POLITECNICO DI TORINO

Corso di Laurea Magistrale in Ingegneria Civile

Tesi di Laurea Magistrale

Analisi di portate in un sistema acquifero carsico



Relatori

Prof. Fulvio Boano

Prof. Alberto Viglione

Prof. Bartolomeo Vigna

Candidato

Martino Enrico Paternò Raddusa

Indice

Introduzione 2						
1.	Inqu	adramento generale	4			
1	.1	L'ambiente carsico e caratterizzazione geologica del sito in esame	7			
1	.2	Caratterizzazione idrogeologica	9			
1	.3	Comportamento idrologico del sistema	13			
1	.4	Legame afflussi-deflussi	20			
	1.4.2	1 Identificazione degli eventi e calcolo del coefficiente di deflusso	22			
2.	Scop	oo della tesi e metodologie applicate al caso studio	28			
2	.1	Deconvoluzione tramite l'utilizzo della trasformata di Fourier	28			
	2.1.2	1 Evento maggio 2001	29			
2	.2	Deconvoluzione tramite l'utilizzo del metodo geostatistico	30			
	2.2.2	1 Introduzione al problema				
	2.2.2	2 Basi teoriche del metodo	33			
3.	Арр	licazione del metodo geostatistico	39			
3	.1	Analisi dei risultati	43			
	3.1.2	1 Eventi in stagione primaverile	43			
	3.1.2	2 Eventi in stagione estiva				
	3.1.3	3 Eventi in stagione tardo autunnale e invernale	50			
	3.1.4	4 Correlazione tra gli eventi	55			
Con	Conclusioni62					
Bibliografia65						
Alle	Allegato A66					
Alle	Allegato B67					
Alle	Allegato C95					

Introduzione

Il presente lavoro di tesi verte sullo studio idrologico del sistema acquifero carsico di Bossea, in provincia di Cuneo (Piemonte), comprendente l'omonima e famosa Grotta di Bossea. Prima grotta turistica in Italia, aperta al pubblico dal 1874, è considerata una fra le più belle ed importanti, grazie alla varietà di concrezioni, grandiosità d'ambienti, ricchezza d'acqua e laghi sotterranei.

Le analisi di natura idrologica, svolte su tale ambiente, risultano essere complesse ma decisamente interessanti, poiché il sistema in esame non è un comune complesso carsico omogeneo, ma eterogeneo in quanto composto dall'alternanza di rocce carbonatiche permeabili e terreni non permeabili. La diversificazione geologica (apprezzabile a occhio nudo durante le visite guidate), la morfologia e le caratteristiche idrogeologiche della grotta creano l'instaurarsi di un legame di tipo non lineare tra le precipitazioni e le portate defluite.

Lo scopo della tesi è quello di definire un legame tra gli afflussi e i deflussi che permetta di identificare e studiare le modalità di risposta del sistema, concentrandosi sui tempi di propagazione delle portate piuttosto che sui quantitativi in gioco. La dualità della composizione geologica gioca, infatti, un ruolo fondamentale nel definire come avviene il deflusso del torrente ipogeo che scorre all'interno della grotta, determinando una risposta differente in base a quale parte dell'acquifero contribuisce alla portata misurata nella sezione di chiusura.

Nel primo capitolo, dopo aver inquadrato il sito in esame, introdotto ed esposto le caratteristiche geologiche e idrogeologiche dei sistemi carsici, si è passati a descrivere in modo specifico il comportamento idrologico della Grotta di Bossea, focalizzandosi sul comportamento delle precipitazioni e delle portate. Queste due presentano, infatti, una certa stagionalità, individuata e descritta da valori in percentile e dal loro andamento nel tempo. In seguito, viene descritta la trasformazione tra gli afflussi e i deflussi assunta nel metodo, che permette di ricavare l'Idrogramma Istantaneo Unitario (IUH), ovvero l'andamento di una certa funzione f(t) che mette in relazione le precipitazioni (afflussi) con le portate (deflussi).

Una volta identificati gli eventi di precipitazione liquida che provocano le portate di piena, tralasciando le precipitazioni nevose, nel secondo capitolo viene esposto il metodo probalistico per il calcolo della funzione f(t), ovvero la funzione di densità di probabilità che esprime la distribuzione di frequenza dei tempi di risposta del sistema, i.e., l'idrogramma alla sezione di chiusura corrispondente a un impulso unitario di precipitazione. Il metodo utilizzato è il *metodo geostatistico*, che essendo un metodo statistico permette di stimare la serie dei valori più probabili che può assumere la f(t), all'interno di un intervallo di confidenza, massimizzando la

probabilità di ottenere le portate misurate. Il metodo ammette dunque una fascia di errore, non potendo riprodurre fedelmente la serie di dati per la presenza di un rumore insito negli stessi e per via della non linearità del legame tra gli afflussi e i deflussi.

Ricavati così gli IUH corrispondenti ai vari eventi, in scala giornaliera e oraria ove possibile, nel terzo capitolo si sono interpretati gli andamenti in base ad alcuni parametri rappresentativi degli stessi, e al periodo in cui si sono verificati gli eventi, con l'intento di stabilire una correlazione tra le condizioni iniziali del sistema e i tempi di risposta del bacino. Seguono infine le conclusioni e le considerazioni estrapolate dai risultati ottenuti, sottolineando l'accuratezza e i limiti del metodo utilizzato, esponendo possibili sviluppi futuri dei quali il presente lavoro si pone come base di partenza.

Si vuole sottolineare come tutte le analisi effettuate ed esposte nel seguito non sarebbero state possibili senza la presenza di una moderna ed avanzata stazione scientifica collocata nella parte superiore della cavità, gestita dal CAI di Cuneo e dal Politecnico di Torino, permettendo di acquisire conoscenze sempre più dettagliate sui fenomeni fisici e biologici dell'ambiente carsico.

1. Inquadramento generale

Dal punto di vista geografico, la Grotta di Bossea è situata nel Comune di Frabosa Soprana (CN) nella località di Bossea; si apre sul versante occidentale della Val Corsaglia ad una quota altimetrica pari a 836 m s.l.m. Fa parte del'area carsica Mondolé-Artesinera-Bossea ed è delimitata dal Torrente Corsaglia a Est, dal Torrente Maudagna ad Ovest, dal Monte Malanotte a Nord e dal Rio Sbornina a Sud, con una superficie di circa 30 km².

La zona della Val Corsaglia è caratterizzata dalla presenza di fenomeni di tipo carsico, dove il terreno è costituito da terreni calcarei i quali presentano caratteristiche variabili di zona in zona. Di questi 30 km² precedentemente citati, 6 km² rappresentano la superficie del settore interamente carsificabile, costituenti l'area di alimentazione del sistema di Bossea, interponendo dunque rocce carbonatiche a terreni impermeabili. La fascia di terreni permeabili che interessano in modo diretto il sistema carsico di Bossea si estendono dal margine occidentale della Conca di Prato Nevoso (versante Madaugna) fino al Corsaglia, e dal bacino del Rio Rocca Bianca fra la sorgente e le case Nascé [1].

Come verrà meglio illustrato nel paragrafo seguente, Bossea fa parte di un sistema carsico composto da rocce sedimentarie, del tipo calcari e calcari dolomitici, inglobati all'interno di un ambiente impermeabile composto da porfiroidi e quarziti [2].



Figura 1.1: Inquadramento geografico dell'area di Bossea (immagine presa da Google Earth)



Figura 1.2: Blocco diagramma relativo alla morfologia dell'area di alimentazione del sistema carsico di Bossea [1]

Nello specifico, la Grotta di Bossea, formatasi in seguito a fenomeni tettonici risalenti alla formazione della catena alpina, è impostata in direzione WNW-ESE con uno sviluppo spaziale di quasi 2700 m e un dislivello di circa +190 m. All'interno della cavità si possono distinguere diversi tratti:

- la zona di risorgenza, ovvero il primo tratto con sviluppo limitato e caratterizzato dalla presenza di minute gallerie orizzontali;
- la zona dei saloni, formata da una successione di ampi ambienti in forte pendenza ascendente;
- la forra, composta da una galleria ad andamento orizzontale scavata nel substrato impermeabile.



Figura 1.3: Schema in pianta della Grotta di Bossea [1]



Figura 1.4: Schematizzazione della sezione della Grotta di Bossea [B. Vigna]

Dati gli interessanti e importanti aspetti naturali e scientifici che contraddistinguono la Grotta di Bossea, essa è diventata un *"sistema carsico campione"*, studiata in modo approfondito a partire dal 1969, anno in cui fu installata nella grotta la Stazione Scientifica di Bossea, atta allo studio dei fenomeni fisici e biologi dell'ambiente carsico [1]. Tale stazione scientifica è "un ente di studio, di tutela e valorizzazione e di documentazione culturale dell'ambiente carsico, operante nell'ambito della Sezione di Cuneo del Club Alpino Italiano" [2], collaborante con l'Istituto di Geologia dell'Università di Torino e con il Politecnico di Torino.

La stazione è composta da due sezioni: biologica, collocata nella zona inferiore della cavità e incentrata sullo studio della flora e della fauna dell'ambiente carsico ipogeo, e idrogeologica, collocata nella zona superiore della grotta e destinata allo studio delle acque, alla loro circolazione all'interno del sistema e dei fenomeni di tipo speleogenetici legati ad essa [1]. L'intera grotta risulta difatti percorsa da un torrente ipogeo perenne, il Torrente Mora, collettore del sistema carsico che attraversa la cava a partire dai laghi d'origine fino alla risorgenza [2], incanalato nelle metavulcaniti, al di sotto delle rocce carbonatiche. Tale torrente viene costantemente monitorato e studiato dalla stazione scientifica della Grotta di Bossea per gli aspetti idrologici e chimico-fisici, data la caratteristica dei sistemi carsici di comportarsi come serbatoi di tipo naturale in grado di fornire un approvvigionamento idrico di notevole rilevanza in quanto riescono a garantire una portata minima apprezzabile anche durante i periodi di magra.

1.1 L'ambiente carsico e caratterizzazione geologica del sito in esame

Un sistema carsico si sviluppa a partire dalla presenza di rocce sedimentarie di tipo carbonatico, ovvero con una composizione prevalente di carbonato di calcio, formatesi strato dopo strato su un fondale marino.

In seguito a fenomeni di tipo tettonico, queste rocce sono state innalzate per centinaia o anche migliaia di metri, dando vita a piegamenti ed inclusioni di formazioni di strati roccosi di differenti tipi, fortemente fratturati e metamorfizzati [2].

La nascita di un sistema così particolare e complesso è dovuta all'azione degli agenti atmosferici, in particolare le precipitazioni, le cui gocce d'acqua hanno assorbito anidride carbonica (CO₂) in seguito alla loro formazione nell'atmosfera; inoltre, tale concentrazione di CO₂ tende ad aumentare grazie all'apporto dato dalla vegetazione e dai processi microbici che avvengono nel terreno. Una volta che le particelle di acqua filtrano attraverso il terreno e raggiungono il sottostrato composto da rocce carbonatiche, si avvia il processo di erosione chimico-meccanico secondo la relazione

$$CaCO_3 + H_2O + CO_2 \leftrightarrow Ca^{2+} + 2HCO_3^{2-}$$
 (1.1.1)

Si nota quindi come è fondamentale la presenza della CO₂ per fare avvenire la reazione, in quanto la presenza di quest'ultima rende solubile all'acqua le rocce carbonatiche. La precedente reazione risulta essere funzione di fattori quali temperatura dell'acqua, pressione e concentrazione di CO₂, e può procedere da sinistra verso destra e viceversa; nel primo caso si ha la disgregazione del carbonato di calcio, mentre nel secondo caso si ha il fenomeno di deposizione con conseguente formazione di speleotemi come stalattiti e stalagmiti [2]. La velocità con cui procede la reazione (1.1.1) dipende anche dal tipo di carbonato in questione, e risulta essere più veloce per i calcari, composti da CaCO₃, e più lento per le dolomie, ovvero carbonati doppi di calcio e magnesio (CaMg...). Di fatto, questi due risultano essere le rocce carbonatiche più importanti per i sistemi carsici [2], mentre quelli formatasi dall'erosione di gesso o halite risultano essere meno rilevanti in termini di acqua immagazzinata, e dunque per scopi di approvvigionamento idrico [3].

Il processo di *carsificazione* comincia quindi con l'acqua ricca di CO₂ che si immette dapprima in fratture sottili nate in seguito a fenomeni tettonici, dissolvendo velocemente lo strato roccioso nei primi metri, fino a quando non raggiunge una saturazione del 75% in calcite [4; 5; 6]. Da questo punto in poi il processo di erosione avviene lentamente, aumentando la sua velocità nel momento in cui si vengono a formare delle fratture di dimensioni maggiori in cui scorre una maggiore quantità di acqua, motivo per cui gli acquiferi carsici sono composti da una rete di canali, fratture e cavità tra loro connessi e spesso caratterizzati dalla presenza di una unica grande sorgente [7].

Per dare un'idea degli ordini di grandezza dei fenomeni che avvengono, il torrente ipogeo della grotta di Bossea trasporta ogni anno una media di 5 milioni di metri cubi di acqua, che contiene una media di 150 grammi per litro di carbonato di calcio disciolto per un totale di circa 750 tonnellate di roccia erosa dal sistema carsico! [2]

Il sistema carsico esaminato in questo lavoro di tesi risulta essere compreso entro i litotipi facenti parte della serie del Brianzonese Ligure, e più nello specifico nell'Elemento Navonera-Bossea-Prel [8]. Nella zona in questione, la serie del Brianzonese Ligure è composta da una successione basale vulcano-clastica (porfiroidi, quarziti, metaconglomerati e micacisti), e da una serie calcareo-dolomitica, così distinta a partire dalla base stratigrafica da Vanossi (1974) [1]:

- Porfiroidi del Melogno (Permiano medio Carbonifero sup.): metavulcaniti a grana fine
 o composti da grossi cristalli di K-feldspato, localmente molto laminati;
- Quarziti di Ponte di Nava e Verrucano Brianzonese (Scitico Permiano sup.): quarziti massicce in banchi poco evidenti e locali conglomerati a clasti quarzosi arrotondati. Si trovano al limite con le rocce carbonatiche, risultando fortemente fratturate e cataclasate sulle superfici di contatto tettoniche;

- *Peliti di Case Valmarenca* (Scitico Sup.): argilloscisti varicolori che costitituiscono nella zona piccoli affioramenti a lenti con ordine di grandezza di decimetri in spessore, alternati alle dolomie;
- *Dolomie di S. Pietro dei Monti* (Trias medio): composti da dolomie, calcari, calcari dolomitici e brecce dolomitiche in banchi anche qui massicci e di potenza variabile;
- Calcari di Bossea (Giurese): calcari marmorei a grana grossolana;
- *Scisti di Upega* (Cretaceo): calcari scistici localmente arenacei, disposti in lame sottili con ordine di grandezza di qualche centrimetro.

	Scisti calcarei cretacei 100 m
	Calcari giurassici 120 m
	Dolomie e calcari triassici 350 m
7.7.2.2	Peliti 0-5 m
	Quarziti e Metaconglomerati 100 m
	Vulcaniti

Figura 1.5: Inquadramento stratigrafico della Successione del Brianzonese Ligure [B. Vigna]

1.2 Caratterizzazione idrogeologica

Dal punto di vista idrogeologico la sequenza del Brianzonese Ligure nei dintorni di Bossea è costituita una serie basale che circonda le strutture carbonatiche. Lungo le principali linee tettoniche le rocce che vanno a comporre il basamento risultano essere fortemente fratturate e cataclasate, in particolare le quarziti tendono a formare un aquifero secondario che da un suo apporto all'alimentazione del sistema carsico. La serie carbonatica, zona con presenza di fratture e che ha subito il processo di carsificazione, costituisce l'acquifero più importante della zona di Bossea, caratterizzato da un'elevata capacità di ingestione e di trasporto dell'acqua [1].

I sistemi carsici costituiscono rilevanti serbatoi di tipo naturale, capaci di accumulare ingenti riserve idriche che vengono cedute gradualmente alle risorgive, e in grado di garantire portate degne di nota anche durante le stagioni più secche. Per tali ragioni le sorgenti carsiche sono spesso utilizzate per l'approvvigionamento idrico dei centri abitati [2]. La permeabilità della roccia calcarea rende però le acque carsiche facilmente soggette agli inquinamenti batterici e chimici provenienti dalla superficie. Inoltre, le caratteristiche dei circuiti ipogei impediscono, spesso, per la scarsa presenza di materiali filtranti e per il breve periodo di permanenza delle acque, una loro sufficiente depurazione naturale prima della fuoriuscita dalle risorgive [2].

Il deflusso sotterraneo comincia infiltrandosi a partire un reticolo di fratture, più o meno carsificate, situate principalmente lungo l'asse dei valloni assorbenti, seguendo vie di scorrimento grossomodo verticali, fino a raggiungere la zona satura del sistema.

L'idrostruttura drenata dal corso d'acqua della Grotta è costituita da una fascia di litotipi del complesso carbonatico (calcari, calcari dolomitici e arenatici) compresa nelle formazioni basali della serie (quarziti e porfiroidi), orientata in direzione E-W. I limiti della struttura idrogeologica sono stati studiati e identificati in seguito all'aver eseguito dei test con traccianti, osservazioni dirette in campagna e controlli sull'analisi del processo di ricarica e discarica del sistema, in seguito ai quali è stato possibile dimostrare la presenza di una complessa rete sommersa fortemente sviluppata [1].

In letteratura vengono descritti tre diversi tipi di porosità presenti nei sistemi carsici [3]: micropori che si sono sviluppati durante la genesi delle rocce carbonatiche, fratture sviluppatesi come conseguenza dei fenomeni tettonici, e infine condotti nati in seguito al processo di carsificazione. I primi due tipi compongono la cosiddetta *matrice*, mentre gli ultimi sono appunti i *condotti carsici*. Questi tre tipi di porosità appena esposti risultano essere interconnessi tra loro, favorendo scambi di acqua tra gli strati superficiali e il sottostrato [9]. A regolare i flussi di acqua che si scambiano la matrice e i condotti carsici è invece il gradiente idraulico [10].



Figura 1.6: Modello concettuale di un sistema carsico [3]

Nel sistema carsico si hanno più contributi al deflusso in quanto una parte di tale è di tipo veloce passando nelle fratture più grandi, e una parte passa nel mezzo poroso e in microfratture con tempi più lunghi. Queste due vie non sono alternative, perché in base a quanto piove si attivano alcuni passaggi piuttosto che altri poiché il livello della falda acquifera si alza. La dualità del processo di ricarica e scarica dell'acquifero carsico genera una dualità nel comportamento della portata, garantendo valori non elevati ma continui quando il deflusso è dominato dall'acqua che percola attraverso il microfratturato calcareo, e di notevole entità quando il deflusso è dominato dai collettori principali alimentati da acqua di precipitazione [11].

L'acqua arriva alla stazione di misura da più parti, ovvero il deflusso è dato da più contributi (fratture principali, fratture secondarie, stillicidio, ecc.); l'acqua che arriva dai canali più grossi sembra un'onda di piena che provoca il picco principale, mentre l'acqua nelle fratture più piccole scorre nel mezzo poroso, facendo innalzare il livello della falda e spingendo acqua nel collettore.



Figura 1.7: Schema dei vari apporti idrici che confluiscono nel collettore [B. Vigna]

La portata delle sorgenti carsiche risulta essere solitamente più ampia in confronto a quella delle sorgenti in rocce porose, e caratterizzata da fluttuazioni molto rapide e percentualmente molto rilevanti; è pertanto plausible che i valori di portata di una sorgente carsica varino bruscamente da una decina di litri al secondo ad alcune migliaia di litri al secondo [2].



Figura 1.8: Descrizione schematica del processo di carsificazione e la sua influenza sul comportamento idrodinamico della risorgiva [3]

A causa della grande quantità di fessure di notevole dimensione, il ruscellamento superficiale nelle zone carsiche è normalmente molto ridotto e quasi tutta l'acqua che non evapora durante una pioggia s'infiltra nel sottosuolo: questa è un'altra caratteristica peculiare delle aree carsiche con un'infiltrazione che normalmente è di gran lunga superiore a quella di un normale terreno poroso [2]. Il deflusso superficiale in ambienti carsici avviene solitamente in due condizioni: la prima è quando si verificano eventi di pioggia a carattere temporalesco, ovvero brevi e intensi, che non danno il tempo all'infiltrazione di avvenire, mentre la seconda è quando si verifica un evento di pioggia in presenza di un terreno già imbibito, e dunque con i canali parzialmente o completamente saturi.

È stato studiato come avviene la circolazione nel *fratturato calcareo*: nella cavità carsica si monitorano tutti i vari apporti di acqua, comprese le gocce dello stillicidio tramite l'uso di

pluviografi; si è scoperto che non appena piove si ha un incremento di portata, ma all'interno delle microfratture l'acqua si sposta molto lentamente, quindi quando piove dovrebbe impiegare molto tempo a raggiungere la stazione di misura nel momento in cui le cavità risultino essere secche. In realtà, nel caso in cui la frattura sia satura d'acqua, l'incremento di portata non è regolato dall'infiltrazione ma dalle **onde di pressione**. Succede che, non appena piove, aumenta il carico idraulico di monte e le onde di pressione fanno aumentare velocemente la portata spingendo verso valle l'acqua all'interno del reticolo che si sta muovendo lentamente, agendo così come onda di piena. Come smette il carico, non si ha più pressione e la portata continua a defluire con valori più bassi.

Inoltre, quando si verifica l'onda di pressione si ha un incremento di temperatura e di mineralizzazione, in quanto nelle fratture carbonatiche l'acqua si sposta lentamente, risultando fortemente mineralizzata e a temperatura più alta; nel momento in cui si ha l'incremento del carico idraulico e dunque un'onda di pressione, questa va a muovere l'acqua che si sposta lentamente nelle fratture, spingendola interamente verso valle [1].

1.3 Comportamento idrologico del sistema

A partire dai dati di precipitazione e di portata a disposizione, nel presente lavoro di tesi è stata eseguita un'analisi idrologica del sistema che circonda e comprende la Grotta di Bossea.

I dati di precipitazione sono rilevati dalla stazione termopluviometrica *"Borello"*, situata nel Comune di Frabosa Sottana (CN), ad una quota pari a 1005 m s.l.m. e distante circa 2 km in linea d'aria dall'ingresso della Riserva Naturale delle Grotte di Bossea. Si hanno a disposizione 36 anni di dati a scala giornaliera, ovvero dal 1982 al 2018, mentre dal 2001 al 2018 si è inoltre in possesso di dati a scala oraria, più fini e accurati.

Il sistema di Bossea risente della vicinanza della Alpi Liguri con il mare, dalla quale derivano forti nevicate a fine inverno e primavera, mentre d'estate si verificano eventi di pioggia a carattere temporalesco; l'alimentazione di tipo pluvio-nivale comporta inoltre il fenomeno dello scioglimento nivale per fasce altimetriche durante il periodo primaverile non appena si registra un aumento delle temperature, a cui vanno sommati gli effetti delle precipitazioni piovose [1].



Figura 1.9: Visualizzazione della Stazione Borello - Frabosa Sottana [12]

Per quanto riguarda i dati di portata del torrente ipogeo, è stato costruita una diga che crea un bacino artificiale del quale, tramite acquisitore di livello automatico, viene rilevata in continuo la misura del livello dell'acqua. Dalla misura di livello, dovendo l'acqua defluire attraverso uno stramazzo, si ricava il valore della portata defluita tramite la relazione

$$Q = 0.0647 \cdot y^{1.5} \tag{1.3.1}$$

dove *Q* è la portata in l/s e *y* è il livello dell'acqua in mm alla soglia dello stramazzo. Per ottenere un moto dell'acqua alla bocca dello stramazzo di tipo laminare, la diga è stata realizzata in una zona con sezione regolare, pendenza minima e in prossimità del sifone terminale [1]. Per evitare errori nella lettura di tipo strumentale, periodicamente il dato viene corretto andando ad eseguire una lettura manuale dello strumento; nel caso in cui le due letture non dovessero coincidere, si riscalano i dati di portata in base al valore ricavato dalla lettura manuale.

Si hanno a disposizione, come per le precipitazioni, 36 anni di dati (1982-2018) a scala giornaliera, e dal 2010 in poi la risoluzione dei dati è più fine essendo a disposizione a scala oraria.



Figura 1.10: Stramazzo sul Torrente Mora [B. Vigna]

A titolo di esempio, viene riportato l'andamento delle portate e delle precipitazioni misurate nell'anno 2008, nel quale è possibile notare le caratteristiche generali descritte nei paragrafi precedenti che contraddistinguono il sistema carsico. Guardando le portate, è facile notare la somiglianza con l'andamento riportato in Figura 1.8, risultando evidenti le brusche variazioni nei valori di portata in tempi brevi nel momento in cui si registrano notevoli precipitazioni. Nonostante l'andamento della portata risulti essere fortemente variabile di anno in anno (vedi Appendice B), così come i suoi valori di minimo, massimo e i periodi in cui questi vengono registrati, è possibile differenziare quattro sottoperiodi riconducibili più o meno ai quattro trimestri che compongono un anno. Il primo, da gennaio a fine marzo, è caratterizzato da temperature esterne basse (solitamente sotto lo zero), e precipitazioni a carattere nevoso, le quali comportano un suolo ghiacciato e ricoperto di neve che non permette l'infiltrazione di acqua nel terreno. Quanto appena detto si riscontra in Figura 1.11, dove le piogge del mese di gennaio non contribuiscono ad un aumento di portata apprezzabile; per questo motivo, durante questo primo trimestre è possibile che si verifichino i minimi di portata annuale, anche se ciò dipende dalle temperature esterne che, nel momento in cui salgono al di sopra degli 0° C, comportano un parziale scioglimento delle nevi che contibuisce all'aumento di portata. Dai valori di portata relativi ai vari anni a disposizione si sono registrati minimi compresi tra 43-77 l/s, il che mostra un'ampia variabilità di anno in anno. Il secondo trimestre, da fine marzo a fine giugno circa, è caratterizzato da un aumento delle temperature che, come precedentemente accennato, causano il fenomeno dello scioglimento nivale, il quale da solo comporta un massiccio aumento della portata facendo così registrare massimi primaverili. In contemporanea, si possono verificare rilevanti precipitazioni piovose che contribuiscono a valori di portata ancora maggiori (334-1080 l/s). Durante questo trimestre il terreno risulta essere saturo, in quanto lo scioglimento delle nevi e le precipitazioni comportano l'assorbimento dell'acqua da parte del reticolo delle fratture, mentre la quota parte che non viene assorbita genera deflusso superficiale che scorre al di sopra delle zone impermeabili del sistema roccioso. Il terzo trimestre, compreso tra luglio e settembre, è caratterizzato da un aumento delle temperature e portate in calo, facendo registrare valori di minimi estivi-autunnali, disturbati però da eventi di pioggia a carattere temporalesco che comportano valori di portata paragonabili ai massimi primaverili. Si passa, di fatto, da un minimo di 72,50 l/s registrato nel settembre del 2014 a un massimo di 1156,38 l/s nel luglio 2002. In genere, a causa delle alte temperature e dell'evapotraspirazione, l'infiltrazione risulta essere limitata e dunque il reticolo di fratture si presenterà prevalentemente non saturo. L'ultimo trimestre, che va da ottobre a dicembre, risulta essere fortemente dipendente dal tipo di precipitazione che si verificano, in quanto si possono avere sia a carattere liquido, solitamente nel tardo autunno con aumento netto di portata, sia misto nevose o interamente nevose a fine novembre e dicembre. Entrambi questi casi sono visibili in Figura 1.11, in quanto si registra un aumento di portata da 70,62 l/s il 2 novembre a 487,43 l/s il 5 novembre, e in seguito una curva di esaurimento fino a fine anno nonostante la presenza di precipitazioni, il che vuol dire che la precipitazione è prevalentemente di tipo nevoso e senza infiltrazione, non fornendo contributo di portata al torrente ipogeo.



Figura 1.11: Andamento delle portate e delle precipitazioni per l'anno 2008

	Portata minima [l/s]	Data portata minima	Portata massima [I/s]	Data portata massima
1° trimestre	42,88	26/03/2007	1014,80	09/03/1991
2° trimestre	70,60	18/04/1997	1078,60	28/04/2009
3° trimestre	57,10	09/09/1994	1156,38	16/07/2002
4° trimestre	53,40	17/11/1985	1767,70	09/10/1996

Tabella 1.1: Valori di portata minimi e massimi nei quattro trimestri registrati per l'intera serie di dati

Data la forte variabilità nel corso degli anni dei singoli valori che descrivono gli eventi estremi, l'analisi dei trend sulle portate viene eseguito considerando i valori in percentile, che risultano essere più significativi. Per calcolare tali valori, anno per anno è stata costruita la curva di durata delle portate, ottenuta ordinando in ordine decrescente i valori di portata e diagrammando rispetto ai 365 giorni. Una volta costruito questo andamento, fissata una durata d*, il valore di portata corrispondente a tale durata sarà il valore di portata che viene superato per d* giorni. Per tenere conto dei valori di magra, media e piena, da queste curve di durata si sono estratti i valori corrispondenti a frequenze del 5%, 50% e 95%, e diagrammati nel tempo. Si nota che i trend risultano essere più o meno costanti, leggermente crescenti ma con grande variabilità, il che non fa differenziare in maniera significativa dal valore costante. Infatti, il basso valore del parametro R² delle linee di tendenza indica la presenza di grande variabilità, e che non risulta esserci un trend significativo tale da discostare i dati da un valore costante durante l'intero periodo di osservazione. Tale assunzione risulta essere confermata andando a rappresentare nel tempo il totale delle precipitazioni anno per anno. Dato che i valori in percentile di portata risultano essere quasi uguali tra di loro nel tempo, quello che ci si aspetta è che succeda la stessa cosa con le precipitazioni, e di fatto così è in quanto non risulta esserci un trend significativo lungo gli anni presi in esame.



Figura 1.12: Variazione nel tempo dei valori in percentile della portata riferita a frequenze del 5%, 50% e 95%



Figura 1.13: Andamento delle precipitazioni totali negli anni 2001-2016

Dopo aver esaminato anno per anno, per avere un quadro d'insieme ancor più generale è stata esaminata l'intera serie di dati a disposizione, ricavando la curva di durata media giornaliera e l'anno idrologico medio (vedi Appendice A). Sulla prima sono stati calcolati, analogamente a quanto fatto in precedenza, i valori di portata relativi a frequenze del 5%, 50% e 95%, ottenendo così tre valori di portata rappresentativi della quantità di risorsa idrica negli anni.

Q₅ [l/s]	Q ₅₀ [l/s]	Q ₉₅ [l/s]
377,43	118,45	72,03

Tabella 1.2: Valori delle portate relativi alle frequenze di superamento del 5%, 50% e 95%

Trovati questi tre valori, è stato possibile valutare quanti giorni l'anno si è stati in presenza di una portata al di sotto del valore che identifica una condizione di magra (Q<Q₉₅), e quanti giorni si è stati in presenza di una portata al di sopra del valore che identifica una condizione di piena (Q>Q₅). Questi due parametri risultano essere identificativi degli anni secchi e degli anni umidi. È interessante sottolineare che una parte di apporto d'acqua rilevato dal torrente ipogeo è dato dallo stillicidio proveniente dal fratturato calcareo, che cede acqua in modo continuo e prolungato nel tempo, motivo per cui la portata non arriva mai a zero, anche dopo periodi di secche prolungate.

Anni	Giorni con	Giorni con	Anni	Giorni con	Giorni con
Anni	Q>Q5	Q <q95< td=""><td>Q>Q5</td><td>Q<q95< td=""></q95<></td></q95<>		Q>Q5	Q <q95< td=""></q95<>
1982	2	0	2001	17	95
1983	39	0	2002	26	44
1984	42	48	2003	10	35
1985	10	128	2004	19	16
1986	26	155	2005	17	20
1987	7	129	2006	1	53
1988	11	81	2007	1	99
1989	5	201	2008	23	23
1990	1	93	2009	57	0
1991	37	9	2010	40	0
1992	0	1	2011	30	20
1993	0	0	2012	5	0
1994	8	7	2013	33	64
1995	13	5	2014	65	0
1996	67	0	2015	0	0
1997	1	0	2016	15	39
1998	1	0	2017	0	0
1999	27	0	2018	56	10
2000	15	0			

Tabella 1.3: Numero di giorni in un anno in cui si hanno portate al di sotto della magra e al di sopra della

 piena

1.4 Legame afflussi-deflussi

L'obiettivo del lavoro di tesi, una volta descritto dal punto di vista idrologico l'ambiente in esame e individuati gli eventi da analizzare, è riuscire ad arrivare a un modello afflussi-deflussi che esprima il funzionamento del sistema. Si vuole studiare, in termini di portata defluita nella sezione in cui si ha lo stramazzo, la risposta del sistema in seguito a un evento di precipitazione. Il fenomeno su cui ci si concentra è il trasporto dell'acqua all'interno della rete. Se all'istante iniziale una goccia d'acqua cade sul bacino, questa impiegherà un certo tempo, variabile a seconda di dove è caduta, a raggiungere la sezione di chiusura dove si ha il collettore; la differenza tra i vari tempi di percorrenza nella rete determina la forma della curva che descrive la risposta del sistema. Di fatto il sistema di Bossea risulta essere un sistema complesso poichè fortemente eterogeneo, composto da macrofratture in cui l'acqua scorre velocemente e arriva in tempi brevi al collettore, e da microfratture del mezzo poroso in cui l'acqua scorre molto lentamente e tende dapprima a saturare tutto il reticolo, e solo dopo ad arrivare al collettore con tempi di risposta lunghi. Questo aspetto verrà meglio approfondito nei paragrafi seguenti, illustrando come l'intraprendere una via di percorrenza dell'acqua piuttosto che un'altra provochi un netto cambiamento nella modalità e tempi di risposta dell'acquifero.

Alla base del metodo si pongono alcune ipotesi:

- Il comportamento della rete, ovvero la sua risposta, rimane costante nel tempo. In pratica, si sta assumendo che per andare da un punto qualsiasi A a un punto qualsiasi B si impieghi sempre lo stesso tempo;
- La precipitazione risulta essere uniformemente distribuita sull'intera area di alimentazione del bacino;
- Il legame afflussi-deflussi è un legame di tipo lineare.

Si consideri il tutto come una scatola nera, dove in ingresso si hanno le precipitazioni (afflussi), e in uscita la portata (deflussi), entrambi dati noti. La struttura classica è del tipo

$$Q(t) = \int I(\tau) \cdot f(t-\tau) d\tau$$
(1.4.1)

ovvero la portata Q(t) è data dalla convoluzione degli ingressi I(t) per una funzione che descrive la propagazione di un impulso nel sistema, che prende il nome di *Istantaneous Unit Hydrograph* (*IUH*). Ragionando evento per evento, si vuole estrapolare questa funzione $f(t - \tau)$ [1/tempo], ovvero la distribuzione di frequenza dei tempi di risposta sistema, funzione che esprime la forma della risposta del bacino.

In letteratura, viene descritto come la risposta del sistema ad un evento di pioggia unitario [13], ovvero per un evento di pioggia con precipitazione totale di 1 m³ che cade istantaneamente, il valore della portata Q(t) è uguale alla funzione f(t). Per definizione, l'area sottesa dalla curva risulta essere unitaria.



Figura 1.14: Rappresentazione dell'idrogramma istantaneo unitario [13]

Nella (1.4.1), è necessario specificare che gli afflussi sono dati dalla portata che arriva in grotta, e non dalla portata misurata alla bocca dello stramazzo. Tali afflussi vengono calcolati come

$$I(t) = \varphi \cdot A \cdot i(t) \tag{1.4.2}$$

dove

- *I*(*t*) = portata [l/s];
- φ = coefficiente di deflusso [-];
- *A* = area [km²];

• *i*(*t*) = precipitazione [mm/h].

L'equazione (1.4.2) esprime l'assunzione che la precipitazione diventi portata a meno del coefficiente di deflusso φ , coefficiente che ci dice quanta acqua si infiltra nel terreno.

L'ipotesi fatta a inizio paragrafo riguardante la precipitazione uniformemente distribuita sull'intera area risulta essere sostenibile in quanto, nel momento in cui si decide di amplificare l'area dicendo che è sempre pari a 6 km², per compensare un'area maggiore ci si aspetta un coefficiente di deflusso più basso, così da non inficiare sul calcolo.

Sostituendo la (1.4.2) nella (1.4.1), si ottiene

$$Q(t) = \varphi \cdot A \cdot \int i(\tau) \cdot f(t-\tau) d\tau \qquad (1.4.3)$$

dove, evento per evento, si otterrà una $f(t - \tau)$ differente mantenendo in teoria il volume sempre pari a 1 per definizione.

1.4.1 Identificazione degli eventi e calcolo del coefficiente di deflusso

Operativamente si è deciso di procedere studiando quelli che sono gli eventi estremi, ovvero eventi di precipitazioni liquida a cui corrispondono aumenti delle portate nel collettore. Volendo ricordare che l'alimentazione del sistema di Bossea risulta essere di tipo pluvio-nivale, si sono considerati unicamente gli eventi di pioggia e non di neve, in quanto in quest'ultimo caso non si sarebbe riuscito in modo univoco a correlare afflussi e deflussi. Ciò avviene ad esempio in primavera quando si verifica lo scioglimento nivale, causando un innalzamento dei valori di portata anche senza la presenza di precipitazioni. Il criterio adottato per distinguere i due tipi di eventi, confondibili soprattutto a cavallo dei mesi primaverili tra marzo e aprile, è stato incrociare i dati di precipitazione e portata con i dati della temperatura esterna registrata dalle stazioni di misura, e non la temperatura registrata all'interno della grotta. Può infatti accadere, come appena citato, che un aumento delle temperature provochi una risposta in termini di portata anche in assenza di precipitazione liquida, oppure una diminuzione della temperatura provochi la formazione di uno strato di neve e ghiaccio sullo strato superficiale del bacino di alimentazione che impedisca l'infiltrazione, registrando sì un evento di precipitazione liquida a cui però non corrisponde un aumento della portata. In definitiva, si è tenuto conto che per temperature di un paio di gradi sopra lo zero siano associate precipitazioni liquide, e per temperature prossime agli 0° C precipitazioni a carattere nevoso, escluse dalle analisi. Tenendo conto che tale criterio risulti essere semplicistico, si sono principalmente studiati gli eventi alluvionali verificatisi in periodo estivo e autunnale.

Tornando all'equazione (1.4.3), è necessario calcolare il **coefficiente di deflusso** φ necessario per l'applicazione del metodo. A partire dalla (1.4.2), il fattore di correlazione $\varphi \cdot A$ tra precipitazioni e portate è stato ottenuto confrontando la serie temporale delle piogge con la serie temporale delle portate. Effettuando il rapporto tra la quantità totale di acqua in uscita dal sistema e le precipitazioni totali, si ottiene un parametro dimensionalmente espresso in m³/mm, che non avendo unità di misura coerenti viene fuori una superficie.

Eseguendo tale calcolo anno per anno, risulta essere interessante attenzionare il fatto che tale parametro, espresso in km², varia tra 3.19 e 6.57, presentando minore variabilità rispetto a ognuno dei due fenomeni presi singolarmente. Tale valore corrisponde all'ampiezza del bacino di alimentazione del sistema sotto le ipotesi ideali di precipitazioni uniformi su tutto il bacino e assorbimento totale delle stesse [1]. Di fatto, per quanto l'area risulti essere non particolarmente estesa, le precipitazioni non sono costanti nello spazio, potendo verificarsi che piova solamente in una parte del bacino.

Fatto ciò, il coefficiente di deflusso si ottiene rapportando il fattore di correlazione portataprecipitazione con la stessa area del bacino, la cui struttura assorbente è indicativamente pari a 6 km², ottenendo così un valore adimensionale, coerente con la definizione di coefficiente di deflusso.

				Correlazione	
Anno	Portata media	Portata totale	Precipitazioni	portata	Coefficiente di
AIIIIU	[l/s]	[m ^{3·} 10 ⁶]	totali [mm]	precipitazione	deflusso [-]
				[km²]	
2001	153,08	4,83	1061,4	4,55	0,76
2002	219,99	6,94	2174	3,19	0,53
2003	145,58	4,59	1219,2	3,77	0,63
2004	157,55	4,97	1045,1	4,75	0,79
2005	149,73	4,72	966,6	4,89	0,81
2006	114,56	3,61	563,28	6,41	1,07
2007	99,52	3,14	696,6	4,51	0,75
2008	169,19	5,34	1590	3,36	0,56
2009	219,31	6,92	1053,2	6,57	1,09
2010	211,77	6,68	1600,4	4,17	0,70
2011	224,70	7,09	1292,6	5,48	0,91
2012	145,32	4,58	1271,6	3,60	0,60
2013	154,79	4,88	1524,8	3,20	0,53
2014	235,47	7,43	1680,6	4,42	0,74
2015	120,82	3,81	1170,4	3,26	0,54
Deviazione standard				1,06	0,18

Tabella 1.4: Quadro riassuntivo dei parametri di precipitazione, portata e coefficiente di deflusso per differenti anni

 Per quanto riguarda l'anno 2006, mancando dati di precipitazione dal 24/08 in poi, per non sottostimare eccessivamente si è fatta la media giornaliera dei dati a disposizione (dal 1 gen al 24 ago), e moltiplicato per 365 giorni così da ottenere le precipitazioni totali. Si è dunque ipotizzato che, nei giorni con assenza di dati, in media ha piovuto come gli altri giorni.

Per definizione, il coefficiente di deflusso non può essere superiore a 1, ma nello specifico caso studio bisogna tenere a mente le ipotesi semplificative e le incertezze poste alla base del calcolo di tale parametro:

- Supposizione che gli eventi di pioggia considerati insistano uniformemente sull'intera area del bacino, la quale risulta dunque essere incerta in quanto considerata uguale per tutti gli eventi;
- I valori di portata e precipitazione presentando dei buchi nei dati, non potendo così essere considerati affidabili in pieno;
- 3. Presenza di acqua all'interno dei canali precedentemente immagazzinata, che sommata alla nuova acqua di precipitazione provoca una percentuale di infiltrazione maggiore.

Ragionando sui singoli eventi piuttosto che sui vari anni, una volta identificato l'evento e identificate le precipitazioni, con relative date di inizio e fine, si è potuto andare a calcolare un volume di acqua andando a chiudere linearmente l'idrogramma, ovvero prendendo la portata immediatamente prima dell'evento e tirando una linea, così da identificare una certa area. Calcolato il valore di tale area, il volume di acqua defluita attraverso la grotta è stato ricavato facendone la portata nel tempo; contemporaneamente, si è guardato alle piogge che hanno dato origine all'evento in questione, si è stimato il volume di acqua di precipitazione e nuovamente si è calcolato il coefficiente di deflusso per il singolo evento facendone il rapporto. In altre parole, immaginando che i mm di pioggia dell'evento di volta in volta considerato siano caduti in modo uniforme su tutta l'area di alimentazione del bacino, si ottiene un certo volume di acqua di precipitazione che rapportato con il volume d'acqua stimato dalle curve delle portate da il valore del coefficiente di deflusso.

A titolo di esempio, viene riportato l'andamento delle portate e delle precipitazioni relative all'anno 2001. In Figura 1.15, viene evidenziata in rosso l'area sottesa dall'idrogramma che individua l'evento di piena considerato, area dalla quale è stato calcolato il volume di acqua in m³ defluito allo stramazzo. Dalla Figura 1.16 invece, sono stati calcolati i mm di pioggia caduti durante lo stesso evento. Guardando all'andamento delle portate del 2001, si nota che si è deciso di trascurare l'evento di piena che va dal 4 marzo al 20 aprile, in quanto tale aumento di portata è associato al fenomeno di fusione nivale. I valori del fattore di correlazione $\varphi \cdot A$ e del coefficiente di deflusso φ ottenuti per l'evento in questione, durato dal 18 aprile al 28 maggio, sono rispettivamente pari a 2,69 km² e 0,45.



Figura 1.15: Serie temporale delle portate registrate nell'anno 2001. In rosso viene riportato il volume di acqua stimato



Figura 1.16: Serie temporale delle piogge registrate nell'anno 2001

Nel calcolo del coefficiente di deflusso, nei mesi invernali in cui ci può essere la presenza di neve e ghiaccio, si è andati a considerare le code di esaurimento della portata in quanto tali code contengono acqua appartenente allo specifico evento. Può accadere che, una volta infiltratasi acqua liquida a seguito di un evento di pioggia, la temperatura esterna possa scendere sotto lo zero, formando uno strato di ghiaccio che non permette infiltrazione di nuova acqua di precipitazione, ma l'acqua relativa all'evento precedente alla formazione del gelo è già nella grotta dove la temperatura è sopra lo zero. Non si avrà quindi contributo di portata per un evento immediatamente dopo, ma l'acqua precedentemente infiltratasi riuscirà ad arrivare al collettore contribuendo ad un incremento di portata, e dunque è da considerare. Questa situazione è possibile riscontrarla per l'evento di piena verificatosi giorno 8 ottobre 2005, dove si nota come le piogge successive a tale data non hanno dato un contributo apprezzabile in termini di portata poiché risultava impossibilitata l'infiltrazione.



Figura 1.17: Serie temporale delle portate registrate nell'anno 2005. In rosso viene evidenziato l'evento studiato in cui si tiene conto della coda di esaurimento della portata



Figura 1.18: Serie temporale delle piogge registrate nell'anno 2005

Evento	$arphi \cdot A$ [km ²]	φ[-]
apr-01	2,69	0,45
lug-02	2,41	0,40
apr-03	2,81	0,47
ott-03	4,31	0,72
nov-03	0,45	0,08
apr-04	1,9	0,32
apr-05	4,08	0,68
ott-05	3,29	0,55
nov-05	5,47	0,91
giu-07	2,71	0,45
ott-07	1,28	0,21
giu-08	3,37	0,56
ott-08	1,92	0,32
apr-09	3,58	0,60
nov-10	2,95	0,49
dic-11	2,6	0,43
mag-12	1,95	0,33
set-12	0,8	0,13
nov-12	1,44	0,24
mag-13	2,61	0,44
ott-13	1,88	0,31
giu-14	2,25	0,38
nov-14	1,66	0,28

Tabella 1.5: Valori del coefficiente di deflusso calcolati per il singolo evento

I valori trovati ed elencati in tabella di sopra esprimono il concetto che, per un coefficiente di deflusso pari a 0.5 - 0.6, si infiltra il 50% - 60% dell'acqua di precipitazione, mentre la restante percentuale evapora, ruscella o si infiltra ma senza arrivare alla sezione di chiusura dove è posto lo stramazzo.

2. Scopo della tesi e metodologie applicate al caso studio

Una volta identificati gli eventi da studiare, definita come avviene la trasformazione tra afflussi e deflussi che regola il sistema e calcolato il coefficiente di deflusso per ogni singolo evento di piena, l'obbiettivo perseguito è stato caratterizzare gli eventi e definire come varia la risposta del bacino in seguito a un evento di precipitazione. Per poter ottenere tale classificazione, a partire dai dati di portata e precipitazione e applicando la (1.4.3), si è andati a ricavare i tempi di risposta intesi non solo come un valore di tempo in sé e per sé, ma come una funzione che rappresenta una distribuzione di frequenza dei tempi che impiega l'acqua per arrivare al collettore, variabile da evento ad evento. La suddetta funzione, ovvero la f(t) che compare sempre nella (1.4.3), si è tentati di ricavarla in prima istanza utilizzando la trasformata di Fourier, e in seguito tramite l'applicazione del metodo geostatistico, sviluppato a partire dalla pubblicazione "Source identification in river pollution problems: A geostatistical approach", a opera di Fulvio Boano, Roberto Revelli, e Luca Ridolfi [15]. Per gli eventi accaduti negli anni compresi tra il 2001 e il 2009, tali analisi sono eseguite a partire dai dati a scala giornaliera, mentre per gli eventi dal 2009 al 2014 si è lavorato sia con i dati giornalieri che con i dati orari, che come si vedrà confermeranno i risultati ottenuti con i dati giornalieri, fornendo un'informazione più accurata.

2.1 Deconvoluzione tramite l'utilizzo della trasformata di Fourier

La funzione f(t), a partire dall'equazione (1.4.3), viene ricavata tramite il processo inverso chiamato *deconvoluzione*, necessario per ricavare l'idrogramma istantaneo unitario a partire dai dati noti di portata e precipitazione [13].

Essendo quindi in possesso della serie di dati di pioggia e di portata, tramite software *Matlab* viene eseguita la trasformata di Fourier utilizzando il comando *fft* (fast Fourier transform), passando dalla (1.4.3) alla

$$\tilde{Q}(u) = \varphi \cdot A \cdot \tilde{\iota}(u) \cdot \tilde{f}(u)$$
(2.1.1)

In pratica, quello che si sta facendo è passare dal dato nel dominio nel tempo al dato nel dominio di frequenza, scomponendo il segnale in una somma di più onde sinusoidali con diverse frequenze.

Una volta ottenuti i vettori in frequenza $\tilde{Q}(u)$ e $\tilde{\iota}(u)$ si esegue il rapporto tra i vettori, ottenendo la trasformata della funzione f(t) come

$$\tilde{f}(u) = \frac{Q(u)}{\varphi \cdot A \cdot \tilde{\iota}(u)}$$
(2.1.2)

Infine, il vettore in $\tilde{f}(u)$ viene riportato nel dominio del tempo attraverso il comando *ifft* (invers fast Fourier transform), ottenendo così la funzione f(t).

2.1.1 Evento maggio 2001

Un primo tentativo è stato fatto lavorando con i dati registrati su scala giornaliera, sia per quanto riguarda le portate sia per quanto riguarda le precipitazioni. A titolo di esempio viene riportato l'evento accaduto dal 18 Aprile 2001 al 28 Maggio 2001 (Figura 2.1). I dati in input risulteranno essere dunque: il vettore delle portate, il vettore delle precipitazioni e il fattore di correlazione portata precipitazione.



Figura 2.1: Serie storica delle portate anno 2001; in rosso viene evidenziato l'evento di cui si vuole risolvere la deconvoluzione

Il plot di *Matlab* restituisce un andamento della funzione f(t) fortemente irregolare e lontano dall'avere la forma caratteristica del classico IUH. Infatti, si nota la presenza di molteplici picchi e brusche variazioni piuttosto che di un picco principale seguito da un andamento decrescente (Figura 2.2).



Figura 2.2: Andamento della f(t) restituito da Matlab utilizzando la trasformata di Fourier

Il motivo di tale andamento è dato dalla presenza dell'errore, in quanto la soluzione dipende fortemente dalla presenza di perturbazioni nei dati. Poiché il metodo non è a conoscenza della presenza di tale errore, la soluzione trovata cercherà di riprodurre esattamente la serie di dati immessa come input, motivo per cui l'andamento non risulta essere regolare.

Inoltre, l'area sottesa dalla curva risulta essere superiore all'unità, errore di tipo concettuale che non può essere accettato.

2.2 Deconvoluzione tramite l'utilizzo del metodo geostatistico

2.2.1 Introduzione al problema

Da un punto di vista matematico, questo tipo di problema appartiene alla classe dei problemi mal posti, le cui soluzioni non sono caratterizzate dalla solita esistenza, unicità e continuità [14]. Per sua natura, un problema di questo tipo amplifica il rumore, rumore che per forza di cose persiste sempre e non si è in grado di eliminare.

Il metodo geostatistico presenta delle affinità con i metodi geofisici, in quanto considera un sistema di regressione che tiene conto del rumore nei dati; il metodo opera dunque tenendo conto della presenza dell'errore, approccio ritenuto più sensato del tentare di eliminarlo a monte a partire dai dati grezzi in quanto tale processo risulta essere difficoltoso.

Il concetto di base è che si è in presenza di un sistema lineare del tipo



Figura 2.3: Schematizzazione semplificata del sistema in esame

dove l'output è costituito dalle portate, mentre l'input è costituito dalle piogge e in sé comprende anche la funzione di densità di probabilità (PDF), ovvero la f(t), che rappresenta i tempi di trasporto dell'acqua nel sistema. Input e output risultano essere legati dalla matrice H, ovvero la matrice di Toeplitz, al solito tramite la relazione

$$Q(t) = \varphi \cdot A \cdot \int i(\tau) \cdot f(t-\tau) d\tau$$
(2.2.1)

che, passando dall'integrale alla sommatoria, può essere discretizzata assumendo la forma

$$z_i = H_{ij} \cdot f_j + v_i \tag{2.2.2}$$

dove z_i rappresenta il vettore delle portate misurate sul campo, mentre la matrice H_{ij} viene espressa come

$$H_{ij} = \varphi \cdot A \cdot i(t_i - \tau_j) \cdot \Delta \tau = \varphi \cdot A \cdot h(t_i - \tau_j)$$
(2.2.3)

dove ancora t_i rappresenta i tempi di misura della portata, τ_j i tempi in cui si stima la f (τ), ovvero il tempo di trasporto dell'acqua nel sistema, e *h* è il vettore delle altezze di pioggia.

Nella precedente espressione, t_i e t_j sono dunque istanti di tempo, dove l'i-esimo elemento della matrice viene ottenuto prendendo l'i-esima riga per l'unica colonna j; in pratica, fissando i e facendo variare j nella generica forma espressa nell'equazione (2.2.3) si avrà il termine $\varphi \cdot A$ costante nota, l'istante i-esimo fissato dell'altezza di pioggia meno l'istante temporale j-esimo che varia nella sommatoria. Si è quindi definito il vettore dei tempi, che parte da zero (t=0,1,2...n-1), e il vettore delle altezze di pioggia corrispondenti a quei tempi. Mettendo caso si volesse

trovare l'elemento H_{5-2} , esso presenterà gli istanti temporali i=5 e j=2, da cui segue $t_i - t_j = 5-2 = 3$, a cui corrisponde il terzo elemento del vettore delle altezze di pioggia, h(3). Trovato il valore dell'altezza di pioggia, basta applicare l'equazione (2.2.3) per ottenere il suddetto l'elemento della matrice. Detto ciò, è possibile estendere il ragionamento per l'intera prima riga della matrice H_{ij} :

- il primo elemento H₁₋₁ presenterà i=1, j=1, a cui segue t_i t_j = 1-1 = 0, ovvero il primo elemento del vettore h, h(0), corrispondente al tempo t=t(0);
- il secondo elemento della prima riga H₂₋₁ analogamente presenterà: i=2, j=1, a cui seguirà nuovamente t_i t_j = 2-1 = 1, indice corrispondente al secondo elemento del vettore h, h(2), corrispondente ovvero al tempo t=t(1), e così via.

Per tutti gli elementi della matrice tali per cui i-j < 0, come ad esempio l'elemento H_{1-2} , bisogna valutare quanta della portata z_1 corrispondente all'istante temporale i=1, riferita al giorno t=0, è dovuta ad acqua avente un tempo di trasporto relativo all'istante j=2, ovvero 1 giorno, ossia a pioggia caduta il giorno precedente. In altre parole, se succede che i-j=-1 allora bisogna usare l'altezza di pioggia del giorno precedente all'inizio dell'evento, se i-j=-2 si userà quella corrispondente a due giorni prima, e via dicendo.

Per tenere conto degli istanti temporali precedenti all'inizio dell'evento di volta in volta considerato, la matrice H_{ij} viene costruita in modo automatizzato in ambiente *Matlab* tramite il comando *toeplitz (c, r)*, dove "*c*" è la prima colonna della matrice, composta dai valori delle altezze di pioggia tali per cui i-j > 0, e "*r*" è la prima riga della matrice composta dai valori delle altezze di pioggia tali per cui i-j < 0.

Nell'equazione (2.2.2) compare un termine v_i che rappresenta l'errore, sicuramente presente in quanto in tutte le misure ci sono degli errori di tipo accidentale. Il fatto che concettualmente viene accettato un certo errore vuol dire che la soluzione cercata non dovrà riprodurre esattamente i dati di partenza, ovvero i dati di portata misurati. Viene fatta questa assunzione in quanto si sta risolvendo un problema di tipo inverso e mal posto, che porta all'amplificazione degli errori.

Tornando all'equazione (2.2.2), è nota la forma della matrice H_{ij} , si è in possesso di una serie di misure di portata z_i e si vuole trovare trovare f_j ; per farlo, non è possibile procedere in maniera diretta partendo dalla (2.2.2) invertendo la matrice H_{ij} in quanto essa risulta essere non invertibile poiché il determinante tende a zero.

2.2.2 Basi teoriche del metodo

Il metodo di risoluzione è un metodo probabilistico, basato sulla scelta a priori del come può essere fatta la funzione f(t), scegliendo una famiglia di possibili soluzioni. Queste soluzioni vengono scelte immaginando, in forma discretizzata, di avere una serie di tempi in cui si vuole ricostruire il valore della f(t), descrivendo la famiglia di soluzioni assumendo che ad ogni istante il valore possibile della funzione è rappresentato da una distribuzione di frequenza [15], in quando molteplici possono essere le soluzioni.



Figura 19: Possibile distribuzione delle f(t) istante per istante

Queste funzioni hanno due proprietà:

 Sono gaussiane con media costante pari a β, di valore al momento non precisato, descritta in forma vettoriale come

$$E[f] = X\beta \tag{2.2.4}$$

dove X risulta essere un vettore colonna unitario [15]. Si potrebbe anche scegliere il vettore X come non unitario, ma non essendo ancora a conoscenza delle soluzioni per semplicità viene preso unitario;

 Avendo più funzioni, è necessario descrivere la varianza di tutte le funzioni e sapere come sono legate tra di loro, ovvero descriverne la covarianza. I due modelli di covarianza proposti nel metodo sono il modello lineare (2.2.5), e il modello Gaussiano (2.2.6) [15]

$$Q(t_i - t_j | \theta) = \sigma^2 - \Upsilon^2 | t_i - t_j |$$
(2.2.5)

$$Q(t_i - t_j | \theta) = \sigma^2 \cdot e^{-\frac{(t_i - t_j)^2}{l^2}}$$
(2.2.6)

In entrambi i casi, nel momento in cui i=j, si ottiene

$$Q(t_i - t_i|\theta) = \sigma^2 \tag{2.2.7}$$

ovvero la σ^2 di tutte le funzioni è sempre la stessa, mentre quando si confrontano due istanti temporali diversi, e quindi caso in cui $t_i \neq t_j$, si ha che il legame diminuisce all'aumentare della distanza tra gli istanti temporali. Questo vuol dire che se ad un certo tempo si ha un certo valore, all'istante immediatamente successivo ci si aspetta un valore molto prossimo, mentre quando gli istanti considerati sono molto lontani tra loro allora i due valori saranno quasi indipendenti, facilmente intuibile dato che per $t_i \gg t_j$ l'equazione (2.2.6) tende a zero.

La covarianza Q è dunque funzione di θ , che contiene a sua volta due parametri, ovvero

$$\theta = \begin{bmatrix} \sigma \\ l \end{bmatrix}$$
(2.2.8)

detti parametri strutturali, in quanto esprimono la struttura della covarianza.

All'inizio, i valori dei parametri σ ed l sono incogniti, e verranno calcolati in seguito a partire dai dati di input, mentre nella fase iniziale ci si limita a definirne la struttura generale.

Sostanzialmente si sta dicendo che si va a trovare la soluzione tra quelle distribuzioni gaussiane con media e covarianza appena definite, e che risulti essere consistente con i dati [15].

Le equazioni (2.2.5) e (2.2.6) esprimono lo stesso concetto, l'unica differenza è la velocità con cui decresce la covarianza, che può essere descritta da un legame lineare o esponenziale, quindi più si prendono istanti di tempo separati più indipendenti saranno i valori.

Inoltre, anche gli errori seguono una distribuzione di tipo gaussiana, in quanto sono errori di tipo accidentale con media zero e una certa varianza σ_R^2 , espressa in forma matriciale come

$$R = \sigma_R^2 \cdot I \tag{2.2.9}$$
con *I* matrice diagonale [15]. Il fatto che sia diagonale vuol dire che ognuno di questi v_i ha media zero, varianza σ_R^2 , ma risultano essere scorrelati tra di loro in quanto nel momento in cui si considera $i \neq j$ nella matrice si avrà zero, il che vuol dire che non c'è correlazione. Dal punto di vista fisico, il fatto che non ci sia correlazione vuol dire che nel momento in cui si eseguono due misure della portata, gli errori accidentali nelle due misurazioni sono indipendenti, come è logico che sia.

Il valore di σ^2 è imposto dalla precisione della misura del sistema di portata, ovvero a partire dalla misura di livello, e sapendo quanto vale l'errore tipico nella precisione dello strumento, si calcola l'errore sulla portata per ottenere un valore sensato.

L'utilizzo del metodo prevede due step:

1. "Structural analysis":

Si è arrivati dunque ad avere una formulazione espressa dall'equazione (2.2.2), dove vè una distribuzione normale con media zero e varianza R, f è una distribuzione normale con media $X\beta$ e varianza Q, e z, essendo una combinazione lineare delle due, deve essere anch'essa una distribuzione normale con una certa media, non importa quale, e varianza data da

$$\Sigma = HQH^T + R \tag{2.2.10}$$

Essenzialmente, se la f(t) che si prende come soluzione fa parte di questa ipotetica famiglia di soluzioni possibili, ci si aspetta una famiglia, sempre descritta in maniera statistica, di risultati possibili.

Inserendo i dati di input, da questa famiglia di soluzioni si vuole massimizzare la probabilità di avere la portata osservata. Questo processo è detto *"structural analysis"*, basato sul principio di massima verosimiglianza per stimare i parametri strutturali [15], applicato prendendo la probabilità di *z*

$$p(z|\theta) = \iint_{\beta f} p(z|f) p(f|\beta, \theta) df d\beta$$
(2.2.11)

e cercando di massimizzarla, andando a costruire il meno logaritmo di $p(z|\theta)$ come

$$L(\theta) = -\ln\left[p(z|\theta)\right] \propto \frac{1}{2} \ln\left(|\Sigma| \cdot |X^T H^T \Sigma^{-1} H X|\right) + \frac{1}{2} z^T \Xi z$$
(2.2.12)

dove massimizzare $p(z|\theta)$ vuol dire minimizzare $L(\theta)$.

Il punto chiave è che questa distribuzione di probabilità normale la si può scrivere a livello teorico, e minizzare $L(\theta)$ o massimizzare $p(z|\theta)$ viene fatto in funzione dei parametri strutturali $\theta^T = [\sigma; l]$, e non comparendo la media poiché si integra rispetto a tutti i valori. Si vogliono dunque trovare i valori dei parametri strutturali che rendono massima la probabilità di avere i dati osservati.

Vale la pena sottolineare che massimizzare $p(z|\theta)$ è un problema *ben posto* perché corrisponde a calibrare un piccolo numero di parametri θ , pari a due, rispetto ad un largo numero di osservazioni di portata *z* [15].

Dato che la funzione L risulta essere funzione di θ , ci si concentra sulle derivate

$$g_{i} = \frac{\partial L}{\partial \theta_{i}} = \frac{1}{2} T_{R} \left[\Xi \frac{\partial \Sigma}{\partial \theta_{i}} \right] - \frac{1}{2} z^{T} \left[\Xi \frac{\partial \Sigma}{\partial \theta_{i}} \Xi \right] z$$
(2.2.13)

$$F_{ij} = E\left[\frac{\partial^2 L}{\partial \theta_i \partial \theta_j}\right] = \frac{1}{2} T_R \left[\Xi \frac{\partial \Sigma}{\partial \theta_i} \Xi \frac{\partial \Sigma}{\partial \theta_j}\right]$$
(2.2.14)

Il tutto viene risolto in maniera iterativa, partendo con una scelta iniziale dei parametri, ogni volta corretti tramite l'espressione

$$\theta_{l+1} = \theta_l - \rho F^{-1} g \tag{2.2.15}$$

In pratica quello che si vuole trovare è θ , che si trova all'interno di Q solamente, e le matrici R ed H risultano note, mentre Q la si calcola dalla (2.2.5) o (2.2.6), e quindi Σ , espressa dalla (2.2.10), dipende da θ in maniera abbastanza semplice. In altre parole, si fissa θ , si ricava Q da cui Σ , e dalle (2.2.13) e (2.2.14) si ottiene θ_{l+1} fino a convergenza. Una volta usciti dal processo iterativo, e trovato dunque θ , la generica famiglia di funzioni ha adesso una media e una varianza ben precisa, ovvero il set di soluzioni che hanno senso con quei dati, essendo stati vincolati alle osservazioni z, è la famiglia di soluzioni con struttura in precedenza definita e che massimizza la probabilità di avere quelle stesse osservazioni.

2. Una volta individuata tale famiglia di soluzioni, da questa si ricava il valore effettivo della f(t). La stima della f(t) si ottiene tramite l'utilizzo dell'operatore lineare Λ chiamato kriging

$$\hat{f} = \Lambda z \tag{2.2.16}$$

La \hat{f} deve avere la stessa media teorica trovata prima, e bisogna minimizzare la deviazione standard rispetto alla f(t) trovata nello step 1; questi due requisiti, espressi in forma matematica vengono scritti come

$$E[\hat{f} - f] = 0 \tag{2.2.17}$$

$$\min_{\hat{f}} E[(\hat{f} - f)(\hat{f} - f)^{T}]$$
(2.2.18)

I vincoli espressi dalla (2.2.17) e dalla (2.2.18), scritti in forma matriciale, esprimono il fatto che i Λ devono obbedire alla seguente struttura

$$\begin{bmatrix} \Sigma & HX \\ (HX)^T & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Lambda^T \\ M \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} HQ \\ X^T \end{bmatrix}$$
(2.2.19)

dove tutti i termini sono noti meno che Λ . Trovati i Λ , si sostituiscono nella (2.2.16) così da ricavare la f(t).

L'applicazione dell'operatore kriging, e dunque la risoluzione del sistema (2.2.19), corrisponde a scartare dal quell'insieme delle funzioni f(t) trovate quelle che risultano essere non consistenti con le osservazioni [15].

Trovato Λ , la media viene calcolata dalla (2.2.16), mentre la matrice di covarianza V si ricava come

$$V = -XM + Q - QH^T \Lambda^T$$
(2.2.20)

Lo svantaggio relativo all'utilizzo dell'equazione (2.2.2) è che l'applicazione del metodo geostatistico su un modello di tipo lineare consente alla soluzione di presentare valori negativi, non accettabili da un punto di vista fisico [15]. Il problema sta nelle code, dove si possono verificare delle oscillazioni intorno allo zero.

Per escludere la possibilità di avere f(t) negative, si considera una funzione derivata

$$\tilde{f} = \alpha (f^{\frac{1}{\alpha}} - 1) \tag{2.2.21}$$

dove α risulta essere un parametro fissato a priori. Si ottiene che la f(t) è costretta ad essere non negativa fino a quando

$$\tilde{f} + \alpha > 0 \tag{2.2.22}$$

In altre parole, più è alto il valore di α più è facile che la f(t) risulti essere non negativa. Imporre che la f(t) sia non negativa vuol dire imporre un certo legame non lineare, che nel caso in esame è espresso dalla (2.2.21). Detto ciò, il metodo di risoluzione è uguale a prima, di nuovo di tipo iterativo, dove la \tilde{f} può essere anche non negativa, in quanto la f(t) vera diventa positiva dopo l'applicazione della (2.2.22).

3. Applicazione del metodo geostatistico

Volendo brevemente riassumere quanto espresso nel paragrafo 2.2.2, ciò che si vuole trovare è la funzione f(t), o meglio i valori più probabili. Partendo dalla famiglia teorica di soluzioni definita all'inizio, vengono considerati i valori che massimizzano la probabilità di ottenere le osservazioni delle misure di portata tramite il principio di massima verosimiglianza. Stimati tali valori, la famiglia teorica di soluzioni è diventata adesso una famiglia pratica, e tra queste funzioni pratiche appena ottenute si applica un processo di stima tramite l'operatore kriging, in maniera tale che la media sia più vicina possibile a quella che ci si aspetta, e che la varianza delle suddette funzioni, e dunque lo scarto, sia il più piccolo possibile. Trovata così la f(t), applicando nuovamente la (2.2.3) non si otterranno i valori effettivi delle osservazioni in quanto si accetta il fatto che ci siano degli errori, essendo il metodo di tipo probabilistico. Di fatto, nel plot di *Matlab* viene restituita anche la varianza, o intervallo di confidenza, il che vuol dire che tutte le funzioni che stanno all'interno della fascia in rosso danno le osservazioni z misurate al netto degli errori. Tra queste funzioni comprese all'interno dell'intervallo di confidenza del 95%, quella reale non è perfettamente definibile trattandosi di metodo statistico.

Inoltre, nel plot possono essere presenti più picchi oltre quello principale poiché l'acqua arriva alla stazione di misura da più parti, ovvero si hanno più contributi (fratture principali, fratture secondarie, stillicidio, ecc.); l'acqua che arriva dai canali più grossi sembra un'onda di piena che provoca il picco principale, mentre l'acqua nelle fratture più piccole scorre nel mezzo poroso, facendo innalzare il livello della falda e spingendo acqua nel collettore.

Il codice scritto in Matlab che implementa il metodo geostatico ha bisogno dei seguenti input:

- Varianza degli errori di misura;
- Parametro α per imporre la non negatività della soluzione;
- I valori di primo tentativo dei parametri strutturali;
- Modello della covarianza;
- Vettore delle portate osservate;
- Matrice H, costruita a partire dai dati di precipitazione, e moltiplicata per il coefficiente di deflusso.

In linea del tutto teorica, *la varianza degli errori di misura* da considerare sarebbe la varianza ottenuta dall'applicazione della scala di deflusso, ovvero si dovrebbe utilizzare la stima dell'errore dovuta alla stima delle portate, e dunque l'errore strumentale. Il valore di tale errore

si ricava richiamando la legge di deflusso (1.3.1), ottenuta per calcolare il valore di portata defluita alla bocca dello stramazzo, e invertendola al fine di esplicitare la y, ovvero il livello dell'acqua espresso in mm

$$y = \left(\frac{Q}{0.0647}\right)^{1/1.5} \tag{3.1}$$

A partire dai valori noti della portata Q [l/s] in gioco, è possibile ricavare le misure di livello dell'acqua applicando la (3.1). Essendo nota la precisione nella misura di livello pari a $\sigma(y) = \pm 1 mm$, per un nuovo valore della misura di livello pari a $y + \sigma(y)$, si ricavano nuovamente tramite la (1.3.1) i valori di portata $Q[y + \sigma(y)]$, ovvero le portate affette dall'errore strumentale. Infine, dalla differenza tra i valori di portata calcolati con e senza l'errore, si ottiene l'errore nella misura della portata $\sigma(Q)$ da inserire come input nel metodo geostatistico. Essendo il legame tra portata e livello dell'acqua di tipo non lineare, il valore della $\sigma(Q)$, ovvero la $\sigma(R)$ utilizzata nel metodo, varia al variare della portata osservata.

Anno	min σ(Q)	max σ(Q)
Anno	[l/s]	[l/s]
2001	0,96	2,10
2002	0,94	2,54
2003	0,96	2,07
2004	0,99	2,36
2005	0,97	2,21
2006	0,96	1,87
2007	0,85	1,80
2008	1,00	2,05
2009	1,06	2,48
2010	1,05	2,62
2011	0,99	2,72
2012	1,03	1,90
2013	0,88	2,20
2014	0,90	2,46

Tabella 3.1: Range dei valori minimi e massimi degli errori di misura nella stima delle portate

Utilizzando i valori massimi di deviazione standard, oppurtunamente elevati al quadrato per ottenere la varianza dell'errore in $[I/s]^2$, i grafici rappresentanti la funzione f(t) risultano essere fortemente irregolari. Il motivo alla base è che questi valori sono appunto i valori dell'errore nella stima delle portate, che andrebbero bene se tutte le assunzioni poste alla base del metodo fossero corrette. Nella realtà non è così, in quanto si stanno assumendo le seguenti approssimazioni: (1) incertezza sul calcolo del coefficiente di deflusso, (2) precipitazione

uniforme sull'intera area del bacino, (3) la precipitazione diventa portata a meno di un coefficiente di deflusso, (4) la trasformazione tra gli afflussi e i deflussi avvenga secondo la (1.4.3), (5) modalità e quantità di infiltrazione variabili in base ai periodi dell'anno e alle condizioni iniziali di umidità del suolo. Dovendo quindi tenere conto della presenza di tali errori supplementari, risulta essere lecita l'assunzione di utilizzare valori di varianza dell'errore superiori a quelli stimati unicamente considerando la scala di deflusso. Si è quindi partiti dai valori in Tabella 3.1, andando ad incrementarli fino a quando la soluzione ricavata non avesse un andamento regolare e compatibile con la definizione dell'Idrogramma Unitario, imponendo come criterio di controllo che l'area sottesa dalla curva media della f(t) non sia mai maggiore del valore unitario.

A differenza di quanto esposto in via teorica, l'area sottesa dalla f(t) è normale che non risulti perfettamente unitaria, in quanto si sta ricostruendo non la funzione f(t) vera, ma una stima ottenuta considerando istante per istante una distribuzione con una certa media e varianza, in teoria gaussiana, anche se quando si applica il sistema non lineare (2.2.21) per imporre la non negatività non risulta più essere gaussiana. Avendo una distribuzione in ogni punto, ossia in ogni istante temporale, il valore esatto sarà uno dei valori compresi nell'intervallo di confidenza, e di questi se ne fa la media per darne una rappresentazione. Quindi la f(t) vera sarà contenuta in quella distribuzione, ma non è detto che sia quella plottata. Detto ciò, non è detto che la funzione media sia la più corretta; da questo ne deriva che, anche se la funzione f(t) teorica avesse area pari a 1, non è detto che la stima abbia pure area unitaria, accettando dunque una certa incertezza. Oltretutto, non è neanche detto che tale area debba essere per forza unitaria, in quanto avere area teorica unitaria deriva dall'ipotesi che tutta la pioggia diventi portata, ma in ambiente carsico non è detto che sia così in quanto si potrebbe avere acqua che si infiltra in una certa rete di canali piuttosto che in un'altra, oppure presenta dei tempi di risposta più lunghi della durata dell'evento considerato, soprattutto se piovesse in un periodo secco in quanto si tende in un primo momento a riempire le varie aree di acqua che verrà espulsa, e dunque registrata come portata, durante un evento successivo. Ancora, anche l'area su cui piove è incerta, in quando la si considera uguale per tutti gli eventi; essendoci quindi l'area incognita, ci si limita a dire qual è la distribuzione dei tempi, la quale esprime quali sono i tempi più probabili ma senza precisione riguardo alle quantità di acqua che fuoriesce, imponendo a priori l'ipotesi che convenzionalmente tutta l'acqua che entra nelle fratture riesca ad uscire. L'unica inesattezza è dunque sui quantitativi, e non sulla forma della funzione *f(t)*.

I valori della varianza dell'errore $\sigma^2(R)$ e dello standard error $\sigma(R)$ sono riportati in seguito nella Tabella 3.2, dove è possibile notare che i valori della $\sigma(R)$ siano maggiori del massimo della $\sigma(Q)$ ottenuti tramite la legge di deflusso, e che presentano un ordine di grandezza di circa il

Evento	σ²(R)	σ(R)
Evento	utilizzata	utilizzata
apr-01	1000	31,6
lug-02	1000	31,6
apr-03	100	10
ott-03	100	10
nov-03	1000	31,6
apr-04	10000	100
apr-05	100	10
ott-05	100	10
nov-05	1000	31,6
giu-07	1000	31,6
ott-07	100	10
giu-08	1000	31,6
ott-08	100	10
apr-09	1000	31,6
nov-10	1000	31,6
dic-11	1000	31,6
mag-12	100	10
set-12	100	10
nov-12	1000	31,6
mag-13	1000	31,6
ott-13	100	10
giu-14	1000	31,6
nov-14	1000	31,6

10% dei valori di portata in gioco. Maggiore risulta essere la varianza dell'errore utilizzata, più fluido sarà l'andamento della funzione f(t), tendendo a smorzare i picchi secondari; viceversa, minore è l'errore ammesso, più è difficile che il metodo arrivi a ricostruire la funzione cercata.

Tabella 3.2: Valori della varianza dell'errore e dello standard error utilizzati evento per evento

Per quanto riguarda il valore del parametro α , è vero che più è alto il valore di tale parametro più è facile che la f(t) risulti essere non negativa, ma questo aspetto incide sulla velocità di calcolo, impiegando tempi più lunghi per arrivare a convergenza. Infine, per i parametri strutturali, il modello della covarianza e la costruzione della matrice *H* si rimanda ai paragrafi 2.2.1 e 2.2.2.

3.1 Analisi dei risultati

Dato il numero elevato di eventi studiati, in questo paragrafo vengono discussi e commentati alcuni dei risultati ottenuti come output del metodo geostatistico, mentre i restanti sono riportati in Allegato B e C. Si è deciso di riportare eventi relativi a diversi periodi dell'anno, alcuni risolti a partire dai dati di precipitazione e di portata in scala giornaliera, mentre per altri di cui si era in possesso dei dati sia in scala giornaliera che in scala oraria, vengono riportate entrambe le soluzioni ottenute. Per questi ultimi, confrontando i due output ottenuti, si può notare come variano le informazioni ricavabili a partire da uno stesso evento, ma avendo a disposizione dati di input con una maggiore risoluzione.

Per ogni evento si è dunque trovato l'Idrogramma Istantaneo Unitario corrispondente, dal quale sono stati tirati fuori 4 parametri:

- Tempo del picco;
- Ampiezza del picco;
- Portata all'inizio dell'evento;
- Precipitazioni nel mese precedente.

A partire dai suddetti parametri, si è cercata una correlazione che potesse descrivere la risposta del sistema (tempo e ampiezza del picco) in base al periodo in cui si verifica l'evento e le sue condizioni iniziali, in termini di umidità o siccità del sistema (portata all'inizio dell'evento e precipitazioni nel mese precedente).

3.1.1 Eventi in stagione primaverile

Il primo caso studio riportato corrisponde all'evento di piena di *aprile-maggio 2003*, verificatosi precisamente tra il 5 aprile 2003 e il 10 maggio 2003, periodo subito a ridosso del primo trimestre (gennaio-fine marzo). Il motivo per cui si è deciso di porre attenzione su questo specifico evento è legato proprio al particolare periodo in cui si svolge, caratterizzato dal verificarsi immediatamente dopo il fenomeno dello scioglimento nivale, che tende a caricare l'acquifero di acqua, saturandolo quasi completamente e costituendo una condizione di partenza del sistema decisamente umida. L'IUH corrispondente risulta essere netto e ben definito, presentando una fase di crescita e decrescita costante senza oscillazioni. Gli alti valori di parametri, legati al tempo e all'ampiezza del picco, indicano una risposta del sistema lenta, con precipitazioni che impiegano 8 giorni ad arrivare alla sezione di chiusura in cui viene rilevata la portata, il cui contributo si esaurisce dopo circa 25 giorni, valori nettamente più alti che per

gli altri casi presi in considerazione. Si può inoltre notare come l'intervallo di confidenza non tende a discostarsi dal valore medio stimato della f(t), essendo indice di una ricostruzione affidabile e coerente con i dati di portata rilevati. Da questi ultimi si nota facilmente come l'andamento delle portate risulti essere graduale fino al 27 aprile, per poi cominciare la fase discendente.

Per l'evento in questione, essendo a disposizione unicamente i dati in scala giornaliera, l'IUH presenterà in ascisse ed ordinate i valori espressi in giorni [d], e il suo inverso [1/d].

Data	Pioggia [mm]	Portata [l/s]
5-apr-03	0,0	168,15
6-apr-03	0,0	174,52
7-apr-03	2,2	185,79
8-apr-03	0,0	180,64
9-apr-03	0,0	173,51
10-apr-03	12,6	173,51
11-apr-03	12,0	168,15
12-apr-03	3,2	166,81
13-apr-03	0,0	170,15
14-apr-03	0,0	181,32
15-apr-03	0,0	196,23
16-apr-03	0,0	211,53
17-apr-03	0,0	224,26
18-apr-03	0,8	263,51
19-apr-03	14,0	295,92
20-apr-03	61,6	289,90
21-apr-03	4,6	327,89
22-apr-03	0,0	375,22
23-apr-03	0,0	370,00
24-apr-03	0,0	366,97
25-apr-03	0,0	388,38
26-apr-03	1,2	391,47
27-apr-03	1,6	407,94
28-apr-03	0,0	384,42
29-apr-03	0,0	360,93
30-apr-03	3,4	353,21
1-mag-03	0,0	352,36
2-mag-03	3,8	332,90
3-mag-03	0,0	315,05
4-mag-03	0,0	304,42
5-mag-03	0,0	291,10
6-mag-03	0,0	274,44
7-mag-03	0,0	256,57
8-mag-03	0,0	239,10
9-mag-03	0,0	231,64
10-mag-03	12,4	225,73

Tabella 3.3: Finestra temporale di pioggia e portata considerata



Figura 3.1: IUH in scala giornaliera per l'evento di aprile-maggio 2003

Tempo di picco	Ampiezza di picco	Portata inizio	Piogge mese
[d]	[d]	evento [l/s]	precedente [mm]
8	25	166,81	60,0

Tabella 3.4: P	arametri d	caratterizz	anti l'event	o di ap	rile-maggio	2003

Nell'ottica di mostrare la forte variabilità degli eventi di precipitazione e delle modalità di risposta del bacino carsico ad essi, è interessante riportare un secondo evento accaduto due anni dopo nello stesso periodo di quello precedentemente analizzato, ovvero l'evento di *aprile-maggio 2005*.

Data	Pioggia [mm]	Portata [l/s]
5-apr-05	0,0	190,64
6-apr-05	0,0	187,17
7-apr-05	0,0	187,17
8-apr-05	3,0	187,17
9-apr-05	4,2	187,17
10-apr-05	40,4	180,98
11-apr-05	67,4	173,51
12-apr-05	12,4	259,65
13-apr-05	0,0	281,14
14-apr-05	0,0	344,70
15-apr-05	0,8	364,81
16-apr-05	53 <i>,</i> 4	460,57
17-apr-05	2,8	489,81
18-apr-05	0,0	367,84
19-apr-05	12,6	370,44
20-apr-05	2,4	390,14
21-apr-05	0,2	343,43
22-apr-05	0,2	321,24
23-apr-05	0,0	304,83
24-apr-05	22,8	297,53
25-apr-05	3,6	381,78
26-apr-05	0,0	419,20
27-apr-05	0,0	431,48
28-apr-05	0,0	473,70
29-apr-05	0,0	452,66
30-apr-05	0,0	442,94
1-mag-05	0,0	423,73
2-mag-05	0,0	401,68
3-mag-05	0,0	380,03
4-mag-05	0,0	357,06
5-mag-05	1,6	333,32
6-mag-05	0,0	306,05
7-mag-05	0,0	287,10
8-mag-05	0,0	268,96
9-mag-05	0,0	258,11
10-mag-05	0,0	244,75

Tabella 3.5: Finestra temporale di pioggia e portata considerata

All'interno della finestra temporale che contraddistingue l'evento preso in considerazione, è possibile notare la presenza di una pluralità di picchi di precipitazione: il primo, giorno 11 aprile, è responsabile del picco di portata registratosi 6 giorni dopo, ovvero il 17 aprile, mentre i successivi provocano una seconda onda di piena con valore massimo registrato il 28 aprile, ovvero 17 giorni dopo il primo picco. Questo comporta un IUH caratterizzato da due massimi, collocati rispettivamente 5 e 17 giorni dopo l'inizio dell'evento. Per quanto tale andamento risulti essere consistente con i dati immessi come input, si è deciso di lavorare unicamente considerando il primo picco, in quanto risulta essere il più significativo, e in ogni caso, il più

affidabile. Anche in questo caso, l'intervallo di confidenza risulta essere prossimo al valore medio ottenuto, avendo utilizzato una $\sigma(R)=10$ l/s, valore relativamente basso di errore ammesso.

Dal confronto con i valori dei parametri ottenuti nel caso di aprile 2003, si nota come la risposta risulti essere anche in questo caso non immediata, con un tempo di picco pari a 5 giorni, partendo nuovamente da una condizione dell'ambiente saturo di acqua, intuibile dal valore di portata pari a 173,51 l/s.



Figura 3.2: IUH in scala giornaliera per l'evento aprile-maggio 2005: (a) viene riportato per l'intera finestra temporale studiata, (b) viene enfatizzato il picco principale

Tempo di picco	Ampiezza di picco	Portata inizio	Piogge mese
[d]	[d]	evento [l/s]	precedente [mm]
5	11	173,51	42,6

 Tabella 3.6: Parametri caratterizzanti unicamente il picco principale (Figura 3.2-b) dell'evento di aprilemaggio 2005

3.1.2 Eventi in stagione estiva

Passando al trimestre successivo, in periodo estivo, è molto interessante e peculiare riportare l'evento accaduto a cavallo tra *giugno e luglio 2014*, e il suo IUH corrispondente.

In questa stagione ci si aspetterebbe un sistema secco, con canali non saturi di acqua date le temperature crescenti e la scarsa infiltrazione, dovuta al fenomeno dell'evapotraspirazione e alle piogge abbondanti ma rapide. Al contrario di quanto appena detto, durante questo periodo è vero che il sistema è caratterizzato dall'aver terminato lo scioglimento delle nevi, ma ne risente ancora del contributo, mantenendo umido l'ambiente. Da giugno in avanti, il reticolo di canali carsici tende sempre più a seccarsi, fino a raggiungere il culmine in autunno inoltrato, ma nonostante ciò i sifoni e il collettore che compongono l'eterogeneo sistema della grotta di Bossea continuano a registrare valori alti di portata. Data la presenza di tale acqua all'interno delle gallerie a pieno carico, non appena si verifica l'infiltrazione esterna, dovuta generalmente a fenomeni temporaleschi estivi, si sviluppa l'onda di piena che provoca lo scarico veloce di acqua verso valle.

A conferma di quanto appena detto sul fatto di trovare un sistema umido anche in periodo estivo, la portata ad inizio evento, registrata in data 14 giugno 2014, è pari a 158,36 l/s, decisamente maggiore dei valori di medi di magra, comparabile invece con i valori di portata media che contraddistinguono il Torrente Mora.

Ci si aspetta dunque una risposta rapida in termini di tempo di picco, riscontrabile proprio durante l'evento sopra citato. Infatti, la precipitazione di 102,4 mm registrata giorno 16 giugno 2014 ha provocato un aumento di portata, nella stessa data, da 385,90 l/s a 697,74 l/s. Quindi, tra il picco di pioggia e quello di portata non è passato neanche un giorno, ma l'ordine di grandezza è questa volta in termine di ore, decisamente molto minore rispetto ai tempi di risposta che si sono registrati per gli eventi durante il periodo primaverile. Tale analisi dei tempi effettuata in maniera grezza andando a guardare i picchi dei due fenomeni presi separatamente, viene confermata dall'IUH ottenuto grazie sempre al metodo geostatistico, eseguito questa volta sia su scala giornaliera che su scala oraria. L'andamento della curva ottenuto utilizzando i dati orari risulta essere coerente e compatibile con quello ottenuto a partire dai dati giornalieri, motivo per cui il risultato ottenuto dalle analisi risulta essere ulteriormente più affidabile.



Figura 3.3: IUH rappresentativo dell'evento di giugno-luglio 2014: (a) rappresentazione in scala giornaliera, (b) rappresentazione in scala oraria

Tempo di picco	Ampiezza di picco	Portata inizio	Piogge mese
[d]	[d]	evento [l/s]	precedente [mm]
0	3	158,36	60,8

Tabella 3.7: Parametri caratterizzanti l'evento di giugno-luglio 2014

Dalla Figura 3.3, sia (a) che (b), si nota subito come l'andamento dell'IUH presenti sin dall'inizio la fase decrescente, ovvero la risposta in termini di portata risulta essere immediata, motivo per cui il tempo di picco valutato in giorni risulta essere pari a 0. Nonostante questo sia il caso con risposta più rapida tra tutti gli eventi analizzati, anche gli altri verificatosi nello stesso periodo risultano confermare una tendenza del sistema a rispondere in maniera decisamente rapida, tra gli 0 e i 2 giorni.



Figura 3.4: IUH rappresentativo dell'evento verificatosi dal 12 luglio al 5 agosto 2002, in scala giornaliera. Presenta un tempo di picco pari a 2 giorni

3.1.3 Eventi in stagione tardo autunnale e invernale

Dopo aver esposto ed analizzato gli eventi relativi ai trimestri primaverili ed estivi, si chiude il ciclo annuale andando a riportare alcune delle tipologie di risposte che si possono avere durante il periodo tardo-autunnale e invernale.

Arrivati a questo punto dell'anno, il sistema risulta aver raggiunto il livello di saturazione annuale più basso, in quanto è preceduto dal periodo estivo, caratterizzato da bassa capacità infiltrativa, e altresì si è completamente esaurito il contributo dello scioglimento nivale in termini di portata nel collettore del torrente ipogeo. Quest'ultimo aspetto, messo in evidenza dai bassi valori di portata misurati prima dello svolgersi degli eventi presi in considerazione, e unito al fatto che la rete di canali carsici sia priva di acqua, risulta essere causa di una tipologia di risposta differente da quelle riscontrate durante le stagioni precedenti. Infatti, la condizione di siccità del sistema rende meno frequente la nascita delle onde di pressione, e inoltre una parte di acqua tende a saturare le microfratture carbonatiche stazionando al loro interno, non arrivando a contribuire alla portata. Tutto ciò comporta tempi di risposta, misurati al solito valutando il tempo di picco, più alti di quelli registrati durante il periodo estivo, ma inferiori a quelli registrati in periodo primaverile, il cui motivo verrà esposto nel dettaglio nel paragrafo 3.1.4.

Quanto appena detto è riscontrabile dall'analisi dell'IUH corrispondente all'evento di **ottobrenovembre 2007**, a partire dal quale si vuole anche mettere in mostra, utilizzando una varianza dell'errore di un ordine di grandezza diverso, come varia l'andamento della curva della f(t), restituendo però lo stesso valore stimato del tempo di picco.



Figura 3.5: IUH rappresentativo dell'evento verficatosi tra ottobre e novembre 2007: (a) $\sigma^2(R)=100$, (b) $\sigma^2(R)=1000$. Sia (a) che (b) ricavati a partire dai dati giornalieri di precipitazione e di portata.

Tempo di picco	Ampiezza di picco	Portata inizio	Piogge mese
[d]	[d]	evento [l/s]	precedente [mm]
6	3	89,9	95,6

 Tabella 3.8: Valori dei parametri caratterizzanti l'IUH corrispondente all'evento di ottobre-novembre

 2007

Altro caso interessante di cui tenere conto risulta essere l'evento accaduto a *ottobre-novembre 2010*, per il quale valgono le medesime considerazioni introduttive esposte a inizio paragrafo. Pur essendosi verificato nello stesso periodo, la risposta risulta essere più rapida rispetto al caso precedente. La differenza, in termini di tempo di risposta, può essere attribuita in prima istanza a un valore di portata a inizio evento maggiore (112,27 l/s nel 2010 contro gli 89,9 l/s nel 2007), sia alla quantità di precipitazione precedente i singoli eventi. Trovandosi quindi in una situazione in cui il sistema risulta essere più umido, e sottoposto a un evento di precipitazione più intenso, la risposta è accelerata probabilmente per l'influenza dell'onda di pressione. Questo dimostra come il sistema di Bossea sia influenzato fortemente dalla tipologia e intensità degli eventi di precipitazione che insistono su di esso.



Figura 3.6: IUH corrispondente all'evento verificatosi tra ottobre e novembre 2010, ricavato a partire dai dati in scala giornaliera

Tempo di picco	Ampiezza di picco	Portata inizio	Piogge mese
[d]	[d]	evento [l/s]	precedente [mm]
2	6	112,27	169,4

 Tabella 3.9: Valori dei parametri caratterizzanti l'IUH corrispondente all'evento di ottobre-novembre

 2010

Essendo per l'anno 2010 in possesso dei dati di portata e di precipitazione sia a scala giornaliera che oraria, è stato ricavato l'IUH a partire da entrambe le serie di dati, in modo da poter confrontare i risultati ottenuti. La Figura 3.7 (a) riporta lo stesso idrogramma unitario della Figura 3.6, solamente interrotto prima in modo da evidenziare il picco principale, di maggior interesse, e per non tenere conto dei picchi successivi a quello principale, dovuti ad altri eventi di pioggia non rilevanti. La stessa operazione viene eseguita per l'IUH su scala oraria, interrotto a 168 ore così da poter riferire le funzioni f(t) allo stesso intervallo temporale.



Figura 3.7: Rappresentazione dell'IUH corrispondente all'evento di ottobre-novembre 2010, evidenziando il picco principale: (a) analisi a partire dai dati orari, (b) a partire dai dati giornalieri

Già a partire dall'analisi in scala oraria è ben visibile il picco principale, che però non potendo essere identificato in maniera precisa a causa della risoluzione dei dati più grezza, viene indistintamente aggregato e rappresentato da un plateau, identificando il valore massimo tra 1 e 2 giorni. Utilizzando invece la serie di dati oraria, essendo quest'ultima molto più fine, si riesce a individuare con precisione il picco, potendo così affermare che non si trova approssimativamente tra 1 e 2 giorni, ma avviene dopo 28 ore. Si può dunque affermare che, il tempo di picco stimato dai dati aventi risoluzione maggiore, non sposta di troppo il suo valore rispetto all'informazione ottenuta in scala giornaliera, fornendo bensì un'indicazione più accurata. È vero quindi che si è in grado di ottenere una percezione più fine della risposta, ma si può anche notare come l'andamento risulti essere maggiormente oscillante e più complicato, in quanto il metodo deve ricostruire la funzione f(t) su un numero di punti maggiore, motivo per cui l'analisi oraria ha richiesto come valore di input una varianza dell'errore di un ordine di grandezza superiore rispetto a quella utilizzata per l'analisi in scala giornaliera. I risultati ottenuti dal confronto tra i due idrogrammi risultano comunque essere rassicuranti, in quanto i due andamenti trovati sono tra loro consistenti e coerenti con i dati, il che indica la robustezza del metodo geostatistico per la risoluzione della deconvoluzione.

3.1.4 Correlazione tra gli eventi

Nei paragrafi precedenti sono stati riportati e descritti una parte degli eventi di precipitazione e di portata, analizzati grazie agli Idrogrammi Unitari derivati dai due fenomeni. Per ognuno di essi, ricavati a partire dalle serie temporali in scala giornaliera, sono stati estrapolati dei parametri che permettono di classificare la modalità di risposta del sistema e le condizioni iniziali dello stesso, in termini di livello di saturazione del reticolo carsico. Nonostante la scala oraria sia risultata essere più accurata, si è scelto di lavorare a partire dai dati in scala giornaliera, in quanto è stato possibile analizzare un numero maggiore di eventi disponibili solo con tale risoluzione.

	Tempo di picco [giorni]	Ampiezza [giorni]	Piogge mese precedente [mm]	Portata a inizio evento [l/s]
Primavera	4 (1 – 8)	11 (5 -25)	46,5 (0,4 – 96,2)	263,9 (166,8 – 526,46)
Estate	1,3 (0 – 2)	5 (3 – 7)	112,3 (60,8 – 228,2)	175,5 (100,9 – 267,7)
Autunno - Inverno	2,3 (1 – 6)	5 (2 – 9)	90,5 (5,4 – 239)	85,7 (68,6 – 112,27)

 Tabella 3.10: Tabella riassuntiva con valore medio, minimo e massimo dei parametri che caratterizzano

 le diverse stagioni

Dopo aver raggruppato i suddetti parametri in base al periodo dell'anno durante il quale si sono verificati gli eventi, si è cercata una qualche correlazione che potesse giustificare i diversi

andamenti dei vari IUH, ovvero capire perché il sistema risponde in maniera diversa in base alla stagionalità degli eventi.

A partire dalle forme assunte dalla funzione f(t) precedentemente esposte, e dai valori riportati in Tabella 3.10, si nota subito una forte variabilità nella risposta in base alla stagione. Riferendosi ai valori medi di portata registrati prima del verificarsi degli eventi di piena, appare evidente come il sistema progressivamente tenda a diventare sempre più secco, passando dalla primavera all'inverno, in quanto si affievolisce il contributo dovuto allo scioglimento nivale. Se il sistema acquifero fosse carsificato in modo omogeneo, sarebbe regolato dalle onde di pressione, che provocherebbero tempi di riposta più rapidi all'aumentare della quantità di acqua assorbita dal sistema; in pratica ci si aspetterebbe che, passando dalla primavera all'inverno, i tempi di risposta si allungassero. Tale supposizione viene però smentita in quanto, dalle analisi precedentemente sviluppate, il sistema di Bossea dimostra di rispondere in maniera decisamente più rapida durante l'estate e più lenta durante la stagione primaverile. Il motivo alla base di tale comportamento è la più volte accennata eterogeneità della composizione del sistema, in cui vi è la contemporanea presenza di zone permeabili e zone non permeabili. Non conoscendo in maniera puntuale e precisa come è fatto il complesso roccioso in questione, non è facile riconoscere univocamente l'effetto dell'onda di pressione, ben riconoscibile quando si parla di ambienti saturi e omogenei.

Risultando essere dunque un sistema eterogeneo, ci sono alcune zone che rispondono in un certo modo, e altre in maniera diversa, generando così due tipi di flussi: (1) quelli in condotto, ovvero all'interno dei reticoli carsici saturi, e (2) quelli in frattura, dove l'acqua tende a muoversi tramite percolazione. Di questi due, il primo risulta essere di tipo veloce, in quanto dominato dal fenomeno delle onde di pressione, mentre il secondo è di tipo lento.

A conferma di questo aspetto duale del flusso dell'acqua all'interno del sistema, sono state eseguite colorazioni con tracciante artificiale in uguale quantità, ovvero 1 kg di fluoresceina, immesso nel Rio di Roccia Bianca in condizione sia di piena che di magra per studiare il flusso d'acqua attraverso il collettore principale (Figura 3.8). Si è scoperto che in piena il tracciante raggiungeva velocità massime pari a 2460 m/giorno, con una curva che presenta un picco molto stretto e raggiunto in tempo rapido, mentre in magra la velocità massima raggiunta è stata di 644 m/giorno, presentando una curva di restituzione del tracciante con forma completamente diversa rispetto alla condizione precedente. L'andamento di quest'ultima, più "spanciata" e lunga nel tempo, presenta il picco dopo un tempo maggiore in quanto, in condizione di piena, il grosso del colorante percorre le zone maggiormente permeabili, viaggiando rapidamente, mentre in condizioni di magra il colorante si disperde nelle zone insature prima di giungere alla sorgente, ovvero alla sezione di chiusura.



Figura 3.8: Curva di arrivo del tracciante immesso nel Rio di Rocca Bianca. In fucsia, situazione di magra; in blu, situazione di piena [B. Vigna].



Figura 3.9: Curva di restituzione del tracciante allo Stillicidio Milano [B. Vigna]

Analogamente, sono state eseguite colorazioni con tracciante in prossimità delle zone calcaree fratturate, dove si sono registrate velocità massime di 61 m/giorno, e minime di circa 5 m/giorno. In Figura 3.9 viene riportata la curva di restituzione del tracciante immesso nelle fratture, la quale mostra un andamento molto particolare: nel momento in cui piove, succede che diminuisce la quantità di colorante misurato nella sezione di uscita, e non appena termina

l'evento di precipitazione, torna ad aumentare. Da tale andamento si deduce che, in condizioni sature, anche il fratturato risente delle onde di pressione. Il verificarsi di queste ultime, indica che le fratture offrono un contributo apprezzabile di portata nel collettore solo quando avviene il fenomeno del pistonaggio.



Figura 3.10: Scatter plot ottenuto incrociando i parametri tempo di picco e portata ad inizio evento, differenziando in base alle stagioni



Figura 3.11: Scatter plot ottenuto incrociando i parametri tempo di picco e precipitazioni nel mese precedente, differenziando in base alle stagioni



Figura 3.12: Scatter plot ottenuto incrociando i parametri ampiezza del picco principale e portata ad inizio evento, differenziando in base alle stagioni



Figura 3.13: Scatter plot ottenuto incrociando i parametri ampiezza del picco principale e precipitazioni nel mese precedente, differenziando in base alle stagioni

Quanto appena esposto trova riscontro con l'elaborazione di dati di precipitazione e di portata eseguiti, dalla quale è possibile affermare che la risposta del sistema più rapida si verifica in estate, aumenta di poco in autunno e continua a crescere durante la primavera.

Si è detto come le differenze in tal senso sono dovute sia alla condizione di umidità del sistema, ovvero dal livello di saturazione dei collettori, e da quali percorsi di trasporto si attivano. Nel caso in cui si è in presenza di portate elevate, tendono ad attivarsi zone più alte dell'acquifero a causa della risalita della piezometrica, e trovandosi in ambiente eterogeneo tali fasce più elevate potrebbero essere composte maggiormente da condotti carsici con velocità del flusso meno rapide.

A seconda di quanto è piovuto in precedenza, si può asserire che esistono delle vie preferenziali e delle vie secondarie che può percorrere l'acqua, con dimensioni e velocità di trasporto diverse tra loro. Nel momento in cui piove oltre una certa soglia, l'acqua non riesce ad essere drenata totalmente dalle fratture di dimensioni maggiori, tendendo così a sfiorare all'interno delle vie secondarie, costituite dal fratturato calcareo, aumentando i tempi di risposta del sistema. In pratica, in base all'entità dell'evento di precipitazione, contribuiranno principalmente certe fratture piuttosto che altre, il che fa variare i tempi di arrivo dell'acqua alla sezione di chiusura. Cominciando ad analizzare la risposta degli eventi verificatisi nel periodo **estivo**, si può dire che presentino una situazione di umidità intermedia tra quelli primaverili e autunno-invernali, dove l'elevata rapidità di risposta del sistema (0 – 2 giorni) indica che a contribuire al flusso dell'acqua sono presumibilmente le fratture principali in cui si hanno velocità cospicue (644 – 2460 m/giorno), mentre il fratturato carsico non partecipa in termini di portata defluita.

Il contributo del fratturato inizia a entrare in gioco invece durante il periodo *autunnale e invernale*, caratterizzato da valori di portata a inizio evento inferiori rispetto alla stagione precedente, essendosi esaurito l'effetto dello scioglimento nivale. La suddetta condizione di siccità dei canali di deflusso fa sì che l'acqua che finisce all'interno delle vie dell'ammasso poroso tende a saturare in maniera più decisa l'ambiente, rimanendo trattenuta all'interno delle microfratture senza defluire verso il collettore a valle. Solo una volta raggiunta la condizione di sistema saturo, infatti, tale acqua inizierà a defluire verso la sorgente. Trattenendo una maggiore quantità di quest'ultima, i tempi di risposta tendono ad aumentare (1 – 6 giorni). In termini di ampiezza del picco principale, le due condizioni appena esposte non presentano mediamente grosse differenze, registrando aumenti di portata dovuti a eventi di precipitazione prolungati per intervalli temporali tra loro comparabili.

La condizione più interessante da analizzare è quella *primaverile*, la quale si discosta completamente dalle precedenti. Il processo di fusione nivale, essendo lento e lungo nel tempo, tende a saturare completamente l'ammasso roccioso, motivo per cui le portate registrate a inizio evento sono nettamente le più elevate dell'anno. In più, la porzione di area contribuente sarà più ampia, deducibile dalla forma degli idrogrammi unitari che presentano ampiezze notevoli (5 – 25 giorni), mentre quelli estivo-autunnali sono caratterizzati dall'avere una forma più ristretta. La maggiore ampiezza del picco puà dunque legata al fatto che l'acqua tende a infiltrarsi sia nelle vie principali veloci che nelle secondarie lente, generando una circolazione

attiva all'interno di tutto l'acquifero, mentre le ampiezze minori negli altri periodi dell'anno potrebbero essere giustificate dall'attivazione preponderante dei collettori principali, provocando picchi nella risposta rapidi e stretti.

Legato all'ampiezza del picco risulta essere anche il tempo di picco, in quanto il contributo di acqua accumulata all'interno della rete provoca un ritardo nell'arrivo di quest'ultimo (1 - 8 giorni), dovuto al fatto che, contrariamente a quanto si verifica durante le altre stagioni, la risposta del sistema è governata dal microfratturato calcareo. Succederà ancora che una parte di acqua infiltratasi percorrerà il collettore principale raggiungendo la sezione di chiusura in tempi brevi, ma la maggior parte di tale acqua tende ad infilarsi nel restante ammasso poroso, raggiungendo sì la sezione terminale del collettore ma in tempi elevati, senza stazionare all'interno delle vie secondarie.

I diversi comportamenti dell'acquifero legati all'assorbimento della precipitazione, che comporta la saturazione o meno del sistema, sono rispecchiabili dai valori medi dei coefficienti di deflusso valutati in base alle diverse stagioni. Nonostante non siano particolarmente differenti tra loro, l'autunno-inverno è il periodo in cui si tale coefficiente risulta essere il più basso, pari a $\bar{\varphi} = 0,40$, così come da previsione. Infatti, il sistema, partendo dalla condizione di umidità minore, tende dapprima a saturare il reticolo carsico non permettendo la fuoriuscita dell'acqua. Proprio durante questo periodo, si registrano i valori del coefficiente di deflusso inferiori tra tutti gli eventi presi in considerazione, come ad esempio 0,08 per l'evento di novembre del 2003, e 0,13 per l'evento di fine settembre 2012. In estate, trovandosi in una situazione più umida rispetto all'autunno, il sistema tende ad assorbire una quantità leggermente inferiore di acqua, presentando un coefficiente di deflusso medio di poco superiore e pari a $\bar{\varphi} = 0,45$. Infine, durante il periodo primaverile, lo scioglimento delle nevi e il contributo del fratturato carsico comporta una maggiore infiltrazione, con un coefficiente di deflusso medio pari a $\bar{\varphi} = 0,47$, tra i quali spiccano i singoli valori pari a 0,6 e 0,68, corrispondenti rispettivamente agli eventi verificatisi ad aprile 2009 e aprile 2005.

In definitiva, in primavera la situazione cambia perché il sistema risulta essere carico di acqua derivante dalla fusione nivale, facendo sì che venga interessata una parte dell'acquifero diversa, generando una risposta più lenta. Il fondamento alla base di tale conclusione è dato dalla definizione dell'idrogramma unitario istantaneo dal quale si è ottenuto questo risultato, in quanto assunto indipendente dalla modalità in cui avviene l'evento di pioggia, i tempi di risposta più lunghi sono dovuti dall'attivarsi del reticolo carsico. Si è quindi stati in grado di ipotizzare, in base alla stagione e alle condizioni iniziali del sistema, quale parte dell'acquifero eterogeneo risponde agli eventi di pioggia e contribuisce alla portata del torrente ipogeo di Bossea.

Conclusioni

Nel suddetto lavoro di tesi è stata svolta un'analisi di tipo idrologico applicata al sistema acquifero carsico della Grotta di Bossea, con l'intento di fornire un metodo che possa riprodurre la trasformazione tra gli afflussi e i deflussi che interessano il sistema.

L'eterogeneità degli ambienti carsici e il loro comportamento idrologico, differente dai sistemi comuni, li rende al contempo interessanti ma complessi, tant'è che la ricerca di un modello in grado di caratterizzarli e descriverli diventa sempre più attuale, anche nell'ottica di poter eseguire analisi previsionali in termini di quantitativi di acqua fornita a scopo idropotabile.

Lo svolgersi di questa tesi si è concentrato sul definire una legge, con le dovute approssimazioni e semplificazioni, in grado di descrivere la risposta del torrente ipogeo in seguito ad un evento di precipitazione liquida. A partire da tale risultato, si è estrapolata una funzione che rappresenta i tempi di risposta dell'acquifero, intesi non solo come un'unità di misura temporale, ma come idrogramma delle portate in grotta corrispondenti ad un impulso unitario di precipitazione. Questa funzione f(t), ottenuta tramite un processo di deconvoluzione a partire dal legame tra gli afflussi e i deflussi, viene ricavata nello specifico lavoro tramite il *metodo geostatistico*, utilizzato da Fulvio Boano, Roberto Revelli, e Luca Ridolfi per l'identificazione della fonte e ricostruzione della curva di un contaminante all'interno dei fiumi [15].

Il sopra citato metodo, di tipo probabilistico, si basa sull'assunzione che la f(t) sia descritta, istante per istante, da una distribuzione di frequenza della teorica famiglia di soluzioni possibili che la funzione stessa può assumere. All'interno di tale famiglia, si sono andati a ricercare i valori più probabili tramite il principio di massima verosimiglianza. Dato che si sono stimati i valori più probabili, senza sapere con esattezza quale sia quello vero della funzione istante per istante, si è accettato un certo margine di errore. Si è lavorato quindi all'interno di un intervallo di confidenza pari al 95%, nel quale si assume si trovi il valore esatto della f(t). Tramite software Matlab, si è diagrammato il valore medio della funzione cercata. Il margine di errore concesso è accettabile in quanto il rumore insito nei dati, la precisione di misura degli strumenti e le semplificazioni assunte alla base del legame tra gli afflussi e i deflussi non permettono una ricostruzione perfettamente fedele della serie di dati.

Dopo aver dunque esposto le basi teoriche del metodo e i parametri di input necessari per l'esecuzione del codice Matlab, sono stati riportati alcuni degli Idrogrammi Istantanei Unitari ricavati, evento per evento, dai dati di precipitazione e di portata. A partire dal 2010, si è in possesso dei dati sia in scala giornaliera che in scala oraria; da questi ultimi è stato possibile ottenere degli IUH che forniscono sì un'informazione più fine, ma dovendo riprodurre una serie

di dati più ampia, presentano al contempo oscillazioni più frequenti, rendendo meno affidabili e significativi i picchi successivi a quello principale.

Gli andamenti delle funzioni trovate esprimono come il sistema risponde, in termini di portata, ad un certo evento di precipitazione. Si nota subito la forte variabilità nella modalità di risposta, ottenendo comportamenti della funzione f(t) decisamente diversi tra gli eventi.

Si è scoperto che tale differenza dipende dal periodo in cui avviene l'evento studiato, e dalle condizioni di partenza del sistema all'inizio dell'evento stesso. Guardando i tempi in cui si verifica il picco della portata e la forma assunta dall'IUH, si è notato che la risposta più rapida (0-2 giorni) si verifica durante i periodi estivi, in cui le condizioni di partenza del sistema risultano essere caratterizzate da una quantità di acqua intermedia tra primavera ed autunno-inverno, e con un'ampiezza del picco stretta e breve. In autunno-inverno, i tempi di risposta aumentano (1-6 giorni), caratterizzati da andamenti simili a quelli estivi ma con curve di esaurimento più lunghe nel tempo, in quanto le condizioni del sistema risultano essere più secche rispetto all'estate. La risposta più interessante, dalla quale si riscontra l'effetto della carsificazione del terreno, è quella ottenuta durante il periodo primaverile, che si verifica in seguito al fenomeno dello scioglimento nivale causato dall'aumento delle temperature. A causa della fusione delle nevi, il sistema presenta le condizioni di umidità più alte dell'anno, e la risposta ad un evento di pioggia è descritta da un IUH con picco in prossimità di tempi più elevati (1-8 giorni), e con un'ampiezza del picco decisamente più estesa.

Questi risultati suggeriscono l'ipotesi che il verificarsi di un tipo di risposta, piuttosto che di un'altra, dipenda da quale zona dell'acquifero tende ad attivarsi e rispondere all'evento di precipitazione. Si è più volte detto che Bossea fa parte di un sistema carsico composto da rocce sedimentarie, del tipo calcari e calcari dolomitici, inglobati all'interno di un ambiente impermeabile composto da porfiroidi e quarziti. L'eterogeneità tra zone permeabili e non permeabili è dunque la chiave di lettura per capire la forte variabilità nella risposta del sistema. In autunno-inverno e in estate, quando l'ambiente carsico risulta essere più secco, presumibilmente le fratture principali contribuiscono alla portata defluita attraverso il collettore, ovvero attraverso le vie preferenziali di dimensioni maggiori, dove il deflusso è dominato dal fenomeno del pistonaggio. Durante la primavera, la situazione è diversa poichè il sistema, saturo di acqua derivante dalla fusione nivale, fa sì che venga interessata una parte dell'acquifero diversa, che genera una risposta più lenta. In presenza di portate consistenti, a causa dell'innalzamento della piezometrica, tendono ad attivarsi zone disposte più in alto. In seguito a ciò, dato che la risposta risulta essere più lenta e graduale nel tempo, si evince che l'area del sistema che contribuisce alla portata è composta in prevalenza da condotti carsici, dove il flusso è dominato dalla percolazione dell'acqua con velocità inferiori.

È possibile quindi ipotizzare che le caratteristiche dei diversi IUH ottenuti, assunti indipendenti dalla modalità con cui avviene l'evento di pioggia, siano dovuti sia alla condizione di umidità del sistema, ovvero dal livello di saturazione dei collettori, e da quali percorsi di trasporto si attivano, mostrando la duplice natura del flusso d'acqua all'interno del sistema carsico di Bossea. Inoltre, si può affermare che il metodo geostatistico si presta bene per risolvere la deconvoluzione a partire da una serie di dati noti di precipitazione e di portata, risultando un metodo robusto in quanto, gli Idrogrammi Unitari Istantanei, a scala giornaliera e oraria, riportano andamenti tra loro consistenti e coerenti con i dati misurati.

Possibili sviluppi in termini di ricerca sul medesimo caso studio potrebbero riguardare l'applicazione del metodo geostatistico per determinare la risposta del sistema in termini di portata, comprendendone i quantitativi, durante il periodo invernale in seguito ad eventi di precipitazione nevosa, trascurati in questo lavoro. Lo studio degli idrogrammi unitari e della loro variabilità nel tempo è propedeutico alla formulazione di modelli concettuali di trasformazione degli afflussi nei deflussi osservati nel collettore principale della Grotta di Bossea.

Bibliografia

- [1] M. Civita, F. Gregoretti, A. Morisi, G. Olivero, G. Peano, B. Vigna, E. Villavecchia, F. Vittone, "Atti della stazione scientifica della Grotta di Bossea", G.S.A.M. CAI Cuneo, Politecnico di Torino, Dipartimento Georisorse e Territorio, 1990.
- [2] C.A.I. Comitato Scientifico Ligure-Piemontese-Valdostano, "Ambiente Carsico e Umano in Val Corsaglia", 1992.
- [3] A. Hartmann, N. Goldscheider, T. Wagener, J. Lange, M. Weiler, "Karst water resources in a changing world: Review of hydrological modeling approaches", American Geophysical Union, 2014.
- [4] R.A. Berner, J.W. Morse, "Dissolution kinetics of calcium carbonate in sea water: IV. Theory of calcite dissolution", Am. J. Sci., 274(2), 108–134, 1974.
- [5] W. Dreybrodt, "The role of dissolution kinetics in the development of karst aquifers in limestone: A model simulation of karst evolution", J. Geol., 98(5), 639–655, 1990.
- [6] L. N. Plummer, T. M. L. Wigley, "The dissolution of calcite in CO2-saturated solutions at 25°C and 1 atmosphere total pressure", Geochim. Cosmochim. Acta, 40(2), 191–202, 1976.
- [7] S. R. Worthington, D. C. Ford, "Self-organized permeability in carbonate aquifers", Ground Water, 47(3), 326–336, 2009.
- [8] M. Vanossi, "Analisi stratigrafico-strutturale della zona tra le alte valli del Casotto e dell'Ellero (Alpi Marittime)", Atti Soc. Geol. Univ. Pavia, 24, pp. 72-120, 1974.
- [9] M. Bakalowicz, "Karst groundwater: A challenge for new resources", Hydrogeol. J., 13, 148–160, 2005.
- [10] W. B. White, "Conceptual models for karstic aquifers", Speleogenesis, 1(1), 1–6, 2003.
- [11] L. Kiraly, Modelling karst aquifers by the combined discrete channel and continuum approach, Bull. d'Hydrogéologie, 16, 77–98, 1998.
- [12] Sito web Arpa Piemonte, <u>http://www.arpa.piemonte.it</u>
- [13] V. T. Chow, D. R. Maidment, L. W. Mays, "Applied Hydrology", McGraw-Hill, 1988.
- [14] N.Z. Sun, Inverse Problems in Groundwater Modeling, Theory Appl. Transp. Porous Media, vol. 6, Springer, New York, 1994.
- [15] F. Boano, R. Revelli, L. Ridolfi, "Source identification in river pollution problems: A geostatistical approach", WATER RESOURCES RESEARCH, VOL. 41, 2005.

Allegato A



Figura A.1: Anno idrologico medio



Figura A.2: Curva di durata media delle portate giornaliere

Allegato B

Di seguito, vengono riportate le serie storiche di portate, precipitazioni, Idrogrammi Istanei Unitari a scala giornaliera ricavati a partire dagli eventi di piena, evidenziati in rosso, e i relativi parametri utilizzati al fine di trovare la correlazione tra tempi di risposta del bacino e condizioni di umidità di partenza del sistema. Gli IUH sono riportati tagliati fino a dove si è ritenuto essere significativo, non riportando picchi secondari e concentrandosi su quello principale, oggetto delle analisi svolte.



Figura B.1: Serie storica delle portate anno 2001



Figura B.2: Precipitazione giornaliera anno 2001



Figura B.3: IUH giornaliero evento di aprile-maggio 2001



Figura B.4: Serie storica delle portate anno 2002



Figura B.5: Precipitazione giornaliera anno 2002



Figura B.6: IUH giornaliero evento di luglio-agosto 2002



Figura B.7: Serie storica delle portate anno 2003


Figura B.8: Precipitazione giornaliera anno 2003



Figura B.9: IUH giornaliero evento aprile-maggio 2003



Figura B.10: IUH giornaliero evento ottobre-novembre 2003



Figura B.11: IUH giornaliero evento novembre-dicembre 2003



Figura B.12: Serie storica delle portate anno 2004



Figura B.13: Precipitazione giornaliera anno 2004



Figura B.14: IUH giornaliero evento aprile-maggio 2004



Figura B.15: Serie storica delle portate anno 2005



Figura B.16: Precipitazione giornaliera anno 2005



Figura B.17: IUH giornaliero evento aprile-maggio 2005



Figura B.18: IUH giornaliero evento ottobre-dicembre 2005



Figura B.19: Serie storica delle portate anno 2006



Figura B.20: Precipitazioni giornaliere anno 2006



Figura B.21: Serie storica delle portate anno 2007



Figura B.22: Precipitazioni giornaliere anno 2007



Figura B.23: IUH giornaliero evento giugno luglio 2007



Figura B.24: IUH giornaliero evento ottobre-novembre 2007



Figura B.25: Serie storica delle portate anno 2008



Figura B.26: Precipitazioni giornaliere anno 2008



Figura B.27: IUH giornaliero evento maggio-luglio 2008



Figura B.28: IUH giornaliero evento ottobre-novembre 2008



Figura B.29: Serie storica delle portate anno 2009



Figura B.30: Precipitazioni giornaliere anno 2009



Figura B.31: IUH giornaliero evento aprile maggio 2009



Figura B.32: Serie storica delle portate anno 2010



Figura B.33: Precipitazione giornaliera anno 2010



Figura B.34: IUH evento ottobre novembre 2010



Figura B.35: Serie storica delle portate anno 2011



Figura B.36: Precipitazione giornaliera anno 2011



Figura B.37: IUH giornaliero evento novembre-dicembre 2011



Figura B.38: Serie storica delle portate anno 2012



Figura B.39: Precipitazione giornaliera anno 2012



Figura B.40: IUH giornaliero evento maggio giugno 2012



Figura B.41: IUH giornaliero evento settembre 2012



Figura B.42: IUH giornaliero evento ottobre-dicembre 2012



Figura B.43: Serie storica delle portate anno 2013



Figura B.44: Precipitazione giornaliera anno 2013



Figura B.45: IUH giornaliero evento maggio-giugno 2013



Figura B.47: Serie storica delle portate anno 2014



Analisi di portate in un sistema acquifero carsico



Figura B.48: Precipitazione giornaliera anno 2014



Figura B.49: IUH giornaliero evento giugno-luglio 2014



Figura B.50: IUH giornaliero evento novembre 2014



Figura B.51: Serie storica delle portate anno 2016



Figura B.52: Precipitazione giornaliera anno 2016



Figura B.53: IUH giornaliero evento novembre-dicembre 2016

Data dell'evento	Tempo di picco [giorni]	Ampiezza [giorni]	Piogge mese precedente [mm]	Portata a inizio evento [l/s]
Aprile/Maggio 2001	4	5	33,6	195,88
Luglio/Agosto 2002	2	5	88,8	139,66
Aprile/Maggio 2003	8	25	60	166,81
Ottobre/Novembre 2003	1	2	74,4	68,63
Novembre/Dicembre 2003	2	6	239	111,82
Aprile/Maggio 2004	1	9	96,2	256,95
Aprile/Maggio 2005	5	11	42,6	173,51
Ottobre/Dicembre 2005	5	9	91,6	97,58
Giugno/Luglio 2007	1	3	71,6	100,94
Ottobre/Novembre 2007	6	3	95,6	89,9
Maggio/Luglio 2008	1	6	107,6	196,23
Ottobre/Novembre 2008	3	3	58,6	70,62
Aprile/Maggio 2009	2	6	0,4	526,46
Ottobre/Novembre 2010	2	6	169,4	112,27
Novembre/Dicembre 2011	2	5	110,6	70,75
Maggio/Giugno 2012	2	7	117	190,28
Settembre 2012	1	6	5,4	77,35
Ottobre/Dicembre 2012	1	6	75,8	84,51
Maggio/Giugno 2013	2	7	228,2	267,71
Ottobre/Novembre 2013	1	8	20,4	75,64
Giugno/Luglio 2014	0	3	60,8	158,36
Novembre 2014	1	6	54,6	84,05
Novembre 2016	1	7	65,6	86,3

Tabella B.1: Parametri caratterizzanti gli IUH giornalieri di tutti gli eventi analizzati

Allegato C

Confronto tra gli Idrogrammi Istantanei Unitari in scala giornaliera e oraria, tagliati nuovamente fino a dove ritenuto significativo.



Figura C.1: Confronto evento ottobre-novembre 2010



Figura C.2: Confronto evento novembre-dicembre 2011









Figura C.4: Confronto evento settembre 2012





Figura C.5: Confronto evento ottobre-dicembre 2012

1.5 0.5





320 336

Figura C.6: Confronto evento maggio-giugno 2013



Figura C.7: Confronto evento ottobre-novembre 2013



Figura C.8: Confronto evento Giugno-Luglio 2014



Figura C.9: Confronto evento Novembre 2014



