

6. SINTESI DEL RAPPORTO REGIONALE NEI BACINI DELLE SEZIONI IDROGRAFICHE DI ROMA E PESCARA

6.1 Premessa

Il presente capitolo si basa sulle analisi pluviometriche effettuate dall'U.O. 1.34, mentre per le analisi idrometriche esso costituisce una sintesi tratta dal volume *Valutazione delle Piene in Italia* (GNDICI, 1994) ed in particolare dal capitolo *F - Valutazione delle piene nei bacini delle sezioni idrografiche di Roma e Pescara* a cura di G. Calenda, F. Campolo, C. Cosentino e R. Guercio.

Lo studio si articola in tre fasi: nella prima fase sono stati regionalizzati i massimi annuali delle piogge giornaliere; nella seconda la regionalizzazione è stata estesa alle relazioni intensità-durata-frequenza. Nella terza fase, infine, si è proceduto alla regionalizzazione delle portate di piena.

Per garantire l'omogeneità e la confrontabilità dei risultati a livello nazionale è stato adottato il modello regionale TCEV, modificato al terzo livello attraverso l'introduzione di un modello a tre parametri per la valutazione delle piogge intense.

Gli Autori fanno presente che molti sono i problemi aperti che necessitano di ulteriore approfondimento. I risultati ottenuti dimostrano la necessità del raffinamento della procedura e dell'introduzione di ipotesi più significative di quelle adottate in questo studio. In particolare:

- per quanto riguarda le precipitazioni sembra opportuno estendere la dipendenza della pioggia indice ad altri fattori geomorfoclimatici oltre alla quota del sito, al fine di ottenere delle relazioni più significative;
- per quanto riguarda la regionalizzazione delle curve di crescita delle portate, sembra necessario un diverso procedimento di applicazione del modello TCEV;
- per quanto riguarda la stima della portata indice, è necessario completare l'indagine attraverso l'applicazione di ulteriori metodi oltre la semplice analisi regressiva valor medio di portata – area del bacino.

6.2 Base dati utilizzata

6.2.1 Pluviometria

L'area interessata dallo studio riguarda i bacini di competenza dell'Ufficio di Roma del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (SIMN), ossia il bacino del Tevere e i bacini minori con foce nel tratto laziale del litorale Tirrenico, tra il fosso Tafone (incluso) e il fiume Garigliano (escluso).

Per tenere conto delle informazioni al contorno la regionalizzazione delle piogge è stata eseguita su un'area molto più ampia, che interessa un intero tratto dell'Italia Centrale, che si estende dal promontorio di Piombino alla foce del Garigliano sul Tirreno, e include i litorali marchigiano e abruzzese sull'Adriatico.

Su questo territorio sono state considerate 964 stazioni pluviometriche, di cui sono state raccolte le serie dei massimi annuali delle piogge giornaliere, la cui numerosità è indicata nella tabella 6.1.

Tabella 6.1 - Numerosità delle serie dei massimi annuali delle piogge giornaliere

numerosità della serie	< 20	20 ÷ 29	≥ 30
numero di stazioni	206	131	627

Tra queste, 309 serie sono attrezzate con strumento registratore: sono state raccolte le serie delle piogge di massima intensità e breve durata, la cui numerosità è indicata nella tabella 6.2.

Tabella 6.2 - Numerosità delle serie delle piogge di massima intensità e breve durata

numerosità della serie	10 ÷ 19	≥ 20
numero di stazioni	86	223

Ai fini della regionalizzazione dei massimi annuali delle altezze di pioggia giornaliera sono state complessivamente utilizzate le serie di 628 stazioni pluviometriche, di cui 626 con numerosità di almeno 30 anni e 2 con numerosità compresa tra 30 e 20 anni, queste ultime selezionate per coprire zone che altrimenti sarebbero rimaste scoperte.

Ai fini della regionalizzazione delle piogge di massima intensità e breve durata sono state complessivamente utilizzate le serie di 309 stazioni pluviometrografiche, di cui 86 con numerosità compresa tra 10 e 19 anni.

6.1.2 Idrometria

Per l'elaborazione dei deflussi sono state considerate le serie storiche delle portate al colmo di piena delle stazioni idrometriche fornite dalla Pubb. N. 17 del Servizio Idrografico Italiano i cui dati riguardano il periodo 1922-1970. Dal 1970 in poi i dati sono stati calcolati mediante la scala di deflusso dall'esame degli idrogrammi di piena.

6.3. Leggi di variazione dei coefficienti di crescita con il periodo di ritorno

6.3.1 Pluviometria

6.3.1.1 Piogge giornaliere

Per la distribuzione di probabilità delle massime altezze di pioggia giornaliera, h_d , è stata adottata la legge TCEV, espressa nella forma:

$$P(h_d) = e^{-L_1 e^{-\frac{b \cdot h_d}{m_{hd}}} - L^* L_1^{1/Q^*} e^{-\frac{b \cdot h_d}{Q^* m_{hd}}}} \quad (6.1)$$

dove m_{hd} è la media di h_d , L^* e Q^* sono due parametri da cui dipende il coefficiente di asimmetria della distribuzione, L_1 è un parametro che insieme ai due precedenti determina il coefficiente di variazione, e b è una funzione dei tre precedenti parametri.

Sostituendo nella (6.1) il *coefficiente di crescita*:

$$k = \frac{h_d}{m_{hd}} \quad (6.2)$$

si ottiene:

$$P(k) = e^{-L_1 e^{-bk} - L^* L_1^{1/Q^*} e^{-\frac{b}{Q^*} k}} \quad (6.3)$$

che in forma implicita fornisce la *curva di crescita* $k(T)$ della variabile h_d , dove T è il tempo di ritorno di h_d :

$$T = \frac{1}{1 - P(k)} \quad (6.4)$$

La (6.3) non è purtroppo esplicitabile in forma esatta, ma può essere invertita con la seguente espressione approssimata, valida per:

$$0,1 \leq L^* \leq 0,9$$

$$1,1 \leq Q^* \leq 10$$

Posto:

$$x = \ln\{-\ln[-P(k)]\}$$

$$x_o = \frac{Q^*}{1-Q^*} \ln L^*$$

$$A = 0,8288(Q^* - 0,4315)^{0,3456}$$

a) per $x \leq x_o$:

$$k = \frac{x + Ae^{-B_1(x_o - x)^{C_1}}}{b}$$

con:

$$B_1 = 1,345 \frac{Q^* - 1}{(Q^* - 1,092)^{0,9319}}$$

$$C_1 = 0,8118 + 0,2453e^{-0,1731(Q^* - 1)}$$

b) per $x \geq x_o$:

$$k = \frac{Q^*(x + \ln L^*) + Ae^{-B_2(x - x_o)^{C_2}}}{b}$$

con:

$$B_2 = 0,6501(Q^* - 1) + 0,009705(Q^* - 1)^2$$

$$C_2 = 1 + 0,08680(Q^* - 1)^{0,5942}$$

Al primo e al secondo livello di regionalizzazione sono state identificate tre regioni omogenee, in cui l'ipotesi della costanza del coefficiente di variazione e del coefficiente di asimmetria può essere accettata, rappresentate nella figura 6.1, indicate come:

- *zona A (Tirrenica)*, che interessa la fascia del litorale tirrenico e si protende all'interno lungo le valli dei principali corsi d'acqua;
- *zona B (Appenninica)*, che interessa l'ampia fascia dell'Appennino propriamente detto, con le propagini dei colli Albani, e i monti Lepini, Ausoni e Aurunci, nonché, separati da questa zona, i gruppi montuosi nell'entroterra tirrenico a nord-ovest del Tevere (i massicci dell'Amiata e del Cetona con i monti Vulsini; e i monti Cimini con i monti della Tolfa e i monti Sabatini);
- *zona C (Adriatica)*, che interessa una ristretta fascia del litorale adriatico e si protende con ristrette lingue lungo le valli dei corsi d'acqua.

I parametri L^* e Q^* , determinati al primo livello di regionalizzazione per le tre zone, sono indicati nella tabella 6.4.

Tabella 6.4 - Parametri del primo livello di regionalizzazione

regione	L^*	Q^*
A	0,174	3,490
B	0,762	1,241
C	0,795	2,402

Il parametro L_I , determinato al secondo livello di regionalizzazione per le tre zone, e la corrispondente funzione b sono indicati nella figura 6.5.

Tabella 6.5 - Parametri al secondo livello di regionalizzazione

Regione	L_I	b
A	29,31	4,480
B	22,02	4,359
C	27,81	5,301

Più utile dal punto di vista pratico è la forma inversa della (6.3) 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. 6.6, i valori di K_T ottenuti numericamente dalla (6.3) per alcuni valori del periodo di ritorno.

T (anni)	2	5	10	20	25	40	50	100	200	500	1000
K_T (SZOA)	0.89	1.22	1.49	1.84	1.97	2.29	2.45	2.98	3.52	4.23	4.77
K_T (SZOB)	0.96	1.25	1.45	1.64	1.70	1.83	1.89	2.07	2.26	2.51	2.70
K_T (SZOC)	0.90	1.29	1.59	1.90	2.01	2.22	2.32	2.64	2.96	3.38	3.70

Tab. 6.6: Valori teorici del coefficiente probabilistico di crescita K_T per le piogge giornaliere, per alcuni valori del periodo di ritorno T .

Nelle pratiche approssimazioni, è possibile anche fare riferimento alle seguenti espressioni semplificata:

$$K_T = \left(\frac{\theta_* \text{Ln } \Lambda_*}{\eta} + \frac{\text{Ln } \Lambda_1}{\eta} \right) + \frac{\theta_*}{\eta} \text{Ln } T \quad (6.5)$$

che, dati i valori assunti dai parametri della distribuzione TCEV nell'area esaminata, diventa:

$$\text{(SZOA) } K_T = -0.6086 + 0.779 \text{Ln } T \quad (6.6a)$$

$$\text{(SZOB) } K_T = 0.6419 + 0.289 \text{Ln } T \quad (6.6b)$$

$$\text{(SZOC) } K_T = 0.5296 + 0.459 \text{Ln } T \quad (6.6c)$$

Per valori del periodo di ritorno superiori a 10 anni, l'errore nell'uso delle (6.6) in luogo della (6.3) è sempre inferiore al 10 %.

6.3.1.2 Piogge brevi

Considerata la relativa limitatezza dei dati pluviografici rispetto alla quantità di dati pluviometrici, è stato elaborato un modello probabilistico, relativo alle piogge brevi che impiega l'informazione regionale stabilita per i massimi annuali delle piogge giornaliere.

Per impiegare l'informazione regionale, si è assunta l'ipotesi che la curva di crescita, stabilita per i massimi delle piogge giornaliere, sia valida anche per rappresentare la distribuzione di probabilità dei coefficienti probabilistici di crescita dei massimi annuali delle piogge di durata inferiore.

6.4 Idrometria

6.4.1 Portate istantanee al colmo di piena

Per quanto riguarda le portate al colmo di piena, nel Rapporto Nazionale (1994) sono riportate alcune ipotesi di suddivisione in regioni omogenee con risultati non del tutto soddisfacenti, sia per il compartimento di Roma che per Pescara. Gli autori, in armonia con le indicazioni del progetto VAPI, hanno considerato come regioni omogenee, al primo livello, quelle coincidenti con i rispettivi compartimenti. Analogamente, al secondo livello di regionalizzazione si sono fatte coincidere le sottozone omogenee con i rispettivi compartimenti. Tali SZO sono caratterizzate dai parametri riportati in Tab. 6.7.

Compartimento	Sottozona	J*	L*	L ₁	h
ROMA	Unica	5.52	0.03	12.32	3.240
PESCARA	Unica	2.83	0.48	9.1	3.847

Tab. 6.7: Parametri della distribuzione di probabilità dei massimi annuali delle portate al colmo in nei compartimenti di Roma e Pescara

Si riportano di seguito, nella Tab. 6.8, i valori di K_T ottenuti numericamente dalla (6.3) per alcuni valori del periodo di ritorno.

T (anni)	2	5	10	20	25	40	50	100	200	500	1000
K_T (Roma)	0.90	1.27	1.53	1.81	1.91	2.14	2.27	2.85	3.84	5.39	6.57
K_T (Pescara)	0.84	1.34	1.77	2.24	2.40	2.74	2.91	3.42	3.93	4.60	5.11

Tab. 6.8: valori teorici del coefficiente probabilistico di crescita K_T per le portate, per alcuni valori del periodo di ritorno T.

Allo scopo di semplificare l'applicazione del modello, è stata ricavata un'espressione esplicita di K_T in funzione del logaritmo del tempo di ritorno T dell'evento, espresso in anni:

$$(Roma) K_T = -6.7492 + 1.784 \ln T \quad (T > 100 \text{ anni}) \quad (6.7a)$$

$$(Roma) K_T = 0.7751 + 0.3086 \ln T \quad (5 < T < 50 \text{ anni}) \quad (6.7b)$$

$$(Pescara) K_T = 0.0341 + 0.736 \ln T \quad (> 5 \text{ anni}) \quad (6.7c)$$

L'uso delle (6.7), comporta un errore inferiore al 3% nella SZO di Pescara; inferiore al 10%

nella SZO di Roma.

6.5 Stima valor medio

6.5.1 Leggi di probabilità pluviometriche

6.5.1.1 Piogge giornaliere

Al terzo livello di regionalizzazione sono state individuate delle *zone omogenee* in cui è accettabile l'ipotesi che la media del massimo annuale dell'altezza giornaliera m_d , che prende il nome di *pioggia indice*, dipenda linearmente dalla sola quota z della stazione

$$m[h_g] = C Z + D \quad (6.8)$$

I parametri della (6.8) non assumono unico valore per l'intera regione esaminata: è stato invece possibile identificare delle aree pluviometriche omogenee (APO), in ognuna delle quali se ne può ottenere una stima univoca.

Sono state individuate 78 APO, rappresentate nella figura 6.2, in cui i parametri della regressione assumono i valori indicati nella tabella 6.9.

6.5.1.1 Piogge brevi

Il terzo livello di regionalizzazione per le piogge di massima intensità e breve durata è stato svolto seguendo due procedure alternative, illustrate nei punti che seguono.

METODO DELLE ZONE OMOGENEE

Per ottenere le leggi di probabilità pluviometrica, l'elaborazione effettuata è stata rivolta a stabilire una relazione durata-intensità-frequenza, attraverso una legge del tipo:

$$i_t(T) = \frac{a(T)}{(b+t)^m} \quad (6.9a)$$

dove:

- b è un parametro di trasformazione della scala temporale, indipendente sia dalla durata t , sia dal tempo di ritorno,
- m è un parametro adimensionale compreso tra 0 e 1, indipendente sia dalla durata, sia dal tempo di ritorno,
- $a(T)$ è un parametro dipendente dal tempo di ritorno, ma indipendente dalla durata

La (6.9a) può essere messa nella forma:

$$i_t(T) = i_0(T) \left(\frac{b}{b+t} \right)^m$$

dove $i_0(T)$ è l'intensità istantanea con tempo di ritorno T . La *pioggia indice* è data dalla media di i_t , che risulta:

$$m_t = m_0 \left(\frac{b}{b+t} \right)^m \quad (6.9b)$$

dove m_0 è la media dell'intensità istantanea.

Il coefficiente di crescita da introdurre nella (6.3) è quindi:

$$k = \frac{i_t}{m_0} \left(\frac{b+t}{b} \right)^m$$

L'esponente m e il parametro di deformazione temporale b sono stati assunti indipendenti dal tempo di ritorno T , in modo da imporre il parallelismo sul piano logaritmico delle leggi IDF relative a diversi tempi di ritorno. Per ricavare tali parametri sono state fatte le seguenti ipotesi:

A su tutto il territorio considerato:

- a) l'intensità media di 24 ore m_{24} è proporzionale all'intensità media giornaliera m_d :

$$m_{24} = d \cdot m_d \quad (6.10)$$

dove il coefficiente di proporzionalità è assunto costante su tutto il territorio considerato, con valore $d = 1,15$;

- b) il rapporto tra l'intensità media della pioggia di 5' e quella della pioggia oraria è costante su tutta l'area esaminata, assunto pari al valore ottenuto dallo studio delle piogge intense della stazione pluviometrica di Roma (Macao):

c)

$$r = \frac{m_{5'}}{m_1} = \left(\frac{b+1}{b+0,0833} \right)^m = 3,36$$

da cui si ricava per ciascuna zona omogenea il coefficiente di trasformazione temporale:

$$b = \frac{1 - 0,0833 r^{1/m}}{r^{1/m} - 1} \quad (6.11)$$

B sulle zone omogenee identificate per i massimi giornalieri dell'anno:

- a) l'intensità istantanea media m_0 è dipendente dalla quota z della stazione pluviometrica secondo la relazione:

$$\frac{m_0(z)}{\bar{m}_0} = \frac{m_{hd}(z)}{\bar{m}_{hd}} \quad (6.12)$$

dove \bar{m}_0 e \bar{m}_{hd} sono la media sulla zona omogenea di m_0 e m_{hd} .

Da queste ipotesi si ricava per ciascuna zona omogenea l'esponente:

$$m = \frac{\ln \left(\frac{\bar{m}_0}{\bar{m}_{24}} \right)}{\ln \left[1 + \frac{24(r^{1/m} - 1)}{1 - 0,0833 r^{1/m}} \right]} \quad (6.10)$$

Tabella 6.9 - Terzo livello di regionalizzazione: parametri della regressione della media sulla quota

Sottozona	N	c (mm/m)	d (mm)	sottozona	N	c (mm/m)	D (mm)
A1	10	0,01892	55,64	B19	6	0,01418	36,02
A2	8	0,02785	59,22	B20	5	0,01098	57,23
A3	9	0,02738	64,43	B21	6	0,15691	16,83
A4	13	0,03390	67,67	B22	7	0,01890	76,65
A5	7	0,03031	60,09	B23	5	0,04972	60,54
A6	8	0,13518	66,15	B24	7	0,07960	30,38
A7	7	0,03582	67,72	B25	10	0,02089	64,28
A8	16	0,01680	62,79	B26	9	0,13532	-48,29
A9	7	0,02671	61,61	B27	5	0,05786	67,35
A10	5	0,06301	67,83	B28	12	0,03599	63,48
A11	3	0,07624	41,70	B29	5	0,03152	87,30
A12	6	0,01510	72,77	B30	4	0,05066	68,93
A13	9	0,02714	50,42	B31	11	0,00116	60,07
A14	4	0,02517	62,33	B32	7	0,04004	27,64
A15	4	0,03647	68,78	B33	6	0,01264	54,93
A16	4	0,02592	52,00	B34	4	0,25615	-85,09
A17	7	0,10165	15,14	B35	5	0,07432	15,64
A18	11	0,02208	58,80	B36	7	0,05270	40,46
A19	5	0,03408	41,11	B37	2	0,03513	33,42
A20	7	0,03637	49,62	B38	10	0,01874	40,79
A21	4	0,02854	43,38	B39	4	0,04514	38,13
B1	13	0,03028	43,52	B40	8	0,04250	58,21
B2	5	0,02250	42,59	B41	4	0,08894	34,37
B3	11	0,03478	49,18	B42	9	0,02237	71,20
B4	10	0,02747	62,61	C1	19	0,00482	57,46
B5	13	0,03136	53,96	C2	34	0,02822	64,04
B6	6	0,03764	44,54	C3	8	0,05900	42,12
B7	9	0,01863	49,36	C4	5	0,06381	49,63
B8	4	0,02219	50,91	C5	6	0,01574	61,16
B9	16	0,04546	46,32	C6	5	0,01374	58,39
B10	9	0,04145	37,12	C7	5	0,00985	62,40
B11	44	0,02300	35,60	C8	7	0,07690	50,19
B12	13	0,04292	45,49	C9	6	0,02767	51,23
B13	2	0,01793	20,47	C10	7	0,11377	38,98
B14	13	0,05343	55,04	C11	5	0,02573	57,44
B15	6	0,00153	69,69	C12	4	0,02395	44,17
B16	12	0,02565	22,88	C13	3	0,04634	-5,21
B17	5	0,00722	64,41	C14	4	0,03330	32,01
B18	3	0,00128	62,43	C15	4	0,00655	57,57

I valori regionali dei parametri b , m e $\frac{\bar{m}_{10}}{\sqrt{\bar{m}_{124}}}$ che compaiono nella (6.10) sono riportati nella tabella (6.10).

METODO DELL'INTERPOLAZIONE SPAZIALE DEI PARAMETRI LOCALI

Si è adottata la legge intensità-durata-frequenza (IDF) a due parametri:

$$h_t(T) = a(T)t^n \quad (6.13a)$$

dove:

- n è un parametro adimensionale compreso tra 0 e 1, indipendente sia dalla durata, sia dal tempo di ritorno,
- $a(T)$ è un parametro dipendente dal tempo di ritorno, ma indipendente dalla durata.

La (6.13a) può essere messa nella forma:

$$h_t(T) = h_1(T)t^n$$

dove $h_1(T)$ è l'altezza di pioggia oraria con tempo di ritorno T . La *pioggia indice* è data dalla media di h_t , che risulta:

$$m_{ht} = m_{h1}t^n \quad (6.13b)$$

dove m_{ht} è la media dell'altezza oraria.

Il *coefficiente di crescita* da introdurre nella (6.3) è quindi:

$$k = \frac{h_t}{m_{h1}} \left(\frac{1}{t} \right)^n$$

L'esponente n è stato assunto indipendente dal tempo di ritorno T , in modo da imporre il parallelismo sul piano logaritmico delle leggi IDF relative a diversi tempi di ritorno.

Tabella 6.10 - Regionalizzazione delle piogge intense: parametri regionali delle relazioni IDF

Sottozona	<i>b</i> (h)	<i>m</i>	m_0/m_{24}	sottozona	<i>b</i> (h)	<i>m</i>	m_0/m_{24}
A1	0,1660	0,7810	4,890	B19	0,1135	0,6951	4,148
A2	0,1528	0,7597	4,683	B20	0,1170	0,7010	4,190
A3	0,1454	0,7478	4,574	B21	0,1585	0,7690	4,772
A4	0,1705	0,7881	4,962	B22	0,1101	0,6895	4,108
A5	0,1621	0,7748	4,828	B23	0,1398	0,7387	4,494
A6	0,1137	0,6955	4,150	B24	0,1040	0,6792	4,038
A7	0,1054	0,6816	4,054	B25	0,0986	0,6700	3,980
A8	0,1323	0,7263	4,389	B26	0,0908	0,6565	3,902
A9	0,1502	0,7555	4,645	B27	0,1366	0,7335	4,449
A10	0,1415	0,7415	4,518	B28	0,1168	0,7007	4,188
A11	0,1744	0,7943	5,026	B29	0,0895	0,6542	3,889
A12	0,1251	0,7145	4,293	B30	0,1222	0,7097	4,256
A13	0,1484	0,7526	4,618	B31	0,0902	0,6555	3,896
A14	0,1521	0,7586	4,673	B32	0,1071	0,6844	4,073
A15	0,1326	0,7269	4,393	B33	0,0806	0,6389	3,813
A16	0,1427	0,7434	4,535	B34	0,0940	0,6620	3,933
A17	0,1728	0,7917	5,000	B35	0,0977	0,6684	3,971
A18	0,1498	0,7549	4,639	B36	0,1434	0,7446	4,545
A19	0,1729	0,7919	5,002	B37	0,1141	0,6962	4,156
A20	0,1456	0,7482	4,577	B38	0,1670	0,7826	4,906
A21	0,1437	0,7450	4,549	B39	0,0971	0,6674	3,965
B1	0,1168	0,7006	4,188	B40	0,1136	0,6953	4,149
B2	0,1603	0,7718	4,799	B41	0,1673	0,7830	4,911
B3	0,1252	0,7146	4,294	B42	0,1279	0,7190	4,329
B4	0,1015	0,6748	4,010	C1	0,1408	0,7403	4,508
B5	0,1302	0,7230	4,361	C2	0,1107	0,6905	4,115
B6	0,1354	0,7314	4,431	C3	0,1156	0,6986	4,173
B7	0,1275	0,7185	4,325	C4	0,1123	0,6932	4,134
B8	0,1768	0,7981	5,066	C5	0,1281	0,7195	4,333
B9	0,1455	0,7479	4,575	C6	0,0957	0,6650	3,950
B10	0,1136	0,6953	4,149	C7	0,1129	0,6942	4,141
B11	0,1035	0,6782	4,032	C8	0,1001	0,6725	3,996
B12	0,1097	0,6887	4,102	C9	0,1076	0,6852	4,079
B13	0,0685	0,6173	3,730	C10	0,1034	0,6781	4,031
B14	0,1380	0,7357	4,468	C11	0,1101	0,6895	4,108
B15	0,1048	0,6804	4,047	C12	0,1100	0,6894	4,107
B16	0,1051	0,6811	4,051	C13	0,0821	0,6414	3,825
B17	0,0889	0,6532	3,884	C14	0,0897	0,6547	3,892
B18	0,1167	0,7005	4,187	C15	0,0863	0,6488	3,861

I parametri $m_{h,l}$ e n sono ricavati per interpolazione dei valori calcolati per ciascuna stazione pluviometrica. Nella figura 6.3 tale interpolazione è rappresentata sotto forma di linee isoparametriche.

6.5.1.2 Piogge areali

Al momento non è stata condotta un'indagine specifica sul ragguaglio all'area delle stime regionali puntuali delle precipitazioni.

Il modello delle piogge brevi proposto, però, può essere integrato esprimendo l'altezza ragguagliata all'area, $m[h(A,t)]$ con la relazione:

$$m[h(A,t)] = m'_o \left(\frac{b}{b+t} \right)^{m'} \quad (6.14)$$

in cui:

$$m' = m + k_1 A$$

$$m'_o = k_2 m_o$$

in cui A è l'area del bacino

6.5.2 Piena media annua

6.5.2.1 Portata al colmo di piena istantanea

Al terzo livello di regionalizzazione è stata condotta una prima indagine volta a verificare la possibilità di stabilire una relazione significativa tra i valori medi dei massimi annuali delle portate al colmo $m(Q)$ e la superficie A dei bacini sottesi dalle sezioni di misura.

In questo modo si viene a stabilire un legame tra l'ultimo parametro della distribuzione ed un parametro fisico, l'estensione del bacino, che permette di stimare la $m(Q)$ anche in sezioni prive di osservazioni dirette.

Le regressioni, portate indice-area del bacino, sono state valutate considerando le stazioni con almeno 30 anni di dati, ottenendo delle relazioni lineari. Per il compartimento di ROMA si ha:

$$m(Q) = 0.0863 A + 125.477 \quad (6.15)$$

Per il compartimento di Pescara sono state individuate due aree omogenee A e B (vedi Fig. 3 all'interno delle quali sono valide le due relazioni):

$$\text{Zona A: } Q_m = 0.0375 A + 16.450 \quad (6.16a)$$

$$\text{Zona B: } Q_m = 0.2955 A - 7.704 \quad (6.16b)$$

Le relazioni (16) forniscono un elevato adattamento ai valori di portata osservati, ma vanno utilizzate con cautela al di fuori del campo di osservazione, in quanto non rispettano la condizione fisica di passaggio per l'origine.

Riferimenti bibliografici

G. Calenda, F. Campolo, C. Cosentino e R. Guercio, (a cura di), Valutazione delle piene nei bacini delle sezioni idrografiche di Roma e Pescara, in *La valutazione delle piene in Italia-Rapporto Nazionale di Sintesi*, Bozza, CNR-GNDICI, Allegato F, 1994.