

**Alma Mater Studiorum - Università di Bologna**

---

FACOLTÀ DI AGRARIA  
Corso di Dottorato di Ricerca in Ingegneria Agraria

TESI DI DOTTORATO DI RICERCA  
CICLO: XX

**Validazione in Torrenti Appenninici Monitorati  
di un Modello Fisicamente Basato  
per la Stima del Deflusso Solido Sospeso**

Candidato:  
**Ing. Marco Rigotti**

Relatore:  
**Prof. Donatella Pavanelli**

Coordinatore Dottorato:  
**Prof. Adriano Guarnieri**



# Indice

<b>Abstract</b>	<b>13</b>
<b>1 Introduzione</b>	<b>15</b>
<b>2 Stato dell'arte</b>	<b>17</b>
2.1 Elementi di teoria idrologica . . . . .	17
2.1.1 Afflusso meteorico al bacino . . . . .	17
2.1.2 Meccanismi di infiltrazione . . . . .	21
2.1.3 Deflusso di versante . . . . .	24
2.1.4 Erosione e trasporto solido . . . . .	27
2.2 Kineros2 . . . . .	31
2.2.1 Pioggia e intercettazione . . . . .	32
2.2.2 Infiltrazione . . . . .	33
2.2.3 Deflusso superficiale . . . . .	34
2.2.4 Erosione e trasporto . . . . .	35
2.2.5 Propagazione in alveo . . . . .	36
2.2.6 Parametri di calibrazione . . . . .	37
2.3 Valutazione di performance di modelli . . . . .	38
2.4 Monitoraggio del trasporto solido . . . . .	41
2.4.1 Il campionamento . . . . .	41
2.4.2 Il calcolo . . . . .	46
<b>3 Inquadramento dei bacini</b>	<b>55</b>
3.1 I siti di studio . . . . .	55
3.2 Caratteristiche dei bacini . . . . .	56
3.2.1 Geologia - pedologia . . . . .	56
3.2.2 Morfologia . . . . .	58
3.2.3 Uso del suolo . . . . .	61
3.2.4 Pluviometria . . . . .	62
3.2.5 Idrometria e torbidimetria . . . . .	65
3.2.6 Bilancio idrologico . . . . .	68

<b>4</b>	<b>Materiali e metodi</b>	<b>71</b>
4.1	Strategia di campionamento . . . . .	71
4.2	Raccolta dati idrologici e torbidimetrici . . . . .	73
4.3	Stima del trasporto solido . . . . .	74
4.4	Parametrizzazione . . . . .	75
4.4.1	Schematizzazione del bacino idrografico . . . . .	75
4.4.2	Parametrizzazione . . . . .	78
4.4.3	Calcolo dei parametri sui sottobacini . . . . .	80
4.5	Analisi di sensitività . . . . .	81
4.6	Calibrazione e validazione . . . . .	82
4.6.1	Parametri di performance . . . . .	82
4.6.2	Calibrazione . . . . .	83
4.6.3	Validazione . . . . .	90
<b>5</b>	<b>Risultati</b>	<b>93</b>
5.1	Analisi di sensitività . . . . .	93
5.2	Calibrazione . . . . .	97
5.2.1	Sillaro . . . . .	98
5.2.2	Gaiana . . . . .	106
5.3	Validazione . . . . .	112
5.3.1	Sillaro . . . . .	113
5.3.2	Gaiana . . . . .	119
5.4	Rappresentatività dei pluviometri . . . . .	123
<b>6</b>	<b>Discussione</b>	<b>127</b>
6.1	Stabilità del modello . . . . .	127
6.2	Performance del modello . . . . .	129
6.3	Problemi di equifinalità . . . . .	132
6.4	Calibrazione del modello . . . . .	134
6.5	Validazione del modello . . . . .	141
6.6	Utilizzabilità del modello . . . . .	145
<b>7</b>	<b>Conclusioni</b>	<b>147</b>
	<b>Bibliografia</b>	<b>150</b>
	<b>Appendici</b>	<b>158</b>
	<b>A Tabelle</b>	<b>159</b>
	<b>B Analisi di sensitività</b>	<b>175</b>



C Sillaro, grafici di calibrazione eventi estivi	183
D Sillaro, grafici di calibrazione eventi invernali	187
E Gaiana, grafici di calibrazione eventi estivi	195
F Gaiana, grafici di calibrazione eventi invernali	199
G Sillaro, grafici di validazione eventi estivi	203
H Sillaro, grafici di validazione eventi invernali	207
I Gaiana, grafici di validazione eventi estivi	215
J Gaiana, grafici di validazione eventi invernali	217



# Elenco delle figure

2.1	Rappresentazione del ciclo idrologico . . . . .	18
2.2	Processi di infiltrazione . . . . .	22
2.3	Schema di interpolazione dei pluviometri . . . . .	32
3.1	Inquadramento dell'area di studio. . . . .	55
3.2	Carta geologica e pedologica di Sillaro e Gaiana. . . . .	57
3.3	Aspetti morfologici di Sillaro e Gaiana. . . . .	59
3.4	Uso del suolo nei bacini del Sillaro e del Gaiana. . . . .	62
3.5	Pluviometri e curve di possibilità pluviometrica. . . . .	64
3.6	Curve della durata delle portate. . . . .	67
3.7	Andamento mensile delle precipitazioni medie. . . . .	69
3.8	Andamento mensile dei deflussi medi. . . . .	70
4.1	Stazione di monitoraggio . . . . .	72
4.2	Schema di discretizzazione di un bacino idrografico . . . . .	76
4.3	Suddivisione di Gaiana e Sillaro in sottobacini . . . . .	77
4.4	Gaiana, shift temporale tra portata osservata e simulata . . . . .	89
5.1	Gaiana, analisi di sensitività dell'output liquido - T=3 anni . . . . .	93
5.2	Sillaro, analisi di sensitività dell'output solido - T=3 anni . . . . .	94
5.3	Gaiana, analisi di sensitività dell'output solido - T=3 anni . . . . .	95
5.4	Sfasamento temporale di alcune simulazioni . . . . .	124
6.1	Anomalie rilevate nella simulazione del trasporto solido . . . . .	128
6.2	Confronto di simulazioni con diversa efficienza . . . . .	130
6.3	Considerazioni sulla performance di diverse simulazioni . . . . .	131
6.4	Problematiche di equifinalità su simulazioni svolte . . . . .	133
6.5	Aspetti notevoli delle simulazioni di Kineros2 . . . . .	135
6.6	Problematiche di simulazione . . . . .	135
6.7	Esempi di simulazioni in fase di calibrazione . . . . .	136
6.8	Esempi di simulazioni del trasporto solido . . . . .	139
6.9	Esempi di simulazioni del trasporto solido . . . . .	140

6.10	Esempi di simulazioni in fase di validazione . . . . .	143
6.11	Esempi di validazione . . . . .	144
B.1	Gaiana, analisi di sensitività dell'output liquido - T=3 anni . .	175
B.2	Gaiana, analisi di sensitività dell'output solido - T=3 anni . .	176
B.3	Gaiana, analisi di sensitività dell'output liquido - T=10 anni .	176
B.4	Gaiana, analisi di sensitività dell'output solido - T=10 anni . .	177
B.5	Gaiana, analisi di sensitività dell'output liquido - T=100 anni	177
B.6	Gaiana, analisi di sensitività dell'output solido - T=100 anni .	178
B.7	Sillaro, analisi di sensitività dell'output liquido - T=3 anni . .	178
B.8	Sillaro, analisi di sensitività dell'output solido - T=3 anni . . .	179
B.9	Sillaro, analisi di sensitività dell'output liquido - T=10 anni .	179
B.10	Sillaro, analisi di sensitività dell'output solido - T=10 anni . .	180
B.11	Sillaro, analisi di sensitività dell'output liquido - T=100 anni .	180
B.12	Sillaro, analisi di sensitività dell'output solido - T=100 anni .	181
C.1	Calibrazione evento del 20 aprile 1997 . . . . .	183
C.2	Calibrazione evento del 4 maggio 1998 . . . . .	184
C.3	Calibrazione evento del 9 aprile 1999 . . . . .	184
C.4	Calibrazione evento del 5 agosto 2000 . . . . .	185
C.5	Calibrazione evento del 11 aprile 2001 . . . . .	185
C.6	Calibrazione evento del 12 aprile 2002 . . . . .	186
D.1	Calibrazione evento del 22 novembre 1997 . . . . .	187
D.2	Calibrazione evento del 18 dicembre 1997 . . . . .	188
D.3	Calibrazione evento del 19 ottobre 1998 . . . . .	188
D.4	Calibrazione evento del 4 novembre 1998 . . . . .	189
D.5	Calibrazione evento del 4 dicembre 1998 . . . . .	189
D.6	Calibrazione evento del 10 gennaio 1999 . . . . .	190
D.7	Calibrazione evento del 3 novembre 1999 . . . . .	190
D.8	Calibrazione evento del 15 novembre 1999 . . . . .	191
D.9	Calibrazione evento del 5 dicembre 1999 . . . . .	191
D.10	Calibrazione evento del 25 dicembre 2000 . . . . .	192
D.11	Calibrazione evento del 26 dicembre 2000 . . . . .	192
D.12	Calibrazione evento del 4 gennaio 2001 . . . . .	193
D.13	Calibrazione evento del 2 Marzo 2001 . . . . .	193
D.14	Calibrazione evento del 31 Marzo 2001 . . . . .	194
E.1	Calibrazione evento del 10 aprile 2005 . . . . .	195
E.2	Calibrazione evento del 11 aprile 2005 . . . . .	196
E.3	Calibrazione evento del 28 aprile 2006 . . . . .	196
E.4	Calibrazione evento del 9 maggio 2006 . . . . .	197

E.5	Calibrazione evento del 30 maggio 2006 . . . . .	197
F.1	Calibrazione evento del 29 novembre 2005 . . . . .	199
F.2	Calibrazione evento del 9 dicembre 2005 . . . . .	200
F.3	Calibrazione evento del 27 febbraio 2006 . . . . .	200
F.4	Calibrazione evento del 6 Marzo 2006 . . . . .	201
F.5	Calibrazione evento del 10 Marzo 2006 . . . . .	201
G.1	Validazione evento del 14 settembre 1997 . . . . .	203
G.2	Validazione evento del 7 maggio 2001 . . . . .	204
G.3	Validazione evento del 9 aprile 2004 . . . . .	204
G.4	Validazione evento del 27 Marzo 2005 . . . . .	205
G.5	Validazione evento del 10 aprile 2005 . . . . .	205
H.1	Validazione evento del 30 novembre 1997 . . . . .	207
H.2	Validazione evento del 26 dicembre 1997 . . . . .	208
H.3	Validazione evento del 21 dicembre 1998 . . . . .	208
H.4	Validazione evento del 7 novembre 1999 . . . . .	209
H.5	Validazione evento del 6 novembre 2000 . . . . .	209
H.6	Validazione evento del 15 novembre 2000 . . . . .	210
H.7	Validazione evento del 21 novembre 2000 . . . . .	210
H.8	Validazione evento del 21 febbraio 2002 . . . . .	211
H.9	Validazione evento del 13 dicembre 2002 . . . . .	211
H.10	Validazione evento del 3 marzo 2003 . . . . .	212
H.11	Validazione evento del 26 novembre 2003 . . . . .	212
H.12	Validazione evento del 29 dicembre 2003 . . . . .	213
H.13	Validazione evento del 2 dicembre 2004 . . . . .	213
I.1	Validazione evento del 18 settembre 2005 . . . . .	215
J.1	Validazione evento del 19 ottobre 2005 . . . . .	217
J.2	Validazione evento del 7 novembre 2005 . . . . .	218
J.3	Validazione evento del 1 dicembre 2005 . . . . .	218
J.4	Validazione evento del 24 Febbraio 2006 . . . . .	219



# Elenco delle tabelle

3.1	Uso del suolo . . . . .	61
3.2	Pluviometri utilizzati nello studio . . . . .	63
3.3	Portate caratteristiche di Sillaro e Gaiana . . . . .	66
4.1	Parametrizzazione dei bacini . . . . .	79
5.1	Analisi di sensitività, range di variazione degli output . . . . .	96
5.2	Sintesi: efficienza di calibrazione per il Sillaro . . . . .	100
5.3	Sintesi: efficienza di calibrazione per il Gaiana . . . . .	109
5.4	Sintesi: efficienza di validazione per il Sillaro . . . . .	114
5.5	Sintesi: efficienza di validazione per il Gaiana . . . . .	121
6.1	Set di parametri utilizzato per le simulazioni di figura 6.4. . . . .	134
A.1	Moltiplicatori adottati per il Sillaro in calibrazione . . . . .	160
A.2	Sintesi: parametri di calibrazione per il Sillaro . . . . .	161
A.3	Efficienza di calibrazione per il Sillaro . . . . .	162
A.4	Moltiplicatori adottati per il Gaiana in calibrazione . . . . .	163
A.5	Sintesi: parametri di calibrazione per il Gaiana, schema A . . . . .	164
A.6	Sintesi: parametri di calibrazione per il Gaiana, schema B . . . . .	165
A.7	Efficienza di calibrazione per il Gaiana . . . . .	166
A.8	Moltiplicatori adottati per il Sillaro in validazione . . . . .	167
A.9	Sintesi: parametri in validazione per il Sillaro . . . . .	168
A.10	Efficienza in validazione per il Sillaro, schema 1 . . . . .	169
A.11	Efficienza in validazione per il Sillaro, schema 2 . . . . .	170
A.12	Efficienza in validazione per il Sillaro, schema 3 . . . . .	171
A.13	Moltiplicatori adottati per il Gaiana in validazione . . . . .	172
A.14	Sintesi: parametri in validazione per il Gaiana . . . . .	173
A.15	Efficienza di validazione per il Gaiana . . . . .	174





# Abstract

Il modello afflussi-deflussi e di erosione Kineros2, fisicamente basato, distribuito e a scala di evento, è stato applicato a due bacini idrografici montani della provincia di Bologna (Italia) al fine di testare e valutare il suo funzionamento in ambiente appenninico. Dopo la parametrizzazione dei due bacini, Kineros2 è stato calibrato e validato utilizzando dati sperimentali di portata e di concentrazione dei solidi sospesi, collezionati alla chiusura dei bacini grazie alla presenza di due stazioni di monitoraggio idro-torbidimetrico. La modellazione ha consentito di valutare la capacità del modello di riprodurre correttamente le dinamiche idrologiche osservate, nonché di trarre conclusioni sulle sue potenzialità e limitazioni.

The event scale runoff and erosion model Kineros2, distributed and physically based, was applied to two mountain catchments in the province of Bologna (Italy) in order to test and evaluate it in an Apennine environment. Following basins parameterization, Kineros2 was calibrated and validated by means of experimental discharge and suspended solids concentration data, which had been previously collected at the catchments' outlets by two hydro-turbidimetric monitoring stations. The simulation activity allowed to evaluate the ability of the model to correctly reproduce the observed hydrological dynamics and, in addition, to gain some knowledge of both its potentialities and limitations.



# Capitolo 1

## Introduzione

La ricerca scientifica studia i tanti e complessi fenomeni fisici coinvolti nel campo dell'idrologia da ormai diversi decenni. La comprensione e la descrizione matematica, che di tali processi è stato possibile ottenere, vengono di fatto testate, almeno alla scala del bacino idrografico, con la creazione di modelli numerici tesi a replicare il funzionamento del sistema idrologico naturale. Il numero di modelli idrologici presentati nella letteratura del settore è oggi consistente, anche in relazione al particolare obiettivo cui un modello è dedicato (Jetten *e altri*, 2003; Merritt *e altri*, 2003).

La creazione di modelli idrologici ha sicuramente una utilità ai fini della ricerca scientifica, ma si può convenire sul fatto che la loro disponibilità è altrettanto utile a tutti quegli utenti che si trovano ad operare in contesti applicativi e pratico-professionali. Si potrebbe, anzi, affermare che tra gli scopi della ricerca scientifica debba essere considerata anche la ricaduta che essa può avere sul mondo non accademico. La possibilità di predire in alveo la portata conseguente ad un impulso di pioggia, oppure la qualità di acque destinate alla derivazione, o ancora il tempo di interrimento di un invaso artificiale sono solo pochi esempi di necessità umane concrete cui le informazioni ricavabili dall'uso di un modello sono di estrema utilità.

L'effettiva utilità di un modello, però, è subordinata a molti fattori, tra cui ovviamente la capacità del modello stesso di poter riprodurre in modo corretto i processi idrologici e fornire risultati corretti. È riconosciuto che la proposizione di un modello dovrebbe essere corredata di una estesa validazione delle sue potenzialità, secondo criteri obiettivi e sulla base di adeguate osservazioni (ASCE, 1993). La disponibilità di dati su cui calibrare e testare un modello, purtroppo, non è assolutamente un elemento scontato; al contrario, la loro assenza è una situazione molto comune e spesso limitante dal punto di vista della necessità di valutare le caratteristiche, sia nei confronti del suo utilizzo nel mondo della ricerca che, e forse soprattutto, nei confronti

del suo impiego fuori dal mondo accademico.

La presente tesi nasce attorno all'esistenza di un corposo database di portata liquida e della relativa concentrazione di solidi sospesi. I dati in questione appartengono ad un programma di monitoraggio per la caratterizzazione delle torbide nel bacino del fiume Reno (Pavanelli *e altri*, 2004) avviato nel 1997. La disponibilità di osservazioni ha generato l'opportunità di predisporre un banco di prova, su cui testare modelli idrologici dedicati alla modellazione della trasformazione afflussi deflussi e all'erosione del suolo e al trasporto solido sospeso conseguenti, in bacini idrografici montani. Alla base di questo la convinzione di poter produrre risultati utili ad accrescere la conoscenza delle capacità predittive di uno specifico modello, così da contribuire alla formazione della consapevolezza di un eventuale utente nel momento della scelta dello strumento.

L'attenzione di questo studio, in seguito ad una estesa ricerca bibliografica, è caduta su Kineros2 (Woolhiser *e altri*, 1990), un modello idrologico a scala di evento, fisicamente basato e distribuito. La scelta tra le molte soluzioni prese in considerazione si è fondamentalmente basata sull'ottenere un compromesso tra le caratteristiche strutturali del modello e la sua maggiore o minore semplicità di applicazione, anche tenendo conto di un utilizzo esterno al mondo accademico. In quanto al primo punto, Kineros2 è descritto in letteratura come un modello piuttosto solido e promettente, mentre, per il secondo, la sua recente inclusione in un pacchetto software in ambiente GIS (Burns *e altri*, 2004) lo ha reso appetibile nei confronti della sua facilità di implementazione.

Il modello è quindi stato parametrizzato sui bacini idrografici di due alvei inclusi nella banca dati disponibile, i torrenti Sillaro e Gaiana, e successivamente calibrato e validato, con i relativi dati di portata e deflusso solido sospeso, al fine di testarne la validità in ambienti appenninici.

# Capitolo 2

## Stato dell'arte

### 2.1 Elementi di teoria idrologica

La presente sezione è stata concepita per fornire un inquadramento dei processi fisici facenti parte del ciclo idrologico (fig. 2.1). In realtà, consapevoli della complessità dell'argomento, nonché dell'enorme quantità di informazioni già disponibili in letteratura, si sono sì affrontati concetti idrologici, ma limitatamente a quei processi implementati nel modello Kineros2. Da un lato, infatti, non si sarebbe potuto pretendere di esaurire in poche pagine argomenti che meriterebbero intere pubblicazioni per essere affrontati completamente; dall'altro, si è comunque voluto impostare questo capitolo in modo che il lettore potesse giudicare l'operato del modello, tenendo sullo sfondo lo stato dell'arte definibile tramite la letteratura scientifica.

#### 2.1.1 Afflusso meteorico al bacino

Dal punto di vista della modellazione idrologica, l'afflusso meteorico è un motore importantissimo, costituendo il punto iniziale della fase terrestre del ciclo idrologico (Dingman, 1994).

Uno dei problemi idrologici fondamentali per un idrologo è quello di stimare quale sia, a seguito di una pioggia, l'input affluito al bacino. A tale scopo esistono strumenti deputati alla misurazione delle altezze pluviometriche. Tuttavia la stima del volume di pioggia afferto ad un bacino non è affatto semplice, anzitutto per la questione dell'accuratezza con cui, ancora oggi, è possibile misurare i dati di interesse, e poi per la difficoltà di descrivere un fenomeno di carattere continuo e ampiamente variabile, sia nello spazio che nel tempo, sulla base di dati puntuali.

L'osservazione degli input di pioggia avviene nei confronti dell'*altezza di pioggia*, definibile come *“l'altezza della lama d'acqua che coprirebbe una*

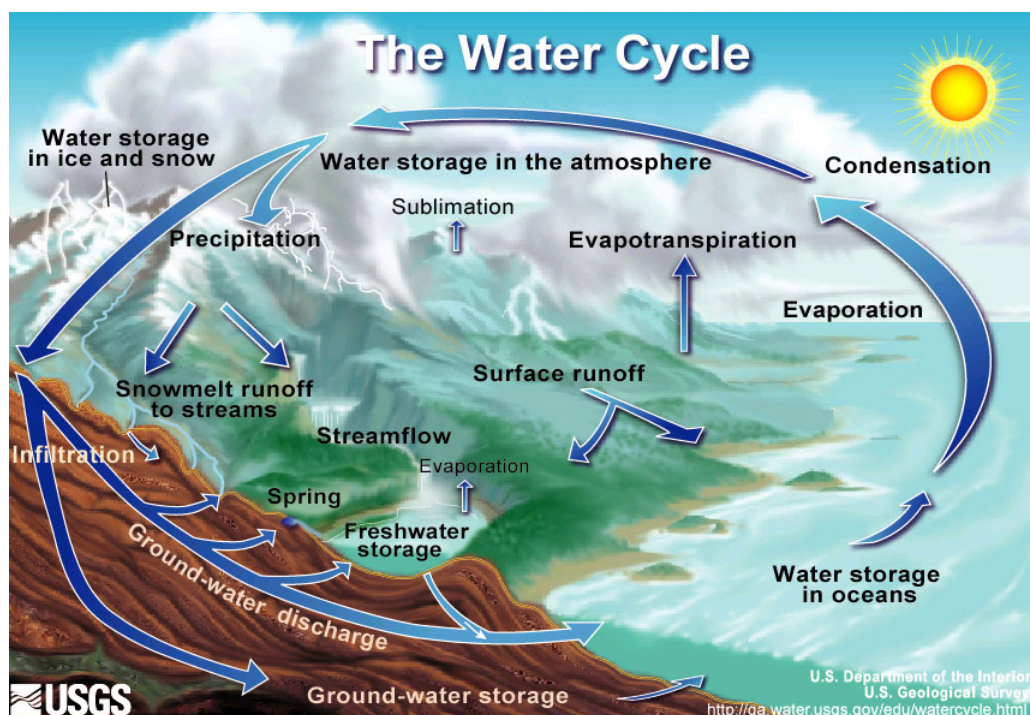


Figura 2.1: Rappresentazione del ciclo idrologico.

*superficie orizzontale, qualora tutta l'acqua raccolta dalla superficie durante un assegnato intervallo di tempo fosse trattenuta, così da formare uno strato di spessore uniforme" (Moisello, 1999).*

### Misure puntuali

Lo strumento deputato alla misura dell'altezza di precipitazione è il pluviometro, che in principio altro non è che un contenitore adatto alla raccolta e alla misurazione della pioggia caduta. Il dato, in passato, doveva essere rilevato visivamente, sul luogo di installazione dello strumento, da operatori che misurassero la quantità d'acqua raccolta in un determinato periodo di tempo. Con il progresso tecnico il pluviometro si è trasformato in pluviografo, ovvero in uno strumento in grado di registrare, meccanicamente e con il tempo anche elettronicamente, l'intensità di pioggia e non solo il totale d'acqua caduto su un periodo più o meno lungo. Nel tempo, e anche in base alla nazione, sono stati sviluppati strumenti di diverse forme e dimensioni, e si è vista l'introduzione di svariati accorgimenti per migliorare l'efficienza di raccolta della precipitazione, nonché l'acquisizione del dato.

Oggi giorno esistono sicuramente ottimi strumenti per la misura delle precipitazioni, ma non sono di certo stati risolti i numerosi problemi connessi con il rilevamento delle piogge, come ad esempio il fatto che la presenza stessa di uno strumento misuratore interagisce con le traiettorie delle gocce di pioggia, influenzando il risultato finale. Fattori come la forma, la posizione, l'aerodinamicità, l'altezza dal suolo e il meccanismo di misura dell'altezza d'acqua sono tutti implicati nel determinare la veridicità con cui il dato rilevato rappresenterà la “vera” quantità di pioggia.

Nel complesso quindi, nonostante la misura della precipitazione caduta al suolo possa sembrare concettualmente semplice, si tratta di una pratica molto complessa. La misura puntuale è passibile di errori consistenti; studi in letteratura hanno mostrato come la stima della pioggia precipitata al suolo possa essere affetta da errori che vanno dal 5% al 15% per il lungo periodo, e addirittura fino al 75% per la descrizione di singoli eventi (Dingman, 1994). Tali risultati avvisano l'idrologo della necessità di accogliere il dato di pioggia in modo critico, ricercando la presenza di eventuali anomalie e verificando la consistenza delle osservazioni.

## Stime areali

Nell'idrologia a scala di bacino si necessita di una stima areale della precipitazione, in quanto è il totale della pioggia in input che originerà l'idrogramma misurabile a chiusura di bacino. Si apre quindi il problema di come trasformare l'informazione puntuale, data da un pluviografo in un'informazione distribuita.

In letteratura sono stati proposti molti metodi per stimare la distribuzione areale della precipitazione. Tra i più importanti, per motivi storici e applicativi, vanno sicuramente citati il metodo delle isoiete (Reed e Kincer, 1917) e quello dei poligoni di Thiessen (Thiessen, 1911). Il primo consiste nel tracciare su una carta topografica le linee isoiete, luogo dei punti ad uguale altezza di precipitazione: la loro costruzione si basa sulla conoscenza, e delle altezze di pioggia cadute nei pluviometri a disposizione, in riferimento ad un fissato intervallo temporale, e della posizione dei pluviometri stessi. L'idrologo dovrà tracciare le isoiete relative al valore di pioggia voluto, individuabile tramite un'interpolazione tra i due pluviometri più vicini; nella pratica comune l'interpolazione è lineare ed è ottenuta collegando l'insieme di pluviometri con segmenti, e fissando su questi ultimi il passaggio delle linee isoiete. Il bacino idrografico viene così suddiviso dalle curve in tante fasce, alle quali si associa un'altezza di pioggia pari alla media delle altezze caratteristiche delle isoiete che le racchiudono. A questo punto l'input areale di pioggia può essere calcolato come la somma dei volumi di pioggia caduti su ogni areola.

Rispetto ad altri, e a patto di garantire un corretto tracciamento delle curve, il metodo può sicuramente essere molto preciso (Dingman, 1994; Moisello, 1999), ma comporta un onere enorme in termini di tempo, dovendo le isoiete essere ricostruite per ogni nuovo periodo di riferimento.

Forse meno preciso, ma sicuramente molto più veloce, è invece il metodo dei poligoni di Thiessen. Si tratta del calcolo dell'input di pioggia al bacino tramite la definizione di un'altezza media pesata. Thiessen (1911) descrisse un metodo geometrico con il quale assegnare aree di competenza territoriale ad ognuno dei pluviometri a disposizione. In base all'estensione dell'area di competenza all'interno del bacino considerato, ad ogni pluviometro si assegna un peso, tramite cui calcolare la media ponderale delle altezze di pioggia. Il metodo si basa sull'assunzione che il peso di un pluviometro rimanga costante nel tempo, per cui evento dopo evento non è necessario rideterminare l'importanza di ogni pluviometro. Tale ipotesi di base rende il procedimento computazionalmente molto conveniente poiché fissa uno schema immutabile nel tempo: una volta definiti i pesi di ogni pluviometro, il calcolo della pioggia media areale sarà estremamente semplice. Certamente si trascura il fatto che l'assegnazione di un peso in base a sole considerazioni geometriche è decisamente riduttivo, così come il fatto che il peso difficilmente potrà essere costante nel tempo, ma si deve anche considerare che la rudezza del metodo viene adeguatamente bilanciata dalla sua semplicità di applicazione, che lo ha reso molto usato sia in letteratura che in applicazioni di interesse pratico.

Nel tempo sono state definite numerosissime tecniche che permettono, in modo più rifinito e praticabile con sistemi informatizzati, che non le due precedenti, la conoscenza della distribuzione areale della precipitazione a partire da misure puntuali. Si tratta solitamente di diverse tipologie di interpolazione spaziale, che possono essere sommariamente divise in due macro-classi: tecniche deterministiche e tecniche statistiche. Esse non si limitano a produrre un valore di altezza di pioggia medio per il bacino, bensì forniscono una vera e propria stima della distribuzione spaziale dell'afflusso tramite la modellazione di una "*superficie*" di pioggia (Dingman, 1994).

I metodi distribuiti deterministici sono essenzialmente delle interpolazioni, le quali assemblano le informazioni dei vari pluviometri secondo un particolare schema. In generale si tratta di definire una funzione obiettivo, la cui ottimizzazione permette di trovare una superficie di pioggia che si adatti al meglio alle osservazioni. Anche i metodi statistici prevedono meccanismi interpolatori, ma a differenza della precedente classe cercano anche di modellare la struttura statistica spaziale, desumibile dall'analisi dei dati osservati. In particolare, i lavori di molti autori (Matheron, 1962; Cressie, 1993; Kitanidis, 1997) hanno permesso di definire quella branca della statistica che si occupa dell'analisi di dati spaziali, la *geostatistica*. Nell'ambito di questa



disciplina è stato sviluppato il *kriging*, ovvero una tecnica di interpolazione obiettiva che permette di stimare il valore di una variabile, come l'altezza di pioggia, sulla base della struttura statistica del fenomeno, almeno per quanto se ne può dedurre dalle sue osservazioni. Il grande vantaggio delle tecniche di tipo statistico, rispetto a quelle di tipo deterministico, è quello di fornire, assieme alla stima del valore dell'altezza di precipitazione, anche una stima dell'errore connesso alla previsione; il che costituisce un notevole valore aggiunto nell'intento di valutare il grado di incertezza con cui il dato potrà essere usato in applicazioni idrologiche.

A prescindere dal metodo utilizzato per ricavare informazioni areali da misure puntuali, si deve sottolineare che l'elemento fondamentale nel determinare la precisione con cui si può stimare l'afflusso di pioggia ad un bacino, è sicuramente la densità di pluviometri presenti sul territorio (Dingman, 1994). Il numero di strumenti necessario per rappresentare adeguatamente l'afflusso pluviometrico di una particolare regione dipende sicuramente da fattori come l'orografia e il regime idrologico esistente, per cui non si può definire in modo avulso quale sia la densità appropriata. Nel caso dell'Italia la densità della rete pluviometrica è circa di uno strumento ogni 80 Km<sup>2</sup> (Moisello, 1999), valore che si può considerare soddisfacente se confrontato con la situazione di altri Stati (Francia, 1 strumento ogni 150 Km<sup>2</sup>; USA, 1 strumento ogni 712 Km<sup>2</sup>). Si deve tuttavia considerare che una densità tale può essere sufficiente a valutare gli afflussi pluviometrici su lungo periodo, ma per cogliere l'estrema variabilità spaziale e temporale della pioggia a scala di evento, e per piccoli bacini idrografici, sarebbe opportuno aumentare la densità di installazione fino anche a 4 o 5 pluviometri per Km<sup>2</sup>. Questo fa intendere come l'assenza di informazioni adeguate in ambito idrologico possa essere una situazione molto comune.

## 2.1.2 Meccanismi di infiltrazione

### Descrizione qualitativa

Una volta giunta a terra, l'acqua piovana non sarà interamente disponibile al deflusso superficiale. Il suolo, essendo generalmente costituito da materiali porosi e scabri, non consente un immediato ruscellamento, ma dà luogo ad un assorbimento. È essenziale, per un modello idrologico, poter quantificare tale fenomeno, poiché da esso dipende in modo determinante la risposta del bacino idrografico ad un dato impulso meteorico.

Con il termine *infiltrazione* si definisce usualmente l'ingresso di acqua dalla superficie del suolo nel suolo stesso (Brutsaert, 2006). Una volta infiltrata, l'acqua può seguire destini differenti a seconda dell'interazione di molti fatto-

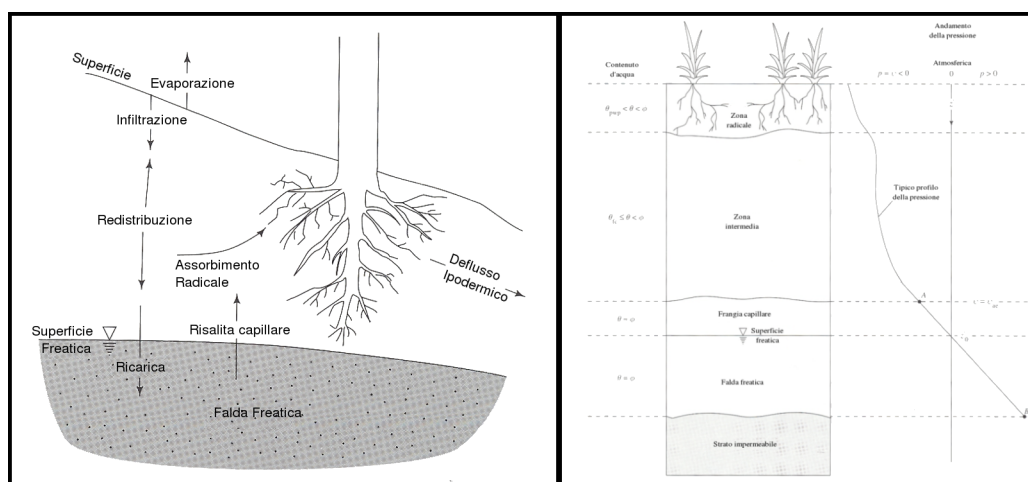


Figura 2.2: Processi di infiltrazione, ridisegnato da Dingman (1994).

ri. Seguendo lo schema di massima riportato in figura 2.2 (Dingman, 1994), si può pensare che l'acqua infiltrata possa muoversi sia verticalmente (*percolazione*) che in direzione orizzontale o sub-orizzontale (*deflusso ipodermico*). L'acqua infiltrata potrà uscire dal suolo in modo più o meno immediato, tramite processi di *evaporazione* o per via di *assorbimento radicale* ad opera delle piante presenti, oppure entrare a far parte di un moto di filtrazione, non essendo il suolo altro che un materiale poroso. Volendo descrivere le modalità in cui si esplica la filtrazione dell'acqua nel sottosuolo, è conveniente identificare e definire alcune aree particolari all'interno della colonna del suolo. Anzitutto la regione satura, quella interessata da eventuali falde freatiche. Le cavità del mezzo poroso sono qui sature, e la pressione dell'acqua interstiziale è approssimativamente idrostatica. Al di sopra della superficie freatica si distingue la cosiddetta *frangia capillare*, ovvero un'area in cui, nonostante ci si trovi al di sopra della falda, è presente acqua in seguito a fenomeni di risalita capillare. La pressione agente in questa zona è per convenzione considerata negativa, essendo minore di quella atmosferica per via delle tensioni capillari. Al di sopra della frangia capillare si trova una zona intermedia, in cui grazie alla percolazione degli strati radicali soprastanti arriva acqua in moto gravitativo.

Da un punto di vista modellistico, è molto importante come l'infiltrazione viene a rapportarsi con l'evento di pioggia, ed è per questo che in letteratura si propongono diversi schemi, o diverse terminologie, per inquadrare i vari aspetti del fenomeno. Dingman (1994), in particolare, definisce il *tasso di infiltrazione* come la velocità con cui l'acqua piovana riesce ad entrare nel

suolo. A questo accosta la definizione del *tasso di input*, ovvero l'intensità con cui la pioggia, o in genere l'acqua, si rende disponibile in superficie per l'ingresso nel suolo. Il tasso di infiltrazione non ha un valore costante, ma varia, dal momento di inizio dell'evento di pioggia, man mano che l'infiltrazione stessa prende luogo. Il valore massimo che il tasso di infiltrazione può raggiungere a fronte di determinate condizioni del terreno e della presenza di una precipitazione sufficiente a mantenerlo, viene usualmente chiamato *capacità di infiltrazione* (Moisello, 1999). Una volta definiti tali concetti, si possono indicare tre casistiche fondamentali a riguardo dell'infiltrazione di un evento meteorico:

1. **Assenza di accumulo superficiale.** Il tasso di infiltrazione uguaglia l'intensità dell'input e rimane minore o uguale alla capacità di infiltrazione. Tutta la pioggia caduta al suolo si infiltra, e non si producono ristagni superficiali
2. **Saturazione dall'alto.** L'intensità della pioggia è maggiore del tasso di infiltrazione, per cui in superficie si producono ristagni. In tal caso il tasso di infiltrazione ha raggiunto il valore di capacità massima.
3. **Saturazione dal basso.** In superficie si verifica la formazione di ristagni, ma non tanto per insufficienza di infiltrazione, quanto per la saturazione del suolo dovuta alla risalita della falda freatica.

Dal momento in cui l'intensità di pioggia è solitamente molto variabile nel corso di un evento meteorico, l'andamento dell'infiltrazione nel suolo non sarà affatto semplice, e quindi tantomeno riconducibile in maniera netta ad uno solo dei casi sopra elencati.

### Modellazione dell'infiltrazione

L'infiltrazione è un fenomeno che pertiene al moto di fluidi in un mezzo poroso. L'attenzione rivolta nella modellistica idrologica, soprattutto a scala di evento, è in particolare indirizzata al moto in mezzi porosi parzialmente saturi. L'equazione fondamentale per descrivere questo tipo di moto è ricavabile applicando la nota formula di Darcy all'equazione di continuità, fino ad ottenere l'altrettanto nota formula di Richards (1931)

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( k \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k \frac{\partial h}{\partial z} \right) = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (2.1)$$

dove  $k$  è la conduttività idraulica del terreno, qui supposta omogenea, e  $\theta$  è il contenuto d'acqua del suolo.

Al fine di descrivere l'infiltrazione al suolo, la formula (2.1) può essere semplificata considerandone la sola componente verticale e riscritta come

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left( k \frac{\partial H}{\partial z} \right) - \frac{\partial k}{\partial z} \quad (2.2)$$

dove è stato introdotto il termine  $H = H(\theta)$  per rappresentare l'effetto della pressione negativa dovuta alle tensioni capillari;  $z$  denota invece la profondità, per cui il secondo termine rappresenta il flusso di carattere gravitazionale.

L'equazione di Richards non ammette soluzione in forma chiusa, se non a patto di operare semplificazioni riguardo ai termini in esso contenuti o di applicarla in condizioni particolari, ma è un'equazione di riferimento nel campo del moto di infiltrazione in mezzi porosi insaturi, in quanto permette di simulare pattern di infiltrazione molto dettagliati e plausibili. La risoluzione numerica dell'equazione di Richards, tuttavia, è computazionalmente molto pesante e richiede una notevole mole di dati di input. Per queste ragioni, in molte applicazioni idrologiche si cerca di utilizzare una modellazione più leggera, magari approssimata, ma comunque capace di dare risultati adeguati agli scopi della modellazione stessa. In quest'ottica si inquadra l'utilizzo del modello di Green e Ampt (1911)

$$f(t) = k \frac{F(t) + \psi \Delta \theta}{F(t)} \quad (2.3)$$

dove  $F(t)$  è l'infiltrazione cumulata,  $\psi$  è il carico di suzione e  $\Delta \theta$  è la differenza tra il contenuto d'acqua iniziale e la porosità del materiale.

Il modello di Green e Ampt schematizza in modo semplificato il processo di filtrazione, ipotizzando che l'acqua si muova verso il basso determinando un fronte orizzontale netto di divisione tra terreno umido e terreno non ancora bagnato, nel quale il contenuto d'acqua permane uguale a quello iniziale.

Si sottolinea infine il fatto che l'infiltrazione è un processo idrologico molto importante e complesso. Il corrente capitolo non ha assolutamente l'ambizione di descrivere il tema in modo ampio ed esaustivo, rimandando a questo scopo alle fonti bibliografiche, tra cui Dingman (1994), Moisello (1999) e Brutsaert (2006) per un approccio generale.

### 2.1.3 Deflusso di versante

La dicitura anglosassone *overland flow* viene utilizzata in letteratura per descrivere quel tipo di deflusso superficiale cui, per impermeabilità della superficie di scorrimento o per sua saturazione, è destinata l'acqua di pioggia

non infiltrata al suolo (Dingman, 1994). Questo tipo di deflusso ha specifiche caratteristiche, tra cui il fatto di avvenire in modo distribuito, con basse velocità e con altezze di deflusso molto contenute, cosicché il moto che vi si instaura è genericamente di tipo laminare. La complessità geometrica delle sezioni di deflusso e l'azione perturbante dovuta all'impatto di gocce di pioggia, tuttavia, rendono il deflusso superficiale molto difficile da modellare, tanto che è comune prassi descriverne la legge di moto in modo generico, tramite leggi del tipo

$$V = ah^m \quad (2.4)$$

dove  $V$  indica la velocità media sulla verticale di deflusso,  $h$  l'altezza di deflusso, e  $a$  e  $m$  sono parametri.

Dal punto di vista della modellazione a scala di evento, il problema è quello di determinare la portata generabile da un versante, o, in modo astratto, da una superficie piana, al fine di poter descrivere la trasformazione degli afflussi in deflussi e quindi riuscire a predire le portate in alveo conseguenti ad un evento di pioggia. Il contesto in cui usualmente si conduce la modellazione è quello di approssimare la forma di un versante con una superficie piana semplice, e di considerare che al deflusso possano contribuire apporti e sottrazioni diffusi, tipicamente uniformi ma non necessariamente costanti, costituiti rispettivamente da pioggia ed infiltrazione.

L'applicazione dei principi di conservazione della massa e del moto nell'ambito del deflusso superficiale distribuito, qui descritto, porta alla definizione delle seguenti forme

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(Vh) - i = 0 \quad (2.5)$$

per l'equazione di continuità, e

$$\frac{\partial V}{\partial t} + V \frac{\partial V}{\partial x} + g \left( \frac{\partial h}{\partial x} + S_f - S_0 \right) + \frac{iV}{h} = 0 \quad (2.6)$$

per l'equazione del moto.

Nelle equazioni (2.5) e (2.6)  $h$  rappresenta l'altezza del deflusso,  $V$  è la velocità media sulla verticale,  $i$  è l'apporto laterale netto al deflusso per unità di larghezza,  $g$  è l'accelerazione di gravità,  $S_0$  è la pendenza del fondo e  $S_f$  è la pendenza della linea dei carichi totali, legata alle perdite distribuite.

Molti studi in letteratura (Dingman, 1994; Brutsaert, 2006; Maione, 1999) mostrano che le equazioni (2.5) e (2.6) possono convenientemente essere utilizzate previa una loro semplificazione, a favore di una maggiore leggerezza computazionale e senza particolari perdite di qualità nella descrizione del moto, almeno nell'ambito di applicazione dell'*overland flow*. In particolare,

esse vengono spesso inquadrate nell'ottica dello schema cinematico, in cui vale l'ipotesi che la pendenza di fondo,  $S_0$ , sia tale da costituire la forza motrice principale del deflusso, portando l'equazione (2.6) a poter essere così semplificata

$$S_f = S_0 \quad (2.7)$$

L'equazione (2.7) consente di supporre che tra la portata e l'altezza di deflusso esista una relazione biunivoca, il che a sua volta consente di riscrivere l'equazione di continuità (2.5) come

$$\frac{dh}{dt} = \frac{\partial h}{\partial t} + c_k \frac{\partial h}{\partial x} \quad (2.8)$$

dove  $c_k$  è la celerità dell'onda cinematica.

Il deflusso superficiale distribuito di versante è un processo molto importante al fine di modellare correttamente la risposta idrologica di un bacino alla scala dell'evento pluviometrico. Purtroppo la sua modellazione è spesso compromessa dalla mancanza di informazioni sulle condizioni iniziali e al contorno, piuttosto che dall'adeguatezza delle assunzioni fatte nello sviluppo delle equazioni di continuità e del moto. È infatti comune supporre che la sezione di deflusso possa assimilarsi ad una sezione rettangolare larghissima, non essendo possibile tenere conto delle infinite configurazioni geometriche che le vere sezioni di deflusso lungo un versante naturale possono assumere, in dipendenza della micro-morfologia e della presenza di vegetazione.

Si deve infine sottolineare che, al di là della possibilità di descrivere matematicamente l'*overland flow*, per poterlo correttamente prevedere è importante comprendere quale sia il meccanismo che, in un particolare bacino, ne porta la generazione. Tra i primi a descrivere tale processo si può sicuramente annoverare Horton (1933, 1945), tanto che il meccanismo da lui descritto viene comunemente indicato come *deflusso hortoniano*. In breve, Horton parlò del deflusso superficiale di versante come di un processo unicamente generabile da una saturazione dall'alto del terreno, ovvero provocata da un input di pioggia tanto intenso da saturare la capacità di infiltrazione del terreno e sufficientemente lungo da permettere il livellamento delle rugosità superficiali e l'inizio del deflusso verso valle. Horton indicò che tale meccanismo potesse generare deflusso sull'intera estensione di un bacino idrografico, ma successivamente Betson (1964) propose di modificare tale visione introducendo il concetto della *partial-area*, secondo cui non l'intero bacino, ma solo una sua porzione fissa, eccetto il caso di eventi di pioggia eccezionali, contribuisce alla formazione di deflusso hortoniano.

Deflussi di tipo hortoniano sono sicuramente predominanti in regioni aride, semi-aride oppure essenzialmente impermeabili, ma la ricerca scientifica

ha nel tempo appurato che il deflusso in regioni umide non è spesso ascrivibile a meccanismi hortoniani. Dunne e Black (1970), a seguito dei loro studi, introdussero il concetto del deflusso da saturazione, per cui la saturazione del suolo, che impedisce alla pioggia di infiltrare portandola invece a ruscellare, viene causata da un innalzamento della falda freatica sottostante, la quale durante un evento di pioggia viene ad accrescersi, sia per la ricarica di infiltrazione che, in prossimità della rete drenante, per fenomeni di risalita legati all'innalzamento del tirante idrico in alveo. Il deflusso da saturazione è molto importante nelle regioni umide e rappresenta il risultato dell'interazione di molti fattori, tra cui la morfologia del bacino e il suo stato iniziale di umidità al momento del verificarsi dell'evento di pioggia. Questa complessità si traduce anche nel non poter identificare in modo risolutivo le aree responsabili della produzione di deflusso superficiale in regioni umide, e nel dover semmai introdurre il concetto di *variable source area*: in dipendenza dello stato iniziale del bacino e dell'entità dell'evento in input, le aree responsabili del deflusso potranno variare nel tempo e nell'estensione.

## 2.1.4 Erosione e trasporto solido

### Il paesaggio

Secondo Toy e altri (2002), da un punto di vista idraulico, un paesaggio può essere descritto secondo due categorie: aree di *deflusso diffuso* e di *deflusso concentrato*. Le prime vengono intese come aree di deflusso distribuito, anche se nella pratica ospitano un deflusso ruscellante, organizzato cioè in rivoli e piccole canalizzazioni (*rills*). Le aree incluse tra i suddetti rivoli vengono denominate aree di *interrill*. La loro presenza su un versante è stabilita dalla micro-morfologia (fossi, arature, radici, rocce, detriti, depressioni ...).

Le aree di deflusso concentrato vengono distinte da quelle di rill ed interrill prevalentemente per via della loro posizione nel bacino, determinata da condizioni macro-morfologiche. In queste aree rientrano i rami della rete drenante e i cosiddetti *gully* (profonde erosioni canalizzate).

### Erosione

Volendo classificare le diverse forme di erosione idrica presenti in un ambiente naturale si potrebbe parlare di erosione canalizzata (*rill*), diffusa (*interrill*), per canali (*gully*) e d'alveo (*stream erosion*). In ogni caso, sono sempre due i fattori principali a governare il fenomeno nelle sue varie manifestazioni: la quantità di sedimenti resa disponibile al trasporto dall'azione di distacco

della corrente fluida, e l'energia posseduta dalla corrente stessa, che verrà a determinare sia il distacco che il trasporto delle particelle (Toy e altri, 2002).

L'erosione interrill è causata sia dall'impatto delle gocce di pioggia che dall'azione tangenziale offerta dal deflusso di versante. In questa fase, le gocce di pioggia sono l'agente erosivo principale e causano il distacco di particelle dal suolo in dipendenza di fattori come la dimensione media delle gocce, la loro velocità di impatto, l'intensità dell'evento meteorico e, ovviamente, il tipo di suolo. Il trasporto delle particelle distaccate è invece prevalentemente ad opera del deflusso distribuito, la cui capacità di trasporto è per lo più governata dalla velocità della corrente e da altri parametri idraulici, come la pendenza del suolo e la sua scabrezza. L'erosione interrill è di tipo selettivo, poiché data la modesta entità che il deflusso usualmente assume, essa riesce ad interessare solo particelle fini, lasciando in posto le pezzature più grossolane. La capacità di trasporto del deflusso superficiale distribuito può tuttavia essere leggermente aumentata dall'azione battente della pioggia: l'impatto delle gocce porta un aumento della turbolenza del moto permettendo alla corrente di estendere la propria azione anche nel campo granulometrico delle sabbie, almeno fintanto che l'altezza di deflusso non cresce al punto da rendere l'effetto trascurabile. Ovviamente quando le caratteristiche idrauliche della corrente diffusa rendono insufficiente la capacità di trasporto, si verificano fenomeni di deposizione.

L'erosione di tipo rill, invece, avviene per rigagnoli e riceve anzitutto in input il deflusso e il materiale eroso dalle aree interrill. Si verifica, in aggiunta, anche un'erosione all'interno delle stesse forme canalari che ospitano il deflusso: questo comporta la progressiva modificazione dei rigagnoli nel tempo. In particolare, il solco tende ad approfondirsi, quindi ad allargarsi per scalzamento delle sponde e a regredire verso monte. Il deflusso di ruscellamento che si produce nelle zone di rill è di solito in grado di trasportare efficientemente tutto il materiale solido eroso e portato dalla corrente, anche se non si può escludere che al loro interno si verifichi deposizione per via di condizioni particolari, legate alla micro-morfologia o, ad esempio, ad un eccesso di sedimenti che saturi la capacità di trasporto.

I gully, termine inglese traducibile come "*burronamento*", iniziano a far parte delle aree a deflusso concentrato, la cui posizione è determinata principalmente da condizioni litologiche e macro-morfologiche (acclività). Tali canalizzazioni possono essere sia effimere che permanenti (Toy e altri, 2002). Nel primo caso, si tratta di elementi relativamente piccoli e la loro insorgenza può essere gestita nell'ambito di normali operazioni agricole che tendano a rinterrare l'erosione formatasi. Tuttavia ci si deve aspettare che la canalizzazione riappaia al riproporsi di eventi climatici erosivi. I gully permanenti, invece, sono strutture stabili che possono anche occupare porzioni consisten-



ti del paesaggio. In sostanza, i meccanismi erosivi caratterizzanti i gully sono del tutto simili a quelli descritti nel caso dei rill, ma agiscono ad una scala completamente differente, portando in definitiva a diverse implicazioni riguardo l'evoluzione del fenomeno: in particolare, a differenza del caso dei rill, nelle canalizzazioni permanenti i processi erosivi possono arrivare a mettere a nudo gli strati non erodibili, sottostanti il suolo alterato. Conseguentemente i fenomeni erosivi agiranno prevalentemente sulla stabilità delle sponde e della testa dell'incisione, ingrandendo il gully fino alla cosiddetta "larghezza finale" (Toy e altri, 2002), dipendente dal tipo di suolo e dalle caratteristiche erosive della corrente canalizzabile nel gully stesso. In tale fase i fenomeni di erosione e trasporto tendono ad attenuarsi e a raggiungere un certo equilibrio, che potrà comunque essere rotto da ulteriori eventi erosivi la cui magnitudine sia tale da riattivare l'erosione.

La forma principale di flusso concentrato, tuttavia, rimane confinata negli alvei della rete drenante, ovvero rii, torrenti e fiumi, che raccolgono i deflussi liquidi e solidi prodotti nelle altre aree del bacino. All'interno degli alvei si verificano forme di erosione e deposizione che sono responsabili della loro lenta divagazione ed evoluzione morfologica. I processi erosivi presenti in tali aree sono sostanzialmente gli stessi descritti per rill, interrill e gully, ma prendono corpo ad una scala ancora maggiore, raggiunta la quale, per esempio, si può ampiamente accettare l'ipotesi che la capacità di trasporto della corrente sia illimitata rispetto alla disponibilità di sedimenti (Gordon e altri, 1992), cosicché il carico solido trasportato in alveo può essere modellato come se fosse dipendente dalla sola quantità di sedimenti disponibili al distacco e al conseguente trasporto.

### **Trasporto di sedimenti in alveo**

Una volta entrati nella rete drenante, i sedimenti vengono trasportati dalla corrente in base al rapporto tra la loro granulometria e le proprietà idrauliche del flusso. Il trasporto solido totale sarà composto da diversi tipi di particelle, il che si rifletterà anche nelle modalità del loro trasporto. Questo potrà essenzialmente avvenire per galleggiamento, per soluzione o come trasporto solido propriamente detto (Gordon e altri, 1992).

Il galleggiamento riguarda ovviamente detriti leggeri, quali foglie, rami e materia organica in genere; la densità del carico flottante dipende prevalentemente dalla densità vegetativa del bacino interessato.

Il carico disciolto è costituito da tutti quei materiali erosi capaci di entrare in soluzione nella corrente. L'entità di questo tipo di carico dipenderà per lo più dal tipo di rocce presenti nel bacino, oppure dalle attività umane in esso localizzate, o ancora dall'uso di sostanze chimiche. La turbolenza della

corrente è di solito sufficiente, in condizioni naturali, a rendere omogenea la concentrazione di soluti nella sezione trasversale.

Il trasporto solido è formato da tutte quelle particelle derivanti dall'erosione dei versanti circostanti l'alveo o distaccate dalle pareti dell'alveo stesso. Le modalità con cui il trasporto solido si verifica possono essere diverse, ed in letteratura si trovano molte classificazioni per descriverle. Punto comune a tutte è il fatto che non esistono classi descrittive rigide ed univoche, poiché una stessa particella può essere trasportata in diversi modi a seconda delle caratteristiche energetiche della corrente. Detto questo, da un punto di vista meccanico si possono distinguere due modalità fondamentali (Ferro, 2002):

**Trasporto in sospensione** Si tratta del sollevamento e del trasporto in sospensione di particelle fini (argille e sabbie fini). Data la modesta dimensione delle particelle coinvolte, il carico solido sospeso può essere trasportato per grandi distanze prima di ridepositarsi, anche in acque con velocità non elevate. A causa della ridotta velocità di sedimentazione delle particelle dilavate, la concentrazione di solidi sospesi può essere spesso considerata omogenea nella sezione trasversale della corrente, tanto più a ragione quanto più sia elevata la turbolenza del deflusso.

**Trascinamento al fondo** Il trasporto di fondo interessa di solito particelle le cui dimensioni sono in linea con quelle del materiale costituente l'alveo del corso d'acqua, ovvero ciottoli, ghiaia o anche blocchi. La corrente non riesce a sollevare questi elementi, troppo pesanti, riuscendo però a trasportarli per rotolamento o trascinamento traslativo.

La “distanza” tra le due modalità viene a determinarsi nel rapporto tra il peso delle particelle solide e l'energia della corrente. Se, infatti, un dato ciottolo dovesse rivelarsi troppo pesante per essere trasportato in sospensione da una certa portata, nulla vieta che una portata maggiore riesca invece a smuoverlo, o addirittura ad inglobarlo in sospensione. È questo gioco di equilibri che rende difficile classificare in modo netto il trasporto solido, dal momento in cui è noto come molte particelle di dimensioni “intermedie” vengano trasportate al fondo per *saltellamento*. È questa una modalità di trasporto intermedia, in cui una particella solida non è tanto pesante da rimanere aderente al fondo dell'alveo, ma allo stesso tempo lo è sufficientemente da non poter essere trasportato in sospensione per grandi distanze, ricadendo dopo brevi tratti sul fondo.

## 2.2 Kineros2

Il modello matematico Kineros2 è essenzialmente un miglioramento della pre-esistente versione, Kineros (Woolhiser *e altri*, 1990). Si tratta di un modello idrologico a scala di evento, fisicamente basato e distribuito, che simula i deflussi prodotti da un bacino idrografico, sia liquidi che solidi, tramite la modellazione dei processi di intercettazione, infiltrazione, deflusso superficiale, erosione e trasporto.

Il bacino idrografico e la sua rete drenante vengono schematizzati in modo molto semplificato: i versanti del bacino vengono assimilati a piani, di data estensione e pendenza, collegati tra loro in cascata alla rete drenante. Il deflusso prodotto all'interno di ogni piano inclinato viene riversato nel generico elemento a valle, ovvero un altro piano oppure un elemento della rete drenante. Il contributo di deflusso al generico elemento della rete drenante può essere di tipo concentrato, se proveniente da un altro elemento della rete o da un piano posto a monte, o distribuito, se proveniente da versanti posti lateralmente al canale stesso. Una volta raggiunta la rete drenante, il deflusso viene propagato verso la chiusura di bacino. È quindi palese come la schematizzazione del bacino in modello geometrico venga approcciata in modo alquanto crudo, e che la validità della schematizzazione in sé dipenderà dalle caratteristiche peculiari del singolo bacino e dal dettaglio con cui si vorranno modellare i versanti coinvolti: in particolare, questo dipende dal grado con cui si vuole che la rete drenante simulata sia simile a quella esistente, soprattutto in termini di densità di drenaggio.

Il modello Kineros2 viene definito *distribuito* poiché la suddivisione del bacino in elementi areali di base consente di tenere conto della variabilità di caratteristiche salienti (tipo di suolo, vegetazione ...), anche se il dettaglio della distribuzione delle informazioni si ferma alla scala di definizione delle entità geometriche che riassumono il bacino: al singolo piano-versante, che nella realtà potrebbe comprendere suoli di natura diversa, viene ad esempio attribuito un unico valore medio di permeabilità.

Il modello è anche presentato come *fisicamente basato*, in quanto i processi in esso descritti vengono a dipendere da equazioni matematiche derivate dall'applicazione di principi fisici, quali la conservazione della massa e la conservazione della quantità di moto. Va tuttavia evidenziato che alcune componenti delle equazioni utilizzate sono il risultato di esperienze empiriche, per cui sarebbe più corretto definire il modello come *quasi-fisicamente basato*.

### 2.2.1 Pioggia e intercettazione

Kineros2 può accogliere in input misure di pioggia provenienti da più di un pluviometro. Nel caso di un unico pluviometro, l'apporto di pioggia si considera uniforme sul bacino, mentre nella disponibilità di più punti di misurazione il modello calcola una superficie di pioggia interpolata linearmente tra i pluviometri (fig. 2.3).

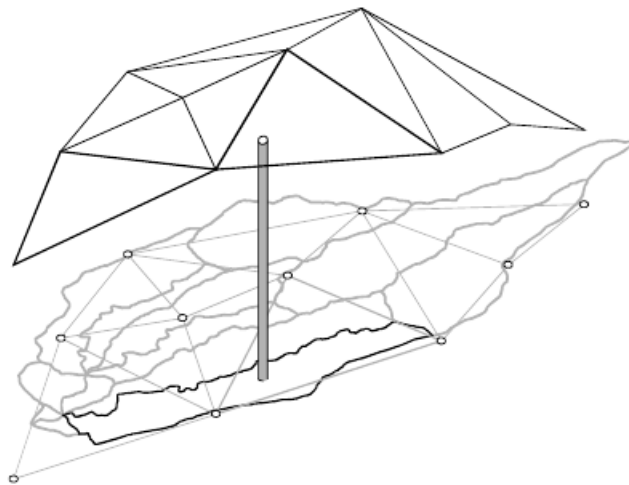


Figura 2.3: Schema di interpolazione dei pluviometri, ridisegnato da [www.tucson.ars.ag.gov/kineros](http://www.tucson.ars.ag.gov/kineros).

Al fine del calcolo dei volumi d'acqua che effettivamente potranno partecipare al deflusso superficiale, il modello stima anche la componente di intercettazione di pioggia da parte della vegetazione. Il calcolo è governato da due parametri che il modellista deve fornire, cioè l'altezza d'acqua che una specie vegetale riesce a trattenere dall'inizio della pioggia e la frazione di terreno coperto da superficie intercettante; tramite questi valori il modello calcola quanta parte del volume iniziale di pioggia debba essere sottratta al ruscellamento, in quanto non in grado di raggiungere il suolo. I valori dei due parametri in questione sono nella realtà dipendenti da molti fattori, tra cui lo stadio vegetativo, la densità delle piante e altro ancora. Si deve quindi avere cura di scegliere valori appropriati. Ad ogni modo, Woolhiser e altri (1990) ritengono che il volume di intercettazione non abbia molta incidenza nel bilancio di eventi di pioggia severi, ai quali solamente, a rigore, Kineros2 sarebbe applicabile (Burns, 2007).

## 2.2.2 Infiltrazione

Una caratteristica di Kineros2 ampiamente migliorata rispetto alla precedente versione è il modulo di infiltrazione. Anzitutto è ora possibile specificare due diversi strati di suolo nella modellazione; inoltre il modello è in grado di trattare in modo realistico la redistribuzione dell'umidità nel suolo e il recupero di capacità di infiltrazione del terreno durante gli iati di pioggia.

Il cuore del modulo di infiltrazione è l'equazione (2.9), che modella la capacità di infiltrazione, qui intesa come il tasso limite a cui l'acqua può infiltrare nel terreno

$$f_c = K_s \left[ 1 + \frac{\alpha}{\exp(\alpha I/B) - 1} \right] \quad (2.9)$$

dove  $\alpha$  è un parametro che rappresenta il tipo di terreno ed è posto pari a 0.85 in Kineros2,  $I$  è l'altezza di pioggia infiltrata,  $K_s$  è la conduttività idraulica del suolo e  $B$  è definito come

$$B = (G + h_w)(\theta_s - \theta_i) \quad (2.10)$$

dove  $h_w$  è l'altezza d'acqua in superficie,  $\theta_s$  e  $\theta_i$  sono il contenuto volumetrico d'acqua, massimo ed iniziale rispettivamente, e  $G$ , parametro che quantifica l'entità della frangia capillare nel suolo, è definito come

$$G = \int_{-\infty}^0 \frac{K(h)}{K_s} dh \quad (2.11)$$

Per semplicità, tuttavia, Kineros2 modella il parametro  $G$  sfruttando equazioni empiriche che legano la conduttività idraulica del suolo alle sue caratteristiche di porosità (Woolhiser *e altri*, 1990), pervenendo alla seguente espressione approssimata

$$G = \psi_B \frac{2 + 3\lambda}{1 + 3\lambda} \quad (2.12)$$

dove  $\lambda$  rappresenta un indice di distribuzione della dimensione dei pori del materiale e  $\psi_B$  è un parametro il cui valore viene stimato da Kineros2 a partire da valori iniziali di  $G$  e  $\lambda$ .

In sostanza, per mezzo delle equazioni (2.9), (2.10) e (2.12), e in dipendenza del valore della saturazione iniziale del bacino,  $S_i$ , che il modellista deve indicare per ogni evento simulato, il modello calcola in modo dinamico la quantità di pioggia che viene assorbita dal terreno. Dal momento in cui l'intensità di pioggia diviene maggiore del tasso di infiltrazione, il modello tiene conto della disponibilità di un eccesso di pioggia che potrà eventualmente dare luogo a deflusso.

In Kineros2 la trattazione del modulo di infiltrazione è stata particolarmente rivista rispetto alla versione precedente, in modo da renderlo in grado di gestire efficacemente la presenza di intervalli non piovosi interni ad un evento di precipitazione, oppure di manipolare efficacemente situazioni in cui il tasso di pioggia diventi temporaneamente minore della conduttività idraulica del terreno. Il modello è ora in grado di stimare la redistribuzione dell'umidità nel terreno, cosa che normalmente avviene durante gli iati di pioggia, cosicché al sopraggiungere del successivo impulso di pioggia il modello possa tenere conto di un valore di umidità differente dall'iniziale  $S_i$ .

### 2.2.3 Deflusso superficiale

Il modello simula il deflusso superficiale secondo uno schema Hortoniano: quando la pioggia è eccedente rispetto alla capacità di infiltrazione e sulla superficie si è raccolta abbastanza acqua per riempire le micro depressioni ed innescare il moto, il deflusso ha inizio. Il moto non viene affrontato nella sua estrema complessità, bensì è descritto in via semplificata tramite l'adozione di uno schema cinematico e l'uso della legge di moto espressa dall'equazione

$$Q = \alpha h^m \quad (2.13)$$

dove  $Q$  è la portata per unità di larghezza,  $h$  è la quantità d'acqua per unità di larghezza e  $\alpha$  e  $m$  sono parametri dipendenti dalla pendenza e dalla scabrezza del terreno, oltreché dal regime di moto. In particolare, il legame tra  $\alpha$  e la scabrezza del terreno si esplica sull'utilizzo del coefficiente di Manning,  $N$  secondo la formulazione riportata in equazione (2.14)

$$\alpha = 1.49 \frac{S^{\frac{1}{2}}}{n} \quad (2.14)$$

L'equazione (2.13), accoppiata all'equazione di continuità di massa, consente di pervenire all'equazione (2.15), che consente il calcolo della portata di ruscellamento al generico istante  $t$  e nel generico punto  $x$

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \alpha m h^{m-1} \frac{\partial h}{\partial x} = q(x, t) \quad (2.15)$$

Lo schema di moto cinematico è molto utilizzato e noto, così come note sono le sue limitazioni: la sua implementazione porta ad esempio a tralasciare l'effetto della laminazione e il fronte dell'onda di piena ad irripidirsi inverosimilmente al propagarsi dell'onda verso valle. Tuttavia si è ampiamente appurato che il modello cinematico costituisce un'approssimazione accettabile del deflusso di ruscellamento in molte condizioni (Dingman, 1994).

## 2.2.4 Erosione e trasporto

Kineros2 cerca di simulare fenomeni di erosione del suolo e di trasporto dei sedimenti erosi a scala di bacino idrografico. Il modello considera due forze erosive principali, l'azione battente della pioggia ed il distacco dovuto all'azione tangenziale del deflusso liquido; entrambe concorrono a determinare erosione sui versanti, mentre evidentemente l'azione erosiva della pioggia assume scarsa importanza nel calcolo dell'erosione all'interno dei canali della rete idrografica.

Sia che si tratti di erosione di versante o di erosione in alveo, l'approccio del modello si basa sull'uso dell'equazione (2.16), ricavabile dall'applicazione del principio di conservazione della massa

$$\frac{\partial(AC_S)}{\partial t} + \frac{\partial(QC_S)}{\partial x} - e(x, t) = q_S(x, t) \quad (2.16)$$

dove  $C_S$  è la concentrazione di sedimenti,  $Q$  è la portata liquida,  $A$  è l'area trasversale della sezione di deflusso,  $e$  è il tasso di erosione del suolo e  $q_S$  è il contributo di portata solida laterale al generico ramo della rete drenante.

Il termine  $e$  è il parametro che regola la quantità di materiale eroso dal suolo, ed è modellato in Kineros2 come la somma di due addendi:

$$e = e_S + e_h \quad (2.17)$$

dove  $e_S$  rappresenta la stima della quantità di sedimenti erosi dall'azione della pioggia, mentre  $e_h$  quella prodotta dall'azione tangenziale del deflusso liquido.

Il termine  $e_S$  è modellato per via di una relazione empirica, che ipotizza la dipendenza del tasso di erosione superficiale dal quadrato del tasso di pioggia, secondo la seguente equazione

$$\begin{aligned} e_S &= SPL(1 - \gamma)e^{-c_d \bar{h} r^2} && \text{se } q > 0 \\ e_S &= 0 && \text{se } q < 0 \end{aligned} \quad (2.18)$$

dove  $SPL$  è un parametro che rappresenta la suscettibilità di un suolo all'erosione da impatto della pioggia,  $\gamma$  rappresenta la frazione di suolo ricoperto d'acqua,  $c_d$  rappresenta l'effetto protettivo che la lama d'acqua esercita contro l'erosione battente della pioggia,  $\bar{h}$  descrive l'altezza della lama d'acqua e infine  $r$  è il tasso di pioggia.

Il termine  $e_h$  descrive invece lo scambio di sedimenti tra la corrente liquida e la superficie di scorrimento, potendo Kineros2 tenere conto anche di fenomeni di deposizione. La modellazione matematica di  $e_h$  si basa sul presupposto dell'esistenza di una concentrazione critica, ovvero all'equilibrio,

che un flusso con date caratteristiche idrauliche può trasportare. L'erosione idraulica viene modellata come linearmente dipendente dalla differenza tra la concentrazione all'equilibrio,  $C_{mx}$ , e la concentrazione calcolata dal modello istante per istante, punto per punto,  $C_S$ , secondo la formula (2.19)

$$e_h = COH v_s (C_{mx} - C_S) \quad (2.19)$$

dove  $v_s$  è la velocità di sedimentazione delle particelle erose. Il parametro  $COH$ , invece, determina quanto facilmente un dato tipo di suolo possa venire eroso dalla corrente fluida; in sostanza  $COH$  descrive la coesione del suolo, anche se non rappresenta la coesione. In effetti l'equazione (2.19) produce un aumento dell'erosione all'aumentare del valore di  $COH$ , contrariamente a quanto farebbe un aumento della coesione del suolo.

Si sottolinea che le equazioni (2.18) e (2.19) non sono state tratte dal manuale di Kineros2 (Woolhiser *e altri*, 1990), in quanto le formule ivi riportate risultano essere superate o mal descritte, stando a quanto affermato da Ziegler *e altri* (2002).

### 2.2.5 Propagazione in alveo

Il deflusso in alveo delle portate generate è calcolato dal modello secondo le equazioni del moto vario a pelo libero gradualmente variato. Ogni segmento della rete drenante può ricevere afflussi laterali distribuiti, costanti o variabili, da elementi di versante posti lateralmente al canale stesso, oppure afflussi concentrati da uno o due canali all'estremità di monte o, ancora, da un elemento di versante di monte.

L'equazione di continuità per un canale con afflussi laterali è scritta come

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q_c(x, t) \quad (2.20)$$

dove  $A$  è l'area della sezione trasversale del canale,  $Q$  è la portata in transito per il canale e  $q_c$  è l'afflusso laterale netto per unità di lunghezza del canale.

Utilizzando l'assunzione cinematica, per cui si dà l'esistenza di una relazione univoca tra la portata e il livello idrico della sezione di deflusso, è quindi possibile riscrivere l'equazione (2.20) come segue

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial A} \frac{\partial A}{\partial x} = q_c(x, t) \quad (2.21)$$

Nelle assunzioni dello schema cinematico, il legame tra la portata in alveo e la sezione del canale viene formalizzata nel modello secondo l'equazione



(2.22), in cui è stata utilizzata la formulazione di Manning per esplicitare la scabrezza del canale

$$Q = \frac{1.49S^{\frac{1}{2}}}{N} R^{m-1} A \quad (2.22)$$

Le equazioni sopracitate vengono risolte per via numerica, adottando uno schema implicito a quattro nodi.

Kineros2 offre la possibilità di modellare la rete drenante secondo due geometrie principali: una sezione circolare, da utilizzare nel caso di presenza di condotte, ed una geometria trapezia, al fine di descrivere i tratti della rete naturale. Questi, in particolare, possono anche essere descritti secondo una forma trapezia composita, che tenga conto di una parte più profonda in cui scorra normalmente la portata e di una parte laterale di carattere golenale. In aggiunta, la rete drenante può essere completata con l'inserzione di elementi di accumulo, quali potrebbero essere un invaso artificiale o una derivazione, che possano essere modellati come serbatoi, nei quali il flusso entri in modo concentrato da uno o due canali ed esca da una struttura di sfioro non presidiata. Grazie a tutti questi accorgimenti Kineros2 permette di modellare sistemi idrici anche complessi, a prezzo del compromesso di accettare un certo grado di approssimazione.

## 2.2.6 Parametri di calibrazione

In ragione delle equazioni e delle relazioni incluse nel modello, Kineros2 dispone di 10 parametri atti alla calibrazione.

Dalla descrizione dell'intercettazione di pioggia derivano i parametri *int* e *cov*; al primo corrisponde l'altezza d'acqua trattenuta dalla vegetazione all'inizio della precipitazione, mentre il secondo indica la percentuale di copertura del suolo da parte della superficie vegetale.

Dal modulo per il calcolo dell'infiltrazione si ottengono tre parametri. Il primo è  $K_s$ , ovvero la conduttività idraulica del suolo. Il secondo,  $G$ , indica l'entità delle tensioni capillari, mentre il terzo,  $CV$ , serve a modellare la variabilità spaziale della permeabilità dei suoli.

La modellazione del deflusso a pelo libero, sia in alveo che su versante, implica la presenza del parametro di calibrazione  $N$ , cioè il coefficiente di scabrezza di Manning.

Il modulo di erosione porta alla presenza di due ulteriori parametri, *SPL* e *COH*. *SPL* serve a modellare l'azione erosiva esplicita al suolo dall'impatto delle gocce di pioggia, mentre *COH* vuole esplicitare un controllo sulla coesione del terreno.

Gli ultimi due parametri disponibili alla calibrazione sono *PAVE* e  $S_i$ . Il primo dei due è inteso ad indicare la presenza nel bacino idrografico di aree urbane, e quindi impermeabili, mentre  $S_i$  è necessario al modello per essere inizializzato nei confronti della saturazione iniziale.

## 2.3 Valutazione di performance di modelli

Un passo fondamentale nella creazione, o anche nella proposizione di modelli matematici di previsione è la valutazione delle capacità del modello. Essa dovrebbe essere eseguita nei confronti di due aspetti (Willmott *e altri*, 1985):

1. **Consistenza scientifica.** Il modello dovrebbe essere analizzato riguardo alla fondatezza con cui i processi fisici coinvolti vengono modellati.
2. **Consistenza operativa.** Il modello dovrebbe essere testato riguardo alla sua capacità di simulare correttamente i processi fisici descritti.

Mentre la consistenza scientifica di un modello è un campo profondamente connesso allo specifico problema trattato e richiederebbe un'investigazione accurata della struttura e delle basi del modello stesso, la consistenza operativa è di più immediata valutazione, tramite l'uso di opportuni parametri e supporti grafici.

Solitamente la consistenza operativa di un modello viene investigata in due direzioni, ovvero accuratezza e precisione. Si parla di accuratezza di un modello riferendosi al grado con cui esso riesce a riprodurre alcuni eventi indipendenti osservati, mentre si parla di precisione riguardo al grado con cui i valori simulati da un modello possono dirsi linearmente correlati alle relative osservazioni misurate. Cosa essenziale è che la valutazione di performance di un modello venga effettuata anzitutto dagli sviluppatori stessi di un modello, e che venga proposta tramite l'utilizzo di metodologie consolidate e obiettive, che consentano una imparziale presa di coscienza delle capacità o limitazioni del modello. L'ASCE (1993) ha richiamato l'attenzione sulla necessità di corredare la proposizione di modelli matematici di una valutazione della loro performance, anche per garantire una effettiva utilizzabilità degli stessi da parte degli utenti potenzialmente interessati, e ha proposto alcune linee guida, che in sostanza contemplano la necessità di utilizzare più di uno stimatore statistico per valutare l'operatività del modello, oltreché la necessità di presentare anche forme visive di controllo dell'accuratezza e della precisione delle simulazioni nei confronti di dati osservati.

In letteratura sono stati proposti numerosi parametri, solitamente denominati "statistici", finalizzati alla valutazione della performance di modelli

matematici nei confronti della loro simulazione di dati osservati (ASCE, 1993; Garrick *e altri*, 1978; Legates e McCabe, 1999; Loague e Green, 1991; Willmott *e altri*, 1985). Si elencano alcuni tra i parametri più usati in campo idrologico per la valutazione di modelli idrologici afflussi-deflussi

$$PEP = \frac{Q_{ps} - Q_{po}}{Q_{po}} * 100 \quad (2.23)$$

$$DV = \frac{V_o - V_s}{V_o} * 100 \quad (2.24)$$

$$R^2 = \left( \frac{\sum_{i=1}^n (Q_o(i) - \bar{Q}_o)(Q_s(i) - \bar{Q}_s)}{[\sum_{i=1}^n (Q_o(i) - \bar{Q}_o)^2]^{0.5} [\sum_{i=1}^n (Q_s(i) - \bar{Q}_s)^2]^{0.5}} \right)^2 \quad (2.25)$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_o(i) - Q_s(i))^2}{\sum_{i=1}^n (Q_o(i) - \bar{Q}_o)^2} \quad (2.26)$$

$$NSE_1 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n |Q_o(i) - Q_s(i)|}{\sum_{i=1}^n |Q_o(i) - \bar{Q}_o|} \quad (2.27)$$

$$G = \sum_{i=1}^n [Q_o(i) - Q_s(i)]^2 \quad (2.28)$$

$$MAE = n^{-1} \sum_{i=1}^n |Q_o(i) - Q_s(i)| \quad (2.29)$$

$$CD = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_o(i) - \bar{Q}_o)^2}{\sum_{i=1}^n (Q_s(i) - \bar{Q}_o)^2} \quad (2.30)$$

dove  $Q$  indica la portata,  $V$  il volume e  $i$  pedici  $o$ ,  $s$  e  $p$  indicano rispettivamente una grandezza *osservata*, una *simulata* ed un valore di *picco*. Gli indici  $i$  si riferiscono ad un valore particolare tra gli  $n$  osservati, mentre il simbolo “ $\bar{\quad}$ ” posto sopra ad un qualsiasi termine ne indica un valore medio. Di seguito si riporta un’introduzione ad ognuno dei parametri sopra riportati.

**PEP.** Indica la percentuale di successo nel riprodurre il picco dell’idrogramma, esprimendo semplicemente il rapporto tra il picco osservato e quello simulato.

**DV.** Indica la percentuale di successo nel riprodurre il volume dell’idrogramma, esprimendo semplicemente il rapporto tra il volume osservato e quello simulato.

**R<sup>2</sup>**. Indica quanta della varianza presente nei dati viene spiegata dal modello, ed è essenzialmente il quadrato del coefficiente di correlazione di Pearson,  $r^2$ . È un parametro molto utilizzato soprattutto per il suo grande uso in ambiente statistico, tuttavia diversi autori (Willmott *e altri*, 1985; Legates e McCabe, 1999) osservano che  $R^2$  non sia particolarmente sensibile alla presenza di outliers o a differenze proporzionali e/o additive, per cui è possibile ottenere ottimi valori dell'indice senza che il modello abbia effettivamente ben performato.

**NSE**. Si tratta del noto coefficiente di efficienza di Nash e Sutcliffe (1970), anch'esso molto utilizzato in campo idrologico. Esso esprime il rapporto tra l'errore quadratico medio commesso dal modello e la varianza presente nei dati osservati. NSE varia tra  $-\infty$  e  $+1$ : l'unità indica un modello perfetto, mentre valori negativi o nulli indicano che il modello non spiega i dati osservati meglio della semplice media degli stessi. Tuttavia Garrick *e altri* (1978) nota che NSE talvolta restituisce valori molto vicini all'unità anche in occasione di scarsi risultati, e viceversa.

**NSE<sub>1</sub>**. Si tratta di una modifica al coefficiente di Nash e Sutcliffe (1970), suggerita da Willmott *e altri* (1985) al fine di limitare la sensibilità del coefficiente rispetto agli outlier, che gli autori attribuiscono all'elevamento a potenza quadrata delle differenze tra valori osservati e simulati.

**GG**. Si tratta di un indice suggerito dall'ASCE (1993) al fine di valutare che la forma di un idrogramma simulato rispecchi più o meno bene quella osservata. GG rappresenta la somma dei quadrati degli errori residui tra dati osservati e rispettivi valori simulati.

**MAE**. Si tratta di un indice che valuta l'errore medio assoluto del modello fornendo un valore che possiede le stesse unità di misura del fenomeno in oggetto. L'indice è stato proposto in letteratura (Legates e McCabe, 1999) nella convinzione che non sia opportuno basare il giudizio di performance di un modello solo a partire da indici adimensionali (Willmott, 1981).

**CD**. Si tratta di un coefficiente di determinazione stato proposto da Loague e Green (1991) come uno strumento per valutare quanta della varianza presente nei dati sia spiegata dalla simulazione prodotta.

## 2.4 Monitoraggio del trasporto solido

La presente sezione è stata introdotta al fine di tratteggiare un quadro dello stato dell'arte a riguardo delle problematiche del campionamento e della stima del trasporto solido fluviale. Nonostante l'oggetto principale della tesi di dottorato esposta in queste pagine non sia il monitoraggio del trasporto solido, si è ritenuto importante trattare l'argomento al fine di contestualizzare in modo opportuno la valenza dei dati utilizzati nelle elaborazioni.

### 2.4.1 Il campionamento

La conoscenza della concentrazione di solidi sospesi trasportati da una corrente può essere raggiunta tramite metodi diretti o indiretti.

#### Campionamento diretto

Si intendono metodi diretti quelli per cui si cerca di misurare la massa di sostanze sospese presenti in un volume noto di liquido. Si tratta sostanzialmente di prelevare un campione di torbida fluviale e di effettuare analisi gravimetriche in laboratorio, volte a conoscere il volume del campione e il peso della sostanza secca in esso contenuta, tipicamente per restituire un valore di concentrazione in  $g/l$ . Al fine di determinare direttamente la concentrazione di solidi sospesi è quindi necessario prelevare fisicamente alcuni campioni nel sito interessato.

#### Campionamento indiretto

I metodi indiretti sono quelli per cui la concentrazione dei solidi sospesi è desunta in seguito alla misurazione di una variabile secondaria, ad essa correlata e, possibilmente, più semplice da misurare. La correlazione tra la concentrazione dei solidi sospesi e la variabile secondaria non è mai perfetta, per cui la ricostruzione del dato di concentrazione sarà sempre affetta da una componente di errore, maggiore o minore a seconda di quanto sia buona la specificazione del modello di regressione.

**Torbidità** Uno dei metodi indiretti probabilmente più usati è quello di monitorare la torbidità della corrente. La presenza di sedimenti causa variazioni nelle proprietà ottiche dell'acqua. Un raggio luminoso diretto attraverso un campione di acqua torbida verrà in parte assorbito e in parte riflesso dai sedimenti sospesi presenti (Wren *e altri*, 2000). Le variazioni delle caratteristiche del raggio emesso possono essere misurate con opportuni sensori

ottici, e conseguentemente correlati con la quantità dei sedimenti presenti nell'acqua.

La torbidità dell'acqua è in realtà una caratteristica che non è influenzata dalla sola concentrazione dei sedimenti sospesi, ma anche da fattori come la loro granulometria, o il colore dell'acqua; si deve poi tenere conto anche dell'influenza del particolare strumento di misura e delle sue specifiche. Determinare il valore di concentrazione a partire dalla torbidità non è quindi una pratica priva di errori, e per ottenere buoni risultati si deve tenere in conto di affrontare lunghi periodi di calibrazione e taratura degli strumenti a partire da dati comunque ottenuti da campionamenti diretti. Tuttavia la misura della torbidità è ritenuta un ottimo metodo per affrontare il monitoraggio dei solidi sospesi, sia perché consente di ridurre di molto i costi operazionali (Wass e Leeks, 1999), sia perché permette di ottenere anche dati di alto dettaglio temporale, con la possibilità di ottenere la traccia continua della variabilità del trasporto solido in sospensione; il che può essere un'ottima contropartita della minor precisione dei singoli valori misurati, soprattutto quando un sito si presta particolarmente bene alla correlazione tra torbidità e concentrazione dei solidi sospesi (Wass e Leeks, 1999; Walling e Webb, 1981), ed il range di variazione della torbidità non eccede la scala strumentale disponibile.

**Effetto Doppler** Un ulteriore metodo indiretto molto promettente è quello che sfrutta l'effetto Doppler, secondo cui se una sorgente di onde sonore si muove rispetto ad un ricevitore, la frequenza delle onde sonore al ricevitore trasla rispetto alla frequenza originaria (Kostaschuk *e altri*, 2005). Dall'analisi della variazione nella frequenza del segnale si può risalire alla velocità relativa tra sorgente e ricevitore degli impulsi sonori, e quindi alla velocità della sorgente una volta nota quella del ricevitore.

L'effetto Doppler è quindi comunemente utilizzato per la misura di velocità, ma può essere contestualmente usato per stimare la concentrazione di solidi sospesi in un fluido. Gli impulsi acustici sono caratterizzati anche da una intensità oltre che da una frequenza e lunghezza d'onda. La riflessione causata dai sedimenti presenti nell'acqua implica che il segnale di ritorno abbia una intensità diminuita, di un'entità dipendente dalla concentrazione dei solidi sospesi. Grazie a questo effetto, uno strumento che sfrutti l'effetto Doppler (Acoustic Doppler Current Profiler, ADCP) può essere utilizzato per misurare la concentrazione dei sedimenti in sospensione in ambiente fluviale. Si tratta di una classe di strumenti che può fornire dati molto dettagliati, soprattutto per quanto riguarda la dinamica dei sedimenti; permette inoltre, almeno a livello teorico, di trarre misure in modo potenzialmente non

invasivo, e anche sull'intera colonna d'acqua investigata (Wren *e altri*, 2000), compatibilmente con le caratteristiche tecniche dello strumento.

Al pari delle tecniche turbidimetriche, purtroppo, le tecniche acustiche soffrono del problema della taratura. Il punto debole è che l'attenuazione dell'intensità del segnale acustico riflesso dalle particelle solide non dipende solo dalla concentrazione delle stesse, ma anche dalla granulometria e dal tipo, oltreché dalle caratteristiche tecnico-operative dello strumento usato. In conseguenza l'intensità del segnale di ritorno risulta essere un effetto integrato di diversi fattori (Reichel, 1998), per cui non è possibile ricostruire in modo univoco il valore della concentrazione dei solidi sospesi. Il metodo deve quindi essere affiancato da una fase preliminare di taratura e da periodici controlli.

### **Strategie di campionamento**

La strategia di campionamento è essenziale per un esito positivo di un monitoraggio. La frequenza di campionamento è il parametro principale, quello che effettivamente influisce sulla bontà dell'informazione ricavabile dai dati. Un campionamento infrequente può risultare essere tra le fonti principali di errore nel calcolare l'entità del carico dei sedimenti (Gippel, 1995).

La strategia di campionamento ottimale sarebbe quella per cui la concentrazione dei solidi sospesi viene monitorata in continuo, in modo da poter stimare il trasporto solido sfruttando l'equazione (2.32). Un monitoraggio continuo, o meglio discreto ma con elevata frequenza, è per ora possibile solo con l'uso di metodi indiretti, quali quelli turbidimetrici o acustici. Il dato di concentrazione è sicuramente meno affidabile di dati ricavati tramite analisi gravimetrica, ma è opinione abbastanza condivisa in letteratura (Brasington e Richards, 2000) che la disponibilità di un record quasi-continuo sopperisca a tale aspetto, in termini di risultati. L'aspetto comunque cruciale, al di là della corretta scelta del sito di campionamento e della strumentazione, è la calibrazione delle relazioni che consentono di stimare la concentrazione dei sedimenti in sospensione. A tal fine è necessario disporre di misure dirette di concentrazione, contestuali a misure della variabile indiretta monitorata, che si estendano su un range di variazione il più ampio possibile. I campioni per la taratura possono essere prelevati con qualsiasi criterio, ma una scelta conveniente dovrebbe essere quella di affiancare la strumentazione ad un campionatore automatico. In questo modo, programmando opportunamente l'unità elettronica di campionamento, si può ottenere il risultato di collezionare campioni di torbida in accordo con il valore della portata, così da avere un ampio e consistente corpo di punti campionari su cui basare la regressione tra la concentrazione dei solidi e la variabile indiretta del caso (Lewis, 1996; Morris e Fan, 1998). L'uso di un campionatore automatico accoppiato

a torbidimetri o strumenti acustici risulterebbe utile anche nei confronti della necessità di verificare a distanza di tempo la taratura delle relazioni messe a punto, dal momento che le condizioni di taratura possono facilmente non essere più verificate nel tempo.

Il prelievo diretto di campioni di torbida, nel momento in cui non si voglia monitorare il trasporto solido sospeso in modo indiretto, deve essere programmato in maniera che gli eventi di piena siano efficacemente monitorati, in quanto è ormai consolidato il fatto che essi sono responsabili della maggior parte del trasporto solido annuo di un bacino idrografico Morris e Fan (1998). In passato, sia per la minore disponibilità di tecnologie che, usualmente, per problemi di budget e opportunità, molte campagne di monitoraggio sono state condotte tramite prelievi manuali da parte di operatori. Un simile schema risente di ovvie problematiche, quali vincoli di campionamento in giorni feriali, o comunque in orari diurni, e di frequenza di acquisizione necessariamente bassa, elementi che non portano a garantire una adeguata copertura del fenomeno in esame. La crescente disponibilità di applicazioni tecnologiche ha, nel tempo, reso possibile il campionamento automatico delle torbide; la strumentazione necessaria, relativamente semplice ed accessibile, è genericamente comprensiva di (Morris e Fan, 1998):

1. Sistema di alimentazione elettrica;
2. Sistema di presa con tubo e boccaglio collocato in alveo;
3. Pompa;
4. Sistema di distribuzione dei campioni e di immagazzinamento in bottiglie;
5. Unità digitale di controllo e programmazione dell'operato del campionatore.

L'utilizzo di un campionatore automatico ha un pregio fondamentale: quello di poter essere programmato. La programmazione consente di pianificare il monitoraggio, rendendo possibile l'obiettivo di ottimizzare la raccolta di campioni e rendere più efficiente la descrizione del fenomeno studiato, ad esempio concentrando la raccolta di campioni durante gli eventi di piena, o quando un determinato livello del tirante idrico viene superato. Una strategia di campionamento che sembra produrre ottimi risultati (Schleppi e altri, 2006) è quella per cui si usa la misura in continuo della portata liquida per indurre il campionatore a prelevare un campione ogni qualvolta un determinato valore di volume sia defluito. Thomas (1985) argomentava che il dramma fondamentale nell'ambito del campionamento diretto del



trasporto solido era, e a tutt'oggi sembra ancora essere, la mancanza di un approccio statisticamente basato al problema. Se l'atto del campionamento non è accompagnato da un criterio statistico che indichi quando sia più opportuno effettuare una misura, si producono plausibilmente stime affette da errori sistematici dipendenti da fattori non quantificabili, e, ancora, a stime di cui non è possibile valutare l'incertezza. In effetti, il problema della stima del trasporto solido a partire da dati prelevati senza alcun criterio statistico è stato spesso affrontato (Walling e Webb, 1981; Phillips *e altri*, 1999; Brasington e Richards, 2000; Schleppe *e altri*, 2006), e uno dei risultati più comuni è quello di non poter stabilire un metodo che si distingua tra gli altri per precisione ed accuratezza, lasciando in sostanza il problema della stima irrisolto. Tale situazione è di fondo generata dalla disponibilità di dati la cui trattazione è incerta, proprio perché conseguiti senza una strategia di campionamento rigorosamente fondata. Al contrario Thomas (1985) propone l'uso di un campionatore automatico e di una tecnica di campionamento denominata SALT (Selection at List Time), basata sull'uso di una variabile ausiliaria che permetta di asserire che la probabilità di prelevare un campione sia proporzionale al presunto contributo che il campione darà alla formazione del trasporto solido totale. In particolare, la variabile ausiliaria proposta è costruita sulla base di una rating curve, tramite la quale il campionatore può preliminarmente effettuare una rozza stima del trasporto solido associato al deflusso corrente, e quindi prelevare o meno un campione a seconda del suo potenziale contributo alla determinazione finale. Il metodo ha prodotto ottimi risultati, sia in termini di precisione che di accuratezza della stima. Successivamente Thomas e Lewis (1993) hanno proposto l'uso di un approccio statistico alternativo, denominato Time-Stratified Sampling (Campionamento temporalmente stratificato), in cui il campionamento viene effettuato all'interno di intervalli temporali definiti sulla base dello sviluppo idrologico del deflusso sia liquido che torbido. A tal fine è necessario l'intervento di un idrologo qualificato che possa definire gli intervalli temporali di campionamento in modo opportuno. Il metodo vuole avvantaggiarsi di quelle che sono le conoscenze a riguardo della popolazione statistica da campionare, arrivando a definire degli *strati* in cui la variabile campionata sia relativamente omogenea. In tal modo si possono produrre delle stime finali la cui varianza può facilmente essere minore di quella di corrispondenti stime prodotte a partire da un approccio di tipo SALT, ma rimane evidente come il metodo poggia sulla capacità e sull'esperienza dell'idrologo che decide le lunghezze degli intervalli temporali con cui campionare.

Ad ogni modo, la particolare strategia adottata influenzerà il metodo necessario a stimare il deflusso solido sul periodo monitorato, per cui si tratta di una scelta fondamentale. Ma a prescindere da questo, la disponibilità di

un campionatore automatico garantisce sicuramente un maggior numero di campioni rispetto a quanti se ne potrebbero ottenere a mano. I vantaggi del campionamento automatico si riflettono quindi sulla migliorata efficienza di campionamento, su una maggior razionalità e su un maggior risparmio nell'uso di risorse economiche. Si deve comunque tenere presente che il campionatore accumulerà i campioni in bottiglie, solitamente in numero di 24, per cui va prevista una procedura affidabile che consenta allo strumento di disporre di bottiglie vuote nel momento in cui il campionamento sia necessario. Questo pone la necessità di disporre di personale, non più addetto al campionamento vero e proprio, ma ad attività di manutenzione e gestione del campionatore. L'effettiva numerosità dei campioni può essere facilmente limitata da aspetti tecnici di questo tipo qualora non venga prevista una gestione efficiente ed accurata del programma di campionamento o, banalmente, non siano presenti sufficienti risorse economiche.

## 2.4.2 Il calcolo

Da un punto di vista più teorico che pratico, il calcolo della quantità di sedimenti sospesi transitati per una sezione fluviale in un dato intervallo di tempo è piuttosto semplice. Definita la quantità  $Q_{ss}$  come la portata di solidi sospesi, l'ammontare di sedimenti trasportato per la sezione di interesse nell'intervallo temporale  $[t_a; t_b]$  è quantificabile risolvendo

$$TS = \int_{t_a}^{t_b} Q_{ss} dt \quad (2.31)$$

L'integrale dovrà essere opportunamente discretizzato ed approssimato ad una sommatoria, poiché l'ipotetica relazione funzionale esistente tra il trasporto solido  $TS$  ed il tempo è usualmente ignota. Si può invece disporre di osservazioni, misurate nel tempo, della grandezza di interesse, la cui frequenza determinerà il passo di discretizzazione. Nella realtà la portata solida non è mai osservata o misurata direttamente, ma è calcolata come prodotto tra la portata liquida,  $Q$ , e la concentrazione dei solidi sospesi,  $C$ , per cui l'equazione (2.31) diventa

$$TS = \int_{t_a}^{t_b} Q(t)C(t)dt \quad (2.32)$$

Le dimensioni finali sono ovviamente dipendenti dalle dimensioni caratteristiche dei singoli elementi convolti, e possono comunque essere convertite applicando opportuni fattori di conversione. Anche per l'equazione (2.32) vale la possibilità di discretizzazione, assieme alle relative osservazioni sul passo di discretizzazione.

Realisticamente, lo schema di calcolo presentato è utilizzabile nel caso si monitori il deflusso di solidi sospesi con metodi indiretti, ove la frequenza temporale delle misure può scendere all'ordine dei minuti o delle decine di minuti. Qualora ci si avvalga di misure dirette della concentrazione, l'equazione (2.32) diviene impraticabile a causa della mancata conoscenza della dipendenza dal tempo della concentrazione. Di fronte alla disponibilità di dati diretti, quindi plausibilmente infrequenti, sono state proposte in letteratura svariate formule e metodologie di stima.

### Ricostruzione manuale del Sedigramma

La presenza di valori di concentrazione misurati in determinati istanti temporali rende possibile la ricostruzione manuale dell'ipotetico sedigramma (Cohn, 1995) che si sarebbe osservato se si fosse monitorata la concentrazione dei solidi sospesi in continuo. Il sedigramma ricostruito a mano non potrà che avere una plausibilità ampiamente dipendente dall'abilità, dall'esperienza e dalle informazioni dell'idrologo, per cui si aprono notevoli margini di incertezza. Tuttavia, una volta ricostruito in via manuale il sedigramma, si dispone di uno stimatore della concentrazione,  $\hat{C}(t)$  con cui è possibile stimare il trasporto solido che ha avuto luogo durante il periodo monitorato, nella forma

$$\hat{T}S = \int_{t_a}^{t_b} Q(t)\hat{C}(t)dt \quad (2.33)$$

### Metodi di interpolazione

Un metodo si dice di interpolazione quando alcuni valori non osservati di un definito processo vengono stimati a partire da valori noti. Considerato un periodo temporale in cui si sia svolta una raccolta di dati di concentrazione, la situazione è proprio quella in cui, a fronte della conoscenza del trasporto solido in determinati istanti temporali, perché misurato, si vuole stimare il trasporto per periodi di tempo in cui non lo si è potuto misurare.

In letteratura sono stati proposti e valutati diversi metodi di interpolazione (Phillips *e altri*, 1999; Walling e Webb, 1981; Schleppe *e altri*, 2006). Generalmente si tratta di formule in cui i dati di portata e concentrazione disponibili vengono combinati in vario modo per dare vita ad uno schema di calcolo che riesca a fornire una stima precisa ed accurata del trasporto solido verificatosi per il periodo considerato. Walling e Webb (1981), e successivamente Phillips *e altri* (1999), hanno proposto e valutato le seguen-

ti equazioni come strumento per stimare il trasporto solido riguardante un generico periodo per cui si disponesse di un numero  $ns$  di campioni

$$\hat{T}S = K \left( \sum_{i=1}^{ns} \frac{C_i}{ns} \right) \left( \sum_{i=1}^{ns} \frac{Q_i}{ns} \right) \quad (2.34)$$

$$\hat{T}S = K \sum_{i=1}^{ns} \left( \frac{C_i Q_i}{ns} \right) \quad (2.35)$$

$$\hat{T}S = K \sum_{i=1}^{ns} (C_i \bar{Q}_p) \quad (2.36)$$

$$\hat{T}S = K \left( \sum_{i=1}^{ns} \frac{C_i}{ns} \right) \bar{Q}_r \quad (2.37)$$

$$\hat{T}S = K \frac{\sum_{i=1}^{ns} C_i Q_i}{\sum_{i=1}^{ns} Q_i} \bar{Q}_r \quad (2.38)$$

$$\hat{T}S = K \sum_{m=1}^{12} (\bar{C}_m \bar{Q}_m) \quad (2.39)$$

dove  $K$  è un generico fattore di conversione eventualmente legato alle unità di misura utilizzate o al periodo di tempo considerato,  $C_i$  e  $Q_i$  sono rispettivamente la concentrazione di solidi sospesi e la portata liquida istantanea,  $\bar{Q}_p$  è la portata media nel periodo compreso tra i campioni,  $\bar{Q}_r$  è la portata media su tutto il periodo di campionamento,

Disponendo di misure ad alta frequenza di concentrazione dei solidi sospesi, derivate da letture turbidimetriche, gli autori hanno calcolato un valore di trasporto solido, battezzato come il “*vero*” trasporto, e hanno poi estratto dei valori di concentrazione dalla propria banca dati per simulare un campionamento infrequente, sui cui testare l’accuratezza e la precisione delle stime prodotte da varie formulazioni, tra cui le equazioni (2.34), (2.35), (2.36), (2.37), (2.38) e (2.39). I risultati degli studi hanno portato Walling e Webb (1981), ormai 25 anni or sono, a porre l’accento sul problema della scarsa attendibilità di stime prodotte a partire da dati misurati su base temporale fissa. Dalle formule proposte hanno ottenuto stime la cui tendenza era chiaramente quella di sottostimare il vero valore di trasporto solido, fino a valori del 70%. Ogni metodo si è mostrato più o meno conveniente in termini di precisione ed accuratezza, purtroppo evidenziando come quei metodi distintisi per precisione fossero fallaci in termini di accuratezza e viceversa, rendendo di fatto impossibile la scelta di un candidato ottimale alla stima.

Phillips *e altri* (1999) hanno ripercorso lo stesso problema testando sia gli stessi metodi proposti da Walling e Webb (1981) che altri. Dallo studio sembra potersi trarre una conclusione tanto intuitiva quanto importante, ovvero che la frequenza di campionamento è un parametro chiave, in quanto esercita un controllo stringente sull'affidabilità del metodo, sulla sua precisione e sulla sua accuratezza. In particolare al calare della frequenza di campionamento aumenta il rischio di produrre sottostime consistenti. Una ulteriore osservazione avanzata da Phillips *e altri* (1999) riguarda il fatto che l'estensione areale del bacino monitorato esercita una influenza sulla efficacia della strategia di lavoro utilizzata, per via del fatto che comporta implicazioni sul tipo di regime delle portate liquide e solide. Un piccolo bacino idrografico godrà plausibilmente di un regime idrologico di tipo torrentizio, o comunque molto più impulsivo di quello di un grande bacino, per cui la frequenza di campionamento dovrà essere adeguata a cogliere la variabilità dei deflussi. La sensibilità di un metodo di stima alla frequenza di campionamento nel produrre una stima dovrà quindi essere ritenuta un parametro di scelta, che conduca alla selezione della formulazione che meglio si presti ai dati disponibili.

### Metodi di estrapolazione

Un metodo si dice di estrapolazione quando, sulla base di dati osservati, cerca di stimare il valore assunto da una variabile al di fuori del campo di osservazione. Nell'ambito della stima del trasporto solido il metodo di estrapolazione più usato è sicuramente quello delle “*rating curve*”, che prevede la definizione di una relazione matematica tramite cui predire il valore di concentrazione dei solidi sospesi trasportati da un particolare valore di portata. In seguito alla disponibilità di un adeguato insieme di misure, contestuali, di concentrazione e portata, è possibile operare una regressione sui dati in modo da costruire la funzione voluta. La formulazione classica di una *rating curve* è del tipo

$$C = aQ^b \quad (2.40)$$

dove  $a$  e  $b$  sono coefficienti di regressione.

Campbell e Bauder (1940) hanno osservato che la relazione tra i logaritmi di concentrazione e di portata poteva dirsi approssimativamente essere lineare, il che condusse a proporre l'equazione (2.40) come struttura matematica su cui modellare la regressione. In particolare la procedura di regressione più utilizzata, per immediatezza e semplicità, è stata quella di lavorare in modo lineare sui logaritmi dei valori osservati per poi riportare la relazione in scala naturale. Tale procedura implica l'introduzione di alcune fonti di

bias sistematico (Morris e Fan, 1998; Jansson, 1985), per cui molti autori hanno cercato vie per migliorare la bontà della regressione. A scapito dello sviluppo di diversi fattori correttivi, proposti in letteratura ad esempio da Ferguson (1987) e da Crawford (1991), Asselman (2000) sostiene che il modo migliore per derivare i parametri di regressione di una rating curve sia quello di utilizzare una regressione non-lineare con il metodo dei minimi quadrati, evitando così di dover operare trasformazioni logaritmiche sui dati.

Una rating curve costituisce uno strumento molto utile, visto che una volta definita consente di conoscere la concentrazione dei solidi sospesi dietro la sola misurazione della portata liquida, che è appunto una grandezza molto più semplice da rilevare. Il calcolo del trasporto solido per il periodo interessato diventa quindi esprimibile, come esemplificato anche da Molire e altri (2004), tramite la

$$TS = \int_{t_a}^{t_b} aQ^{b+1} dt \quad (2.41)$$

in cui non si è fatto altro che sostituire l'espressione della rating curve nell'equazione (2.32). L'equazione (2.41) può ovviamente essere calcolata tramite una discretizzazione del tipo

$$\hat{TS} = \sum_{i=t_a}^{t_b} \frac{1}{2} (Q_i^{b+1} + Q_{i+1}^{b+1}) (t_{i+1} - t_i) \quad (2.42)$$

L'uso di rating curve per la stima del trasporto solido non può tuttavia non essere accompagnata da una profonda consapevolezza dei limiti di tale approccio. Va anzitutto evidenziato il fatto che le rating curve sono solitamente ricavate a partire da dati misurati entro un certo range di valori. Tipicamente, soprattutto se i dati di portata e concentrazione vengono misurati a mano da operatori, le portate non vengono esplorate su tutta la possibile estensione dei valori, in quanto più è elevato il deflusso e più diventa difficile raccogliere campioni di torbida. La situazione più tipica è quindi quella per cui si dispone di molte coppie di valori relative a periodi di magra e morbida, ma molto poche riguardanti periodi di piena, che sono in realtà i momenti in cui più interessa applicare la rating curve. Questo fa sì che la nostra rating curve, calcolata su valori bassi di portata, venga ampiamente, spesso eccessivamente, estrapolata oltre il range dei valori misurati, introducendo un livello di incertezza difficilmente quantificabile ma sicuramente presente.

Si deve poi sottolineare che è irrealistico pensare che una semplice relazione del tipo uno-a-uno come l'equazione (2.40) possa cogliere la complessità

dei processi di erosione e trasporto che risiedono alla base del manifestarsi di un valore di concentrazione di solidi sospesi. La sola portata liquida non può, in generale, essere una variabile sufficiente a spiegare la variabilità della concentrazione; è ampiamente testimoniato in letteratura (Morris e Fan, 1998) che un grafico riportante coppie di portata e concentrazione mostrerà in sostanza una nuvola di punti, sintomo della debolezza della relazione tra  $C$  e  $Q$ . In virtù di questo, e a meno di siti particolarmente fortunati nel produrre regressioni molto consistenti, si dovrebbe guardare con sospetto all'uso di rating curve allo scopo di produrre stime del trasporto solido su scale temporali brevi, ad esempio su scala d'evento o anche mensile, in quanto l'equazione (2.40) genera usualmente stime della concentrazione troppo incerte per produrre buoni risultati con tale dettaglio. In generale, le rating curve tendono a sovrastimare i bassi valori di concentrazione e a sottostimarne gli alti valori, per cui su queste scale temporali le stime producibili sono facilmente affette da notevoli errori. Horowitz (2003) suggerisce che l'uso di rating curve possa essere sensato solo su scale temporali sufficientemente elevate, per esempio per la stima del trasporto torbido avvenuto in un periodo decennale, o al limite annuale, in quanto la scelta di una finestra temporale elevata garantisce un globale effetto di compensazione di sovrastime e sottostime. Spesso, al fine di ridurre la dispersione della nuvola delle coppie  $(C;Q)$ , può essere utile suddividere l'insieme di dati in sottogruppi (Horowitz, 2003), magari su base stagionale o, ancora, in base alla fase idraulica in cui l'osservazione è stata misurata (fase di concentrazione o di esaurimento dell'idrogramma di piena, o portata di base). In realtà pratiche di questo tipo non garantiscono che la dispersione della nuvola dei dati venga ridotta in modo significativo.

Qualora si voglia produrre una stima di carattere medio, che possa descrivere l'ordine di grandezza del trasporto solido per il bacino in esame, su orizzonti temporali di lungo termine, piuttosto che avere la pretesa di stimarne l'entità su scale temporali molto dettagliate, può essere consigliabile usare le rating curve come uno strumento per cogliere il comportamento medio del sistema idrico in termini di produzione di sedimenti. In questi termini, ove si disponga della curva di durata delle portate liquide per il sito di interesse, si può pensare di discretizzarla in un numero adeguato di classi di portata e di utilizzare la rating curve sviluppata per calcolare il valore di concentrazione da associare alla portata centrale della generica classe. Successivamente si potrà calcolare il trasporto solido sospeso per ogni singola classe e quindi sommare ogni contributo per valutare il trasporto solido medio annuo totale. Julien (1998) sostiene che tale metodologia sia valida e tra le più accurate quando si disponga (*a*) di un lungo periodo di misurazione di dati, (*b*) di sufficienti misure di concentrazione relative a portate elevate e (*c*) quando le coppie  $(C;Q)$  abbiano un elevato grado di dispersione attorno alla rating

curve. Si deve inoltre tenere in considerazione il fatto che la risoluzione della discretizzazione del range delle portate avrà un effetto sul valore finale della stima, il che introduce sicuramente un elemento di incertezza nel risultato.

Walling e Webb (1981) riportano una ulteriore variante dell'approccio delle rating curve, quello in cui il range delle portate liquide è suddiviso in classi, tutte della stessa ampiezza. Ad ogni classe si associa un valore di portata solida pari alla media delle portate solide calcolabili dalle coppie  $(C;Q)$  ricadenti nella classe stessa, per poi moltiplicarlo alla frequenza della classe di portata. Il trasporto solido per il periodo monitorato si ricava quindi sommando i contributi di ogni classe. Tale metodo viene suggerito come un miglioramento, in termini di accuratezza, rispetto ad altri approcci che utilizzano le rating curve.

### Stimatori a base statistica

Qualora si disponga di un insieme di osservazioni di portata e di concentrazione che sia stato formato in base a criteri di tipo statistico, per cui un generico campione esiste nel database in ragione di un certo livello di probabilità, è possibile sviluppare stimatori matematici che, a differenza dei metodi interpolatori ed estrapolatori menzionati precedentemente, forniscano informazioni sul grado di attendibilità o incertezza connesso con un dato valore della stima prodotta.

Thomas (1985), per esempio, propone di utilizzare il metodo SALT per guidare il campionamento della concentrazione dei solidi sospesi e della relativa portata liquida, per poi stimare il trasporto solido defluito durante il periodo di osservazione tramite la formula

$$\hat{T}S = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n r_i \frac{y_i}{p_i} \quad (2.43)$$

dove  $r_i$  è il numero di campioni contenuti nell' $i$ -esimo intervallo,  $y_i$  è il valore del trasporto solido nell' $i$ -esimo intervallo e  $p_i$  è la probabilità che un intervallo  $i$ -esimo ha di diventare un intervallo con campionamento.

In particolare, è possibile calcolare la stima corretta della varianza della grandezza  $\hat{T}S$ ,  $S^2(\hat{T}S)$ , tramite la formula

$$S^2(\hat{T}S) = \frac{1}{n(n-1)} \sum_{i=1}^N r_i (u_i - \hat{T}S)^2 \quad (2.44)$$

dove si è posto  $u_i = y_i/p_i$ .



Thomas (1985) sottolinea che il solo fatto che la stima producibile tramite l'equazione (2.43) sia accostabile ad una stima della propria varianza potrebbe giustificare l'utilizzazione del metodo; in aggiunta vanta ottimi risultati, come il fatto di avere prodotto stime di trasporto solido sottostimanti il "vero" valore di trasporto di circa l'1%, risultato eccellente se comparato con sotto- o sovrastime dell'ordine del 70% o del 40% prodotte da metodi non statistici (Thomas, 1985; Walling e Webb, 1981; Schleppe *e altri*, 2006).

In definitiva, sembra potersi affermare che l'uso di stimatori di carattere statistico come quello delle necessarie strategie di campionamento, sia tra le migliori pratiche possibili ove si voglia procedere a determinare il trasporto solido in sospensione, caratteristico di una determinata sezione fluviale, senza che si possa monitorare in continuo la concentrazione dei solidi sospesi. In particolare risulta di grande vantaggio la capacità di questi metodi di fornire stime le cui caratteristiche statistiche siano effettivamente determinabili.



# Capitolo 3

## Inquadramento dei bacini

### 3.1 I siti di studio

Nel presente studio sono stati esaminati due torrenti dell'Appennino Tosco-Emiliano, il Sillaro e il Gaiana. Essi fanno parte del bacino idrografico del fiume Reno e ricadono interamente nella Provincia di Bologna, con l'eccezione della parte montana del torrente Sillaro, che nasce in Toscana. Scorrono approssimativamente in direzione nord-est e confluiscono rispettivamente nel fiume Reno e nel torrente Quaderna.

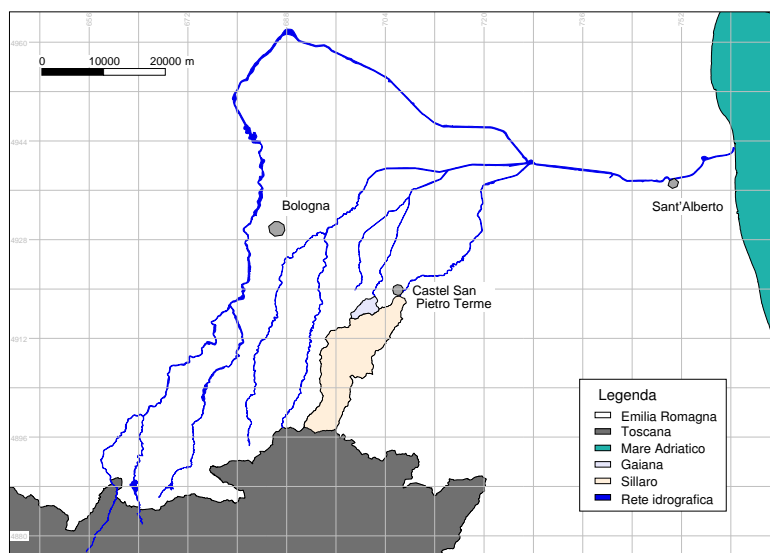


Figura 3.1: Inquadramento dell'area di studio.

La modellazione idrologica oggetto di questa tesi ha riguardato i baci-

ni montani dei torrenti Sillaro (138.8 Km<sup>2</sup>) e Gaiana (8.7 Km<sup>2</sup>), alla cui chiusura, poco a sud della città di Castel San Pietro Terme (fig. 3.1), sono state installate due stazioni di monitoraggio della portata liquida e del trasporto solido. Queste stazioni fanno parte di un più ampio programma di monitoraggio (Pavanelli e Pagliarani, 2002; Pavanelli *e altri*, 2004) nell'ambito territoriale del bacino del fiume Reno, che ha visto l'installazione di cinque stazioni di monitoraggio idrotorbidimetrico in chiusura dei bacini montani dei corsi di Sillaro (anno di installazione: 1997), Lavino (1998), Savena (2000), Reno (2003) e Gaiana (2004) allo scopo di ottenere informazioni e conoscenza del fenomeno dell'erosione e del trasporto solido nel bacino del fiume Reno. Per una descrizione più approfondita degli strumenti e della strategia di monitoraggio si rimanda alla sezione 4.1.

## 3.2 Caratteristiche dei bacini

### 3.2.1 Geologia - pedologia

I bacini montani dei torrenti Sillaro e Gaiana ricadono in aree la cui geologia presenta caratteristiche varie ed interessanti.

Come è possibile osservare nella carta in figura 3.2(a) (rielaborazione della carta geologica, scala 1:50000, del Servizio Geologico, Sismico e dei Suoli della Regione Emilia Romagna, <http://www.regione.emilia-romagna.it/wcm/geologia/>), nella parte più vicina alla chiusura di entrambi i bacini si trova essenzialmente la formazione delle *argille azzurre*, un insieme di depositi sedimentari detritici più o meno fini originatisi in ambiente marino profondo. I depositi argillosi di tale formazione mostrano la tendenza ad alterarsi superficialmente in risposta a sollecitazioni termiche e a dilavamento. Questo li rende notevolmente vulnerabili all'azione degli agenti meteorici e porta alla generazione di strutture naturali comunemente denominate “*calanchi*”, in seguito alla conseguente erosione.

Risalendo verso monte il corso dei due torrenti, si osserva che gran parte del bacino centrale del Gaiana e diverse zone nell'area centro-settentrionale di quello del Sillaro sono occupate dalla presenza delle *argille varicolori*, o *argille scagliose*; trattasi di argilliti, talvolta siltose, caratterizzate da una matrice argillosa costituita da elementi scagliiformi (da cui il nome) e generatesi in ambiente pelagico profondo; a causa della loro storia tettonica risultano intensamente piegate e fratturate, dalla scala dell'affioramento fino alla scala del campione. Possono presentarsi di varie colorazioni (rosso, grigio scuro, nero, verde, ...) e spesso con aspetto calanchivo.

Proseguendo l'osservazione della geologia dei bacini si nota la presenza

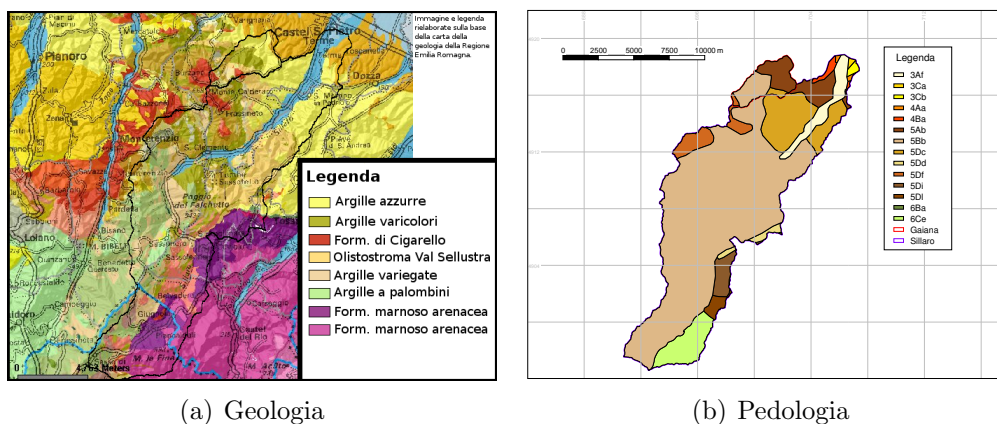


Figura 3.2: Carta geologica e pedologica di Sillaro e Gaiana.

della *formazione di Cigarellò*, facente capo alla formazione di Bismantova. È questa un'unità formata prevalentemente da peliti marnose grigio scuro, facilmente caratterizzate dalla presenza di fossili, ad indicarne l'origine di ambiente marino, e da locali set di arenarie di limitato spessore.

Se le formazioni appena citate sono le più importanti per quanto riguarda il torrente Gaiana, non altrettanto può dirsi per il Sillaro, la cui Geologia appare più varia. In particolare, si deve notare l'ampia estensione assunta, nella porzione centrale del bacino, dall'*olistostroma della Val Sellustra*, formazione prevalentemente argillosa con struttura primaria caotica, in cui possono comunemente trovarsi inclusi lapidei che ne determinano una tessitura clastica, dalla scala dell'affioramento fino alla scala microscopica, originata dall'occorrenza di colate di fango e detrito in ambiente pelagico.

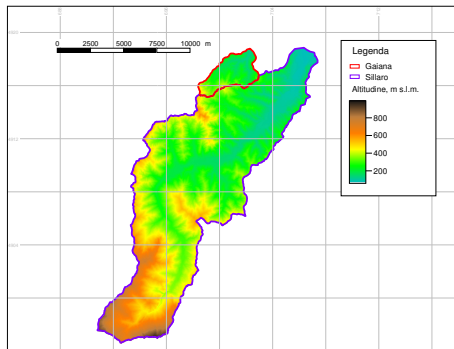
Proseguendo verso monte la geologia dell'area diventa progressivamente più caotica e complessa. Discreta rilevanza assumono le *argille variegata di Grizzana Morandi* e le *argille a palombini*. Entrambe le formazioni sono fondamentalmente argille scagliose, intensamente piegate e fratturate in seguito ad azione tettonica, i cui nomi sono riconducibili alle diverse colorazioni con cui queste argille possono presentarsi. La parte montana in destra idrografica del bacino è poi ampiamente occupata da *formazioni marnoso-arenacee*, ovvero da sequenze di numerosi strati di due tipi litologici, marna ed arenaria. Le marne sono, in breve, fanghi argillosi consolidati dalla presenza di calcare, spiegabile per via dell'origine marina delle marne stesse. L'origine di tale unità geologica si spiega con il verificarsi di correnti torbide marine che, depositandosi su fondali profondi, determinarono l'alternarsi di strati sabbiosi ed argillosi, talvolta anche per spessori dell'ordine del chilometro.

Dalla sommaria descrizione geologia dei due bacini appare evidente come la litologia dominante sia quella argillosa, il che si ripercuote in modo profondo sulle caratteristiche idrologiche delle vallate di Sillaro e Gaiana, dal momento che i suoli presenti derivano fundamentalmente dalla geologia sottostante. In figura 3.2(b) è possibile osservare la carta della pedologia di Sillaro e Gaiana, tratta dalla *Carta dei Suoli di Inquadramento Regionale*, scala 1:250000, della regione Emilia-Romagna ([www.regione.emilia-romagna.it](http://www.regione.emilia-romagna.it)), cui si rimanda per ottenere maggiori dettagli sulla legenda. Si può notare come l'unità cartografica dominante per entrambi i bacini sia la *5Bb*, corrispondente a suoli derivanti da rocce argillose e marnose inglobanti materiali calcarei ed arenacei; tali suoli, denominati *Calcaric Regosols* secondo la Legenda FAO (1990), sono poco differenziati rispetto al materiale di origine, in conseguenza di ripetuti processi erosivi e di dissesto superficiale. Per importanza, soprattutto nel bacino del Gaiana, si deve poi citare l'unità cartografica *5Ab*, che comprende suoli originati da rocce essenzialmente argillose o pelitiche con intercalazioni sabbiose. Anch'essi, come i suoli dell'unità *5Bb*, sono genericamente classificati come *Calcaric Regosols* nel sistema FAO e si distinguono per un basso grado di differenziamento, tranne che nelle parti più alte dei versanti interessati, dove per minore azione degli agenti erosivi è stato possibile che i suoli subissero una forte differenziazione biochimica.

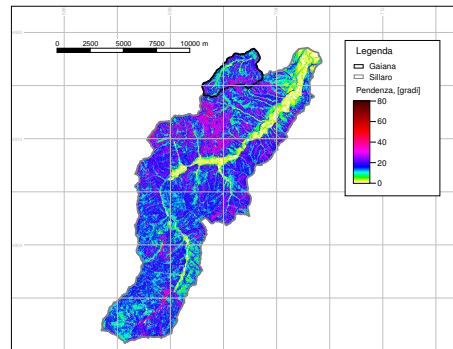
La porzione valliva del bacino del Sillaro è significativamente interessata dall'unità cartografica *5Dc*, comprendente *Haplic Calcisols* secondo la Legenda FAO. Si tratta di suoli ondulati, con basse pendenze, tipicamente formati a partire da rocce pelitiche ed arenacee stratificate. In ragione della scarsa acclività, tali suoli hanno spesso subito una notevole differenziazione biochimica rispetto alla roccia madre sottostante. Il tratto più montano del torrente Sillaro, invece, è dominato in destra idrografica dall'unità *6Ce*, in cui ricadono suoli sviluppati in ambiente deposizionale di versante, spesso collegati a fenomeni franosi, e di materiali prevalentemente marnosi ed arenacei. La Legenda FAO parla di *Calcaric Cambisols* e *Calcaric Regosols* a seconda che si considerino porzioni basse o alte di versante, con implicanza sul grado di differenziamento del suolo dalla roccia madre.

### 3.2.2 Morfologia

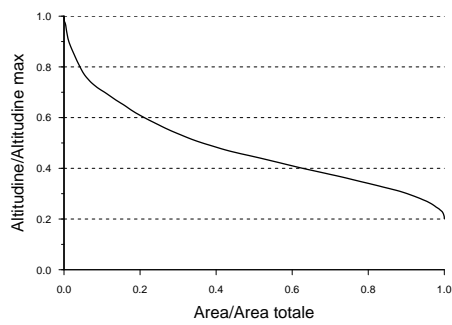
La morfologia dei bacini idrografici dei torrenti Sillaro e Gaiana è propria di aree pedecollinari, collinari e montane. Come si può osservare dal modello digitale dell'elevazione (DEM) rappresentato in figura 3.3(a), il range altimetrico del territorio subisce un'escursione globale di circa 925 metri.



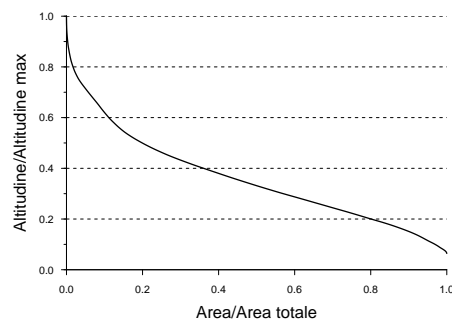
(a) Dem



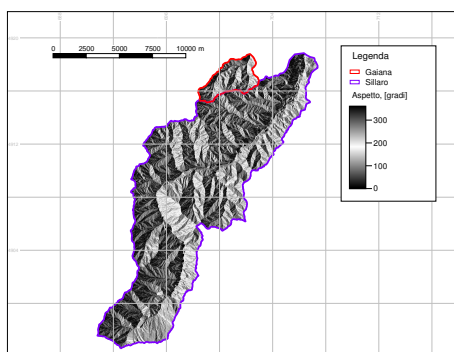
(b) Pendenza



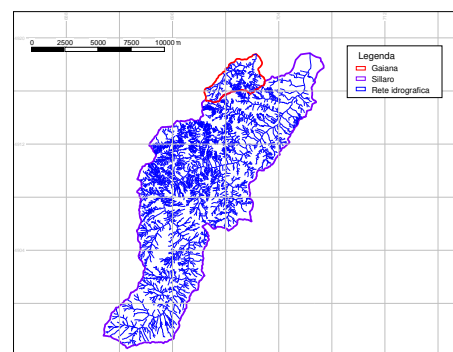
(c) Curva ipsografica, Gaiana



(d) Curva ipsografica, Sillaro



(e) Orientamento



(f) Idrografia

Figura 3.3: Aspetti morfologici di Sillaro e Gaiana.

In particolare, l'altitudine del bacino del Gaiana passa da un minimo di circa 100 metri ad un massimo di 496 metri s.l.m. e l'altezza media risulta pari a 236 metri s.l.m.. Le quote massima e minima che si possono incontrare nel bacino del Sillaro sono invece di 64 e 988 metri s.l.m. rispettivamente, con un'altitudine media di 354 metri. È evidente dall'immagine che le maggiori altitudini si trovano nelle porzioni più arretrate dei due bacini, e che la quota tende a declinare abbastanza regolarmente man mano che si avanza verso la chiusura valliva. Le figure 3.3(c) e 3.3(d) mostrano le curve ipsografiche adimensionali, o curve ipsometriche, rispettivamente del bacino del Gaiana e del Sillaro. Dall'analisi della forma delle curve si può desumere che entrambi i bacini si trovino attualmente in una fase di *maturità* (Ferro, 2002), caratterizzata da un sostanziale equilibrio geomorfologico.

Dei due bacini, il Gaiana è sicuramente quello con un paesaggio più collinare, mentre è nel Sillaro che si concentrano i maggiori rilievi. Si deve comunque osservare che da un punto di vista idrologico-idraulico non è la sola altitudine ad essere determinante nel definire il comportamento di un bacino, va tenuta in debita considerazione anche la pendenza dei versanti. In questa prospettiva si può prestare attenzione alla carta delle pendenze dei bacini riportata in figura 3.3(b), da cui si evince che il Gaiana, nonostante le minori quote dei suoi versanti, è vastamente interessato da aree con pendenza compresa tra i 30 e i 40 gradi. Si tratta di pendenze notevoli e, molto spesso, localizzate in zone medio-vallive ove facilmente si collocano formazioni calanchive (si veda la carta dell'uso del suolo, fig. 3.4, per un confronto). Per il resto, la maggior parte dei due bacini si sviluppa su pendenze comprese tra i 10 e i 20 gradi, ovvero su versanti localmente anche piuttosto acclivi, ma non tanto da impedire un diffuso affermarsi di attività di carattere agricolo.

In figura 3.3(e) è riportata la mappa dell'orientamento dei versanti delle zone di studio, ovvero una rappresentazione della direzione cui i versanti si espongono. Nel dettaglio, la direzione di riferimento è assunta essere l'*est* cartografico e ad essa è associato il colore nero, mentre all'ovest è attribuito il colore bianco; la carta offre una comoda rappresentazione della struttura idrologica dei bacini, in quanto mette bene in evidenza la suddivisione delle aree in sotto-bacini, per cui risulta utile nel voler trarre una prima visione della morfologia dei luoghi studiati. L'orientamento dei versanti, tuttavia, è una componente importante soprattutto per la sua connessione con l'irraggiamento solare e per l'eventuale rapporto tra le superfici e l'azione dei venti, per cui implica conseguenze sulla morfologia stessa dei luoghi e sulla possibile copertura vegetazionale del suolo.

L'immagine di figura 3.3(f), infine, restituisce in modo esplicito la forma del reticolo idrografico interessato dalla modellazione idraulico-idrologica del presente studio. Si tratta di un reticolo tipicamente dendritico ben svilup-



pato, con densità di drenaggio medie di  $7.8 \text{ Km}^{-1}$  e di  $7.6 \text{ Km}^{-1}$  per Gaiana e Sillaro rispettivamente, ricavate da CTR scala 1:5000. Appare tuttavia evidente che il reticolo di drenaggio è molto più fitto in alcune aree particolari dei due bacini, che all'analisi delle carte dell'uso del suolo (fig. 3.4) e delle pendenze (fig. 3.3(b)) sembrano corrispondere alle zone con formazioni calanchive; ed in effetti il calcolo della densità di drenaggio limitatamente a queste sole aree restituisce valori di  $19.0$  e  $19.2 \text{ Km}^{-1}$  per Gaiana e Sillaro rispettivamente

### 3.2.3 Uso del suolo

La carta dell'uso del suolo dei bacini dei torrenti Sillaro e Gaiana, visibile in figura 3.4, è composta da informazioni di più fonti. La copertura del bacino del Sillaro è tratta dalla seconda edizione della *Carta dell'Uso del Suolo*, scala 1:25000, della regione Emilia Romagna ([www.regione.emilia-romagna.it](http://www.regione.emilia-romagna.it)). Non si è potuto disporre di informazioni di maggiore dettaglio, cosa invece possibile per il torrente Gaiana in virtù delle sue ridotte dimensioni. Per quest'ultimo la carta dell'uso del suolo è stata rilevata manualmente da immagini satellitari in bianco e nero (Quick Bird, 2003), per poi essere verificata e tarata tramite rilievi di campagna, condotti nella primavera del 2005 su tutta l'estensione del bacino.

	Gaiana	Sillaro
Agricolo eterogeneo	38.7	41.8
Boschi	37.2	15.2
Calanchi	15.4	10.8
Cespuglieti	5.0	27.5
Prati stabili	2.5	2.4
Aree urbane	1.1	0.5
Zone estrattive	0.0	0.1
Altro	0.1	1.6

Tabella 3.1: Uso del suolo, espresso come percentuale dell'area del bacino.

All'analisi delle carte di uso del suolo, e ancor più all'analisi delle percentuali di copertura riportate in tabella 3.1, appare evidente che i due bacini sono caratterizzati da un bassissimo grado di urbanizzazione e da una forte vocazione agricola, essendo più di un terzo delle loro aree dedicate ad agricoltura di vario tipo (campi a seminativo, vigneti, frutteti e orticoltura).

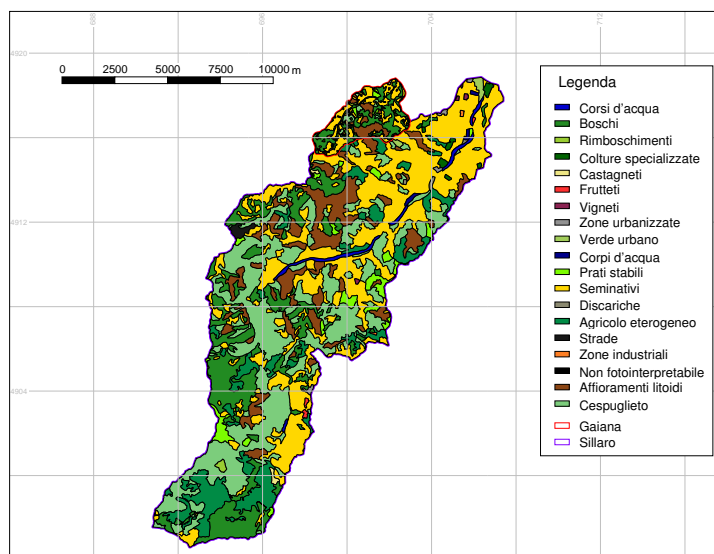


Figura 3.4: Uso del suolo nei bacini del Sillaro e del Gaiana.

Osservando la composizione dell'uso del suolo, tuttavia, si notano differenze sostanziali tra i due bacini. Il Gaiana vede una presenza di aree boschive percentualmente molto rilevante, pari al territorio agricolo, mentre il Sillaro sembra caratterizzato da un paesaggio più brullo, essendo il 27% del territorio ricoperto da cespuglieti e solo il 15% da boschi. Si osserva infine una presenza consistente di aree calanchive, a testimoniare la comune storia geologica dei due bacini.

È inoltre possibile notare come l'uso del suolo rispecchi notevolmente l'andamento dell'altimetria: le attività di carattere agricolo tendono infatti a concentrarsi nel fondovalle e nella parte più valliva dei bacini, pur con alcune eccezioni. Risalendo il corso dei due torrenti, invece, il paesaggio si fa sempre più caratterizzato da boschi, cespuglieti e prati stabili.

### 3.2.4 Pluviometria

I dati di pioggia necessari all'applicazione di Kineros2 sono stati ottenuti dall'Archivio Pluviometrico del bacino del fiume Reno, realizzato e messo in rete grazie alla collaborazione dell'Autorità di Bacino del Reno e del Servizio Idrometeorologico di ARPA Emilia-Romagna. Il presente studio è stato condotto utilizzando i dati provenienti da 5 pluviometri (Castel del Rio, Montecatone, Prugnolo, San Benedetto del Querceto e San Clemente, tab. 3.2). Essi sono stati necessari e sufficienti, seppur con qualche riserva (sez. 5.4),

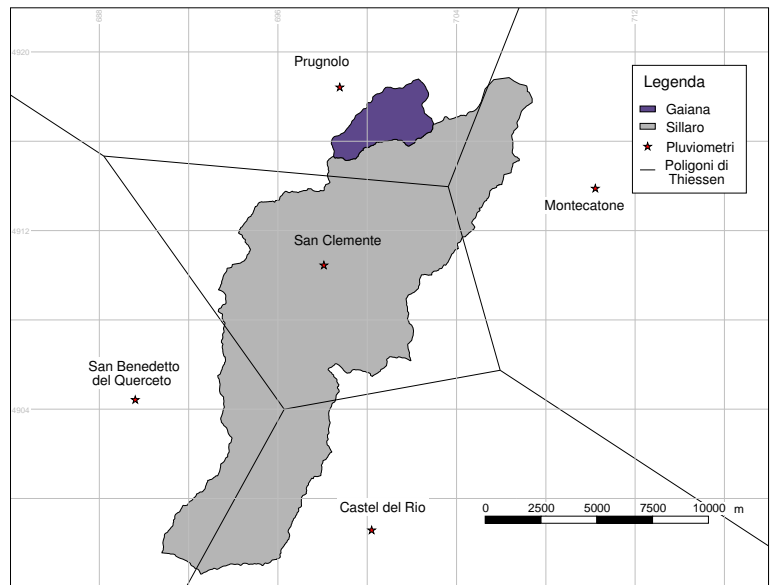
<b>Stazione</b>	<b>Bacino</b>	<b>Quota</b>	<b>Coordinate UTM</b>	
Castel del Rio	Santerno	216	700200	4898579
Montecatone	Sillaro	268	710217	4913884
Prugnolo	Quaderna	276	698770	4918415
S. B. del Querceto	Idice	340	689610	4904419
San Clemente	Sillaro	177	698061	4910444

Tabella 3.2: Pluviometri utilizzati nello studio (Autorità di Bacino del Reno, ARPA SIM Emilia-Romagna).

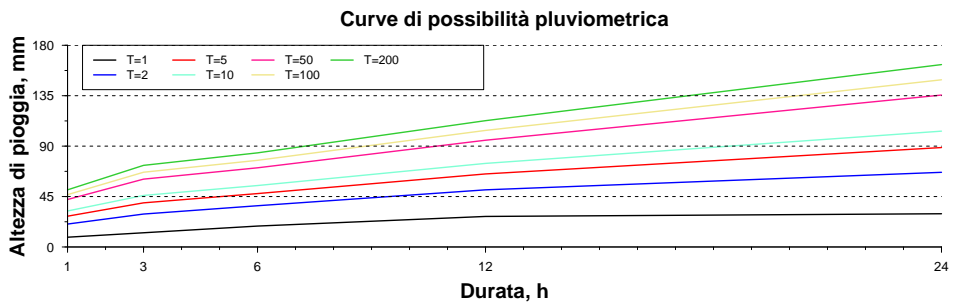
per ottenere una buona rappresentazione delle piogge pertinenti ai bacini dei torrenti Gaiana e Sillaro.

A tal proposito, per valutare la pertinenza dei pluviometri rispetto alle aree studiate, è stato adottato il metodo dei poligoni di Thiessen (1911), tramite cui si è constatato come la limitata estensione del bacino del torrente Gaiana consentisse di utilizzare il solo pluviometro del Prugnolo per determinarne l'afflusso pluviometrico (fig. 3.5(a)). Per il bacino del Sillaro, invece, si è reso necessario l'uso dei cinque pluviometri indicati in tabella 3.2. L'afflusso pluviometrico per il Sillaro non è tuttavia stato calcolato tramite il metodo di Thiessen, in quanto il modello Kineros2 prevede la possibilità di assegnare l'input di pioggia in modo distribuito sul bacino tramite interpolazioni lineari tra gli strumenti disponibili. Si è deciso di scegliere questa opzione, così da descrivere la variabilità spaziale della pioggia osservata.

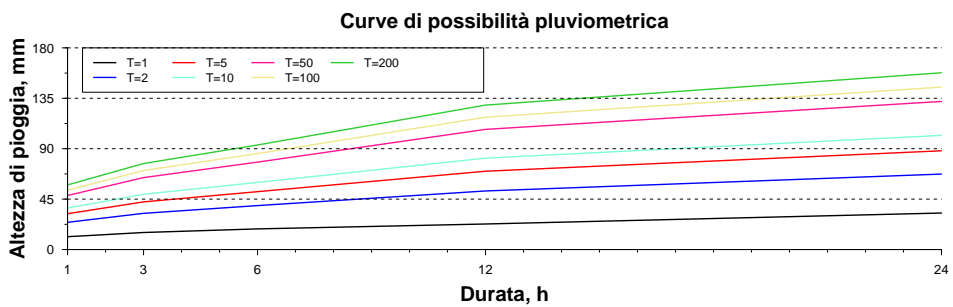
È infine stata condotta un'analisi statistica delle altezze di pioggia misurate, così da caratterizzare la magnitudine degli eventi osservati che sono stati oggetto di modellazione. Stando alle pertinenze delineate dal metodo di Thiessen, l'analisi statistica delle piogge riguardanti il Gaiana è stata condotta sul solo pluviometro di Prugnolo. Per quanto riguarda il Sillaro, invece, si sarebbero dovuti considerare anche gli altri quattro strumenti, ma per brevità, e basandosi sul criterio della maggiore influenza sul bacino, è stato deciso di concentrare l'attenzione solamente sul pluviometro di San Clemente. Nel dettaglio, l'analisi è stata condotta nei confronti delle altezze massime annuali di pioggia osservate, elaborando tutti i dati dell'archivio storico disponibile (dal 1966 al 2004 per Prugnolo e dal 1962 al 2004 per San Clemente), così da ricavare le curve di possibilità pluviometrica per i due torrenti (fig. 3.5).



(a) Pluviometri



(b) Prugnolo



(c) San Clemente

Figura 3.5: Pluviometri e curve di possibilità pluviometrica.

Lo studio statistico dei massimi annuali è stato condotto utilizzando la distribuzione di probabilità di Gumbel (Maione e Moisello, 1993; Moisello, 1999) ed ha permesso di valutare la magnitudine del tempo di ritorno dei maggiori eventi verificatisi nell'arco temporale trattato. Gli eventi relativi al bacino del Gaiana sono stati tutti dell'ordine di 1 o 2 anni di tempo di ritorno, con l'eccezione di quello occorso il 18 settembre 2005. In questo caso la pioggia caduta al suolo è stata tanta da far sì che l'evento superasse un tempo di ritorno duecentennale. Gli eventi utilizzati per il Sillaro, invece, hanno tutti eguagliato un tempo di ritorno variabile tra 1 e 3 anni.

Si nota, infine, che i dati pluviometrici sono stati forniti con una frequenza di acquisizione semioraria, sicuramente adatta a rappresentare le dinamiche afflussi-deflussi di un bacino di estensione pari a quella del Sillaro. A riguardo del Gaiana, invece, le minori dimensioni del bacino potrebbero far sorgere il dubbio che una maggiore frequenza di misurazione sarebbe stata necessaria per una modellazione corretta, soprattutto per la natura a scala di evento dello studio. Tuttavia, a prescindere dal fatto che non sia stato possibile reperire dati con maggiore frequenza, la comparazione degli eventi di piena registrati con i relativi scrosci di pioggia ha portato a ritenere che i dati disponibili fossero adatti allo scopo.

### **3.2.5 Idrometria e torbidimetria**

#### **Gaiana**

Il Gaiana è un torrente ed in quanto tale gode di un caratteristico regime delle portate. Il bacino mostra, infatti, di reagire in modo piuttosto rapido agli input pluviometrici, dando luogo a onde di piena con rami di concentrazione piuttosto ripidi e rami di esaurimento altrettanto marcati. Per il resto, la portata di base è solitamente poco sostenuta, in ragione anche della natura dei suoli interessati. L'alveo del torrente risulta asciutto per buona parte dei mesi estivi più caldi, da metà luglio a fine agosto, mentre durante le stagioni più piovose il tenore delle portate aumenta coerentemente con le precipitazioni.

In seguito all'installazione della stazione di monitoraggio delle portate e delle torbide, descritta in dettaglio nella sezione 4.1, si sono ottenute informazioni dettagliate sulle portate del torrente, anche se per un periodo di tempo ancora troppo limitato (circa 3 anni) per poter desumere informazioni di valore sul lungo periodo. Ciononostante, con i dati raccolti è stato possibile costruire una curva parziale della durata delle portate, riportata in figura 3.6(a) e derivata sulla base delle portate medie giornaliere. In figura 3.6(a) si può osservare che il massimo valore di portata media giornaliera

[m <sup>3</sup> /s]	<b>Gaiana</b>	<b>Sillaro</b>
<b>Q<sub>10</sub></b> , portata caratteristica massima	1.25	11.68
<b>Q<sub>91</sub></b> , portata di piena ordinaria	0.18	0.92
<b>Q<sub>180</sub></b> , portata semipermanente	0.07	0.19
<b>Q<sub>274</sub></b> , portata di magra ordinaria	0.05	0.07
<b>Q<sub>365</sub></b> , portata caratteristica di magra	0.01	0.02

Tabella 3.3: Portate caratteristiche; a pedice il numero di giorni di superamento nell'anno.

osservato nel periodo di monitoraggio è stato pari a 4.7 m<sup>3</sup>/s, mentre il valore della portata caratteristica massima, ovvero superato od eguagliato per almeno 10 giorni l'anno, risulta di 1.25 m<sup>3</sup>/s. D'altro canto, la portata di magra ordinaria viene calcolata in 0.05 m<sup>3</sup>/s. Si tratta ovviamente di valori non definitivi e probabilmente passibili di ampie variazioni una volta che un numero adeguato di dati sarà disponibile, ma offrono comunque un ordine di grandezza su cui inquadrare il regime idrologico del torrente.

Il campionamento del trasporto solido in alveo, fornendo circa 640 campioni di torbida, ha permesso di ottenere un quadro dell'andamento della concentrazione dei solidi sospesi in relazione alla portata defluente nel torrente. Mettendo in rapporto il valore di concentrazione di ogni campione con il valore della portata istantanea presente al momento del prelievo (immagine non disponibile) si nota la presenza di una considerevole dispersione dei campioni, fenomeno ampiamente documentato in letteratura (Morris e Fan, 1998), tanto da rendere molto ambiguo il rapporto tra concentrazione e portata. È altrettanto vero che dalla nuvola dei punti (C;Q) del torrente Gaiana sembra potersi riconoscere l'esistenza di un trend crescente, ma si deve anche osservare come la concentrazione assuma valori elevati pure in corrispondenza di bassi valori del deflusso. Nonostante sia questionabile che un legame univoco tra le due variabili, concentrazione e portata, possa essere definito in modo solido, si è scelto di modellarlo tramite una regressione non lineare (Asselman, 2000) dell'equazione (2.40),

$$C = aQ^b \tag{3.1}$$

La regressione, condotta con il metodo dei minimi quadrati, ha fornito i seguenti valori dei parametri  $a=8.38$  e  $b=0.664$  ( $R^2=0.37$ ). La curva di regressione è stata moltiplicata a quella della durata delle portate, secondo il metodo indicato da Julien (1998), al fine di calcolare il trasporto solido annuo

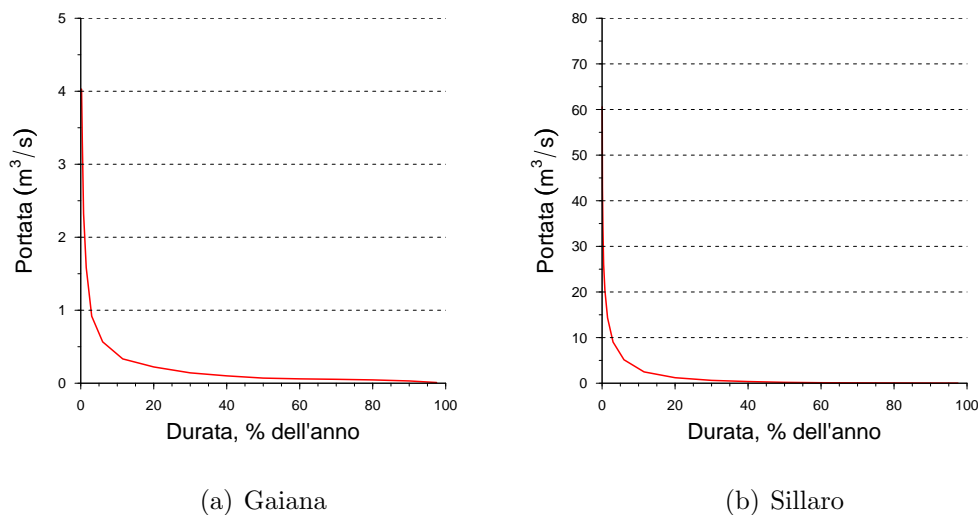


Figura 3.6: Curve della durata delle portate.

pluriennale per il torrente Gaiana, tramite l'integrazione della risultante curva della durata del trasporto solido. Il procedimento ha condotto a stimare la produzione annua media di sedimenti sospesi in circa 17600 t/anno, ovvero 2025 t/Km<sup>2</sup>/anno. Si tratta ovviamente di una stima piuttosto instabile, visto l'esiguo numero di anni di osservazione disponibili, ma che consente di valutare la magnitudine del fenomeno.

### Sillaro

Il Sillaro è a sua volta definito come un torrente. Tuttavia, rispetto al Gaiana, esso drena un territorio di dimensioni circa 15 volte maggiore, e questo si riflette sul suo regime dei deflussi, torrentizio, ma con caratteri non eccessivamente rapidi: l'insorgenza delle onde di piena è solitamente brusca, ma l'esaurimento del fenomeno tende ad avere un comportamento “*fluviale*” per via di una generale lentezza del ramo di esaurimento a ricongiungersi con la portata di base.

La differente estensione dei bacini dei due torrenti si riflette anche nei valori delle portate caratteristiche del Sillaro, riportate in tabella 3.3. La portata caratteristica massima, pari a 11.68 m<sup>3</sup>/s, è consistentemente maggiore di quella del Gaiana, ma le differenze tra i corrispettivi valori delle altre portate notevoli tende a diventare progressivamente meno importante man mano che ci si sposta verso regimi di scarso deflusso.

Questo potrebbe spiegarsi essenzialmente considerando che, data la natura geologica e pedologica prevalentemente argillosa di entrambi i bacini, la maggior estensione del Sillaro comporta sì maggiori contributi al deflusso in periodi di piena, ma non assicura un'uguale incidenza nel sostegno delle portate ordinarie e di magra, dal momento che i contributi da deflusso ipodermico e profondo saranno relativamente poco significativi.

Il maggior numero di anni di osservazione dei deflussi del Sillaro, accumulati a partire dal 1997, ha consentito di disporre per il presente studio di circa 1590 campioni di torbida. Come nel caso del Gaiana, si nota che alte concentrazioni di sedimenti sospesi occorrono anche in corrispondenza di portate basse, seppur la tendenza sia quella, aspettata, di vedere la concentrazione aumentare mediamente con l'aumentare della portata. È interessante osservare che il valore della concentrazione osservata nel Sillaro è tendenzialmente minore di quella del Gaiana, con un massimo di 59.30 g/l per il primo e di 91.6 g/l per il secondo. Si tratta di un comportamento coerente con il rapporto dimensionale tra i due bacini, se si considera che all'aumentare dell'area drenata il coefficiente di trasporto dei solidi sospesi tende a diminuire, a causa dell'aumentare della probabilità di sedimentazione o intrappolamento delle particelle.

Al fine della stima del trasporto solido medio pluriennale, è stata operata una regressione ai minimi quadrati dell'equazione (2.40) anche sui campioni raccolti per il Sillaro. L'analisi ha restituito parametri di regressione pari ad  $a=0.639$  e  $b=0.622$  ( $R^2=0.57$ ). Coerentemente con questo risultato, si è proceduto a stimare il trasporto torbido medio pluriennale del torrente Sillaro in circa 114000 t/anno, ovvero 820 t/Km<sup>2</sup>/anno. La produzione di sedimenti specifica, cioè per unità areale, risulta minore di quella del Gaiana, il che appare coerente con le maggiori dimensioni del bacino del Sillaro.

### 3.2.6 Bilancio idrologico

In base ai dati storici disponibili riguardo alle precipitazioni, aggiornati al 2004, è stato possibile valutare il regime pluviometrico cui sono soggette le aree in studio.

L'afflusso medio annuo al bacino del torrente Gaiana (1966 ~ 2004) è stimabile in 784 mm, e in figura 3.7(a) è rappresentato l'andamento degli afflussi mensili medi. Dal grafico si deduce che il regime pluviometrico dell'area sia sostanzialmente del tipo *sublitoraneo appenninico* (Moisello, 1999), in quanto si verifica un massimo principale di precipitazioni in autunno ed un minimo principale estivo, affiancati da un massimo ed un minimo secondari in primavera ed inverno rispettivamente. La situazione riguardante il Sillaro è molto simile a quella del confinante Gaiana: la piovosità media annua



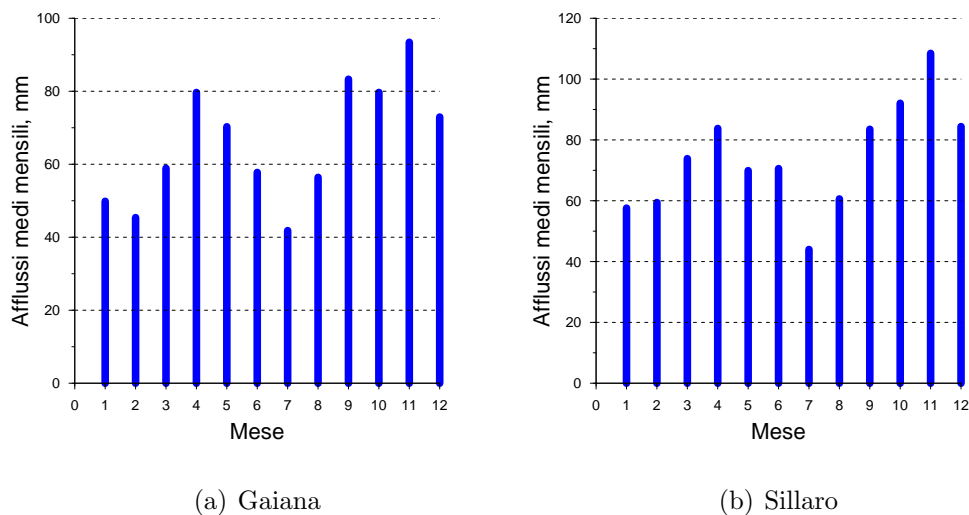
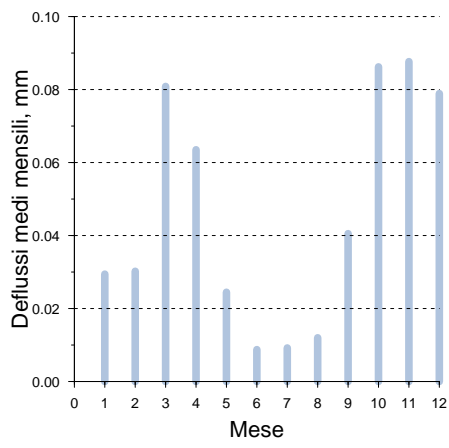


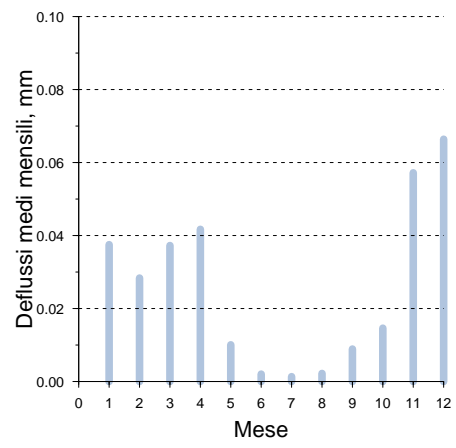
Figura 3.7: Andamento mensile delle precipitazioni medie.

risulta pari a 882 mm e il regime pluviometrico desumibile dall'andamento mensile di figura 3.7(b) è ancora del tipo *sublitoraneo appenninico*.

Al fine di affrontare un bilancio idrologico per i due bacini si sarebbe dovuto disporre di dati adeguati a stimare le perdite legate quantomeno all'evapotraspirazione e all'infiltrazione. Non essendo stati disponibili informazioni di questo tipo, non è stato possibile delineare un bilancio idrologico compiuto che permettesse, tra l'altro, di verificare la congruità delle stime degli afflussi e dei deflussi. Si è comunque ritenuto utile riportare, in figura 3.8, l'andamento medio dei deflussi mensili sul periodo di osservazione studiato. Ciò che può essere immediatamente notato è che l'andamento medio delle portate sembra seguire molto fedelmente il regime degli afflussi: si osservano netti minimi estivi seguiti da portate sostenute, in ragione delle precipitazioni autunnali. Con la primavera il deflusso in alveo torna ad essere piuttosto importante, dopo una diminuzione nei mesi invernali. Non si può fare a meno di sottolineare, tuttavia, che gli andamenti delineati nelle figure 3.8(a) e 3.8(b) sono tratti da dati non ancora abbastanza numerosi da permettere una descrizione definitiva del regime di deflusso dei due torrenti.



(a) Gaiana



(b) Sillaro

Figura 3.8: Andamento mensile dei deflussi medi.

# Capitolo 4

## Materiali e metodi

### 4.1 Strategia di campionamento

In corrispondenza della chiusura dei bacini montani dei torrenti Sillaro e Gaiana sono state realizzate le 2 stazioni di monitoraggio idrotorbidimetrico (progetto di ricerca cofinanziato dall’Autorità di Bacino del Reno e dal Consorzio della Bonifica Renana, fig. 4.1, si veda Pavanelli e Rigotti (2007) per maggiori dettagli), da cui provengono i dati di portata liquida e trasporto solido utilizzati nel corso del presente lavoro. Le due stazioni, collocate su briglie, consistono di un idrometro ad ultrasuoni e di un campionatore peristaltico (ambidue programmabili), di un controller e di un dispositivo GSM per la trasmissione di dati.

L’idrometro ad ultrasuoni effettua ogni minuto una misura del livello del pelo libero, a monte della briglia; il controller ad esso collegato, tuttavia, è stato programmato in modo che memorizzi e restituisca il valore medio su 30 minuti, al fine di limitare l’effetto di letture errate, o influenzate da eventi singolari (es: passaggio di corpi sotto il sensore, schiume ...). Pre-programmate all’interno del controller, sono disponibili varie scale di deflusso teoriche da applicare alla misura effettuata, ma nel caso specifico sono state impostate scale di deflusso appositamente tarate sui siti, viene poi ricavato il valore della portata media in transito per la sezione durante la mezz’ora di campionamento.

Il campionatore automatico (Sigma 900MAX, Hach) è formato da un corpo principale contenente 24 bottiglie da 1 litro, le quali vengono riempite per aspirazione attraverso una pompa peristaltica collegata ad un tubo di prelievo in silicone posto in alveo; il punto di prelievo dei campioni si trova a valle della briglia, collocato in modo che si trovi sempre immerso, indipendentemente dallo stato idraulico del corso d’acqua, e in una posizio-



(a) Sillaro



(b) Gaiana



(c) Idrometro a ultrasuoni



(d) Campionatore

Figura 4.1: Stazione di monitoraggio.

ne caratterizzata da elevata turbolenza, così da garantire che il campione possa essere rappresentativo della torbidità media della sezione liquida. Il riempimento delle bottiglie è ad opera di un braccio rotante distributore, che distribuisce i campioni in successione secondo il programma impostato. Una volta prelevato, il campione staziona all'interno del corpo del campionatore, finché non si provvede al suo collezionamento.

Per quanto concerne la strategia di campionamento del trasporto torbido, essa è stata impostata su base volumetrica (sez. 2.4.1): la centralina di elaborazione calcola il volume defluito per la sezione del torrente ed attiva la pompa peristaltica perché effettui un campionamento ogni qual volta venga ecceduta una predefinita soglia volumetrica. In tal modo è possibile concentrare la raccolta dei campioni di torbida in corrispondenza di eventi di piena, durante i quali, per via dell'innalzamento della portata, il valore della soglia volumetrica viene raggiunto e superato più frequentemente che non durante periodi di morbida o magra, e alleggerire il campionamento durante questi ultimi, quando la concentrazione dei solidi sospesi risulta di norma bassa e poco variabile. La scelta di una strategia di questo tipo si giustifica nella

volontà di raccogliere campioni durante ogni tipo di regime di deflusso del torrente, non solo durante eventi di piena, pur focalizzando l'attenzione su questi ultimi, che in sostanza sono responsabili della maggior parte del trasporto torbido annuo di un bacino. Un campionamento volumetrico come quello impostato per il monitoraggio dei torrenti Sillaro e Gaiana consente in effetti di raccogliere tanti più campioni quanto più grande è la magnitudine dell'evento di piena, e quindi, plausibilmente, quanto maggiore sarà il trasporto di sedimenti sospesi. Ovviamente la presenza di campioni raccolti in periodi di bassa portata espone al rischio di non disporre di 24 bottiglie vuote all'inizio di un evento di piena, con conseguente possibilità di incompleto monitoraggio della piena per esaurimento delle bottiglie disponibili alla conservazione della torbida.

## 4.2 Raccolta dati idrologici e torbidimetrici

Le stazioni di monitoraggio sono state gestite in remoto, grazie alla possibilità di interrogare via GSM il controller in esse integrato. Il loro controllo, effettuato con adeguata frequenza, ha consentito di verificare il funzionamento costante degli strumenti e di intervenire prontamente in caso di malfunzionamenti o anomalie.

I dati di portata, scaricabili direttamente dallo strumento o tramite la connessione GSM, sono stati acquisiti con frequenza molto elevata (circa 3 volte a settimana) per limitare al minimo la possibilità di perdita di dati. Una volta ottenute, le osservazioni sono sempre state sottoposte a controllo e validazione, e quindi inserite in database ed elaborate.

I campioni di torbida, a loro volta, sono stati gestiti nel modo migliore possibile, soprattutto in relazione alle risorse disponibili: la prassi è stata quella di operare in modo che il campionatore avesse sempre sufficienti bottiglie per osservare eventuali piene in arrivo, programmando il collezionamento in accordo con le previsioni meteorologiche e con il numero residuo di bottiglie vuote nello strumento.

Una volta raccolti i campioni, la misura della concentrazione dei solidi sospesi è stata effettuata con diverse metodologie. Anzitutto, ogni campione è sempre stato sottoposto ad analisi torbidimetrica grazie ad un torbidimetro da laboratorio HACH il cui range strumentale è di [0;10000] unità nefelometriche (NTU). Il valore della torbidità ricavato è stato utilizzato per una prima stima della concentrazione dei solidi sospesi, tramite l'applicazione di relazioni di regressione, specifiche per il sito di campionamento, ricavate da Pavanelli e Bigi (2005b). In seguito, i campioni la cui torbidità avesse superato il valore di 5000 NTU venivano sottoposti alla sedimentazione in

coni Imhoff per ricavare indirettamente la concentrazione sfruttando un metodo proposto da Pavanelli e Bigi (2005a). In particolare questo passaggio è stato essenziale per ottenere la concentrazione di quei campioni tanto torbidi da portare fuori scala strumentale il torbidimetro da laboratorio, nonché per avere un controllo delle stime di quest'ultimo, ritenute meno affidabili di quelle fornite dai coni Imhoff. I campioni con maggiore torbidità, infine, venivano sottoposti ad essiccazione e doppia pesata presso i laboratori di ARPA, Agenzia Regionale Prevenzione e Ambiente, sezione provinciale di Ravenna, così da ottenere una misura diretta del valore della concentrazione.

Ad ogni campione è stato quindi assegnato il relativo valore di concentrazione dei solidi sospesi. Ove disponibile si è ovviamente utilizzato il dato proveniente dai laboratori ARPA, essendo questo una misura diretta sicuramente molto affidabile. Altrimenti si è assegnato il valore stimato con il metodo dei coni Imhoff o, in mancanza di quest'ultimo, della stima torbidimetrica.

La conoscenza del trasporto solido è quindi stata ottenuta tramite il semplice prodotto dei valori di portata e concentrazione rilevati.

### 4.3 Stima del trasporto solido

La stima del trasporto solido prodotto da un bacino nel lungo termine può essere affrontata seguendo diverse metodologie (sez. 2.4.2). Al fine di fornire la caratterizzazione dei bacini dei torrenti Sillaro e Gaiana, in termini di trasporto solido, fornita nella sezione 3.2.5, si è deciso di adottare l'approccio delle rating curves applicate alla curva delle durate discretizzata, come indicato da Julien (1998). In particolare si è ritenuto che i dati disponibili ben si adattassero a tale approccio, data la notevole disponibilità di campioni prelevati durante periodi di deflusso elevato e il considerevole scatter dei valori di concentrazione.

Le rating curves per entrambi i torrenti, relativamente alle sezioni monitorate, sono state calcolate a partire da tutte le coppie ( $C; Q$ ) disponibili. In particolare, le curve sono state ottenute fittando l'equazione 2.40 tramite una regressione non lineare, come suggerito da Asselman (2000) per evitare di operare trasformazioni logaritmiche sui dati.

Le curve di durata delle portate sono state ricavate sulla base dei valori di portata misurati dalle stazioni di monitoraggio, ovvero utilizzando un record di circa 8 anni per il Sillaro e di circa 2 anni per il Gaiana. I dati semiorari sono stati aggregati per calcolare le portate giornaliere, usualmente impiegate per il calcolo delle curve di durata.

Le curve di durata, una volta calcolate, sono state discretizzate definendo delle classi di occorrenza e, per ogni classe, la rispettiva portata media

uguagliata o superata durante l'anno. Applicando quindi le rating curves alla portata media di ogni classe si è attribuita una concentrazione di solidi sospesi alla singola classe. Il prodotto tra portata e concentrazione, infine, ha permesso di stimare il trasporto solido caratteristico di ogni classe o, in sostanza, una curva di durata del trasporto solido. La sommatoria dei diversi contributi di ogni classe è stata quindi ritenuta essere il trasporto torbido di lungo periodo proprio dei bacini studiati.

Si sottolinea la consapevolezza del limite della suddetta procedura di stima nel caso dei torrenti di Gaiana e Sillaro, in quanto una curva delle durate, per poter avere un solido fondamento statistico, dovrebbe essere calcolata utilizzando almeno due decenni di osservazioni. Tuttavia, in un contesto di scarsità di dati, si è ritenuto comunque di procedere alla stima delle curve, potendo così ottenere quantomeno una rappresentazione di massima del fenomeno. Il problema è sicuramente più pressante per quanto riguarda il torrente Gaiana che non il Sillaro, ma si confida sul fatto che gli anni di monitoraggio, 2005 e 2006, sono stati rispettivamente molto piovoso e secco, per cui la curva di durata calcolata a partire dalle relative portate potrebbe essere sufficientemente rappresentativa.

## 4.4 Parametrizzazione

L'applicazione di modelli fisicamente basati richiede la conoscenza di molti parametri, chiamati a descrivere e caratterizzare i processi idrologici coinvolti nelle simulazioni. Il reperimento di dati riguardanti i bacini studiati è quindi essenziale e dovrebbe distinguersi non solo per l'ampia disponibilità di osservazioni, ma anche per la qualità della loro misurazione.

### 4.4.1 Schematizzazione del bacino idrografico

Kineros2 funziona adottando una semplificazione piuttosto schematica di quello che è un naturale bacino idrografico. La rete drenante è rappresentata come un insieme di canali rettilinei di forma trapezia, mentre i versanti vengono rappresentati da semplici piani rettangolari. Il deflusso superficiale si genera sui piani, i quali possono poi riversare portata nei canali, sia in testa che lateralmente (fig. 4.2), costituendo quindi una rete a "cascata".

Il modello prevede anche l'utilizzo di altri tipi di strutture come:

- canali di forma composita, nel caso si abbiano informazioni sufficienti per rappresentare al meglio la vera rete drenante;

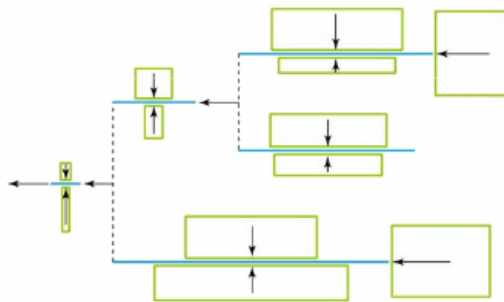


Figura 4.2: Schema di discretizzazione di un bacino idrografico, ridisegnato da Goodrich *e altri* (2006).

- condotte chiuse, nell'eventualità si debbano modellare elementi idraulici di carattere urbano;
- strutture di ritenzione, ove fossero da includere serbatoi artificiali o laghetti.

Nel presente studio non si è fatto uso di tali elementi, non essendo presenti significative aree urbane, né strutture ritenitive di rilievo, né sufficienti informazioni per descrivere al meglio la geometria della rete degli alvei.

La schematizzazione del bacino è stata affrontata tramite il pacchetto AGWA sulla base dei modelli digitali del terreno disponibili (DEM, 5x5m per il Gaiana e 10x10m per il Sillaro). La procedura è automatizzata e passa per il calcolo preliminare della mappa della rete drenante. AGWA determina i tratti di primo ordine a partire dal raggiungimento di un numero minimo di celle contribuenti al deflusso, suggerendo un valore di default di 2500, che è stato accettato senza particolari approfondimenti, in quanto la mappa del reticolo idrografico è utilizzata solamente per posizionare la chiusura del bacino su una cella che risulti appartenente ad un alveo. Una volta localizzato il punto di chiusura del bacino sulla rete drenante, il programma passa a delineare il conseguente perimetro del bacino. Il passo finale riguarda la suddivisione del bacino in sottobacini. A tal fine è necessario specificare il valore dell'area contribuente minima (CSA), ossia quella che si considera essere un'estensione entro la quale non si ha formazione di flussi canalizzati, mentre all'aumentare delle dimensioni areali inizia il drenaggio canalizzato. Si tratta ovviamente di un concetto semplificato per determinare quando una certa porzione del territorio debba essere considerata come un bacino a sé stante piuttosto che come parte di un bacino maggiore. Logicamente, al diminuire del valore di CSA aumenta il numero di sottobacini e viceversa.



Nel presente studio si è scelto di utilizzare il valore di default proposto da AGWA, ovvero un valore di CSA pari al 2.5% dell'area totale del bacino, in quanto indicato come un valore ottimale dal manuale del pacchetto (Burns e altri, 2004). Si è infine fatto uso dell'opzione "Enforce CSA for lateral elements", necessaria per rispettare il vincolo del valore di CSA in alcune aree in cui il software GIS utilizzato non riusciva a garantirlo.

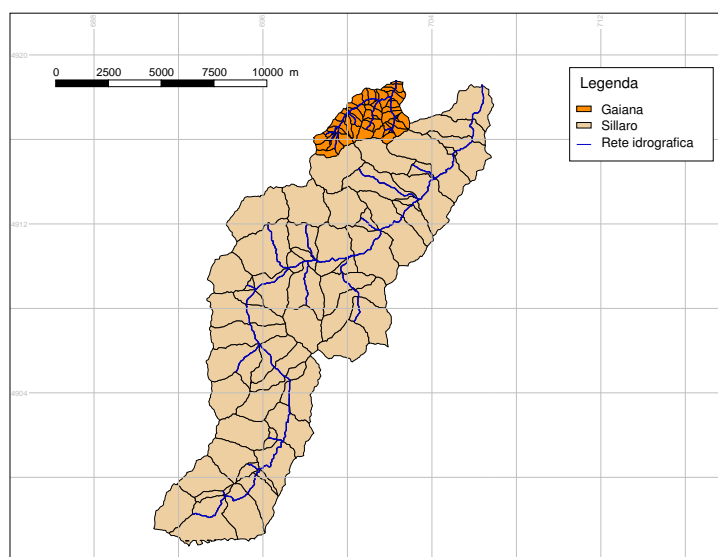


Figura 4.3: Suddivisione di Gaiana e Sillaro in sottobacini.

Il processo di discretizzazione del bacino riveste sicuramente un ruolo importante nel determinare la risposta finale del modello creato, ma si deve sottolineare come tale aspetto non sia stato approfondito nel presente studio. Il grado di discretizzazione del bacino, infatti, assume molta importanza dal momento in cui si disponga di informazioni di carattere distribuito, come il grado di saturazione dei suoli, oppure misure di portata a chiusura dei sottobacini principali. Informazioni e dati di questo tipo consentirebbero un controllo profondo dei risultati del modello e una sua più fondata calibrazione. Dal momento però che non si disponeva di altro che dati misurati alla chiusura di bacino, condurre analisi riguardanti il modo migliore di discretizzare il bacino non sarebbe stato appropriato.

Alla fine del processo di creazione e discretizzazione si sono ottenuti i due bacini mostrati in figura 4.3.

## 4.4.2 Parametrizzazione

Kineros2 richiede che il bacino venga parametrizzato soprattutto nei confronti della copertura vegetale e del suolo. La prima influisce su aspetti come la scabrezza delle superfici di ruscellamento e l'entità di intercettazione iniziale della pioggia. Il secondo governa l'infiltrazione della pioggia e quindi la formazione del deflusso superficiale.

### Copertura vegetale

La copertura vegetale di entrambi i bacini è stata descritta secondo le classi contenute nella seconda edizione della Carta dell'Uso del Suolo, scala 1:25000, della Regione Emilia Romagna.

La copertura del bacino del torrente Gaiana è stata ottenuta tramite foto-interpretazione di immagini satellitari (Quick Bird, 2003) e successiva validazione in campagna, per cui si è potuta raffigurare la situazione dell'uso del suolo del bacino in modo particolarmente dettagliato, in rapporto agli scopi del presente studio. Non è invece stato possibile seguire la stessa procedura anche per il torrente Sillaro, principalmente per via della sua maggiore estensione. Si è quindi deciso di utilizzare direttamente la carta dell'uso del suolo della Regione Emilia Romagna in scala 1:25000. Tuttavia, la porzione più montana del bacino, essendo in territorio toscano, non risulta coperta dalla carta dell'Emilia Romagna. Si è allora necessariamente proceduto a completarla tramite foto-interpretazione, senza avere modo di validarla in campagna.

I parametri legati all'uso del suolo che devono essere forniti in input al modello Kineros2 sono tre:

1. Coefficiente di scabrezza superficiale,  $N$  di Manning, [ $m^{-1/3}s$ ];
2. Altezza di intercettazione di prima pioggia, [mm];
3. Percentuale di suolo coperto da chioma, [%].

La scabrezza associata ai vari usi del suolo presenti nei bacini è stata sostanzialmente modellata a partire da dati di letteratura, non potendo usufruire di fonti più dettagliate riguardo alla situazione in esame. Si è fatto quindi riferimento a valori di coefficienti di Manning, relativi a situazioni di ruscellamento superficiale pervenuti in Chow (1959) e DCM (2000), che sono stati adottati cercando di assimilare in modo plausibile i tipi di superfici presenti nei bacini studiati con i tipi di superfici disponibili nelle diverse tabelle. In tabella 4.1 sono riportati i valori utilizzati per ogni tipo di uso del suolo.

	Manning		Intercettazione		Copertura	
	<i>Inverno</i>	<i>Estate</i>	<i>Inverno</i>	<i>Estate</i>	<i>Inverno</i>	<i>Estate</i>
Formazioni boschive	0.8	0.8	0.5	1.8	0.5	0.85
Colture e vigneti	0.17	0.17	1	1.5	0	0.4
Superfici urbane	0.011	0.011	0	0	0	0
Prati stabili	0.24	0.41	1	1.5	0.7	0.85
Seminativi	0.05	0.06	0	0.76	0	0.7
Affioramenti litoidi	0.011	0.12	0	0	0	0.2
Cespuglieti	0.24	0.41	1	1.5	0.65	0.7

Tabella 4.1: Valori di parametrizzazione dei bacini.

L'altezza di intercettazione di prima pioggia è un parametro che non è stato possibile misurare o desumere da precedenti studi sulle specie interessate, per cui ci si è serviti di valori di letteratura. In particolare si è usufruito di valori riportati nel manuale di Kineros2 (Woolhiser *e altri*, 1990) e da Basso (1995), cercando di assimilare le voci disponibili alle tipologie vegetazionali presenti sui bacini. In tabella 4.1 sono sintetizzati i valori utilizzati.

Per quanto riguarda l'estensione areale delle chiome vegetali rispetto al suolo, non è stato possibile pervenire a dati adeguati nemmeno tramite ricerca bibliografica, per cui si è ritenuto di stimare le percentuali in base a considerazioni d'esperienza. In tabella 4.1 sono sintetizzati i valori utilizzati.

Va sottolineato che per tutti e tre i parametri si è scelto di assegnare due valori all'uso del suolo, per poter replicare due condizioni estreme per il bacino, quella invernale e quella estiva.

## Suoli

Durante il presente studio non è stato possibile avviare una campagna di campionamento dei suoli, per cui non si è potuto disporre di informazioni di dettaglio riguardo alla pedologia. Si è invece utilizzata la Carta dei Suoli della Regione Emilia Romagna, in scala 1:250000. Purtroppo la porzione toscana del bacino del torrente Sillaro non è coperta dalla carta regionale, per cui è stato necessario integrarla utilizzando informazioni pedologiche ottenute dal sito web della Regione Toscana.

Le informazioni pedologiche desumibili dalla carta del suolo servono al modello per simulare l'infiltrazione della pioggia e del deflusso superficiale. L'interfaccia GIS utilizzata, ovvero l'estensione AGWA (Burns *e altri*, 2004) per Arcview, offre la possibilità di utilizzare diversi tipi di database riguardanti i suoli, da cui il modello può trarre informazioni circa i parametri coinvolti nelle proprie equazioni. Fra quelli disponibili si è scelto di adottarne uno basato sulla *Soil Map of the World* della FAO, in quanto la legenda della Carta dei Suoli dell'Emilia Romagna riporta la corrispondenza delle singole unità pedologiche con la legenda FAO del 1990 (FAO, 1990); questo ha permesso di collegare le unità litologiche della Carta dei Suoli con il database utilizzato dall'interfaccia GIS. Purtroppo tale collegamento è risultato piuttosto incerto, in quanto si sono riscontrati incompatibilità tra il database e la carta dei suoli, probabilmente dovute al fatto che il database dei suoli compreso nell'interfaccia GIS è stato modificato dai programmatori per renderlo utilizzabile in modo proficuo (Burns *e altri*, 2004). In sintesi, diverse voci riportate sulla Carta dei Suoli non sono presenti in database, per cui si è resa necessaria una fase di assegnazione dei suoli riportati in carta rispetto a quelli esistenti nel database.

#### 4.4.3 Calcolo dei parametri sui sottobacini

Il reperimento di dati di letteratura da assegnare ai parametri di calibrazione è stato solo un primo passo propedeutico alla parametrizzazione vera e propria dei bacini. Il modello funziona risolvendo le equazioni dei processi fisici per ogni sottobacino, per cui è a questo livello che i valori dei parametri vanno definiti.

È intuibile che un singolo sottobacino possa includere al proprio interno diversi tipi di usi del suolo, o diverse classi pedologiche, rendendone equivoca la parametrizzazione. Il pacchetto AGWA gestisce l'assegnazione dei valori dei parametri in modo automatico, intersecando l'areale del generico sottobacino con i layer informativi dei tematismi dell'uso del suolo e della pedologia. Una volta calcolata l'estensione di ogni classe del generico tematismo ricadente nel sottobacino, l'interfaccia GIS calcola una media ponderale e la attribuisce al sottobacino.

La filosofia dietro a tale approccio è coerente con la pretesa del modello di simulare processi fisici, e ambienti reali, in un contesto schematico piuttosto semplificato. L'impiego di una media ponderata tende ovviamente a dare risalto alle caratteristiche più estese nel sottobacino, che quindi plausibilmente avranno più influenza nel determinarne una risposta idrologica alle precipitazioni. Ovviamente l'aderenza del modello finale sarà tanto maggiore quanto più, a livello dei sottobacini, si riscontrerà uniformità e omogeneità.

## 4.5 Analisi di sensitività

Kineros2 è stato sottoposto ad un'analisi di sensitività di tipo esplorativo che consentisse di stabilire, a parità di input, l'entità di variazione degli output a seguito di una variazione corrispondente dei valori dei parametri descrittivi inclusi nelle equazioni del modello.

L'analisi, da un lato, è stata pensata al fine di poter valutare quali parametri sarebbero stati più efficaci nell'influenzare il comportamento del modello e, quindi, con lo scopo di guidare la fase di calibrazione e renderla più efficiente. Agendo, infatti, sui parametri di maggior peso si sarebbe potuto limitare il numero delle simulazioni condotte. L'analisi di sensitività, inoltre, è stata condotta anche per testare, in modo controllato, la stabilità del modello nel correlare cause ed effetti durante la descrizione matematica dei fenomeni fisici simulati.

Le analisi di sensitività di modelli numerici sono solitamente affrontate in letteratura con tecniche di tipo statistico o iterativo, e Kineros2 stesso ne è già stato oggetto (Hantush e Kalin, 2005). Non disponendo tuttavia di mezzi informatici adeguati ad analisi accurate e computazionalmente gravose come quelle succitate, si è deciso di utilizzare una procedura molto semplificata, ma adatta ad un'implementazione manuale: si è assunta come situazione di riferimento quella dei modelli dei bacini prodotti in corso di parametrizzazione. Si sono quindi variati uno per uno i parametri di calibrazione e si è registrata l'entità della corrispondente variazione dell'output di Kineros2. Nel dettaglio, si è fissato un range di variazione di  $\pm 10\%$ , e si è variato un parametro alla volta dal minimo al massimo del range con un passo del 2%. Si è scelto di analizzare la sensitività del modello nei riguardi dei parametri *int*, *cov*, *N*, *SPL*, *K<sub>s</sub>*, *G*, *CV*, *S<sub>i</sub>* e *COH*, escludendo il parametro *PAVE* in quanto in entrambi i bacini non si avevano rilevanti aree urbane impermeabili. Si è inoltre deciso di variare tali parametri solo per i piani di versante e non per i canali, per limitare il grado di complessità dell'analisi, visto anche lo scopo dell'analisi stessa.

Gli obiettivi cui l'analisi è stata rivolta sono stati i valori al colmo della portata liquida e della portata solida, il valore del volume di piena e il trasporto solido totale dell'evento. Non si è preso in considerazione il tempo al picco dall'inizio dell'evento, poiché le simulazioni sono state condotte con un passo temporale di 30 minuti, adeguato ai dati disponibili, e dopo poche simulazioni di primo tentativo si è verificato che il passo temporale non permetteva di apprezzare variazioni del tempo di picco causate da un'escursione del  $\pm 10\%$  dei parametri.

L'analisi è stata condotta su entrambi i bacini studiati, nell'intento di accertarsi di eventuali differenze nelle risposte del modello in dipendenza della

scala di applicazione o della configurazione geomorfologica del bacino. L'analisi è stata inoltre condotta nei confronti di input di pioggia di diversa magnitudine, per verificare una eventuale dipendenza anche dall'entità dell'evento pluviometrico; dipendenza del resto abbastanza plausibile viste le caratteristiche del fenomeno in studio (Smith *e altri*, 1999).

In input al modello sono state fornite piogge di progetto di 3, 10 e 100 anni di tempo di ritorno, create sulla base delle osservazioni storiche disponibili per i pluviometri di Prugnolo (Gaiana) e di San Clemente (Sillaro) e secondo lo schema della pioggia di progetto Chicago (Moisello, 1999).

## 4.6 Calibrazione e validazione

### 4.6.1 Parametri di performance

Diversi autori in letteratura (Legates e McCabe, 1999; ASCE, 1993; Loague e Green, 1991) evidenziano la necessità di fornire sia parametri numerici che strumenti grafici quando si voglia valutare la performance di un modello matematico. Risulta essenziale includere parametri numerici per attribuire oggettività all'analisi, ma fornire una visualizzazione dei risultati, di per sé riconducibile ad una valutazione maggiormente soggettiva, diventa ugualmente importante. Si osserva infatti come non esista un parametro adatto a giudicare appieno tutti gli aspetti legati alla performance di un modello. Spesso, infine, i valori dei parametri risultano di difficile o ambigua interpretazione (Garrick *e altri*, 1978; Willmott *e altri*, 1985).

Come sottolineano Green e Stephenson (1986), non esiste un parametro che da solo riesca a giudicare una simulazione sotto ogni aspetto, e in sintesi la scelta di un parametro rispetto ad un altro è legata all'obbiettivo per cui si vuole applicare un modello. Il presente studio non è stato vincolato ad una necessità particolare, come ad esempio quella di calibrare il modello al fine di riprodurre al meglio il volume di piena, piuttosto che il valore di picco. Lo scopo della calibrazione è invece stato quello di cercare di riprodurre gli eventi al meglio in maniera globale, testando la capacità del modello di riprodurre tutti i processi fisici utilizzati. Coerentemente, quindi, si sono calcolati diversi parametri di efficienza, ognuno dei quali deputato a descrivere la bontà di riproduzione di aspetti diversi dell'evento di piena. In particolare si sono utilizzati i seguenti:

- DV, equazione 2.24. Indica la differenza percentuale tra il volume osservato e quello simulato.

- PEP, equazione 2.23. Indica la differenza percentuale tra il valore di picco osservato e quello simulato.
- NSE, equazione 2.26. Indica globalmente quanto la simulazione spieghi la variabilità dei dati osservati.
- CD, equazione 2.30. Indica quanta della variabilità nei dati osservati sia spiegata dalla simulazione.
- MAE, equazione 2.29. Indica l'entità della differenza tra simulazione e dati osservati, mantenendo l'unità di misura della variabile studiata.
- GG, equazione 2.28. Indica la bontà di adattamento della simulazione in termini di forma dell'idrogramma.

La calibrazione ha tenuto conto dei valori di ognuno dei parametri, anche se di fronte all'impossibilità di ottimizzarli tutti, il parametro di Nash-Sutcliffe è stato considerato il principale, soprattutto per la sua capacità di dare indicazione sulla bontà di adattamento *globale* della simulazione al dato osservato, nonché per il suo ampio e consolidato uso in letteratura.

Riguardo agli strumenti di carattere visivo, si è scelto di confrontare i dati disponibili e le relative simulazioni tramite il loro semplice plottaggio a grafico.

## 4.6.2 Calibrazione

Nel caso di un modello idrologico a scala di bacino, il processo di calibrazione si basa comunemente sul confronto tra alcune variabili osservate e le relative previsioni fornite in output. Kineros2 simula diversi processi fisici, ognuno dei quali risulta in un output potenzialmente calibrabile. Nell'ambito della presente tesi si è disposto di osservazioni della sola portata, sia liquida che solida, in uscita dalle sezioni di chiusura dei bacini studiati. Questo ha vincolato il processo di calibrazione alla riproduzione delle due sole variabili di portata.

Da un punto di vista pratico, la regolazione degli output del modello è necessaria in quanto le equazioni utilizzate al suo interno si basano su parametri, fisici e/o empirici, i cui valori non sono precisamente noti, sia perché spesso non è possibile disporre di dati reali e dettagliati, sia perché talvolta lo schema semplificato, tramite cui il modello rappresenta la complessa realtà, porta alla definizione di parametri che, per quanto fisicamente basati, non sono facilmente determinabili o interpretabili. Si procede quindi a decidere a posteriori quali siano i loro valori più opportuni, dove l'essere opportuni

è stabilito dal livello con cui essi portano a riprodurre le osservazioni del fenomeno studiato.

### **Valutazione della performance**

Nell'intento di valutare le potenzialità di Kineros2, e nella consapevolezza dell'impossibilità di riprodurre un evento di piena in modo perfetto, si è deciso di non puntare l'attenzione sulla capacità del modello di riprodurre un aspetto in particolare del deflusso, quale ad esempio il tempo di picco, o la portata al colmo o il volume di piena, ma sulla possibilità di ottenere un modello in grado di riprodurre l'evento di piena in modo globale, cogliendone di massima tutti gli aspetti salienti. Questo, ovviamente, comporta un certo grado di soggettività nel decidere quando la calibrazione abbia raggiunto un risultato soddisfacente o meno. È sicuramente vero che in letteratura sono stati proposti diversi indici numerici per valutare la performance di un modello (sez. 2.3), per cui si potrebbe pensare che il loro uso possa escludere componenti soggettive nel formulare tale giudizio. Tuttavia va sottolineato che ogni indice di valutazione fa riferimento a determinate caratteristiche di un evento di piena, per cui una simulazione che abbia portato a massimizzare un particolare indice, non necessariamente avrà riprodotto in modo esatto l'evento; in sostanza, affidarsi ciecamente ad un unico parametro di controllo porterebbe a favorire alcuni aspetti di una data simulazione e a tralasciarne altri.

In questa ottica si è deciso di considerare come parametro di giudizio principale quello di Nash-Sutcliffe (NSE), che tra tutti maggiormente implica un giudizio sulla bontà globale della simulazione. Tuttavia l'ottimizzazione di questo parametro è sempre stata soppesata in funzione dei valori di tutti gli altri parametri calcolati, con il risultato talvolta di non preferire la calibrazione con il valore di NSE più alto e di scegliere quella che fornisse anche valori accettabili degli altri parametri. Ogni simulazione è stata inoltre giudicata visivamente, tramite confronto a grafico di idrogrammi e sedimentogrammi simulati e osservati, includendo quindi nel processo di scelta una quota di esperienza e soggettività.

### **Parametri di calibrazione**

Nel presente lavoro, anche sulla base delle analisi di sensitività effettuate, si è scelto di non utilizzare i parametri *int*, *cov* e *SPL*, e di concentrarsi su quelli di seguito descritti:

**$K_s$** ) La conducibilità idraulica del suolo è forse il parametro che maggiormente riesce a influenzare gli output del modello. Il parametro viene



utilizzato nell'equazione che descrive la capacità di infiltrazione (2.9), ed appare evidente il suo controllo diretto nel determinare il tasso con cui l'acqua in superficie può infiltrare nel suolo: all'aumentare del valore di  $K_s$  aumenta la capacità di infiltrazione del suolo, e quindi anche la quantità di pioggia non disponibile al ruscellamento. Risulta evidente che una variazione del valore di  $K_s$  abbia un'influenza piuttosto consistente nel determinare il volume di piena e il valore della portata di picco.

- N)** Il coefficiente di scabrezza di Manning agisce influenzando la velocità di ruscellamento della lama d'acqua sui versanti e, ovviamente, della corrente nei canali della rete idrografica. Il modello tiene conto della scabrezza tramite l'equazione 2.14, la cui provenienza non è esplicitata nel manuale di Kineros2. Tuttavia l'effetto che se ne ottiene è coerente con la realtà del fenomeno fisico: ad una diminuzione del coefficiente, ovvero della scabrezza della superficie di deflusso, segue di fatto un aumento della velocità della corrente.

L'influenza della variazione del coefficiente di Manning sull'output del modello si esplica in due vie principali. Da un lato influisce sulla quantità d'acqua che viene assorbita al suolo durante l'evento, in quanto un deflusso più o meno lento offre rispettivamente più o meno tempo (infiltration time, Unkrich (2007)) al processo di infiltrazione per decurtare volume dal deflusso superficiale; questo ha implicazioni dirette sul volume e sul colmo della piena. Dall'altro lato una variazione della scabrezza agisce sulla dinamica dell'onda di piena: non solo il tempo di picco può essere anticipato o ritardato, ma la forma stessa dell'idrogramma può subire modifiche, in quanto pervenendo al reticolo drenante in modo anticipato o ritardato, la composizione di tutti gli apporti liquidi può dare vita a rami di concentrazione ed esaurimento più o meno accentuati.

- G)** Tramite questo parametro si agisce sull'altezza della frangia capillare, in definitiva modellando le tensioni capillari aventi luogo nella porzione interessata della colonna di suolo. Agli effetti pratici, un aumento del valore di  $G$  produce un incremento del volume di infiltrazione, portando alla diminuzione del colmo e del volume di piena.

- CV)** Il parametro è contemplato nel modello al fine di tenere conto del fatto che è irrealistico pensare che un'area sia caratterizzata da un unico, uniforme, valore di conducibilità idraulica. In questo senso,  $CV$  agisce come un coefficiente di variazione, perturbando a livello spaziale,

e in modo *casuale*, il valore di  $K_s$ . L'effetto pratico di un aumento del valore di  $CV$ , generalmente piuttosto contenuto, è quello di portare un aumento del deflusso liquido, con conseguente incremento della portata al colmo e del volume di piena.

$S_i$ ) La saturazione iniziale del bacino è un fattore fondamentale nel determinare la risposta idrologica di un bacino idrografico. Per quanto riguarda l'approccio modellistico di Kineros2, il valore della saturazione iniziale stabilisce a quale punto della curva, descrivente l'andamento della capacità di infiltrazione, il modello comincerà la simulazione (Burns, 2007). In tal modo il valore di  $S_i$  gioca un ruolo influente sull'entità del volume e del picco di piena, anche se, ragionevolmente, con incidenza minore all'aumentare della magnitudine dell'evento di pioggia.

**COH**) Il parametro COH regola la capacità delle particelle di suolo di resistere al distacco provocato dall'azione di trascinamento della corrente ed è l'unico parametro interno al modello che influenzi in modo significativo la simulazione del trasporto solido.

L'elemento fisico che COH sembrerebbe descrivere, in definitiva, è la coesione del terreno, se non fosse che la scelta dei modellisti è stata quella di attribuire al parametro un significato opposto: un aumento del suo valore comporta un corrispondente aumento dell'erosione, al contrario di quanto succederebbe dato un aumento della coesione.

Riguardo agli effetti dei parametri sul modello sopra descritti, si deve comunque sottolineare il fatto che la variazione del valore di un parametro ha solitamente un effetto su diversi aspetti del fenomeno modellato, per cui calibrare un fattore per ottenere un risultato, come per esempio l'aumento del volume di infiltrazione, avrà una ripercussione anche su altri aspetti, come potrebbero essere tempo e valore del picco di piena, che se indesiderata dovrà essere controbilanciata tramite l'uso di altri parametri che inizialmente potevano non essere coinvolti. A questo punto diviene difficile definire una strategia netta, in quanto il processo di calibrazione tende a concretizzarsi caso per caso e a porre diverse strade per ottenere lo stesso risultato; il che chiama spesso in causa l'esperienza e la sensibilità del modellista.

### **Trattazione della rete drenante**

Un aspetto da sottolineare riguardo alla procedura di calibrazione seguita nel presente studio è che il modello consente di trattare in modo distinto la rete drenante e i versanti del bacino, dando l'opportunità di modellare a parte le

rispettive perdite per infiltrazione e comunque tutti i processi di interesse del sistema idrografico.

Purtroppo la mancanza di informazioni particolareggiate riguardo a questo aspetto della rete drenante ha costretto a semplificare la trattazione. Nel dettaglio, si è deciso di abbracciare l'ipotesi che la rete drenante non fosse interessata da infiltrazione. L'ipotesi non è sicuramente del tutto plausibile, ma notando la natura argillosa dei suoli del Gaiana e il fatto che gli eventi di piena sono ovviamente accompagnati da innalzamento della superficie freatica, soprattutto in corrispondenza del tracciato della rete drenante, si può effettivamente pensare che l'infiltrazione in alveo possa ritenersi trascurabile.

Una seconda approssimazione ha poi coinvolto la modellazione della rete drenante: non conoscendo né avendo modo di misurare o stimare, la portata di base presente su ogni tratto della rete ad inizio di un generico evento, si è scelto di porla uguale a zero ovunque, ad eccezione dell'ultimo tratto, per il quale di volta in volta la portata di base è stata assegnata in modo da eguagliare quella osservata dalla stazione di monitoraggio.

Si è infine supposto che i canali non fossero soggetti ad erosione. Il motivo di tale scelta risiede nella considerazione che non disponendo di informazioni per calibrare l'erosione in alveo si sarebbe semplicemente aumentata in modo ingiustificato la complessità della procedura stessa di calibrazione.

## **Procedura di calibrazione**

Dal punto di vista pratico, la procedura di calibrazione è stata imposta dal pacchetto AGWA, utilizzato come interfaccia GIS per gestire i dati necessari a Kineros2. In fasi di parametrizzazione, AGWA richiede che si forniscano i valori dei parametri corrispondenti ai suoli e ai tipi di copertura del suolo presenti nel bacino in studio. Successivamente provvede ad assegnare ai sottobacini i corrispondenti valori dei parametri, calcolandone delle medie pesate sull'area. Ogni sottobacino, quindi, ottiene un valore di ciascun parametro che sarà diverso da quello inizialmente indicato come rappresentativo per un certo tipo di uso del suolo o per un certo suolo.

Il processo di calibrazione si esplica poi proprio sui valori medi assegnati ad ogni bacino. In particolare, AGWA consente di variare tali valori per ciascun sottobacino, preso singolarmente, il che potrebbe essere molto utile nel momento in cui si disponesse di osservazioni numerose, e distribuite, delle variabili oggetto di calibrazione. Nel caso del presente studio, tuttavia, non si è potuto disporre di osservazioni a scala di sottobacino, per cui non si è ritenuto ragionevole variare i parametri in maniera così dettagliata. Si è invece variato ogni parametro in modo uniforme su tutto il bacino utilizzando l'interfaccia del pacchetto AGWA, che consente di moltiplicare i parametri

assegnati per fattori numerici compresi nel range ]0;5], fissando quindi un campo di variazione al di fuori del quale i valori non possono andare. Una volta indicati i valori dei moltiplicatori, AGWA provvede ad aggiornare i valori dei parametri in files di testo adeguatamente formattati alle necessità di Kineros2. Unica eccezione è il trattamento dei valori di COH e  $S_i$ , in quanto AGWA non consente di variarne l'entità tramite l'uso di moltiplicatori. Riguardo al valore di coesione, esso è stato variato direttamente e manualmente nei files di testo contenenti le informazioni dei sottobacini. Il valore di  $S_i$ , invece, viene associato alle informazioni relative ai pluviometri, potendo essere diverso da strumento a strumento. Non disponendo tuttavia di informazioni riguardanti le condizioni di umidità del bacino ad inizio degli eventi di pioggia, e tantomeno quindi della loro variabilità spaziale, si è scelto di assegnare un unico valore di  $S_i$  per tutti i pluviometri disponibili per il generico evento, e di variare manualmente il valore a seconda delle necessità di calibrazione, direttamente nei files di testo preparati da AGWA per la simulazione.

Una volta definite le informazioni necessarie al modello si è proceduto manualmente, per ogni evento di piena osservato, a lanciare simulazioni in cui, di volta in volta, i valori dei parametri venivano cambiati in funzione della migliore riproduzione possibile dell'evento stesso, sino ad ottenere valori soddisfacenti dei parametri di efficienza e idrogrammi e sedimentogrammi soddisfacenti ad un confronto grafico con quelli osservati.

### **Particolarità per il torrente Gaiana**

In seguito ai primi risultati di calibrazione del modello sugli eventi del bacino del torrente Gaiana, si è pensato che il pluviometro utilizzato per fornire gli input di pioggia potesse non essere estremamente rappresentativo del vero input meteorico al bacino, quantomeno in termini dello sviluppo temporale delle piogge, dato che lo strumento misuratore si trova fuori del bacino e a distanza considerevole, viste le contenute dimensioni del bacino. In effetti, come si può osservare in figura 4.4, più diffusamente commentate nel paragrafo 5.2.2, spesso la calibrazione degli eventi del Gaiana risultava in buone simulazioni, se non per il fatto che fossero sfasate di alcune ore rispetto alla propagazione temporale della piena osservata.

Nel sospetto che tale fenomeno potesse essere causato da una cattiva rappresentatività del pluviometro, si è deciso di calibrare gli eventi seguendo due vie differenti: inizialmente cercando di riprodurre fedelmente l'evento di piena osservato in tutto e per tutto, e secondariamente di calibrare l'evento senza curarsi di rispettarne i tempi osservati, ma bensì la forma e l'entità. In questo secondo caso, i parametri di performance sono stati calcolati previa

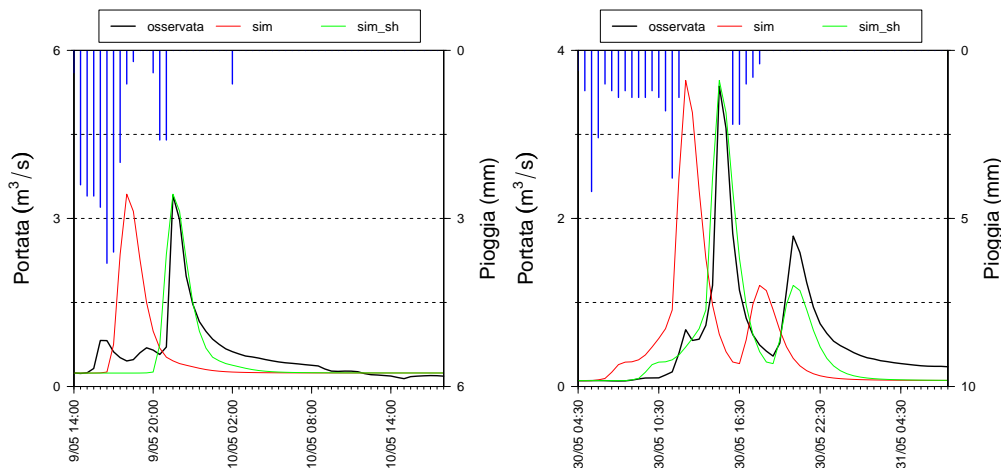


Figura 4.4: Gaiana, shift temporale tra portata osservata e simulata.

traslazione della portata simulata, così da fare coincidere i picchi di piena in modo artificioso.

La decisione di adottare due strategie di calibrazione differenti è stata presa perché con la prima si è dovuto calibrare, anche pesantemente, sui valori dei coefficienti di Manning per cercare di ritardare o anticipare il tempo di picco delle simulazioni. Questo ha conseguentemente influenzato la calibrazione degli altri parametri. L'aumento delle scabrezze, per esempio, comporta sì una minore velocità di deflusso superficiale e quindi un ritardo della piena, ma contemporaneamente offre al processo di infiltrazione maggior tempo per agire, portando così il volume di piena ad essere minore. Per compensare tale effetto, ove indesiderato, si è quindi dovuto calibrare diminuendo la conducibilità satura del suolo,  $K_s$ , per ridurre il tasso di infiltrazione. La procedura di calibrazione è quindi stata molto influenzata dalla necessità di dover rispettare il tempo di picco della piena osservata.

Seguendo invece l'ipotesi che la discrepanza tra i tempi di piena osservati e quelli simulati potesse essere dovuta ad una cattiva rappresentatività del pluviometro, è stato possibile calibrare seguendo una filosofia diversa, che ha portato a ottenere set di calibrazione, e quindi risultati, diversi.

Per brevità, si farà in seguito riferimento a questi due approcci come agli *schemi A e B* rispettivamente.

### 4.6.3 Validazione

Il fatto che Kineros2 sia un modello a scala di evento, e per di più bisognoso di calibrazione, pone una grossa limitazione al suo utilizzo pratico, così come alla sua validazione. Un bacino idrografico naturale, infatti, vede le proprie condizioni pedologiche, idrologiche, climatiche e vegetazionali cambiare incessantemente e continuamente nel tempo. Usualmente, però, la fase di calibrazione di un modello si risolve nell'ottenere alcuni set di parametri che hanno permesso di riprodurre al meglio eventi di piena osservati in momenti differenti, ovvero generati nel contesto di condizioni molto diverse tra loro. Ciò comporta che i valori dei parametri di calibrazione possano essere tra loro molto diversi, in dipendenza dello stato iniziale del bacino prima che l'evento si verificasse. In sintesi si possono facilmente ottenere  $n$  set di calibrazione per  $n$  eventi diversi, e di necessità, nel volere che il modello funzioni, si deve pensare di utilizzarlo con un set *medio* di parametri, nella speranza che esso riesca a predire, almeno in media appunto, il comportamento del bacino.

Il fallimento di tale strategia è tanto più probabile quanto più le condizioni del bacino sono diverse tra loro durante l'anno. È questa purtroppo una situazione inevitabilmente connessa con l'approccio a scala di evento. Per cercare di contenere tale problema, si è deciso di utilizzare come parametri di validazione le medie dei parametri calibrati, avendo però l'accortezza di calcolarle su due macro gruppi: si è distinto tra gli eventi occorsi da ottobre a marzo, e tra quelli occorsi da aprile a settembre (sommariamente battezzati *invernali* ed *estivi* rispettivamente), nella speranza che in questo modo i diversi set di calibrazione di un gruppo potessero essere più omogenei tra loro. Non si è ritenuto di approfondire ulteriormente la suddivisione, ad esempio definendo quattro gruppi stagionali, perché non si sarebbero potuti reperire abbastanza eventi per ognuno dei quattro gruppi.

All'interno di questa macro suddivisione, infine, si sono cercate diverse chance di validazione, seguendo i principi di seguito descritti:

**Gaiana** Si è effettuata una prima validazione utilizzando tutti gli eventi disponibili e discriminando sul fatto che le calibrazioni fossero state ottenute secondo lo *schema A* o lo *schema B*.

È quindi stata effettuata una seconda validazione analoga alla prima, ma applicando valori dei parametri calcolati escludendo tutti quegli eventi cui corrispondessero valori presumibilmente identificabili come outliers rispetto al range di valori ottenuti in calibrazione, passibili perciò di spostare in modo anomalo il valore della media.

A monte, ogni set di validazione è stato ottenuto discriminando tra eventi estivi ed invernali.

**Sillaro** Si è effettuata una prima validazione impiegando tutti gli eventi disponibili.

Si è quindi proceduto a ri-validare gli eventi ricalcolando i set di parametri, previa esclusione di tutti quegli eventi cui corrispondessero valori presumibilmente identificabili come outliers rispetto al range di valori ottenuti in calibrazione, passibili perciò di spostare in modo anomalo il valore della media.

Infine, sfruttando la maggior numerosità di eventi rispetto al Gaiana, si è deciso di trattare diversamente gli eventi con un solo picco di portata e quelli con più picchi, in quanto il verificarsi di scrosci di pioggia consecutivi porta sicuramente un bacino idrografico a reagire diversamente nella formazione dei deflussi rispetto a quanto non avvenga per un singolo input meteorico. Per brevità e chiarezza, nel seguito ci si riferirà ai tre schemi di validazione sopra citati come allo *schema 1*, *schema 2* e *schema 3*.

Anche per il Sillaro, ogni set di validazione è stato ottenuto discriminando tra eventi estivi ed invernali.

Al fine di simulare correttamente un evento afflussi-deflussi è essenziale fornire al modello la condizione iniziale del bacino, il che in Kineros2 si risolve nell'immissione del valore di saturazione iniziale,  $S_i$ . Purtroppo nemmeno per gli eventi di validazione è stato possibile conoscere o stimare la saturazione iniziale del bacino, e vista la notevole influenza del parametro sull'output finale, si è deciso di variarne il valore per tentativi, in modo da ottenere il miglior risultato possibile. Ovviamente questa scelta ha una notevole influenza sul risultato finale della validazione, ma non viene operata con l'intento di "truccare" la validazione stessa, bensì nella volontà di impedire, per quanto possibile, alla scarsa disponibilità di dati di influenzare negativamente le analisi svolte.





# Capitolo 5

## Risultati

### 5.1 Analisi di sensitività

I risultati dell'analisi di sensitività effettuata sul modello sono graficamente sintetizzati in appendice B. Le figure 5.1 e 5.2 portano ad esempio il risultato dell'analisi per gli output liquidi (Gaiana) e solidi (Sillaro) nel caso di una pioggia di tempo di ritorno pari a 3 anni.

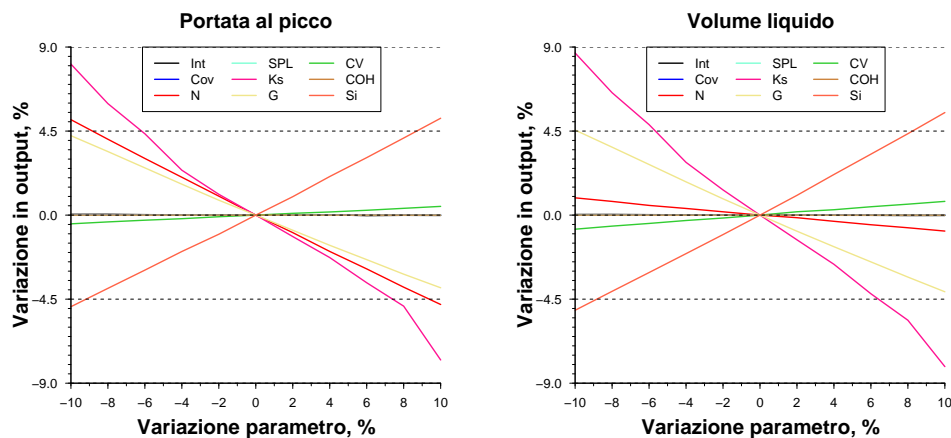


Figura 5.1: Gaiana, analisi di sensitività dell'output liquido -  $T=3$  anni.

Dall'osservazione dell'insieme delle simulazioni prodotte si può in definitiva concludere che Kineros2 goda di stabilità, dal momento che al variare dei valori dei parametri di calibrazione l'output del modello risulta variare in modo coerente, ovvero monotono, e senza evidenziare particolari singolarità. Tale conclusione è desumibile sia per il modello del bacino del torrente

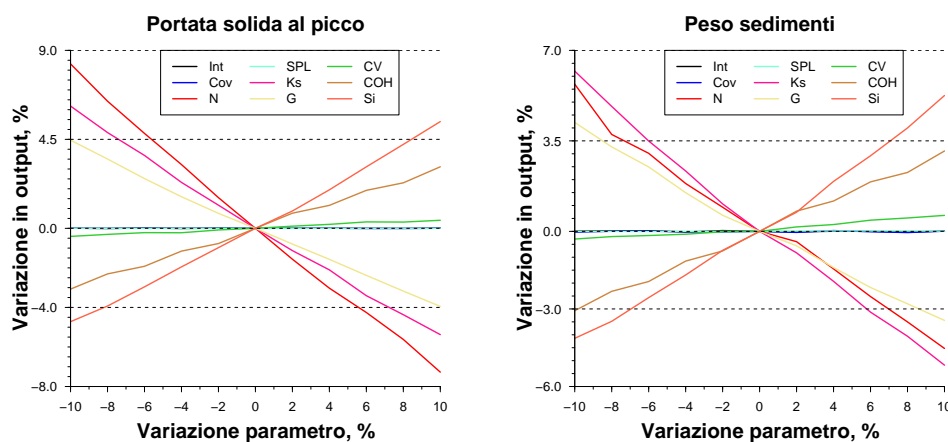


Figura 5.2: Sillaro, analisi di sensitività dell'output solido - T=3 anni.

Gaiana che per quello del torrente Sillaro, nonché indipendentemente dalla magnitudine dell'evento di pioggia utilizzato in input. Si tratta sicuramente di un ottimo risultato, per lo meno nei riguardi degli output presi in considerazione, la portata liquida al colmo, il volume liquido della piena, la portata solida al colmo e il peso dei sedimenti trasportati durante l'evento.

Nel contesto di queste impressioni positive riguardanti il modello, si deve comunque fare menzione di una nota negativa: si è registrato un comportamento anomalo durante la simulazione con tempo di ritorno pari a 3 anni nel bacino del torrente Gaiana, quando, nel simulare il trasporto torbido, a fronte di un aumento del 10% del valore del parametro  $K_s$ , si è verificato uno sproporzionato aumento del valore di picco della portata solida e del peso totale dei sedimenti trasportati (fig. 5.3). Al contrario, un aumento di  $K_s$  dovrebbe produrre una diminuzione dei due output citati.

In seguito al riscontro di tale anomalia sono stati ricercati eventuali errori nell'imposizione dei valori di  $K_s$ , ma non ne sono stati evidenziati. Questo fa supporre che la ragione del fenomeno possa risiedere in altre problematiche, probabilmente legate allo schema di calcolo adottato da Kineros2 per la risoluzione numerica delle equazioni, o ancora dovute alla forma stessa delle equazioni comprese nel modello, che potrebbero presentare punti di discontinuità, almeno nelle derivate di ordine superiore al primo, nel sottoinsieme del dominio esplorato nelle simulazioni di sensitività. Si deve del resto riportare come episodi di instabilità, soprattutto riguardanti la simulazione del deflusso solido, si siano sporadicamente manifestati, facendo intendere che il modello possa necessitare di una revisione critica delle equazioni relative ai

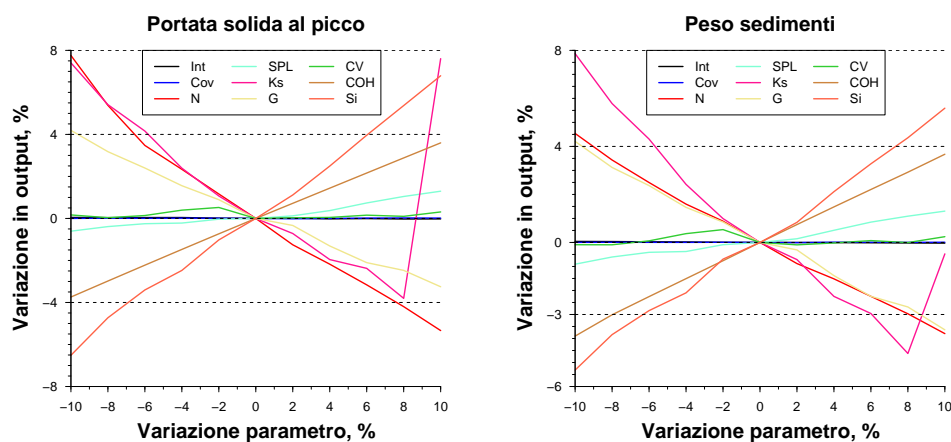


Figura 5.3: Gaiana, analisi di sensitività dell'output solido - T=3 anni.

moduli di erosione e trasporto solido, o quanto meno dello schema di calcolo.

Ad ogni modo, l'analisi di sensitività condotta ha permesso di evidenziare come solo alcuni dei parametri disponibili alla calibrazione siano effettivamente efficaci nell'influenzare i risultati del modello. In tabella 5.1 sono riportati i range di variazione che le quattro variabili osservate hanno subito in conseguenza dell'escursione dei parametri di calibrazione. Si può allora osservare come per le variabili "liquide", i soli parametri  $K_s$ ,  $N$ ,  $S_i$  e  $G$  abbiano portato l'output del modello ad esplorare un intervallo significativo:  $K_s$  si è rivelato il parametro più influente, generalmente seguito da  $S_i$ ,  $N$  e  $G$ .

Nei confronti delle variabili "solide" il modello si è ovviamente rivelato sensibile alle stesse variabili precedentemente elencate per le variabili "liquide",  $K_s$ ,  $N$ ,  $S_i$ , e  $G$ . All'elenco si devono comunque aggiungere le variabili direttamente connesse alle equazioni descrittive l'erosione nel bacino, ovvero  $COH$  e  $SPL$ . Il parametro legato alla coesione è sicuramente quello dei due che maggiormente determina l'entità del trasporto solido finale, sia in termini di valori di picco che volumetrici. Anche l'erosività della pioggia ha saputo giocare un certo ruolo, ma considerevolmente minore. Si deve inoltre osservare che la variazione di  $SPL$  è stata più significativa per il torrente Gaiana che non per il torrente Sillaro, che ha subito range di variazione diversi da zero solamente alla seconda cifra decimale, e che quindi non risultano in tabella 5.1.

L'analisi dei risultati sintetizzati in tabella 5.1 mostra infine che l'efficacia dei singoli parametri di calibrazione nell'influenzare l'output del modello ha teso a ridursi all'aumentare del tempo di ritorno dell'evento di pioggia

Gaiana											Sillaro										
	Int	Cov	N	SPL	K <sub>s</sub>	G	CV	COH	S <sub>i</sub>		Int	Cov	N	SPL	K <sub>s</sub>	G	CV	COH	S <sub>i</sub>		
<b>Portata al colmo</b>											<b>Portata al colmo</b>										
<b>T</b>																					
3	0.1	0.0	9.9	0.0	15.8	8.1	0.9	0.0	0.0	10.1	0.0	0.0	7.6	0.0	8.6	6.2	0.8	0.0	7.7		
10	0.1	0.1	6.5	0.0	8.2	4.6	0.3	0.0	0.0	5.6	0.0	0.0	5.1	0.0	4.8	3.4	0.3	0.0	4.3		
100	0.2	0.1	3.2	0.0	3.7	2.3	0.1	0.0	0.0	2.7	0.1	0.1	5.2	0.0	3.1	2.2	0.2	0.0	2.7		
<b>Volume liquido</b>											<b>Volume liquido</b>										
3	0.1	0.0	1.8	0.0	16.8	8.7	1.5	0.0	0.0	10.6	0.0	0.0	2.8	0.0	8.9	6.0	1.1	0.0	7.6		
10	0.0	0.0	1.1	0.0	10.8	5.7	0.8	0.0	0.0	6.9	0.0	0.0	1.8	0.0	5.9	3.9	0.5	0.0	4.9		
100	0.0	0.0	0.6	0.0	7.4	3.9	0.4	0.0	0.0	4.6	0.0	0.0	1.2	0.0	3.9	2.6	0.2	0.0	3.1		
<b>Portata solida al colmo</b>											<b>Portata solida al colmo</b>										
3	0.1	0.0	13.1	1.9	11.4	7.4	0.5	7.3	13.3	0.0	0.0	13.7	0.0	10.2	7.5	0.7	5.4	9.3			
10	0.1	0.0	17.2	0.1	11.7	7.4	0.6	5.8	9.0	0.0	0.0	11.5	0.0	7.6	5.4	0.4	3.8	6.7			
100	0.1	0.1	12.4	0.0	6.6	4.3	0.2	4.5	5.0	0.0	0.1	11.7	0.0	4.7	3.3	0.2	3.8	4.1			
<b>Peso totale dei sedimenti trasportati</b>											<b>Peso totale dei sedimenti trasportati</b>										
3	0.1	0.0	8.3	2.2	12.5	7.8	0.6	7.6	10.9	0.1	0.1	8.3	0.0	10.0	6.7	0.8	5.4	8.7			
10	0.0	0.0	10.1	0.2	11.8	7.5	0.8	5.5	9.0	0.0	0.0	7.6	0.0	7.8	5.4	0.5	3.8	6.8			
100	0.0	0.0	9.5	0.0	9.2	5.7	0.4	3.5	6.8	0.0	0.0	6.8	0.0	5.3	3.5	0.1	3.1	4.3			

Tabella 5.1: Analisi di sensitività, range di variazione degli output.

considerato. Questo trend si è verificato per entrambi i bacini, quindi indipendentemente dalla scala spaziale di applicazione del modello, e per ognuna delle variabili prese in considerazione. Si tratta in sostanza di un comportamento corretto da un punto di vista fisico, in quanto con l'aumentare del volume di pioggia in afflusso al bacino è lecito aspettarsi che l'elemento dominante del fenomeno sia la quantità d'acqua da smaltire piuttosto che, ad esempio, la condizione di saturazione iniziale del bacino, oppure, ancora, il tempo necessario a che il terreno inizi a comportarsi come un mezzo saturo.

Di seguito si schematizza il risultato dell'analisi di sensitività per le singole variabili di riferimento:

- **Portata liquida al picco.** I valori di output non hanno mai ecceduto il range  $[-8; 8]$  % per il bacino del Gaiana, e  $[-5; 4]$  % per il bacino del Sillaro, ad indicare una minore sensibilità della risposta del modello alla maggiore scala spaziale del secondo bacino. Si nota inoltre come la sensibilità del modello nei confronti del valore di portata sia risultata differente a seconda della magnitudine dell'evento di pioggia utilizzato, con la tendenza a diminuire con l'aumentare del valore del tempo di ritorno.
- **Portata solida al picco.** La portata solida è variata nel range  $[-8; 9]$  % per il bacino del Gaiana e  $[-7; 6]$  % per il Sillaro. Anche in questo caso si osserva un trend di diminuzione della sensitività all'aumentare del tempo di ritorno, anche se in maniera meno accentuata che non per la portata liquida.
- **Volume liquido.** L'output si è in questo caso attestato nel range  $[-8; 9]$  % per il torrente Gaiana e  $[-5; 4]$  % per il Sillaro, e ha mostrato la tendenza a ridurre l'intervallo di variazione all'aumentare del tempo di ritorno dell'evento di pioggia in input.
- **Volume solido.** Il volume solido ha subito escursioni all'interno dell'intervallo  $[-6; 8]$  % per il torrente Gaiana e  $[-5; 5]$  % per il Sillaro, con una modesta tendenza alla diminuzione con l'aumentare del tempo di ritorno degli eventi in gioco.

## 5.2 Calibrazione

La totalità degli eventi afflussi-deflussi disponibili per entrambi i bacini studiati è stata vagliata al fine di scegliere eventi idonei alla simulazione. Se

da un lato molte delle piene osservate presentavano errori di misura e periodi di assenza di dati, legati al malfunzionamento degli strumenti, dall'altro il numero degli eventi completamente privi di imperfezioni evidenti non era sufficientemente elevato a condurre uno studio consistente. Si è quindi ritenuto di selezionare eventi in cui potessero anche essere presenti problematiche di misurazione del dato, purché non di entità tale da impedire la comprensione della forma dell'idrogramma e del sedimentogramma, cercando così di sfruttare al meglio tutte le informazioni disponibili nell'ambito del presente studio. In alcuni casi il requisito minimo di chiarezza è stato forzato (per esempio si veda le figg. C.3, H.6, H.7, E.1, G.3 e H.10), accettando la calibrazione, o la validazione, di eventi con consistente mancanza di informazione. Talvolta è addirittura stato necessario accettare in calibrazione eventi con scarsa o assente presenza di campioni di sedimenti, da una parte per garantire un adeguato numero di piene per la calibrazione e dall'altra per lasciare un numero sufficiente di buoni eventi per la fase di validazione.

### 5.2.1 Sillaro

Il database degli eventi del torrente Sillaro copre un periodo temporale di 10 anni e di conseguenza comprende numerosi eventi di piena. Purtroppo gli ultimi anni sono stati caratterizzati da numerosi periodi di malfunzionamento della strumentazione di monitoraggio, il che ha di fatto limitato il numero di eventi adatti alla modellazione con Kineros2. In particolare sono stati utilizzati 38 eventi, di cui 20 sono stati ritenuti idonei alla calibrazione: 14 per il periodo invernale e 6 per il periodo estivo.

In tabella A.1 sono riassunti i valori dei moltiplicatori utilizzati per calibrare i 20 eventi sopra citati. Dalla sua lettura si può notare che il processo di calibrazione ha riguardato solo i valori dell'indice di saturazione iniziale del bacino,  $S_i$ , del coefficiente di Manning,  $N$ , della conducibilità idraulica satura,  $K_s$ , e della tensione capillare,  $G$ . In un solo caso è stato necessario calibrare anche il valore del parametro  $CV$ , definito in Kineros2 per descrivere la variazione spaziale *casuale* della permeabilità del suolo.

Il valore di  $S_i$  di ogni evento è stato inizialmente battezzato sulla base del numero di giorni trascorsi dalla pioggia precedente l'evento e sulla base della quantità d'acqua caduta. Tale valore di primo tentativo è stato poi, di volta in volta, variato in modo da permettere al modello di riprodurre al meglio il volume di piena: in effetti si è preferenzialmente cercato di calibrare il volume dell'evento agendo sui parametri che regolano le perdite per infiltrazione,  $K_s$  e  $G$ . Purtroppo spesso non è stato possibile spiegare il volume osservato seguendo questa metodologia; in questi casi si è allora supposto che il valore di  $S_i$  di primo tentativo potesse non essere corretto, fatto molto plausibile

per la mancanza di osservazioni relative alla saturazione iniziale del bacino. Anche in luce dei risultati dell'analisi di validazione, che hanno mostrato come il modello sia discretamente sensibile alla variazione dei valori di  $S_i$ , si è deciso che valesse la pena di variarne la grandezza in modo da favorire la calibrazione dell'evento in questione.

Come si può notare dalla tabella A.1 il modello del bacino, parametrizzato con i dati citati nella sezione 4.4.2, tendeva a infiltrare un volume d'acqua eccessivo per spiegare quanto osservato in chiusura di bacino, per cui, tranne che nel caso dell'evento del 5 agosto 2000, è stato necessario diminuire il valore di  $K_s$  al fine di rendere più lento il processo di infiltrazione, e in definitiva maggiormente impermeabile il suolo.

Il valore del parametro  $G$  è stato variato soprattutto nel caso di eventi con più di un picco di portata (sezione 4.6.2), ma occasionalmente è stato utilizzato per calibrare il volume della simulazione ove il variare di  $K_s$  e  $S_i$  non fosse sufficiente a raggiungere l'obiettivo. Nell'unico caso dell'evento del 20 aprile 1997 a questo scopo è stato necessario variare anche il valore di  $CV$ , che permette di aumentare o diminuire l'infiltrazione nel bacino.

Riguardo alle caratteristiche del ruscellamento, il modello non calibrato ha genericamente simulato eventi con tempistiche non lontane da quelle osservate, indizio di una buona rappresentazione delle dinamiche del deflusso superficiale. Ad ogni modo per ottenere simulazioni di buona performance è stato necessario calibrare il coefficiente di Manning dei canali e dei versanti del bacino, sia per simulare al meglio il tempo di picco che per cercare di riprodurre gli andamenti dei rami di concentrazione e di esaurimento. Nel dettaglio, nella maggior parte dei casi si è dovuto aumentare la scabrezza dei versanti, al fine di *spanciare* la forma dell'idrogramma e modellare al meglio il ramo di esaurimento, mentre non si è notato un trend particolare a riguardo della scabrezza degli alvei, in quanto di volta in volta la si è dovuta aumentare o diminuire per riprodurre il tempo di picco.

Durante il processo automatizzato di discretizzazione e parametrizzazione, il bacino del Sillaro è stato suddiviso in 97 versanti e 42 canali. Ad ognuno di questi elementi è stato attribuito un set di parametri in dipendenza della propria ubicazione nel bacino e del tipo di copertura e suoli presenti. In tabella A.2 è riportata, su base di evento, una sintesi dei valori dei parametri calibrati. Non potendo per motivi di spazio riportare la parametrizzazione di ogni versante o canale del bacino, si è deciso di mostrare la media di ogni singolo parametro che ad ogni evento è stato possibile ottenere. In aggiunta, viene indicato il valore della deviazione standard dalla media, per sottolineare quanto ampia sia stata l'escursione del parametro tra gli elementi del bacino.

Nel complesso la calibrazione degli eventi del Sillaro ha portato buoni

		DV	PEP	MAE	CD	NSE	GG
Q	media	-16.05	-2.62	1.80	0.90	0.84	1227
	massimo	19.14	3.23	4.46	1.12	0.97	6715
	minimo	-30.14	-31.52	0.67	0.76	0.49	80
-----							
Q <sub>s</sub>	media	—	-4.33	93.67	1.23	-0.26	302832
	massimo	—	3.90	275.28	5.03	0.76	1941392
	minimo	—	-47.65	4.74	0.27	-3.08	412

Tabella 5.2: Sintesi dei risultati di calibrazione per i parametri di efficienza del Sillaro; “Q” = idrogramma, “Q<sub>s</sub>” = sedimentogramma, “—” = non calcolato.

risultati. In tabella A.3 sono riportati i valori dei parametri di efficienza calcolati per ogni simulazione condotta in fase di calibrazione, mentre in tabella 5.2 è riportata una sintesi in cui si mostrano i valori medi dei parametri, oltreché i valori massimi e minimi.

In termini medi è stato possibile ottenere valori di CD e NSE pari rispettivamente a 0.90 e 0.84, il che costituisce un ottimo risultato, soprattutto se confrontato con esempi presenti in letteratura (Ziegler *e altri*, 2001; Loague e Green, 1991; Benaman *e altri*, 2005). Analizzando il comportamento di NSE, il cui valore non può superare l’unità, si nota come nel calibrare la portata liquida sia stato possibile raggiungere il valore di 0.97 per l’evento del 26 dicembre 2000, mentre il peggior risultato si è ottenuto con l’evento del 17 dicembre 1997, con un NSE pari a 0.49. Non altrettanto buoni sono i risultati ottenuti nella calibrazione della portata solida, almeno stando al giudizio degli indicatori di performance. La tabella 5.2 mostra infatti che il valore medio di NSE è stato addirittura negativo; in realtà la maggior parte degli eventi simulati ha restituito valori positivi, con valori massimi pari anche a 0.76 (4 dicembre 1998), ma gli eventi mal simulati, per cui NSE diventa inferiore a zero, risultano avere efficienza così bassa da *spostare* la media sotto lo zero. Al contempo il giudizio delle simulazioni dato dal parametro CD non è così negativo, con un valore medio di 1.23. Si dovrebbe anche considerare che CD e NSE indicano l’adattamento globale ai dati osservati, mentre ad esempio PEP indica la percentuale di errore nel riprodurre il valore al colmo. Si può allora notare che anche nel momento in cui NSE risulta in media avere un valore negativo, il modello è riuscito in media a riprodurre il valore di picco sottostimandolo meno del 5%, il che porta a concludere che se anche il sedimentogramma non è stato descritto in modo adeguato, almeno l’ordine



di grandezza del fenomeno è stato riprodotto.

Del resto si deve anche tenere conto del fatto che i parametri di efficienza riguardo al sedimentogramma sono calcolati su pochi campioni, in generale non sufficienti a descrivere la forma del sedimentogramma stesso; il calcolo dei parametri risente ovviamente di questa condizione e la loro capacità di giudicare la bontà della simulazione può quindi essere messa in dubbio.

Di seguito si descrive nel dettaglio una selezione di eventi significativi.

### **Evento del 20 aprile 1997, fig. C.1**

L'evento qui descritto è abbastanza complesso, essendosi sviluppato nell'arco temporale di circa 3 giorni ed essendo composto da 3 picchi principali di portata, in conseguenza di una lunga ed ininterrotta precipitazione caratterizzata da 3 scrosci di pioggia. Kineros2, nel complesso, riesce bene nel simulare la piena; nonostante i tempi di picco non siano ben rappresentati per due dei tre colmi, soprattutto il primo, si deve riconoscere che la dinamica globale è stata colta. I valori di portata al colmo sono del resto ben riprodotti; forse il volume totale è la caratteristica peggio simulata, essendo esso sottostimato di circa il 20%. Ma, a parte questo, si registra un ottimo  $CD = 1.02$  e un  $NSE = 0.74$ .

La portata solida è a sua volta ben simulata dal modello, che riesce nell'obiettivo di riprodurre i tre picchi di trasporto, e nel farlo risulta in grado di coglierne la magnitudine e la dinamica, tratteggiando così un ottimo risultato ( $CD = 0.96$ ).

### **Evento del 4 maggio 1998, fig. C.2**

Il torrente Sillaro ha registrato un picco di piena abbastanza netto e ben definito, in conseguenza di una precipitazione con 3 scrosci principali. Se il primo ha contribuito a saturare il bacino, il secondo ha sicuramente generato il corpo della piena, mentre il terzo potrebbe essere responsabile del sostenuto ramo di esaurimento dell'evento. Il modello ottiene un buon risultato, in quanto riesce a simulare la piena in termini di valore di picco, di tempo di piena e di ramo di concentrazione; in effetti i parametri di performance principali segnano ottimi valori ( $CD = 0.99$ ,  $NSE = 0.91$ ). Tuttavia si deve osservare come il tempo di picco risulti posticipato di qualche ora e il colmo non si verifichi esattamente al termine del ramo di concentrazione, bensì si attesti dopo una breve stasi della portata, a significare che probabilmente non è stato veramente colto il funzionamento del processo di trasformazione degli afflussi in deflussi.

La simulazione della portata solida è in qualche modo soddisfacente a

sua volta, quantomeno nel suo riuscire a riprodurre propriamente il valore del massimo ( $PEP = 0.96\%$ ) e l'instaurarsi del ramo di concentrazione. Tuttavia si deve registrare come il picco di portata solida venga comunque ad attestarsi in ritardo rispetto all'osservato, e soprattutto il sedimentogramma misurato sembri essere molto più concentrato e rapido del simulato: in sostanza si è rappresentata una sovrastima dell'evento. Conseguentemente i parametri di efficienza bocchiano la performance del modello nel riprodurre il trasporto solido ( $CD = 0.43$ ,  $NSE = -1.45$ ).

### **Evento del 12 aprile 2002, fig. C.6**

Nel caso dell'evento di figura C.6 il modello dà una prova ambigua. L'idrogramma osservato è sicuramente molto complesso, essendo costituito da diverse risposte del bacino ai tanti scrosci di pioggia costituenti la precipitazione in input. Mediamente Kineros2 riesce a centrare l'evento, simulando un deflusso in cui il corpo di piena corrisponde a quello osservato, e infatti si ottiene un  $NSE = 0.9$  di tutto rispetto. Purtroppo quello che il modello non riesce a fare è rispettare il rapporto tra i picchi osservati. Così il massimo della portata simulata si manifesta in corrispondenza di alcuni picchi precedenti di diverse ore il vero picco. Tutto questo è in qualche modo indizio del fatto che il modello non sia riuscito a simulare correttamente i rapporti intercorsi durante l'evento tra i processi di infiltrazione, di saturazione progressiva e di formazione del deflusso superficiale.

All'analisi dei campioni di trasporto solido raccolti dal campionatore, sembra evidente che il sedimentogramma reale sia stato composto da almeno 3 picchi principali, dei quali il secondo è sicuramente stato il più importante. Il sedimentogramma simulato coglie in qualche modo la presenza dei tre picchi: oltre ai due principali, si scorge una significativa deviazione sul ramo di concentrazione. Tuttavia il primo picco è decisamente sottostimato, mentre, se gli altri due non lo sono in maniera tanto consistente, sono comunque poco aderenti agli osservati, sostanzialmente fondendosi l'uno nell'altro. Si potrebbe comunque arguire sul fatto che, di massima, il modello abbia saputo riprodurre l'ordine di grandezza dell'evento.

### **Evento del 22 novembre 1997, fig. D.1**

L'onda di piena conseguente allo scroscio di pioggia è stata molto ben riprodotta dal modello, tanto che si sono ottenuti ottimi valori dei principali parametri di efficienza ( $PEP = -0.93\%$ ,  $CD = 0.94$ ,  $NSE = 0.90$ ). In effetti, anche all'ispezione visiva del grafico di figura D.1, la forma dell'idrogramma risulta ottimamente approssimata, nonostante il ramo di concentrazione inizi

in posizione leggermente ritardata rispetto all'osservato e quello di esaurimento sia troppo veloce nel tornare alla portata di base dell'evento. In ragione di queste discrepanze tra dati misurati e simulazioni, il volume di piena risulta sottostimato di circa il 27%.

La simulazione del trasporto torbido è a sua volta soddisfacente, tanto da raggiungere un  $CD = 0.84$  e da sovrastimare il picco solo del 1.70%. Si nota, tuttavia, che nonostante la riproduzione della forma del sedimentogramma sia coerente con quello osservato, la tempistica dell'onda di piena è stata disattesa. Il massimo della portata solida anticipa il massimo della portata liquida, fenomeno questo ben osservato e documentato in letteratura (Morris e Fan, 1998; Evans e Davies, 1998). Kineros2 purtroppo non riesce a riprodurre questa caratteristica, non possedendo alcun controllo su processi quali l'esaurimento dell'apporto di sedimenti da parte dei versanti.

#### **Evento del 4 dicembre 1998, fig. D.5**

Kineros2 è in questo caso stato in grado di riprodurre molto bene l'idrogramma osservato ( $CD = 0.89$ ,  $NSE = 0.95$ ), aderendo in modo appropriato sia alla forma dell'idrogramma che al valore del picco di piena, sovrastimato appena del 0.28%. Come unico difetto si può osservare che il tempo di picco risulta leggermente anticipato rispetto all'osservato, e che i rami di concentrazione ed esaurimento non rispettano a pieno l'idrogramma. Tuttavia la simulazione è sicuramente più che soddisfacente.

Anche la previsione della portata solida risulta essere di buon livello, potendosi osservare in figura D.5 come l'essenza della piena sia stata colta dal modello, che ha potuto cogliere aspetti salienti come l'entità del picco ( $PEP = -0.40\%$ ), la tempistica dell'onda e la forma dell'idrogramma ( $CD = 1$ ,  $NSE = 0.76$ ). La simulazione del trasporto solido è comunque penalizzata dal fatto di avere sovrastimato il ramo di esaurimento del sedimentogramma, che in realtà ha mostrato di esaurirsi molto più velocemente.

#### **Evento del 15 novembre 1999, fig. D.8**

L'evento di pioggia che ha generato l'onda di piena è stato nel complesso molto consistente. Ha presentato due picchi principali e quindi, in coda, due ulteriori picchi di minore entità. Conseguentemente la portata mostra un'onda principale con due massimi (di cui il secondo maggiore del primo), dopodiché il ramo di esaurimento si prolunga fino al momento in cui l'alveo accoglie il deflusso provocato dalla coda dell'evento meteorico.

In occasione di un evento del genere, sicuramente non semplice, Kineros2 ha mostrato sia luci che ombre: da un lato ha dato buona prova, in

quanto la piena è stata essenzialmente ben riprodotta. Il volume della piena è stato ragionevolmente sottostimato (-20.76%), il ramo di concentrazione aderisce bene a quello osservato, il valore del colmo è stato sostanzialmente riprodotto ( $PEP = -0.81\%$ ) e infine l'idrogramma simulato mostra una risposta al primo dei due scrosci di pioggia registrati in coda all'evento meteorico. Tuttavia, a prescindere dalla fisiologica cattiva rappresentazione del ramo di esaurimento, si deve notare come il modello non riesca a cogliere la marcata separazione dei due picchi presenti nel corpo principale dell'onda, che nell'idrogramma simulato si fondono praticamente insieme: questo è probabilmente indice di una non corretta calibrazione del modello a riguardo delle scabrezze dei versanti o della rete drenante, e quindi delle velocità di ruscellamento e deflusso.

Anche analizzando la simulazione del trasporto solido risulta evidente che il modello non riesce a cogliere la complessità dell'evento, in quanto ad un sedimentogramma simulato piuttosto regolare e semplice, fa fronte un quadro, tratteggiato dai dati puntuali disponibili, molto più complesso e incerto, nel quale si evidenziano almeno due picchi di trasporto ed un tenore di concentrazione dei solidi sospesi piuttosto instabile nel corso dell'evento. In effetti la performance del modello a riguardo del trasporto solido fa registrare un  $CD = 0.35$  ed un  $NSE = -1.64$ , valori che evidenziano lo scarso risultato ottenuto.

### **Evento del 25 dicembre 2000, fig. D.10**

Non è stato possibile calibrare Kineros2 in modo che riuscisse a riprodurre l'evento in figura D.10. Il miglior risultato ottenuto, ben lontano dall'essere accettabile, ha appena consentito di sottostimare pesantemente il volume di piena, senza riuscire ad avvicinarsi sufficientemente al valore del colmo di piena. Si deve inoltre evidenziare come la forma dell'idrogramma simulato sia notevolmente lontana da quello osservato: il primo picco di portata è stato infatti solo accennato e l'onda principale viene ad essere composta da due massimi, mentre l'idrometro testimonia di un unico picco di portata.

Al contrario, il modulo di trasporto del modello ha sovrastimato il sedimentogramma senza nemmeno coglierne la forma, anche se ad onor del vero si deve sottolineare che forse il numero di campioni disponibili per l'evento non è strettamente sufficiente per desumere la vera forma dell'onda di trasporto torbido. Ad ogni modo sembra sicuro che il modello non sia riuscito a cogliere il primo picco di sedimenti.

### **Evento del 26 dicembre 2000, fig. D.11**

L'evento in questione è forse uno dei meglio simulati da parte del modello: a parte gli ottimi valori di  $CD$  e  $NSE$  (0.94 e 0.97 rispettivamente), tutti i parametri di performance hanno riscosso risultati di primo piano (tab. A.3). Si tratta di un evento abbastanza semplice, con un'onda di piena principale e, praticamente sul finire del ramo di esaurimento, con una piccola onda secondaria generata da uno scroscio di pioggia in coda all'evento piovoso. L'ispezione visiva della simulazione (fig. D.11) mostra come l'idrogramma simulato sia praticamente sovrapposto a quello osservato, stranamente anche sul ramo di esaurimento, usualmente sottostimato per carenze "strutturali" del modello. Probabilmente in questo caso si ottiene un tale risultato grazie all'effetto del persistere della pioggia subito dopo lo scroscio principale, il che deve aver portato il modello a sostenere l'esaurimento del primo scroscio con il sopraggiungere del deflusso del secondo. Purtroppo il modello non riesce a riprodurre propriamente il picco di piena secondario, anche se in sua corrispondenza è possibile riconoscere un debole pronunciamento nel ramo di esaurimento simulato.

Meno esaltante, seppur sempre buona, è la simulazione del trasporto solido dell'evento. Complessivamente il modello riesce a cogliere la magnitudine dell'evento e a testimonianza di questo si possono citare i valori dei parametri  $CD$  (0.97) e  $NSE$  (0.76). Si deve tuttavia sottolineare come il ramo di esaurimento simulato tenda ad annullarsi con un tasso troppo lento, portando a sovrastimare il trasporto globale della piena, e puntando l'attenzione al fatto che per simulare efficacemente questo, e molti altri, eventi di piena, il modello dovrebbe avere modo di tenere conto di fenomeni di esaurimento della disponibilità dei sedimenti, per cui la quantità di solidi sospesi nella corrente di deflusso possa non essere, necessariamente, direttamente proporzionale al valore della portata liquida.

### **Evento del 31 marzo 2001, fig. D.14**

Il bacino del torrente Sillaro sembra essersi progressivamente saturato grazie ai ripetuti scrosci di pioggia avveratisi all'inizio dell'evento meteorico, sino a rispondere allo scroscio principale con un'onda di piena di carattere torrentizio, con rami di concentrazione ed esaurimento molto veloci.

È stato possibile calibrare Kineros2 in modo che riproducesse la piena in modo molto realistico, tanto da ottenere ottimi parametri di performance:  $DV = -25.96\%$ ,  $PEP = -2.13\%$ ,  $CD = 0.91$ ,  $NSE = 0.94$ . Si può comunque notare come il modello fallisca nel cogliere la modalità di insorgenza del ramo di concentrazione: la simulazione vede la portata salire in modo molto brusco,

come se la capacità di infiltrazione del terreno fosse ancora tale da assorbire buona parte della pioggia, mentre dall'idrogramma misurato si può intuire che i vari scrosci di pioggia a precedere quello principale siano stati recepiti sempre meno dai versanti, in quanto la portata di base comincia ad alterarsi diverse ore prima del nascere del ramo di concentrazione.

La simulazione del trasporto solido dell'evento ha ottenuto, per contro, risultati meno soddisfacenti, con un *NSE* addirittura negativo e un *CD* inferiore a 0.5 (tab. A.3). In figura D.14 si può infatti notare che, nonostante l'entità dell'evento sia stata genericamente ben rappresentata, il sedimentogramma simulato è sostanzialmente sovrastimato e l'onda di piena viene ritardata dal modello, in quanto esso, basandosi solo sul valore della portata liquida, "vede" un trasporto torbido eccessivo.

### 5.2.2 Gaiana

Tra tutti gli eventi osservati nel periodo di monitoraggio del torrente Gaiana, solo 15 si sono rivelati adatti allo scopo della tesi; in particolare, 10 di questi sono stati riservati alla calibrazione del modello, 5 per il gruppo invernale e 5 per quello estivo.

A riguardo del torrente Gaiana si deve preliminarmente sottolineare come il fatto che l'unico pluviometro utile, situato in località Prugnolo (fig. 3.5(a)), si trovi fuori dal bacino, ponga in serio dubbio che l'input di precipitazione calcolabile sul bacino sia correttamente stimato. Riflessioni di questo tipo sono nate soprattutto nel constatare la difficoltà di Kineros2 nel riprodurre i tempi di picco delle piene del bacino, difficoltà generalmente non riscontrata per il torrente Sillaro. Tale difficoltà ha portato in molti casi a dover spingere di molto i parametri di calibrazione influenti sulla velocità di deflusso e di ruscellamento nel tentativo di riprodurre il tempo di picco, con l'effetto indesiderato di dover conseguentemente modificare notevolmente anche altri parametri, per compensare gli effetti secondari sull'infiltrazione, legati all'aumento o alla diminuzione dei tempi di ruscellamento: al variare della velocità di ruscellamento della lama d'acqua sui versanti, varia in modo inverso il tempo disponibile all'infiltrazione nel suolo. Ad una diminuzione delle velocità di ruscellamento, quindi, aumenta la quota d'acqua infiltrata al suolo, e viceversa. Si può invece notare, da eventi come quello di figura E.5, che nonostante i tempi di picco non siano ben riprodotti, Kineros2 sia in grado di riprodurre la forma dell'evento in modo adeguato, e che il rapporto temporale tra i due picchi costituenti l'evento sia ugualmente ben riprodotto, facendo supporre che il modulo di propagazione degli afflussi meteorici sulla superficie sia in realtà in grado di riprodurre adeguatamente il fenomeno del deflusso. Si potrebbe allora pensare che la difficoltà nel riprodurre i tempi di

picco da parte di Kineros2 possa essere molto influenzata dalla scarsa rappresentatività del pluviometro di Prugnolo, la cui distanza dal bacino del Gaiana potrebbe essere eccessiva per cogliere gli input di pioggia nel momento in cui questi si sviluppano sul bacino. Date le modeste dimensioni del bacino e il suo comportamento torrentizio, sarebbe opportuno disporre di pluviometri interni al bacino stesso.

Seguendo queste considerazioni, si è calibrato il modello del bacino seguendo due diverse linee operative. Da un lato si è proceduto a calibrare ponendo fiducia all'input meteorico, cercando quindi tramite la variazione dei valori dei parametri di riprodurre al meglio le piene. Dall'altro lato si è supposto che il tempo di pioggia non fosse correlato al tempo di piena, per cui si è proceduto a calibrare il modello senza curarsi di riprodurre il tempo di picco, ma altri aspetti come il valore al colmo, il volume e la forma dell'idrogramma, per poi calcolare i parametri di efficienza nel confronto tra l'evento osservato e l'evento simulato, traslato in modo che i tempi di picco coincidessero.

In tabella A.4 sono riportati i valori dei moltiplicatori applicati tramite il pacchetto AGWA ai valori dei parametri calcolati per ogni sottobacino, nei due schemi di calibrazione, denominati *schema A* e *schema B*. Si può notare come dei 10 eventi selezionati per la calibrazione, tutti siano stati modellati tranne quello del 28 aprile 2006, per il quale non è stato possibile raggiungere una calibrazione soddisfacente. Nel constatare che i parametri oggetto di calibrazione sono stati solamente i  $K_s$ ,  $G$  e  $N$ , si può evidenziare come nello *schema A* i moltiplicatori dei valori del coefficiente di Manning sono generalmente molto alti, specialmente riguardo ai canali, e che conseguentemente i valori di quelli relativi alla conducibilità satura del suolo sono abbastanza bassi. Al contrario, nello *schema B*, a moltiplicatori mediamente più contenuti sui parametri di scabrezza corrispondono parametri di infiltrazione più elevati.

Come già evidenziato nella sezione 4.4.2, il bacino del Gaiana è stato suddiviso dal pacchetto AGWA in 84 versanti e in 38 canali; il processo di parametrizzazione porta ad attribuire, ad ogni elemento, dei valori per i parametri usati dal modello; conseguentemente i moltiplicatori agiscono sui valori di ogni elemento. Per ragioni di sintesi, nelle tabella A.5 e A.6 sono sintetizzati, per evento, i valori medi dei parametri calibrati su ogni elemento del bacino, assieme alla corrispondente deviazione standard, al fine di mostrare quanto in generale i valori si siano scostati dal valore medio. Ad una prima analisi si nota che alcuni dei parametri adottati non mostrano variazioni evento dopo evento, se non nel passaggio tra periodo estivo e periodo invernale. Questo è dovuto al loro non essere stati oggetto di calibrazione. In particolare si deve notare che le medie del coefficiente di Manning per i

canali sono accompagnate da valori di deviazione standard nulli; in realtà si tratta di valori molto bassi e non nulli, ma non apprezzabili alla seconda cifra decimale. Ad ogni modo testimoniano una variazione molto bassa sull'intero bacino dei corrispettivi valori. D'altro canto la variabilità dei parametri legati al suolo dei versanti presenta valori di deviazione standard notevoli, in alcuni casi anche pari alla metà del valore della media, mettendo in luce come questi parametri abbiano avuto ampie escursioni tra i sottobacini. Questo è un aspetto critico nei riguardi delle capacità predittive del modello definito per il bacino, perché evidenzia come il comportamento osservato sia stato riprodotto in modo anche soddisfacente, ma probabilmente senza riuscire a quantificare in modo corretto e puntuale i processi idrologici coinvolti.

Il processo di calibrazione, che ha portato a definire i valori sintetizzati nelle tabelle A.5 e A.6, è stato globalmente soddisfacente, presentando aspetti notevoli sia di carattere positivo che negativo. All'analisi dei valori calcolati per i parametri di efficienza adottati, riportati in tabella A.7, risulta che nel complesso Kineros2 ha saputo fornire buoni risultati soprattutto nella calibrazione della portata liquida. In effetti, per entrambi gli schemi di calibrazione (*A* e *B*, sezione 4.6.3) gli indicatori CD, NSE e GG, che fra tutti maggiormente danno una indicazione della bontà globale della simulazione, hanno restituito valori più che discreti, fatto desumibile anche dalla tabella 5.3 che riporta le medie dei parametri ottenuti per ogni evento. Osservando entrambe le tabelle (A.7 e 5.3) ci si può inoltre rendere conto di come la calibrazione in *schema B* abbia generalmente prodotto migliori risultati. In dettaglio, la riproduzione della portata liquida in *schema B* ha fornito il valore medio di 0.79 per CD, con valore massimo di 0.92, il che è da considerarsi un ottimo risultato. Non si può dire la stessa cosa dei risultati riguardanti la simulazione della portata solida; nonostante i valori di CD siano generalmente buoni, tanto da risultare in un valore medio di 1.09 in *schema B*, i valori di NSE sono spesso scadenti, tanto da produrre valori medi negativi in entrambi gli schemi di calibrazione. Allo stesso modo, i valori dei parametri GG e MAE sono molto lontani dal valore di riferimento per una simulazione ideale. Il valore di PEP risulta invece relativamente buono, conseguenza del fatto che la calibrazione del modulo di erosione di Kineros2 consente di scalare l'entità dell'erosione stimata stirando il sedimentogramma, il che consente quasi sempre di poter riprodurre l'ordine di grandezza del valore al colmo.

Analizzando i risultati della performance del modello nel calibrare la portata solida si potrebbe quindi concludere che il modello non risulti sufficientemente solido e adatto al proprio intento. In realtà si deve tenere conto che la performance del modello è stata valutata calcolando i vari parametri solamente per gli istanti in cui erano disponibili campioni, il che significa che la performance è stata valutata su un numero limitato di punti. Questo



	DV		PEP		MAE	
	A	B	A	B	A	B
<b>Q</b>	9.33	-13.99	-1.46	1.08	0.39	0.27
<b>Q<sub>s</sub></b>	—	—	-3.28	-0.45	22.26	20.73

	CD		NSE		GG	
	A	B	A	B	A	B
<b>Q</b>	0.68	0.79	0.34	0.78	27.92	12.15
<b>Q<sub>s</sub></b>	0.98	1.09	-0.23	-0.20	9114	10054

Tabella 5.3: Sintesi dei risultati di calibrazione per i parametri di efficienza del Gaiana; “Q” = idrogramma, “Q<sub>s</sub>” = sedimentogramma, “—” = non calcolato.

ovviamente comporta un indebolimento del processo di valutazione, che non può allora basarsi solamente sul considerare i valori numerici dei parametri di efficienza. Si rende invece necessario affiancare l’ispezione visiva delle simulazioni dei singoli eventi, da cui è possibile constatare come di volta in volta siano stati raggiunti anche buoni risultati di calibrazione, soprattutto nel riguardo di quegli eventi in cui, per la scarsità di dati disponibili, non è banale ricostruire la forma dell’idrogramma.

Non si può invece facilmente notare una differenza tra i due schemi di calibrazione dal confronto dei valori dei parametri DV, PEP e MAE, i quali in effetti sono tra tutti quelli più facilmente ottimizzabili in fase di calibrazione. Il loro valore è fondamentalmente determinato dal tasso di infiltrazione di pioggia e ruscellamento nel suolo; il modulo di Kineros2 che gestisce l’infiltrazione permette di calibrare il valore della conducibilità idraulica satura del suolo, la tensione capillare, oltretutto un indice legato alla variabilità spaziale della conducibilità satura. In questo modo è possibile avere un notevole, e agevole, controllo sul volume di deflusso e sul valore della portata al colmo, per cui in entrambi gli schemi di calibrazione si sono solitamente ottenuti buoni valori almeno per DV e PEP.

Le maggiori differenze tra i due schemi di calibrazione, invece, sono dovute al fatto che la forma dell’idrogramma, o il suo sviluppo temporale, sono influenzati in modo contrastante dai parametri di calibrazione. Nello *schema A* si è voluto cercare di riprodurre al meglio il tempo di picco; questo, a seconda della presenza di ritardo o anticipo del picco rispetto all’osservato,

ha comportato l'uso di un modello con scabrezza molto bassa o alta, il che a sua volta ha significato dover gestire simulazioni con maggiore o minore infiltrazione, e quindi volume di piena. In sostanza, cercare di riprodurre il tempo di piena ha spesso significato dover calibrare utilizzando molti parametri. Al contrario, seguendo lo *schema B*, è stato spesso possibile ottenere un modello di massima soddisfazione sulla base della variazione della sola conducibilità idraulica satura,  $K_s$ .

Di seguito si descrive nel dettaglio una selezione di eventi significativi.

### **Evento del 10 aprile 2005, fig. E.1**

L'evento, generato da una pioggia persistente e non eccessivamente intensa, presenta due picchi di piena, il secondo dei quali originatosi a metà circa del ramo di esaurimento del primo. Si può osservare in figura G.5 come l'idrogramma relativo allo *schema A* sia anticipato rispetto all'osservato e come la forma dei rami di concentrazione ed esaurimento sia troppo addolcita, mentre l'idrogramma dello *schema B* risulti più pertinente ai dati, fatto evidenziato anche dal maggior valore del coefficiente *NSE* (tab. A.7). Entrambe le simulazioni si qualificano comunque come soddisfacenti.

L'osservazione del trasporto solido dell'evento è stata purtroppo lacunosa: il campionario si è riempito prima del termine della piena, permettendo così di avere una rappresentazione del solo ramo di concentrazione. Dai dati disponibili appare comunque che il modello sia riuscito, almeno nello *schema B*, a cogliere la magnitudine del fenomeno, e anche le forme dei rami di concentrazione sembrano essere notevolmente concordi, anche se evidentemente la simulazione del trasporto solido risulta essere leggermente tardiva.

### **Evento del 9 maggio 2006, fig. E.4**

L'evento ha caratteristiche decisamente torrentizie nella rapidità di concentrazione ed esaurimento, probabilmente favorite dallo scroscio di pioggia antecedente, compatto ed intenso. Si può notare come entrambi gli schemi di validazione abbiano prodotto buone simulazioni, visto che il picco di piena è comunque stato sottostimato di 2.05% in *schema A* e sovrastimato di solo 0.6% in *schema B*. I parametri di performance in tabella A.7 sono ovviamente penalizzanti per lo *schema A*, essendo la relativa simulazione notevolmente anticipata rispetto a quanto osservato dall'idrometro, ma non si fatica comunque nel riconoscere che la forma dell'idrogramma sia stata ben delineata. Lo *schema B*, ad ogni modo, sembra essere stato maggiormente in grado di cogliere la rapidità di concentrazione ed esaurimento dell'evento.

Il sedimentogramma dell'evento è succintamente abbozzato dai 6 campioni disponibili. Si può affermare che, nonostante entrambi gli schemi abbiano permesso di cogliere il valore del picco, la calibrazione in *schema B* sia migliore nel riprodurre l'acclività dei due rami della piena. Il conseguente valore del coefficiente *NSE* si attesta pari a 0.61, ovvero più che soddisfacente, considerato il contesto globale delle simulazioni condotte.

### **Evento del 30 maggio 2006, fig. E.5**

L'evento, generato da due scrosci di pioggia separati, è stato ben modellato in entrambi gli schemi di calibrazione, ma il confronto tra i due porta a riconoscere come una calibrazione libera dal vincolo di dover rispettare il tempo di picco abbia portato, nel caso del torrente Gaiana e almeno per l'evento in questione, a poter riprodurre la dinamica della piena in modo molto realistico. In particolare si deve notare come il tempo intercorso tra i due picchi di piena sia stato aderentemente riprodotto dal modello: questo fa supporre che esso riesca a descrivere opportunamente i processi fisici coinvolti, e avvalorare l'ipotesi che il fatto di non riuscire a riprodurre correttamente il momento di insorgenza della piena sia maggiormente legato alla lontananza del pluviometro utilizzato piuttosto che ad una mancanza del modello o ad una cattiva parametrizzazione del bacino. Il coefficiente *NSE* dell'evento risulta pari a 0.84, il che pone la simulazione in ottima luce.

Analogamente, mentre lo *schema A* produce un sedimentogramma ben diverso da quello osservato, con un picco secondario quasi scomparso e assorbito nel ramo di esaurimento del primo, lo *schema B* ha permesso di ottenere un  $NSE = 0.74$ , testimone della capacità del modello di poter riprodurre l'evento in modo soddisfacente. In particolare entrambi i picchi di portata solida sono stati ben simulati, e plausibilmente lo sono stati anche i tempi di picco, non esplicitamente noti in quanto non si può essere certi di avere effettivamente osservato i valori di picco tramite il campionatore.

### **Evento del 9 dicembre 2005, fig. F.2**

In questo caso entrambi gli schemi di calibrazione hanno portato a buone simulazioni; tuttavia, pur nell'essere tra loro molto simili, dall'analisi dei coefficienti di performance (tab. A.7) si può affermare che lo *schema B* abbia performato leggermente meglio. Soprattutto sembra aver permesso di cogliere l'effettiva rapidità di concentrazione e di esaurimento dei due rami.

Non così chiaro può essere il giudizio a riguardo della simulazione del trasporto torbido. Anzitutto non è del tutto semplice intuire quale sia l'andamento del sedimentogramma, ma sembra potersi riconoscere la presenza di

un'onda di piena principale, con due picchi, preceduta probabilmente da un evento minore. Nessuno dei due schemi riesce a cogliere la presenza dei due picchi nel corpo principale della piena, ma si deve sottolineare come il primo dei due picchi potrebbe anche essersi prodotto a seguito di eventi particolari (come frane spondali in alveo) non considerati dal modello. La dinamica dell'evento, tuttavia, sembra essere meglio descritta dallo *schema B*, in quanto lo *schema A* produce un sedimentogramma troppo "spanciato" per aderire bene alla forma prospettata dai campioni raccolti. Tuttavia è interessante notare la presenza, nella simulazione dello *schema A*, di una piccola onda di piena a precedere quella principale, che potrebbe avere un riscontro in quanto effettivamente osservato in alveo.

### **Evento del 10 marzo 2006, fig. F.5**

Si tratta di un ulteriore evento di carattere torrentizio, in cui la portata di base, stabile fino al sopraggiungere del deflusso di pioggia, cresce rapidamente per poi decrescere altrettanto rapidamente. Il modello riesce a descrivere molto bene la dinamica dell'evento quando è calibrato secondo lo *schema B*, sovrastimando il picco di appena il 2.23%. L'unico neo della simulazione sta nella cattiva riproduzione del ramo di esaurimento, peraltro dovuta all'impossibilità da parte di Kineros2 di modellare il deflusso subsuperficiale. Non così invece la calibrazione in *schema A*, che produce un idrogramma molto più lasso, sovrastimando il volume di piena e anticipando, seppur di poco, il tempo di picco.

Le stesse considerazioni fatte per la portata liquida si applicano, del tutto analogamente, all'idrogramma della portata torbida. Il sedimentogramma simulato in *schema B* presenta la stessa forma appuntita dell'osservato e sottostima di poco il picco misurato (-2.36%). Nonostante questo il modello non riesce a riprodurre il tempo di piena in modo corretto.

## **5.3 Validazione**

Gli eventi disponibili per entrambi i bacini sono stati analizzati singolarmente al fine di selezionare quelli idonei al processo di validazione. Si è cercato per quanto possibile di selezionare eventi con caratteristiche diverse, da un lato in termini di importanza e di tempo di ritorno, e dall'altro in termini di forma dell'idrogramma, facendo in modo di includere sia eventi con un unico picco di piena che eventi di piena con più di un picco. La difficoltà maggiore, nella selezione degli eventi, è stata quella di scontrarsi con un discreto numero di osservazioni incomplete o imperfette, il che ha portato a dover accogliere

eventi non del tutto chiari nel descrivere la forma dell'idrogramma e, soprattutto, del sedimentogramma. In alcuni casi è stato necessario accontentarsi di eventi senza disponibilità di campioni di torbida.

### 5.3.1 Sillaro

Il modello del bacino del Sillaro è stato validato su 18 eventi di piena, di cui 5 estivi e 13 invernali e ognuno dei relativi grafici è riportato nelle appendici G e H. In tabella A.8 sono riportati i valori dei moltiplicatori che, a seconda della strategia di validazione (sez. 4.6.3), sono stati utilizzati per le validazioni. Si può osservare che effettivamente i moltiplicatori calcolati secondo lo *schema 2*, sono talvolta diversi da quelli calcolati utilizzando tutti gli eventi disponibili; il valore di  $G$  per gli eventi invernali, ad esempio, è diminuito del 40%, a testimonianza dell'ovvio fatto che la presenza di pochi eventi su cui calcolare le medie dei parametri di calibrazione espone al rischio di ottenere valori poco consistenti e stabili.

La distinzione degli eventi sulla base della presenza di picchi singoli o multipli, invece, ha portato ad una notevole variazione dei vari moltiplicatori, e conseguentemente dei parametri di calibrazione. Il moltiplicatore del coefficiente di Manning per i canali, ad esempio, a fronte di un valore medio di 1.05 calcolato su tutti gli eventi, diventa 0.43 per gli eventi estivi con un unico picco di portata e 1.67 per quelli con picchi multipli. Questo indica come il comportamento del bacino, per quanto descritto dal modello, possa essere in media notevolmente diverso dalle singole manifestazioni dei processi idrologici, e disporre di adeguati set di parametrizzazione, con cui affrontare diversi "stati" del bacino, potrebbe quindi essere auspicabile, a patto di essere in grado di definire quale sia un set di parametrizzazione "adeguato".

Qualcosa di interessante si può notare osservando i valori di  $K_s$ . Lo schema di validazione sembra presupporre che, indipendentemente dalla stagione, gli eventi con un unico picco di piena siano caratterizzati da una conducibilità satura maggiore di quegli eventi con picchi multipli. Questo risultato sembra essere consistente con il fatto che in eventi con picchi multipli, generati da scrosci successivi di pioggia, la progressiva saturazione del suolo porta ad un rallentamento dell'infiltrazione della pioggia e ad un aumento dell'acqua di ruscellamento, con conseguente aumento dei coefficienti di deflusso (a scala di evento). Si può affermare che il modello sembra descrivere in modo adeguato il processo fisico, almeno in termini qualitativi.

L'uso dei moltiplicatori riportati in tabella A.8 ha comportato l'assegnazione dei valori dei parametri statisticamente sintetizzati in tabella A.9. Al di là dei valori dei parametri assegnati, è interessante osservare il giudizio dato dagli indicatori di performance riguardo alle simulazioni di validazio-

		<b>DV</b>	<b>PEP</b>	<b>MAE</b>	<b>CD</b>	<b>NSE</b>	<b>GG</b>
<i>schema 1</i>							
Q	media	20.62	15.04	3.62	0.77	-1.2	7159
	massimo	537.98	191.83	384.17	1.19	0.93	15119328
	minimo	-48.88	-35.36	0.99	0.04	-21.06	340
-----							
Q <sub>s</sub>	media	—	269.35	198.94	0.47	-57.95	1800754
	massimo	—	1246.35	533.62	3.01	0.55	15119328
	minimo	—	-46.14	12.81	0.00	-571.45	2376
<i>schema 2</i>							
Q	media	36.84	22.84	3.82	0.75	-2.48	7471
	massimo	769.13	277.85	412.63	1.1	0.93	17946000
	minimo	-39.00	-23.11	0.94	0.02	-40.53	245
-----							
Q <sub>s</sub>	media	—	213.08	163.33	1.04	-107.63	1726788
	massimo	—	1174.29	792.07	3.82	0.92	17946000
	minimo	—	-78.79	3.12	0.00	-1215.08	69
<i>schema 3</i>							
Q	media	23.59	21.79	3.50	0.74	-1.41	6598
	massimo	526.25	224.93	284.05	2.20	0.93	9477901
	minimo	-40.67	-24.92	0.97	0.03	-22.41	318
-----							
Q <sub>s</sub>	media	—	304.02	198.59	0.96	-82.73	1422986
	massimo	—	1572.94	658.84	3.86	0.73	9477901
	minimo	—	-85.62	12.99	0.00	-830.31	3697

Tabella 5.4: Sintesi dei risultati di validazione per i parametri di efficienza del Sillaro; “Q” = idrogramma, “Q<sub>s</sub>” = sedimentogramma, “—” = non calcolato.

ne. In tabella 5.4 sono riassunti i risultati ottenuti, peraltro riportati più dettagliatamente in appendice A nelle tabelle A.10, A.11 e A.12. Stando ai parametri di performance, nel complesso, la validazione non ha raggiunto livelli estremamente soddisfacenti; il volume di piena, per esempio, è mediamente sovrastimato nell'ordine di circa il 20% ~ 30%, ma con picchi di sovrastima superiori al 500%, ovviamente ad indicare episodi in cui il modello si è notevolmente scostato dalla realtà osservata. Se anche i valori dei picchi di portata liquida sono stati mediamente sovrastimati del 15% ~ 20%, il che potrebbe costituire un risultato discreto, il picco di trasporto solido è stato mediamente sovrastimato oltre il 200%. Questo risultato è ovviamente influenzato da episodi in cui il picco è stato notevolmente sovrastimato, come nel caso dell'evento del 9 aprile 2004 (A.10).

Di seguito si descrive nel dettaglio una selezione di eventi significativi.

### **Evento del 14 settembre 1997, fig. G.1**

L'evento sarebbe di per sé semplice, con un unico picco di portata conseguente ad un impulso di pioggia ben definito. Tuttavia il modello non riesce a riprodurlo, da un lato sovrastimando la piena, e dall'altro producendo una risposta con due picchi di piena, il primo dei quali in conseguenza di uno scroscio di pioggia iniziale e minore, al quale il bacino non aveva risposto, probabilmente in ragione delle proprie condizioni iniziali. I dati relativi al trasporto solido sono esigui per l'evento in questione, con solo due campioni a descrivere il sedimentogramma. Tuttavia pare potersi affermare che l'output del modello sembra essere nuovamente sovrastimato in confronto alle informazioni addotte dai due campioni.

Coerentemente, la performance risulta particolarmente scarsa.

### **Evento del 07 maggio 2001, fig. G.2**

La simulazione dei deflussi liquidi dell'evento è buona, come si può osservare in figura G.2 e dedurre dai parametri di performance ( $CD = 0.8 \sim 0.9$ ,  $NSE = 0.7 \sim 0.9$ ). La validazione condotta con i parametri dello *schema 3* sottostima il valore di picco solo del 1.4% e il volume del 5.7%, e riesce anche a cogliere il picco secondario che anticipa quello principale, conseguenza dello scroscio di pioggia che anticipa quello maggiore.

La validazione riguardante la componente solida dell'evento purtroppo è risultata molto meno performante, essendo l'output di simulazione considerevolmente sovrastimato e anche sfasato dal punto di vista temporale.

### **Evento del 09 aprile 2004, fig. G.3**

L'evento è lacunoso, e conseguentemente i parametri di performance riportano valori insoddisfacenti. Ad ogni modo il solo confronto visivo tra dati osservati e simulazioni permette di constatare che il comportamento del modello potrebbe essere coerente con il plausibile andamento, non osservato, della portata. Il ramo di concentrazione simulato sembra iniziare, infatti, in modo coerente con il breve tratto osservato, così come il ramo di esaurimento.

Analoghe considerazioni possono essere avanzate per quanto riguarda la portata torbida: la dinamica dell'evento potrebbe essere stata ben rappresentata dal modello. L'ordine di grandezza è intuibilmente eccessivo rispetto all'osservato, ma probabilmente in modo non esasperato come in altre simulazioni.

### **Evento del 10 aprile 2005, fig. G.5**

L'evento di piena è tra i maggiori osservati sul torrente Sillaro, e si presenta come abbastanza complesso, soprattutto nel succedersi di diversi picchi di portata. In questo caso Kineros2 sembra produrre un output adeguato: la tempistica dell'evento è riprodotta molto bene e il valore della portata, nonostante i picchi non siano riprodotti del tutto fedelmente, è ben simulato. In effetti il valore di  $CD$  si attesta sul massimo ammesso dal parametro, mentre  $NSE$  assume il discreto valore di 0.7.

La simulazione della portata solida è a sua volta soddisfacente; il sedimentogramma simulato presenta tre picchi, così come quello osservato, e il modello riesce anche a rappresentarne la tempistica. Tutti e tre gli schemi di validazione non riescono a riprodurre fedelmente il valore del picco dei sedimenti, ma non di meno riescono a coglierne l'ordine di grandezza, il che, alla luce della globalità dei risultati ottenuti, sembra essere un ottimo risultato per il modello. I parametri di efficienza, in effetti, seppur non elevati hanno comunque valori non disastrosi.

### **Evento del 30 novembre 1997, fig. H.1**

Il modello sembra riprodurre in modo soddisfacente l'evento osservato: i parametri di performance sono infatti incoraggianti ( $CD = 0.7 \sim 0.9$ ,  $NSE = 0.8 \sim 0.9$ ) e anche all'ispezione grafica il modello risulta cogliere il corpo principale della piena, nonostante poi la portata di base non riesca a salire quanto quella osservata e il picco di piena sia sovrastimato tra il 5 e il 16%.

Per quanto riguarda la portata solida, purtroppo il campionatore non è riuscito a coprire la piena nella sua interezza, per cui si può solo intuire la forma del sedimentogramma fino a metà del ramo di concentrazione. Tuttavia si



può osservare come la portata torbida simulata sembri aderire positivamente ai pochi dati raccolti.

### **Evento del 21 dicembre 1998, fig. H.3**

Il corpo di piena è molto ben simulato da Kineros2, e infatti il volume simulato differisce da quello osservato di pochi punti percentuali ( $DV = -5.4 \sim 1.8\%$ ). Lo stesso picco di piena è ben riprodotto in termini di magnitudine, mentre il tempo di picco risulta sbagliato di poche ore. Complessivamente l'evento è ben simulato, con un  $CD = 0.8 \sim 0.9$  e un  $NSE = 0.9$ .

La portata solida purtroppo è stata ancora una volta mal osservata dal campionario, che si è riempito mentre il sedimentogramma si attestava sul ramo di concentrazione. Questo impedisce di esprimere un giudizio compiuto sulla performance del modello, non potendo confrontare la simulazione con il massimo della portata solida o con la vera forma del sedimentogramma; tuttavia la forma del ramo di concentrazione, per quanto osservabile, sembra essere stata colta dal modello in modo corretto, tranne che nell'ambito dello *schema 2*.

### **Evento del 6 novembre 2000, fig. H.5**

L'evento di piena si contraddistingue per il marcato comportamento torrentizio, ovvero per il ramo di concentrazione estremamente ripido e per la "veloce" curva di esaurimento. Il modello riesce a cogliere questa caratteristica, e soprattutto produce simulazioni che ricalcano in modo soddisfacente la magnitudine dell'evento: la validazione in *schema 2* sottostima la portata massima di solo il 3.7%. Purtroppo le simulazioni non colgono il picco secondario che anticipa quello principale.

La simulazione della portata solida, diversamente rispetto alle molte altre simulazioni condotte, risulta sottostimare l'evento osservato. Tuttavia la dinamica dell'evento è abbastanza ben replicata: il ramo di concentrazione simulato inizia proprio in concomitanza con quello osservato. Tuttavia il sedimentogramma osservato sembra essere molto più "rapido" di quello prodotto dal modello.

### **Evento del 21 febbraio 2002, fig. H.8**

L'evento di piena, stando agli indicatori di performance ( $CD = 0.9$ ,  $NSE = 0.9$ ), è stato riprodotto in maniera quasi ottimale nei suoi aspetti salienti. La portata massima è stata praticamente rispettata, il volume è stato sottostimato solo di circa il 20% e la forma dell'idrogramma è stata molto ben

approssimata. Tuttavia il tempo di picco risulta essere anticipato di circa un'ora rispetto all'osservato.

Dal punto di vista del trasporto solido, l'evento non è stato riprodotto altrettanto bene. Se la simulazione in *schema 2* sottostima il picco, le altre due simulazioni lo sovrastimano di almeno il 50%. Almeno la tempistica del trasporto solido sembra però non essere stata mancata, visto che i due rami di concentrazione, osservato e simulato, cominciano ad alzarsi contestualmente.

### **Evento del 29 dicembre 2003, fig. H.12**

L'evento vede due picchi di piena praticamente tra loro indipendenti, conseguenti a due scrosci di pioggia intervallati da un periodo di circa 12 ore senza precipitazioni. In effetti il primo corpo di piena vede il proprio ramo di esaurimento praticamente completato al momento dell'insorgere del secondo picco di portata. Le simulazioni del modello sono soddisfacenti nella misura in cui la forma dell'idrogramma, la sua dinamica e i tempi di picco sono ben riprodotti. Ciò nonostante l'evento è chiaramente sottostimato, sia nei confronti del primo picco che del secondo, del quale, nonostante la mancanza dei dati più rappresentativi, sembra potersi intendere che la piena verificatasi sia stata anche maggiore della prima, per potersi raccordare a ciò che si è registrato dei rami di concentrazione e di esaurimento.

La simulazione della portata solida, invece, risulta avere un esito discretamente positivo, tanto da confluire in un  $CD = 1.1$  per lo *schema 1* e in un  $NSE = 0.7$  per lo *schema 2*. In effetti il modello riesce a riprodurre i due picchi di trasporto torbido osservati, il secondo dei quali è molto ben riprodotto negli *schemi 1* e *2*, sia in termini di picco, che di volume che di tempistica. Il primo picco è sottostimato da tutti e tre gli schemi di validazione, ma si può comunque apprezzare il fatto che sia il tempo di picco che la dinamica dell'onda siano stati ben modellati.

### **Evento del 2 dicembre 2004, fig. H.13**

L'evento è costituito da due scrosci principali di pioggia, cui corrispondono due onde di piena ben distinte. Si può osservare in figura come Kineros2 riesca a descrivere in modo apprezzabile i due picchi; il primo è quantitativamente ben raffigurato, con il valore della portata al colmo non perfettamente riprodotto solo per pochi punti percentuali (sovrastimato di appena lo 0.2% in *schema 2*). Tuttavia il modello risponde alla prima precipitazione generando due picchi di piena, cosa non rilevata dall'idrometro, facendo supporre che i fenomeni generatori del deflusso non siano stati descritti correttamente. Il secondo colmo di piena, seppur mancante di parte dei dati relativi

al ramo di concentrazione e al picco, sembra essere stato riprodotto molto bene dal modello; ovviamente la sua sottostima, apprezzabile in figura H.13, è sostanzialmente dovuta al fatto che la mancanza nel modello di un modulo per descrivere il deflusso subsuperficiale provoca un decadimento del ramo di esaurimento eccessivo, non essendo questi sostenuto dal deflusso ipodermico. Conseguentemente la seconda onda di piena risulta “shiftata” verso il basso rispetto all’osservata, ma appare altrimenti ben aderente alla realtà. Ad ogni modo i coefficienti di performance danno un giudizio incerto della simulazione: mentre  $CD$  varia tra 0.7 e 0.8, dando un giudizio soddisfacente,  $NSE$  varia tra 0 e 0.3, valori propri di una cattiva simulazione.

Per quanto riguarda il trasporto solido, ancora una volta il modello riesce discretamente nel rappresentare la dinamica dell’evento, producendo due onde di portata solida ben corrispondenti a quelle osservate. Anche la magnitudine dell’evento è stata colta in modo soddisfacente, a parte che nello *schema 1*: lo *schema 3* ha sovrastimato il picco di circa il 25%, che nell’ambito dei risultati ottenuti nel presente lavoro si colloca in ottimo piano.

Si deve comunque notare che la prima onda di portata solida presenta un doppio picco, non verificatosi in realtà, ma che il modello produce in seguito al calcolo di un’onda di portata liquida con due picchi. Ciò a promemoria del fatto che il modulo di calcolo del trasporto solido si poggia in modo sostanziale sulla capacità erosiva della corrente di deflusso, producendo quindi tanto più trasporto quanto più elevata è la portata di liquida prevista dal modello.

### 5.3.2 Gaiana

Il modello del torrente Gaiana è stato validato su 5 eventi di deflusso, 1 estivo e 4 invernali; i relativi grafici sono riportati nelle appendici I e J. Purtroppo non è stato possibile selezionare ulteriori eventi, il che avrebbe sicuramente dato maggiore consistenza all’analisi svolta. Le tabelle A.13 e A.14 mostrano rispettivamente i moltiplicatori utilizzati, definiti sulla base della calibrazione, e i conseguenti valori medi dei parametri di calibrazione. Si può osservare che i moltiplicatori non sono praticamente variati nel considerare o meno anche i valori outliers; solamente il moltiplicatore del coefficiente di Manning per i canali (*schema A* e *B*) e quello del parametro  $G$  (*schema B*) hanno mostrato una variazione, usualmente modesta.

In tabella A.15 è possibile apprendere i valori dei parametri di efficienza calcolati sulle simulazioni di validazione per ogni evento, mentre in tabella 5.5 viene presentato un riassunto di tali risultati. Si può quindi osservare come al giudizio dei parametri il processo di validazione del modello del torrente Gaiana sia stato generalmente negativo; le simulazioni hanno usual-

mente sovrastimato il picco di piena per più del 100% e ottenuto valori dei parametri  $CD$  e  $NSE$  generalmente bassi. Solo gli eventi del 1 dicembre 2005 e del 24 febbraio 2006 mostrano valori accettabili dei parametri di efficienza, dipendentemente dallo schema di validazione, nella riproduzione della portata liquida, mentre molte più ombre si addensano a riguardo della previsione della portata solida, solitamente molto sovrastimata e spesso non corretta in termini di tempistica.

Si deve comunque sottolineare che gli eventi sfruttati per la validazione non erano del tutto integri, presentando spesso intervalli temporali in cui l'idrometro non è riuscito a misurare il dato (figg. J.1, J.2, J.3). In questi casi si è deciso di confrontare le simulazioni con eventi in cui la mancanza di dati è stata colmata tramite una interpolazione lineare, al fine di calcolare i parametri di efficienza, ma proprio in ragione di questo il giudizio della simulazione può forse essere guidato in maniera più opportuna dall'esame dei plot grafici degli eventi, dai quali si osserva come i dati misurati spesso non permettano di ricostruire appieno la forma dell'evento, e gli stessi parametri di efficienza potrebbero non essere estremamente rappresentativi.

Sembra comunque potersi affermare che il modello sia in maggiore difficoltà nel simulare la portata solida del bacino che non quella liquida, in quanto spesso il fenomeno riesce ad essere descritto solo in quanto all'ordine di grandezza, non certo in modo minuzioso. Si deve comunque notare come i risultati peggiori siano forniti dallo *schema A* senza esclusione degli outliers: nell'evento del 19 ottobre 2005 il picco di trasporto solido viene sovrastimato anche di circa il 9300%, il che mostra come, soprattutto in presenza di pochi eventi, il rischio di ottenere parametri di calibrazione errati, per la presenza di situazioni anomale, sia notevole.

Di seguito si descrive nel dettaglio una selezione di eventi significativi.

### **Evento del 18 settembre 2005, fig. I.1**

L'evento è sicuramente mal simulato per le componenti liquide e solide. In particolare si deve notare come il volume e il picco di piena siano molto sovrastimati in entrambi gli schemi di validazione. Oltretutto la forma dell'idrogramma stesso è notevolmente diversa. L'idrogramma simulato è in qualche modo coerente con il picco di pioggia in input al bacino, ma il pattern della portata osservata risulta molto diversa, con due picchi di portata praticamente della stessa entità.

La forma del sedimentogramma e l'entità del trasporto solido risentono molto dell'idrogramma; tuttavia si può osservare che dai campioni sembrerebbe potersi dedurre un sedimentogramma a due picchi, e la simulazione presenta un accenno di picco secondario sul ramo di esaurimento, anche se

		DV	PEP	MAE	CD	NSE	GG	
Schema A	<i>medie generali</i>							
	Q	media	13.67	164.86	1.12	0.52	-3.21	2070
		massimo	170.86	543.50	3.74	0.85	0.80	10136
		minimo	-35.49	-2.22	0.29	0.04	-17.84	13
	-----							
	Q <sub>s</sub>	media	—	2559.28	411.13	0.06	-4672.53	7475809
		massimo	—	9330.63	951.49	0.22	-5.94	16190228
		minimo	—	78.27	38.67	0.00	-21958.01	33024
	<i>medie senza outliers</i>							
	Q	media	42.65	164.23	1.36	0.38	-7.62	2283
		massimo	170.86	543.50	3.74	0.86	0.77	10136
		minimo	-18.99	-2.35	0.28	0.04	-19.14	13
-----								
Q <sub>s</sub>	media	—	403.72	232.61	0.31	-122.50	3156248	
	massimo	—	1250.77	951.49	1.08	-0.68	15297355	
	minimo	—	-40.66	23.67	0.00	-485.29	13986	
Schema B	<i>medie generali</i>							
	Q	media	21.11	177.10	1.50	0.41	-7.61	2597
		massimo	155.73	609.23	3.76	0.93	0.38	11647
		minimo	-40.22	-17.14	0.48	0.04	-20.64	41
	-----							
	Q <sub>s</sub>	media	—	806.06	328.15	0.16	-177.12	8172383
		massimo	—	2252.68	1410.07	0.42	-2.55	39748977
		minimo	—	-2.24	28.73	0.00	-549.14	16903
	<i>medie senza outliers</i>							
	Q	media	17.70	175.46	1.54	0.38	-7.54	2600
		massimo	155.73	609.23	3.76	0.78	0.24	11647
		minimo	-45.50	-17.67	0.49	0.04	-20.64	42
-----								
Q <sub>s</sub>	media	—	813.62	327.16	0.16	-169.99	8169130	
	massimo	—	2270.98	1410.07	0.42	-2.51	39748977	
	minimo	—	-0.37	28.67	0.00	-498.70	16702	

Tabella 5.5: Sintesi dei risultati di validazione per i parametri di efficienza del Gaiana; “Q” = idrogramma, “Q<sub>s</sub>” = sedimentogramma, “—” = non calcolato..

la proporzione tra i due picchi simulati non è assolutamente rispettosa di quella tra i dati osservati, che del resto sono anche troppo poco numerosi per dedurre altro che l'ordine di grandezza del trasporto solido dell'evento.

Non sorprende quindi che i valori dei parametri di efficienza siano pessimi, con valori del coefficiente di Nash e Sutcliffe negativi e di  $CD$  prossimi a zero.

### **Evento del 19 ottobre 2005, fig. J.1**

La simulazione è di difficile interpretazione per il fatto che i dati osservati sono lacunosi; in particolare manca tutto il ramo di concentrazione come buona parte del ramo di esaurimento; parimenti è logico aspettarsi che i campioni più rappresentativi del trasporto solido dell'evento siano mancanti. I parametri di performance sono deludenti anche in ragione del loro essere stati calcolati su un evento osservato di per sé incompleto, ma dall'analisi del grafico di figura J.1 si può osservare come la portata simulata potrebbe avere un idrogramma tutto sommato ragionevole, con un ramo di concentrazione che sembra avere inizio al momento giusto (per entrambi gli schemi) e con un ramo di esaurimento che, seppur sottostimato, sembra far supporre che il tempo del picco di piena, e forse anche il suo ordine di grandezza, potrebbe essere stato ben simulato.

Non altrettante considerazioni possono essere fatte riguardo al sedimentogramma. Da un lato si nota che l'ordine di grandezza dell'evento *sim* è molto maggiore degli altri, coerentemente con la scelta di non escludere i valori di outliers dai moltiplicatori usati in questo schema. Del resto il trasporto solido simulato sembra comunque essere molto distante dall'osservato, a meno di non volere supporre che il picco di trasporto torbido sia stato mancato dal campionatore durante il periodo di malfunzionamento.

Di massima, quindi, i parametri di performance non sono molto rappresentativi in questo evento, in cui il modello non ha del tutto fallito, anche se l'incompletezza delle osservazioni non permette di esprimere un giudizio univoco.

### **Evento del 7 novembre 2005, fig. J.2**

L'evento osservato è stato abbastanza complesso, in quanto la pioggia in input ha presentato diversi scrosci di notevole intensità cui sono seguiti almeno 3 picchi di portata. Purtroppo l'evento è anche in questo caso lacunoso. Ciò nonostante sembra che il modello si sia ben comportato, aderendo in via di massima allo sviluppo temporale della piena osservata. In particolare, da quanto traspare dall'idrogramma sembra che il primo picco sia stato virtualmente ben simulato. Il secondo è sicuramente stato sottostimato, mentre la

simulazione presenta un terzo picco di portata molto pronunciato, che purtroppo corrisponde ad un gap di osservazioni; si potrebbe tuttavia ipotizzare che la portata reale possa effettivamente essere aumentata, in risposta al precedente picco di pioggia.

Il sedimentogramma simulato è, purtroppo, ancora una volta discretamente lontano da quello osservato, o almeno dal sedimentogramma che si potrebbe ricostruire a partire dai dati puntuali disponibili. L'unica nota positiva potrebbe desumersi dal fatto che ove i dati sembrano descrivere un picco di portata solida, il modello tende a sua volta a riportare un picco, facendo supporre di aver discretamente rappresentato la dinamica dell'evento, pur non avendone colto l'entità.

I parametri di efficienza risultano ancora poco soddisfacenti, soprattutto riguardo al trasporto solido.

#### **Evento del 24 febbraio 2006, fig. J.4**

L'evento risulta abbastanza semplice, presentando un unico picco di portata principale, nonostante i rami di concentrazione e di esaurimento presentino molte oscillazioni, che il modello non è stato in grado di cogliere. Ad ogni modo la rappresentazione globale dell'idrogramma è soddisfacente, soprattutto riguardo alla simulazione *sim*, che in effetti sottostima il picco di piena solo del 1% e il volume del 19%. Anche il rispetto del tempo di piena è buono.

La simulazione del trasporto solido, stando ai parametri di performance, non è assolutamente soddisfacente. In effetti all'analisi del grafico di figura J.4 si osserva come il tempo di picco sia stato completamente disatteso dal modello. Tuttavia l'ordine di grandezza del sedimentogramma simulato non è così lontano da quello osservato. A parte la simulazione *sim*, infatti, si sono ottenute delle buone rappresentazioni dal punto di vista quantitativo, con le simulazioni della classe *sim sh* che hanno sottostimato il picco di piena di meno del 2%, a patto che si ammetta che il massimo del trasporto solido osservato corrisponda all'effettivo massimo del sedimentogramma reale.

## **5.4 Rappresentatività dei pluviometri**

Si affronta il tema della rappresentatività dei pluviometri utilizzati per calcolare l'afflusso meteorico ai bacini studiati, in quanto la determinazione di un corretto input pluviometrico sta implicitamente alla base di una adeguata modellazione. Il problema della rappresentatività dei pluviometri nel corso

del presente lavoro è sorto in corso d'opera, parallelamente alla simulazione degli eventi di piena osservati.

In particolare, si è spesso rilevato, per il bacino del torrente Gaiana, che molte delle risposte del modello risultavano mettere in dubbio che l'unico pluviometro di competenza del bacino, quello di Prugnolo (sez. 3.2.4, fig. 3.5(a)) rappresentasse in modo competente l'afflusso di pioggia. Per esempio, come è possibile osservare in figura 5.4(a), il modello è riuscito a riprodurre più che discretamente l'evento osservato, ma la simulazione *sim* appare anticipata di circa quattro ore.

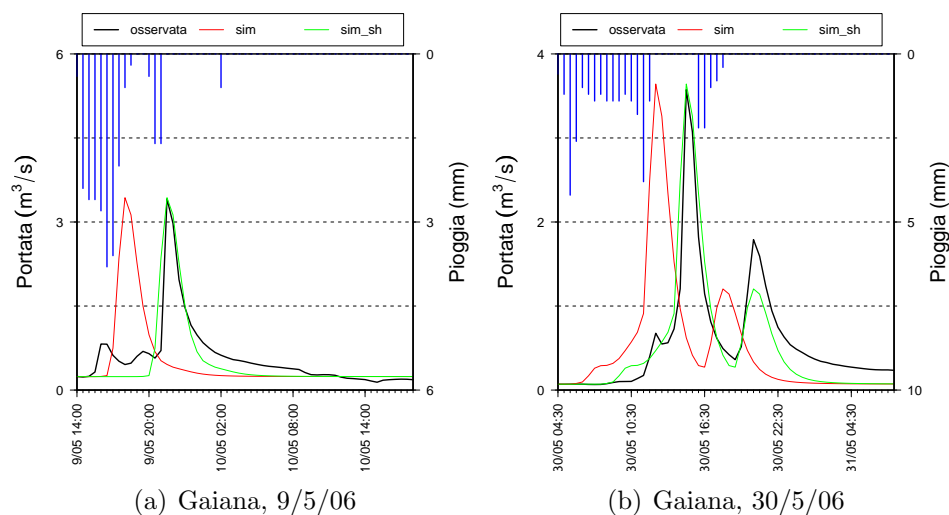


Figura 5.4: Sfasamento temporale di alcune simulazioni.

Traslando la simulazione in modo artificioso (*simsh*) è invece possibile apprezzare come l'idrogramma sia ben approssimato. Si potrebbe chiaramente discutere del fatto che il divario temporale tra osservato e simulato sia frutto di una cattiva parametrizzazione delle scabrezze di versante o d'alveo, ma l'evento di figura 5.4(b) fa propendere per la tesi che il pluviometro di Prugnolo, che si ricorda essere esterno al bacino, non sia propriamente rappresentativo per la modellazione. Si può infatti notare che la simulazione del 30 maggio 2006, *sim*, sia ancora anticipata di circa tre ore rispetto alla portata osservata, ma questa volta la presenza di due colmi di piena mostra come il tempo tra di essi intercorso sia correttamente simulato, quasi ad indicare che i coefficienti di scabrezza siano stati correttamente parametrizzati, e che il problema risieda invece nel tempo di inizio della precipitazione: la meteora di pioggia che ha generato l'idrogramma osservato di figura 5.4(b)



deve essere transitata sulla località di Prugnolo prima di interessare il bacino del Gaiana, da cui lo sfasamento temporale che inficia la simulazione del modello, altrimenti molto buona.

Si deve quindi rammentare che molto verosimilmente i dati disponibili per descrivere l'idrologia del bacino del torrente Gaiana non sono stati del tutto adeguati allo scopo del presente lavoro. Si può supporre che il volume di pioggia mostrato dal pluviometro di Prugnolo possa non essere troppo distante dal volume realmente caduto sul bacino, ma di sicuro la presenza di un pluviometro interno al bacino avrebbe conferito una maggiore sicurezza ai risultati prodotti in fase di calibrazione e di validazione.



# Capitolo 6

## Discussione

### 6.1 Stabilità del modello

In seguito all'analisi condotta (sez. 5.1) si può affermare che Kineros2 si configuri come un modello sufficientemente solido. L'implementazione delle diverse equazioni incluse nella sua struttura e la loro risoluzione numerica non sembrano, di massima, risentire di particolari difetti o singolarità.

Conseguentemente, Kineros2 offre un comportamento coerente nel riprodurre i processi fisici idrologici contemplati (intercettazione della pioggia, infiltrazione, ruscellamento, erosione del suolo, trasporto solido e propagazione di piena) e si presenta come uno strumento affidabile per il modellista.

Si deve tuttavia notare che, pur all'interno di un quadro generalmente positivo come quello appena descritto, si sono sporadicamente registrati comportamenti anomali che, nonostante non si siano verificati con frequenza tale da incrinare il giudizio formulato sul modello, meriterebbero attenzione da parte degli sviluppatori.

In primo luogo, come riportato nella sezione 5.1, nel corso delle analisi di sensitività si è osservata un'anomalia per cui, a fronte di un atteso decremento dell'output solido in risposta ad un aumento del valore imposto alla conduttività idraulica satura del suolo, si è registrato un ingiustificato ed incoerente aumento sia della portata solida al picco che del trasporto torbido totale.

In secondo luogo, nel corso di simulazioni di calibrazione, si è potuto osservare da parte del modulo di erosione un comportamento incoerente rispetto alle equazioni di riferimento. Analizzando l'equazione (2.19) si deduce la dipendenza lineare diretta del termine  $e_h$  dal parametro  $COH$ , e in effetti aumentando quest'ultimo si produce un incremento dell'erosione simulata da parte del modello. Ciononostante, durante la calibrazione di alcuni even-

ti (Gaiana, 9 maggio 2006, 27 febbraio 2006) si sono osservati dei “*salti*” nell’andamento del trasporto solido.

Per esempio, nel caso dell’evento del 9 maggio 2006 si è verificato che il trasporto solido è aumentato al variare di  $COH$  da 0.001 a 0.010, dopodiché è bruscamente diminuito (fig. 6.1).

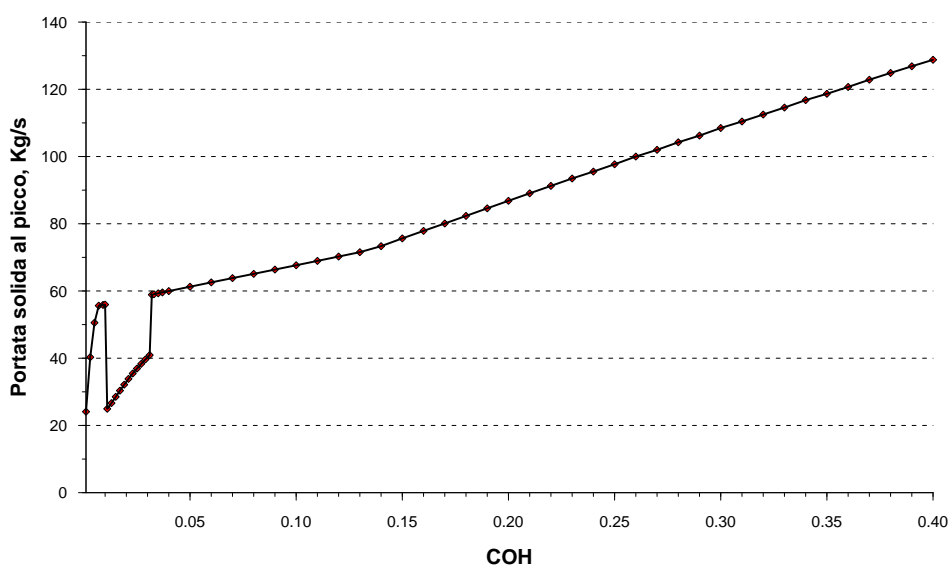


Figura 6.1: Anomalie rilevate nella simulazione del trasporto solido.

L’ulteriore aumento del parametro di coesione ha portato il trasporto solido a continuare ad aumentare, mantenendo però un livello inferiore a quello precedentemente raggiunto, salvo aumentare altrettanto bruscamente una volta raggiunto il valore di  $COH$  pari a 0.032; a questo punto il tenore del trasporto torbido è tornato al livello raggiunto prima della brusca diminuzione.

Si deve sottolineare che tale comportamento anomalo si è verificato in fase di calibrazione e non di analisi di sensitività, ovvero nel momento della rappresentazione di due eventi in particolare, e in presenza di parametri i cui valori erano stati precedentemente calibrati per riprodurre al meglio la portata liquida osservata. La particolare configurazione del modello potrebbe rientrare nella spiegazione del perché simili problemi di instabilità siano stati riscontrati solo su 2 dei 53 eventi calibrati. A prescindere da ogni contestualizzazione, ovviamente, il modello sembra aver manifestato un

comportamento “*difettoso*” che indica la probabile presenza di una falla nella struttura stessa di Kineros2. Tuttavia si deve ribadire che il problema si è manifestato in sole due occasioni, forse ad indicare che la particolare configurazione dei parametri di calibrazione ha portato il modello di fronte ad una instabilità, probabilmente numerica, altrimenti non facilmente riscontrabile. Si suppone in definitiva che il codice del modello potrà in futuro beneficiare di una revisione critica che ne metta in luce, e risolva, eventuali punti critici.

## 6.2 Performance del modello

Nel presente lavoro si è cercato di valutare la performance del modello idrologico Kineros2 nel riprodurre portata liquida e trasporto solido osservati per i bacini dei torrenti Sillaro e Gaiana. Si sottolinea come tale compito non sia affatto semplice, soprattutto per l’assenza di una metodologia obiettiva ed ampiamente accettata che consenta di giudicare l’operato di un modello matematico (sez. 2.3).

Nessuno degli indici proposti in letteratura, per assolvere al compito di valutare le prestazioni di un modello, riesce ad essere completamente esaustivo: essi genericamente producono una valutazione numerica che tiene conto del confronto tra evento osservato ed evento simulato, ma limitatamente a determinati loro aspetti, come potrebbero essere il volume di piena, il valore della portata al colmo, la forma dell’idrogramma, o la quota parte di variabilità dell’evento nei confronti della portata media misurata. Tuttavia non è ancora stato proposto un indice che in maniera chiara ed univoca riesca a marcare la bontà di una simulazione in termini assoluti.

Di conseguenza, la scelta della migliore simulazione tra tante diventa un’operazione delicata, in cui anche l’esperienza del modellista può dover giocare il proprio ruolo. Per esempio, nel caso dell’evento del 5 agosto 2000 in figura 6.2(a), coerentemente con i risultati dei parametri di performance si sarebbe dovuta scegliere la simulazione *sim2*, che ha fatto segnare un  $CD = 1.02$  ed un  $NSE = 0.88$ . Tuttavia la simulazione *sim1*, che risulta peggiore della *sim2* stando agli indici di performance ( $CD = 0.79$  ed un  $NSE = 0.75$ ), appare essere maggiormente rispondente all’evento osservato, essendo in grado di riprodurre meglio il colmo di piena. *Sim2* porta a valori di performance più elevati per la sua capacità di adattarsi meglio al ramo di concentrazione dell’idrogramma, non essendo però superiore all’altra simulazione nel rappresentare altri aspetti. Per cui si è ritenuto di non concordare con il giudizio dei valori di performance e di scegliere *sim1* come migliore simulazione.

Lo stesso tipo di conclusioni può essere tratto dall’osservazione dell’evento in figura 6.2(b), osservato in data 4 gennaio 2001. Ancora una volta si è

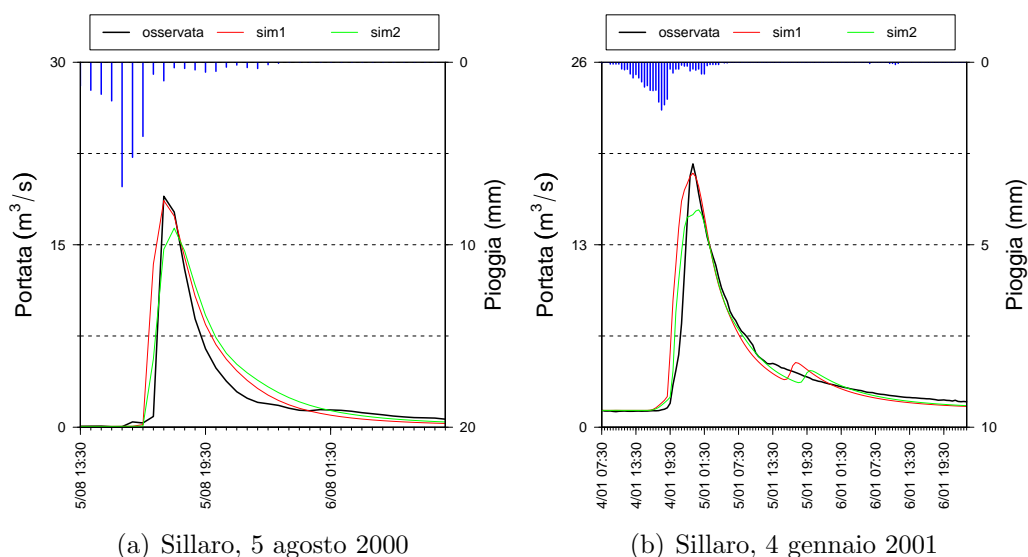


Figura 6.2: Confronto di simulazioni con diversa efficienza.

deciso di battezzare come migliore simulazione la *sim1*, con la quale si sono ottenuti un  $CD = 0.81$  ed un  $NSE = 0.84$ . Si tratta ovviamente di valori soddisfacenti, ma non superiori a quelli ottenuti con la *sim2* ( $CD = 1.06$  ed un  $NSE = 0.94$ ). Si è tuttavia ritenuto che quest'ultima non riuscisse a descrivere adeguatamente l'onda di piena, poiché a fronte di una probabile migliore simulazione in termini globali, all'origine degli elevati valori dei parametri di performance, non riusciva comunque a simulare il colmo di piena, cosa invece ottenuta dalla *sim1* senza andare a discapito, almeno in modo evidente, degli altri aspetti della piena.

Considerazioni analoghe riguardano molti altri casi di simulazione, come quelli riportati in figura 6.3. Ad esempio, anche per l'evento del 20 aprile 1997, osservabile in figura 6.3(a), la simulazione *sim1* è stata considerata la migliore nel riuscire a riprodurre le caratteristiche dell'evento osservato. I valori di performance della simulazione,  $CD = 1.02$  e  $NSE = 0.74$ , sono sicuramente discreti, ma inferiori a quelli fatti registrare dalla seconda simulazione, *sim2* ( $CD = 1.01$ ,  $NSE = 0.80$ ). Quest'ultima non è comunque stata scelta come simulazione primaria, perché a fronte di due simulazioni molto simili, *sim1* riusciva a rappresentare comunque meglio la dinamica dei picchi di piena, e si è pensato che il maggior valore dei parametri di performance ottenuto da *sim2* non fosse motivo sufficiente per accordare preferenza.

Si deve in effetti notare come l'uso di parametri di performance per formulare un giudizio sulla capacità di un modello di poter riprodurre eventi

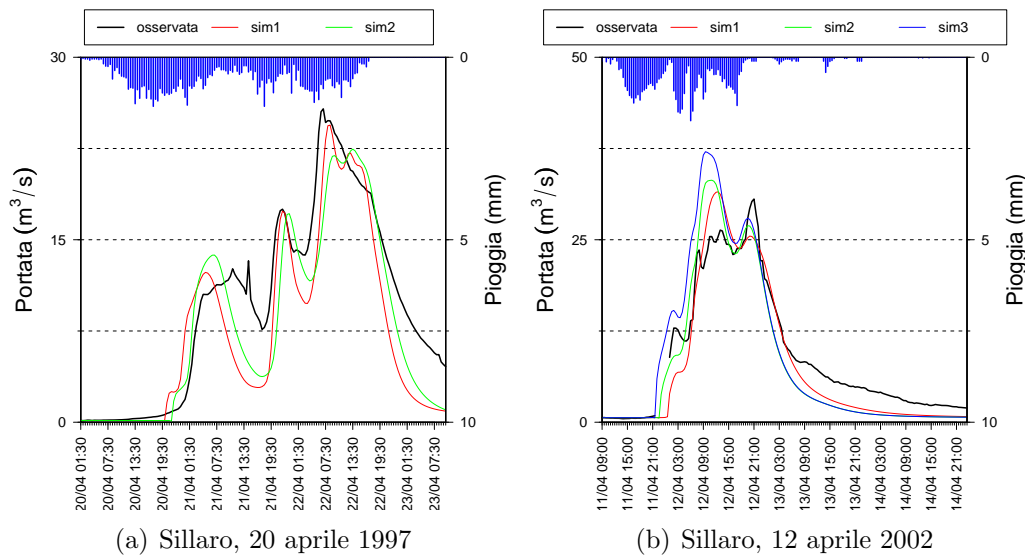


Figura 6.3: Considerazioni sulla performance di diverse simulazioni.

osservati possa essere talvolta ambiguo, se non fuorviante. Succede che le simulazioni, se confrontate con i rispettivi dati osservati, appaiono difficili da valutare, dovendosi spesso scegliere non tanto tra buone simulazioni quanto tra la migliore di simulazioni non eccezionali. Si noti in tal senso, come un  $CD = 1.01$  registrato per l'evento del 20 aprile 1997 non corrisponda affatto ad una simulazione tendente alla perfezione, come vorrebbe invece significare un  $CD$  di valore unitario. A questo punto, in base all'analisi visiva dei grafici delle simulazioni, la differenza tra i valori dei parametri di performance appare spesso non decisiva nell'intento di decidere quale configurazione del modello porti ai risultati migliori. È quanto accaduto nel caso dell'evento del 12 aprile 2002, rappresentato in figura 6.3(b). Le tre simulazioni riportate sono state le migliori prodotte dal modello. Evidentemente le simulazioni soffrono tutte del problema di non riuscire a cogliere i rapporti tra i picchi di portata, nonostante una notevole simulazione del volume di piena. In questo caso si è deciso di concordare con il responso dei parametri di performance, che hanno eletto la simulazione *sim1* come la migliore ( $CD = 0.78$  e  $NSE = 0.90$ ), ma si può osservare come in base ad una analisi visiva si sarebbero potute sicuramente scegliere anche le *sim2* e *sim3*. Quest'ultima, ad esempio sottostima il volume di piena solo del 2%, mentre sia *sim1* che *sim2* lo sottostimano di circa il 14%.

Si ritiene, in definitiva, che allo stato dell'arte attuale, in merito alla valutazione della performance di modelli, il modellista debba ancora avere

una parte notevole nella scelta del set di parametri che conduce ai migliori risultati, con tutti i vantaggi e gli svantaggi del caso.

### 6.3 Problemi di equifinalità

Con il termine “*equifinalità*”, traduzione dell’inglese “*equifinality*” (Beven, 2006; Beven e Freer, 2001) si indica un problema intimamente connesso alla necessità di parametrizzare e calibrare un modello.

Una delle motivazioni implicite nel creare un modello idrologico è sicuramente quella di riuscire a simulare i processi fisici coinvolti nella formazione del deflusso liquido e solido, per poterne poi sfruttare la modellazione con diverse finalità. Se, però, la conoscenza del dettaglio fisico di molti di questi processi è ad oggi notevole ed avanzata, non così avanzata è la loro implementazione in un modello matematico, sia per problemi legati alla reperibilità di dati su ampie scale spaziali, che per la necessità di rappresentare la complessità della realtà fisica in strutture matematiche semplificate e facilmente manipolabili. Tutto questo si è tradotto, nel recente passato, nello sviluppo di modelli il cui funzionamento è subordinato a parametrizzazione, ovvero alla definizione dei valori di alcuni parametri che permettano di riprodurre al meglio certe osservazioni del fenomeno da simulare. Il numero di parametri inclusi nei modelli è spesso cresciuto di pari passo con la loro complessità, implicando sempre più il problema della sovrapparametrizzazione (Perrin *e altri*, 2001).

Dal punto di vista del modellista, la possibilità di poter agire su molti parametri per piegare, o meglio adattare, la risposta del modello ai dati osservati si traduce nel disporre di uno strumento dotato di notevole flessibilità. Soprattutto in fase di calibrazione, quindi, può risultare relativamente semplice ottenere buoni risultati, in ragione della possibilità di agire su molte chiavi per regolare l’output. Purtroppo questo procedimento tende facilmente a svincolarsi da cosa sia avvenuto effettivamente durante l’evento idrologico osservato, spesso per la mancanza di osservazioni distribuite: queste permetterebbero di calibrare il modello in modo che ognuno dei sottoprocessi simulati sia rispondente alla realtà dei fatti, dopodiché un buon modello dovrebbe essere in grado di coniugare le interazioni tra ogni sottoprocesso fino a comporre il risultato globale dell’evento, ossia, nel nostro caso, onda di piena e di trasporto solido sospeso. Analogamente a quanto accaduto nel corso del presente lavoro, invece, spesso si deve calibrare affidandosi all’osservazione di un unico processo, per lo più non distribuito sul bacino modellato, ma integrato alla chiusura di bacino (Merritt *e altri*, 2003), per cui la calibrazione dei parametri dei singoli sottoprocessi non è sostanzialmente guidata. Ne



conseguono che molto facilmente, soprattutto per modelli con molti parametri di calibrazione, si trovino diversi set di parametri, tra loro diversi, che portano però ad ottenere un output finale molto simile, e questo è in definitiva il problema dell'*equifinalità*: la possibilità, o meglio il rischio, di modellare un sistema equivalente a quello reale, la cui aderenza alle osservazioni sia fondamentalmente frutto di una “*fortuita*” combinazione di parametri e non dell’aver colto le modalità di funzionamento dei processi fisici coinvolti.

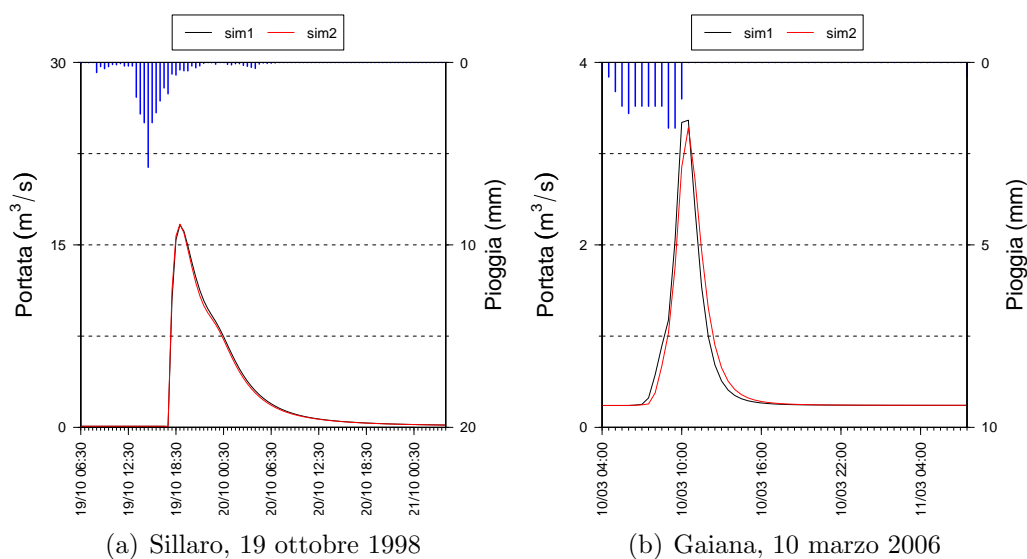


Figura 6.4: Problematiche di equifinalità su simulazioni svolte.

Kineros2 è un modello a scala di evento che necessita calibrazione, e in quanto tale è soggetto ai problemi sopra esposti. Nel corso delle simulazioni svolte in fase di calibrazione si è potuto osservare come spesso sia possibile arrivare a risultati sostanzialmente equivalenti seguendo percorsi di calibrazione diversi. Nei grafici riportati in figura 6.4, ad esempio, si possono osservare simulazioni ottenute in seguito all’applicazione dei moltiplicatori di tabella 6.1 alle parametrizzazioni dei bacini.

Le simulazioni delle figure 6.4(a) e 6.4(b) sono chiare nel mostrare che una opportuna variazione dei parametri di calibrazione può portare ad ottenere risultati molto simili, pur con diverse parametrizzazioni. Nei due casi in particolare si è registrato un effetto di compensazione tra il calo della conducibilità satura del suolo e l’aumento della scabrezza delle superfici di ruscellamento. Non disponendo di dati distribuiti, in merito alle effettive caratteristiche dei suoli e delle superfici dei bacini studiati, risulta impossibile

	$K_s$	$chN$	$pN$	$G$	$S_i$
<b>Sillaro, 19 ottobre 1998</b>					
<b>sim1</b>	0.95	1	4	1	0.5
<b>sim2</b>	1	1	3.3	1	0.5
<b>Gaiana, 10 marzo 2006</b>					
<b>sim1</b>	0.4	1	0.2	1	0.8
<b>sim2</b>	0.25	1	0.6	1	0.7

Tabella 6.1: Set di parametri utilizzato per le simulazioni di figura 6.4.

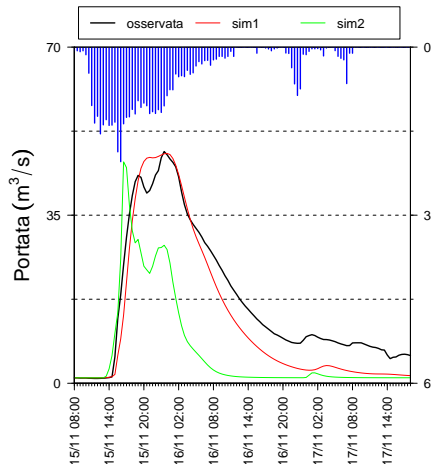
decidere quale dei due schemi di calibrazione sia preferibile, se non a patto di introdurre elementi di soggettività nella scelta.

## 6.4 Calibrazione del modello

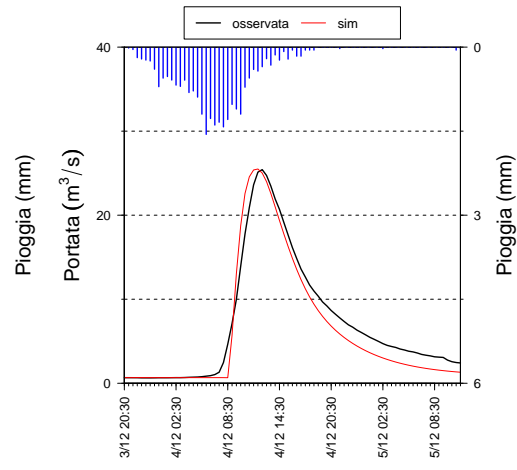
La fase di calibrazione del modello ha generalmente dato buoni risultati, anche se a fronte di prestazioni non esaltanti (fig. 6.7). Le diverse simulazioni condotte hanno mostrato come Kineros2 riesca nell'intento di riprodurre le dinamiche idrologiche principali di un bacino idrografico, qualora sia possibile calibrare il modello e fermi restando nodi quali sovrapparametrizzazione ed equifinalità.

I risultati ottenuti calibrando gli eventi disponibili testimoniano che Kineros2 rappresenta potenzialmente un valido strumento per la modellazione idrologica. Nel modello sono descritti i processi idrologici fondamentali per la simulazione della formazione del deflusso superficiale, dell'erosione e del trasporto solido, e si deve osservare che le possibilità di parametrizzazione offerte sono risultate sufficienti per riprodurre soddisfacentemente la maggior parte degli eventi utilizzati.

In effetti il modello riesce ad essere così flessibile da permettere di cogliere adeguatamente gli aspetti dominanti di un evento di piena. Si può ad esempio osservare in figura 6.5(a) che variando il valore dei parametri usati dal modello si sono ottenute risposte molto diverse: mentre *sim1* denota un notevole corpo di piena, coerente con l'evento osservato, e sostanzialmente un unico picco di piena, *sim2* mostra un comportamento molto più torrentizio, per cui il deflusso in alveo reagisce in modo distinto ai vari picchi di pioggia, irricognoscibili in *sim1*. Le due simulazioni hanno tratti molto differenti, il che è indice di una notevole flessibilità del modello.

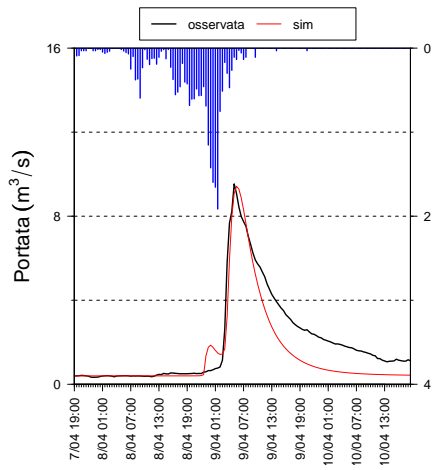


(a) Sillaro, 15/11/99

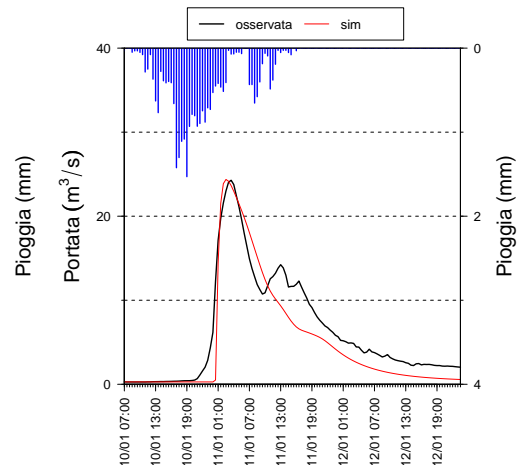


(b) Sillaro, 4/12/98

Figura 6.5: Aspetti notevoli delle simulazioni di Kineros2.



(a) Sillaro, 9/4/99



(b) Sillaro, 10/1/99

Figura 6.6: Problemathe di simulazione.

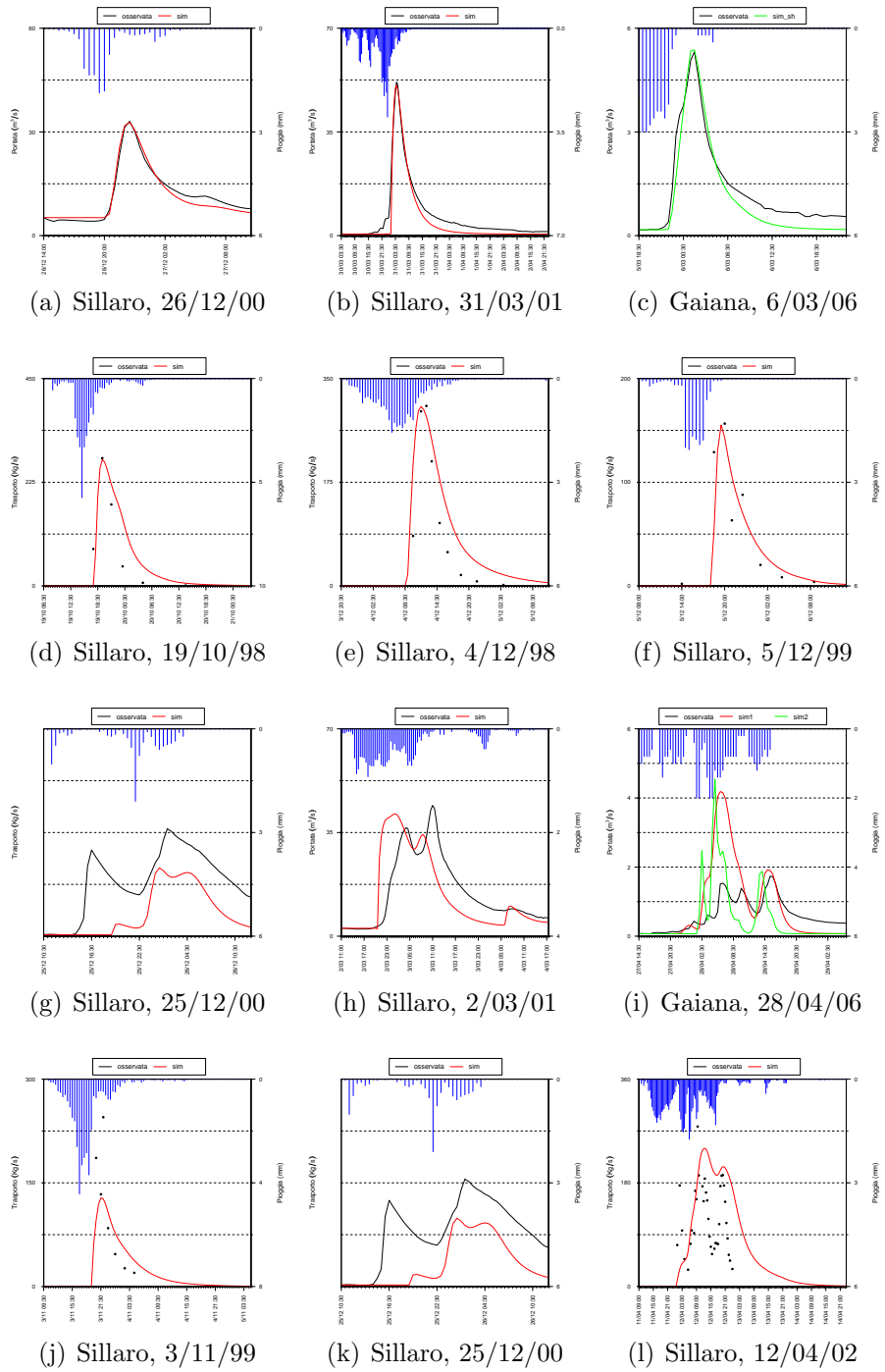


Figura 6.7: Esempi di simulazioni in fase di calibrazione.

Ovviamente avere a disposizione la possibilità di agire su molti parametri, senza poter controllare in modo diffuso ognuno dei processi simulati può rivelarsi una falsa potenzialità. L'evento del 4 dicembre 1998, in figura 6.5(b), è molto semplice, essendo formato da un unico, e piuttosto regolare, picco di piena. In questo caso la simulazione di Kineros2 è stata molto buona, con il solo intrinseco problema del ramo di esaurimento.

È purtroppo lecito il dubbio che tale buon risultato non sia necessariamente dovuto ad un successo del modello nel replicare l'andamento o l'entità dei processi fisici entrati in azione durante la generazione dell'evento, ma piuttosto il risultato della facile modulazione del risultato del modello stesso sulla base di un'osservazione facilmente replicabile, proprio in virtù della flessibilità di Kineros2. Si propone quindi il problema di giudicare efficacemente la capacità predittiva, non solo del modello qui testato, ma di un qualsiasi modello fisicamente basato, senza poter disporre di adeguate e numerose osservazioni distribuite.

Al di là di considerazioni di carattere generale, sono state riscontrate delle criticità particolari a riguardo delle potenzialità di Kineros2. In primo luogo, l'assenza di un modulo per la simulazione del deflusso ipodermico pone un netto limite al modello, che non è “*strutturalmente*” in grado di riprodurre adeguatamente il ramo di esaurimento di piene generate in bacini idrografici ove il deflusso subsuperficiale non sia trascurabile. Sembra questo essere il caso dei bacini dei torrenti Sillaro e Gaiana: il modello ha quasi sistematicamente fallito nel riprodurre il ramo discendente, e l'esempio di figura 6.6(a) è solo uno fra le numerose simulazioni riportate nelle appendici.

Si può osservare, in particolare, come il ramo di esaurimento simulato tenda rapidamente alla portata di base mentre è ampiamente osservato e documentato in letteratura (Maione, 1999; Brutsaert, 2006) che il ramo di esaurimento è usualmente sostenuto dai deflussi ipodermici, più lenti di quelli di ruscellamento, tanto che la portata di base presente ad inizio evento può essere toccata anche dopo giorni. Sicuramente si tratta di un aspetto che ha negativamente influenzato la valutazione dei parametri di performance di ogni singola simulazione, dal momento che i rami di esaurimento degli eventi simulati sono stati sempre sottostimati.

Un altro elemento che è stato osservato durante le molteplici simulazioni condotte è la difficoltà nel simulare correttamente quegli eventi generati da più eventi di pioggia. In tali circostanze la risposta di un bacino idrografico è sicuramente influenzata dal pattern di pioggia e di infiltrazione: uno scroscio di pioggia che cada su un bacino saturo farà registrare un coefficiente di deflusso maggiore di quanto non farebbe cadendo su un terreno asciutto. Analogamente un grande scroscio di pioggia potrebbe produrre un deflusso irrilevante rispetto ad un successivo minore scroscio che trovasse un suolo

non più propenso ad accogliere infiltrazione. Kineros2 è fornito di un modulo di infiltrazione abbastanza complesso, in grado di simulare i fenomeni della saturazione progressiva del suolo, della riduzione della conducibilità e della redistribuzione dell'umidità nel suolo durante iati di pioggia. Nonostante questo il modello sembra spesso in difficoltà di fronte a idrogrammi multimodali prodotti da scrosci di pioggia multipli. Un esempio in merito è rappresentato dall'evento del 10 gennaio 1999: in figura 6.6(b) si può osservare come la simulazione non riesca a riprodurre il picco di piena secondario, come se il suolo riuscisse ad assorbire gran parte del secondo scroscio di pioggia, mentre il bacino mostra di non avere infiltrato particolarmente il secondo afflusso pluviometrico. Difficoltà di tale genere sono state riscontrate in diversi casi, in cui il minimo comune denominatore è stato quello di non riuscire a descrivere propriamente il rapporto tra i colmi di portata osservati. Del resto nell'interrogarsi sulla difficoltà del modello di rappresentare pattern di infiltrazione corretti si deve anche tenere conto che il modulo preposto tiene conto solamente di meccanismi di tipo Hortoniano, mentre non tiene conto della possibile esistenza di formazione di deflusso da saturazione, il che potrebbe concorrere nel determinare la difficoltà di Kineros2 di fronte alla simulazione di eventi complessi.

Infine, particolare attenzione merita il modulo di Kineros2 riguardante la simulazione dell'erosione e del trasporto solido. Si tratta forse della componente che ha dato complessivamente i peggiori risultati, non essendo rari i casi in cui il sedimentogramma simulato è risultato notevolmente differente da quello osservato. Si deve preliminarmente sottolineare, tuttavia, che i dati di trasporto solido disponibili, seppur numerosi, spesso non sono stati sufficienti per ottenere una visione chiara e univoca del sedimentogramma.

La strategia di campionamento adottata nel programma di monitoraggio (sez. 4.1) ha mostrato aspetti positivi nel fornire una buona varietà di osservazioni di portate solide di differente entità e sul lungo periodo. Purtroppo, alla scala del singolo evento, il campionamento si è frequentemente rivelato lacunoso, talvolta per una frequenza di acquisizione inadeguata (figg. 6.8(a) e 6.8(b)), oppure per via dell'esaurimento di bottiglie disponibili ad accogliere nuovi campioni (figg. 6.8(c) e 6.8(d)). Questo ha comportato notevoli difficoltà, vanificando sostanzialmente l'uso di parametri di performance per guidare gli sforzi di calibrazione: la carenza di dati non ha spesso permesso di riconoscere chiaramente la forma del sedimentogramma o addirittura la posizione e l'entità del picco di piena. Davanti ad eventi mal campionati, si è quindi tentato di calibrare cercando di impostare il sedimentogramma in modo che fosse almeno rappresentata l'entità del fenomeno osservato. Tali problematiche pongono ovviamente ombre sulla validità e sulle possibilità di successo delle validazioni effettuate sulla base dei set di calibrazione ottenuti.

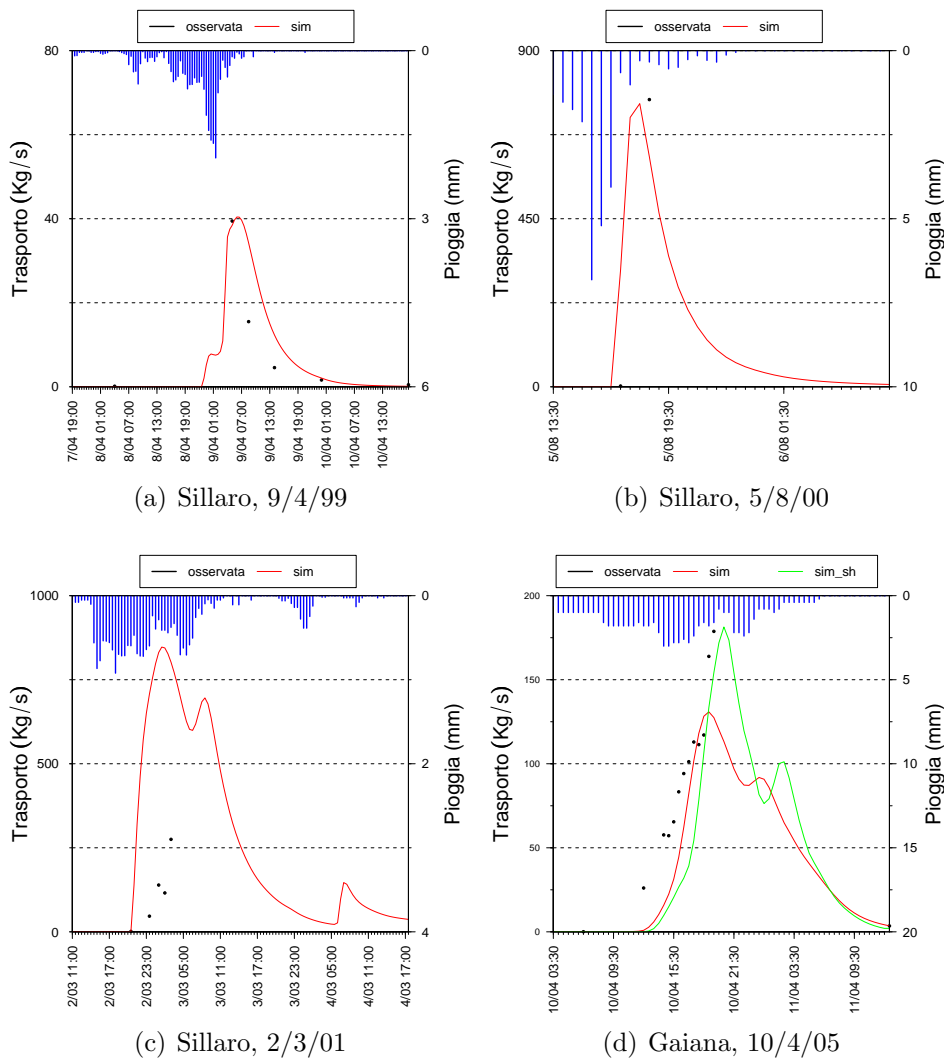


Figura 6.8: Esempi di simulazioni del trasporto solido.

Al di là delle limitazioni imposte dai dati a disposizione, tuttavia, le simulazioni condotte durante la calibrazione del modello hanno evidenziato una certa rigidità del modulo di erosione e trasporto. Degli unici due processi di erosione simulati, l'effetto di distacco dovuto alla pioggia si è dimostrato irrilevante ai fini pratici di simulare i dati osservati. Si tratta del resto di un fatto atteso, dal momento in cui l'erosività legata all'azione battente delle gocce in caduta si espleta solo all'inizio dell'evento pluviometrico, attenuandosi man mano che l'altezza di ruscellamento superficiale si ispessisce. Il processo che domina l'erosione all'interno del modello è invece l'azione di di-

stacco dovuta alle forze di trascinamento della corrente ruscellante. Purtroppo l'unica possibilità data al modellista di calibrare la risposta del modello è quella di agire sul parametro  $COH$ , la cui variazione altri effetti non ha se non quello di scalare l'idrogramma prodotto aumentandone o diminuendone l'ordine di grandezza. Questo implica l'impossibilità di intervenire in modo da riprodurre l'effettiva forma dell'idrogramma osservato. In figura 6.9 sono presentate alcune simulazioni che esemplificano difficoltà incontrate nel calibrare il modulo riguardante il trasporto solido.

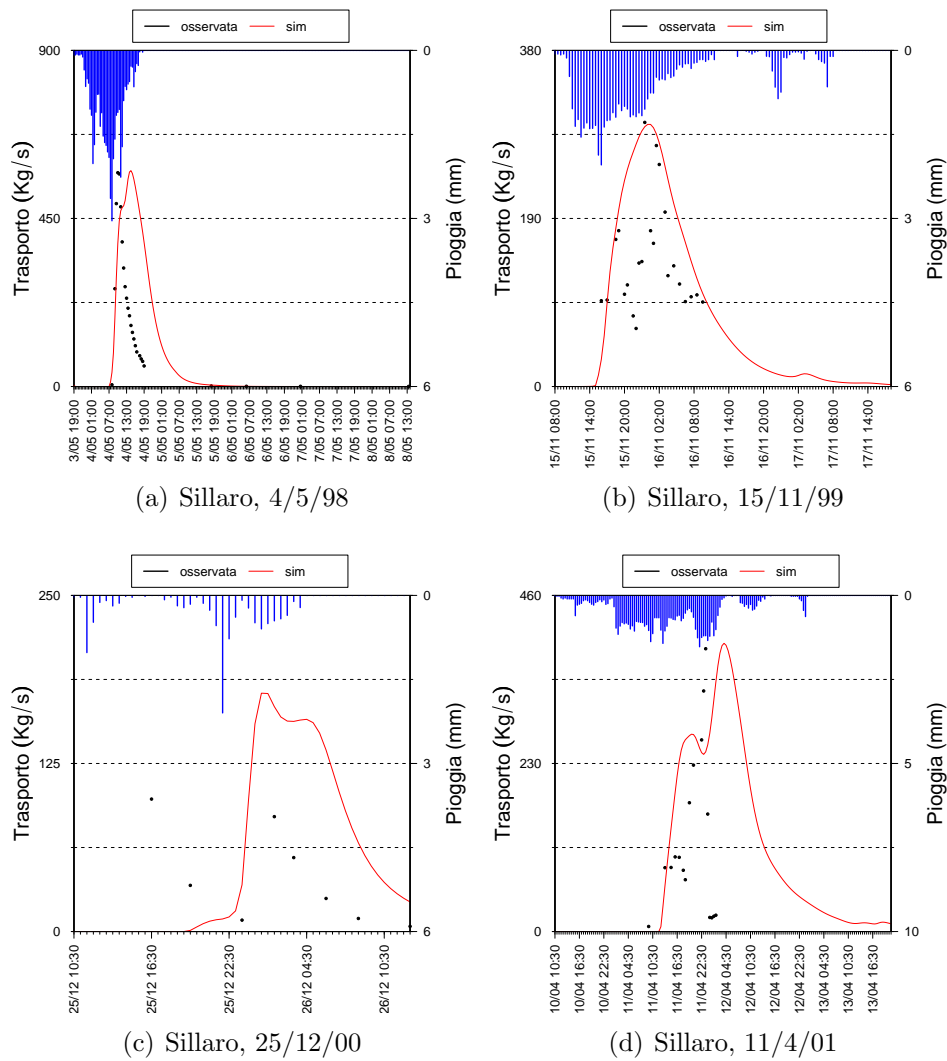


Figura 6.9: Esempi di simulazioni del trasporto solido.

Come mostrato in figura 6.9(a) non è stato di solito possibile simulare



correttamente il tempo di picco del trasporto solido. Si è potuto notare come il tempo di picco del trasporto solido sospeso dipenda essenzialmente da quello della portata, il che non sorprende, vista la semplicità del modulo di erosione stesso del modello. Questi non prevede effetti quali l'esaurimento della disponibilità di sedimenti durante il decorso dell'evento, o la presenza di sedimenti facilmente movimentabili per via di sedimentazione dovuta ad eventi precedenti (Morris e Fan, 1998). Conseguentemente è intrinsecamente impossibile per Kineros2 descrivere effetti di isteresi, usualmente responsabili della dissincronia tra idrogramma e sedimentogramma.

Si nota, ancora, nelle figure 6.9(b), 6.9(c) e 6.9(d) un ulteriore tallone d'Achille del modello, ovvero quello di una scarsa reattività di Kineros2 nei confronti della complessità delle dinamiche del trasporto solido dei bacini monitorati. Si rileva come i sedimentogrammi osservati, talvolta anche in corrispondenza di idrogrammi relativamente canonici, presentino spesso più di un picco di sedimenti, anche di magnitudini differenti. Il modello, invece, raramente riesce a cogliere tali aspetti, producendo molto più comunemente sedimentogrammi allisciati e regolari, palesemente regolati dall'andamento della portata liquida. Una possibile causa di tale fallimento potrebbe individuarsi nel modo in cui le varie unità di paesaggio sono tra loro connesse e modellate: ogni sottobacino in cui si schematizza il bacino principale è trattato in modo omogeneo e la produzione di portata o sedimento viene trasmessa in modo consequenziale all'elemento successivo del sistema. Non viene contemplata la modellazione di alcuno di quegli elementi che in natura sono coinvolti nel determinare la connettività tra le unità idrologiche di un bacino (buffer, pipe, vie di deflusso preferenziali, fossi, ...), né sono inclusi elementi che possano giustificare picchi nella concentrazione dei sedimenti sospesi non direttamente causati dall'azione di trascinamento della corrente (frane, slittamenti, cedimenti spondali, ...).

## 6.5 Validazione del modello

Il maggiore nodo da sciogliere, riguardo alla validazione degli eventi disponibili, rimane la scelta fatta riguardo all'uso del parametro di saturazione iniziale del bacino (sez. 4.6.3). Una procedura formalmente corretta avrebbe dovuto assegnare un valore ben definito al  $S_i$  di ogni evento validato, per poi giudicare il risultato della simulazione. Nel corso del presente lavoro, tuttavia, non si è potuto disporre di osservazioni utili, né per definire in modo dettagliato e distribuito il grado di saturazione dei bacini studiati, né per poter almeno stimare un valore medio plausibile per l'intera area. Di fronte a un tale stato di stallo, e al rischio di assegnare un valore di  $S_i$  sulla base di

elucubrazioni soggettive ed incerte, si è ritenuto opportuno calibrare il valore della saturazione iniziale in modo da ottenere la migliore validazione possibile. Tale procedura di validazione è ovviamente al limite del “*lecito*”, ma viene proposta al puro scopo di limitare il danno provocato da una situazione già compromessa da una pesante carenza di dati dettagliati. Si ritiene infatti che l’aver definito a priori un valore di saturazione iniziale sulla base di deboli giustificazioni avrebbe solamente comportato di ottenere validazioni affette da una notevole incertezza. Incertezza che rimane anche nella scelta di calibrare  $S_i$ , ma con il vantaggio di poter almeno concentrare l’attenzione sulla capacità del modello di riprodurre altri aspetti degli eventi considerati, come la forma dell’idrogramma e la riproduzione delle dinamiche temporali, visto che l’influenza della saturazione iniziale, data l’implementazione nel modello, agisce sostanzialmente scalando l’idrogramma prodotto.

Le validazioni effettuate hanno avuto migliori esiti nei riguardi della portata liquida che non di quella solida, il che potrebbe anche trovare giustificazione nel considerare che mentre per la calibrazione della portata liquida sono stati generalmente disponibili eventi ben osservati, i dati del campionamento delle torbide sono spesso stati lacunosi e mal interpretabili, minando di conseguenza l’affidabilità della validazione della portata solida. In figura 6.10 sono riportati diversi grafici, raffiguranti sia validazioni di buon livello (fig. da 6.10(a) a 6.10(f)) che situazioni di minor successo (fig. da 6.10(g) a 6.10(l)). Come si può notare dall’immagine di figura 6.10(h), si è reso necessario utilizzare anche eventi non propriamente osservati, per poter aumentare la numerosità delle simulazioni, purché le porzioni di idrogramma presenti permettessero di ottenere un’idea di massima di cosa potesse essere defluito in alveo.

All’analisi delle immagini di figura 6.10 appare abbastanza evidente come nonostante i set di calibrazione siano stati diversificati seguendo varie strategie (sez. 4.6.3), nessuna di queste abbia fornito migliori risultati rispetto alle altre. Da un lato questa situazione può essere motivata pensando che il numero di eventi disponibili per la calibrazione del modello non sia stato sufficientemente alto, il che può aver condotto a calcolare set di parametri da usare in validazione che non avessero un’adeguata fondatezza, soprattutto nella pretesa di riuscire a descrivere, almeno mediamente, il comportamento dei bacini studiati. D’altro canto, si deve ricordare che la stessa natura del modello, a scala di evento, lo espone al rischio di non riuscire a riprodurre le risposte del sistema idrologico.

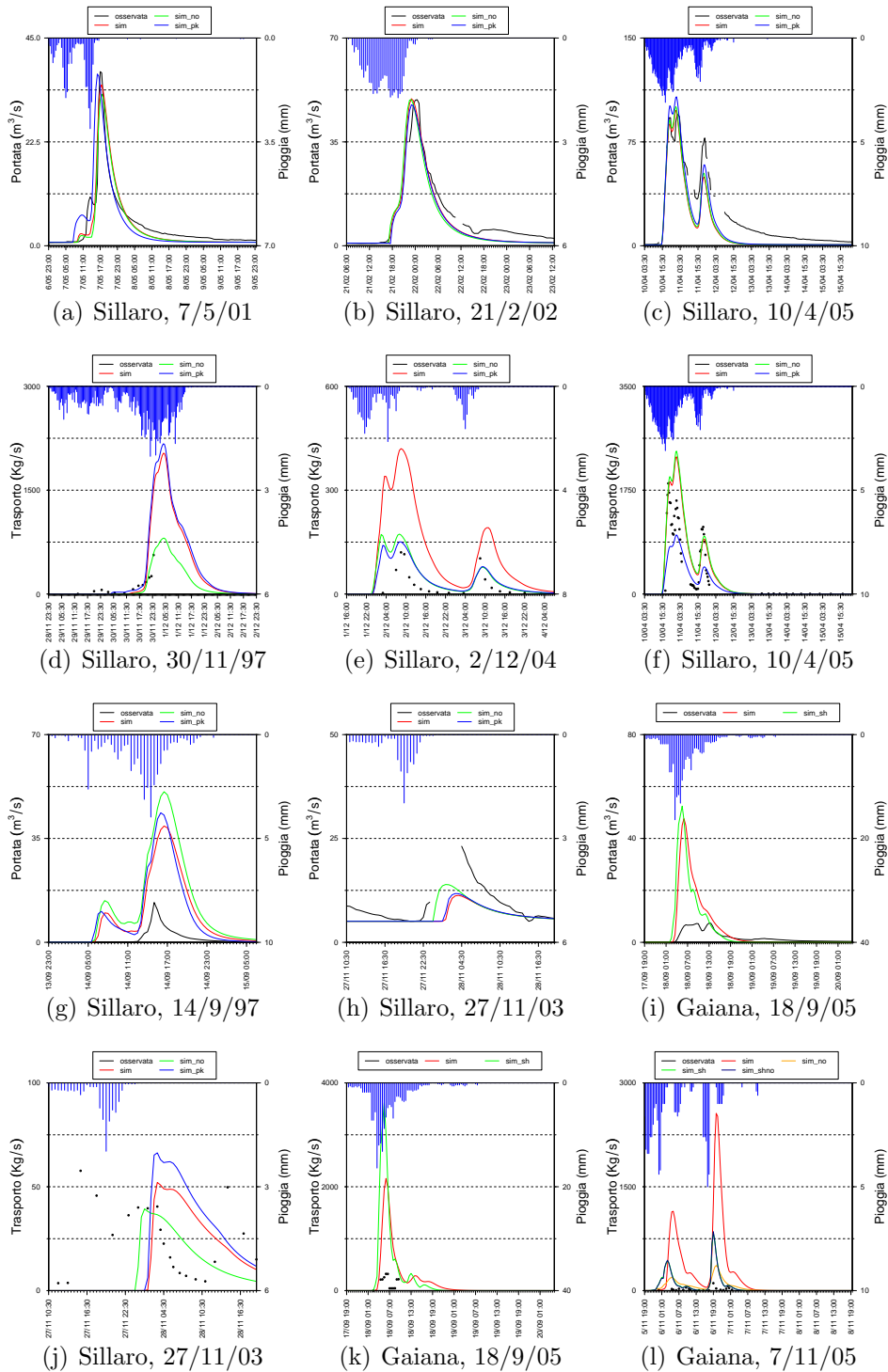


Figura 6.10: Esempi di simulazioni in fase di validazione.

Dal momento, infatti, che le condizioni iniziali e al contorno del bacino devono essere fornite ogni volta che un evento viene simulato, e soprattutto che i dati necessari a descrivere tali condizioni sono spesso sconosciuti o difficilmente interpretabili, il processo di simulazione è sempre esposto all'introduzione di incertezza ed errori, con il risultato che anche un ottimo modello non necessariamente può riuscire a riprodurre l'esatta risposta del bacino ad un particolare input di pioggia. Diverso sarebbe il caso di un ottimo modello continuo, che simulando lo stato del bacino istante per istante non si troverebbe nell'impasse di non conoscere le condizioni iniziali e al contorno all'arrivo di un evento meteorico. Alla luce di queste considerazioni, sarebbe allora stato troppo ottimistico pensare di ottenere risultati eccellenti dalla fase di validazione, soprattutto sotto le premesse in cui il presente lavoro è stato condotto. Tuttavia, a fronte di alcune simulazioni clamorosamente negative (fig. H.9, il modello non ha praticamente prodotto portata a seguito della pioggia), Kineros2 non ha complessivamente sfigurato in validazione, portando diversi casi notevolmente positivi (figg. G.2, H.8) in cui gli idrogrammi osservati sono stati ben riprodotti, sotto molti punti di vista. Anche quando la simulazione non è stata ottimale, spesso il modello ha comunque predetto delle risposte sostanzialmente in linea con la magnitudine degli eventi osservati (fig. 6.11).

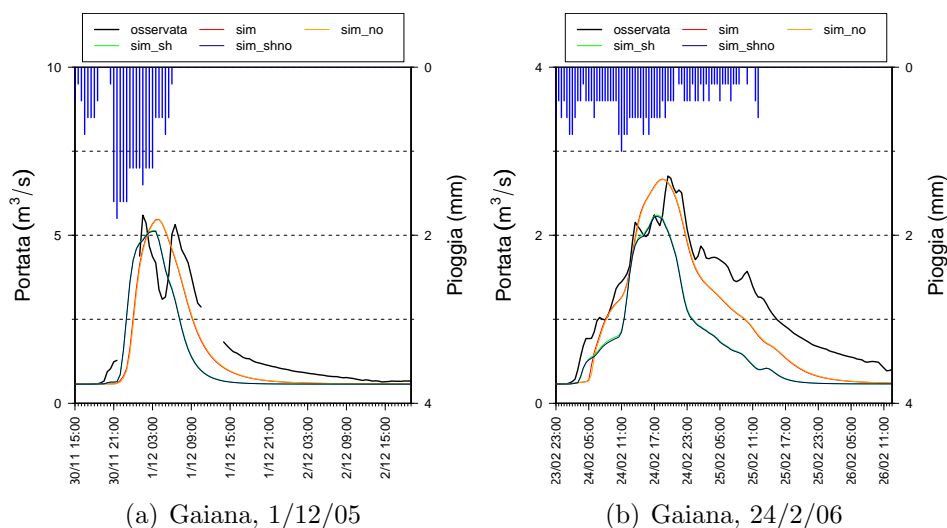


Figura 6.11: Esempi di validazione.

## 6.6 Utilizzabilità del modello

Kineros2 ha mostrato di essere uno strumento idoneo rispetto all'obiettivo di riprodurre la risposta idrologica di un bacino idrografico con caratteristiche naturali. Gli idrogrammi simulati hanno molto spesso colto le caratteristiche essenziali degli eventi osservati, talvolta anche con ottimo dettaglio. I rispettivi sedimentogrammi hanno usualmente offerto risultati meno incoraggianti, visto che il modello difficilmente è stato in grado di riprodurre la dinamicità e la complessità delle variazioni della concentrazione dei sedimenti sospesi, pur cogliendo l'obiettivo di massima di riprodurre almeno l'entità del fenomeno.

Da questo punto di vista, Kineros2 possiede le potenzialità necessarie ad un uso pratico che richieda la generazione di portate liquide plausibili, oppure stime del trasporto solido producibile, a scala di evento, da un bacino imbrifero. Si tratta di campi di applicazione di effettivo interesse pratico, ad esempio nella necessità di dimensionare idraulicamente opere artificiali in alveo, o di mappare aree di possibile esondazione, o ancora nel cercare di predire l'interramento di invasi artificiali o l'apporto di sostanze trofiche alla rete idrica superficiale di un'area agricola.

L'effettiva applicazione di Kineros2, tuttavia, non è del tutto scontata. Il problema fondamentale, che non è specificamente legato al modello in sé, è ancora una volta la scarsa disponibilità di dati, sia quelli che sarebbero necessari a parametrizzare il modello, come i valori di scabrezza delle superfici coinvolte, le caratteristiche dei suoli e della vegetazione diffusa sul territorio, e infine un'adeguata copertura della rete pluviometrica; che quelli finalizzati alla calibrazione, ovvero osservazioni di portata e trasporto solido. Dati di questo tipo sono spesso assenti, oppure reperibili in letteratura e cartografia ad un dettaglio insufficiente per pensare di descrivere adeguatamente la specificità di un particolare bacino idrografico. Per lo più, la maggior parte dei piccoli bacini montani presenti su un territorio è solitamente non monitorata, il che si traduce nella effettiva impossibilità di applicarvi un qualsiasi modello idrologico in modo fondato.

Riguardo alla proficuità dell'uso di Kineros2 si devono poi citare alcuni aspetti maggiormente connessi alla sua struttura. La componente idraulico-idrologica del modello è infatti piuttosto solida e flessibile, il che permette, a fronte dell'accesso a dati di parametrizzazione e calibrazione, di poterne effettivamente trarre ottimi risultati. Non così positivo può invece essere il giudizio in merito alla componente di erosione e trasporto. Questa appare essere troppo semplice e rigida per poter dare risultati soddisfacenti. Il modello offre solo due parametri di calibrazione, dei quali uno risulta inefficace ai fini pratici e l'altro troppo banale nei suoi effetti: agisce come un mero parametro di scala nei confronti dell'output del modello. Il modulo di

erosione e trasporto, invece, potrebbe più convenientemente considerare una maggiore gamma di processi, includendo ad esempio una differenziazione tra erosione per rill o inter-rill e la possibile formazione di gully.

Tuttavia il maggiore punto debole del modello potrebbe essere individuato nella sua struttura stessa: il bacino imbrifero viene suddiviso in sottobacini, ognuno dei quali è schematizzato come un piano geometrico ed è trattato come se le sue caratteristiche salienti fossero omogenee al suo interno, e i cui contributi di portata liquida e solida vengono generati in base all'estensione areale dell'elemento e successivamente trasmessi all'elemento successivo del sistema, versante o canale che sia. Tale approccio presenta alcuni aspetti discutibili:

1. La complessità morfologica del territorio è sicuramente mal rappresentata da un semplice piano, pur con l'attenuante che la discrepanza tra rappresentazione geometrica e realtà può effettivamente diventare meno incidente mantenendo molto piccola la soglia di discretizzazione del bacino idrografico.
2. L'omogeneità delle caratteristiche vegetazionali, pedologiche, geologiche, geometriche e pluviometriche è un artificio che non trova riscontro nella realtà, pur ancora con l'attenuante sopra citata.
3. Il modello non descrive la connettività esistente tra le unità morfologiche e idrologiche del bacino, non potendo quindi descrivere processi di intrappolamento dei sedimenti, o del loro rilascio in seguito ad accumuli superficiali, o ancora effetti di soglia (Cammeraat, 2002, 2004)

Operare a scala di evento, infine, è fonte di debolezza nel confronto della previsione del trasporto solido, visto che il modello non può tenere conto di vari aspetti, come la presenza di sedimenti sciolti che, depositati in seguito ad un evento erosivo precedente, porteranno il sedimentogramma a registrare una risposta non lineare rispetto all'azione della precipitazione e del deflusso superficiale; o, ancora, difficilmente potrà tenere conto di fenomeni di esaurimento di sedimenti facilmente erodibili e del raggiungimento di un substrato più competente, cui il modello dovrebbe rispondere con un calo dell'erosione.

Si ritiene, quindi, che la componente di erosione e trasporto sarà la parte del modello Kinos2 che maggiormente necessiterà di migliorie ed avanzamenti per mano degli sviluppatori.

# Capitolo 7

## Conclusioni

Nel corso del presente studio è stato dunque affrontato il processo di calibrazione e di validazione di Kineros2, un modello idrologico a scala di evento, fisicamente basato e distribuito. L'obiettivo principale del modello è quello di simulare la risposta di un bacino idrografico ad una sollecitazione pluviometrica, ed in particolare di predire i deflussi, sia liquidi che solidi, che si verificheranno in alveo alla chiusura del bacino.

L'applicazione del modello è stata realizzata sulla base di dati di portata liquida e solida misurati alla chiusura dei bacini montani di due alvei appenninici della provincia di Bologna, il torrente Gaiana ed il torrente Sillaro. Le osservazioni disponibili sono servite al duplice scopo di calibrare e validare il modello. Nello specifico, attraverso la calibrazione il modello viene *“istruito”* a replicare al meglio i comportamenti osservati dei bacini oggetto di modellazione. Con la validazione del modello si ottiene invece il *“test”* finale sulla cui base stabilire con che grado sia capace di costituire una valida rappresentazione del sistema fisico replicato, per essere riconosciuto, in definitiva, come uno strumento valido per assolvere ad esigenze varie, spazianti dalla ricerca scientifica alla risoluzione di problematiche pratico-lavorative.

La fase di calibrazione di Kineros2 ha restituito un quadro abbastanza positivo riguardo alla capacità del modello di replicare il processo di trasformazione degli afflussi in deflussi. I diversi parametri di calibrazione offerti dalla struttura del modello lo rendono sufficientemente flessibile da consentire di ottenere una riproduzione molto buona degli eventi di piena osservati. Tuttavia, se rari sono stati i casi in cui il modello ha fallito nel suo proposito, si deve comunque osservare che non è sempre stato ottimale il livello di fedeltà con cui le onde di piena sono state simulate, determinato tramite il calcolo di appositi indici di valutazione. A causa di ciò si potrebbe citare il fatto che gli output prodotti hanno di certo risentito dell'incertezza insita nei dati utilizzati, sia per parametrizzare il modello che per descrivere gli eventi

stessi. Va anche notato che Kineros2 simula solo alcuni dei processi fisici coinvolti nella trasformazione afflussi-deflussi, per cui non potrà che fallire nel simulare eventi in cui tali processi siano chiamati in causa. Tale lacuna è sembrata evidente a riguardo della mancanza, nel modello, di un modulo atto a simulare il deflusso ipodermico, cosicché i rami di esaurimento delle piene simulate sono risultati sistematicamente sottostimati rispetto a quelli misurati.

Non così positiva, invece, è risultata la fase di calibrazione nei confronti della simulazione del trasporto solido sospeso. Le molte simulazioni condotte hanno anzitutto messo in dubbio la stabilità del modulo di erosione e trasporto, il che potrebbe pregiudicare, a prescindere, il giudizio sul modello, ma nel complesso il fatto non ha costituito un effettivo problema. Quello che è stato possibile accertare è che il modo in cui il modello tratta il tema dell'erosione sembra essere troppo limitato per cogliere la complessità reale del fenomeno. Al modellista è data la possibilità di agire su due soli parametri per operare la calibrazione; dei due, uno non è in grado di influenzare l'output in modo significativo, mentre il secondo è, sì, molto efficace nel variare l'entità del trasporto solido finale, ma permette unicamente di “scalare” il sedimentogramma. Questo consente di cogliere in via di massima la magnitudine del trasporto osservato, ma non certo di riprodurne l'effettiva manifestazione.

Il processo di validazione ha consentito di valutare la capacità del modello di riprodurre in modo “autonomo” degli eventi di piena conseguenti a dati input di precipitazione. Il risultato di tale fase non è stato sicuramente definitivo per il fatto che il modello non è stato lasciato in piena autonomia, ma è stato iterativamente guidato dal modellista a causa della mancanza di dati concernenti le condizioni iniziali dei bacini studiati in occasione dei tanti eventi simulati; inoltre, e forse principalmente, per il fatto che ad ottimi risultati si sono affiancate performance piuttosto deludenti. La presenza dei primi è sicuramente incoraggiante e rassicurante, stando a dimostrazione della capacità del modello di poter costituire uno strumento efficace nella necessità di replicare, in modo plausibile, il comportamento di un sistema naturale complesso come quello di un bacino idrografico. L'occorrenza di risultati ampiamente non congruenti, d'altro canto, mette in luce l'ipotesi che Kineros2 non sia ancora pienamente affidabile nei confronti degli obiettivi della modellazione.

Il presente studio non ha avuto modo di approfondire per quali motivi il modello offra, in talune circostanze, prestazioni non soddisfacenti: un tale obiettivo di ricerca necessiterebbe di informazioni distribuite in merito ai processi modellati dalle equazioni contenute in Kineros2, informazioni non disponibili nell'ambito delle simulazioni svolte. In seguito allo studio della struttura del modello, e soprattutto dell'osservazione del suo operato nelle



molte simulazioni condotte, sembra tuttavia sensato indicare alcuni dei punti nodali su cui potrebbe giocarsi la debolezza di Kineros2. Anzitutto, la strategia con cui il paesaggio dei bacini imbriferi viene schematizzato è quella di considerare sottobacini di caratteristiche uniformi e collegati tra loro in modo puntuale, il che porta a semplificare in modo forse eccessivo l'effetto che l'effettiva morfologia del paesaggio esplica nel determinare sia i deflussi liquidi che quelli solidi. La trattazione dei fenomeni erosivi, inoltre, sembra essere decisamente troppo semplificata e rigida nel suo dipendere quasi unicamente dall'entità del ruscellamento superficiale.

In conclusione, sembra potersi affermare che Kineros2 sia un modello idrologico piuttosto solido e promettente, anche se in modo maggiore a riguardo della componente afflussi-deflussi che non di quella erosiva. Del resto non c'è motivo di dubitare che in un prossimo futuro la struttura attuale del modello possa essere migliorata, dato che in sostanza lo stato attuale costituisce un'ottima piattaforma su cui impostare eventuali migliorie.

Un utilizzo pratico del modello è, allo stato, sicuramente possibile, ma per le caratteristiche e le limitazioni soppesate nel corso di questo lavoro, sembra consigliabile valutarne in modo ponderato l'opportunità, e nei confronti degli obiettivi dell'utilizzo stesso, e nei confronti dell'effettiva possibilità, da parte dell'utente, di calibrare estensivamente il modello, per poter riporre la giusta fiducia nei risultati ottenuti.



# Bibliografia

- ASCE (1993). Criteria for evaluation of watershed models. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, **119**(3), 429–442. ASCE Task Committee.
- Asselman N. E. M. (2000). Fitting and interpretation of sediment rating curves. *Journal of Hydrology*, **234**(3–4), 228–248.
- Basso F. (1995). *Difesa del suolo e tutela dell'ambiente*. Pitagora Editrice Bologna.
- Benaman J.; Shoemaker C. A.; Haith D. A. (2005). Calibration and validation of Soil and Water Assessment Tool on an agricultural watershed in Upstate New York. *Journal of Hydrological Engineering*, **10**(5), 363–374.
- Betson R. P. (1964). What is watershed runoff? *Journal of Geophysical Research*, **69**, 1541–1552.
- Beven K. (2006). A manifesto for the Equifinality Thesis. *Journal of Hydrology*, **320**, 18–36.
- Beven K.; Freer J. (2001). Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *Journal of Hydrology*, **249**, 11–29.
- Brasington J.; Richards K. (2000). Turbidity and suspended sediment dynamics in small catchments in the Nepal Middle Hills. *Hydrological Processes*, **14**, 2559–2574.
- Brutsaert W. (2006). *Hydrology - An Introduction*. Cambridge University Press, 2<sup>a</sup> edizione.
- Burns I. S. (2007). USDA-ARS, Tucson, AZ. Comunicazione personale.

- Burns I. S.; Scott S.; Levick L.; Hernandez M.; Goodrich D. C.; Semmens D. J.; Kepner W. G.; Miller S. N. (2004). *Automated Geospatial Watershed Assessment (AGWA) - A GIS-based hydrologic modeling tool: documentation and user manual*. versione 1.5.
- Cammeraat E. L. H. (2002). A review of two strongly contrasting geomorphological systems within the context of scale. *Earth Surface Processes and Landforms*, **27**, 1201–1222.
- Cammeraat E. L. H. (2004). Scale dependent thresholds in hydrological and erosion response of a semi-arid catchment in southeast Spain. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, **104**, 317–332.
- Campbell F. B.; Bauder H. A. (1940). A rating-curve method for determining silt-discharge of streams. *EOS (Trans. Am. Geophys. Union)*, **21**, 603–607.
- Chow V. T. (1959). *Open-Channel Hydraulics*. McGraw Hill.
- Cohn T. A. (1995). Recent advances in statistical methods for the estimation of sediment and nutrient transport in rivers. *Reviews of Geophysics*, **9**, 1117–1123.
- Crawford C. G. (1991). Estimation of suspended-sediment rating curves and mean suspended-sediment loads. *Journal of Hydrology*, **129**(1–4), 331–348.
- Cressie N. A. C. (1993). *Statistics for Spatial Data*. John Wiley & Sons, New York.
- DCM (2000). *Drainage Criteria Manual*. Public Works and Utility Department, City of Lincoln. Revised 2004.
- Dingman S. L. (1994). *Physical Hydrology*. Macmillan.
- Dunne T.; Black R. D. (1970). Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resources Research*, **6**, 1296–1311.
- Evans C.; Davies T. D. (1998). Causes of concentration/discharge hysteresis and its potential as a tool for analysis of episode hydrochemistry. *Water Resources Research*, **34**(1), 129–137.
- FAO (1990). Soil Map of the World. Revised Legend. World Soil Resources Report. Reprinted with corrections. FAO, Rome.
- Ferguson R. J. (1987). Accuracy and precision of methods for estimating river loads. *Earth Surface Processes and Landforms*, **12**, 95–104.

- Ferro V. (2002). *La sistemazione dei bacini idrografici*. Mc Graw-Hill.
- Garrick M.; Cunnane C.; Nash J. E. (1978). A criterion of efficiency for rainfall-runoff models. *Journal of Hydrology*, **36**, 375–381.
- Gippel C. J. (1995). Potential of turbidity monitoring for measuring the transport of suspended solids in streams. *Hydrological Processes*, **9**, 83–97.
- Goodrich D. C.; Unkrich C. L.; Smith R. E.; Woolhiser D. A. (2006). Kinneros2 - new features and capabilities. In *3rd Fed. Interagency Hydrologic Modeling Conf.*, Reno, Nevada.
- Gordon N. D.; McMahon T. A.; Finlayson B. L. (1992). *Stream Hydrology - An introduction for Ecologists*. John Wiley & Sons, Chichester.
- Green I. R. A.; Stephenson D. (1986). Criteria for comparison of single event models. *Hydrological Sciences*, **31**(3), 395–411.
- Green W. H.; Ampt G. A. (1911). Studies on soil physics, 1: the flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science*, **4**(1), 1–24.
- Hantush M. M.; Kalin L. (2005). Uncertainty and sensitivity analysis of runoff and sediment yield in a small agricultural watershed with KINEROS2. *Hydrological Sciences*, **50**(6), 1151–1171.
- Horowitz A. J. (2003). An evaluation of sediment rating curves for estimating suspended sediment concentrations for subsequent flux calculations. *Hydrological Processes*, **17**(17), 3387–3409.
- Horton R. E. (1933). The role of infiltration in the hydrologic cycle. *EOS (Trans. Am. Geophys. Union)*, **14**, 446–460.
- Horton R. E. (1945). Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America*, **56**, 275–370. Bulletin.
- Jansson M. (1985). A comparison of detransformed logarithmic regressions and power function regressions. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, **67**(1–2), 61–70.
- Jetten V.; Govers G.; Hessel R. (2003). Erosion models: quality of spatial predictions. *Hydrological Processes*, **17**, 887–900.
- Julien P. Y. (1998). *Erosion and Sedimentation*. Cambridge University Press, Cambridge, UK.

- Kitanidis P. K. (1997). *Introduction to Geostatistics: Applications in Hydrogeology*. Cambridge University Press.
- Kostaschuk R.; Best J.; Villard P.; Peakall J.; Franklin M. (2005). Measuring flow velocity and sediment transport with an acoustic Doppler current profiler. *Geomorphology*, **68**(1-2), 25-37.
- Legates D. R.; McCabe G. J. J. (1999). Evaluating the use of 'goodness-of-fit' measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research*, **35**(1), 233-241.
- Lewis J. (1996). Turbidity-controlled suspended sediment sampling for runoff-event load estimation. *Water Resources Research*, **32**(7), 2299-2310.
- Loague K.; Green R. E. (1991). Statistical and graphical methods for evaluating solute transport models: Overview and application. *Journal of Contaminant Hydrology*, **7**, 51-73.
- Maione U. (1999). *Le piene fluviali*. La Goliardica Pavese, Pavia, 2<sup>a</sup> edizione.
- Maione U.; Moisello U. (1993). *Elementi di Statistica per l'Idrologia*. La Goliardica Pavese, Pavia.
- Matheron G. (1962). *Traité de Géostatistique appliquée*. Editions Technip, Paris. Tome 1.
- Merritt W. S.; Letcher R. A.; Jakeman A. J. (2003). A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modelling and Software*, **18**, 761-799.
- Moisello U. (1999). *Idrologia tecnica*. La Goliardica Pavese, Pavia.
- Moliere D. R.; Evans K. G.; Saynor M. J.; Erskine W. D. (2004). Estimation of suspended sediment loads in a seasonal stream in the wet-dry tropics, Northern Territory, Australia. *Hydrological Processes*, **18**, 531-544.
- Morris G. L.; Fan J. (1998). *Reservoir Sedimentation Handbook*. McGraw-Hill, New York.
- Nash J. E.; Sutcliffe J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I - A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, **10**(3), 282-290.
- Pavanelli D.; Bigi A. (2005a). Indirect methods to estimate suspended sediment concentration: Reliability and relationship of turbidity and settleable solids. *Biosystems Engineering*, **90**(1), 75-83.

- Pavanelli D.; Bigi A. (2005b). A new indirect method to estimate suspended sediment concentration in a river monitoring programme. *Biosystems Engineering*, **92**(4), 513–520.
- Pavanelli D.; Pagliarani A. (2002). Monitoring water flow, turbidity and suspended sediment load, from an Apennine catchment basin, Italy. *Biosystems Engineering*, **83**(4), 463–468.
- Pavanelli D.; Rigotti M. (2007). Hydrological and SSY monitoring programme to estimate soil erosion in experimental basins at different scales in the Reno catchment. In *Field trip guide*. A cura di Borselli L., pp. II4–II11. International Conference, Soil and Hillslope Management using scenario analysis and runoff-erosion models: a critical evaluation of current techniques. Firenze 7-9 maggio. [http://www.fi.cnr.it/irpi/cost634/field\\_trip\\_guide\\_cost634\\_florence2007.pdf](http://www.fi.cnr.it/irpi/cost634/field_trip_guide_cost634_florence2007.pdf).
- Pavanelli D.; Pagliarani A.; Bigi A. (2004). Monitoraggio idrotorbidimetrico per la stima dell'erosione nel bacino montano del Reno. In *Monitoraggio fluviale per lo studio dei processi erosivi nel bacino del Reno*, pp. 3–7. Supplemento ad ARPA Rivista n.6.
- Perrin C.; Michel C.; Andreassian V. (2001). Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *Journal of Hydrology*, **242**, 275–301.
- Phillips J. M.; Webb B. W.; Walling D. E.; Leeks G. J. L. (1999). Estimating the suspended sediment loads of rivers in the LOIS study area using infrequent samples. *Hydrological Processes*, **13**, 1035–1050.
- Reed W. G.; Kincer J. B. (1917). The preparation of precipitation charts. *Monthly Weather Review*, **45**, 233–235.
- Reichel G. (1998). *Suspended sediment monitoring: use of acoustic Doppler current profiler*, pp. 638–644. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.
- Richards L. A. (1931). Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics*, **1**, 318–333.
- Schleppi P.; Waldner P. A.; Fritschi B. (2006). Accuracy and precision of different sampling strategies and flux integration methods for runoff water: comparisons based on measurements of the electrical conductivity. *Hydrological Processes*, **20**, 395–410.

- Smith R. E.; Goodrich D. C.; Unkrich C. L. (1999). Simulation of selected events on the Catsop catchment by KINEROS2. A report for the GCTE conference on catchment scale erosion models. *Catena*, **37**, 457–475.
- Thiessen A. H. (1911). Precipitation averages for large areas. *Monthly Weather Review*, **39**, 1082–1084.
- Thomas R. B. (1985). Estimating total suspended sediment yield with probability sampling. *Water Resources Research*, **21**(9), 1381–1388.
- Thomas R. B.; Lewis J. (1993). A comparison of Selection At List Time and Time-Stratified Sampling for estimating suspended sediment loads. *Water Resources Research*, **29**(4), 1247–1256.
- Toy T. J.; Foster G. R.; Renard K. G. (2002). *Soil Erosion*. John Wiley & Sons, New York.
- Unkrich C. L. (2007). USDA-ARS, Tucson, AZ. Comunicazione personale.
- Walling D. E.; Webb B. W. (1981). The reliability of suspended sediment load data. In *Erosion and Sediment Transport Measurement*, volume 133, pp. 177–194. IAHS.
- Wass P. D.; Leeks G. J. L. (1999). Suspended sediment fluxes in the Humber catchment, UK. *Hydrological Processes*, **13**(7), 935–953.
- Willmott C. J. (1981). On the validation of models. *Physical Geography*, **2**, 184–194.
- Willmott C. J.; Ackleson S. G.; Davis R. E.; Feddema J. J.; Klink K. M.; Legates D. R.; Donnell J. O.; Rowe C. M. (1985). Statistics for the evaluation and comparison of models. *Journal of Geophysical Research*, **90**(C5), 8995–9005.
- Woolhiser D. A.; Smith R. E.; Goodrich D. C. (1990). *KINEROS, A Kinematic Runoff and EROsion Model: Documentation and User Manual*. edizione ARS-77.
- Wren D. G.; Barkdoll B. D.; Kuhnle R. A.; Derrow R. W. (2000). Field techniques for suspended-sediment measurement. *Journal of Hydraulic Engineering*, **126**(2), 97–104.
- Ziegler A. D.; Giambelluca T. W.; Sutherland R. A. (2001). Erosion prediction on unpaved mountain roads in northern Thailand: validation of dynamic erodibility modelling using KINEROS2. *Hydrological Processes*, **15**, 337–358.



Ziegler A. D.; Giambelluca T. W.; Sutherland R. A. (2002). Improved method for modelling sediment transport on unpaved roads using KINEROS2 and dynamic erodibility. *Hydrological Processes*, **16**, 3079–3089.



# Appendice A

## Tabelle

		Canali		Versanti			
		$S_i$	N	N	$K_s$	G	CV
<b>Estivi</b>	20/04/97	0.14	0.50	0.60	0.22	3.00	0.50
	04/05/98	0.30	0.50	2.50	0.55	1.00	1.00
	09/04/99	0.70	0.40	3.50	0.48	1.00	1.00
	05/08/00	0.10	0.40	0.60	1.40	1.00	1.00
	11/04/01	0.60	2.50	2.00	0.30	1.00	1.00
	12/04/02	0.80	2.00	2.00	0.20	5.00	1.00
	-----						
<b>Invernali</b>	22/11/97	0.40	0.65	5.00	0.42	3.00	1.00
	17/12/97	0.30	1.00	3.00	0.01	5.00	1.00
	19/10/98	0.50	1.00	4.00	0.95	1.00	1.00
	04/11/98	0.80	1.20	0.70	0.60	0.70	1.00
	04/12/98	0.90	1.50	1.00	0.88	1.00	1.00
	10/01/99	0.90	1.70	3.00	0.60	0.72	1.00
	03/11/99	0.40	0.90	2.00	0.70	1.00	1.00
	15/11/99	0.90	0.70	2.50	0.28	5.00	1.00
	05/12/99	0.90	0.65	0.75	0.87	1.00	1.00
	25/12/00	—	—	—	—	—	—
	26/12/00	0.90	0.50	0.50	0.50	0.66	1.00
	04/01/01	0.90	3.70	0.80	0.38	0.38	1.00
	02/03/01	—	—	—	—	—	—
	31/03/01	0.60	1.20	3.00	0.60	0.68	1.00

Tabella A.1: Moltiplicatori adottati per il Sillaro in calibrazione; “—” = non calibrato.

		Versanti										
Canali		N	CV	K <sub>s</sub>	G	SPL	COH	Int	Cov	Pave		
Esteri	20/04/97	Media	0.018	0.165	0.275	0.198	1179	114	0.0002	1.08	0.68	0.003
		Dev. St.	0.000	0.093	0.047	0.223	76	2	0.0000	0.29	0.07	0.015
	04/05/98	Media	0.018	0.689	0.549	0.495	393	114	0.0025	1.08	0.68	0.003
		Dev. St.	0.000	0.389	0.094	0.558	25	2	0.0000	0.29	0.07	0.015
	09/04/99	Media	0.014	0.965	0.549	0.431	393	114	0.0008	1.08	0.68	0.003
		Dev. St.	0.000	0.545	0.094	0.487	25	2	0.0000	0.29	0.07	0.015
	05/08/00	Media	0.014	0.165	0.549	1.259	393	114	0.0058	1.08	0.68	0.003
		Dev. St.	0.000	0.093	0.094	1.420	25	2	0.0000	0.29	0.07	0.015
	11/04/01	Media	0.088	0.551	0.549	0.268	393	114	0.0002	1.08	0.68	0.003
		Dev. St.	0.000	0.311	0.094	0.305	25	2	0.0000	0.29	0.07	0.015
	12/04/02	Media	0.070	0.551	0.549	0.180	1965	114	0.0003	1.08	0.68	0.003
		Dev. St.	0.000	0.311	0.094	0.202	127	2	0.0000	0.29	0.07	0.015
-----												
Invernali	22/11/97	Media	0.023	1.021	0.549	0.377	1179	114	0.0350	0.41	0.28	0.003
		Dev. St.	0.000	0.735	0.094	0.422	76	2	0.0000	0.28	0.19	0.015
	17/12/97	Media	0.035	0.613	0.549	0.012	1965	114	0.0003	0.41	0.28	0.003
		Dev. St.	0.000	0.441	0.094	0.009	127	2	0.0000	0.28	0.19	0.015
	19/10/98	Media	0.035	0.817	0.549	0.848	393	114	0.0033	0.41	0.28	0.003
		Dev. St.	0.000	0.588	0.094	0.958	25	2	0.0000	0.28	0.19	0.015
	04/11/98	Media	0.042	0.143	0.549	0.534	275	114	0.0002	0.41	0.28	0.003
		Dev. St.	0.000	0.103	0.094	0.605	18	2	0.0000	0.28	0.19	0.015
	04/12/98	Media	0.053	0.204	0.549	0.789	393	114	0.0002	0.41	0.28	0.003
		Dev. St.	0.000	0.147	0.094	0.886	25	2	0.0000	0.28	0.19	0.015
	10/01/99	Media	0.060	0.613	0.549	0.534	283	114	0.0005	0.41	0.28	0.003
		Dev. St.	0.000	0.441	0.094	0.605	18	2	0.0000	0.28	0.19	0.015
	03/11/99	Media	0.032	0.408	0.549	0.627	393	114	0.0001	0.41	0.28	0.003
		Dev. St.	0.000	0.294	0.094	0.705	25	2	0.0000	0.28	0.19	0.015
	15/11/99	Media	0.025	0.511	0.549	0.250	1965	114	0.0001	0.41	0.28	0.003
		Dev. St.	0.000	0.367	0.094	0.282	127	2	0.0000	0.28	0.19	0.015
	05/12/99	Media	0.023	0.153	0.549	0.778	393	114	0.0002	0.41	0.28	0.003
		Dev. St.	0.000	0.110	0.094	0.877	25	2	0.0000	0.28	0.19	0.015
	25/12/00	Media	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		Dev. St.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	26/12/00	Media	0.018	0.102	0.549	0.447	259	114	0.0010	0.41	0.284	0.003
		Dev. St.	0.000	0.074	0.094	0.504	17	2	0.0000	0.28	0.192	0.015
	04/01/01	Media	0.130	0.163	0.549	0.343	149	114	0.0001	0.41	0.284	0.003
		Dev. St.	0.000	0.118	0.094	0.382	10	2	0.0000	0.28	0.192	0.015
02/03/01	Media	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	Dev. St.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
31/03/01	Media	0.042	0.613	0.549	0.534	267	114	0.0010	0.41	0.284	0.003	
	Dev. St.	0.000	0.441	0.094	0.605	17	2	0.0000	0.28	0.192	0.015	

Tabella A.2: Sintesi dei valori dei parametri di calibrazione per il Sillaro; “—” = non calibrato.

			DV	PEP	MAE	CD	NSE	G	
<b>Estivi</b>	20/04/97	Q	-20.82	-5.19	2.97	1.02	0.74	2432	
		Qs		-18.48	54.05	0.96	0.26	97467	
	04/05/98	Q	-30.14	-0.64	1.72	0.99	0.91	1307	
		Qs		0.96	227.47	0.43	-1.45	1941392	
	09/04/99	Q	-28.14	-1.18	0.69	1.01	0.81	126	
		Qs		2.42	4.74	0.72	0.65	412	
	05/08/00	Q	19.14	-1.87	0.95	0.79	0.75	182	
		Qs		-1.42	231.59	5.03	0.59	119575	
	11/04/01	Q	-16.81	-31.52	4.46	1.12	0.83	6715	
		Qs		1.91	134.42	0.70	-1.24	470283	
	12/04/02	Q	-13.99	3.23	2.14	0.78	0.90	1276	
		Qs		-13.62	77.00	0.47	-1.45	295701	
	<b>Invernali</b>	22/11/97	Q	-26.95	-0.93	1.26	0.94	0.90	401
			Qs		1.70	231.38	0.84	-0.33	776866
17/12/97		Q	-28.08	-1.17	1.73	0.88	0.49	2166	
		Qs		3.90	14.77	0.67	-0.10	5568	
19/10/98		Q	-28.36	-0.24	1.19	0.92	0.87	220	
		Qs		-1.19	45.37	0.86	0.66	20447	
04/11/98		Q	-15.45	-0.31	0.88	0.92	0.75	283	
		Qs		-0.53	18.06	1.11	0.67	3202	
04/12/98		Q	-11.35	0.28	1.26	0.89	0.95	211	
		Qs		-0.40	43.16	1.00	0.76	30644	
10/01/99		Q	-20.84	0.40	1.78	0.87	0.85	757	
		Qs		2.81	44.35	0.71	0.05	45343	
03/11/99		Q	-12.05	-1.18	2.32	0.76	0.78	1456	
		Qs		-47.65	44.67	4.83	0.44	24636	
15/11/99		Q	-20.76	-0.81	4.26	0.76	0.88	2834	
		Qs		-0.76	77.21	0.35	-1.64	221471	
05/12/99		Q	-9.57	0.63	1.05	0.99	0.95	115	
		Qs		-0.91	21.80	1.40	0.67	8328	
25/12/00		Q	—	—	—	—	—	—	
		Qs		—	—	—	—	—	
26/12/00		Q	-2.86	-0.93	1.21	0.94	0.97	80	
		Qs		-4.84	82.43	0.97	0.76	90531	
04/01/01	Q	4.08	-3.55	0.67	0.81	0.84	327		
	Qs		0.22	58.39	0.81	-0.91	15589		
02/03/01	Q	—	—	—	—	—	—		
	Qs		—	—	—	—	—		
31/03/01	Q	-25.96	-2.13	1.84	0.91	0.94	1203		
	Qs		-2.12	275.28	0.27	-3.08	1283527		

Tabella A.3: Parametri di efficienza calcolati in calibrazione per il Sillaro; “Q” = idrogramma, “Qs” = sedimentogramma, “—” = non calibrato.

	Schema A					Schema B				
	Canali		Versanti			Canali		Versanti		
$S_i$	N	N	$K_s$	G	N	$K_s$	G	N	$K_s$	G
10/04/05	5.00	5.00	0.30	0.60	1.00	0.40	0.50	3.00	0.40	0.50
11/04/05	5.00	4.00	0.30	1.00	1.00	0.43	1.00	2.00	0.43	1.00
28/04/06	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
09/05/06	5.00	0.50	0.53	1.00	1.00	0.59	1.00	1.00	0.59	1.00
30/05/06	5.00	3.50	0.20	1.00	1.00	0.45	1.00	1.00	0.45	1.00
-----										
29/11/05	3.00	5.00	0.10	0.45	1.00	0.10	0.70	5.00	0.10	0.70
09/12/05	5.00	1.20	0.08	1.00	1.00	0.15	1.00	0.60	0.15	1.00
27/02/06	5.00	2.00	0.14	1.00	1.50	0.28	1.00	0.30	0.28	1.00
06/03/06	5.00	5.00	0.12	1.00	1.00	0.15	1.00	5.00	0.15	1.00
10/03/06	5.00	5.00	0.14	0.20	1.00	0.40	1.00	0.20	0.40	1.00

Tabella A.4: Moltiplicatori adottati per il Gaiana in calibrazione; “—” = non calibrato.

Schema A												
	Canali				Versanti							
	N	N	CV	K <sub>s</sub>	G	SPL	COH	Int	Cov	Pave		
<b>Estivi</b>												
10/04/05	Media	0.17	1.93	0.64	0.57	192.52	122.60	0.01	1.15	0.71	0.01	
	Dev. St.	0.00	0.91	0.12	0.28	36.87	5.55	0.01	0.34	0.12	0.02	
11/04/05	Media	0.17	1.54	0.64	0.57	320.87	122.60	0.04	1.15	0.71	0.01	
	Dev. St.	0.00	0.73	0.12	0.28	61.45	5.55	0.00	0.34	0.12	0.02	
28/04/06	Media	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
	Dev. St.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
09/05/06	Media	0.17	0.19	0.64	1.00	320.87	122.60	0.90	1.15	0.71	0.01	
	Dev. St.	0.00	0.09	0.12	0.49	61.45	5.55	0.00	0.34	0.12	0.02	
30/05/06	Media	0.17	1.35	0.64	0.38	320.87	122.60	0.45	1.15	0.71	0.01	
	Dev. St.	0.00	0.63	0.12	0.19	61.45	5.55	0.00	0.34	0.12	0.02	
<b>Invernali</b>												
29/11/05	Media	0.10	1.78	0.64	0.19	144.39	122.60	0.22	0.28	0.25	0.01	
	Dev. St.	0.00	0.94	0.12	0.09	27.65	5.55	0.00	0.19	0.15	0.02	
09/12/05	Media	0.17	0.43	0.64	0.15	320.87	122.60	0.19	0.28	0.25	0.01	
	Dev. St.	0.00	0.23	0.12	0.07	61.45	5.55	0.00	0.19	0.15	0.02	
27/02/06	Media	0.17	0.71	0.64	0.26	320.87	122.60	80.00	0.28	0.25	0.01	
	Dev. St.	0.00	0.38	0.12	0.13	61.45	5.55	0.00	0.19	0.15	0.02	
06/03/06	Media	0.17	1.78	0.64	0.22	320.87	122.60	0.14	0.28	0.25	0.01	
	Dev. St.	0.00	0.94	0.12	0.11	61.45	5.55	0.00	0.19	0.15	0.02	
10/03/06	Media	0.17	1.78	0.64	0.26	64.17	122.60	0.32	0.28	0.25	0.01	
	Dev. St.	0.00	0.94	0.12	0.13	12.29	5.55	0.00	0.19	0.15	0.02	

Tabella A.5: Sintesi dei valori dei parametri di calibrazione per il Gaiana - schema A. “—” = non calibrato.



Schema B												
Canali					Versanti							
	N	CV	K <sub>s</sub>	G	SPL	COH	Int	Cov	Pave			
Esterivi	10/04/05	Media	0.04	1.16	0.64	0.76	160.43	122.60	0.01	1.15	0.71	0.01
		Dev. St.	0.00	0.54	0.12	0.37	30.73	5.55	0.01	0.34	0.12	0.02
	11/04/05	Media	0.04	0.77	0.64	0.81	320.87	122.60	0.01	1.15	0.71	0.01
		Dev. St.	0.00	0.36	0.12	0.40	61.45	5.55	0.00	0.34	0.12	0.02
	28/04/06	Media	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
		Dev. St.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	09/06/05	Media	0.04	0.39	0.64	1.11	320.87	122.60	0.40	1.15	0.71	0.01
		Dev. St.	0.00	0.18	0.12	0.55	61.45	5.55	0.00	0.34	0.12	0.02
	30/05/06	Media	0.04	0.39	0.64	0.85	320.87	122.60	0.33	1.15	0.71	0.01
		Dev. St.	0.00	0.18	0.12	0.42	61.45	5.55	0.00	0.34	0.12	0.02
Invernali	29/11/05	Media	0.04	1.78	0.64	0.19	224.61	122.60	0.20	0.28	0.25	0.01
		Dev. St.	0.00	0.94	0.12	0.09	43.02	5.55	0.00	0.19	0.15	0.02
	09/12/05	Media	0.04	0.21	0.64	0.28	320.87	122.60	0.00	0.28	0.25	0.01
		Dev. St.	0.00	0.11	0.12	0.14	61.45	5.55	0.00	0.19	0.15	0.02
	27/02/06	Media	0.05	0.11	0.64	0.53	320.87	122.60	1.20	0.28	0.25	0.01
		Dev. St.	0.00	0.06	0.12	0.26	61.45	5.55	0.00	0.19	0.15	0.02
	06/03/06	Media	0.04	1.78	0.64	0.28	320.87	122.60	0.08	0.28	0.25	0.01
		Dev. St.	0.00	0.94	0.12	0.14	61.45	5.55	0.00	0.19	0.15	0.02
	10/03/06	Media	0.04	0.07	0.64	0.75	320.87	122.60	0.90	0.28	0.25	0.01
		Dev. St.	0.00	0.04	0.12	0.37	61.45	5.55	0.00	0.19	0.15	0.02

Tabella A.6: Sintesi dei valori dei parametri di calibrazione per il Gaiana - schema B. “—” = non calibrato.

	DV		PEP		MAE		CD		NSE		G			
	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B		
Estivi	10/04/05	Q	-8.06	-12.83	-3.98	3.98	0.89	0.83	0.75	0.72	0.79	0.81	82.10	72.92
		Qs	-	-	-26.79	1.47	24.24	35.78	0.90	0.72	0.69	0.36	11673.41	23884.81
	11/04/05	Q	5.16	-2.59	-5.66	-1.39	0.17	0.12	0.86	0.92	0.86	0.88	3.08	2.67
		Qs	-	-	-2.73	-3.41	8.86	6.56	0.45	0.54	-1.58	-0.67	2048.69	1326.01
	28/04/06	Q	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		Qs	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	09/05/06	Q	4.23	-14.29	-2.05	0.61	0.46	0.19	0.64	0.77	-1.01	0.74	41.11	5.30
		Qs	-	-	-2.04	0.32	36.41	19.33	1.37	1.20	-0.26	0.61	15417.11	4739.25
	30/05/06	Q	80.16	-9.66	-1.72	1.92	0.58	0.19	0.40	0.79	-0.97	0.84	51.27	4.17
		Qs	-	-	0.19	-0.31	35.29	17.66	0.75	1.47	0.21	0.74	12715.51	4109.36
	-----													
	Invernali	29/11/05	Q	-8.64	-12.36	-0.44	0.62	0.08	0.11	0.77	0.75	0.81	0.63	0.56
		Qs	-	-	-0.23	-0.30	6.77	7.73	0.98	1.17	-0.27	-0.74	550.21	755.86
09/12/05		Q	3.47	-8.25	-0.96	1.37	0.30	0.30	0.66	0.75	0.80	0.84	11.03	9.21
		Qs	-	-	-0.20	-0.90	32.78	15.98	1.38	1.08	-1.41	0.16	20468.18	7139.18
27/02/06		Q	-5.21	-15.69	0.42	-0.70	0.06	0.09	0.74	0.79	0.82	0.55	0.23	0.59
		Qs	-	-	1.28	1.04	7.37	8.37	1.44	1.57	0.12	-0.62	398.53	735.91
06/03/06		Q	-9.83	-19.48	2.82	1.08	0.65	0.33	0.76	0.80	0.52	0.91	47.62	8.56
		Qs	-	-	0.75	0.44	26.23	48.91	0.93	0.95	0.45	-1.10	8614.58	33023.37
10/03/06		Q	22.65	-30.79	-1.60	2.23	0.29	0.24	0.54	0.82	0.42	0.80	14.26	4.82
		Qs	-	-	0.21	-2.36	22.35	26.28	0.60	1.08	-0.06	-0.55	10141.07	14770.34

Tabella A.7: Valori dei parametri di efficienza calcolati in calibrazione per il Gaiana; “Q” = idrogramma, “Qs” = sedimentogramma, “\_” = non calibrato..

	Canali		Versanti			
	N	N	K <sub>s</sub>	G	CV	
<b>Valori medi</b>						
estivi	1.05	1.87	0.53	2.00	0.92	
invernali	1.23	2.19	0.57	1.68	1.00	
<b>medie NO</b>						
Estivi	1.05	1.87	0.35	2.00	1.00	
Invernali	1.00	2.19	0.57	1.01	1.00	
<b>medie per picco</b>						
Estivi - Picco singolo	0.43	2.20	0.81	1.00	1.00	
Estivi - Picchi multipli	1.67	1.53	0.24	3.00	0.83	
Invernali - Picco singolo	1.26	2.13	0.66	1.09	1.00	
Invernali - Picchi multipli	1.15	2.30	0.37	2.86	1.00	

Tabella A.8: Moltiplicatori adottati per il Sillaro in validazione.

	Canali				Versanti							
	N	N	CV	K <sub>s</sub>	G	SPL	COH	Int	Cov	Pave		
<b>Estivi</b>	valori medi	Media	0.037	0.515	0.504	0.469	786	114	0.002	1.08	0.676	0.003
		Dev. St.	0.000	0.291	0.085	0.534	51	1.944	0.000	0.293	0.073	0.015
	medie NO	Media	0.037	0.515	0.549	0.315	786	114	0.002	1.080	0.676	0.003
		Dev. St.	0.000	0.291	0.094	0.355	51	1.944	0.000	0.293	0.073	0.015
	media per picco	Media	0.015	0.606	0.549	0.728	393	114	0.003	1.080	0.676	0.003
		Dev. St.	0.000	0.343	0.094	0.822	25	1.944	0.000	0.293	0.073	0.015
<b>Invernali</b>	valori medi	Media	0.043	0.447	0.549	0.508	659	114	0.004	0.412	0.284	0.003
		Dev. St.	0.000	0.322	0.094	0.569	43	1.944	0.000	0.277	0.192	0.015
	Medie NO	Media	0.035	0.447	0.549	0.508	398	114	0.000	0.412	0.284	0.003
		Dev. St.	0.000	0.322	0.094	0.569	26	1.944	0.000	0.277	0.192	0.015
	media per picco	Media	0.044	0.435	0.549	0.594	428	114	0.006	0.412	0.284	0.003
		Dev. St.	0.000	0.313	0.094	0.668	28	1.944	0.000	0.277	0.192	0.015

Tabella A.9: Sintesi dei valori dei parametri in validazione per il Sillaro.

			DV	PEP	MAE	CD	NSE	G	
Estivi	14/09/97	Q	538.0	191.8	7.3	0.0	-21.1	936	
		Qs		678.1	533.6	0.0	-571.4	602129	
	07/05/01	Q	-6.2	-7.6	1.4	0.8	0.9	723	
		Qs		390.2	166.9	0.0	-64.8	597082	
	09/04/04	Q	21.6	117.3	2.8	0.1	-6.1	4345	
		Qs		1246.4	39.9	0.0	-25.7	29470	
	27/03/05	Q	-23.0	0.7	1.3	0.8	0.7	417	
		Qs		54.5	36.2	0.2	-1.1	28644	
	10/04/05	Q	-40.0	3.0	10.0	1.0	0.7	51453	
		Qs		24.1	384.2	0.5	0.2	15119328	
	Invernali	30/11/97	Q	-25.4	10.4	5.0	0.8	0.9	6533
			Qs		260.8	219.0	0.1	-6.3	2104744
26/12/97		Q	-43.3	-18.9	1.0	1.0	0.1	340	
		Qs		243.6	12.8	0.2	-1.7	2376	
21/12/98		Q	-4.9	-5.0	3.2	0.9	0.9	2360	
		Qs		105.1	229.7	0.3	-0.3	331053	
07/11/99		Q	13.9	-1.0	7.1	0.7	0.8	22113	
		Qs		—	—	—	—	—	
06/11/00		Q	20.3	-7.2	1.3	0.6	0.8	556	
		Qs		-46.1	163.4	3.0	0.5	243332	
15/11/00		Q	-32.6	-14.7	1.9	1.0	0.9	736	
		Qs		—	—	—	—	—	
21/11/00		Q	-7.9	-0.7	1.9	0.9	0.9	1162	
		Qs		—	—	—	—	—	
21/02/02		Q	-15.9	0.6	2.4	0.9	0.9	1129	
		Qs		53.1	411.9	0.1	-4.7	1878900	
13/12/02		Q	—	—	—	—	—	—	
		Qs		—	—	—	—	—	
03/03/03		Q	—	—	—	—	—	—	
		Qs		—	—	—	—	—	
26/11/03	Q	—	—	—	—	—	—		
	Qs		—	—	—	—	—		
29/12/03	Q	-48.9	-35.4	3.8	1.2	0.4	3294		
	Qs		-26.3	41.1	1.1	0.5	41792		
02/12/04	Q	-36.3	-7.8	4.1	0.8	0.2	2859		
	Qs		248.8	148.7	0	-20.8	630198		

Tabella A.10: Parametri di efficienza di validazione per il Sillaro, schema 1; “Q” = idrogramma, “Qs” = sedimentogramma, “—” = non validato.

		DV	PEP	MAE	CD	NSE	G		
Estivi	14/09/97	Q	769.1	277.8	10.4	0.0	-40.5	17637	
		Qs		974.5	792.1	0.0	-1215.1	1279138	
	07/05/01	Q	-12.6	-12.9	1.4	0.9	0.9	712	
		Qs		344.8	150.5	0.0	-52.9	489082	
	09/04/04	Q	19.6	115.5	2.7	0.1	-5.9	4207	
		Qs		1174.3	39.7	0.0	-25.2	29014	
	27/03/05	Q	-25.3	-3.8	1.3	0.9	0.7	406	
		Qs		55.2	32.9	0.3	-1.0	27224	
	10/04/05	Q	-37.4	5.8	9.7	1.0	0.7	48631	
		Qs		29.2	412.6	0.4	0.1	17946000	
	Invernali	30/11/97	Q	-32.1	4.6	5.4	0.9	0.8	7834
			Qs		43.2	62.6	0.6	0.7	85884
26/12/97		Q	-38.3	-1.8	0.9	0.8	0.4	245	
		Qs		60.5	3.1	1.4	0.9	69	
21/12/98		Q	-5.4	-3.3	2.8	0.8	0.9	1732	
		Qs		-7.6	73.8	1.6	0.8	47399	
07/11/99		Q	14.1	0.2	6.8	0.7	0.9	19481	
		Qs		—	—	—	—	—	
06/11/00		Q	18.0	-3.7	1.1	0.6	0.7	640	
		Qs		-78.8	168.1	3.8	0.1	485048	
15/11/00		Q	-18.3	-13.3	1.3	1.0	0.9	642	
		Qs		—	—	—	—	—	
21/11/00		Q	-10.6	0.4	1.9	0.9	0.9	938	
		Qs		—	—	—	—	—	
21/02/02		Q	-18.5	0.0	3.0	0.9	0.9	1686	
		Qs		-36.2	161.2	1.2	0.2	253401	
13/12/02		Q	—	—	—	—	—	—	
		Qs		—	—	—	—	—	
03/03/03		Q	—	—	—	—	—	—	
		Qs		—	—	—	—	—	
26/11/03	Q	—	—	—	—	—	—		
	Qs		—	—	—	—	—		
29/12/03	Q	-39.0	-23.1	4.0	1.1	0.3	3603		
	Qs		-45.9	23.3	2.8	0.7	23015		
02/12/04	Q	-30.8	0.2	4.4	0.7	0.0	3665		
	Qs		43.7	40.1	0.3	-0.9	56185		

Tabella A.11: Parametri di efficienza di validazione per il Sillaro, schema 2; “Q” = idrogramma, “Qs” = sedimentogramma, “—” = non validato.

			DV	PEP	MAE	CD	NSE	G	
Estivi	14/09/97	Q	526.3	224.9	7.1	0.0	-22.4	9942	
		Qs		899.9	658.8	0.0	-830.3	874414	
	07/05/01	Q	-5.7	-1.4	1.9	0.8	0.7	2076	
		Qs		588.7	216.8	0.0	-117.8	1077862	
	09/04/04	Q	23.8	139.8	3.4	0.1	-8.2	5652	
		Qs		1572.9	45.4	0.0	-27.3	31263	
	27/03/05	Q	-16.2	5.5	1.2	0.7	0.7	414	
		Qs		-33.7	13.0	1.5	0.7	3697	
	10/04/05	Q	-30.4	13.4	9.2	0.8	0.8	42607	
		Qs		-46.5	284.0	2.2	0.5	9477901	
	Invernali	30/11/97	Q	-19.9	16.4	4.9	0.7	0.9	6652
			Qs		285.3	252.3	0.1	-9.1	2910329
26/12/97		Q	-40.7	-13.9	1.0	1.0	0.2	318	
		Qs		334.6	19.0	0.1	-5.1	5461	
21/12/98		Q	1.8	-2.2	3.0	0.8	0.9	2323	
		Qs		108.8	266.2	0.3	-0.6	420868	
07/11/99		Q	9.6	-4.0	7.1	0.8	0.8	20725	
		Qs		—	—	—	—	—	
06/11/00		Q	3.0	-17.5	1.0	0.8	0.9	326	
		Qs		-85.6	192.3	2.9	-0.1	588181	
15/11/00		Q	-13.4	-8.8	1.1	0.9	0.9	454	
		Qs		—	—	—	—	—	
21/11/00		Q	-4.7	-0.4	1.9	0.8	0.9	1143	
		Qs		—	—	—	—	—	
21/02/02		Q	-19.8	-3.5	2.5	0.9	0.9	1098	
		Qs		55.1	370.7	0.2	-3.9	1610888	
13/12/02		Q		—	—	—	—	—	
		Qs		—	—	—	—	—	
03/03/03		Q		—	—	—	—	—	
		Qs		—	—	—	—	—	
26/11/03	Q		—	—	—	—	—		
	Qs		—	—	—	—	—		
29/12/03	Q	-35.8	-24.9	3.5	1.1	0.5	2685		
	Qs		-56.4	28.8	3.9	0.6	34420		
02/12/04	Q	-24.1	3.5	3.7	0.8	0.3	2555		
	Qs		25.1	35.6	0.4	-0.4	40543		

Tabella A.12: Parametri di efficienza di validazione per il Sillaro, schema 3; “Q” = idrogramma, “Qs” = sedimentogramma, “—” = non validato.

		<b>Schema A</b>			<b>Schema B</b>		
		Canali	Versanti	Canali	Versanti		
	N	N	K <sub>s</sub>	G	N	N	K <sub>s</sub> G
<i>Medie generali</i>							
<b>estivi</b>	5.00	3.25	0.33	0.90	1.00	1.75	0.47 0.88
<b>invernali</b>	4.60	3.64	0.12	0.73	1.10	2.22	0.22 0.94
<i>Medie senza outliers</i>							
<b>estivi</b>	5.00	3.25	0.33	0.90	1.00	1.75	0.47 0.88
<b>invernali</b>	5.00	3.64	0.12	0.73	1.00	2.22	0.22 1.00

Tabella A.13: Moltiplicatori adottati per il Gaiana in validazione.



**Schema A**

		Canali				Versanti					
		N	CV	K <sub>s</sub>	G	SPL	COH	Int	Cov	Pave	
Estivi	medie	0.18	0.64	0.63	288.78	122.60	0.35	1.15	0.01	0.01	
	Dev. St.	0.00	0.12	0.31	55.30	5.55	0.00	0.34	0.00	0.02	
Invernali	medie NO	0.18	0.64	0.63	288.78	122.60	0.35	1.15	0.01	0.01	
	Dev. St.	0.00	0.12	0.31	55.30	5.55	0.00	0.34	0.00	0.02	
-----											
Estivi	medie	0.16	0.64	0.22	234.23	122.60	16.17	0.28	0.00	0.01	
	Dev. St.	0.00	0.12	0.11	44.86	5.55	0.00	0.19	0.00	0.02	
Invernali	medie NO	0.18	0.64	0.22	234.23	122.60	0.22	0.28	0.00	0.01	
	Dev. St.	0.00	0.12	0.11	44.86	5.55	0.00	0.19	0.00	0.02	

**Schema B**

		Canali				Versanti					
		N	CV	K <sub>s</sub>	G	SPL	COH	Int	Cov	Pave	
Estivi	medie	0.04	0.64	0.88	280.76	122.60	0.19	1.15	0.01	0.01	
	Dev. St.	0.00	0.12	0.43	53.77	5.55	0.00	0.34	0.00	0.02	
Invernali	medie NO	0.04	0.64	0.88	280.76	122.60	0.19	1.15	0.01	0.01	
	Dev. St.	0.00	0.12	0.43	53.77	5.55	0.00	0.34	0.00	0.02	
-----											
Estivi	medie	0.16	0.64	0.22	234.23	122.60	16.17	0.28	0.00	0.01	
	Dev. St.	0.00	0.12	0.11	44.86	5.55	0.00	0.19	0.00	0.02	
Invernali	medie NO	0.04	0.64	0.40	320.87	122.60	0.48	0.28	0.00	0.01	
	Dev. St.	0.00	0.12	0.20	61.45	5.55	0.00	0.19	0.00	0.02	

Tabella A.14: Sintesi dei valori dei parametri di validazione per il Gaiana.

	DV		PEP		MAE		CD		NSE		G					
	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B	A	B				
<b>Estivi</b>	18/09/05	Q	171	156	544	609	<i>medie generali</i>		3.74	3.76	0.04	0.04	-17.84	-20.64	10136	11647
	Qs	—	—	—	570	1021	951.49	1410.07	0.01	0.00	-99.00	-258.85	15297355	39748977		
<b>Invernali</b>	19/10/05	Q	-35	31	215	184	0.39	1.12	0.44	0.07	0.3	-14.74	23	538		
	Qs	—	—	—	9331	2253	388.82	50.64	0.00	0.00	-21958.01	-549.14	5729703	143545		
	05/11/05	Q	-34	-16	69	118	0.74	1.41	0.57	0.27	-0.08	-3.32	138	638		
	Qs	—	—	—	2285	679	617.88	113.38	0.00	0.01	-1285.23	-71.93	16190228	918044		
	01/12/05	Q	-14	-25	-2	-8	0.45	0.72	0.85	0.93	0.80	0.38	37	122		
	Qs	—	—	—	—	532	79	58.78	37.94	0.07	0.35	-14.45	-3.13	128733	34447	
24/02/06	Q	-19	-40	-1	-17	0.29	0.48	0.70	0.74	0.77	0.25	13	41			
Qs	—	—	—	—	78	-2	38.67	28.73	0.22	0.42	-5.94	-2.55	33024	16903		
<b>Estivi</b>	18/09/05	Q	171	156	544	609	<i>medie senza outliers</i>		3.74	3.76	0.04	0.04	-17.84	-20.64	10136	11647
	Qs	—	—	—	570	1021	951.49	1410.07	0.01	0.00	-99.00	-258.85	15297355	39748977		
<b>Invernali</b>	19/10/05	Q	70	35	215	180	1.09	1.09	0.05	0.07	-19.14	-14.23	679	521		
	Qs	—	—	—	1251	2271	61.99	47.83	0.00	0.00	-485.29	-498.7	126886	130386		
	05/11/05	Q	7	-16	67	120	1.18	1.38	0.25	0.28	-2.61	-3.25	533	627		
	Qs	—	—	—	238	693	96.14	110.58	0.04	0.01	-24.87	-71.63	325660	914217		
	01/12/05	Q	-16	-46	-2.35	-15	0.52	0.99	0.86	0.78	0.72	0.16	55	165		
	Qs	—	—	—	—	0.33	83	23.67	38.63	1.08	0.34	-0.68	-3.24	13986	35367	
24/02/06	Q	-19	-41	-1.44	-18	0.28	0.49	0.7	0.74	0.77	0.24	13	42			
Qs	—	—	—	—	-41	-0.37	29.76	28.67	0.43	0.42	-2.65	-2.51	17353	16702		

Tabella A.15: Parametri di efficienza di validazione per il Gaiana; “Q” = idrogramma, “Qs” = sedimentogramma, “—” = non calcolato.

# Appendice B

## Analisi di sensitività

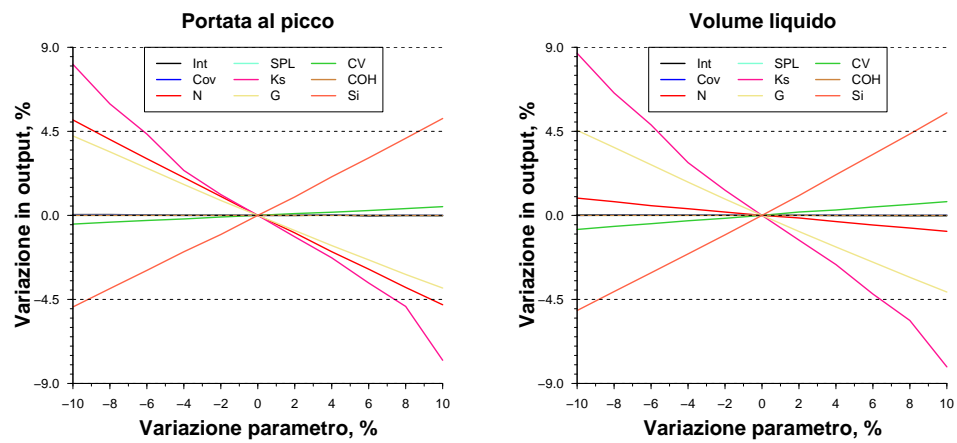


Figura B.1: Gaiana, analisi di sensitività dell'output liquido - T=3 anni.

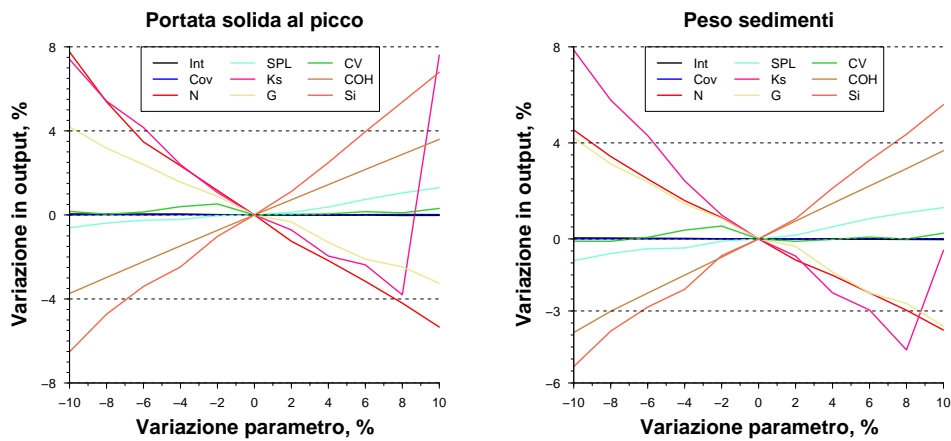


Figura B.2: Gaiana, analisi di sensitività dell'output solido - T=3 anni.

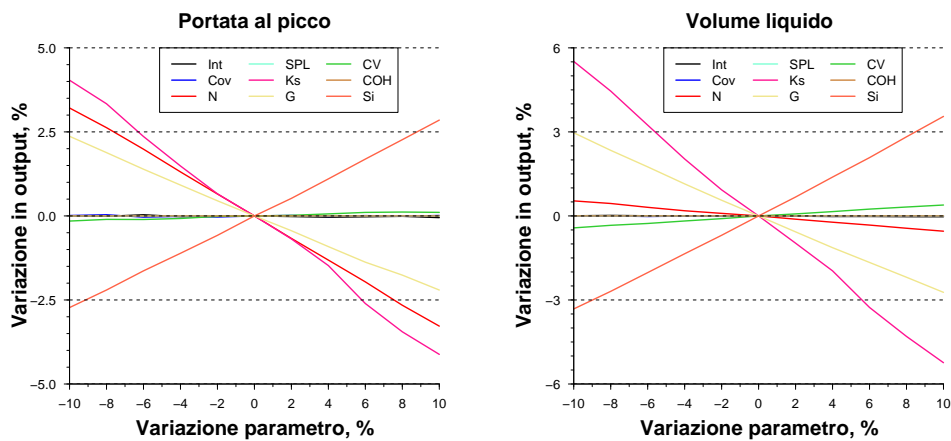


Figura B.3: Gaiana, analisi di sensitività dell'output liquido - T=10 anni.

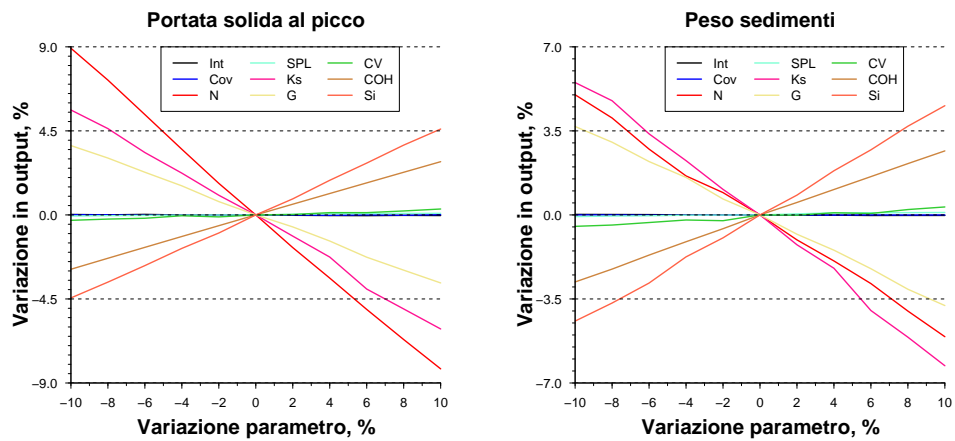


Figura B.4: Gaiana, analisi di sensitività dell'output solido - T=10 anni.

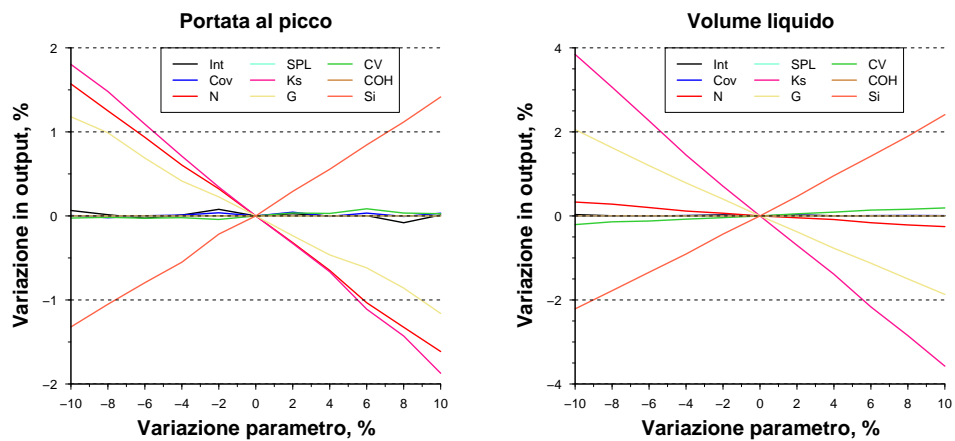


Figura B.5: Gaiana, analisi di sensitività dell'output liquido - T=100 anni.

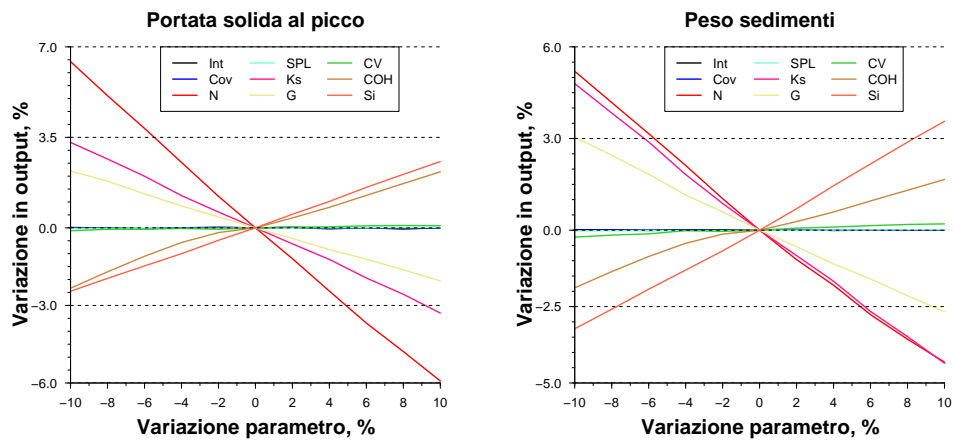


Figura B.6: Gaiana, analisi di sensitività dell'output solido - T=100 anni.

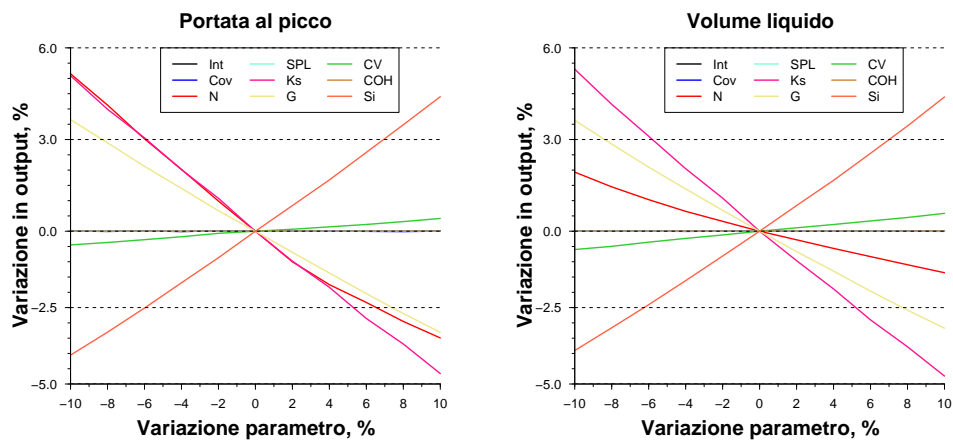


Figura B.7: Sillaro, analisi di sensitività dell'output liquido - T=3 anni.

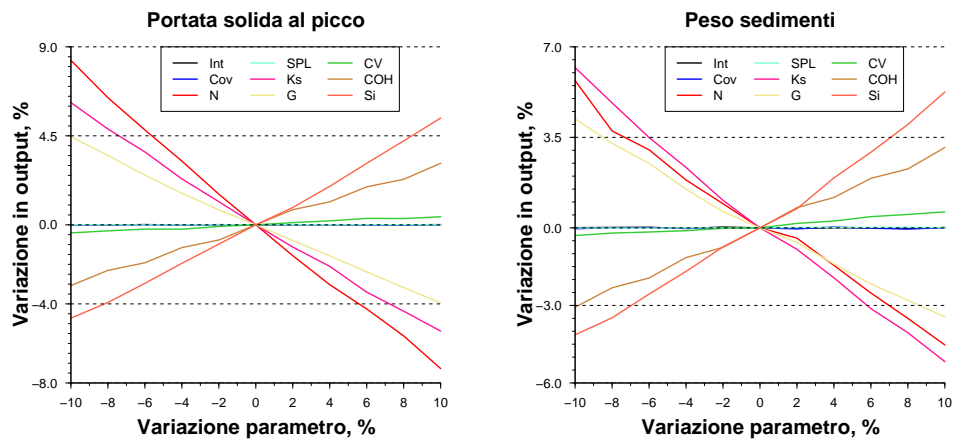


Figura B.8: Sillaro, analisi di sensitività dell'output solido - T=3 anni.

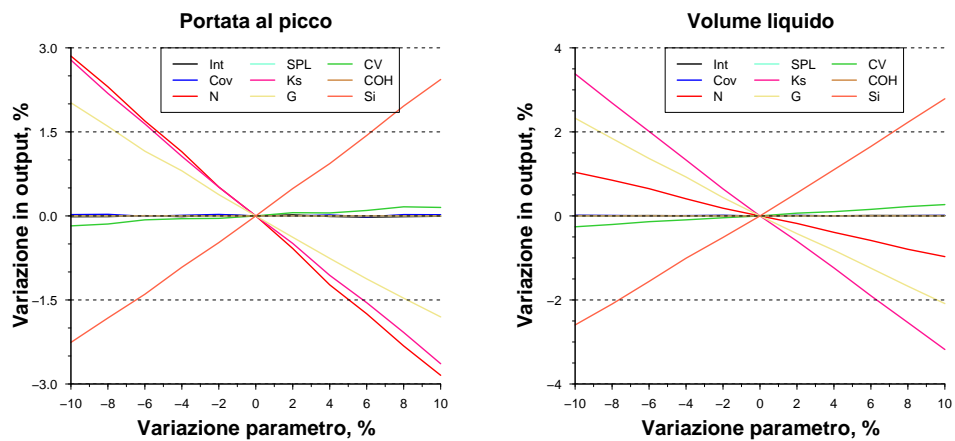


Figura B.9: Sillaro, analisi di sensitività dell'output liquido - T=10 anni.

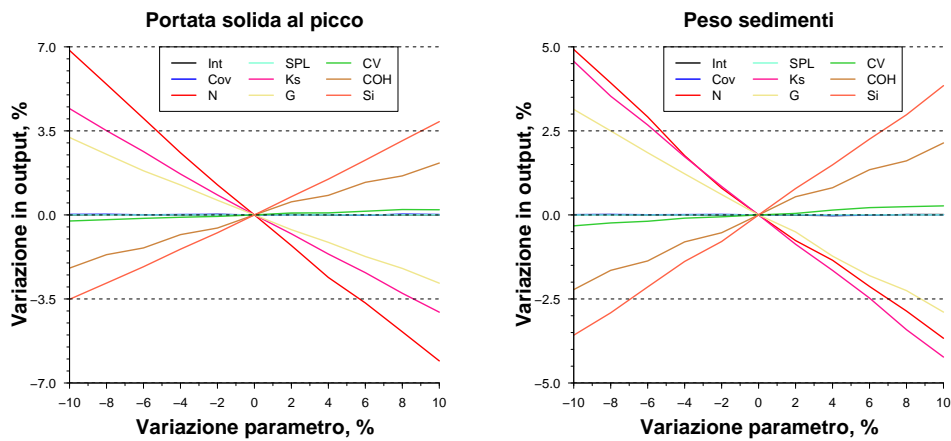


Figura B.10: Sillaro, analisi di sensitività dell'output solido - T=10 anni.

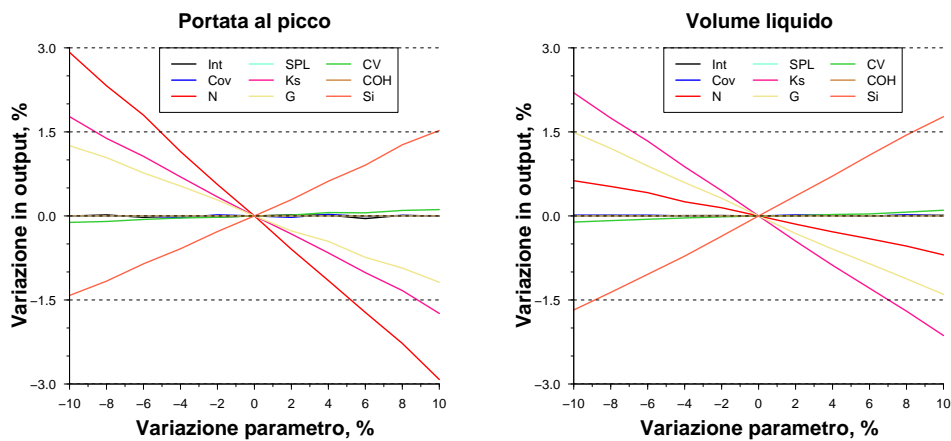


Figura B.11: Sillaro, analisi di sensitività dell'output liquido - T=100 anni.



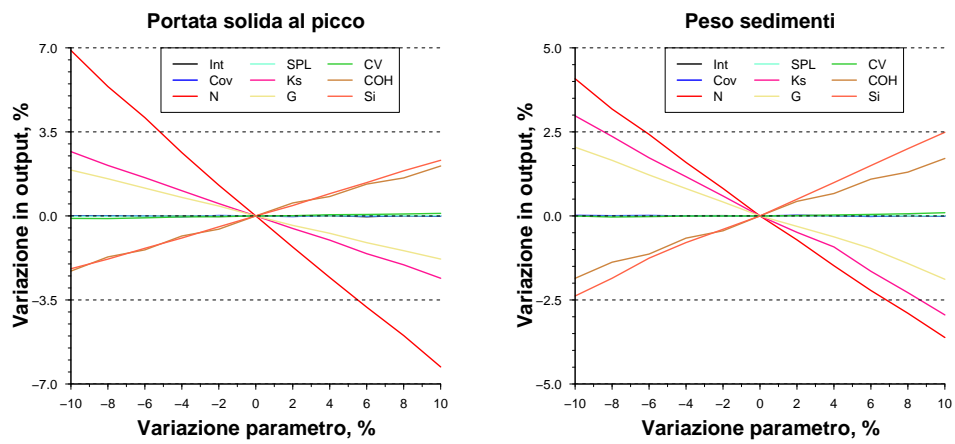


Figura B.12: Sillaro, analisi di sensitività dell'output solido - T=100 anni.



# Appendice C

## Sillaro, grafici di calibrazione eventi estivi

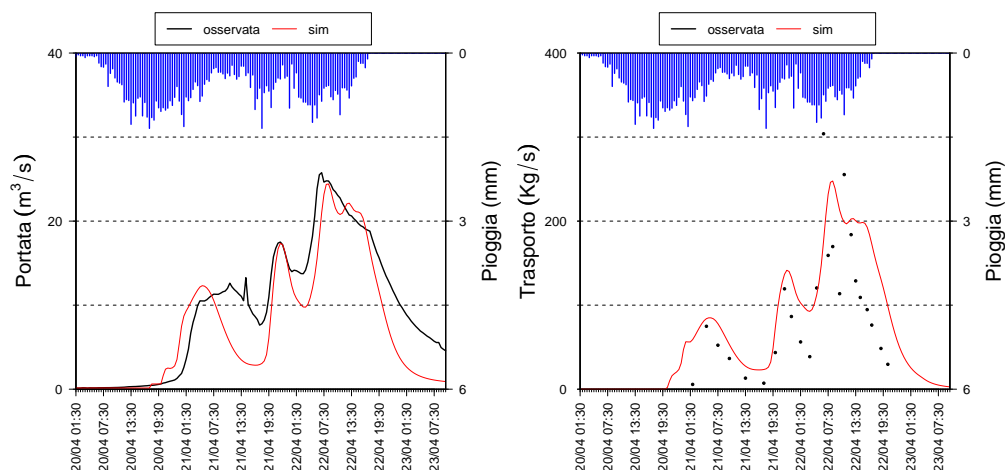


Figura C.1: Calibrazione evento del 20 aprile 1997.

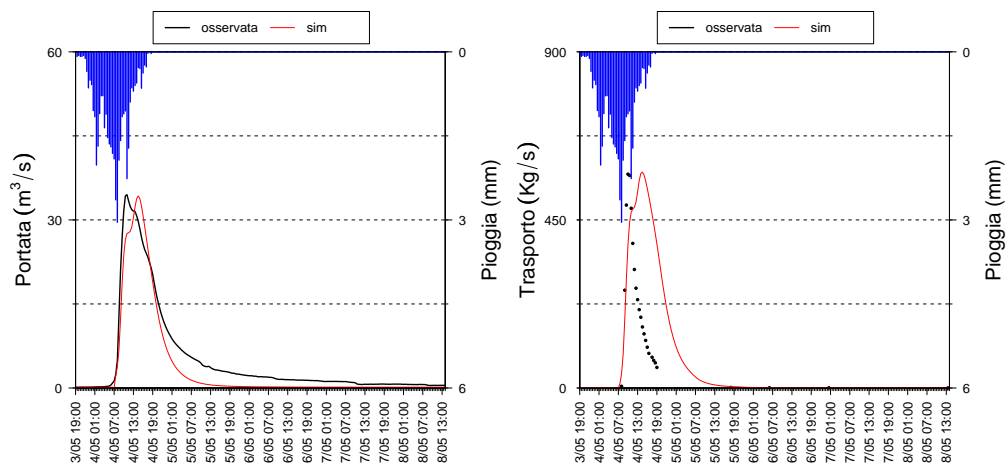


Figura C.2: Calibrazione evento del 4 maggio 1998.

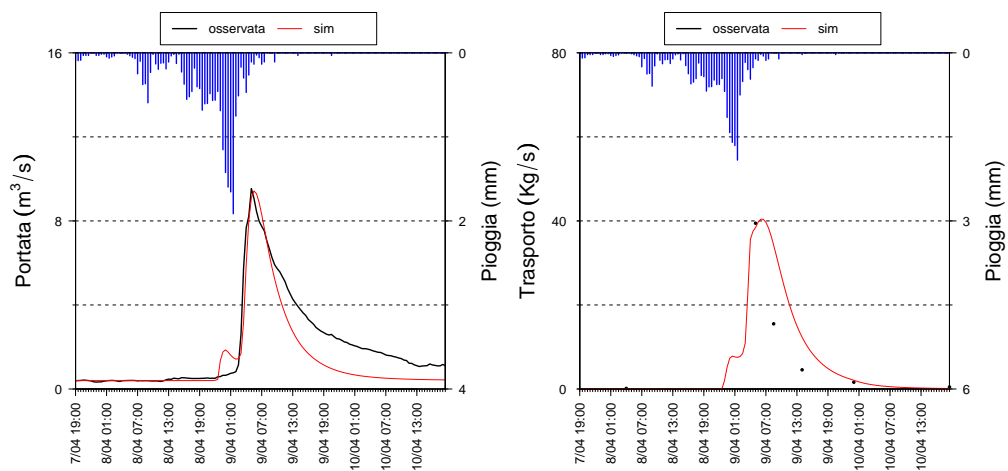


Figura C.3: Calibrazione evento del 9 aprile 1999.

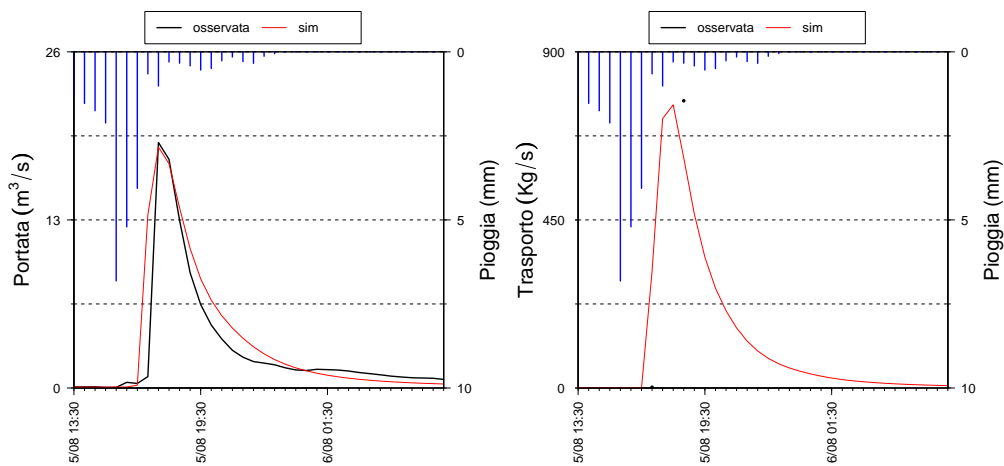


Figura C.4: Calibrazione evento del 5 agosto 2000.

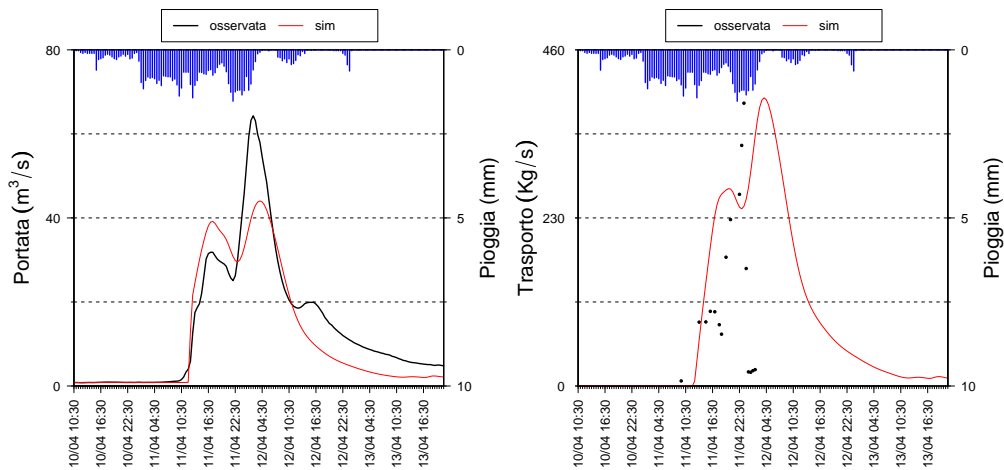


Figura C.5: Calibrazione evento del 11 aprile 2001.

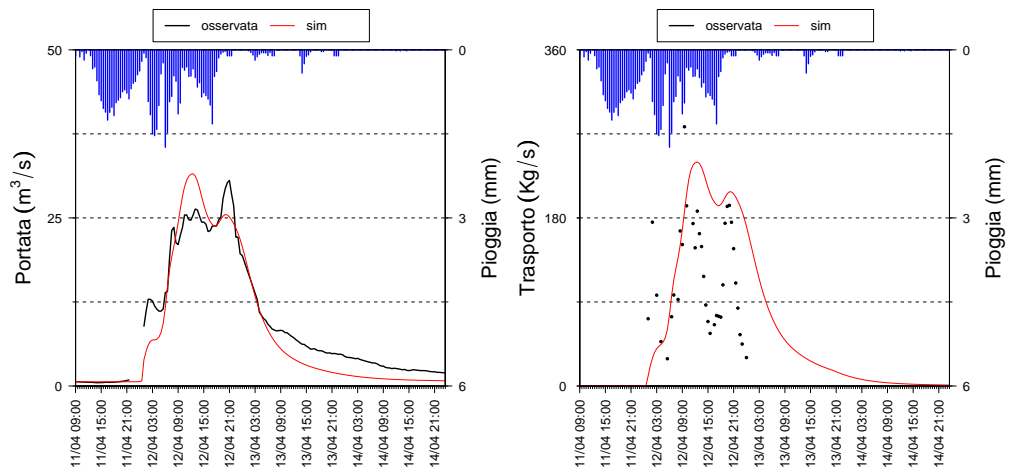


Figura C.6: Calibrazione evento del 12 aprile 2002.

# Appendice D

## Sillaro, grafici di calibrazione eventi invernali

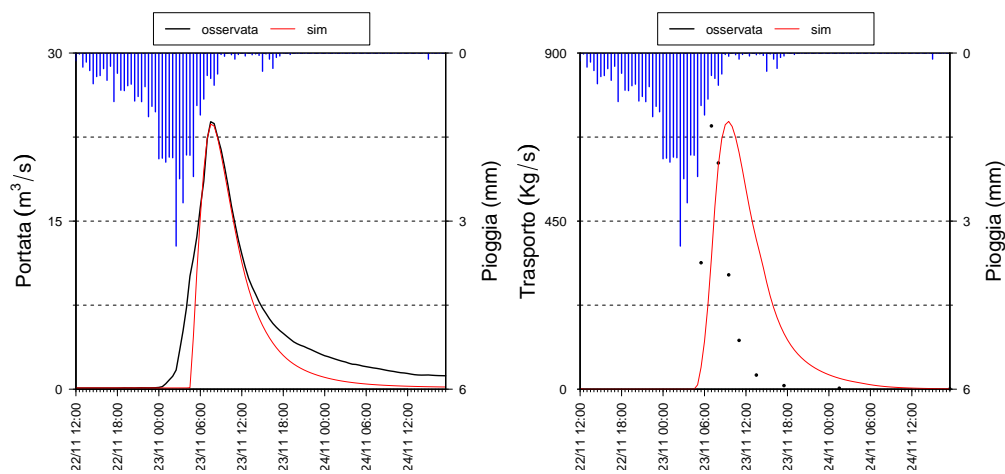


Figura D.1: Calibrazione evento del 22 novembre 1997.

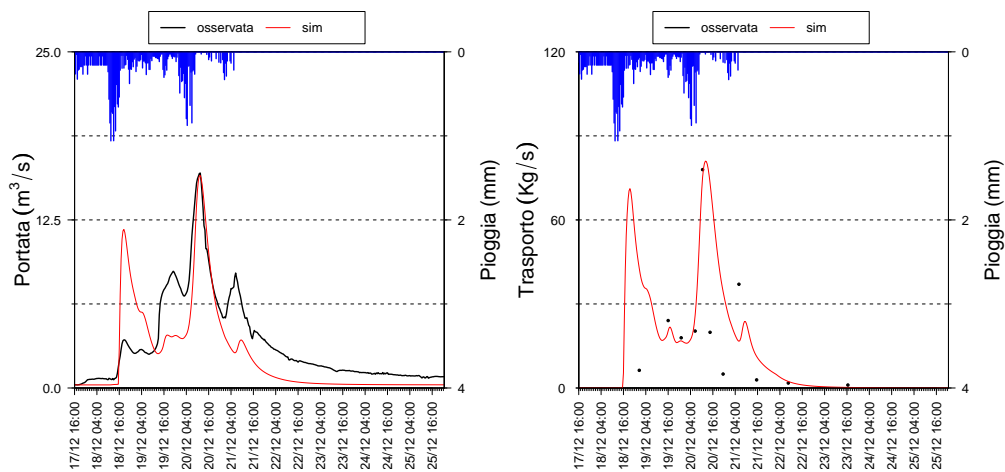


Figura D.2: Calibrazione evento del 18 dicembre 1997.

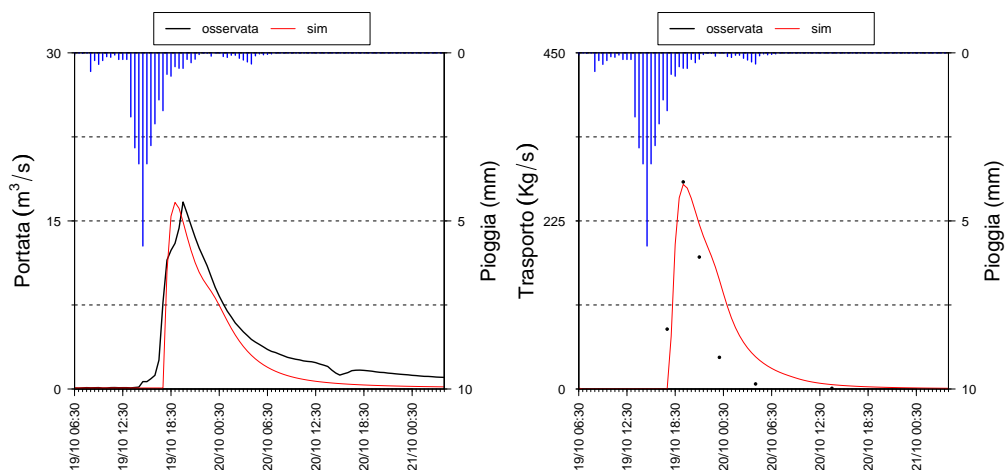


Figura D.3: Calibrazione evento del 19 ottobre 1998.



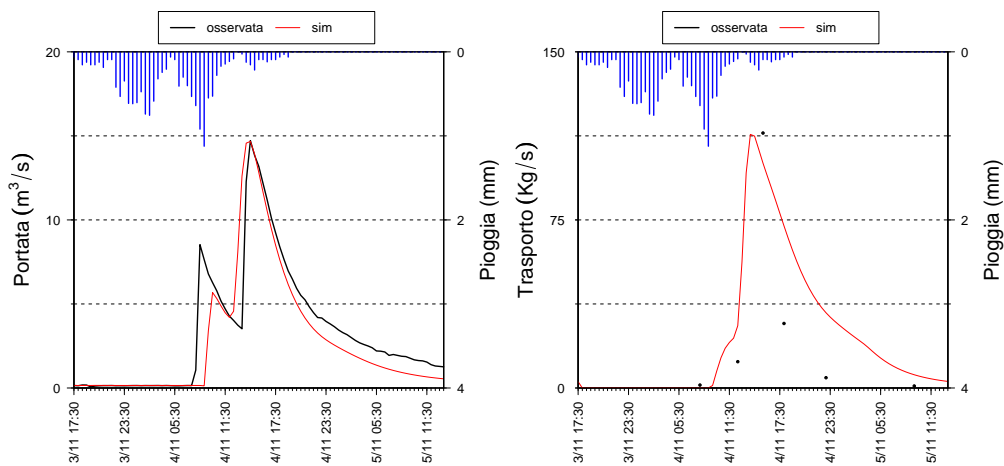


Figura D.4: Calibrazione evento del 4 novembre 1998.

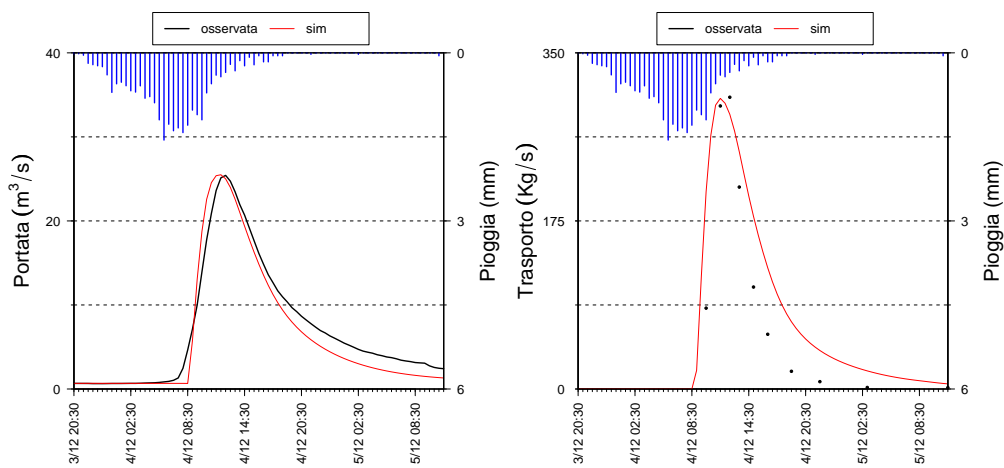


Figura D.5: Calibrazione evento del 4 dicembre 1998.

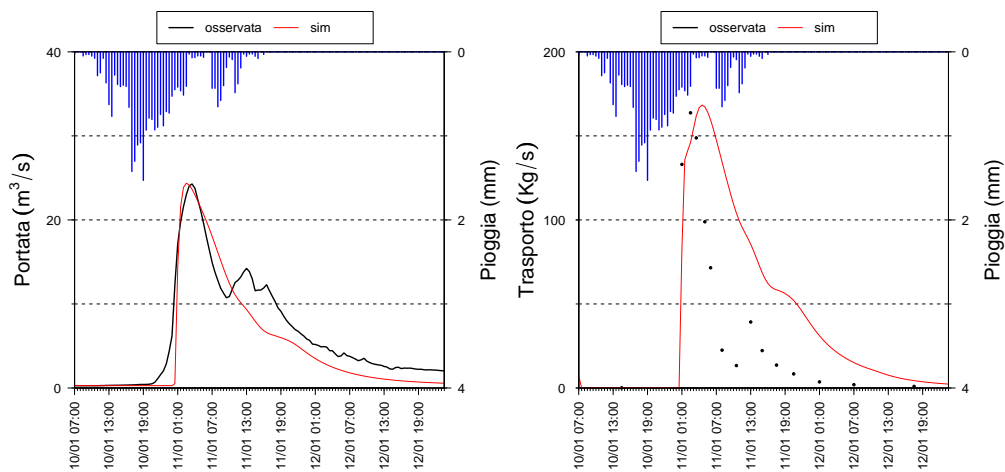


Figura D.6: Calibrazione evento del 10 gennaio 1999.

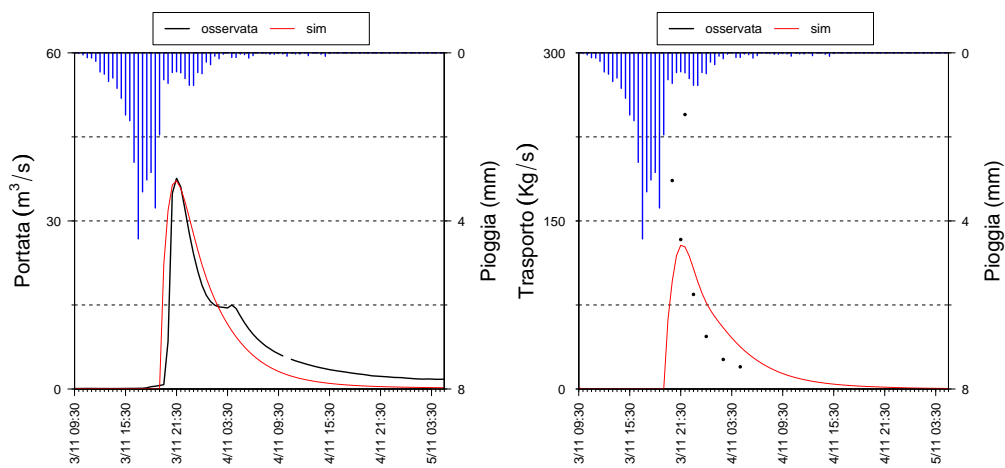


Figura D.7: Calibrazione evento del 3 novembre 1999.

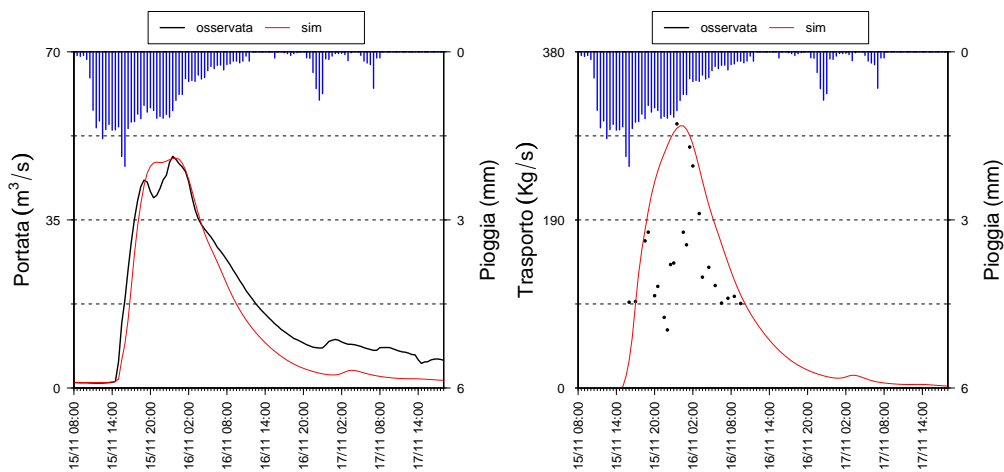


Figura D.8: Calibrazione evento del 15 novembre 1999.

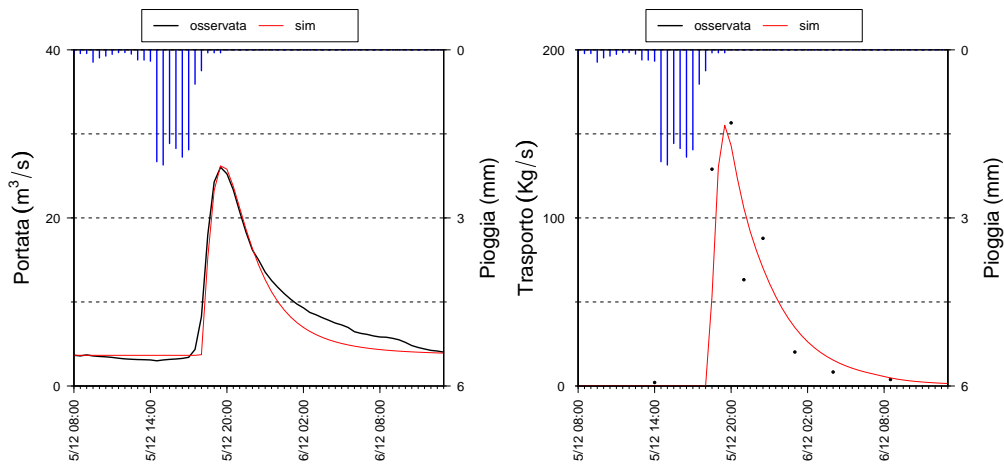


Figura D.9: Calibrazione evento del 5 dicembre 1999.

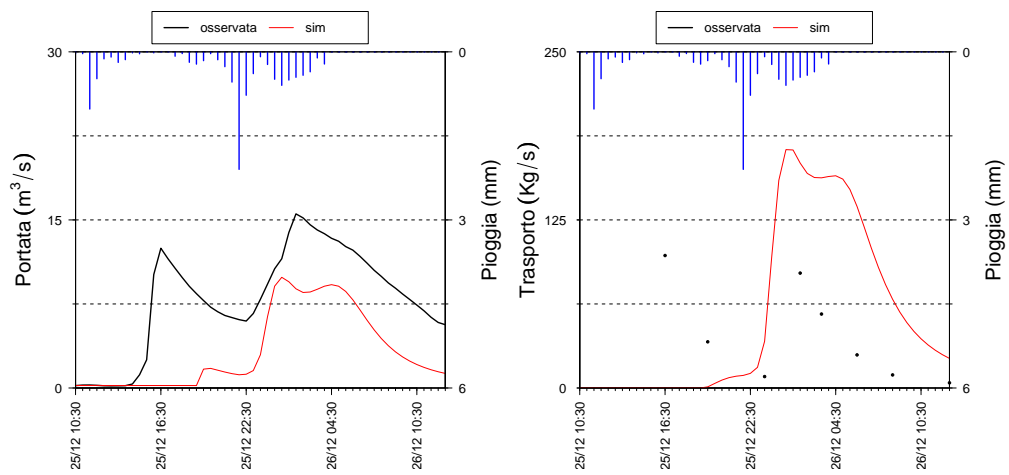


Figura D.10: Calibrazione evento del 25 dicembre 2000.

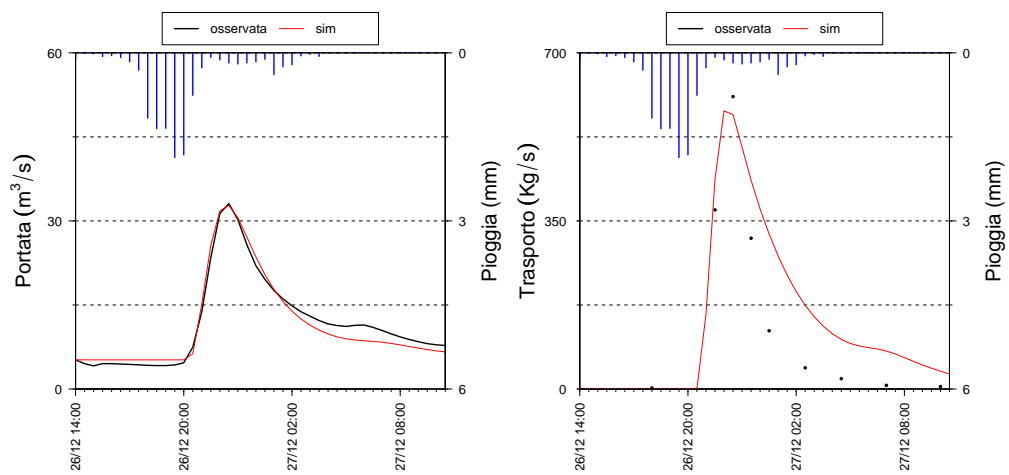


Figura D.11: Calibrazione evento del 26 dicembre 2000.

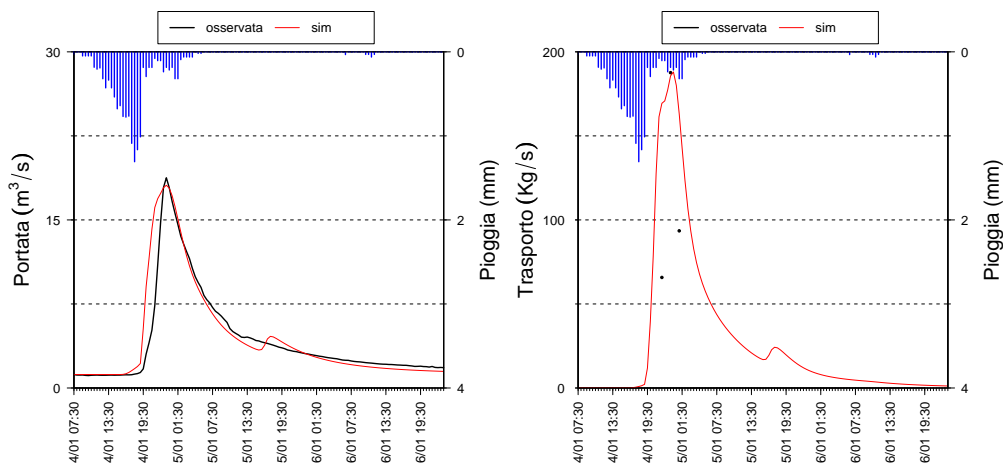


Figura D.12: Calibrazione evento del 4 gennaio 2001.

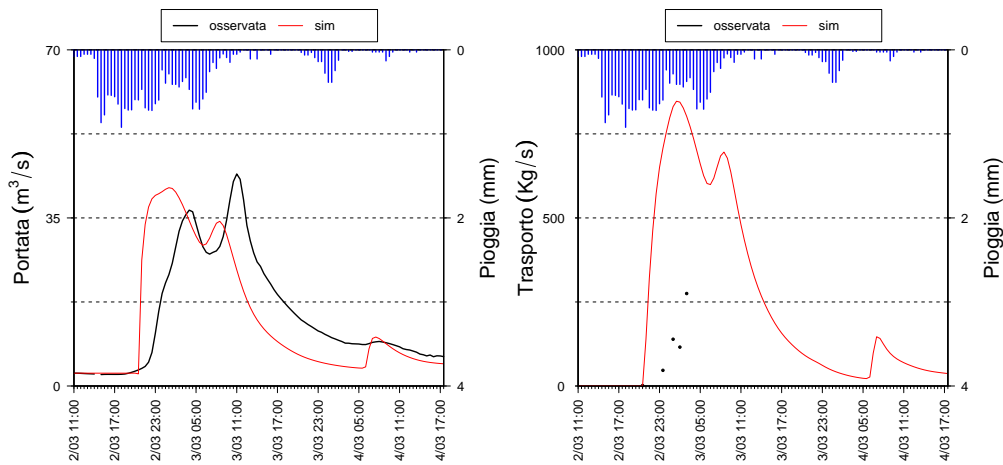


Figura D.13: Calibrazione evento del 2 Marzo 2001.

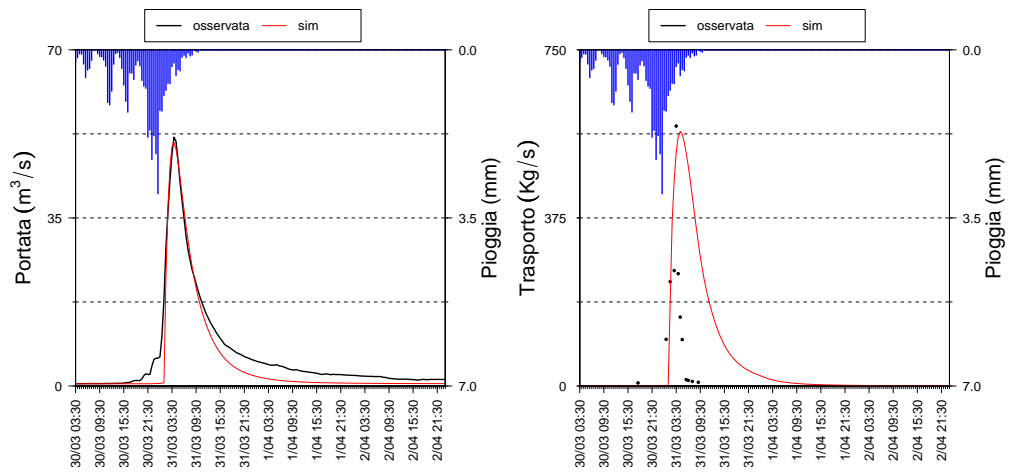


Figura D.14: Calibrazione evento del 31 Marzo 2001.

# Appendice E

## Gaiana, grafici di calibrazione eventi estivi

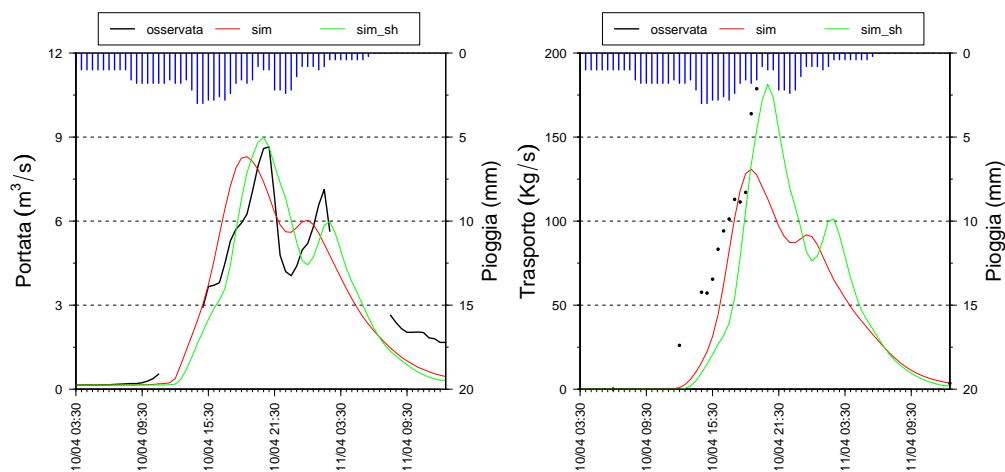


Figura E.1: Calibrazione evento del 10 aprile 2005.

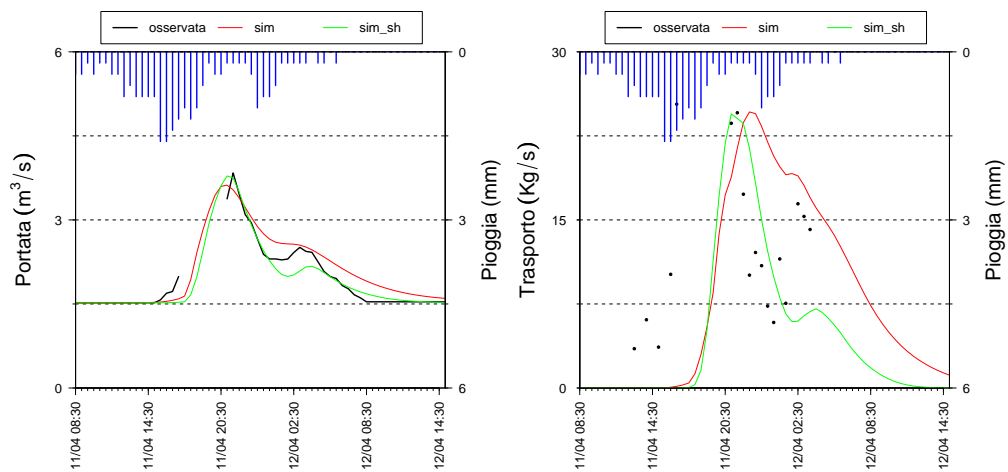


Figura E.2: Calibrazione evento del 11 aprile 2005.

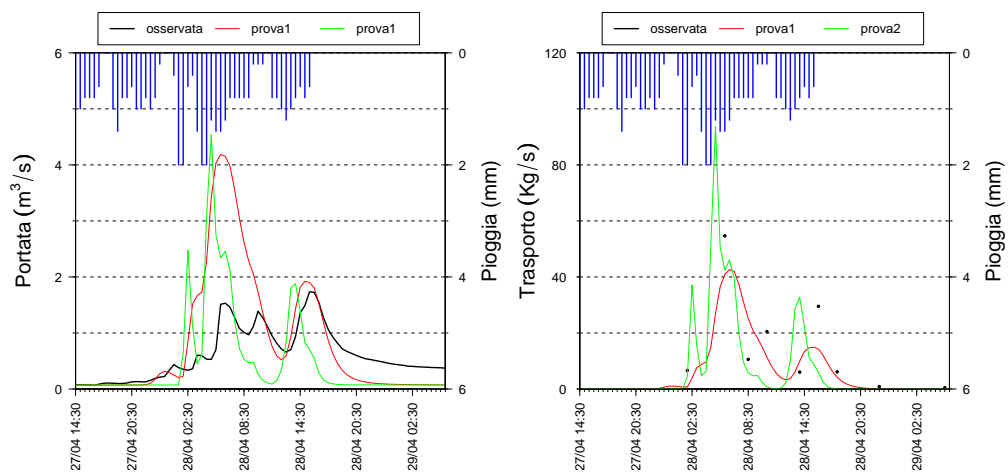


Figura E.3: Calibrazione evento del 28 aprile 2006.



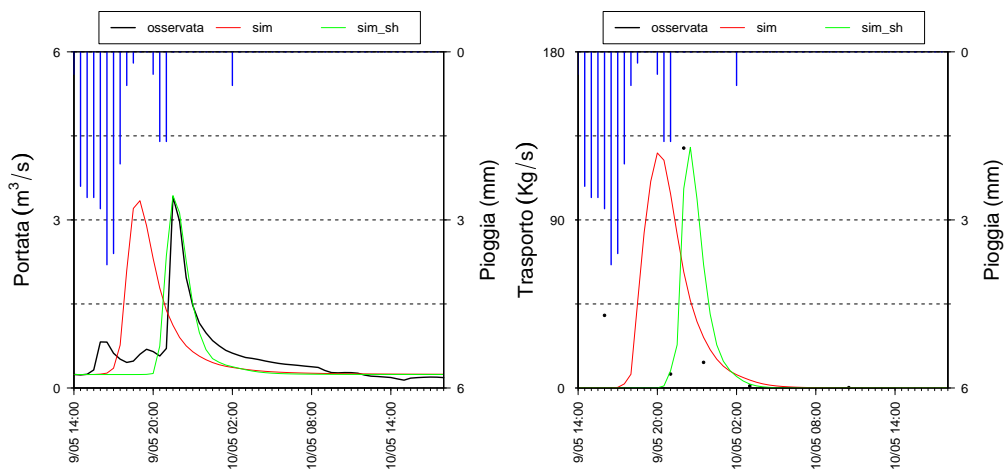


Figura E.4: Calibrazione evento del 9 maggio 2006.

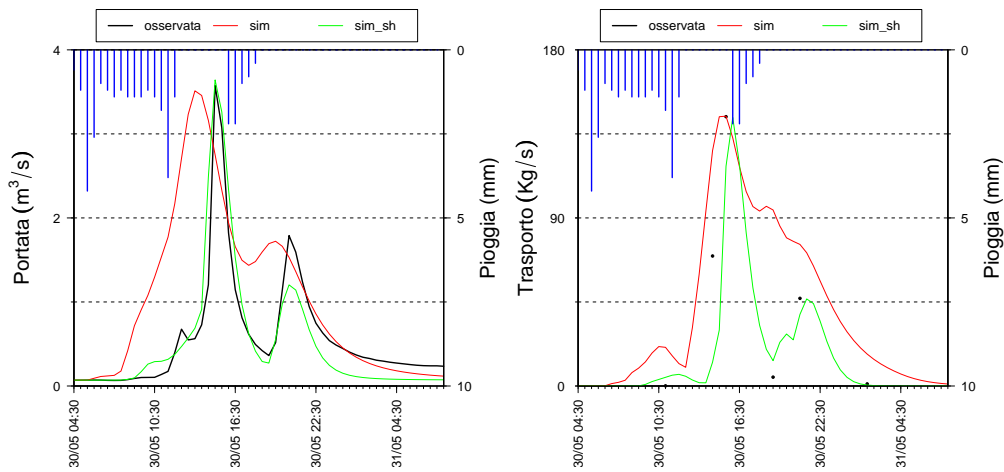


Figura E.5: Calibrazione evento del 30 maggio 2006.



# Appendice F

## Gaiana, grafici di calibrazione eventi invernali

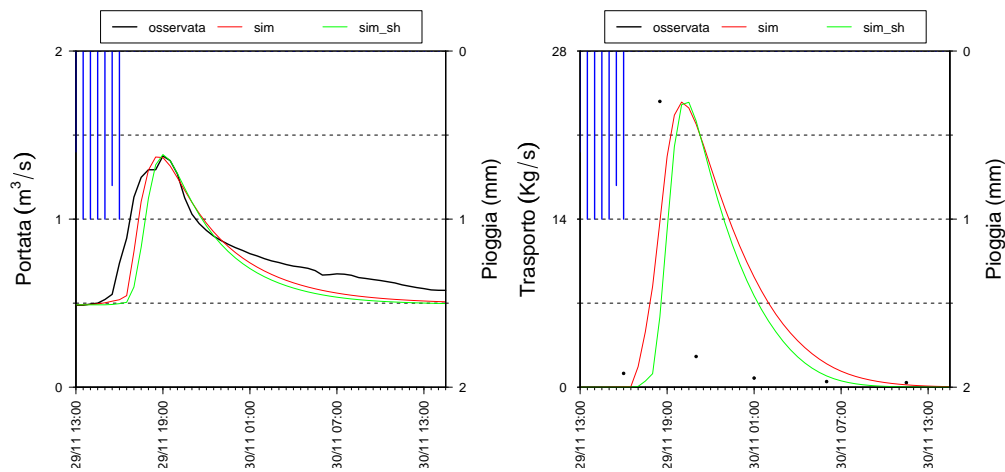


Figura F.1: Calibrazione evento del 29 novembre 2005.

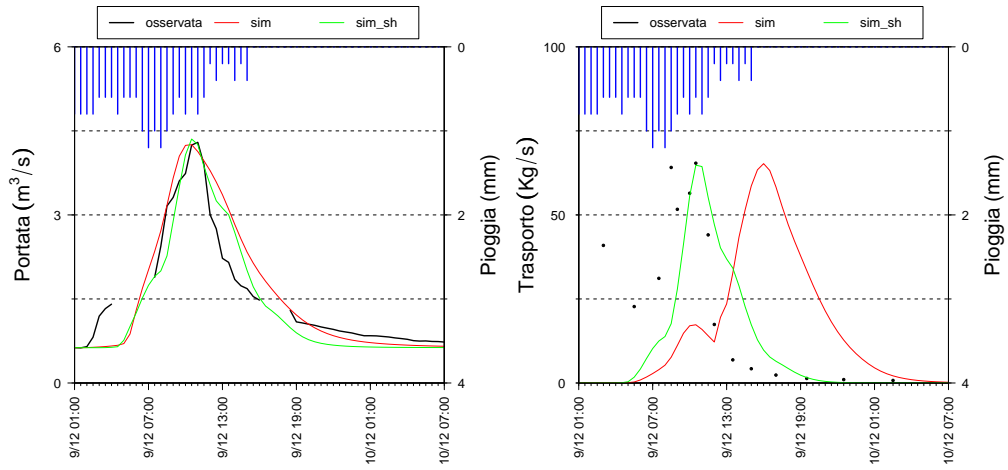


Figura F.2: Calibrazione evento del 9 dicembre 2005.

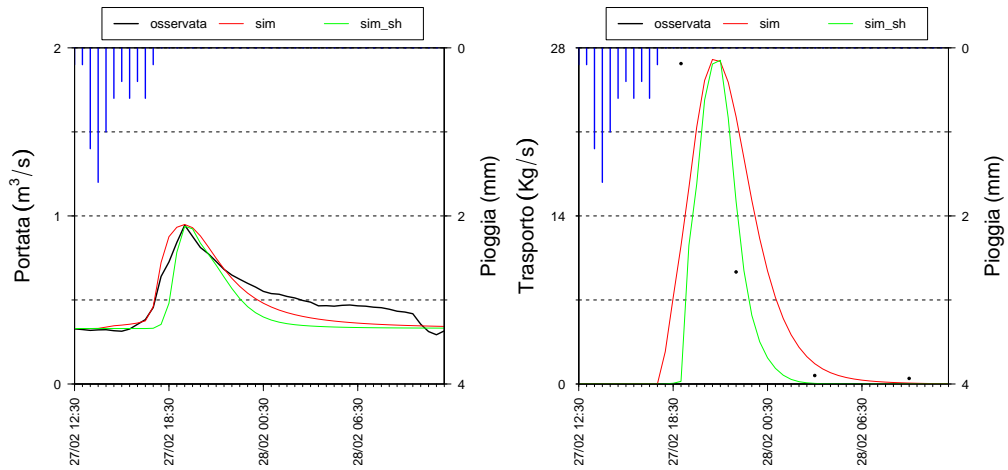


Figura F.3: Calibrazione evento del 27 febbraio 2006.

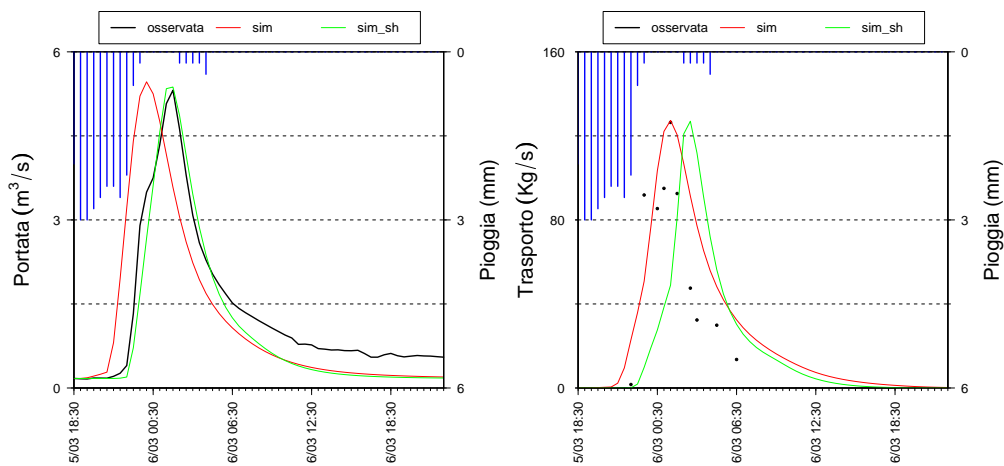


Figura F.4: Calibrazione evento del 6 Marzo 2006.

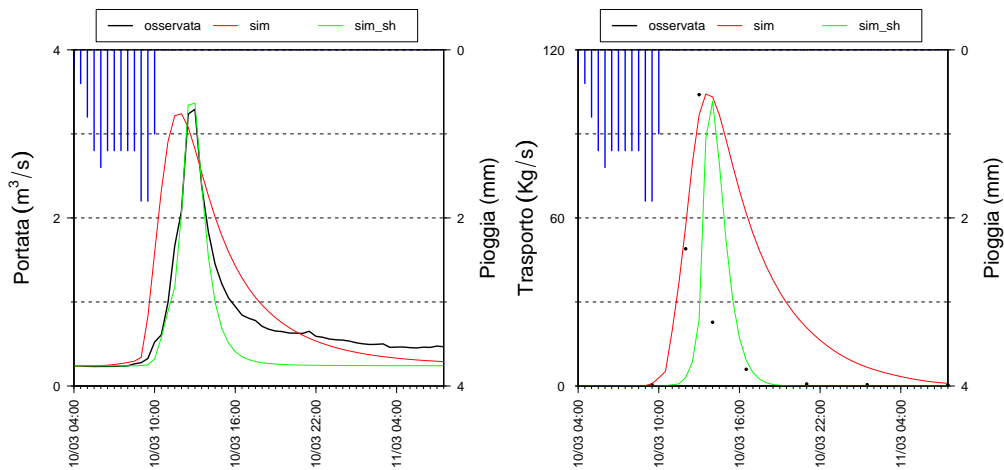


Figura F.5: Calibrazione evento del 10 Marzo 2006.



# Appendice G

## Sillaro, grafici di validazione eventi estivi

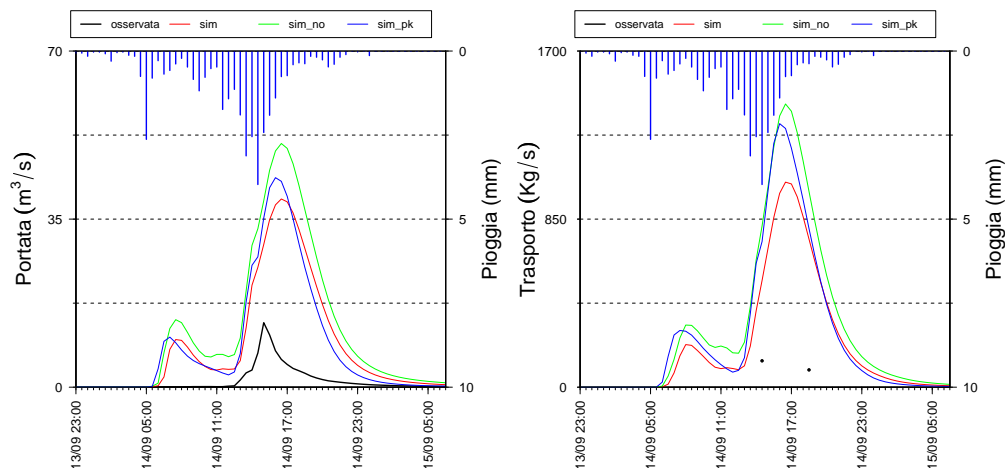


Figura G.1: Validazione evento del 14 settembre 1997.

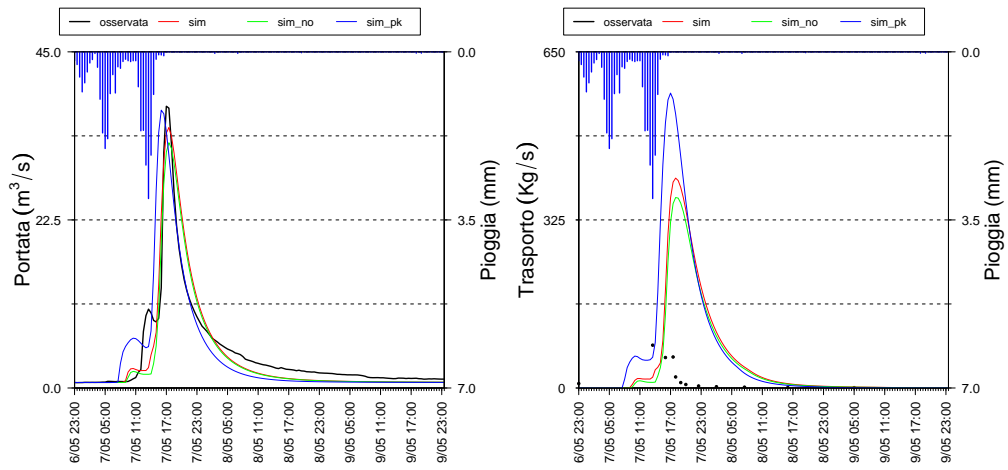


Figura G.2: Validazione evento del 7 maggio 2001.

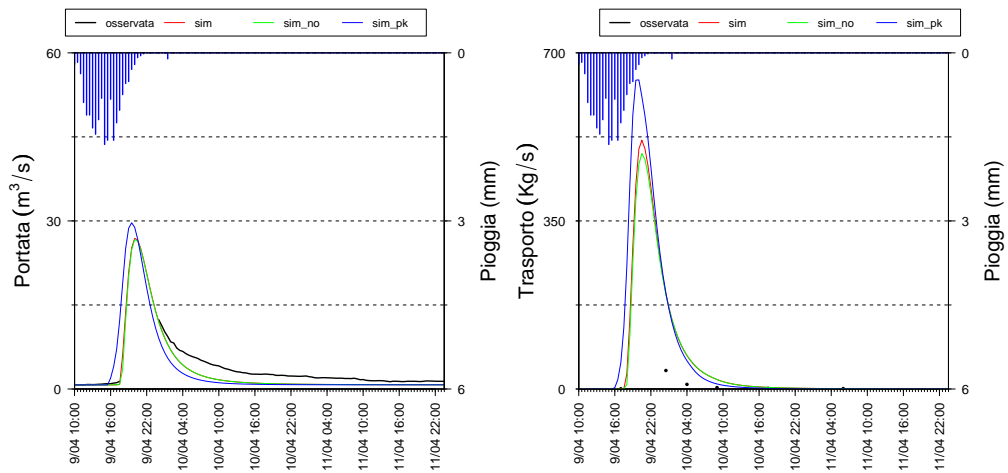


Figura G.3: Validazione evento del 9 aprile 2004.



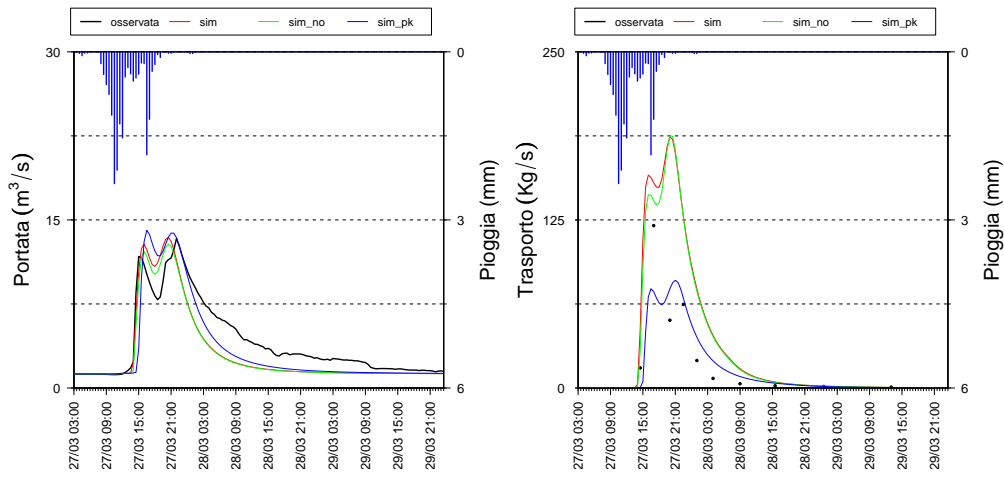


Figura G.4: Validazione evento del 27 Marzo 2005.

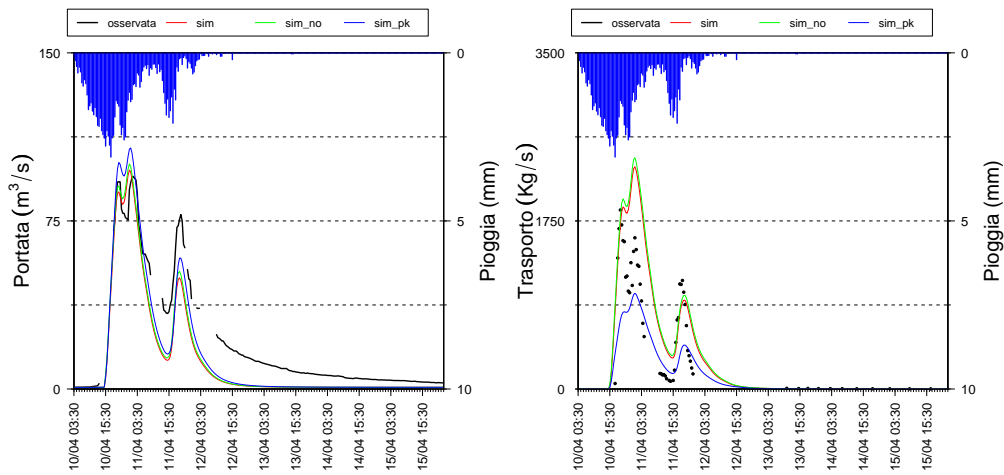


Figura G.5: Validazione evento del 10 aprile 2005.



# Appendice H

## Sillaro, grafici di validazione eventi invernali

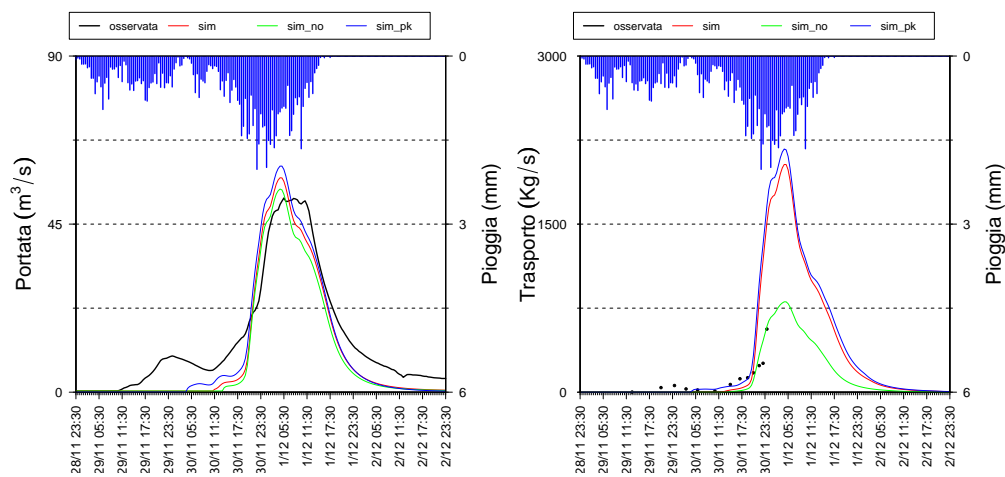


Figura H.1: Validazione evento del 30 novembre 1997.

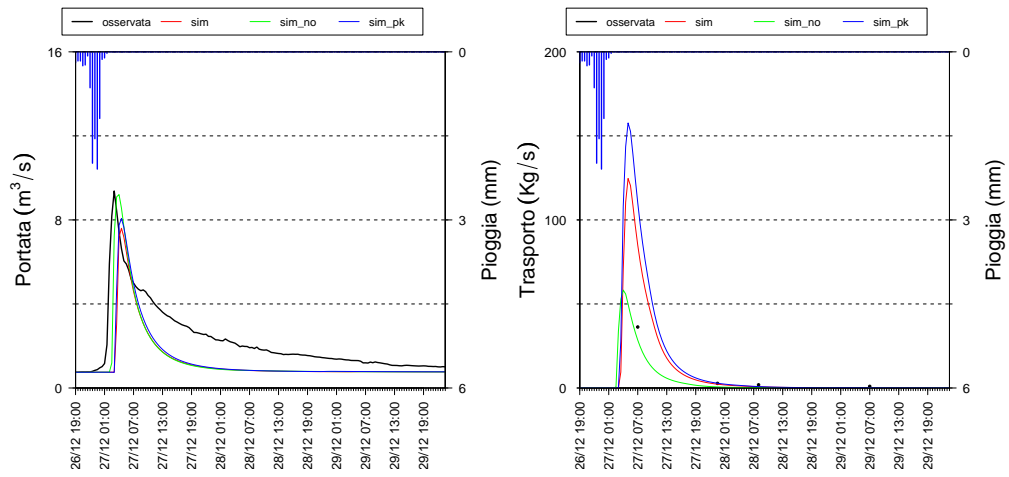


Figura H.2: Validazione evento del 26 dicembre 1997.

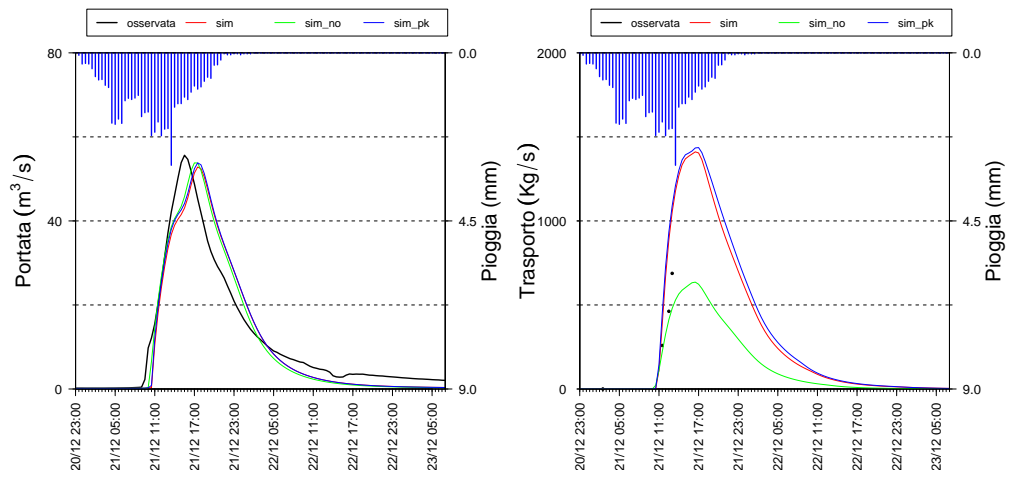


Figura H.3: Validazione evento del 21 dicembre 1998.

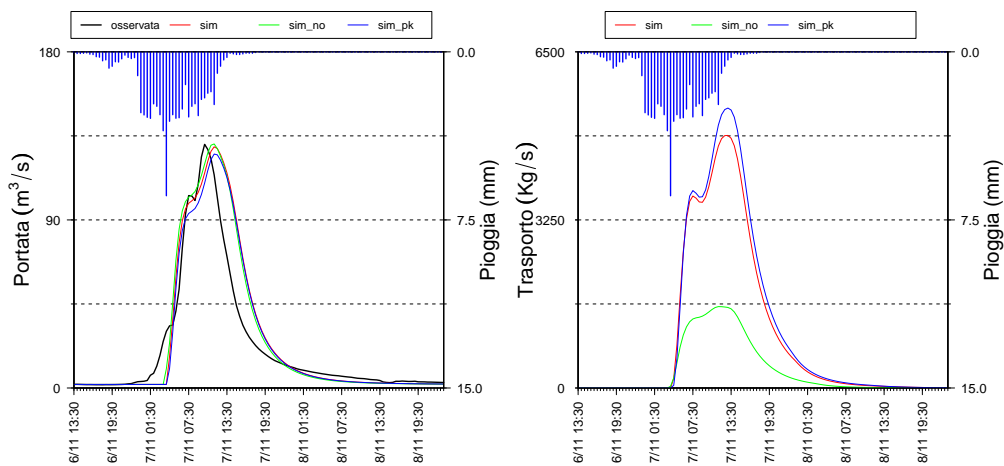


Figura H.4: Validazione evento del 7 novembre 1999.

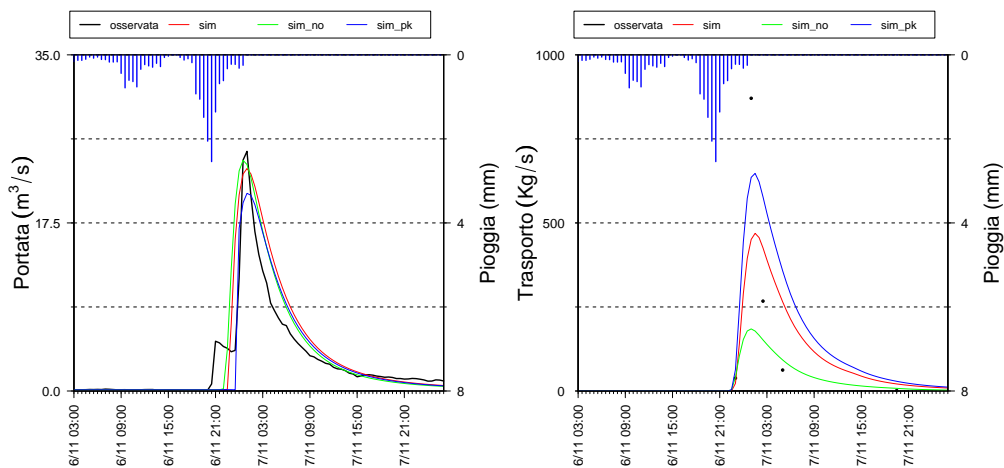


Figura H.5: Validazione evento del 6 novembre 2000.

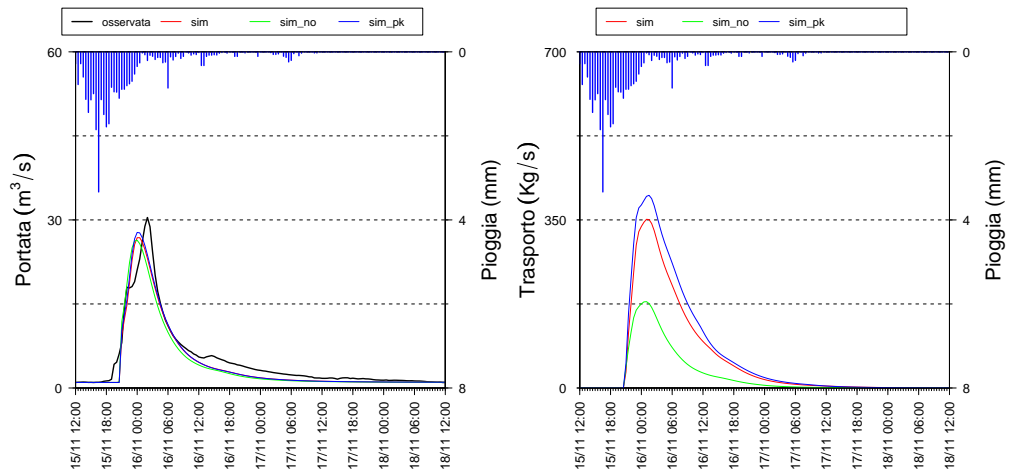


Figura H.6: Validazione evento del 15 novembre 2000.

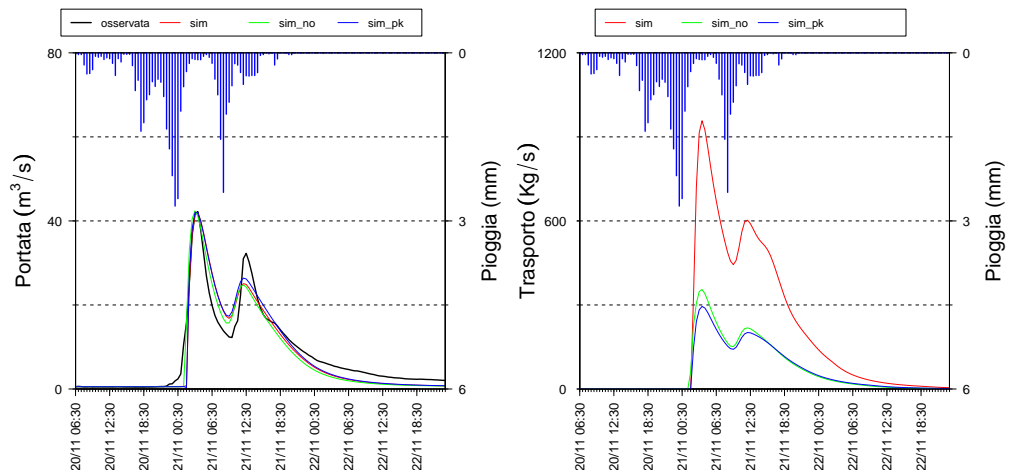


Figura H.7: Validazione evento del 21 novembre 2000.

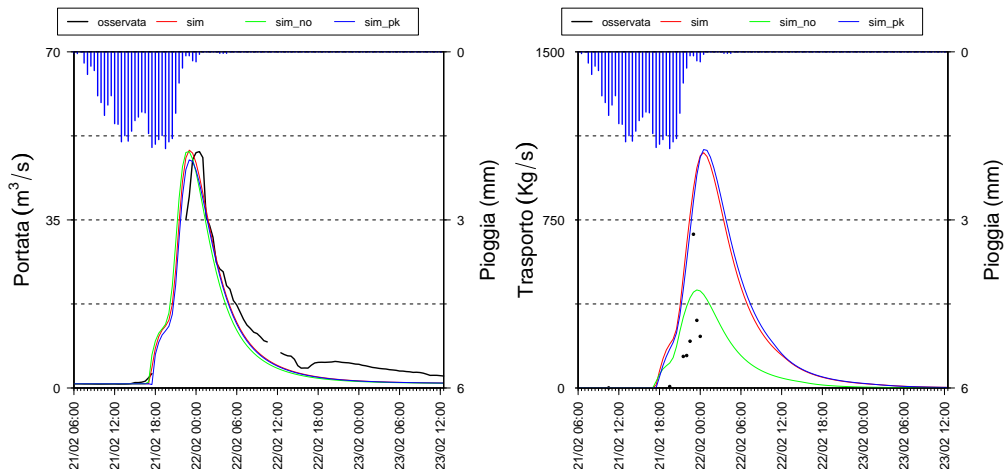


Figura H.8: Validazione evento del 21 febbraio 2002.

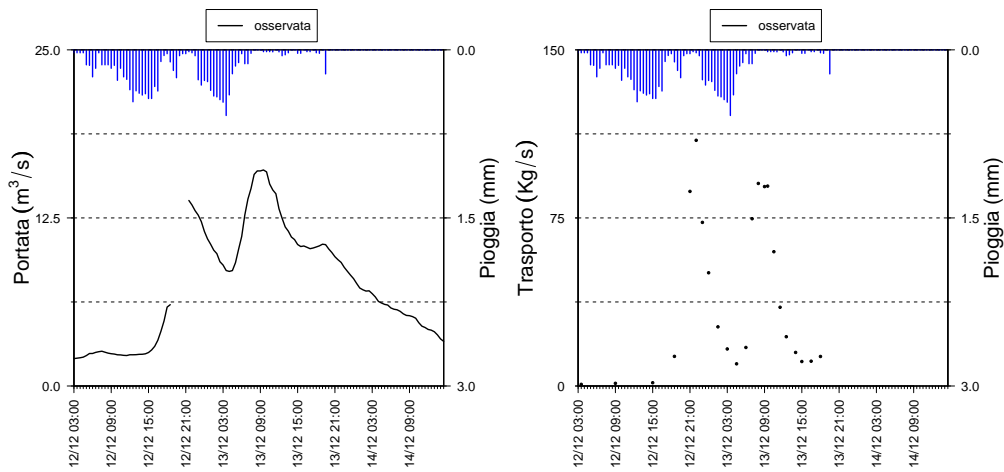


Figura H.9: Validazione evento del 13 dicembre 2002.

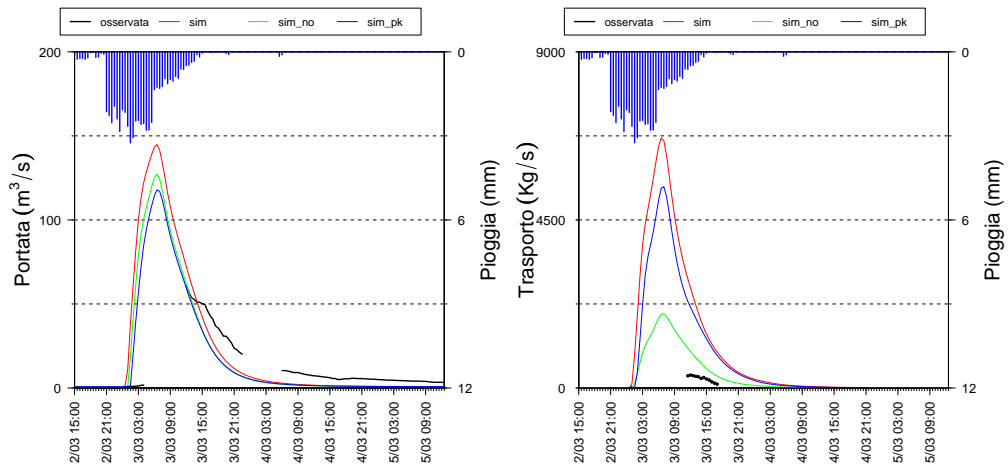


Figura H.10: Validazione evento del 3 marzo 2003.

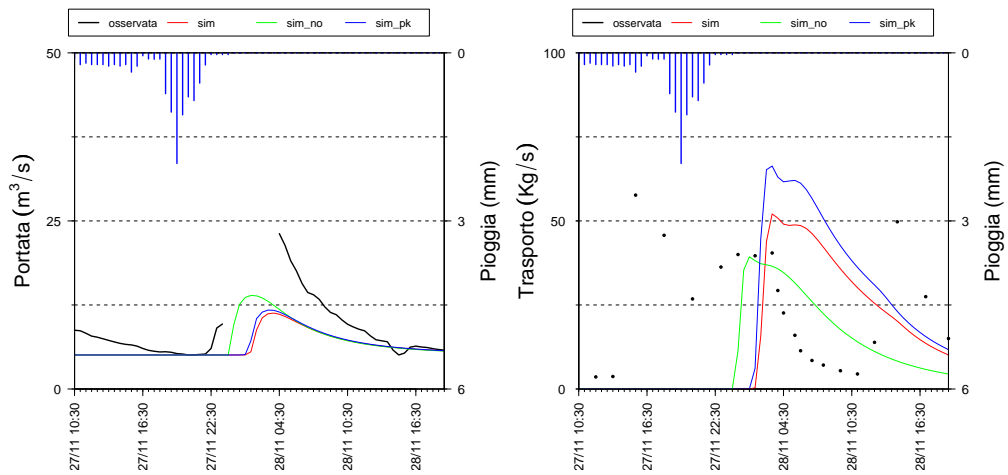


Figura H.11: Validazione evento del 26 novembre 2003.



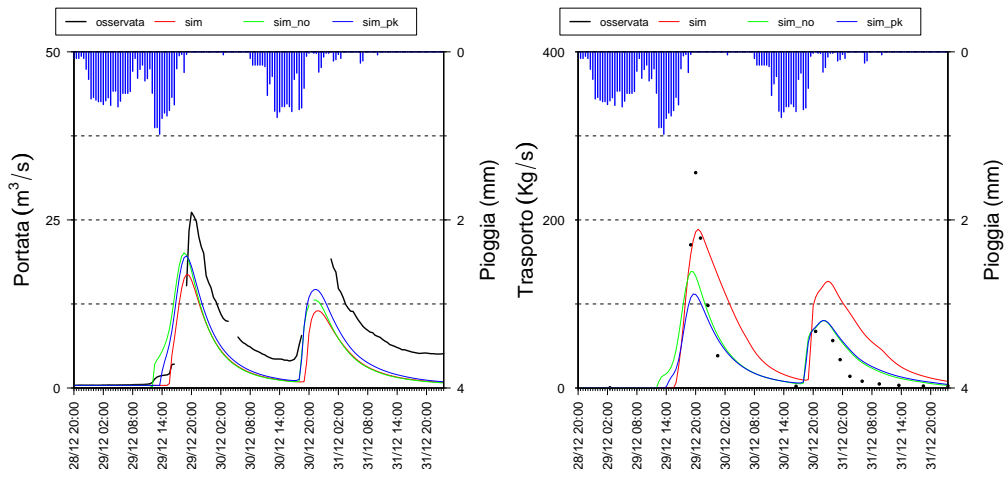


Figura H.12: Validazione evento del 29 dicembre 2003.

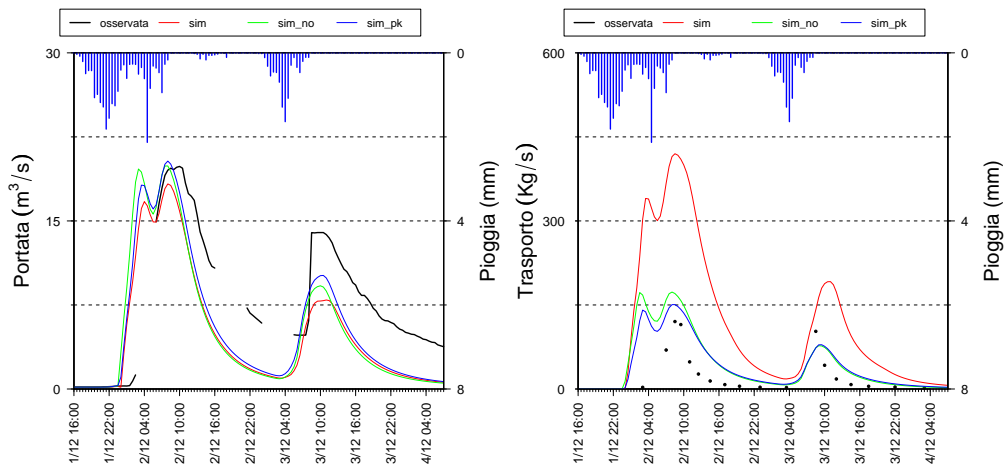


Figura H.13: Validazione evento del 2 dicembre 2004.



# Appendice I

## Gaiana, grafici di validazione eventi estivi

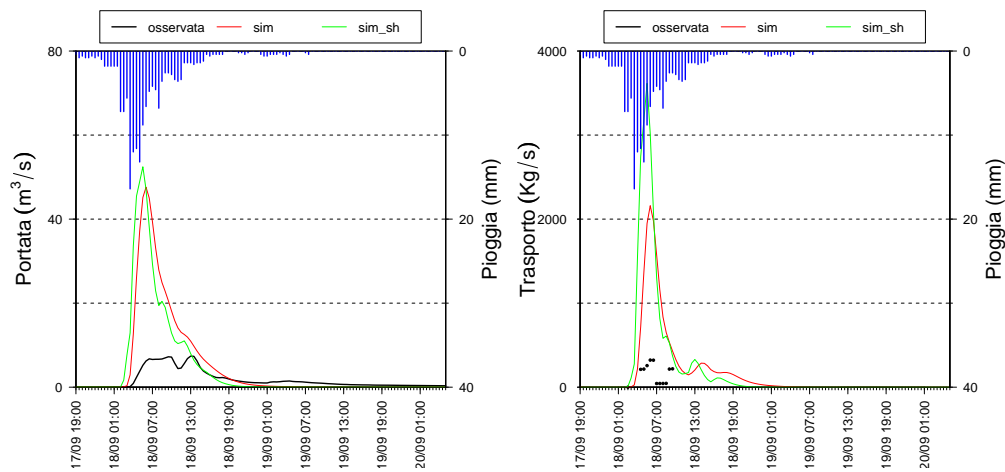


Figura I.1: Validazione evento del 18 settembre 2005.



# Appendice J

## Gaiana, grafici di validazione eventi invernali

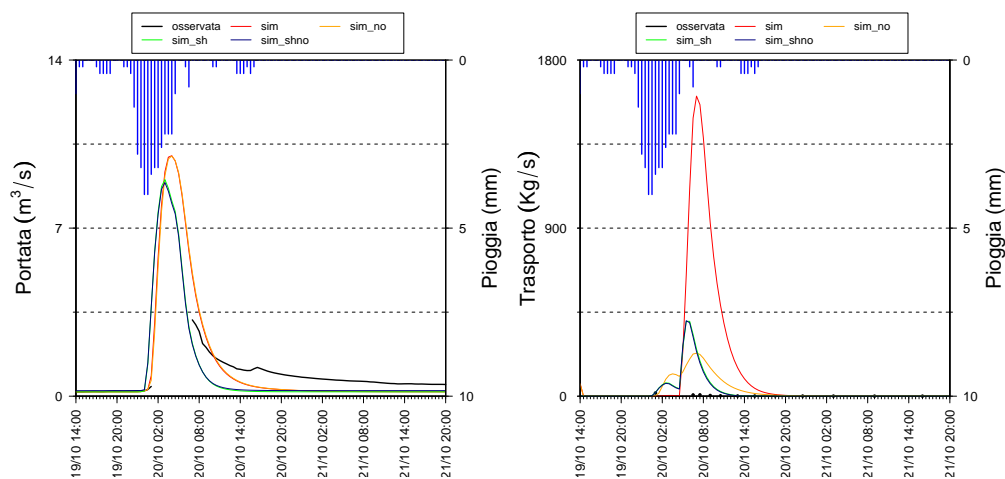


Figura J.1: Validazione evento del 19 ottobre 2005.

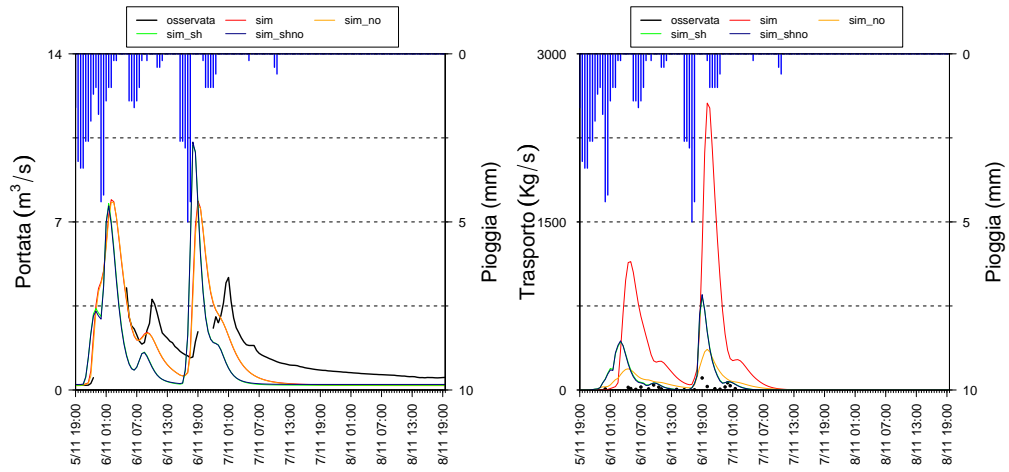


Figura J.2: Validazione evento del 7 novembre 2005.

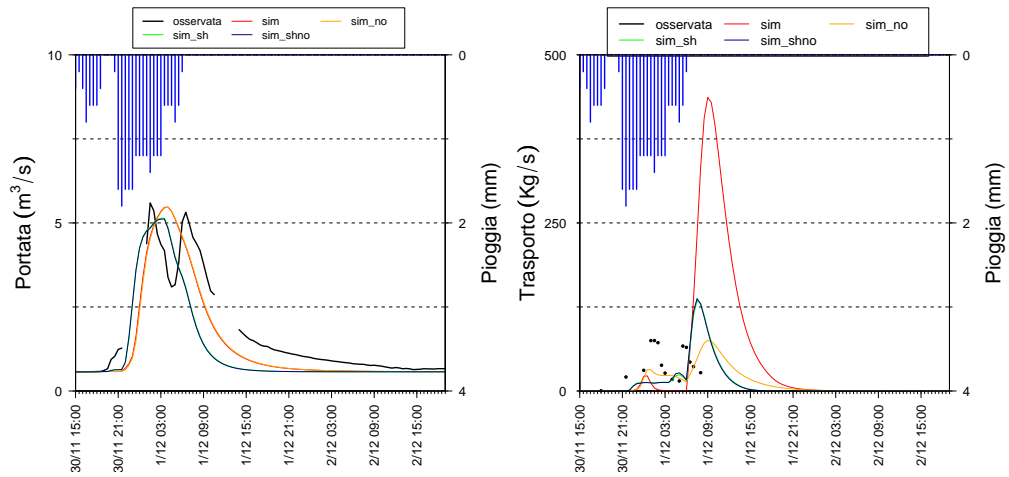


Figura J.3: Validazione evento del 1 dicembre 2005.

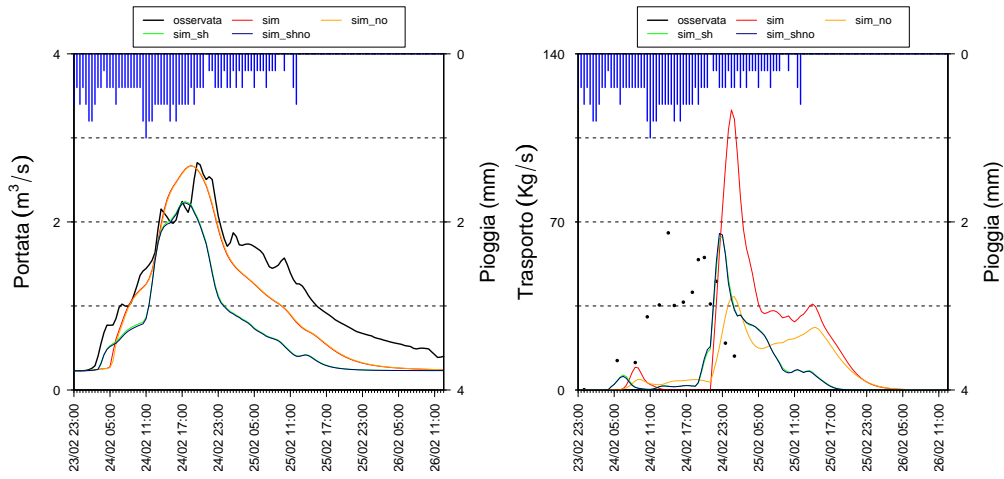


Figura J.4: Validazione evento del 24 Febbraio 2006.