

7. SINTESI DEL RAPPORTO REGIONALE CAMPANIA

7.1 Premessa

In questa breve nota vengono sintetizzati i risultati salienti del Progetto VAPI per la stima delle portate di assegnato tempo di ritorno, per qualsiasi sezione del reticolo idrografico dei corsi d'acqua monitorati dal Compartimento di Napoli del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (SIMN).

La sintesi è stata articolata con riferimento a:

- indagini effettuate nella modellazione dei dati pluviometrici ed idrometrici della regione, contenute nel Rapporto Regionale pubblicato, *Valutazione delle Piene in Campania* [Rossi e Villani, 1995];
- indagini derivate da analisi e materiali effettuati in data successiva, che costituiscono la base per l'aggiornamento del Rapporto stesso, che si prevede sarà effettuato durante il prossimo triennio di attività dell'U.O. 1.9 del GNDICI, presso il CUGRI e l'Università di Salerno.

La presentazione sintetica dei risultati, che si riporta nel seguito, fornisce unicamente le indicazioni essenziali all'applicazione delle procedure proposte.

7.2 Base dati utilizzata

7.2.1 Pluviometria

L'area interessata dallo studio riguarda i bacini del versante Tirrenico che vanno dal F. Liri-Garigliano al F. Bussento. I dati idropluviometrici relativi sono gestiti dalla sezione di Napoli del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (SIMN).

La rete pluviometrica del SIMI al 1980 risultava composta da 319 stazioni di misura delle piogge con almeno 10 anni di osservazione, di cui 227 ricadono all'interno dell'area di studio; in particolare, 44 di esse posseggono anche 10 o più anni di osservazioni pluviografiche relative ai massimi annuali delle altezze di pioggia di durata inferiore al giorno.

7.2.2 Idrometria

L'area relativa al presente studio riguarda solamente i bacini del versante Tirrenico della Campania, mentre quelli sul versante Adriatico sono stati esaminati da Copertino e Fiorentino [1992]; nello stesso tempo, una parte dei bacini del Sele, del Volturno e del Liri-Garigliano ricade in regioni limitrofe alla Campania, per cui, complessivamente, l'area indagata non coincide del tutto con i limiti amministrativi della Regione Campania.

La consistenza della rete di misura idrometrica è molto variata nel corso degli anni; nel 1970 risultavano complessivamente, per il Compartimento di Napoli, 29 stazioni idrometriche. Considerando anche stazioni dismesse nel tempo si arriva, per le portate giornaliere, a 33 stazioni idrometriche con almeno 5 anni di registrazioni.

Si distinguono nel seguito i dati relativi a:

- **massimi annuali delle portate giornaliere ed a più giorni consecutivi**: il data-base complessivo riguarda 33 stazioni idrometriche con numerosità fra 5 e 37 anni;
- **massimi annuali delle portate istantanee**: si tratta complessivamente di 36 stazioni idrometrografiche con numerosità compresa fra 5 e 46 anni.
- **massimi annuali delle portate in più ore consecutive**: in tal caso si tratta di dati che nella quasi totalità non sono mai stati pubblicati e sono stati ricavati appositamente ricorrendo alla

lettura delle strisce idrometrografiche originali o delle tabelle in cui il dato idrometrico è stato già corretto, attraverso la scala di deflusso appropriata, in dato di portata. Complessivamente sono stati analizzati 1214 idrogrammi di piena e sono state ottenute 25 serie idrometrografiche con numerosità fra i 4 ed i 36 anni per durate fra 0.5 e 48 ore.

7.3 Leggi di variazione dei coefficienti di crescita con il periodo di ritorno

7.3.1 Pluviometria

7.3.1.1 Piogge giornaliere

Fissati i parametri di forma e di scala della distribuzione di probabilità cumulata (DPC) all'interno della sottozona pluviometrica omogenea previamente identificata, resta univocamente determinata la relazione fra periodo di ritorno T e valore del coefficiente di crescita K_T :

$$T = \frac{1}{1 - F_k(k)} = \frac{1}{1 - \exp(-\Lambda_1 e^{-\eta k} - \Lambda_* \Lambda_1^{1/\theta_*} e^{-\eta k/\theta_*})} \quad (7.1)$$

I parametri ottenuti per l'intero compartimento di Napoli sono riportati in Tab. 1.

Piogge	$\theta_* = 2.136$	$\Lambda_* = 0.224$	$\Lambda_1 = 41$	$\eta = 4.688$
--------	--------------------	---------------------	------------------	----------------

Tab. 7.1: Parametri della distribuzione di probabilità dei massimi annuali delle piogge in Campania

Più utile dal punto di vista pratico è la forma inversa della (7.1) per cui, fissato un valore T del periodo di ritorno, si ricava il corrispondente valore del coefficiente di crescita K_T . Per la distribuzione TCEV tale relazione non è analiticamente ottenibile. Si riportano di seguito, nella Tab. 7.2, i valori di K_T ottenuti numericamente dalla (7.1) per alcuni valori del periodo di ritorno.

T (anni)	2	5	10	20	25	40	50	100	200	500	1000
K_T (piogge)	0.93	1.22	1.43	1.65	1.73	1.90	1.98	2.26	2.55	2.95	3.26

Tab. 7.2: valori teorici del coefficiente probabilistico di crescita K_T per le piogge in Campania, per alcuni valori del periodo di ritorno T.

Nelle pratiche approssimazioni, è possibile anche fare riferimento ad una espressione semplificata del tipo:

$$K_T = \left(\frac{\theta_* \text{Ln } \Lambda_*}{\eta} + \frac{\text{Ln } \Lambda_1}{\eta} \right) + \frac{\theta_*}{\eta} \text{Ln } T \quad (7.2)$$

che, dati i valori assunti dai parametri della distribuzione TCEV in Campania, diventa:

$$K_T = 0.110 + 0.456 \text{Ln } T \quad (7.3)$$

Per valori del periodo di ritorno superiori a 25 anni, l'errore nell'uso delle (7.33) in luogo della (7.1) è sempre inferiore al 10 %.

7.3.1.2 Piogge brevi

Solitamente si assume che il fattore probabilistico di crescita sia costante al variare della durata soprattutto a causa del numero ridotto di serie storiche disponibili per tale analisi e della loro generalmente più piccola dimensione campionaria [ad es., Versace et al., 1989], che non ne permettono un'analisi sistematica come nel caso delle piogge giornaliere.

In Campania, il S.I.M.N. gestisce 68 stazioni pluviografiche con serie $n \geq 10$ anni dei massimi annuali delle altezze di pioggia h_d per $d = 1, 3, 6, 12$ e 24 ore consecutive, per un totale di 1957 anni-stazione ed una numerosità media di 26 anni, ma un'ampia variabilità campionaria. La consistenza di tale rete è, quindi, di gran lunga inferiore a quella pluviometrica; inoltre, le piccole dimensioni campionarie renderebbero inaffidabili le stime dei parametri statistici necessarie per l'analisi al primo e secondo livello di regionalizzazione.

Un test per la verifica dell'ipotesi che i parametri di forma e di scala dei massimi annuali delle piogge giornaliere siano validi anche per le h_d non possa essere rigettata, è stato effettuato confrontando la distribuzione osservata dei coefficienti di asimmetria C_s e di variazione C_v per le h_d , con quella campionaria teorica ottenuta con simulazioni MonteCarlo per 5000 serie sintetiche aventi assortimento di dimensioni simile a quello delle serie osservate (vedi anche la Tab. 7.3).

Ca	Valori teorici	Valori osservati				
	campionari	1 ora	3 ore	6 ore	12 ore	24 ore
Media	1.284	1.128	1.195	1.229	1.289	1.191
Varianza	0.539	0.622	0.683	0.743	0.757	0.699
Cv	Valori teorici	Valori osservati				
	campionari	1 ora	3 ore	6 ore	12 ore	24 ore
Media	0.363	0.417	0.434	0.423	0.411	0.388
Varianza	0.006	0.015	0.023	0.023	0.020	0.014

Tabella 7.3: valori osservati e teorici dei parametri statistici campionari Ca e Cv per i massimi annuali delle altezze di pioggia di diversa durata.

7.3.2 Idrometria

7.3.2.1 Portate istantanee al colmo di piena

Al primo livello di regionalizzazione, Fiorentino et al. [1987] hanno mostrato che l'Italia Appenninica, inclusa la Sicilia ed esclusa parte della Liguria, può essere considerata una zona omogenea. Utilizzando una procedura di stima di Massima Verosimiglianza (MV), sono state utilizzate 28 serie di piena annuale (SPA) aventi $n \geq 35$ anni, per un totale di 1091 anni-stazione, ottenendo le seguenti stime dei parametri di forma della DPC:

$$\theta^* = 2.654 \quad (7.4a)$$

$$\Lambda^* = 0.350 \quad (7.4b)$$

a cui corrispondono, secondo le formule date da Beran et al., [1986], un coefficiente di asimmetria teorico γ_1 e di kurtosi teorica β pari a:

$$\gamma_1 = 2.32$$

$$\beta = 16.0$$

mentre la probabilità p_2 che il massimo annuale delle portate al colmo possa provenire dalla componente straordinaria è:

$$p_2 = 0.261$$

I parametri ottenuti per l'intero compartimento di Napoli sono riportati in Tab. 7.4.

Portate	$\theta^* = 2.634$	$\Lambda^* = 0.350$	$\Lambda_1 = 13$	$\eta = 3.901$
---------	--------------------	---------------------	------------------	----------------

Tab. 7.4: Parametri della distribuzione di probabilità dei massimi annuali delle portate in Campania

Si riportano di seguito, nella Tab. 7.5, i valori di K_T ottenuti numericamente dalla (7.2) per alcuni valori del periodo di ritorno.

T (anni)	2	5	10	20	25	40	50	100	200	500	1000
K_T (portate)	0.87	1.29	1.63	2.03	2.17	2.47	2.61	3.07	3.53	4.15	4.52

Tab. 7.5: valori teorici del coefficiente probabilistico di crescita K_T per le portate in Campania, per alcuni valori del periodo di ritorno T.

Nelle pratiche approssimazioni, è possibile anche fare riferimento ad una espressione semplificata del tipo:

$$K_T = -0.0567 + 0.680 \ln T \quad (7.5)$$

Per le portate, per valori del periodo di ritorno superiori a 10 anni, l'errore nell'uso della (7.5) in luogo della (7.2) è sempre inferiore al 5 %.

7.3.2.2 Volumi di piena

Portate giornaliere e plurigiornaliere: Il massimo annuale della portata media giornaliera è il dato idrometrico generalmente più disponibile, anche se nel caso di piccoli bacini, con tempo di risposta molto minore della giornata, tale dato presenta informazioni distorte in quanto riferentesi ad un giorno di calendario. Prendendo in considerazione le sole 12 stazioni con numerosità superiore a 15 anni, esse presentano una variabilità campionaria molto simile a quella vista per le serie dei massimi annuali delle portate istantanee. Si può concludere, quindi, che i parametri riportati nella Tab. 4 identifichino

una distribuzione che si adatta alle serie osservate dei massimi annuali delle portate medie giornaliere e a più giorni consecutivi (fino a 10) perlomeno allo stesso modo in cui si adatta alle serie osservate dei massimi annuali delle portate istantanee.

Portate orarie: Prendendo in considerazione le sole 4 serie storiche con $n \geq 10$ anni di osservazione si ricavano le statistiche riportate nella Tabella 7.6:

	Q	0.5ore	1 ore	2 ore	3 ore	4 ore	5 ore	6 ore	9 ore	12 ore	18 ore	24 ore	48 ore
Media	0.3733	0.3750	0.3750	0.3750	0.3775	0.3770	0.3775	0.3783	0.3817	0.3850	0.3933	0.3933	0.3917
Variana	0.0055	0.0054	0.0054	0.0054	0.0055	0.0056	0.0053	0.0053	0.0053	0.0062	0.0070	0.0073	0.0073

Tabella 7.6: media e varianza dei coefficienti di variazione delle serie storiche dei massimi annuali delle portate medie in più ore consecutive in Campania

Si nota come anche in questo caso vi sia una forte stabilità dei parametri statistici osservati. Questa osservazione, unita alle altre fatte nel corso del capitolo, conferma che per lo meno per durate da istantanee fino a 3-5 giorni, pur nelle grandi incertezze dovute alla carenza dei dati di partenza, **il fattore probabilistico di crescita delle portate può ritenersi costante con la durata.**

7.4 Stima del valor medio

7.4.1 Leggi di probabilità pluviometriche

7.4.1.1 Piogge puntuali

Le **leggi di probabilità pluviometriche** definiscono come varia la media del massimo annuale dell'intensità di pioggia su una fissata durata d , $\mu[I(d)]$, con la durata stessa.

Tali leggi devono essere strettamente monotone, in quanto mediamente l'intensità di pioggia media per una durata superiore deve essere necessariamente minore di quella per una durata inferiore. Inoltre, per una durata molto piccola devono raggiungere un valore finito, rappresentante al limite per d che tende a zero, la media del massimo annuale dell'intensità di pioggia istantanea.

Per la Campania è stata adottata una espressione del tipo:

$$m[I(d)] = m(I_0) / \left(1 + \frac{d}{d_c} \right)^\beta \quad (7.6)$$

in cui d e d_c vanno espressi in ore, $m[I_0]$ e $m[I(d)]$ in mm/ora e vale:

$$\beta = C - D * Z \quad (7.7)$$

I parametri delle (7.6) e (7.7) sono costanti all'interno di singole **aree pluviometriche omogenee**, e variano nel passare dall'una all'altra.

Per identificare in quale area omogenea rientra il bacino in studio, si può fare riferimento alla corografia in Fig. 1. I parametri delle (7.6) e (7.7) sono forniti in Tab. 7.7.

Area omogenea	n. staz.	$\mu(h_0)$ (mm/ora)	d_c (ore)	C	$D * 10^5$	ρ^2
1	21	77.08	0.3661	0.7995	8.6077	0.9994
2	18	83.75	0.3312	0.7031	7.7381	0.9991
3	11	116.7	0.0976	0.7360	8.7300	0.9980
4	7	78.61	0.3846	0.8100	24.874	0.9930
5	12	231.8	0.0508	0.8351	10.800	0.9993
6	28	87.87	0.2205	0.7265	8.8476	0.9969
7	11	83.75	0.3312	0.7031	7.7381	0.9989

Tab. 7.7: parametri statistici delle leggi di probabilità pluviometriche regionali per ogni area pluviometrica omogenea.

7.4.1.2 Piogge areali

La valutazione della intensità di pioggia media sull'intero bacino (**pioggia media areale**) viene effettuata moltiplicando la (7.6) per il fattore di riduzione areale K_A :

$$K_A(d) = 1 - (1 - \exp(-c_1 A)) \exp(-c_2 d^{c_3}) \quad (7.8)$$

dove A è l'area del bacino, espressa in km^2 , d la durata della pioggia, espressa in ore, ed i coefficienti valgono

$$c_1 = 0.0021$$

$$c_2 = 0.53$$

$$c_3 = 0.25$$

in cui c_3 non è ottenuto dai dati pluviometrici dell'area in studio, ma viene desunto da analoghe indagini condotte negli Stati Uniti.

7.4.2 Piena media annua

7.4.2.1 Portata al colmo di piena istantanea

Quando nella sezione terminale del bacino in studio esiste una stazione di misura idrometrica, la stima della piena media annua può essere effettuata direttamente sulla serie osservata dei massimi annuali al colmo di piena, essendo tale stima piuttosto affidabile non appena la serie osservata sia di lunghezza appena sufficiente (4-5 anni)

Nel caso più frequente in cui tali dati dovessero mancare del tutto, possono essere utilizzati diversi modelli per la stima indiretta della piena media annua; nel seguito ne vengono riportati i principali risultati applicativi.

Regressione empirica: Diverse formulazioni di tipo regressivo fra la piena media annua e le principali grandezze fisiche del bacino possono essere considerate; in particolare, per le sue prestazioni statistiche, valutate attraverso una tecnica di *cross-validation*, si propone qui la seguente

relazione:

$$\mu(Q) = a A_{\text{rid}}^b \quad (7.9a)$$

in cui con A_{rid} si intende l'area del bacino ridotta delle sue parti carbonatiche con copertura boschiva, espressa in km^2 , mentre $\mu(Q)$ è in m^3/s , ed i parametri valgono

$$a = 3.2160$$

$$b = 0.7154 \quad (7.9b)$$

Modelli concettuali: L'area interessata è stata suddivisa in tre tipologie idrogeomorfologiche:

- A_1 la superficie carbonatica del bacino non coperta da bosco
- A_2 la superficie non carbonatica del bacino;
- A_3 la superficie carbonatica del bacino con copertura boschiva

in ognuna delle quali vengono considerate costanti alcune delle grandezze utilizzate per l'analisi regionale della piene media annua utilizzando due diversi modelli concettuali, i cui risultati sono nel seguito sintetizzati:

i) Formula razionale: Il modello razionale ha caratteristiche previsionali non molto inferiori a quelle di un modello concettuale più completo, che si espone in seguito, ma risulta di uso piuttosto agevole. In sintesi, tale modello si riassume nella seguente espressione:

$$\mu(Q) = C^* K_A(t_r) \mu[I(t_r)] A / 3.6 \quad (7.10)$$

in cui i parametri del modello, cioè il **coefficiente di piena** C^* ed il **tempo di ritardo** del bacino, t_r , possono essere valutati in base alle seguenti espressioni:

$$C^* = C^*_1 \frac{A_1}{A} + C^*_2 \frac{A_2}{A} \quad (7.11)$$

$$t_r = \frac{C^*_1 A_1}{C^* A} \frac{1.25 \sqrt{A_1}}{3.6 c_1} + \frac{C^*_2 A_2}{C^* A} \frac{1.25 \sqrt{A_2}}{3.6 c_2} \quad (7.12a)$$

con:

$$C^*_1 = 0.29$$

$$C^*_2 = 0.36$$

$$c_1 = 0.23 \text{ m/s}$$

$$c_2 = 1.87 \text{ m/s}$$

Nelle (10)-(12) le aree sono in km^2 , t_r in ore, $\mu[I(t_r)]$ in mm/ora ed $\mu(Q)$ in m^3/s . I valori di

A_1 ed A_2 , per i 12 bacini presi in considerazione nel presente Rapporto, sono riportati in Tab. 7.8, mentre una suddivisione del territorio regionale nei complessi idrogeologici omogenei necessari alla derivazione delle stesse grandezze in una sezione qualsiasi, è riportata nella corografia schematica in Fig. 7.2.

ii) Modello geomorfoclimatico: Il modello geomorfoclimatico è il modello i cui parametri possiedono maggiore significato fisico; purtroppo, la sua applicazione è anche quella che richiede il maggiore impegno elaborativo.

In sintesi, tale modello conduce alla seguente espressione:

$$\mu(Q) = C_f S(d^*) K_A(d^*) \mu[I(d^*)] A \quad (7.13)$$

in cui d^* è la durata critica delle precipitazioni sul bacino che dipende in maniera complessa sia dalle caratteristiche geomorfologiche della risposta del bacino, sia dalle caratteristiche climatiche delle precipitazioni intense sul bacino stesso: in particolare, dipende dal **tempo di ritardo** del bacino, t_r ; C_f è il **coefficiente di afflusso di piena** del bacino, che tiene conto delle trasformazioni della pioggia totale precipitata sul bacino nell'aliquota netta efficace ai fini dei deflussi superficiali di piena: le perdite sono essenzialmente dovute all'infiltrazione e all'intercettazione da parte dell'apparato fogliare. Infine, $S(d^*)$ è il **coefficiente di attenuazione** della portata al colmo di piena, che tiene conto delle attenuazioni indotte sul picco di piena dalla propagazione e laminazione dell'onda all'interno del reticolo dei canali.

In prima approssimazione, la (7.13) può anche essere riscritta come:

$$\mu(Q) = C_f q K_A(t_r) \mu[I(t_r)] A / 3.6 \quad (7.14)$$

in cui q è il **coefficiente di attenuazione corretto del colmo di piena** e dipende in maniera complessa da tutti i parametri in gioco nel modello, ma che può essere valutato, in prima approssimazione, come:

$$q = \begin{cases} 0.60 & \text{se } 0.25 \leq n' = 1 + k_1 A - \frac{\beta t_r / d_c}{1 + t_r / d_c} \leq 0.45 \\ 0.65 & \text{se } 0.45 \leq n' = 1 + k_1 A - \frac{\beta t_r / d_c}{1 + t_r / d_c} \leq 0.65 \end{cases} \quad (7.15)$$

in cui β e d_c sono i parametri della legge di probabilità pluviometrica per l'area omogenea considerata, mentre k_1 è un coefficiente numerico pari a:

$$k_1 = 1.44 \cdot 10^{-4}$$

se le aree sono in km^2 , le durate in ore e le intensità di pioggia in mm/ora .

La (7.14) consente il calcolo della piena media annua, noti i valori dei parametri della legge di

probabilità pluviometrica sul bacino, l'area del bacino ed i valori dei parametri della risposta del bacino, che sono il coefficiente di afflusso C_f ed il tempo di ritardo t_r del bacino, valutabili attraverso le seguenti espressioni:

$$C_f = C_{f1} \frac{A_1}{A} + C_{f2} \frac{A_2}{A} \quad (7.16)$$

$$t_r = \frac{C_{f1} A_1}{C_f A} \frac{1.25 \sqrt{A_1}}{3.6 c_1} + \frac{C_{f2} A_2}{C_f A} \frac{1.25 \sqrt{A_2}}{3.6 c_2} \quad (7.12b)$$

in cui:

$$C_{f1} = 0.42$$

$$C_{f2} = 0.56$$

$$c_1 = 0.23 \text{ m/s}$$

$$c_2 = 1.87 \text{ m/s}$$

7.4.2.2 Volumi di piena

Nei casi in cui sia necessaria la valutazione dei volumi di piena per assegnato periodo di ritorno e durata, nel presente Rapporto si è fatto riferimento al **massimo annuale della portata media nella durata D**, $Q_{D,T}$, ed al suo valore con assegnato periodo di ritorno T, $Q_{D,T}$, e si è visto che può porsi:

$$Q_{D,T} = K_T \mu(Q_D) \quad (7.17)$$

in cui il coefficiente di crescita K_T assume le stesse espressioni precedentemente richiamate per i massimi annuali delle portate di piena al colmo.

Per la valutazione del valor medio $m(Q_D)$ si fa riferimento alla seguente espressione:

$$\mu(Q_D) = \mu(Q) r(D) \quad (7.18)$$

in cui $\mu(Q)$ è la piena media annua, per la cui stima si è riferito al paragrafo appena sopra, mentre $r(D)$ prende il nome di **fattore di riduzione dei colmi di piena**. Per la sua valutazione si può ricorrere allo stesso modello geomorfoclimatico adottato per la valutazione della piena media annua.

In prima approssimazione si può fare riferimento alla seguente espressione:

$$r(D) = (1 + \alpha D / t_r)^{n'} \quad (7.19)$$

con:

$$\alpha = 1/2 (1 - 1/2 n')$$

ed in cui n' è lo stesso parametro introdotto nelle (15) e t_r è il tempo di ritardo del bacino.

Stazione	Area	A ₁	A ₂	t _r	m[I ₀]	1/d _c	β	t _c	ARF	m _A [I(t _c)]	S(t _c)	q	m[Q] ^{ARF}	μ _A [I(t _r)]	c	C _f	%imp	
	(km ²)	(km ²)	(km ²)	(ore)	(mm/ora)	ore-1		(ore)		(mm/ora)			(m ³ /s)	(mm/ora)	(m/s)			
Volturno ad Amorosi	2015	423	1229	8.5	87	4.98	0.330	12.5	0.636	3.44	0.803	0.6593	642	0.601	4.19	1.83	0.42	61
Calore Irpino a Montella	106	17	17	3.4	76	2.66	0.380	4.5	0.908	14.17	0.766	0.6573	52	0.903	16.51	1.05	0.16	16
Calore Irpino ad Apice	533	53	394	4.8	71	3.33	0.280	6.0	0.706	5.64	0.732	0.6411	335	0.693	6.44	1.67	0.55	74
Tammaro a Pago Veiano	556	39	500	4.5	70	3.57	0.270	5.8	0.697	5.14	0.746	0.6412	211	0.682	5.98	1.82	0.36	90
Tammaro a Paduli	673	107	552	4.9	70	3.60	0.260	6.3	0.673	4.53	0.740	0.6361	259	0.656	5.27	1.84	0.41	92
Calore Irpino a Solopaca	2966	176	2580	9.1	70	3.52	0.260	12.0	0.628	2.71	0.757	0.6472	974	0.602	3.17	2.08	0.58	87
Volturno a Ponte Annibale	5542	998	3879	19.2	78	3.88	0.710	25.5	0.700	2.07	0.761	0.6470	1291	0.670	2.44	1.35	0.53	70
Tusciiano ad Olevano	95	23	21	5.8	76	2.66	0.370	7.5	0.925	10.40	0.749	0.6456	40	0.921	12.06	0.58	0.19	22
Tanagro a Polla	659	224	343	11.2	73	3.31	0.290	14.3	0.732	3.41	0.741	0.6413	221	0.716	3.94	0.79	0.48	52
Sele a Persano	2428	775	2070	-	74	3.10	0.290	-	-	-	-	-	917	-	-	-	-	60
Sele ad Albanella	3235	3	276	12.1	75	3.07	0.270	16.0	0.654	2.82	0.759	0.6486	1239	0.628	3.30	1.63	0.64	64
Alento a Casalvelino	285	36	34	3.6	77	2.99	0.250	4.3	0.790	8.47	0.710	0.6337	290	0.783	9.49	1.63	0.61	97
Bussento (Cas. in Pittari)	113			3.0	79	2.60	0.340	4.0	0.900	14.20	0.766	0.6495	56	0.895	16.74	1.23	0.16	30

Tab. 7.8: Parametri geomorfologici, idrogeologici, pluviometrici e idrometrici dei bacini campani con più di 10 anni di osservazione e con indicazione delle grandezze necessarie alla stima dei parametri t_r=tempo di ritardo e C_f=coefficiente di afflusso del modello geomorfologico

Riferimenti bibliografici

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