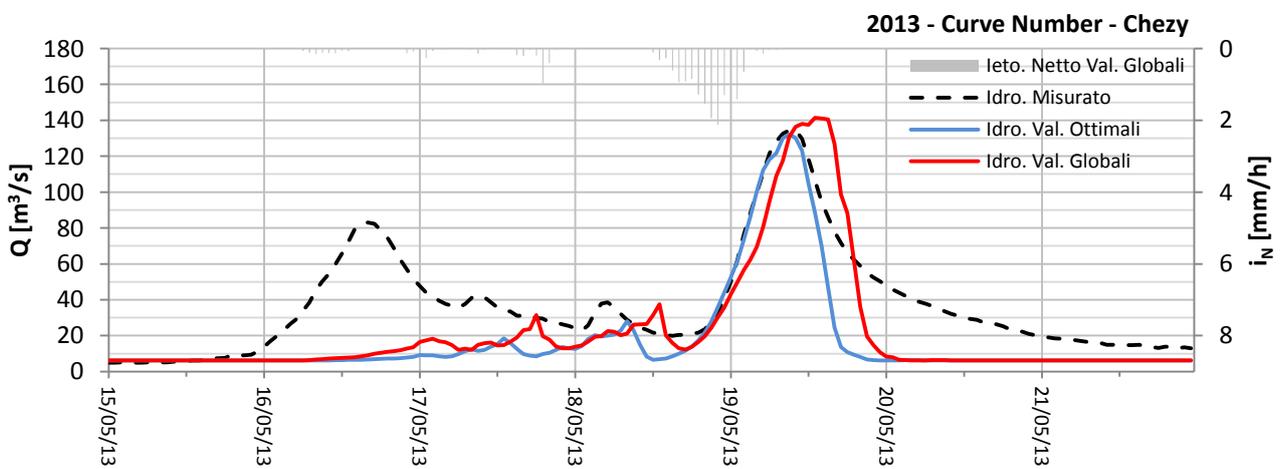
Coefficiente di deflusso costante



Coefficiente di deflusso variabile



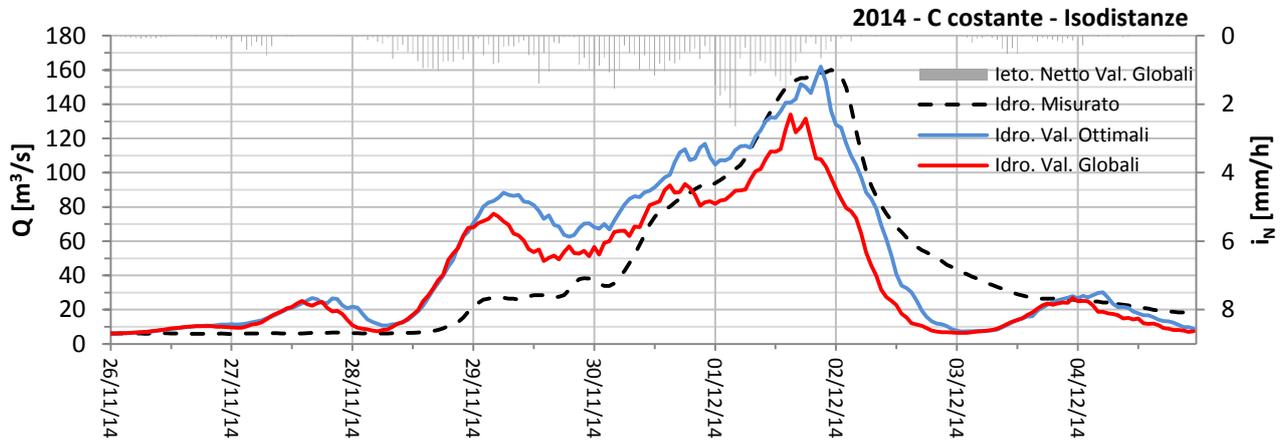
Curve Number



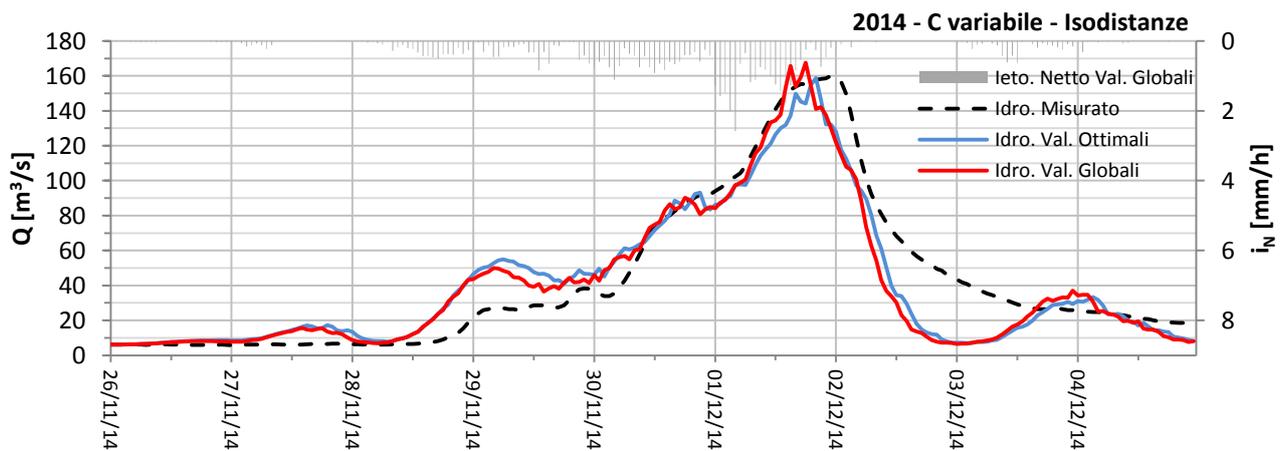
Evento Dicembre 2014

Funzione di risposta - Isodistanze

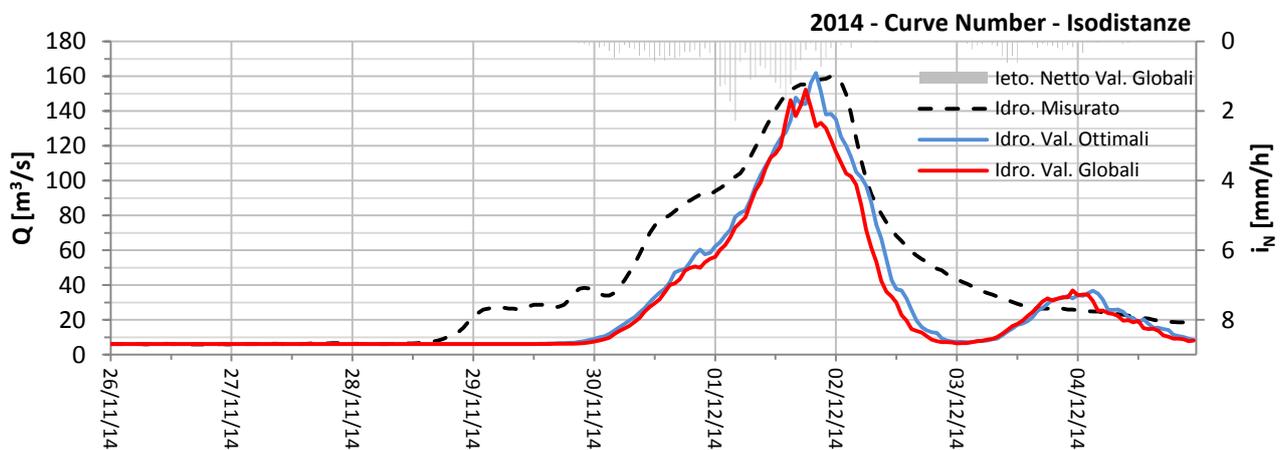
Coefficiente di deflusso costante



Coefficiente di deflusso variabile

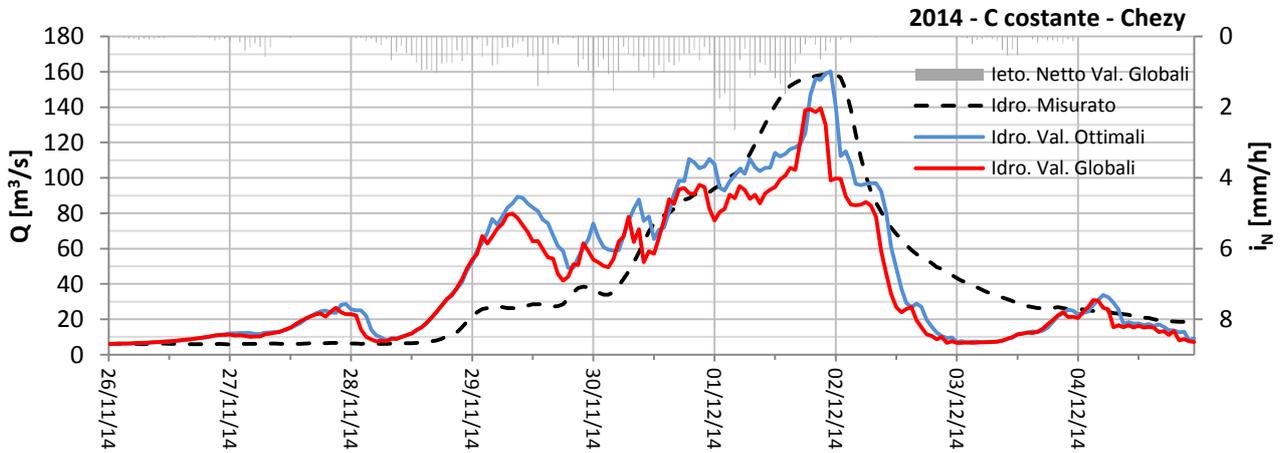


Curve Number

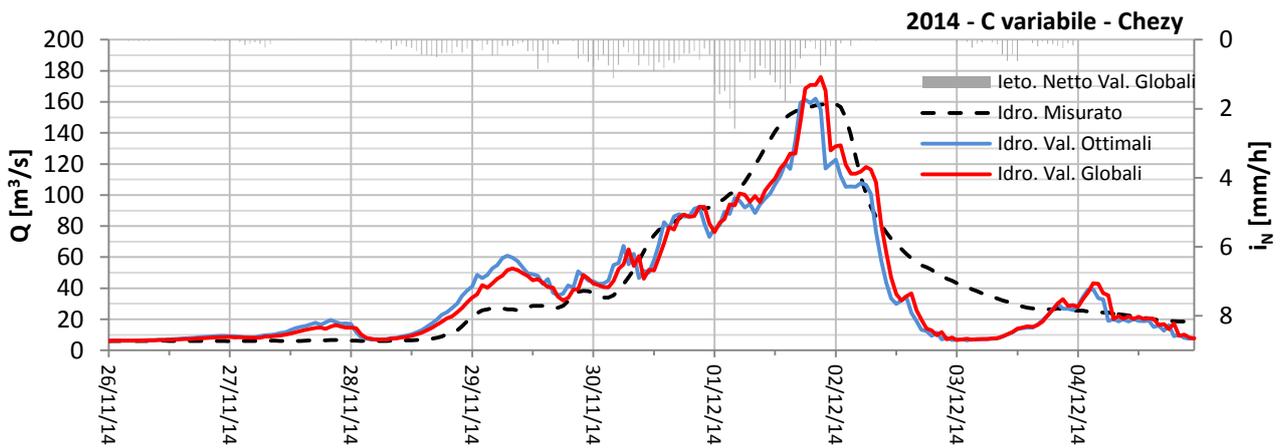


Funzione di risposta - Chezy

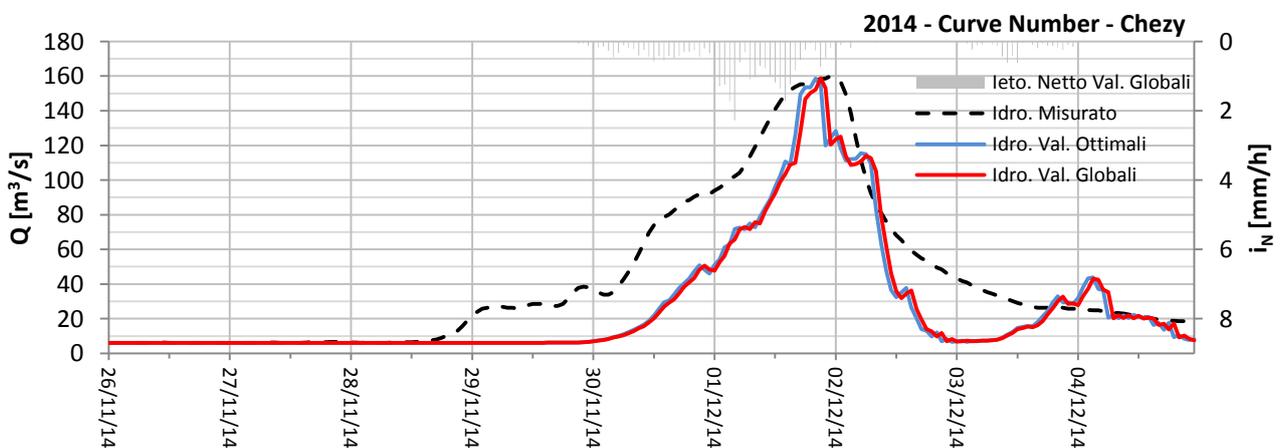
Coefficiente di deflusso costante



Coefficiente di deflusso variabile



Curve Number



Bibliografia

- Moisiello, *“Idrologia Tecnica”*, (2014). Medea.
- Citrini, Noseda, *“Idraulica”*, (1987). CEA.
- Laio, *“Appunti del corso di idrologia al Politecnico di Torino”*, (2015).
- Bianco, *“Appunti del corso di idraulica II al Politecnico di Torino”*, (2016).
- ^[1]AiPo, *“Linee generali di assetto idrogeologico e quadro degli interventi nel bacino del Sangone e Chisola”*.
- ^[2]Archivio storico di Moncalieri, cartografia storica ed opere idrauliche sul Chisola dal 1300 ad oggi.
- ^[3]ARPA, *“Analisi preliminare dell’evento 21-26 Novembre 2016”*, (2016).
- ^[4]AiPo, *“Relazione sul servizio di piena svolto nel corso dell’evento del 24 e 25 Novembre 2016”*, (2016).
- ^[5]AiPo, *“Relazione di fine evento di piena del bacino del fiume Po Novembre 2016”*, (2016).
- ^[6]Protezione civile della città metropolitana di Torino, *“Relazione sintetica sull’evento alluvionale del 23-26 Novembre 2016”*, (2016).
- ^[7]Università degli studi di Parma, *“Studio del torrente Chisola mediante modello numerico mono-bidimensionale”*, (2015).
- ^[8]Politecnico di Torino, *“Consulenza tecnica relativa all’evento alluvionale del 23-26 Novembre 2016”*, (2017).
- ^[9]Atlante dei bacini imbriferi piemontesi
- ^[10]R. Merz, G. Blöschl, J. Parajka, Journal of Hydrology, *“Spatio-temporal variability of event runoff coefficient”*, (2005).
- ^[11]A. Viglione, G. Chirico, J. Komma, R. Woods, M. Borga, G. Blöschl, Journal of Hydrology, *“Quantifying space-time dynamics of flood event types”*, (2010).
- ^[12]O. Cerdan, Y. Le Bissonais, G. Govers, V. Leconte, K. Van Oost, A. Counturier, C. King, N. Dubreuil, Journal of Hydrology, *“Scale effects on runoff from experimental plots to catchments in agricultural areas in Normandy”*, (2004).

Sitografia

- Agenzia Interregionale per il fiume Po (AIPo)
www.agenziainterregionalepo.it
- Agenzia Regionale per la Protezione Ambientale (ARPA)
www.arpa.piemonte.gov.it
- Regione Piemonte
www.regione.piemonte.it
- Google Maps
www.google.it/maps
- Info Science
www.infoscience.epfl.ch
- Google Scholar (Journal of Hydrology)
www.scholar.google.it
- Biblioteca del Politecnico di Torino
www.biblio.polito.it
- Google Scholar (Journal of Hydrology)
www.scholar.google.it
- SCS Curve Number
www.en.wikipedia.org/wiki/Runoff_curve_number

Ringraziamenti

Dedico questo lavoro alla mia famiglia, mio padre e mia mare, che mi hanno permesso, sebbene non senza difficoltà, di realizzare un sogno. A mia sorella Giorgia, che ha sempre riposto un interesse speciale nei miei confronti. Un grazie speciale va a mia nonna e Bruno, che riescono ogni giorno a strapparmi un sorriso.

Ai miei relatori, Gennaro Bianco, Francesco Laio e Daniele Ganora, ringrazio per la pazienza e per l'interesse che ha suscitato in loro il mio lavoro di tesi. Senza le deduzioni e i consigli utili dei miei professori non sarei riuscito a giungere al medesimo risultato. In particolare, ringrazio il professor Bianco per avermi aiutato a trovare un tirocinio presso un ente importante come AiPo.

Esprimo la mia completa gratitudine nei confronti dell'ing. Sara Serritella di AiPo, per aver permesso la concretizzazione di ciò che ho appreso durante gli anni di studio sottoponendomi all'attenzione del Chisola. Tale arricchimento conoscitivo è stato possibile grazie alla passione per il suo lavoro, alla precisione che impiega nello svolgerlo e soprattutto al desiderio di trasmettere generosamente le proprie conoscenze agli altri.

A Giusy, la persona che sicuramente mi ha aiutato maggiormente per più di dieci anni, ringrazio per i momenti felici passati insieme e per le risate che, nonostante le distanze, continuerà sempre a suscitare in me. Ringrazio i miei amici più cari, Chiara, Manfredi e Fabrizio, che non sono stati solamente compagni di questi anni di studi, ma un confronto continuo con personalità brillanti e piene di talento, e Silvana, Luca e Giulia, per avermi concesso serate indimenticabili di svago nonostante gli impegni portati dagli studi.

Vorrei infine ringraziare ogni compagno di corso che mi ha accompagnato ed aiutato in questo periodo della vita; gli amici persi nel tempo, quelli rimasti e quelli che ci saranno per sempre, ogni tassello ha contribuito a rendermi ciò che sono oggi e che diventerò un domani.