



Assessorato Territorio Ambiente e Opere Pubbliche

Dipartimento Territorio Ambiente e Risorse Idriche



La regionalizzazione delle precipitazioni e delle portate e l'implementazione di modellistica idrologica - idraulica per la previsione del rischio idrogeologico

Rapporto tecnico-scientifico sulla regionalizzazione delle portate

1	Premessa.....	4
2	Regionalizzazione delle portate massime annuali al colmo di piena per i bacini della Valle D'Aosta	4
2.1	descrizione del metodo	4
2.2	Dettagli sulla generazione degli eventi di progetto.....	10
2.3	Rain FARM.....	12
2.4	Modello afflussi-deflussi DRiFt.....	17
2.5	Applicazione del metodo	21
2.5.1	Ruolo della copertura nevosa.....	22
2.5.2	Scelta delle condizioni antecedenti di bagnamento	23
2.5.3	Determinazione della serie di portate massime annuali	23
2.5.4	Stima del deflusso di base	25
2.6	La curva di crescita delle portate.....	27
2.6.1	Scelta del modello probabilistico: la distribuzione TCEV	27
2.6.2	Stima dei parametri della distribuzione di probabilità genitrice.....	29
2.6.3	Stima della portata indice	34
2.6.4	Relazione di dipendenza dall'area.....	35
3	Confronto con i risultati di altre analisi statistiche regionali.....	41
4	Stima delle portate di piena in piccoli bacini	45
4.1	Scelta della linea segnalatrice di probabilità pluviometrica nel centro di scroscio	45
4.2	Stima della precipitazione efficace.....	45
4.3	Stima del tempo di risposta del bacino e dell'idrogramma unitario.....	46
4.4	Calcolo dell'evento critico per assegnato tempo di ritorno.....	48

4.5	Metodologia di stima della portata per assegnato tempo di ritorno.....	49
5	Incertezza idrologica dei risultati.....	49
5.1	Contenuto probabilistico delle previsioni.....	51
6	Bibliografia.....	53

1 PREMESSA

In data 25 ottobre 2005 è stata stipulata la convenzione tra la Regione Autonoma Valle D'Aosta – Assessorato territorio, ambiente e opere pubbliche, Dipartimento territorio, ambiente e risorse idriche - e questo Centro di ricerca Interuniversitario in Monitoraggio Ambientale delle Università degli Studi di Genova e della Basilicata (CIMA), "per la regionalizzazione delle precipitazioni e delle portate e l'implementazione di modellistica idrologica-idraulica per la previsione del rischio idrogeologico".

Il presente documento rappresenta il rapporto tecnico-scientifico della regionalizzazione sulle portate al colmo di piena per assegnato tempo di ritorno, così come previsto dall'Allegato tecnico alla Convenzione.

Il presente rapporto è stato redatto dai seguenti ricercatori: prof. ing. Giorgio Boni, prof. ing. Luca Ferraris, dott. ing. Simone Gabellani, dott. ing. Francesco Silvestro, dott. ing. Nicola Rebori, dott. ing. Roberto Rudari.

Al presente lavoro hanno contribuito attivamente la dott.ssa Sara Ratto, l'ing. Hervé Stevenin e l'ing. Franco Collé del Centro Funzionale della Regione Autonoma della Valle d'Aosta e l'ing. Mattia Fiorini dell'Università degli Studi di Genova.

2 REGIONALIZZAZIONE DELLE PORTATE MASSIME ANNUALI AL COLMO DI PIENA PER I BACINI DELLA VALLE D'AOSTA

2.1 DESCRIZIONE DEL METODO

Il presente capitolo descrive il lavoro svolto per la regionalizzazione delle portate massime annuali al colmo di piena per la regione Valle D'Aosta, a partire dalla regionalizzazione degli eventi pluviometrici estremi, con un approccio indiretto mediante simulazione idrologica.

Le motivazioni principali che hanno portato all'adozione dell'approccio indiretto è la scarsità di misure idrometriche e l'elevato errore da cui, generalmente, sono affette tali misure. Per il periodo 1926-1970 si hanno solamente 14 stazioni funzionanti con una durata media della serie di osservazione inferiore a 20 anni (Tabella 1) e anche utilizzando i massimi annuali di portata estratti dalle serie idrometriche per il periodo 2001-2010 (Tabella 2) la lunghezza delle serie non aumenta in modo sostanziale. Tali cause rendono di fatto inapplicabile il metodo di analisi statistica regionale diretto. Questo ultimo infatti, attraverso l'analisi statistica delle serie osservate di massimi annuali di portata al colmo di piena, introdurrebbe nelle stime una incertezza eccessiva soprattutto nella stima dei quantili di portata per i tempi di ritorno T di interesse per la progettazione delle strutture e delle sistemazioni idrauliche.

anno	Q max	Q max	Q max	Q max	Q max	Q max	Q max	Q max	Q max	Q max	Q max	Q max	Q max	Q max	Q max
	[m3/s]	[m3/s]	[m3/s]	[m3/s]	[m3/s]	[m3/s]	[m3/s]	[m3/s]	[m3/s]	[m3/s]	[m3/s]	[m3/s]	[m3/s]	[m3/s]	[m3/s]
	Ayasse Champor	Arta STOyen	Dora Aosta	Dora PreSD	Dora PonteBaio	Dora Mombardone	DoraRhemes Pelaud	Dora Tava	Evancon Brusson	Evancon Champo	GrandEyvia Cretaz	Lys Deyola	Lys StJean	Rutor Promise	Sava EauxR
	dati anni	dati anni	dati anni	dati anni	dati anni	dati anni	dati anni	dati anni	dati anni	dati anni	dati anni	dati anni	dati anni	dati anni	dati anni
	23	13	15	2	7	14	4	35	0	20	3	10	23	26	12
1926	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	27.9	-	-
1927	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	15.3	-	-
1928	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	20.6	-	-
1929	-	-	-	-	570.0	100.0	-	-	-	-	-	-	15.0	-	-
1930	-	-	-	-	492.0	74.5	-	-	-	-	-	-	17.6	-	-
1931	-	-	-	-	478.0	106.0	-	-	-	-	-	-	15.7	-	-
1932	-	-	-	-	797.0	92.9	-	-	-	-	-	-	17.8	-	-
1933	-	-	-	-	464.0	93.5	-	-	-	-	-	17.8	18.2	18	-
1934	-	-	-	-	785.0	107.0	-	-	-	-	-	7.36	25.6	16.8	-
1935	-	-	360.0	-	744.0	110.0	-	-	-	-	-	14.5	39.4	22.5	-
1936	-	-	356.0	-	-	113.0	-	746.0	-	-	-	16.9	23.3	27	-
1937	-	-	394.0	-	-	101.0	-	915.0	-	-	-	17.1	33.2	14.1	-
1938	-	-	247.0	-	-	74.8	-	1076.0	-	-	-	11.9	23.2	16.6	-
1939	-	-	207.0	-	-	79.8	-	679.0	-	-	-	13.5	26.3	12.5	-
1940	-	-	207.0	-	-	93.1	-	598.0	-	-	-	7.84	19.5	24.3	-
1941	-	-	271.0	-	-	93.3	-	699.0	-	-	-	11.75	20.7	11.8	-
1942	-	-	168.0	-	-	75.1	-	715.0	-	-	-	8.3	20.3	11.7	-
1943	-	-	154.0	-	-	-	-	449.0	-	-	-	-	-	13.3	-
1944	-	-	-	-	-	-	-	1125.0	-	-	41.0	-	-	-	16.2
1945	-	-	-	-	-	-	-	1050.0	-	-	-	-	-	-	-
1946	-	-	-	-	-	-	-	710.0	-	-	-	-	-	-	-
1947	49.0	-	-	49.0	-	-	-	1070.0	-	-	77.5	-	-	-	22.4
1948	63.9	-	523.0	63.9	-	-	-	1950.0	-	-	-	-	65.4	-	32.3
1949	-	-	144.0	-	-	-	-	665.0	-	-	-	-	19.0	-	24.0
1950	14.9	-	180.0	-	-	-	-	323.0	-	-	-	-	20.0	-	-
1951	11.2	-	-	-	-	-	-	860.0	-	24.2	-	-	29.6	-	35.9
1952	7.9	-	-	-	-	-	-	350.0	-	15.8	-	-	17.8	17.1	14.1
1953	12.4	-	258.0	-	-	-	13.4	560.0	-	15.8	-	-	33.5	12.8	42.3
1954	23.0	-	338.0	-	-	-	13.1	1210.0	-	31.5	65.0	-	-	14.8	31.8
1955	16.6	-	368.0	-	-	-	14.4	595.0	-	25.3	-	-	-	12.6	33.3
1956	27.5	9.7	-	-	-	-	21.0	980.0	-	19.7	-	-	-	16.7	24.0
1957	43.0	31.4	-	-	-	-	-	1310.0	-	81.0	-	-	-	16	-
1958	52.8	9.8	-	-	-	-	-	690.0	-	42.0	-	-	-	12.2	-
1959	12.5	15.2	-	-	-	-	-	498.0	-	21.8	-	-	-	11.9	18.3
1960	21.7	10.8	-	-	-	-	-	865.0	-	29.2	-	-	-	11.9	22.3
1961	16.9	14	-	-	-	-	-	655.0	-	19.4	-	-	-	15.4	-
1962	18.9	16.2	-	-	-	-	-	900.0	-	16.4	-	-	-	11.6	-
1963	15.0	13.6	-	-	-	-	-	611.0	-	21.8	-	-	-	-	-
1964	22.8	7.4	-	-	-	-	-	775.0	-	23.5	-	-	-	9.34	-
1965	21.8	7	-	-	-	-	-	750.0	-	26.8	-	-	-	14.4	-
1966	16.2	10.9	-	-	-	-	-	593.0	-	14.3	-	-	-	13.3	-
1967	10.4	9.5	-	-	-	-	-	275.0	-	15.3	-	-	-	9.09	-
1968	21.8	9.5	-	-	-	-	-	875.0	-	12.6	-	-	-	-	-
1969	19.1	-	-	-	-	-	-	688.0	-	17.3	-	-	-	-	-
1970	17.5	-	-	-	-	-	-	419.0	-	20.3	-	-	-	-	-

Tabella 1 Dati storici di portata al colmo di piena forniti dalla Regione Autonoma Valle d'Aosta. Si noti il ridotto numero delle stazioni funzionanti nell'intero periodo dal 1926 al 1970 e la brevità del periodo di osservazione di ciascuna di esse.

La regionalizzazione delle precipitazioni massime annuali per le durate da 1 a 24 ore, effettuata per regione Valle D'Aosta (regionalizzazione delle precipitazioni nel seguito), realizzata dal CIMA, costituisce il punto di partenza per l'applicazione del metodo indiretto. Il metodo indiretto si basa sulla trasformazione afflussi-deflussi di opportuni eventi di precipitazione, definiti "eventi di progetto". I diversi passi necessari all'applicazione del metodo sono qui di seguito descritti.

Hone	Q [m³/s]	Champdepraz	Q [m³/s]	Pontev	Q [m³/s]	Pollein	Q [m³/s]	Aymavilles	Q [m³/s]	Morgex	Q [m³/s]
200101010000	-]	200101010000	-]	200110042100	-]	200112270900	-]	200101010000	-]	200101010000	-]
200206192200	287	200206280900	297	200206060100	219	200206051600	203	200205161300	218	200206281000	127
200306130300	208	200306130200	199	200306130200	135	200306130000	183	200305130000	84	200308051400	126
200411022200	458	200411030000	339	200411022300	156	200411022100	160	200408241500	241	200408241200	147
200506040900	187	200506040800	145	200506040700	114	200505282000	162	200506040500	196	200507182100	121
200609151100	374	200609151000	232	200605190200	158	200605182300	201	200609150800	230	200606281800	131
200706151800	429	200706151700	341	200706151600	176	200706151400	199	200706151400	175	200706151300	119
200805291900	854	200805291900	663	200805291800	544	200805291500	468	200805291500	408	200805281000	168
200905260000	379	200906200000	276	200905230000	194	200905260200	203	200906192200	244	200905242100	166
201006161000	430	201006121100	285	201006121000	172	201006121600	225	201006120500	269	201003261200	47
Rhemes-Notre-Dame	Q [m³/s]	Pre-St-Didier	Q [m³/s]	Gressoney-S.J.	Q [m³/s]	Gressoney-L.T	Q [m³/s]	Issime	Q [m³/s]	Champorcher	Q [m³/s]
200101010000	-]	200107120600	56	200112160700	-]	200108021800	42	200101010000	-]	200101010000	-]
200208261100	19	200206281400	64	200206051300	46	200207281400	14	200201010000	-]	200201010000	-]
200305192200	4	200306052100	73	200306162100	13	200308131600	36	200306102000	53	200306110100	6
200411030000	9	200406282000	72	200411021800	63	200408180100	31	200411021200	183	200408021000	142
200506291900	14	200506040700	64	200508021500	24	200507291400	33	200508021300	141	200506181600	37
200609150600	15	200606142200	62	200609150800	72	200607271800	23	200609150700	179	200609150600	28
200706151300	14	200706102100	66	200706151300	52	200706151300	16	200706151300	103	200706152100	23
200805291400	31	200805291700	116	200805291800	110	200805292100	32	200811042200	157	200805290600	36
200906161700	18	200906110600	69	200905242300	38	200908092000	10	200909161000	114	200905241300	79
201006122100	11	201007021900	65	201006160700	67	201007102100	11	201006161400	143	201007081800	5
Rhemes-S.G.	Q [m³/s]	Arvier - Chameneon	Q [m³/s]	Cogne	Q [m³/s]	Roisan	Q [m³/s]	Valpelline	Q [m³/s]	Valsavarenche Eaux-Rousses	Q [m³/s]
200101010000	-]	200101010000	-]	200101010000	-]	200101010000	-]	200101010000	-]	200101010000	-]
200212012100	-]	200206232000	23	200208261100	55	200206060000	51	200201010000	-]	200208260300	18
200306122000	27	200307271800	18	200305122100	16	200306021900	28	200308181900	3	200306042300	10
200406290000	29	200407091100	26	200411021900	63	200411021900	48	200411022300	15	200411021800	21
200509082200	34	200506040300	19	200509082200	37	200505281900	25	200503020900	3	200509082100	19
200605182000	40	200605191900	25	200609150600	84	200605190400	38	200605190100	8	200609152100	26
200706211700	19	200707090200	15	200706102100	47	200705281400	54	200706151400	10	200706151000	24
200805291500	79	200805291600	26	200805291100	94	200805292100	101	200805300100	35	200805290700	41
200906170700	41	200906192200	17	200906161800	39	200906161300	54	200905262000	12	200905251800	16
201002081800	40	201007031700	14	201006120400	71	201006171500	54	201006172100	11	201006120500	18
Valsavarenche - Molere	Q [m³/s]	Valtournenche - Maen	Q [m³/s]	St-Oyen - Moulin	Q [m³/s]						
200101010000	-]	200101010000	-]	200101010000	-]						
200212010200	-]	200206280400	43	200211242000	25						
200306102100	14	200305011800	52	200302031600	43						
200411030100	24	200410020600	50	200411022100	3						
200509082200	24	200508021400	38	200505272300	1						
200605182000	39	200605182300	32	200605191200	5						
200706151200	29	200710150700	45	200706161100	7						
200805290900	94	200805292000	46	200805270900	8						
200906152100	28	200905252000	28	200905150100	5						
201006161600	33	201006160300	23	201006060200	5						

Tabella 2 Massimi annuali di portata nel periodo 2001-2010.

- Definizione dell'evento di pioggia di progetto

L'evento di progetto viene definito ipotizzando un andamento nello spazio e nel tempo della precipitazione sul bacino oggetto di studio e un legame tra i periodi di ritorno di portata e pioggia di progetto. Usualmente la definizione dell'andamento temporale delle altezze di precipitazione è fatta seguendo in maniera rigorosa la linea segnalatrice di possibilità pluviometrica, che rappresenta il legame tra durata, altezza di pioggia e tempo di ritorno.

Le ipotesi utilizzate, nella prassi comune, per la definizione della forma dell'evento di precipitazione di progetto possono essere così sintetizzate:

- La sequenza temporale delle altezze di precipitazione per durata unitaria è tale che esista almeno un intervallo, di durata inferiore alla durata complessiva dell'evento, la cui altezza di precipitazione cumulata sia pari al massimo annuale per la durata stessa, con T pari a quello dell'evento complessivo;
- Fatta salva l'ipotesi 1, la forma caratteristica dell'evento è prefissata a priori;

3. Alla portata generata da un dato evento di progetto viene associato lo stesso tempo di ritorno T .

Le assunzioni alla base di questo procedimento, denominato comunemente "metodo Chicago" sono state più volte criticate in letteratura.

Recenti studi (Boni et al. 2006) hanno dimostrato che solo in alcuni casi particolari gli eventi di lunga durata contengono componenti di durata inferiore che producono il massimo annuale, e in casi ancor più rari i periodi di ritorno delle diverse componenti coincidono o sono anche solo simili.

La differente localizzazione del tempo al picco (inteso come lo scroscio di pioggia con la massima intensità) nell'evento di progetto, ha una notevole influenza sul colmo di piena. Però la scelta dell'andamento temporale dell'evento risulta usualmente arbitraria, non esistendo in letteratura un metodo oggettivo che la guidi. La prassi indica tra le forme più utilizzate quelle a picco iniziale, a picco centrale e a picco finale. Situazione ancora più arbitraria si riscontra per la scelta della distribuzione spaziale delle altezze di precipitazione, tanto che solitamente si assume l'ipotesi più semplice di precipitazione uniforme sul bacino in esame.

L'ipotesi di coincidenza del tempo di ritorno di pioggia di progetto e portata è un altro punto discutibile della metodologia. Il processo di infiltrazione, che determina i volumi di deflusso e quindi la portata al colmo di piena, non dipende solamente dalle caratteristiche dell'evento di precipitazione, ma anche dalla storia antecedente della precipitazione sul bacino. Le non linearità intrinseche nel processo di infiltrazione inoltre rendono molto importante la distribuzione spazio-temporale della pioggia di progetto: uno stesso volume complessivo dell'evento può avere effetti sostanzialmente diversi in termini di colmo di piena a seconda di come esso si distribuisce all'interno del bacino e sulla durata dell'evento. Questi fatti quindi introducono una non univocità tra il colmo di piena e il volume dell'evento di progetto.

Il metodo utilizzato in questo studio, mira quindi a rilassare le tre ipotesi formulandone di alternative e meno restrittive, di seguito riportate:

- A. La durata complessiva dell'evento di progetto è quella tipica degli eventi che generano i massimi annuali di portata al colmo di piena su almeno qualche bacino della regione;
- B. Il volume complessivo dell'evento appartiene alla popolazione dei massimi annuali di precipitazione ragguagliati alla scala regionale per la durata tipica di cui all'ipotesi A;
- C. Il massimo annuale di portata ad una sezione idrografica specifica è generato da una precipitazione contenuta nell'evento di cui al punto B, che appartiene alla popolazione dei massimi annuali di precipitazione, ragguagliata all'area sottesa dalla sezione e di durata pari al tempo di concentrazione del bacino;

D. La distribuzione spazio-temporale di uno specifico evento di progetto è estratta dalla popolazione di tutte le possibili distribuzioni caratteristiche della regione.

Come è possibile notare le tre nuove ipotesi sono fortemente meno restrittive.

Innanzitutto è rilassata l'ipotesi di corrispondenza tra i periodi di ritorno di pioggia di progetto e portata al colmo di piena e tra le altezze cumulate su domini spazio-temporali contenuti nel dominio dell'evento di progetto (ipotesi C). L'analisi statistica viene infatti condotta indipendentemente sui colmi di piena risultanti dalla trasformazione afflussi-deflussi di ciascuno degli eventi di progetto generati. In secondo luogo l'andamento spazio-temporale dell'evento non è fissato a priori in maniera arbitraria, bensì è generato rispettando proprietà caratteristiche d'insieme (varianza, correlazione spazio-temporale) degli eventi osservati nell'area d'interesse.

Merita un commento l'ipotesi C: l'osservazione della distribuzione spazio-temporale dei volumi di precipitazione a scala di singolo bacino (Figura 1) mostra che concentrandosi su una unica sezione idrografica, il massimo annuale di precipitazione a scala regionale sulle 24 ore è molto correlato all'osservazione di massimi annuali di portata al colmo di piena (ipotesi A e B). Tale risultato però non può essere generalizzato all'intera regione. Ciò significa che il massimo annuale di pioggia sulle 24 ore non produce il massimo di portata su tutti i bacini, ma solo su alcuni, a causa della ridistribuzione non omogenea dei volumi (si veda ad esempio la Figura 9, più avanti). Questo genera una distorsione nella distribuzione dei massimi annuali di portata al colmo di piena verso bassi valori. In pratica si inseriscono nella serie sintetica dei massimi annuali di portata al colmo di piena valori che non appartengono a questa popolazione.

Queste considerazioni hanno portato all'introduzione dell'ipotesi C a completamento delle precedenti ipotesi.

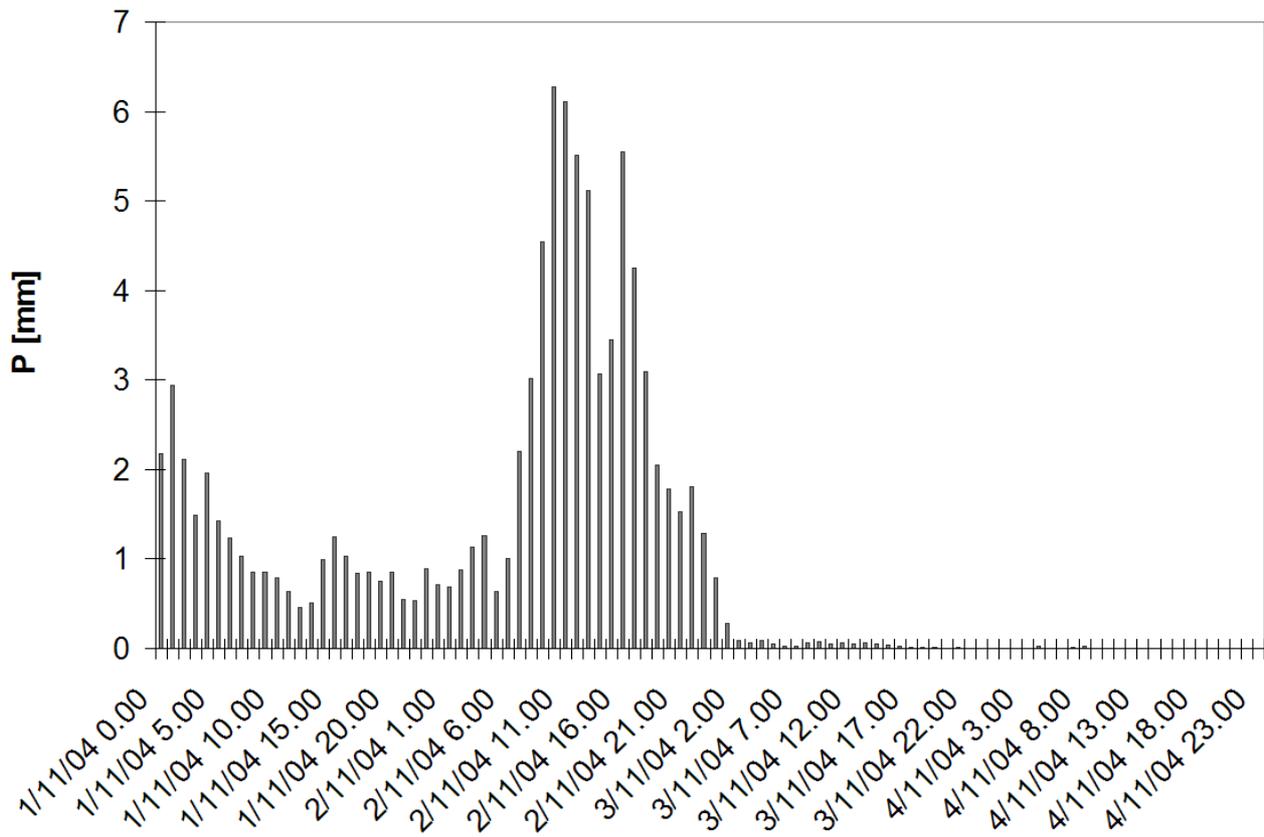


Figura 1 Distribuzione temporale dei volumi di precipitazione a scala regionale per l'evento che ha generato il massimo annuale di precipitazione sulle 24 ore nel 2004. Tale evento ha generato anche il massimo di portata sulle sezioni della Dora Baltea e di molti dei suoi affluenti. Si è riscontrata analogha concordanza tra massimi di precipitazione sulle 24 ore e massimi di portata per gli eventi di Agosto 2002, Agosto 2005, Settembre 2006.

- Durata dell'evento di progetto

Per determinare la durata dell'evento di progetto, sulla base dell'ipotesi A, è stata eseguita un'analisi su eventi pluviometrici storici estremi, che hanno prodotto colmi di piena massimi annuali su almeno su alcuni dei bacini della regione, determinando una durata media dell'evento di progetto pari a 24 ore.

- Generazione dei volumi totali di precipitazione degli eventi di progetto

I volumi totali delle piogge di progetto sono stati generati applicando le ipotesi A e B: si è generata una serie di volumi totali a scala regionale sulla durata di 24 ore campionando la curva di crescita regionale delle precipitazioni massime annuali con il metodo Monte Carlo. Nel caso in esame si sono generati 1500 volumi di precipitazione, con l'obiettivo di creare una serie pluricentenaria di portate al colmo di piena dalla quale ottenere stime affidabili dei quantili di portata per i periodi di ritorno di interesse.

- Disaggregazione spazio temporale dei volumi totali degli eventi di progetto

La disaggregazione spazio temporale dei volumi totali degli eventi di progetto è ottenuta applicando l'algoritmo Rain FARM (Rainfall Filtered Autoregressive Model), sviluppato da Fondazione CIMA, in grado di generare campi di precipitazione consistenti con le caratteristiche di variabilità spaziale e temporale della precipitazione osservata (Rebora et. al. 2006a, 2006b).

Come più ampiamente descritto nel seguito, è così possibile generare campi di precipitazione sull'intera regione in esame, con differente distribuzione spaziale e temporale, ma allo stesso tempo congruenti con la distribuzione spaziale osservata per le altezze massime di precipitazione sulla regione.

Dall'analisi degli eventi storici degli ultimi 10 anni è risultato che gli eventi più gravosi che hanno prodotto massimi di portata al colmo si sono verificati principalmente in periodi in cui lo zero termico si trova raramente a quote inferiori ai 3000 m s.l.m. Per tale motivo la precipitazione generata con Rain FARM viene considerata solida al di sopra dei 3000 m di quota riducendo così l'area contribuente dei bacini.

- Trasformazione afflussi-deflussi degli eventi di progetto

Per la trasformazione afflussi-deflussi degli eventi di progetto disaggregati è stato utilizzato il modello DRiFt - Discharge River Forecast - (Giannoni et al. 2000, 2003, 2005, Gabellani et al, 2008). Il modello, opportunamente tarato sugli eventi storici datsi sulla regione in esame, si è dimostrato in grado di modellare con sufficiente accuratezza i colmi di piena. Esso è operativo presso il Centro Funzionale di Protezione Civile della Regione Autonoma Valle d'Aosta all'interno della catena meteoidrologica di previsione degli eventi intensi. Esso restituisce, per un dato evento di precipitazione, l'idrogramma di piena corrispondente in una sezione prescelta. In questo studio sono state selezionate 123 sezioni di chiusura lungo il reticolo idrografico regionale. Su ciascuna di queste sezioni si è generata una serie pluricentennale di portate al colmo di piena assunte appartenenti alla popolazione dei massimi annuali.

2.2 DETTAGLI SULLA GENERAZIONE DEGLI EVENTI DI PROGETTO

L'obiettivo della generazione di serie di eventi di progetto è quella di pervenire ad una serie sintetica di portate al colmo di piena massime annuali per le sezioni di interesse per lo studio che, in questo caso, sono tutte le sezioni idrografiche che sottendono un'area drenata di almeno 15 km². Per poter simulare correttamente le portate massime annuali al colmo di piena è necessario che gli eventi pluviometrici generati siano congruenti con le osservazioni e la climatologia dell'area interessata, nel senso che devono essere congruenti con le

caratteristiche degli eventi osservati che storicamente hanno generato portate massime annuali al colmo di piena su almeno uno dei bacini della regione.

L'analisi di una serie di eventi storici osservati dalla rete pluviometrica a terra ad alta risoluzione ha mostrato che i massimi annuali di portata al colmo di piena si osservano in concomitanza con eventi di precipitazione che hanno durata dell'ordine delle 24 ore e che generano, in molte località della regione, i massimi annuali di altezza di precipitazione.

Il volume totale di precipitazione sull'intera regione è anch'esso appartenente alla popolazione dei massimi annuali (vedi Figura 1).

La Tabella 3 mostra alcuni esempi di concomitanza tra massimo annuale di precipitazione sulle 24 ore a scala regionale e massimo annuale di portata su alcune sezioni della Dora Baltea.

Precipitazione massima su 24 ore		Dora a Hone		Dora a Champdepraz		Dora ad Aymaville	
Data	[mm]	Data	Qmax [m ³ /s]	Data	Qmax [m ³ /s]	Data	Qmax [m ³ /s]
02/11/2004	67	03/11/2004 0.00	425	03/11/2004 0.00	320	02/11/2004 20.00	143
15/09/2006	58	15/09/2006 11.00	333	15/09/2006 11.00	228	15/09/2006 8.00	143
02/08/2005	38	02/08/2005 20.00	150	02/08/2005 19.00	231	02/08/2005 14.00	160

Tabella 3 Confronto tra i massimi di precipitazione sulle 24 ore a scala regionale e le portate osservate su alcune sezioni della Dora Baltea.

Per generare serie sintetiche di portata massima annuale al colmo di piena l'evidenza sperimentale suggerisce di partire dalla generazione di volumi di precipitazione totali a scala regionale, estratti dalla corrispondente popolazione dei massimi annuali di precipitazione per la durata di 24 ore, opportunamente ragguagliati alla scala regionale.

Per far ciò è stata campionata la curva di crescita dei massimi di precipitazione regionale con il metodo Monte Carlo ottenendo una serie di 1500 quantili adimensionali, che sono stati trasformati in volumi di precipitazione attraverso la relazione:

$$H_n = m_r K_T \cdot ARF(24, T)$$

con: m_r pioggia indice media regionale, K_T quantile adimensionale generato, $ARF(A/d, T)$ fattore di riduzione all'area valutato per l'estensione della Regione Valle d'Aosta, $d=24$ ore, secondo la metodologia esposta nella relazione "Rapporto tecnico-scientifico della regionalizzazione delle precipitazioni intense". Tale metodologia consente di ottenere 1500 volumi di precipitazione tra loro non correlati, con cui generare, una serie di eventi di precipitazione indipendenti.

La tecnica di generazione degli eventi di precipitazione deve essere in grado di preservare le caratteristiche degli eventi osservati, perlomeno per quei fattori che influenzano la risposta idrologica: struttura di correlazione, distribuzione spazio-temporale dei volumi a scala fine, statistica degli estremi (si veda Gabellani et al. 2007).

L'algoritmo Rain FARM è in grado di soddisfare questi requisiti generando eventi di precipitazione alla risoluzione spazio temporale prescelta, mantenendo la struttura di correlazione e il volume complessivo a partire dal volume totale a scala regionale. I risultati della regionalizzazione dei massimi annuali di precipitazione hanno mostrato una modulazione dei valori dei quantili sul territorio regionale, che si riscontra anche nella distribuzione dei volumi degli eventi osservati (Figura 1). Le generazioni di Rain FARM sono quindi state modulate dalla mappa della pioggia indice (Figura 2).

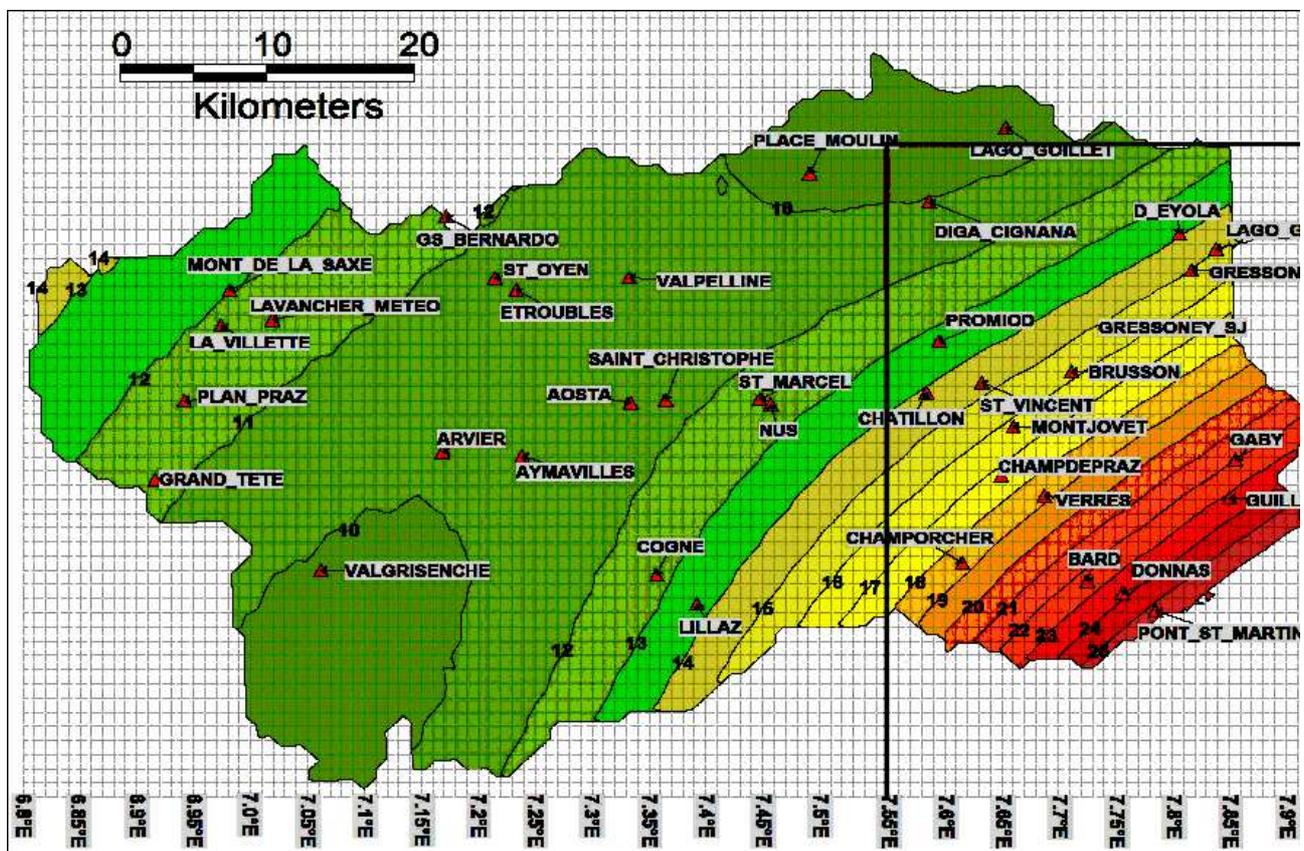


Figura 2 Mappa pioggia indice

2.3 RAIN FARM

Il modello Rain FARM -Rainfall Filtered AutoRegressive Model- (Rebora et. al. 2006a, 2006b) è un algoritmo per la disaggregazione stocastica delle precipitazioni. Esso è finalizzato ad ottenere campi di precipitazione ad alta risoluzione spazio-temporale (1 km, 10 min) a partire da campi a scala più ampia quali, ad esempio, le previsioni di precipitazioni fornite dai modelli

meteorologici LAM (Limited Area Model). Esso è operativo presso il Centro Funzionale di Protezione Civile della Regione Autonoma Valle d'Aosta all'interno della catena meteoidrologica di previsione degli eventi intensi.

A partire da un'unica condizione a grande scala (il volume di precipitazione previsto su un determinato intervallo temporale) l'algoritmo è in grado di generare campi di precipitazione ad alta risoluzione spazio-temporale, coerenti con le proprietà statistiche osservate nei campi di precipitazione ad alta risoluzione rilevati da radar. Il modello rispetta cioè un vincolo di conservazione di massa, imponendo che il volume di precipitazione imposto a grande scala, sia conservato anche per il campo di precipitazione generato a scala fine e genera campi di precipitazione a scala fine che riproducono le proprietà statistiche delle precipitazioni distribuite realmente osservate.

L'algoritmo ha tre parametri che definiscono la correlazione spaziale, la correlazione temporale e la varianza totale dei campi generati. I primi due parametri, correlazione spaziale s_x e correlazione temporale s_t sono stati definiti sulla base di misure di correlazione di campi osservati alle scale di interesse (1 km, 30 min). Il terzo parametro, varianza totale del campo generato α , è stato tarato nell'ambito del presente lavoro, analizzando la corrispondenza dei campi generati con differenti valori della varianza totale del campo e le osservazioni storiche. Boni et al (2006), sulla base di un'analisi di serie storiche di misure di precipitazione nel nord Italia, hanno dimostrato che, nella popolazione appartenente alla componente straordinaria delle altezze di precipitazione osservate, quando si osserva un massimo di altezza di precipitazione H_d per una durata d , la probabilità congiunta di osservare uno o più massimi H_d per altre durate nello stesso giorno aumenta significativamente. Sulla base di queste considerazioni, sono stati estratti gli ietogrammi per 16 punti della regione (corrispondenti a posizioni di pluviometri realmente esistenti), da un numero consistente (circa 10000) di campi generati con diversi valori del parametro α , riportando su carta di Gumbel i massimi estratti per varie durate (24, 12, 6, 3 ore) e scegliendo il valore di α per cui i massimi osservati sulle diverse durate rientrano nelle fasce di confidenza al 95% della curva regionale resa adimensionale. Siamo in grado così di generare dei campi di precipitazione che soddisfano i requisiti di contemporaneità dei massimi per diverse durate.

La Figura 3 riporta la pioggia cumulata di un evento sintetico generato con Rain FARM con le posizioni dei 16 punti di test. La Figura 4 riporta un esempio di ietogramma estratto da un evento sintetico e uno ietogramma dell'evento di precipitazione di agosto 2005 estratto nello stesso punto. I risultati del test ottenuti per $\alpha=0.45$, per le durate di 24, 12, 6, e 3 ore su mille eventi sintetici sono illustrati in Figura 5, Figura 6, Figura 7 e Figura 8. I grafici mostrano come il valore di α scelto consenta una notevole corrispondenza per tutte le 4 durate selezionate.

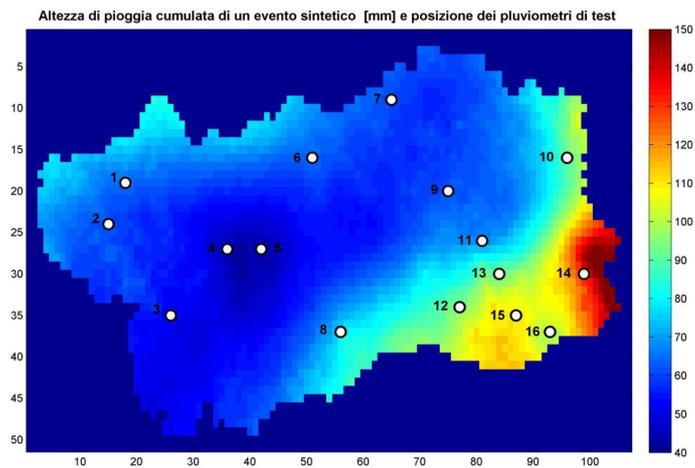


Figura 3 Pioggia cumulata in [mm] per un evento sintetico generato con il modello Rain FARM e posizione dei 16 pluviometri usati per la validazione

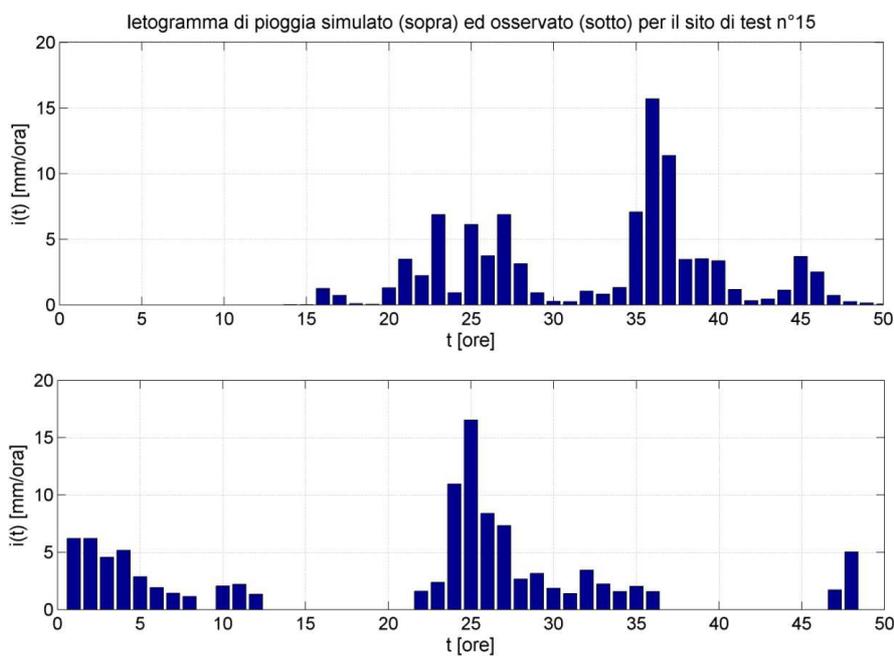


Figura 4 Ietogramma di precipitazione generato con Rain FARM (sopra) e ietogramma osservato (sotto) per il sito di validazione n°15

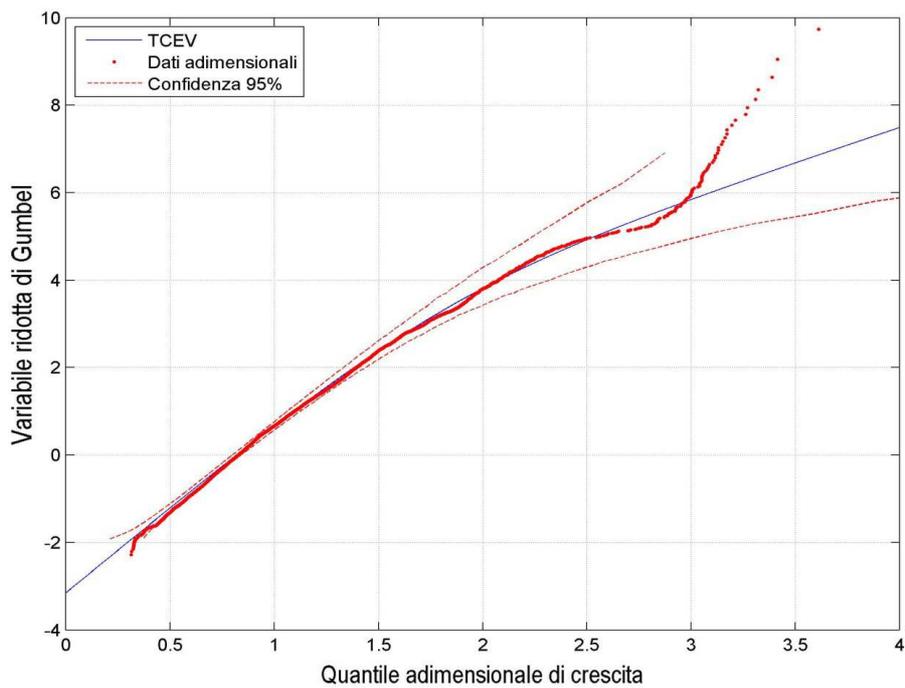


Figura 5 Altezze massime di precipitazione su 24 ore di 10000 eventi generati con $\alpha = 0.45$ sui 16 siti di validazione riportate su carta di Gumbel.

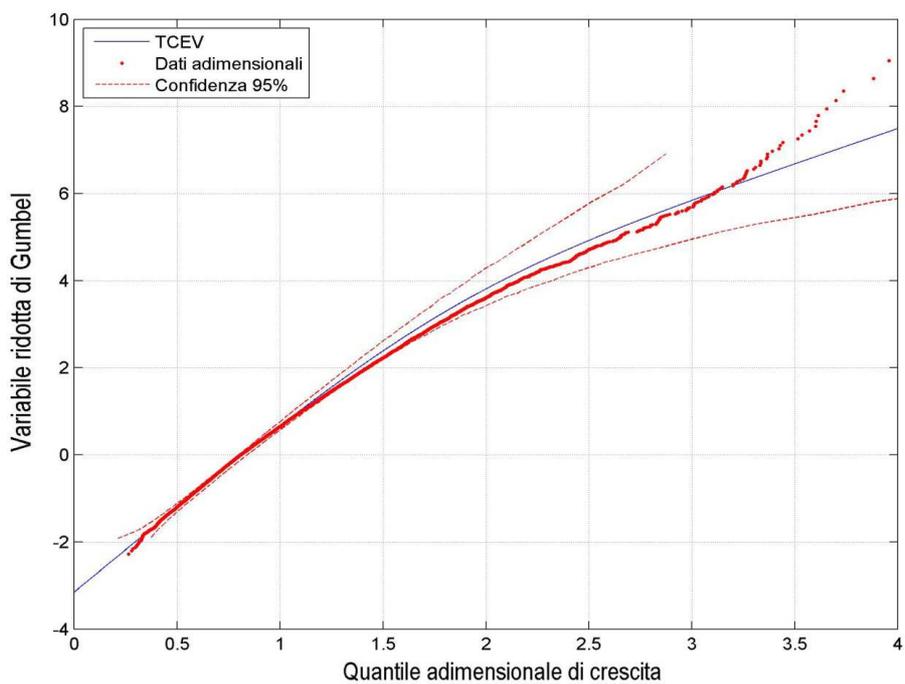


Figura 6 Altezze massime di precipitazione su 12 ore di 10000 eventi generati con $\alpha = 0.45$ sui 16 siti di validazione riportate su carta di Gumbel.

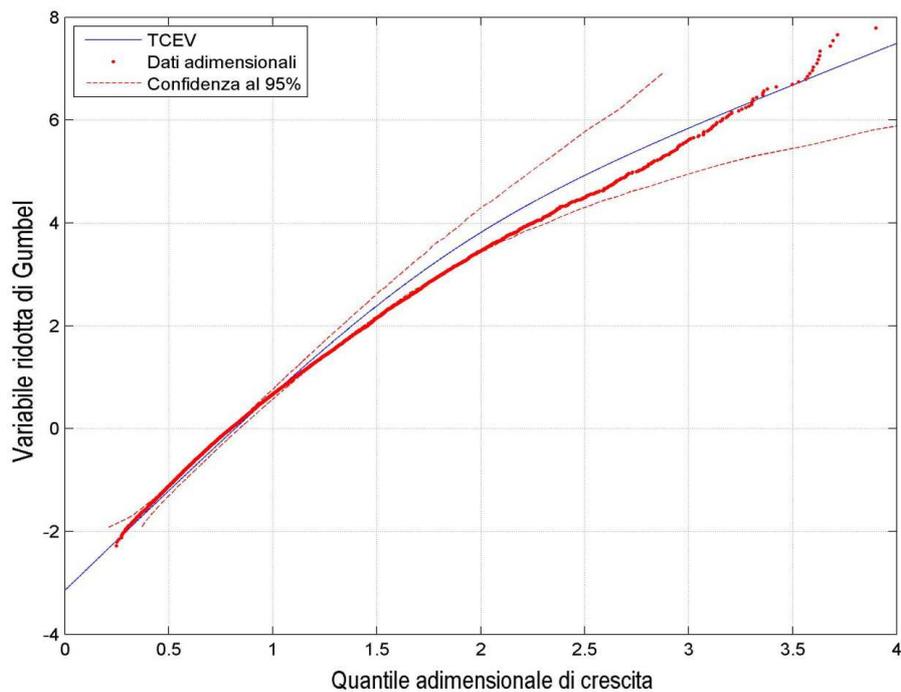


Figura 7 Altezze massime di precipitazione su 6 ore di 10000 eventi generati con $\alpha=0.45$ sui 16 siti di validazione riportate su carta di Gumbel.

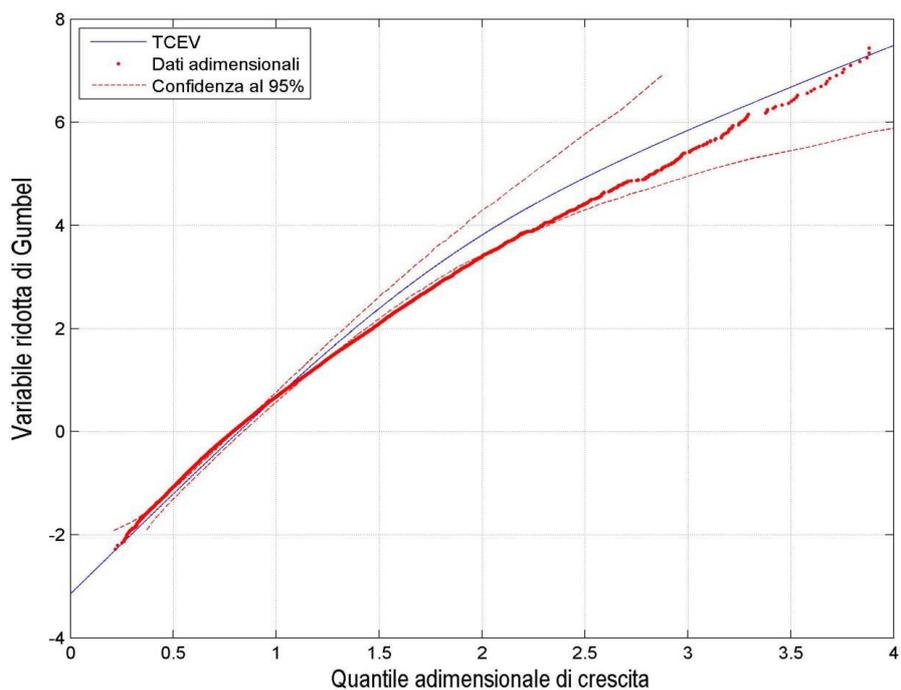


Figura 8 Altezze massime di precipitazione su 3 ore di 10000 eventi generati con $\alpha =0.45$ sui 16 siti di validazione riportate su carta di Gumbel.

Infine si riportano le cumulate per 4 eventi sintetici di durata pari a 24 ore, generati con il parametro $\alpha=0.45$ (Figura 9) confrontati con la mappa delle altezze di pioggia cumulate sulla durata di 24 ore ottenuta dalla regionalizzazione delle precipitazioni intense per quantile di crescita unitario (Figura 10). Si evidenzia la notevole corrispondenza dei pattern spaziali sulla

regione ed il rispetto delle altezze di precipitazione ottenute con Rain FARM e la procedura di taratura descritta.

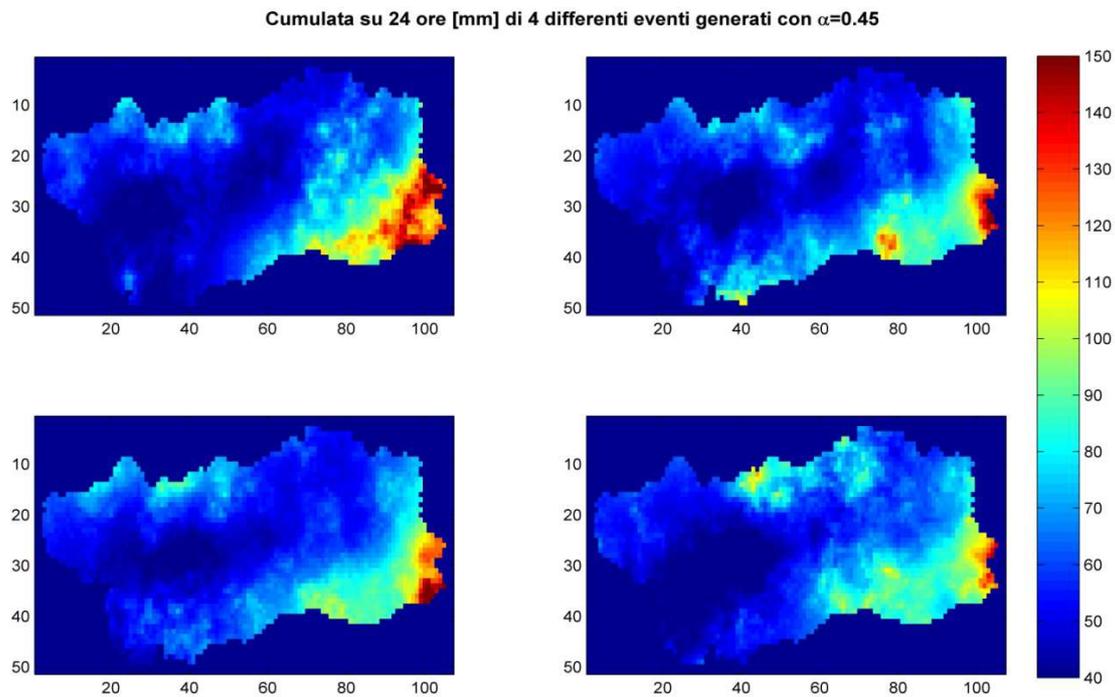


Figura 9 Precipitazione cumulata su 24 ore [mm] per 4 differenti eventi generati con $\alpha=0.45$

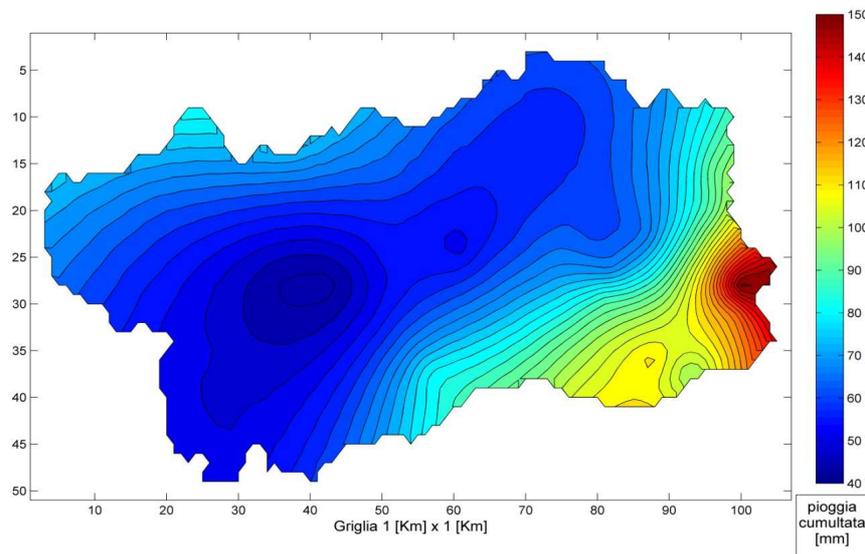


Figura 10 Altezze massime di precipitazione cumulata per 24 ore [mm] per il quantile di crescita unitario

2.4 MODELLO AFFLUSSI-DEFLUSSI DRiFT

Il modello afflussi-deflussi DRiFt -Discharge River Forecast- (Giannoni et al. 2000, 2003, 2005, Gabellani et al, 2008), utilizzato nel presente studio è stato sviluppato nell'ambito dell'analisi della risposta idrologica a scala di bacino, incentrata principalmente sulla simulazione e

previsione di idrogrammi di piena. Il modello è lineare, semi-distribuito, parziale (non gestisce il deflusso in falda profonda), in grado di effettuare simulazioni a scala di evento.

L'approccio lineare è stato adottato in quanto, pur semplificando la modellazione, bene si presta a descrivere la realtà morfologica studiata. Il modello gestisce l'evento di piena focalizzando l'interesse sui valori di portata al picco e al tempo in cui tale picco si manifesta. Viene definito semidistribuito in quanto accetta e gestisce l'informazione in ingresso spazialmente distribuita sul territorio e fornisce il risultato concentrato in una sezione specifica. Il bacino in analisi viene discretizzato con un reticolo georeferenziato a maglia quadrata e suddiviso pertanto in un certo numero di celle aventi dimensione corrispondente a quella del dato digitale di elevazione del terreno in ingresso al modello. Tutti i dati necessari al modello sono contenuti in matrici di informazione: ogni elemento della matrice rappresenta l'informazione specifica relativa alla cella in questione. Pertanto le informazioni in ingresso sono spazialmente distribuite e hanno la stessa definizione della maglia della griglia della mappa digitale del terreno (Digital Elevation Model, DEM) utilizzata. In questo studio la risoluzione del DEM utilizzato ha una risoluzione pari a 100 metri per 100 metri ed è stato ottenuto a partire dal DEM regionale con risoluzione 10 metri per 10 metri¹.

L'operatività del modello è stata raggiunta dopo una preliminare analisi di sensitività dei parametri ed una successiva calibrazione dei parametri stessi, effettuata valutando il set di parametri che meglio riproduceva diversi idrogrammi storici osservati. Attualmente il modello è operativo presso il Centro Funzionale di Protezione Civile della Regione Autonoma Valle d'Aosta all'interno della catena meteoidrologica di previsione degli eventi intensi.

Il modello è a scala di evento ed è in grado di assumere condizioni iniziali di umidità del suolo distribuite e specifiche per ogni evento. Il modello ha sette parametri: due di carattere morfologico per l'individuazione della rete di drenaggio e la distinzione tra le due componenti di tale rete (celle versante o celle canale), due di carattere cinematico, le velocità rispettivamente in canale e sul versante, un parametro fisico che descrive lo stato di saturazione dei suoli a inizio simulazione e due parametri che rappresentano la capacità di campo del suolo e la velocità con cui il deflusso ipodermico si propaga nel terreno. Un'analisi svolta precedentemente alla calibrazione ha permesso di determinare i valori da attribuire ai parametri morfologici assumendoli, in una regione morfologicamente omogenea quale la Valle d'Aosta, costanti. Il modello è costituito da tre moduli distinti:

- a. • Individuazione della rete di drenaggio

¹ La risoluzione del DEM 100x100 metri è risultata un ottimo compromesso tra l'accuratezza nella descrizione dei processi idrologici e la velocità computazionale del modello, che è operativo in tempo reale.

- b. • Determinazione dei tempi di corrivazione
- c. • Calcolo dell'idrogramma di piena attraverso la convoluzione degli idrogrammi unitari istantanei

Il primo modulo, utilizza come ingresso le informazioni derivanti dai modelli digitali di elevazione del terreno (Digital Elevation Model, DEM), identifica le diverse componenti che costituiscono la rete di drenaggio effettuando la distinzione tra versanti e canali. Il risultato di questo modulo è la classificazione di ogni cella appartenente al bacino in cella-versante o cella-canale e la determinazione della distanza parziale da una cella a quella successiva. In Figura 11 è riportato il DEM utilizzato mentre la Figura 12 riporta la rete di drenaggio elaborata da DRiFt e la mappa dei puntatori calcolati dal modello e utilizzati per il calcolo dei tempi di corrivazione.

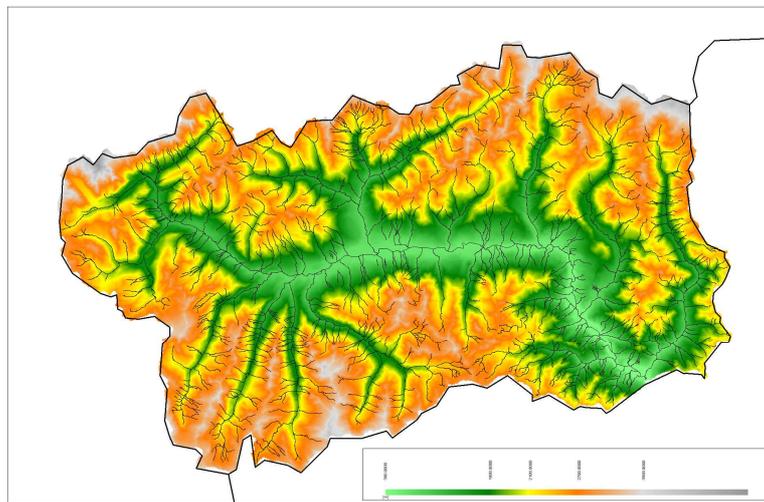


Figura 11 Modello digitale di elevazione del terreno a maglia 100 metri x 100 metri utilizzato per l'implementazione della modellistica idrologica.

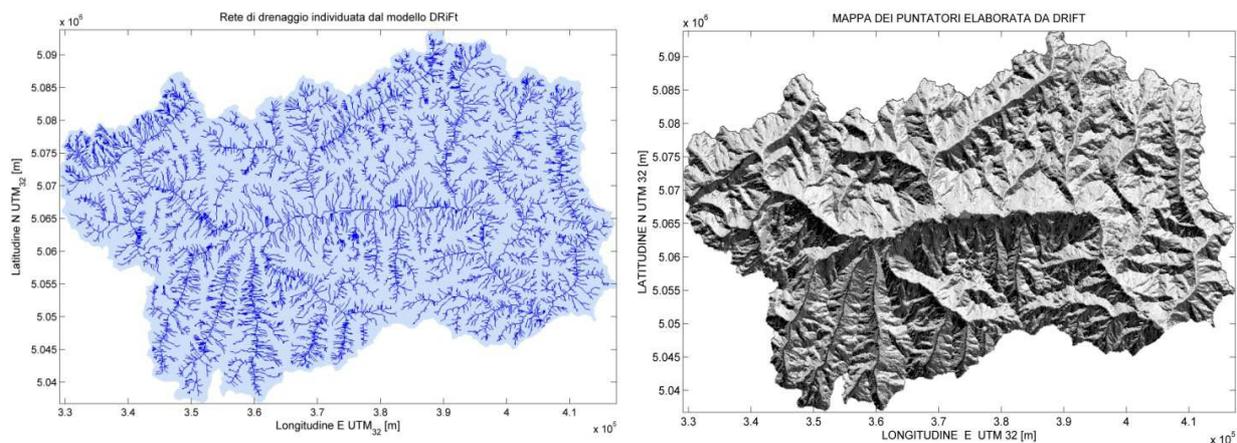


Figura 12 Rete di drenaggio e mappa dei puntatori dei versanti e dei canali calcolata da DRiFt a partire dal DEM.

Il secondo modulo utilizza come ingresso i risultati del primo modulo e, attribuendo alle celle-canale ed alle celle-versante le rispettive velocità di deflusso superficiale, determina per ogni cella il relativo tempo di corrivazione individuando l'idrogramma istantaneo unitario (IUH). L'IUH è calcolato sommando il contributo di ogni cella, alla quale è associato un tempo di corrivazione calcolato come somma dei tempi trascorsi dal ruscellamento prodotto in quella cella rispettivamente sul versante e nel canale lungo il tragitto che la lo collega alla sezione di chiusura. In Figura 13 è riportato un esempio di mappa dei tempi di corrivazione relativi alla sezione di chiusura di Pontey sulla Dora Baltea.

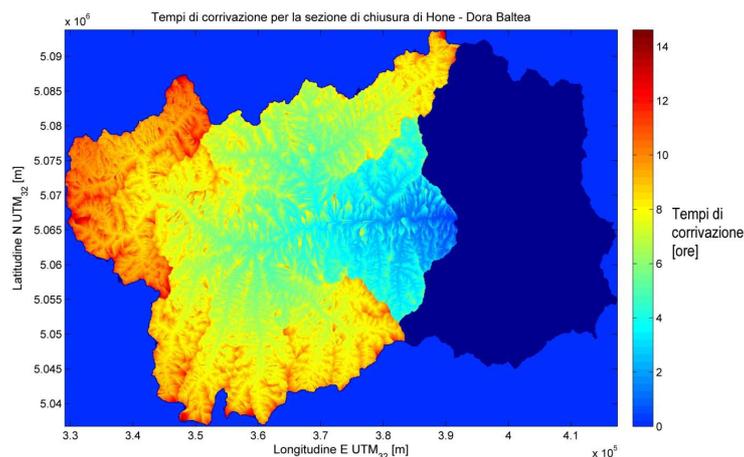


Figura 13 Mappa dei tempi di corrivazione per la sezione di chiusura di Pontey sulla Dora Baltea

Il terzo modulo accetta in ingresso le piogge e i tempi di corrivazione determinati dal secondo modulo e, sfruttando le proprietà dei sistemi lineari, effettua la convoluzione degli idrogrammi istantanei unitari. La pioggia lorda viene trasformata in pioggia efficace attraverso il metodo di Horton modificato (Gabellani et al. 2008), che utilizzando le informazioni derivate dal metodo proposto dal Soil Conservation Service (che riassume in un unico parametro Curve Number - CN- informazioni quali la litologia, urbanizzazione ed uso del suolo), ne supera le limitazioni e permette la modellazione del deflusso sub-superficiale. Il metodo di Horton modificato consente di individuare la quota parte di precipitazione che viene catturata dal suolo e quella che, per gravità, alimenta la falda ipodermica. Il modello utilizzato interpreta il suolo come un mezzo poroso schematizzato come un serbatoio di capacità massima finita (derivando concettualmente tale capacità massima dal parametro CN per ogni cella del modello) con filtro selettivo tempo variante per gli afflussi. Il parametro CN è quindi utilizzato in maniera indiretta per valutare la capacità di ritenzione massima del suolo. La porzione di precipitazione che non supera la capacità di ritenzione iniziale si infiltra nel terreno dando luogo a percolazione o ruscella in quantità proporzionale al grado di saturazione del terreno. La formulazione che ne deriva ha tre parametri stimati con una procedura di calibrazione che sfrutta le mappe del CN per la regione in esame. L'uscita del terzo modulo è l'idrogramma di piena nella prefissata sezione di chiusura.

Il modello è in grado di considerare la distribuzione spatio-temporale della precipitazione e di riprodurre la variabilità spaziale del processo di formazione del ruscellamento. Tale caratteristica ha permesso di creare scenari coerenti con le caratteristiche climatologiche dell'area di interesse utilizzando gli eventi di precipitazione generati sulla base della regionalizzazione delle precipitazioni intense dal modello Rain FARM.

2.5 APPLICAZIONE DEL METODO

Per la realizzazione della regionalizzazione delle portate massime al colmo di piena, sono state scelte 121 sezioni di chiusura lungo il reticolo idrografico che ricoprono il territorio regionale in modo omogeneo e sottendono bacini con aree maggiori di 20 km² (Figura 14). Le sezioni di chiusura sono uniformemente distribuite sul reticolo, poste tendenzialmente a monte e a valle di confluenze importanti o in corrispondenza delle sezioni strumentate, per alcune delle sezioni strumentate si possiedono serie limitate di massimi annuali (v. Tabella 1).

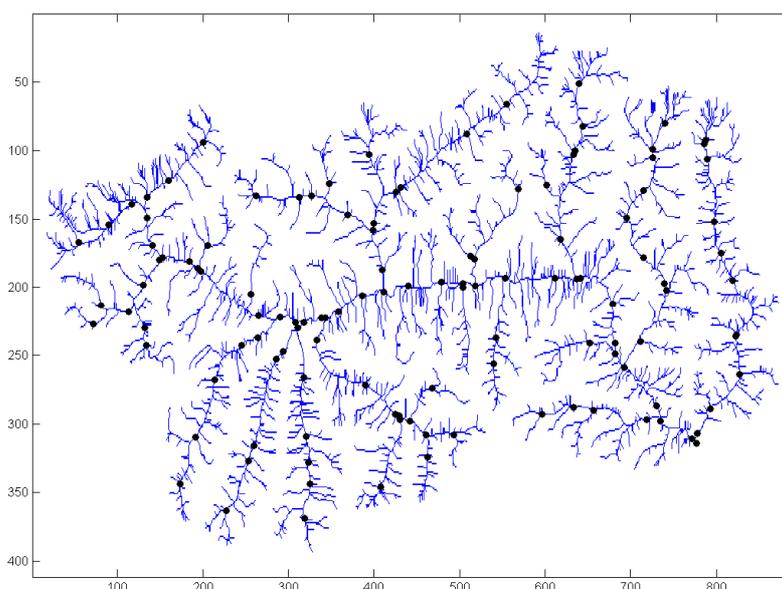


Figura 14 Sezioni utilizzate nella catena modellistica per la regionalizzazione delle portate.

Per le 123 sezioni di chiusura selezionate sono stati simulati 1500 idrogrammi di piena a partire dagli eventi di progetto ottenuti con la metodologia descritta nei paragrafi precedenti. Le condizioni iniziali di bagnamento utilizzate per l'inizializzazione del modello ad ogni simulazione corrispondono a suolo mediamente secco. Si ritiene questa una ipotesi verosimile, vista la durata media degli eventi di progetto (24 ore) e le condizioni caratteristiche di bagnamento del terreno antecedenti gli eventi.

Dai 500 idrogrammi di piena di ogni sezione sono stati estratti i rispettivi massimi al colmo di piena, ottenendo così 500 massimi al colmo di piena per ogni sezione. Nelle sezioni di chiusura a cui corrispondevano stazioni di misura idrometriche, è stato possibile adottare una procedura di verifica della validità delle simulazioni.

Di seguito si riporta una descrizione dettagliata delle assunzioni adottate per la simulazione afflussi-deflussi riguardo le questioni non definite dalla semplice generazione degli eventi di progetto.

2.5.1 Ruolo della copertura nevosa

La regione Valle d'Aosta è caratterizzata da abbondanti precipitazioni di tipo nevoso, soprattutto nel periodo invernale e tardo autunnale, e dalla persistenza di copertura nevosa fino alla tarda primavera. La dinamica della neve influenza notevolmente il regime idrologico delle portate contribuendo alla portata in alveo nel periodo di fusione, generando il così detto deflusso di base, e riducendo l'area del bacino contribuente al deflusso durante l'evento precipitativo. Dall'analisi degli eventi storici degli ultimi 10 anni, è emerso che

- gli eventi più gravosi, che hanno prodotto massimi di portata al colmo, si sono verificati principalmente con zero termico superiore a quota 3000 m s.l.m.
- i bacini della Dora di La Thuile, Dora di Ferret, Dora di Veny, Buthier e Marmore sono caratterizzati da massimi annuali soltanto nel periodo primaverile con un contributo preponderante di fusione nivale.

Tali considerazioni vengono adeguatamente tenute in considerazione considerando la precipitazione solida al di sopra dei 3000 m e variando le condizioni iniziali di saturazione dei suoli per i bacini sopra citati, considerandoli cioè mediamente umidi.

Purtroppo nel contesto dell'approccio indiretto non è possibile modellare in modo fisico il contributo di fusione nivale. Si è scelto quindi di tenere in conto di tale contributo in modo indiretto. Viene stimato il deflusso di base e una volta determinato come questo scala con le caratteristiche del bacino viene sommato alle simulazioni.

Si riportano in Figura 15 e Figura 16 i diagrammi polari che mostrano in quali periodi dell'anno si sono osservate portate massime al colmo di piena e l'andamento dello zero termico negli stessi periodi.

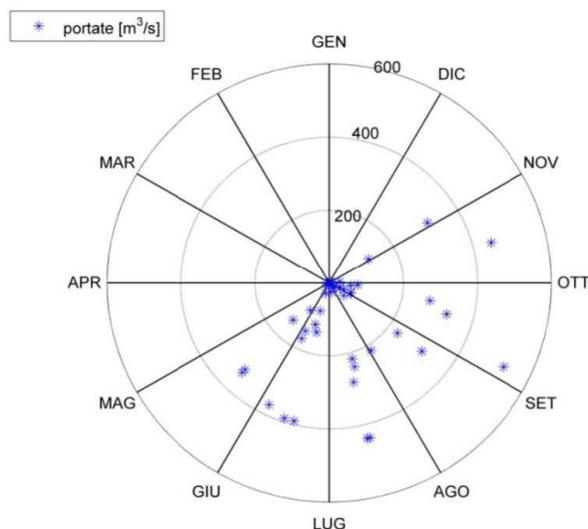


Figura 15 Diagramma polare dei massimi annuali di portata osservati in funzione del mese di osservazione

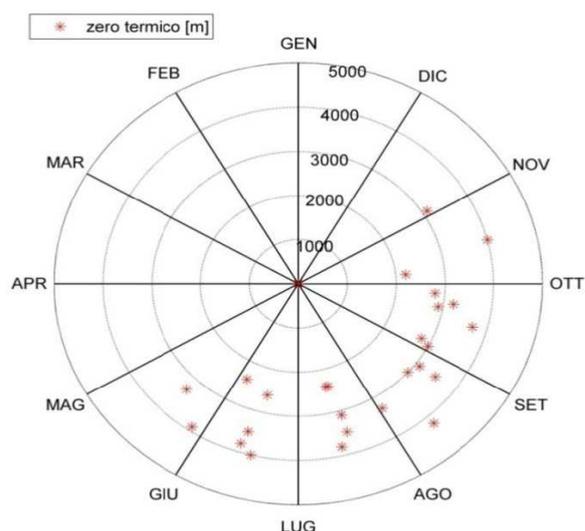


Figura 16 Diagramma polare della quota dello zero termico (m s.l.m.) in corrispondenza degli eventi massimi annuali di portata osservati in funzione del mese di osservazione

2.5.2 Scelta delle condizioni antecedenti di bagnamento

I massimi annuali di portata sono stati generati a partire da condizioni iniziali di suolo mediamente secco per i bacini ricadenti nelle zona B e C e per la Dora, mentre sono state considerate mediamente umide per i bacini dell'area A, questi ultimi infatti sono caratterizzati da massimi con forte componente dovuta alla fusione nivale primaverile che contribuisce a mantenere mediamente umidi i suoli.

2.5.3 Determinazione della serie di portate massime annuali

Al fine di rispettare l'ipotesi C si è resa perciò necessaria una procedura di filtro sulla serie di 1500 portate al colmo di piena generate per ciascuna delle sezioni idrografiche modellate. Il

filtro è stato applicato sulla funzione di densità di probabilità (PDF) del valore massimo della precipitazione media a scala di bacino cumulata sul tempo di concentrazione massima derivata da ciascuno degli eventi di progetto a valle della disaggregazione. Essa è stata filtrata in modo da riprodurre, per ciascun bacino, la PDF ottenuta dall'analisi regionale dei massimi annuali di precipitazione. Come si vede dalla Figura 17, su diversi bacini, la frequenza di valori bassi delle altezze di precipitazione medie a scala di bacino, è superiore rispetto alla distribuzione frequenza ottenuta dall'analisi regionale. La diversità tra le distribuzioni è più accentuata per bacini di piccole dimensioni, come si evince dalla Figura 18. Il maggior numero di eventi filtrati si ha per bacini con tempi di concentrazione dell'ordine delle 3 ore, mentre per bacini con tempi di concentrazione superiore alle 12 ore non si escludono valori.

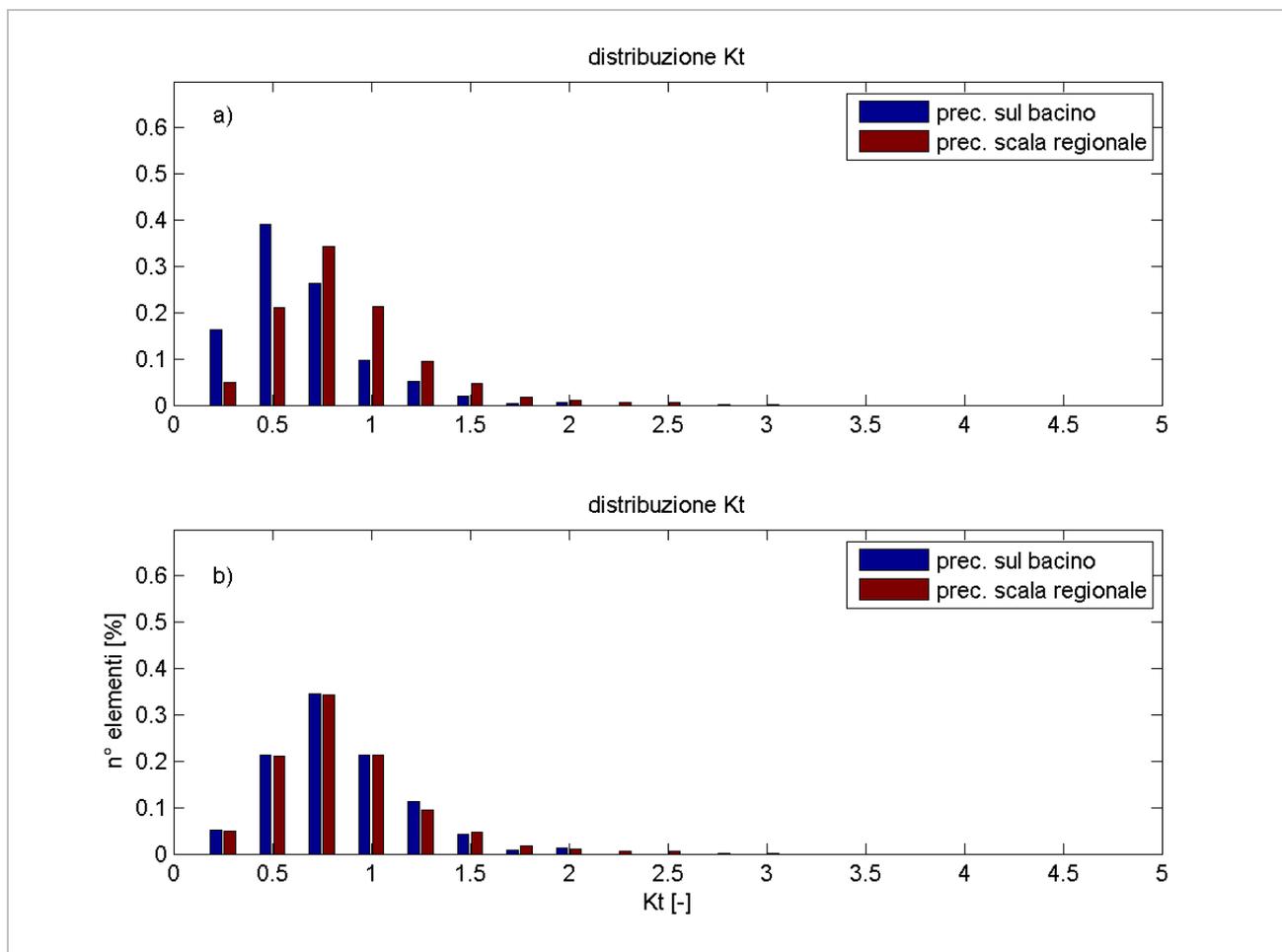


Figura 17 a) confronto tra la pdf dei KT utilizzati per la generazione dei campi di precipitazione a scala regionale e la pdf dei KT della massima precipitazione cumulata sul tempo di concentrazione per il bacino n° 11 – b) pdf dopo l'operazione di filtro

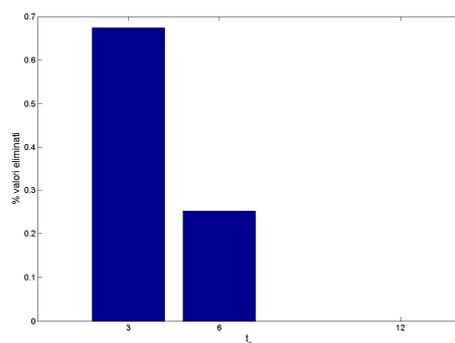


Figura 18 Percentuale di eventi eliminati in funzione dei tempi di concentrazione dei bacini (ordine delle 3 ore, ordine delle 6 ore, ordine di 12 ore)

Le condizioni antecedenti di bagnamento producono una ulteriore distorsione nella frequenza dei colmi di piena: alcuni eventi a scala di bacino, con bassi valori di altezza cumulata, non eliminati dal filtro precedente, non superano la soglia necessaria affinché si generi ruscellamento, e quindi vengono totalmente assorbiti dal terreno o ritenuti dalle vegetazioni, non producendo portate. Volendo ottenere una serie storica simulata di massimi annuali di portata al colmo, tali eventi vanno esclusi dalla simulazione. È stato quindi applicato un secondo filtro a soglia per escludere quegli eventi di precipitazione la cui altezza di pioggia cumulata è inferiore alla capacità di ritenzione iniziale. La valutazione di tale capacità è effettuata mediante il metodo del Soil Conservation Service (SCS, 1954), da cui per ogni tipologia di terreno è noto il legame tra il parametro CN e il massimo potenziale di assorbimento del terreno S. Risulta in particolare:

$$S = 25.4 \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right) \quad [\text{mm}]$$

Si assume l'assorbimento iniziale del terreno pari ad una quota parte di S: $I_a = c \cdot S$ con $c=0.22$. Dopo le operazioni di filtro rimangono circa 72000 massimi di portata simulati, con una lunghezza media della serie, per sezione idrografica, pari a 530 valori.

2.5.4 Stima del deflusso di base

Il deflusso di base, per le sezioni idrometriche in cui sono disponibili le osservazioni (v. Tabella 2), è stimato a partire dalle serie storiche di portata nel periodo 2001-2010. Una tecnica automatica, proposta da Nathan and McMahon nel 1990, permette di separare il deflusso lento, che in Valle d'Aosta è dovuto principalmente alla fusione nivale, dal deflusso veloce superficiale dovuto al ruscellamento generato dalla precipitazione liquida.

L'idrogramma osservato viene separato in due componenti secondo le ragioni:

$$R_t = \alpha R_{t-1} + \frac{(1 + \alpha)}{2} (Q_t - Q_{t-1})$$

$$B_t = Q_t - R_t$$

in cui Q è la portata osservata, R il ruscellamento e B il deflusso di base. Dalla serie di deflusso di base (si veda ad esempio la Figura 19) è stato estratto il valore in corrispondenza del massimo annuale di portata.

Il deflusso di base così stimato scala in modo lineare con l'area del bacino contribuente. In Figura 20 è riportato l'andamento del deflusso di base con l'area per i bacini suddivisi in base alle zone di allerta di appartenenza. Regressioni multivariate che considerano altre variabili indipendenti oltre l'area del bacino, non spiegano una varianza maggiore.

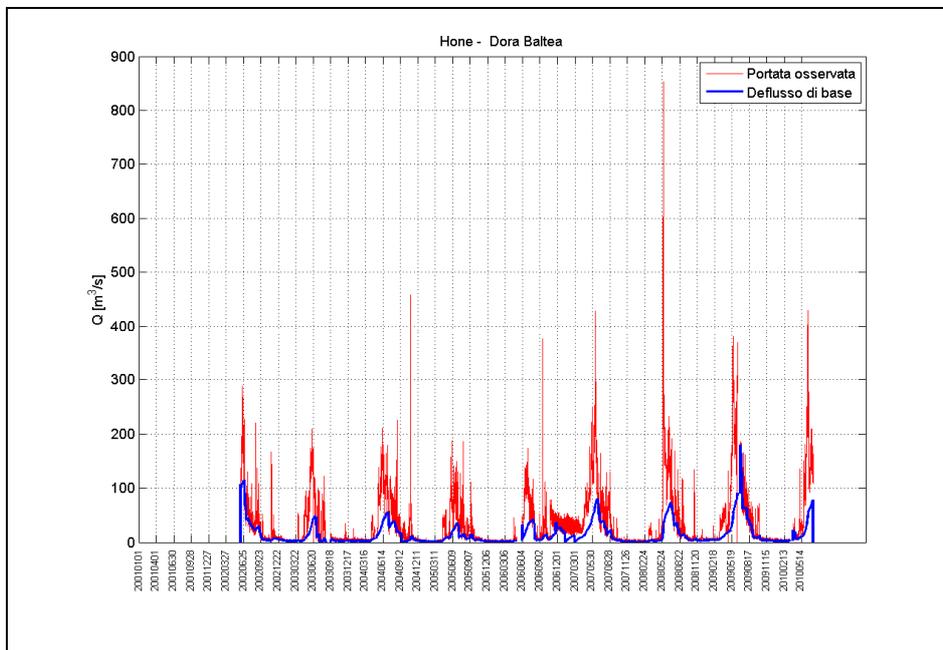


Figura 19 Idrogramma osservato e deflusso di base stimato per la Dora Baltea alla sezione di Hone nel periodo 2001-2010

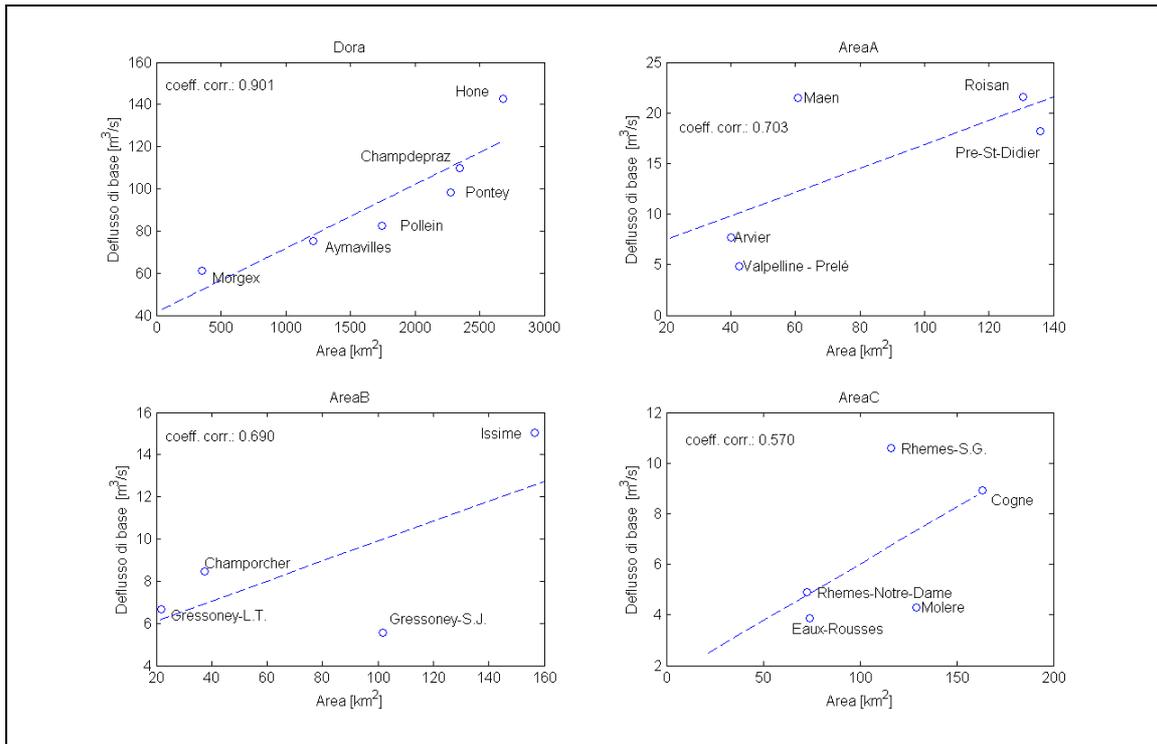


Figura 20 Andamento con l'area del deflusso di base stimato in corrispondenza dei massimi annuali di portata nel periodo 2001-2010

2.6 LA CURVA DI CRESCITA DELLE PORTATE

La curva di crescita rappresenta la distribuzione di probabilità cumulata (CDF) della variabile oggetto dell'analisi resa adimensionale. Essa descrive il mutuo rapporto tra i valori di portata e probabilità di non superamento (e quindi i periodi di ritorno). Analogamente a quanto svolto nell'analisi delle precipitazioni, anche per ciò che riguarda le portate di piena è stata utilizzata la procedura di regionalizzazione che prevede l'utilizzo della distribuzione di probabilità Two Components Extreme Value (TCEV).

2.6.1 Scelta del modello probabilistico: la distribuzione TCEV

L'ipotesi fondamentale alla base della derivazione dell'espressione del modello probabilistico del valore estremo a doppia componente (TCEV), proposto da Rossi e Versace (1984) è che i valori estremi delle variabili idrologiche in esame, principalmente piogge e portate appartengano a due differenti popolazioni, ciascuna descritta statisticamente da una distinta funzione di probabilità, i cui membri si osservino a seguito del darsi di eventi meteorologici dalle caratteristiche distinte. Si distinguono quindi una componente medio-alta e una componente straordinaria.

Questa ipotesi è suffragata da evidenze sperimentali sulla base delle quali numerose serie storiche dei massimi annuali delle piogge o delle portate al colmo di piena presentano valori nettamente superiori agli altri e tali da non apparire provenienti dalla medesima popolazione dei restanti dati.

Queste osservazioni di valore elevato, dette "outliers", presentano da un lato una grande importanza, in quanto si riferiscono sempre ad eventi molto gravosi, ma dall'altro la loro caratterizzazione statistica risulta particolarmente incerta, a causa proprio della rarità con cui vengono osservati. Proprio per questo ultimo motivo sovente sono stati considerati anomali e quindi trascurati nelle elaborazioni, mentre devono essere assunti, quando accertata la loro validità, come elemento caratterizzante della serie storica.

La distribuzione di probabilità cumulata (CDF) della TCEV risulta essere il prodotto di due espressioni di tipo Gumbel e assume la seguente forma:

$$F_x(x) = \exp\left(-\Lambda_1 \exp\left(-\frac{x}{\theta_1}\right) - \Lambda_2 \exp\left(-\frac{x}{\theta_2}\right)\right) \quad x \geq 0 \quad (1)$$

dove: Λ_1 , Λ_2 , θ_1 e θ_2 sono i parametri della distribuzione .

Ai quattro parametri può essere attribuito un chiaro significato fisico: Λ_1 rappresenta il numero medio di eventi indipendenti della componente medio-alta; Λ_2 il numero medio di eventi indipendenti della componente extra-ordinaria; θ_1 corrisponde al valore atteso della componente medio-alta; θ_2 corrisponde infine al valore atteso della componente extra-ordinaria. Da ciò risulta necessariamente che $\Lambda_1 > 0$; $\Lambda_2 > 0$; $\theta_2 > \theta_1$; $\Lambda_2 \gg \Lambda_1$.

La corrispondente densità di probabilità (PDF) della distribuzione è data dalla seguente relazione:

$$\begin{cases} f_x(x) = \exp(-\Lambda_1 - \Lambda_2) & x = 0 \\ f_x(x) = \left[\frac{\Lambda_1}{\theta_1} \exp\left(-\frac{x}{\theta_1}\right) + \frac{\Lambda_2}{\theta_2} \exp\left(-\frac{x}{\theta_2}\right) \right] * \exp\left[-\Lambda_1 \exp\left(-\frac{x}{\theta_1}\right) - \Lambda_2 \exp\left(-\frac{x}{\theta_2}\right)\right] & x > 0 \end{cases} \quad (2)$$

Nella procedura gerarchica di stima dei parametri è utile riferirsi alla variabile normalizzata:

$$Y = \frac{X}{\theta_1} - \ln(\Lambda_1)$$

se si pone infatti: $\theta_* = \frac{\theta_2}{\theta_1}$ e $\Lambda_* = \frac{\Lambda_2}{\Lambda_1 \left(\frac{1}{\theta_*}\right)}$, sostituendo si ricava:

$$F_Y(y) = \exp\left[-\exp(-y) - \Lambda_* \exp\left(-\frac{y}{\theta_*}\right)\right] \quad (3)$$

Questa equazione risulta di particolare importanza per la stima dei parametri: infatti è possibile dimostrare che il coefficiente di asimmetria teorico CS dipende soltanto da Λ^* e θ^* , risultando quindi indipendente da Λ_1 e θ_1 . Il coefficiente CS è caratterizzato da variabilità spaziale bassa in confronto alla variabilità campionaria, mentre CV ha variabilità spaziale maggiore e variabilità campionaria minore. Pertanto CS ed i parametri ad esso legati devono essere stimati in regioni grandi, mentre CV e i rispettivi parametri vincolati possono essere stimati in sottoregioni nell'ambito delle regioni dove CS è stimato.

Seguendo queste osservazioni Rossi (1986) conclude che sia conveniente stimare il valore dei parametri con un approccio regionale di tipo gerarchico suggerito da Fiorentino et al. (1985).

E' inoltre importante rilevare come il coefficiente di variazione teorico della componente base, analogamente alla relazione valida per la distribuzione di Gumbel (EV1), dipenda soltanto dal parametro Λ_1 mediante la relazione :

$$CV=0.557/[\log(\Lambda_1)+0.251]$$

Nel caso di stime regionali è necessario definire non solo la distribuzione di probabilità, ma anche studiare la variabilità spaziale dei parametri propri della stessa: di tale aspetto si discuterà nel paragrafo successivo.

2.6.2 Stima dei parametri della distribuzione di probabilità genitrice.

La distribuzione TCEV è stata adattata alla serie dei massimi colmi di piena, simulati con la procedura esposta nei paragrafi precedenti, resi non dimensionali rispetto al valore medio di ciascuna serie.

Il metodo utilizzato per la stima dei parametri della distribuzione TCEV fa riferimento al metodo della Massima Verosimiglianza secondo un approccio di tipo gerarchico proposto da Gabriele e Arnell (1991) che perviene alla stima dei parametri per passi successivi, attraverso un approccio gerarchico. Il primo passo della procedura effettua la stima dei parametri θ^* e Λ^* da cui dipende il coefficiente di asimmetria (CS) della distribuzione di probabilità genitrice utilizzata nella forma dell'equazione (3). Successivamente si passa alla stima di Λ_1 che caratterizza il coefficiente di variazione (CV). Ultimo viene stimato il parametro di dimensionalizzazione o portata indice.

Per ciascuno dei passi indicati viene effettuato un test atto a verificare che la regione assunta come omogenea lo sia effettivamente e che non rimanga della variabilità non spiegabile con l'errore di campionamento.

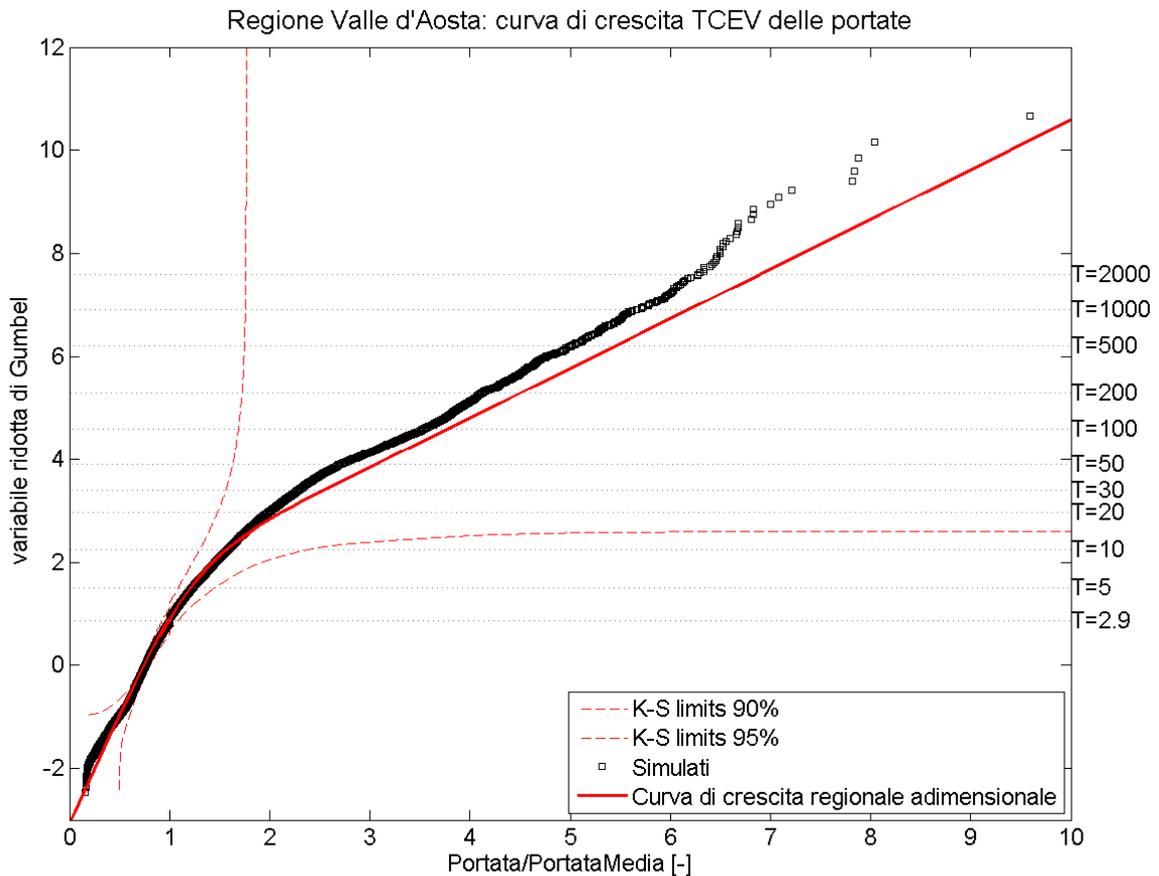


Figura 21 Curva di crescita TCEV delle portate di piena valida per la Valle d'Aosta. Il fit della curva proposta (in rosso) rispetto ai dati delle serie generate (in nero) appare del tutto soddisfacente.

L'applicazione del metodo ha portato alla stima dei tre parametri che definiscono la curva di crescita: Λ^* , θ^* , Λ_1 e η i cui valori sono rispettivamente 0.1980, 4.6072, 22.0647 e 4.4355. L'adattamento della curva alla serie dei dati generati, già visibile a livello grafico (Figura 21), è stato verificato attraverso due metodologie distinte:

- costruzione sintetica delle fasce fiduciarie al 95%, ottenute mediante la generazione numerica di 1500 serie caratterizzate dai parametri stimati; la procedura si è resa necessaria a causa della non invertibilità della funzione, che implica l'impossibilità di ricavare le fasce fiduciarie per via analitica;

- applicazione del test di adattamento di Pearson (o del χ^2) ad entrambi i livelli gerarchici di regionalizzazione che permettono la stima dei tre parametri necessari.

Il risultato del primo metodo è evidente nella Figura 22 in cui i punti ricavati adimensionalizzando i valori delle serie generate ricadono, sostanzialmente, all'interno dell'intervallo compreso tra le curve di controllo inferiore e superiore, limiti della fascia fiduciaria. Questo implica che la curva così stimata possa essere statisticamente accettata quale rappresentativa dei dati campionari.

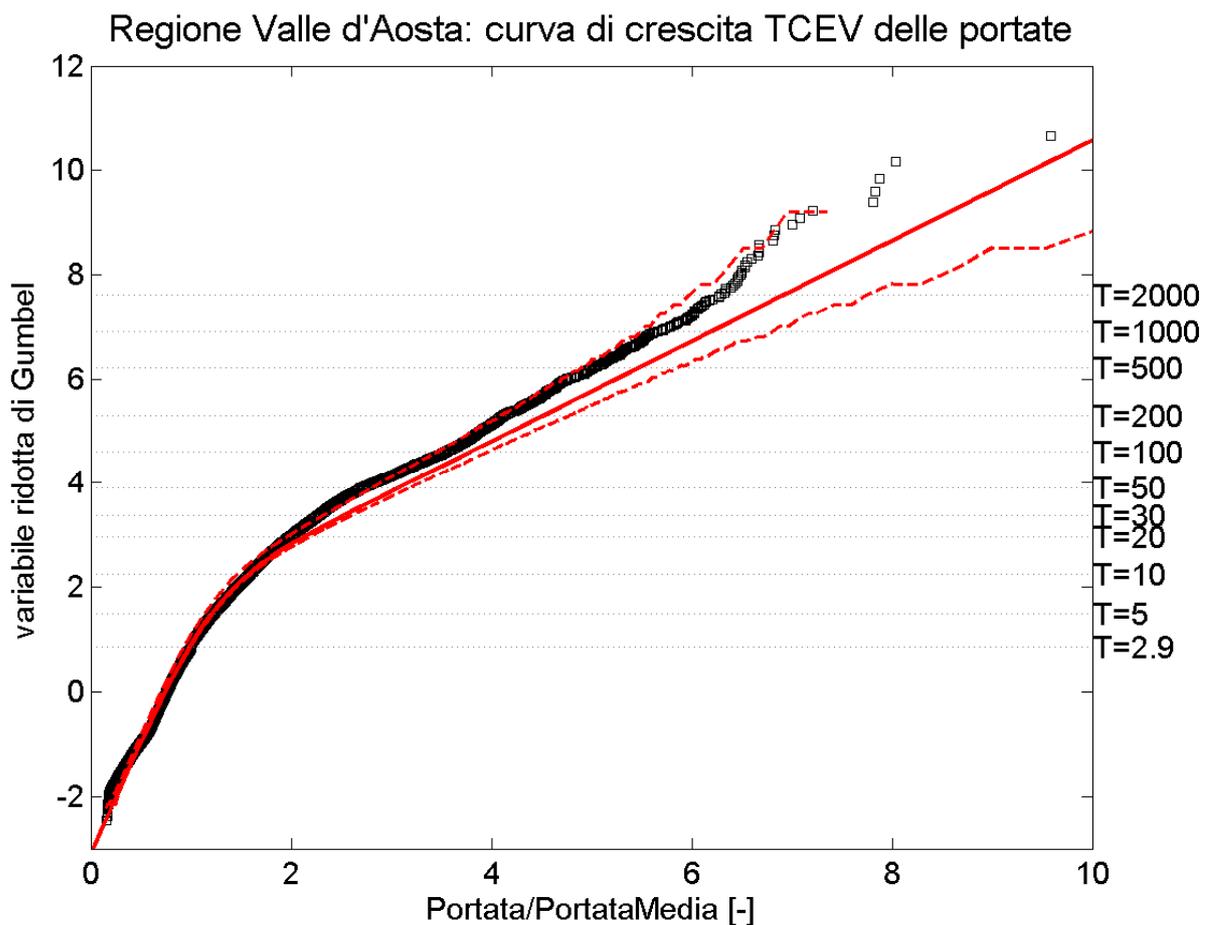


Figura 22 Curva di crescita delle portate di piena valida per la Valle d'Aosta e le fasce fiduciarie al 95% costruite tramite la generazione sintetica di 10000 serie TCEV caratterizzate dai parametri stimati con il metodo gerarchico di regionalizzazione: le curve di controllo sostanzialmente contengono i punti delle serie resi non dimensionali, rendendo quindi statisticamente accettabile l'ipotesi di validità della curva stessa per tutta la regione

Il secondo dei metodi di verifica utilizzati prevede, effettuata la stima dei parametri secondo la procedura gerarchica citata, la generazione sintetica di un elevato numero di serie caratterizzate dai parametri stimati, delle quali calcolare il coefficiente di asimmetria (CS) al primo livello di regionalizzazione ed il coefficiente di variazione (CV) al secondo, al fine di esaminarne l'accordo con i valori degli stessi parametri calcolati a partire dalle serie storiche.

Il metodo di regionalizzazione utilizzato si articola, infatti, su tre livelli successivi. Esso utilizza come stimatori il CS e il CV rispettivamente al primo ed al secondo livello di regionalizzazione. L'espressione della distribuzione TCEV, dipendente da 4 parametri, consente la distinzione di zone e sottozone omogenee all'interno delle quali un numero crescente di parametri risultano costanti. Più precisamente esiste un primo livello di regionalizzazione, per il quale si suppone che in un'ampia area di territorio il CS risulti costante e che la variabilità riscontrata per tale grandezza dipenda solo dalla limitata estensione e numero dei campioni a disposizione. Qualora, mediante opportuni test statistici, il confronto tra i CS osservati e generati risulti accettabile, è possibile ritenere "omogenea" la zona delimitata e considerare costanti al suo interno i due parametri dai quali il CS dipende.

In Tabella 4 sono riportati i valori dei parametri Λ^* e θ^* , le statistiche che si riferiscono ai CS delle serie campionarie ed a quelli delle 10000 serie sintetiche generate, unitamente ai risultati forniti dal test statistico di Pearson, o del χ^2 , che è stato applicato per la validazione dei risultati ottenuti. Come è evidente dalla tabella (il valore della statistica D è minore dei valori di χ^2), il test ha fornito risultati positivi al livello di attendibilità pari al 90%, permettendo di accettare l'ipotesi di omogeneità dell'intera area valdostana al primo livello di regionalizzazione, e di poter considerare costanti in tutta l'area i parametri Λ^* e θ^* .

Λ^*	θ^*	CS campionari		CS generati	
		Media	Dev.	Media	Dev. Standard
0.19807	4.6072	2.51	0.745	2.46	0.695
Gradi di libertà		D	χ^2 (90%)		
3		23.4	23.6		

Tabella 4 parametri ricavati al primo livello di regionalizzazione, statistiche relative al coefficiente di asimmetria e risultati dell'applicazione del test di Pearson.

Esiste poi un secondo livello di regionalizzazione, nel quale analoghe considerazioni vengono fatte relativamente al CV: in pratica viene stimato un terzo parametro, Λ_1 , vincolato ai precedenti, delimitando una porzione di territorio, coincidente o meno estesa, ma contenuta nella zona omogenea, all'interno della quale sia possibile verificare l'invarianza del CV. Se i test statistici consentono di accettare anche questa ipotesi, l'insieme dei tre parametri stimati forniscono l'andamento della curva di crescita per la zona considerata. Nella Tabella 5 è riportato il valore stimato per Λ_1 , le statistiche relative ai CV delle serie campionarie ed a quelli delle 10000 serie sintetiche generate, unitamente ai risultati forniti dal test statistico di Pearson. Anche in questo caso il test ha fornito risultati positivi anche al livello di attendibilità del 90%, permettendo di accettare l'ipotesi di omogeneità dell'intera area valdostana al secondo livello di regionalizzazione, e di poter considerare costanti in tutta l'area i parametri Λ^* , θ^* , e Λ_1 .

Λ1	CV campionari		CV generati	
	Media	Dev.	Media	Dev. Standard
22.0647	0.75	0.186	0.77	0.11
Gradi di libertà 2	D 19.5	χ ² (90%) 21.6		

Tabella 5 parametri ricavati al secondo livello di regionalizzazione, statistiche relative al coefficiente di variazione e risultati dell'applicazione del test di Pearson.

Il procedimento descritto ha portato alla stima ed alla validazione dei parametri che definiscono la curva di crescita per l'intera regione. Tale curva, occorre ricordarlo, descrive il mutuo rapporto tra i valori di portata relativi a frequenze (e quindi a periodi di ritorno) differenti; il procedimento gerarchico di regionalizzazione prevede infatti l'esistenza di un successivo livello, il terzo, nel quale è necessaria la stima di un quarto parametro, la portata indice. L'analisi del terzo livello di regionalizzazione è oggetto dei prossimi paragrafi. Per ultimo si riporta l'espressione analitica della curva di crescita illustrata in Figura 21:

$$F_{x'}(x') = e^{\left\{ -22.0647e^{-4.435x'} - 0.1980 * 22.0647^{(1/4.6072)} e^{-\frac{4.4355}{4.60}x} \right\}}$$

La Tabella 6 riporta i valori per i **K_T** regionali di interesse tecnico.

T	5	10	20	30	50	100	200	500	1000	2000
K_T	1.2	1.6	2.1	2.5	3.1	3.8	4.5	5.5	6.2	6.9

Tabella 6 Valori dei **K_T** regionali di interesse tecnico

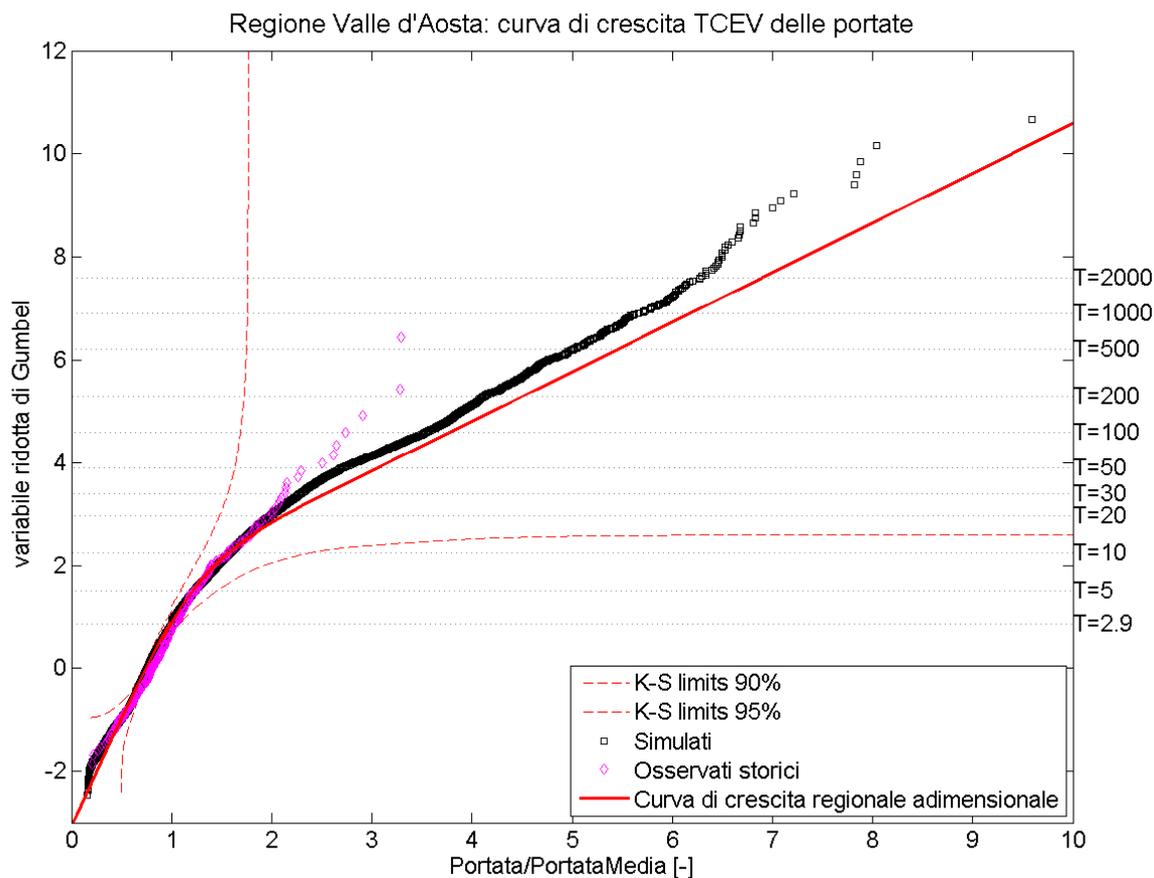


Figura 23 Curva di crescita TCEV delle portate di piena valida per la Valle d'Aosta con riportati le portate storiche al colmo di piena osservate.

2.6.3 Stima della portata indice

Determinata l'espressione analitica della curva di crescita, è ora necessario stimare il valore atteso della portata particolareggiato per ogni sezione di interesse.

Per ciascuna delle 123 sezioni in cui sono state effettuate le simulazioni si può utilizzare come stimatore della portata indice il valore della media della serie simulata locale.

Si veda ad esempio la Figura 24 nella quale è rappresentata la curva di crescita dimensionale delle portate al colmo di piena nella sezione di Champorcher nel bacino dell'Ayasse per la quale si dispone di una serie storica limitata di portate al colmo di piena; il diagramma porta in ascisse le portate al colmo, misurate in m^3s^{-1} ed in ordinate, sulla destra, i corrispondenti periodi di ritorno. Sullo stesso diagramma sono riportate le osservazioni della portata al colmo di piena massima annuale osservata, nei 23 anni disponibili ed è riportata altresì una coppia di curve che rappresenta l'intervallo di confidenza delle stime idrologiche condotte.

Nel caso dell'Ayasse a Champorcher le osservazioni ricadono all'interno dell'intervallo di confidenza. Il test di Kolmogorov, o di adattamento del modello ai dati di osservazione, è correntemente utilizzato per accertare se il modello è rappresentativo della realtà.

In questo caso la conclusione che si trae è da leggere in probabilità: le osservazioni di misura sono ben modellate dalla curva a tratto intero che rappresenta la distribuzione di probabilità delle portate al colmo della piena massima annuale nella sezione considerata.

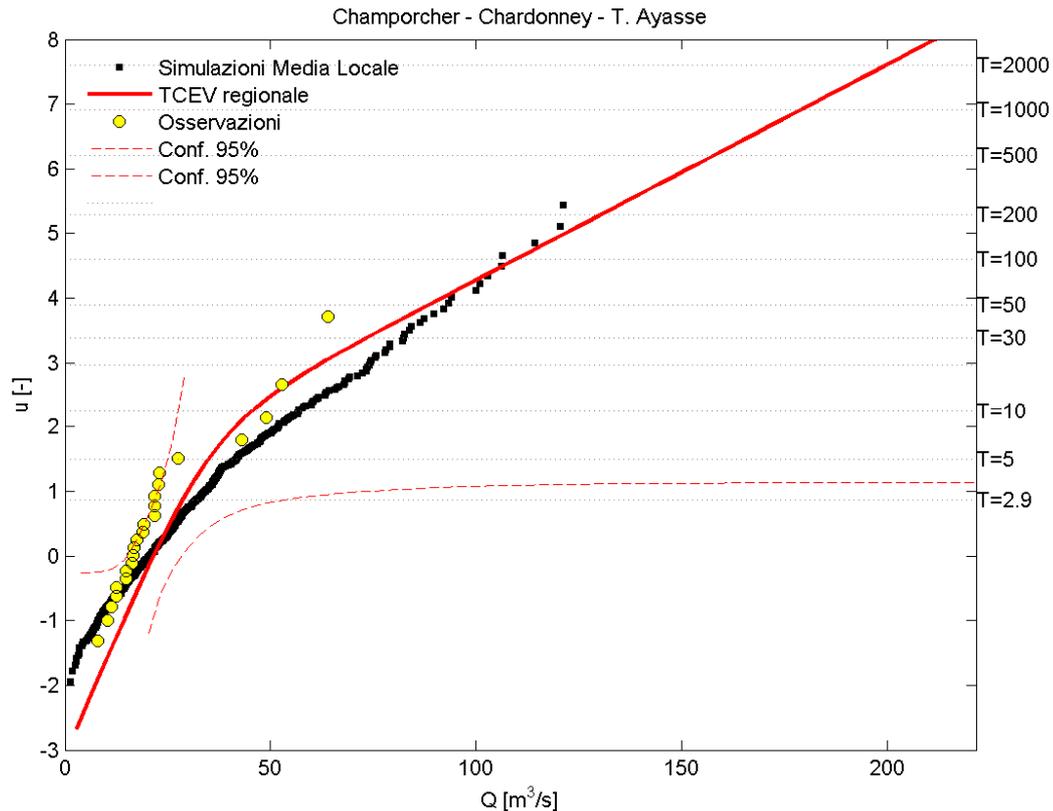


Figura 24 Ayasse a Champorcher (39 km²). Linea a tratto continuo: distribuzione di probabilità cumulata delle portate al colmo di piena massime annuali (m³s⁻¹) riportata in funzione del periodo di ritorno T misurato in anni.

2.6.4 Relazione di dipendenza dall'area

In base alle considerazioni precedentemente descritte, la variabilità morfo-climatica dei bacini naturali rende necessaria una modellazione meteo-idrologica distribuita che tenga conto della variabilità spazio-temporale delle precipitazioni e delle caratteristiche del territorio. D'altro canto per soddisfare l'esigenza del singolo progettista di conoscere il valore di portata in un generico punto appartenente alla rete idrografica di un qualunque bacino della regione, il numero di simulazioni necessario per ottenere i valori di portata a mezzo del modello afflussi-deflussi sarebbe risultato proibitivo.

E' stata quindi introdotta una metodologia operativa, capace di mantenere sufficiente accuratezza seppure con un ridotto carico numerico. Tale metodologia utilizza una formula empirica per la valutazione della portata in un punto qualsiasi del tratto compreso tra due successive simulazioni, in funzione dell'area drenata a monte. La principale grandezza esplicativa della portata (con frequenza assegnata) in una certa sezione fluviale, è certamente la superficie A , del bacino idrografico sotteso da tale sezione. Gli studi di regressione delle statistiche di tendenza centrale della portata al colmo massimo annuale (per esempio la media o la mediana) sull'area spiegano una rilevante porzione della varianza campionaria. Il NERC (Natural Environment Research Council) in una pubblicazione del 1975 dimostrò che una relazione del tipo $Q=cA^b$ è in grado di spiegare circa il 70% della varianza campionaria del valore atteso della portata al colmo di piena massima annuale. La stessa capacità descrittiva non è attribuibile all'area, quando si analizzano i contributi unitari. Analoghe considerazioni si possono fare con riferimento ad altri quantili di Q , ossia le previsioni con frequenza assegnata. Tale comportamento è valido statisticamente su scala regionale ove la numerosità dei dati a disposizione (simulati) tenda ad uniformare le eterogeneità locali, che in uno studio di questo tipo risultano però di fondamentale importanza.

Il territorio della regione Valle d'Aosta è stato suddiviso in diversi tratti d'alveo a ciascuno dei quali è assegnata una coppia di parametri Q^* e A^* che, nota l'area del bacino in esame, permettono di determinare la **portata indice** secondo la relazione:

$$Q_i = Q_i^* \left(\frac{A}{A_i^*} \right)^{0.75}$$

dove A (espressa in km^2) è l'area della sezione che chiude il bacino per cui si vuole determinare la portata indice mentre Q_i^* è la portata di riferimento ricavata dalle simulazioni per la sezione di area A_i^* espressa in km^2 .

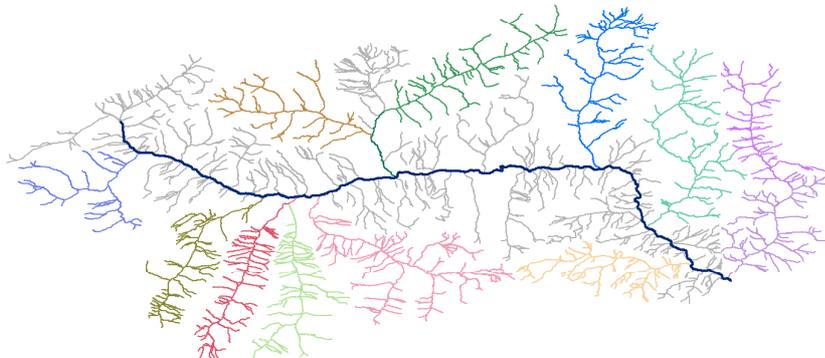


Figura 25 Suddivisione in tratti per la determinazione della portata indice.

	Corso d'acqua/Tratto	Q[*] [m³/s]	A[*] [Km²]
1	Dora Baltea a valle del Lys	565	3077
2	Dora Baltea: Lys - Ayasse	410	2820
3	Dora Baltea: Ayasse - Evancon	380	2680
4	Dora Baltea: Evancon - Marmore	340	2276
5	Dora Baltea: Marmore - Buthier	330	2060
6	Dora Baltea: Buthier - Grand Eyvia	295	1710
7	Dora Baltea: Grand Eyvia - Dora di Rhemes	170	960
8	Dora Baltea: Dora di Rhemes - Dora di Valgrisanche	115	660
9	Dora Baltea: Dora di Valgrisanche - Dora di La Thuile	105	500
10	Dora Baltea: a monte della Dora di La Thuile	50	170
11	Lys a monte di Gaby (monte immissione)	55	100
12	Lys a valle di Gaby (valle immissione)	155	260
13	Evancon	35	230
14	Ayasse	55	100
15	Marmore	26	107
16	Grand Eyvia	75	240
17	Dora di Rhemes: monte immissione Savara	25	120
18	Dora di Rhemes: valle immissione Savara	53	261

19	Valgrisanche	20	139
20	Dora La Thuile	45	140
21	Savara	28	129
22	Artanavaz	28	68
23	Buthier: a monte del torrente Ollomont	18	173
24	Buthier: a valle del torrente Ollomont – a monte dell’Artanavaz	35	260
25	Buthier: a valle della confluenza con il torrente Artanavaz	55	422
26	Bacini Area A1		
27	Bacini Area A2		
28	Bacini Area B		

Tabella 7 Valore dei coefficiente A_i e Q_i^* , per i diversi tratti delle aste fluviali

Idrometro	Bacino	tratto	Area [km ²]	A* _i [km ²]	Q* _i [m ³ /s]	Q _T [m ³ /s]											
						T	2.9	5	10	20	30	50	100	200	500	1000	2000
						K _T	1	1.2	1.6	2.2	2.6	3.1	3.9	4.6	5.6	6.3	7
Pré St Didier - Capoluogo	Dora di La Thuile	19	147	45	140		45	55	75	100	120	145	180	215	260	295	330
Rhemes-Notre-Dame - Chanavey	Dora di Rhemes	17	75	25	120		15	20	30	40	45	55	70	80	100	110	125
Rhemes-S.G. - Capoluogo	Dora di Rhemes	17	117	25	120		25	29	39	54	64	76	96	113	137	155	172
Valsavarenche - Eaux-Rousses	T. Savara	20	81	28	129		20	25	30	45	50	60	80	90	110	125	140
Valsavarenche Molere	T. Savara	20	137	28	129		30	35	50	65	75	90	115	135	165	185	205
Arvier - Chamencon	Dora di Valgrisenche	18	144	20	139		20	25	35	45	55	65	80	95	120	130	140
Cogne - Cretaz	T. Grand-Eyvia	16	174	75	240		60	70	95	130	155	180	230	270	330	370	415
Valtournenche Maen	T. Marmore	15	107	26	107		25	30	40	60	70	80	100	120	145	165	180
Gressoney La Trinité - Courtlys	T. Lys	11	27	55	102		20	25	30	45	55	65	80	95	115	130	140
Gressoney-Saint Jean - Capoluogo	T. Lys	55	103	55	102		55	65	90	120	145	170	215	255	310	350	390
Issime - Capoluogo	T. Lys	12	179	155	260		120	140	190	260	305	365	460	540	655	740	820
Pont St Martin - Ponte Circonvallazione	T. Lys	12	227	155	260		140	170	225	310	365	435	545	645	785	880	980
Brusson - Extrapieraz	Evancon	13	134	35	230		25	30	35	50	60	70	90	110	130	150	165
Brusson - Vollon	Evancon	13	143	35	230		25	30	40	55	65	75	100	110	140	155	170
Champorcher - Chardonney	T. Ayasse	14	39	55	100		25	35	45	60	70	85	105	125	150	170	190
Roisan - Moulin	Buthier	24	421	55	422		55	70	90	120	145	170	215	255	310	345	385
Saint Oyen - Moulin	T. Artanavaz	21	69	28	68		30	35	45	60	75	90	110	130	160	180	200
Valpelline - Prelé	Buthier	22	173	18	173		20	25	30	40	45	55	70	85	100	115	125

Tabella 8 Valori delle portate per assegnato tempo di ritorno per le sezioni attualmente dotate di idrometro nei bacini laterali (i valori delle portate per diversi T sono stati opportunamente arrotondati)

Idrometro	tratto	Area [km ²]	Q _i [*] [m ³ /s]	A _i [km ²]	Q _T [m ³ /s]											
					T	2.9	5	10	20	30	50	100	200	500	1000	2000
					K _T	1	1.2	1.6	2.2	2.6	3.1	3.9	4.6	5.6	6.3	7
Morgex	9	381	105	500		85	105	140	190	225	265	335	395	480	540	600
Aymavilles - Centrale Enel	6	1291	295	1710		240	290	380	520	620	740	930	1100	1340	1505	1675
Pollein - Grande Place	5	1851	330	2060		305	365	490	670	790	945	1190	1400	1700	1920	2130
Brissogne - Ponte S.R.	5	1914	330	2060		310	375	500	690	810	970	1220	1440	1750	1970	2185
Nus - Les Iles	5	1954	330	2060		320	380	510	700	825	985	1240	1460	1775	2000	2220
Pontey	5	2195	330	2060		345	415	555	760	900	1075	1350	1590	1940	2180	2425
Champdepraz - Ponte S.R.	4	2478	340	2276		360	435	580	800	940	1125	1415	1670	2030	2285	2540
Hone - Ponte S.R.	3	2826	380	2680		395	475	635	870	1030	1225	1540	1820	2215	2490	2770
Tavagnasco	1	3313	565	3077		600	720	955	1315	1555	1850	2330	2750	3345	3760	4180

Tabella 9 Valori delle portate per assegnato tempo di ritorno per le sezioni attualmente dotate di idrometro lungo il corso della Dora Baltea

3 CONFRONTO CON I RISULTATI DI ALTRE ANALISI STATISTICHE REGIONALI

I valori di portata al colmo di piena per assegnato tempo ottenuti nell'ambito del presente studio sono stati confrontati con i valori ottenuti nell'ambito del progetto VAPI e con i valori risultanti dallo studio eseguito dalla società Hydrodata S.p.A. per il tratto della Dora Baltea a valle di Aymavilles.

Il progetto VAPI sulla Valutazione delle Piene in Italia (*Calenda et al., 1994; Cannarozzo et al., 1993; Cao et al., 1991; Claps e Fiorentino, 1998; Copertino e Fiorentino, 1994; De Michele e Rosso, 1999; Rossi e Villani, 1994; Versace et al., 1989; Villi e Bacchi, 1999*) è stato realizzato dalla Linea 1 del Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche GNDCI con l'obiettivo di uniformare, sull'intero territorio nazionale, la procedura per la valutazione delle massime portate al colmo di piena corrispondenti ad assegnati periodi di ritorno. La regione Valle d'Aosta ricade nella zona omogenea "B - Alpi e prealpi occidentali" comprendente i bacini padani dalla Dora Baltea al torrente Grana.

Le portate al colmo di piena risultanti dallo studio eseguito dalla società Hydrodata sono state fornite dalla Regione Autonoma Valle d'Aosta e tratte dallo "Studio di fattibilità della sistemazione idraulica del fiume Dora Baltea nel tratto da Aymavilles alla confluenza Po".

La Tabella 10 e la Tabella 11 riportano le portate al colmo di piena per diversi tempi di ritorno fornite dai due studi, mentre in Figura 26, Figura 27, Figura 28, Figura 29 e Figura 30 sono riportati i confronti grafici tra i due studi citati e i risultati ottenuti nell'ambito del presente studio. Tendenzialmente i risultati ottenuti sono compresi tra le stime del VAPI (molto a favore di sicurezza) e i valori proposti da Hydrodata S.p.A., ad eccezione della sezione di chiusura di Hone.

Sezione di chiusura della Dora Baltea	Area [km ²]	Q(T) [m ³ /s]						
		5	10	20	50	100	200	500
Aymavilles	1291	236	270	335	479	545	692	847
Pollein	1851	326	367	445	667	787	1006	1269
Brissogne	1914	-	-	447	-	-	997	1250
Pontey	2195	-	-	610	-	-	1253	1544
Champdepraz	2478	-	-	726	-	-	1520	1815
Hone	2826	834	936	1170	1548	1762	2154	2599
Tavagnasco	3313	1072	1335	1623	2095	2418	2893	3513

Tabella 10 Portate al colmo di piena per assegnato tempo di ritorno per diverse sezioni della Dora Baltea determinate nello studio eseguito dalla società Hydrodata S.p.A.

Sezione di chiusura della Dora Baltea	Area [km ²]	Q(T) [m ³ /s]						
		5	10	20	50	100	200	500
Aymavilles	1291	388	533	705	998	1282	1634	2241
Pollein	1851	484	665	879	1245	1599	2039	2796
Brissogne	1914	507	696	921	1304	1675	2136	2929
Pontey	2195	580	797	1053	1491	1916	2443	3350
Champdepraz	2478	894	1229	1625	2300	2956	3768	5167
Hone	2826	991	1361	1800	2548	3274	4174	5724

Tabella 11 Portate al colmo di piena per assegnato tempo di ritorno per diverse sezioni della Dora Baltea determinate nell'ambito del progetto VAPI

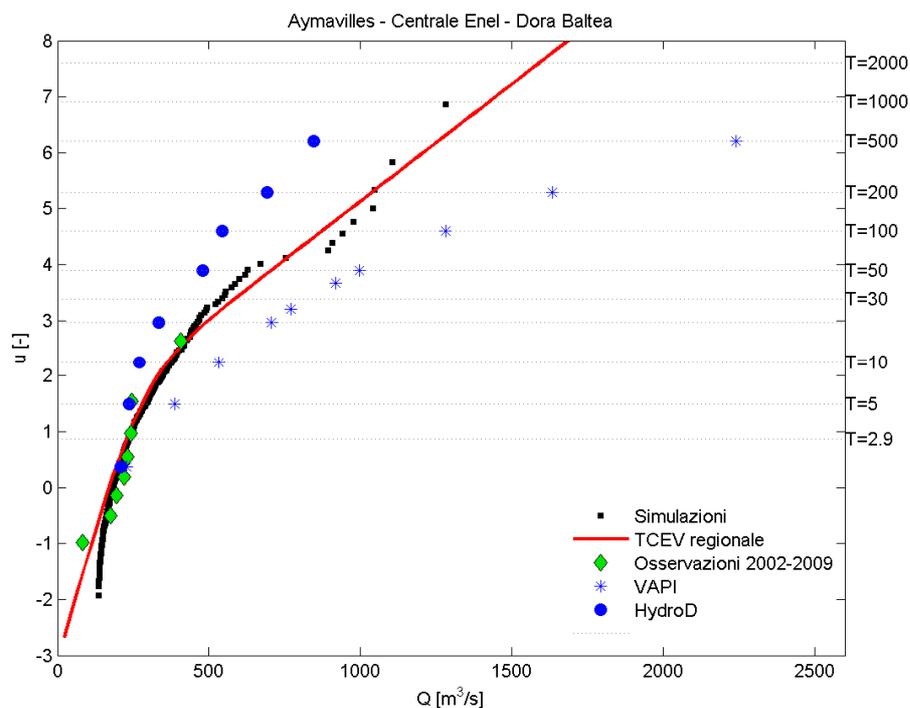


Figura 26 Confronto tra diverse regionalizzazioni per la Dora Baltea chiusa ad Aymavilles.

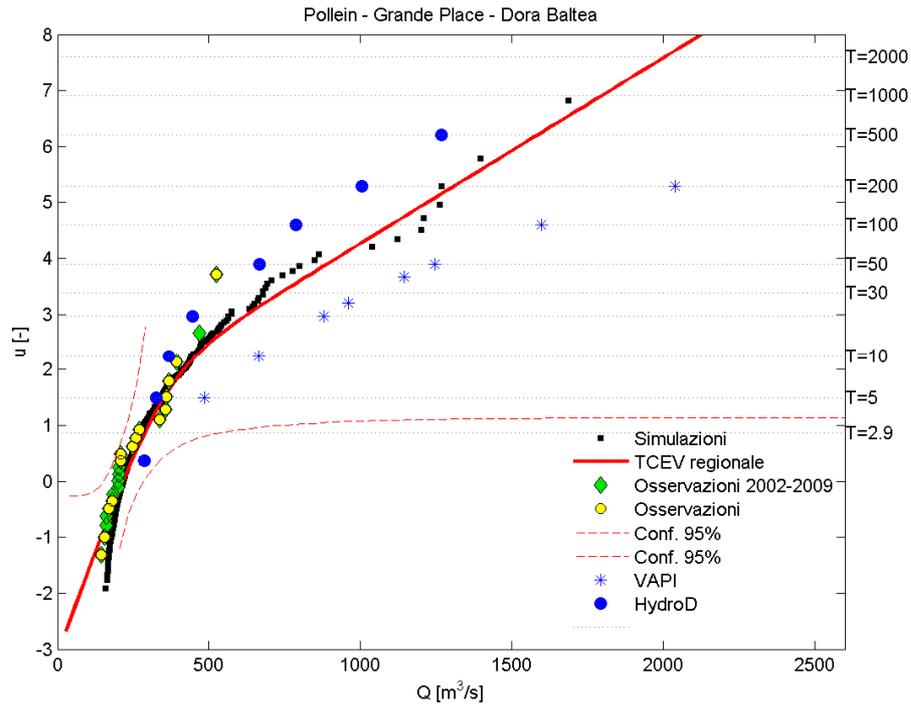


Figura 27 Confronto tra diverse regionalizzazioni per la Dora Baltea chiusa a Pollein

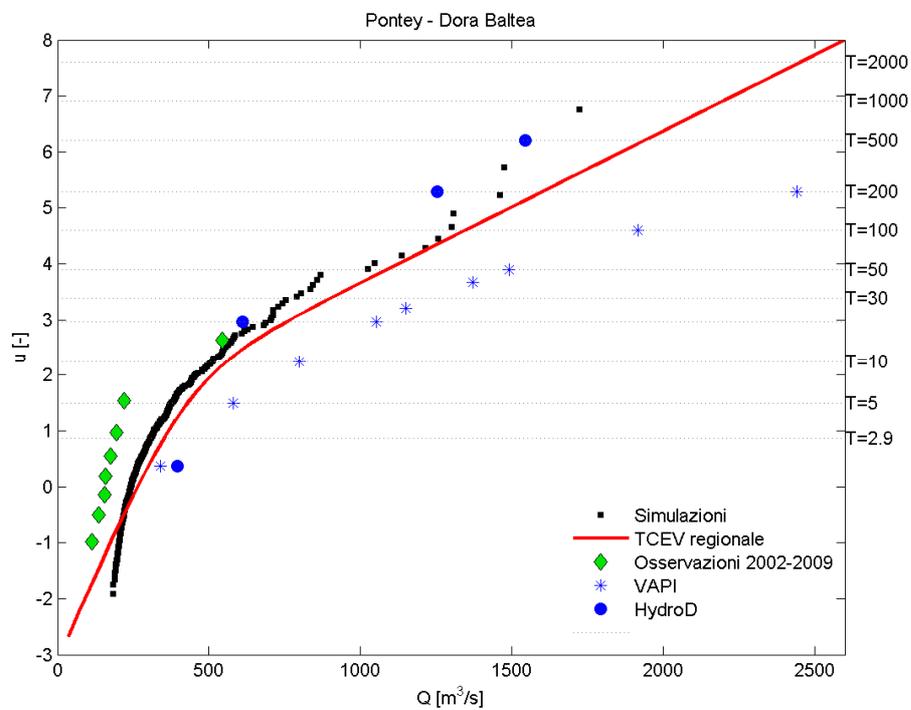


Figura 28 Confronto tra diverse regionalizzazioni per la Dora Baltea chiusa a Pontey

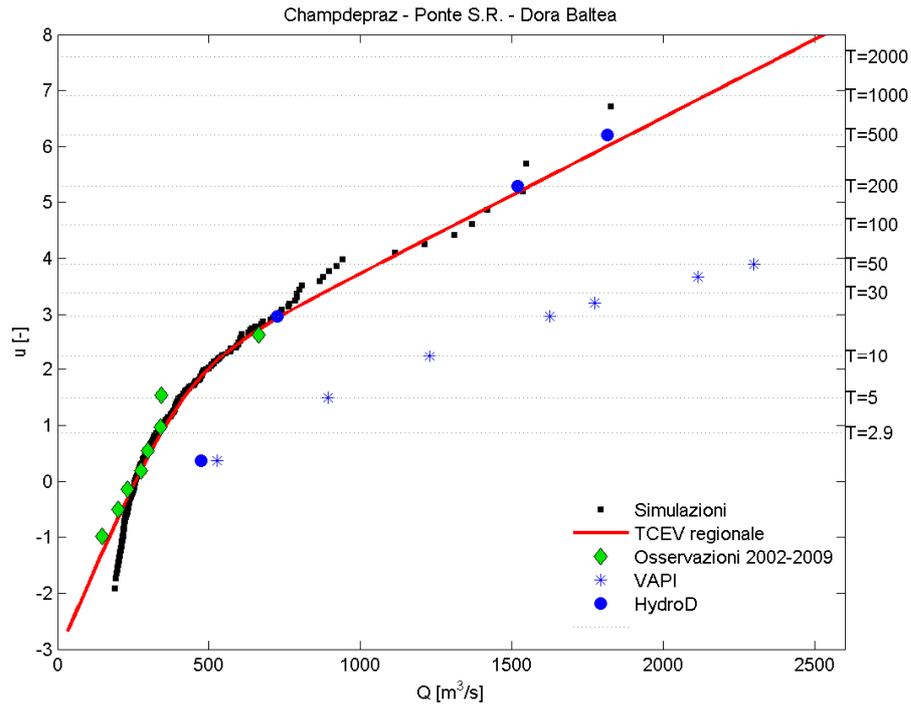


Figura 29 Confronto tra diverse regionalizzazioni per la Dora Baltea chiusa a Champdepraz

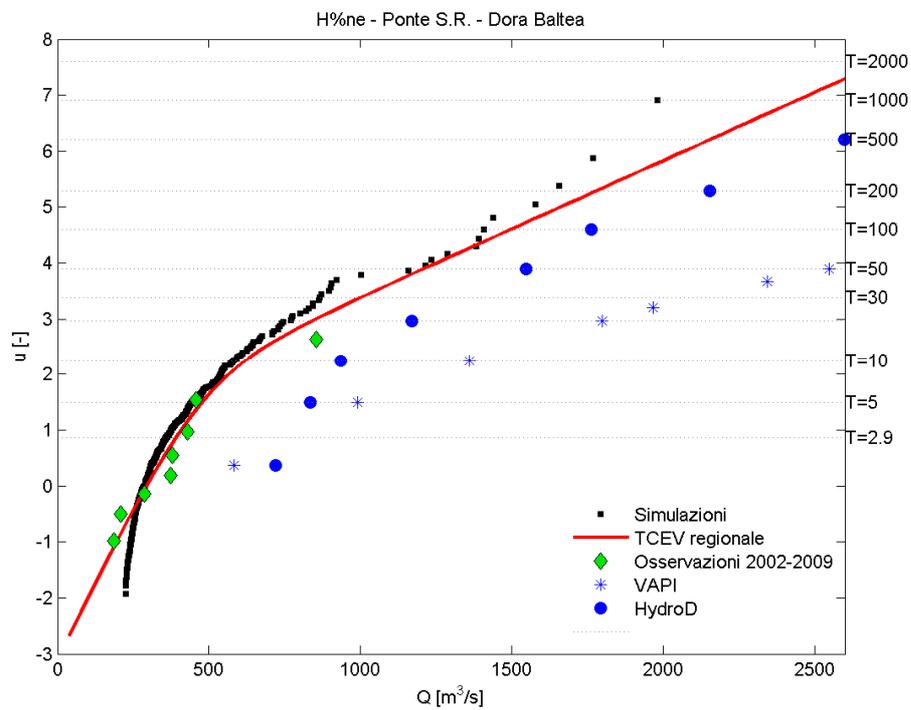


Figura 30 Confronto tra diverse regionalizzazioni per la Dora Baltea chiusa a Hone

4 STIMA DELLE PORTATE DI PIENA IN PICCOLI BACINI

Nel seguito si descrivono i singoli elementi che concorrono alla definizione della stima della portata al colmo di piena per assegnato tempo di ritorno per le sezioni di corsi d'acqua che sottendano bacini imbriferi di ridotta dimensione areale, indicativamente compresa fra 2 e 10 km^2 , e si suggeriscono alcune cautele da adottare per bacini aventi area minore di 2 km^2 . In particolare, questa sezione si compone dei seguenti elementi:

- scelta della linea segnalatrice di probabilità pluviometrica;
- stima della precipitazione efficace;
- stima del tempo di risposta del bacino e dell'idrogramma unitario;
- calcolo dell'evento critico per assegnato tempo di ritorno;
- metodologia di stima della portata per assegnato tempo di ritorno;

4.1 SCELTA DELLA LINEA SEGNALATRICE DI PROBABILITÀ PLUVIOMETRICA NEL CENTRO DI SCROSCIO

Le proprietà statistiche globali degli eventi di pioggia intensa a scala puntuale, descritte dalle linee segnalatrici di probabilità pluviometrica, derivano dall'analisi congiunta dei valori di altezza di pioggia (o sua intensità) – durata – frequenza. Tale analisi consiste nel determinare la CDF della variabile aleatoria x (altezza, H , o intensità, I) condizionata ad una qualsivoglia durata, d , di interesse tecnico, ottenendo una relazione analitica $x-d-T$, dove T indica il periodo di ritorno dell'evento. Per il caso in esame la costruzione della linea segnalatrice di probabilità pluviometrica si basa sui risultati ottenuti dalla regionalizzazione delle precipitazioni, descritta nel documento "Rapporto tecnico-scientifico della regionalizzazione delle precipitazioni intense", che consente di esprimere la linea segnalatrice di probabilità pluviometrica locale nella forma:

$$H(d, T) = K_T R_T d^n = a_T d^n$$

4.2 STIMA DELLA PRECIPITAZIONE EFFICACE

Per la stima della precipitazione efficace è utilizzato il metodo proposto da Fantoli che separa i due fattori altezza di pioggia – che tiene conto implicitamente della durata e del periodo di ritorno – e caratteristiche del terreno – che tengono conto della natura e dell'uso del suolo – attraverso una formulazione di tipo monomio che s'integra agevolmente con l'espressione monomia delle linee segnalatrici di probabilità pluviometrica. Tale metodo si basa sul calcolo del coefficiente di deflusso, ϕ , rapporto fra la pioggia netta (afflusso efficace) e la pioggia lorda

(afflusso totale). Nel caso in esame, approssimando tale metodo all'andamento della forma monomia, si può ipotizzare

$$\Phi = 0.2811\Phi_* H(d,T)^{1/3} = C_F H(d,T)^{1/3}$$

nella quale Φ_* è il valore assegnato al coefficiente di deflusso standard, valutato per una precipitazione di durata standard pari ad 1 ora e intensità standard pari a 45 mm/ora.

Il coefficiente C_F può essere stimato anche facendo riferimento al metodo sviluppato dal Soil Conservation Service (USDA) detto CN. In tal caso si propone un'ipotesi di legame concettuale del tipo:

$$C_F = \frac{3}{4} \left(4 \cdot 25.4 \frac{1000 - 10CN}{CN} \right)^{-1/3}$$

4.3 STIMA DEL TEMPO DI RISPOSTA DEL BACINO E DELL'IDROGRAMMA UNITARIO

Un possibile legame fra il tempo di corrivazione di un bacino, t_c – definito come il tempo necessario affinché anche il deflusso superficiale prodotto sull'elemento maggiormente distante, in termini temporali, dalla sezione di interesse, la raggiunga – e le grandezze fisiche di maggior rilievo per la sua quantificazione non può prescindere dal valore di area drenata che, per ambiti morfologicamente omogenei, può anche essere assunta come sufficiente alla sua determinazione. Si può quindi ragionevolmente ipotizzare, al fine di costruire un modello concentrato, la validità di un legame del tipo

$$t_c = 0.25 + 0.27A^{1/2}$$

nella quale t_c è ottenuto in ore con A in km^2 (per il tempo di corrivazione del bacino possono essere adottate anche formulazioni differenti da quella proposta²). La verifica della correttezza di questa ipotesi di lavoro sarà fornita al paragrafo successivo. Questo valore è quindi assunto come tempo di base, t_b , di un idrogramma unitario istantaneo, $h(t)$, avente forma triangolare,

² Ad esempio la formulazione di Giandotti fornisce il tempo di corrivazione del bacino in funzione dell'area A del bacino in km^2 , della lunghezza L del collettore prolungato allo spartiacque in km e dell'altezza media in metri del bacino H_m riferita alla sezione di chiusura secondo la relazione:

$$t_c = \frac{4\sqrt{A} + 1.5L}{0.8\sqrt{H_m}}$$

risposta di picco $h_p=2/t_b$ e tempo al picco pari a t_p . La funzione $h(t)$ ha quindi la seguente formulazione matematica

$$\begin{aligned}
 & h_p t / t_p && \text{se } 0 \leq t \leq t_p \\
 h(t) = & h_p t_b / (t_b - t_p) - h_p t / (t_b - t_p) && \text{se } t_p \leq t \leq t_b \\
 & 0 && \text{se } t_b < t
 \end{aligned}$$

La portata di picco della risposta del bacino ad un afflusso efficace di intensità i e durata finita, Θ , è

$$Q_{\max} = \max_{0 < t < \infty} \int_0^t h(t - \tau) i(\tau) d\tau$$

Per un IUH triangolare il valore Q_{\max} si ottiene per $t_p = 0$ e vale

$$Q_{\max} = Q_{\max}(\Theta, i) = 2i \frac{\Theta}{t_b} \left(1 - \frac{\Theta}{2t_b} \right)$$

se $\Theta < t_b$, altrimenti $Q_{\max} = i$. Si noti come il valore Q_{\max} dipenda dalla durata della pioggia e dall'intensità dell'afflusso efficace. Quest'ultima risulta a sua volta dipendente, fissata l'estensione del bacino e assunto un valore del coefficiente di deflusso standard, ovvero di un valore di CN, dalla durata della pioggia attraverso le relazioni presentate per la definizione della linea segnalatrice ragguagliata all'area e per la valutazione del coefficiente di deflusso. La Figura 31 presenta un esempio di andamento di Q_{\max} [m^3s^{-1}] in funzione della durata dell'evento meteorico per un ipotetico bacino idrografico avente area contribuyente assegnata: è evidente come tale funzione presenti un massimo definito, la ricerca del quale sarà oggetto del prossimo paragrafo.

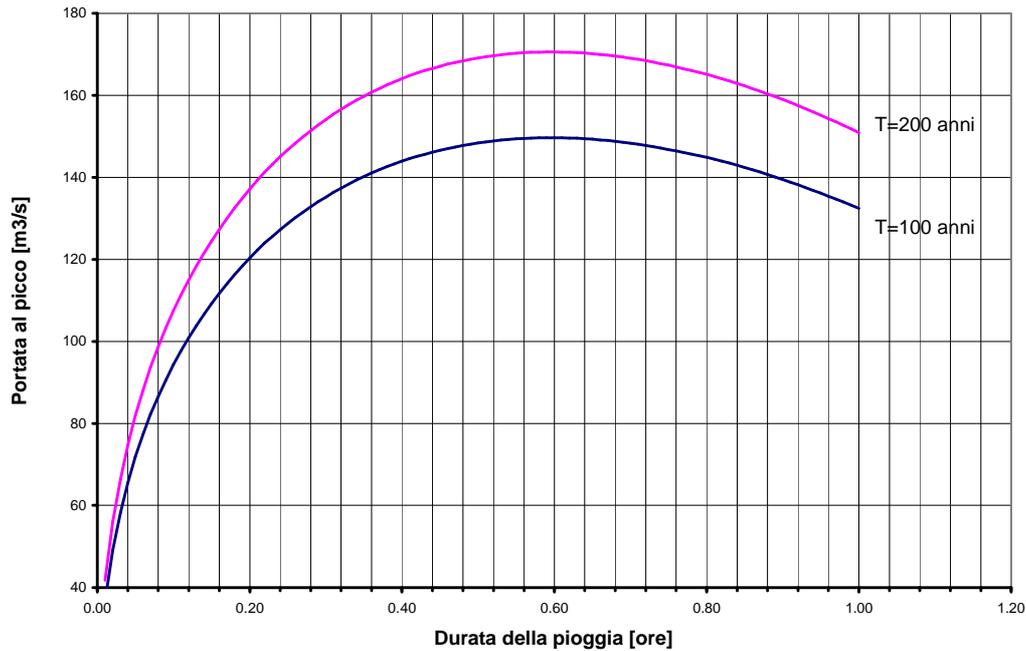


Figura 31 Esempio di andamento della portata di picco al variare della durata della precipitazione

4.4 CALCOLO DELL'EVENTO CRITICO PER ASSEGNATO TEMPO DI RITORNO

Si definisce evento critico per assegnato tempo di ritorno quell'evento caratterizzato da una durata tale da realizzare il massimo della portata di picco dell'idrogramma

$$Q_c = \max_{\Theta} [Q_{\max}(\Theta, i)] = ct_b^{-x} \left\{ 2 \left[\frac{2(1-x)}{2-x} \right]^{1-x} - \left[\frac{2(1-x)}{2-x} \right]^{2-x} \right\}$$

espressa in *mm/ora* e nella quale:

$$c = 0.2811 \Phi_* a_T^{4/3} = C_F a_T^{4/3} \quad x = 1 - \frac{4}{3}n$$

La durata critica per la quale si realizza tale massimo è

$$\Theta_c = t_b \frac{2(1-x)}{2-x}$$

4.5 METODOLOGIA DI STIMA DELLA PORTATA PER ASSEGNATO TEMPO DI RITORNO

A partire dalla conoscenza della posizione geografica – longitudine – del bacino, della sua area drenata, A , e del valore di Φ_* oppure del CN medio del bacino drenato dalla sezione di interesse, dalla quota media del bacino H_m , si può procedere quindi nel modo seguente:

1. si ricava dalla mappa il valore di R_I , funzione della longitudine e latitudine del bacino;

2. si calcola $a_{2,9} = 1.06 \cdot R_I$ [mm/oraⁿ]

3. si calcola $t_b = 0.25 + 0.27A^{1/2}$ [ore]

oppure $t_b = \frac{4\sqrt{A} + 1.5L}{0.8\sqrt{H_m}}$ [ore]

4. si calcola $C_F = 0.2811\Phi_*$ [-]

oppure $C_F = \frac{3}{4} \left(4 \cdot 25.4 \frac{1000 - 10CN}{CN} \right)^{-1/3}$ [-].

La portata con tempo di ritorno 2.9 anni è fornita, in funzione dell'area espressa in km^2 , dalla

$$Q_{2,9} = 0.3 \cdot A \cdot C_F \cdot a_{2,9}^{4/3} \cdot t_b^{-0,48} \quad [m^3s^{-1}];$$

le portate per i diversi tempi di ritorno si ottengono dalla

$$Q_T = K_T \cdot Q_{2,9} \quad [m^3s^{-1}];$$

con K_T – fattore di frequenza delle portate – fornito dalla Tabella 6, di seguito nuovamente riportata:

T	5	10	20	30	50	100	200	500	1000	2000
K_T	1.40	2.00	2.70	3.10	3.60	4.30	5.00	5.90	6.50	7.20

Valori dei K_T regionali di interesse tecnico

5 INCERTEZZA IDROLOGICA DEI RISULTATI

La metodologia utilizzata, nell'ambito del presente studio, per giungere alla determinazione delle portate di piena con associato tempo di ritorno è tale da consentirne un esteso utilizzo nell'ambito della pianificazione di bacino, ad esempio per il dimensionamento di aree di rispetto, di opere o per la delimitazione delle aree inondabili. Nel presente capitolo si illustra

come il decisore – nel caso specifico l’Autorità di bacino di rilievo regionale – può utilizzare i risultati stessi nelle azioni di pianificazione degli interventi, strutturali e non strutturali.

Per una migliore comprensione di quanto si va ad esporre sembra opportuno premettere alcune considerazioni relative alle procedure di regionalizzazione delle informazioni idrologiche. Con questo termine si intendono infatti quelle metodologie che, a partire dalle informazioni territoriali disponibili e da quelle raccolte tramite stazioni di misura delle grandezze significative, cercano di giungere ad una visione complessiva valida per l’area geografica in esame nella sua interezza o, dove questo non sia possibile, per ambiti riconosciuti omogenei. Nel caso in esame l’area geografica è quella relativa al complesso dei bacini idrografici ricadenti, anche parzialmente, nel territorio della Regione Valle d’Aosta. I risultati ottenuti da tali metodologie acquistano così una valenza territoriale che mal si presta a confronti con elaborazioni puntuali valide per siti specifici: in alcuni casi la previsione derivata dall’analisi regionale potrà fornire valori – per esempio di portata al picco dell’onda di piena con assegnato tempo di ritorno – maggiori di quelli ottenuti localmente, mentre in altri i valori locali potrebbero anche risultare maggiori di quelli derivati dalla regionalizzazione senza che questi argomenti possano essere utilizzati in modo semplice per confutare le teorie cui si contrappongono.

La procedura di regionalizzazione utilizzata fa uso, per la stima delle grandezze di interesse, di un complesso di informazioni (le modellazioni) sull’intera area in esame e non soltanto delle stime modellistiche effettuate localmente. Ciò consente di aumentare l’affidabilità delle previsioni; non sempre è però possibile od agevole misurare quantitativamente l’affidabilità o l’incertezza dei risultati ottenuti da complesse operazioni modellistiche. Per questo motivo, in quanto segue si farà riferimento ad entrambi gli approcci, locale e regionale, così come presentato in Figura 32, nella quale è riportato l’andamento della curva di crescita regionale dimensionalizzata in modo da esprimere il legame Tempo di ritorno – Portata al colmo di piena per una sezione coincidente con la stazione idrometrica di Champorcher-Chardonney, lungo il corso del torrente Ayasse. Sullo stesso grafico sono riportate le misure effettuate localmente.

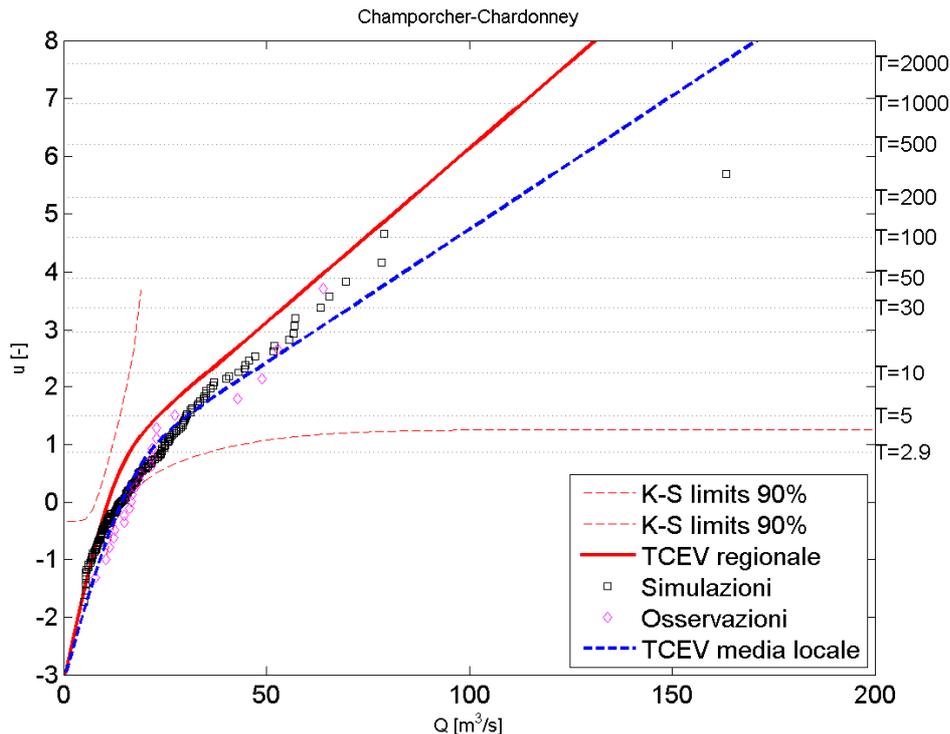


Figura 32 Ayasse a Champorcher - 42 km² - 23 anni di osservazioni. Distribuzione di probabilità cumulata delle portate al colmo di piena massime annuali (m³s⁻¹) riportata in funzione del periodo di ritorno T misurato in anni, per la linea continua rossa la portata indice è stata ricavata dalle relazioni regionali mentre per la linea blu la portata indice è la media locale dalle simulazioni modellistiche

5.1 CONTENUTO PROBABILISTICO DELLE PREVISIONI

Analizziamo innanzitutto come il decisore possa utilizzare le determinazioni che si traggono dalla curva a tratto intero – e dalle analoghe curve riportate per le diverse sezioni di misura della portata in altro capitolo della presente relazione; successivamente si discuterà dell’incertezza di tali determinazioni.

Dai risultati della modellazione delle precipitazioni intense per le diverse durate e dalla opportuna trasformazione afflussi deflussi si traggono appunto delle curve che descrivono l’andamento della portata al colmo di piena in funzione del tempo di ritorno. Leggendo sulle ordinate di tali figure, l’Autorità di Bacino può osservare, ad esempio, che la portata al colmo $Q \approx 80 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ha periodo di ritorno $T = 100$ anni per la stazione di Champorcher, nel senso che la probabilità che essa possa essere superata nell’anno idrologico prossimo, restando stazionario il sistema, cioè non mutando sensibilmente il clima, né l’uso del suolo, né le opere in asta, è pari ad 1/100 per anno e che, inoltre, la probabilità che essa possa essere superata nel prossimo secolo è pari a circa 2/3.

Il significato sociale, e le implicazioni per il decisore – l’Autorità di Bacino – si possono meglio apprezzare pensando che, se esistessero mille universi tutti uguali, con mille bacini dell’Ayasse tutti uguali, con mille sezioni di Champorcher tutte uguali, nel caso che l’Autorità di Bacino decidesse di proporzionare le opere di difesa alla portata centennale $Q \approx 80 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ senza franco, nel prossimo anno idrologico in novecentonovanta universi la portata al colmo della piena massima annuale risulterebbe contenuta nelle difese, mentre in dieci degli universi essa le sormonterebbe inondando le aree circostanti.

Su una scala di tempo più consona alla pianificazione territoriale, ad esempio il secolo, se, come sopra, esistessero mille universi tutti uguali, con mille bacini dell’Ayasse tutti uguali, con mille sezioni di Champorcher tutte uguali, nel caso che le mille Autorità di Bacino decidessero di proporzionare le opere di difesa alla portata centennale $Q \approx 80 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ senza franco, nel prossimo secolo in più di seicento – seicentocinquanta universi la portata al colmo delle piene massime annuali avrebbe a superare almeno una volta le difese, mentre solo in trecentocinquanta – quattrocento di essi risulterebbe sempre contenuta.

Le considerazioni sopra trascritte suggeriscono come il decisore debba comportarsi in ordine alle prescrizioni che debbono essere contenute nelle azioni non strutturali e nelle azioni strutturali. Anche quando non è reso esplicito da calcoli e modelli, ogni decisione di dimensionamento, di aree di rispetto o di opere, è sempre fondata su una stima dei costi delle azioni di salvaguardia – diretti quando si tratti di opere ed indiretti quando si tratti di vincoli – confrontata con i costi dei temibili danni conseguenti all’insufficienza delle azioni di salvaguardia. Tutto ciò si esprime nella pratica progettuale attraverso la determinazione di portate di progetto cui corrispondono periodi di ritorno diversi a seconda degli effetti che l’eventuale insufficienza delle misure di salvaguardia può produrre.

6 BIBLIOGRAFIA

Arnell N.W. e S. Gabriele. The Performance of the Two-Component Extreme Value Distribution in Regional Flood Frequency Analysis. *Water Resources Research* 24(6), pp. 879-887, 1988.

Boni G., A. Parodi e R. Rudari. Extreme rainfall events: Learning from raingauge time series. *Journal of Hydrology*, 327, pp. 304-314, 2006.

Boni G. A physically based regional rainfall frequency analysis: application to a coastal region in Northern Italy, Proc. of EGS Plinius Conference on Mediterranean Storms, Maratea, Italy, pp. 365-376, 1999.

Boni G. e Heredia-Calderon E. A. Dalla pluviometria statistica all'evento reale: la valutazione e la previsione delle piene. Atti dell'Incontro di Studio Tempeste Mediterranee: Valutazione e Previsione degli Effetti al Suolo, Centro di Ricerca in Monitoraggio Ambientale, Savona 10-11 Ottobre 1996.

Calenda G., Campolo, F., Casentino, C. e Guercio, R., Valutazione delle piene nei bacini delle sezioni idrografiche di Roma e Pescara, La valutazione delle piene in Italia-Rapporto Nazionale di Sintesi, Bozza, CNR-GNDCI, Allegato F, 1994.

Cannarozzo M., D'Asaro, F. e Ferro, V., Valutazione delle Piene in Sicilia, CNR-GNDCI, Pubbl. N. 1431, Studio K2, Cava de' Tirreni (SA), 1993.

Cao, C., Piga, E., Salis, M., Sechi. G.M., Valutazione delle Piene in Sardegna, Rapporto Regionale GNDCI, Pubbl. N. 1418, Graphical Loddo & C., Cagliari 1991.

Claps P. e Fiorentino M., Rapporto di sintesi per la regione Basilicata, La valutazione delle piene in Italia- Rapporto Nazionale di Sintesi, CNR-GNDCI, 1998.

Copertino, V. A. e Fiorentino, M., Valutazione delle Piene in Puglia, CNR-GNDCI, Pubbl. n. 1437, La Modernissima, Lamezia Terme (CZ), 1994.

De Michele, C. e Rosso, R., La valutazione delle piene nell'Italia Nord-Occidentale: bacino padano e Liguria tirrenica, La valutazione delle piene in Italia- Rapporto Nazionale di Sintesi, Bozza, CNR-GNDCI, 1999.

Fiorentino M., P. Versace, F. Rossi. Regional flood estimation using the two component extreme value distribution. *Hydrological Science Journal*, n.30, 1985.

Gabellani S., F. Silvestro, R. Rudari e G. Boni. General calibration methodology for a combined Horton-SCS infiltration scheme in flash flood modelling. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, in press, 2008.

Gabellani S., G. Boni, L. Ferraris, J. von Hardenberg e A. Provenzale. Propagation of uncertainty from rainfall to runoff: A case study with a stochastic rainfall generator. *Advances in Water Resources* 30 , pp. 2061–2071, 2007.

Giannoni F., G. Roth e R. Rudari. A Semi - Distributed Rainfall - Runoff Model Based on a Geomorphologic Approach. *Physics and Chemistry of the Earth* 25, pp. 665-671, 2000.

Giannoni F., G. Roth e R. Rudari. Can the behaviour of different basins be described by the same model's parameter set? A geomorphologic framework. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28, pp. 289-295, 2003.

Giannoni F., G. Roth e R. Rudari. A procedure for drainage network identification from geomorphology and its application to the hydrologic response. *Advanced in Water Resources*, 28, pp. 567-581, 2005.

Heredia Calderon E.A. Distribuzione spazio-temporale delle precipitazioni intense e coefficienti di ragguglio areale per eventi rari. Dottorato di Ricerca in Idrodinamica, Università degli Studi di Genova, 1997.

Natural Environmental Research Council, Flood Studies Report, NERC Publication, London, 1975.

Nathan R.J., T.A. McMahon, Evaluation of Automated Technique for Base Flow Recession Analysis, *Water Resour. Res.* 26 pp. 1465–1473, 1990.

Rebora N., L. Ferraris, J. von Hardenberg e A. Provenzale. Rainfall downscaling and flood forecasting: a case study in the Mediterranean area. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 6, pp. 611-619, 2006a.

Rebora N., L. Ferraris, J. von Hardenberg e A. Provenzale . RainFARM: Rainfall Downscaling by a Filtered Autoregressive Model. *Journal of Hydrometeorology*, 7(4), pp. 724-738, 2006b.

Rossi F., M. Fiorentino, P. Versace. Two component extreme value distribution for flood frequency analysis. *Water Resour. Res.* 20(2), pp. 847–856, 1984.

Rossi F., M. Fiorentino, P. Versace. "Replay to the comment on 'two-component extreme value distribution for flood frequency analysis' ". *Water Resources Res.* 22(2), 1986.

Rossi F. e Villani P.. Valutazione delle Piene in Campania, CNR-GNDCI, Pubbl. N. 1472, Grafica Metelliana & C., Cava de' Tirreni (SA), 1995.

Soil Conservation Service, United States Department of Agriculture. National Engineering Handbook, Section 4, US Department of Agriculture, Washington, DC, 1954.

Versace P., Ferrari, E., Gabriele, S. e Rossi, F., Valutazione delle Piene in Calabria. Bozza Finale, CNR-IRPI e GNDCI, Geodata, 30, P. Benvenuto, Cosenza, 1989.

Villi V. e Bacchi, B., Valutazione delle Piene nel Triveneto, CNR-GNDCI, Pubbl. N. 2511, tipografia Grifo, 2001.