

## 12 Valutazione dei volumi di piena a frequenza assegnata

di A.Brath, M.Fiorentino e P.Villani

### 12.1 Premessa

La pianificazione degli interventi di difesa dalle piene richiede spesso la valutazione dei volumi idrici transitanti, con assegnata frequenza, nelle sezioni fluviali oggetto di indagine. In molti casi pratici, la descrizione dell'effettiva evoluzione temporale del fenomeno di piena presenta scarso interesse. Ciò si verifica, ad esempio, quando si debba valutare l'effetto di laminazione esercitato da un serbatoio, in quanto la forma dell'onda di piena ha spesso un'importanza modesta per gli scopi applicativi (cfr. Marone, 1971; Pianese e Rossi, 1986). In tal caso il problema della caratterizzazione probabilistica dei volumi può essere affrontato ricorrendo a schematizzazioni semplificate della forma degli idrogrammi, purchè in grado di conservare le caratteristiche di occorrenza del volume. Essendo ininfluenza la forma dell'idrogramma, la previsione dei volumi di piena può essere ricondotta, in analogia al caso delle precipitazioni intense, alla valutazione dei quantili  $V_{D,R}$ , ovvero dei volumi defluenti in assegnata durata  $D$  e con prefissato tempo di ritorno  $R$ .

Il problema può essere posto, in maniera del tutto equivalente, avendo riguardo ai valori medi del deflusso anzichè in termini integrali; in tal caso, obiettivo dell'analisi è la valutazione dei quantili  $Q_{D,R}$ , dove  $Q_{D,R}$  indica la portata media defluente, con tempo di ritorno  $R$ , nella prefissata durata  $D$ , legata al volume  $V_{D,R}$  dalla relazione:

$$Q_{D,R} = \frac{V_{D,R}}{D} \quad (12.1)$$

La valutazione per via diretta, tramite tecniche di analisi inferenziale, dei quantili  $Q_{D,R}$  presenta in genere notevoli difficoltà: tale impostazione richiederebbe, infatti, la conoscenza di lunghe serie campionarie dei massimi annuali delle portate medie in assegnata durata, informazione generalmente non disponibile nel nostro Paese. Pertanto, tale valutazione va solitamente condotta in via indiretta; in questa ottica, il Nerc (1975) ha proposto di valutare i quantili  $Q_{D,R}$  ricorrendo alle cosiddette leggi di riduzione dei colmi di piena:

$$\varepsilon_{D,R} = \frac{Q_{D,R}}{Q_R} = \varepsilon(D, R, \underline{\Omega}) \quad (12.2)$$

in cui  $Q_R$  rappresenta la portata al colmo avente il medesimo tempo di ritorno  $R$  di  $Q_{D,R}$ . In base a tale impostazione, la stima dei quantili dei volumi defluenti in assegnata durata,  $V_{D,R}$ , può essere operata una volta che sia stata identificata e tarata la funzione  $\varepsilon_{D,R}$  e valutata la distribuzione di probabilità delle portate al colmo. In generale, come indicato nella (12.2), il rapporto di riduzione verrà a dipendere dalla durata  $D$ , dal tempo di ritorno  $R$  e da un vettore di parametri  $\underline{\Omega}$  rappresentativo delle caratteristiche del bacino idrografico che influenzano il fenomeno.

Sono però ormai numerosi gli studi che hanno mostrato come i rapporti di riduzione empirici, dedotti in base all'inferenza statistica sulle osservazioni idrometriche, siano praticamente indipendenti dal tempo di ritorno  $R$ . Tale comportamento è stato infatti riscontrato per i corsi d'acqua della Gran Bretagna esaminati dal NERC (1975), per quelli del bacino del Volturno esaminati da Silvagni (1984), per alcuni corsi d'acqua appenninici affluenti in sponda destra del Po esaminati da Bacchi e Brath (1990).

L'osservazione che le leggi di riduzione dei colmi di piena risultano praticamente indipendenti dal tempo di ritorno  $R$  consente di confondere le leggi di riduzione a frequenza assegnata  $\varepsilon_{D,R}$  con le leggi di riduzione delle medie  $\varepsilon'_D$ :

$$\varepsilon'_D = \frac{\mu(Q_D)}{\mu(Q)} \quad (12.3)$$

in cui  $\mu(Q)$  e  $\mu(Q_D)$  indicano rispettivamente la media dei massimi annuali delle portate al colmo e di quelle medie nella durata  $D$ .

Ciò ha consentito in alcuni casi di semplificare notevolmente la derivazione delle suddette leggi a partire da schemi concettuali (ad es. Rossi e Villani, 1988).

## 12.2 Modelli empirici della legge di riduzione dei colmi di piena

Una prima possibilità per l'identificazione di un'appropriata formulazione della legge di riduzione dei colmi di piena è quella basata su un approccio puramente induttivo; in tal caso, presupposta una certa struttura della legge di riduzione, se ne verifica la capacità descrittiva con riferimento alle sezioni in cui si dispone delle osservazioni idrometriche necessarie. Ai fini dell'applicabilità a sezioni prive dell'informazione idrometrica necessaria per la stima diretta, il modello adottato può infine essere regionalizzato, mediante l'identificazione di legami di tipo multiregressivo tra i parametri del modello stesso e alcune caratteristiche geomorfoclimatiche dei bacini. Questa impostazione è stata seguita dal NERC (1975) che, per i fiumi della Gran Bretagna, ha proposto l'utilizzazione della legge:

$$\varepsilon_{D,R} = \left(1 + \frac{D}{t^*}\right)^{b-1} \quad 0 < b < 1 \quad (12.4)$$

La (12.4) risulta indipendente dal tempo di ritorno  $R$ , in accordo con il comportamento dei rapporti di riduzione empirici, di cui si è detto in precedenza. Il NERC (1975) ha mostrato poi, mediante analisi di correlazione, come il parametro  $t^*$  sia strettamente legato alla rapidità della risposta idrologica mentre il parametro  $b$  risulta poco correlato alla scala e alle caratteristiche geomorfologiche del bacino di interesse. Ricorrendo ad una schematizzazione molto semplificata della dinamica del fenomeno, Silvagni (1984) ha mostrato come il parametro di forma  $b$  può essere assunto pari all'esponente della curva di probabilità pluviometrica mentre il fattore di scala  $t^*$  della (12.4) può essere assimilato ad un tempo caratteristico della risposta del bacino idrografico. Mediante un'analisi di regressione, riferita a cinque bacini campani, ha poi dedotto il legame:

$$t^* = 2.1 t_L \quad (12.5)$$

nella quale  $t_L$  indica il tempo di ritardo caratteristico del bacino, valutato con il metodo dei momenti.

## 12.3 Modelli derivati della legge di riduzione dei colmi di piena

Ben più interessante appare l'approccio di tipo deduttivo al problema della caratterizzazione della legge di riduzione dei colmi di piena, sviluppato in numerosi lavori (Fiorentino, 1985; Fiorentino ed al., 1987; Rossi e Villani, 1988; Bacchi e Brath, 1990; Brath, 1990). Nel rapporto sono state prese in esame, per la descrizione dei rapporti di riduzione dei bacini pugliesi, due impostazioni fisicamente basate proposte in letteratura per la derivazione analitica della legge.

La prima, fondata sulla posizione del problema in ambiente stocastico, fa uso delle proprietà degli attraversamenti di un generico prefissato livello da parte dei processi stocastici stazionari a parametro temporale continuo e delle loro integrazioni temporali su finestre di ampiezza generica (Bacchi e Brath, 1990; Brath, 1990).

La seconda si basa sulla concettualizzazione della risposta del bacino idrografico e caratterizza l'input climatico come una successione di impulsi rettangolari, con intensità e durata conformi alle leggi di probabilità pluviometrica; si fa quindi uso di un criterio estremante per la definizione della durata critica di pioggia (Fiorentino et al., 1987; Rossi e Villani, 1988).

### 12.3.1 Il modello stocastico

La derivazione della leggi di riduzione dei colmi di piena può essere condotta, come mostrato da Bacchi e Brath (1990), affrontando il problema mediante un'impostazione stocastica finalizzata alla caratterizzazione degli estremi del processo delle portate  $q(t)$  defluenti nella sezione di interesse e di quelli del processo

$$q_D(t) = \frac{1}{D} \int_{t-D/2}^{t+D/2} q(s) ds \quad (12.6)$$

che risulta dall'integrazione di  $q(t)$ , su una finestra mobile di ampiezza assegnata. Bacchi e Brath (1990) hanno derivato analiticamente la (12.2), ipotizzando che il processo stocastico  $q(t)$  possa essere assimilato ad un processo normale e stazionario ed analizzando le proprietà degli attraversamenti del generico prefissato livello da parte di  $q(t)$  e della sua integrazione  $q_D(t)$  con  $D$  generica.

La legge di riduzione dei colmi di piena derivata ha espressione:

$$\varepsilon_{D,R} = \frac{\mu}{Q_R} + [\Gamma(D)]^{1/2} \cdot \left[ \left(1 - \frac{\mu}{Q_R}\right)^2 - 2 \left(\frac{\sigma}{Q_R}\right)^2 \cdot \ln\left(\frac{\Omega_2}{\Omega_{2,D}}\right) \right]^{1/2} \quad (12.7)$$

in cui  $\mu$  e  $\sigma$  indicano rispettivamente la media e lo scarto quadratico medio del processo  $q(t)$ ,  $\Gamma(D)$  la legge di attenuazione della varianza al variare dell'ampiezza della finestra di integrazione (o funzione di varianza):

$$\Gamma(D) = \frac{\sigma_D^2}{\sigma^2} \quad (12.8)$$

essendo  $\sigma_D^2$  la varianza di  $q_D(t)$ . Sempre nella (7)  $\Omega_2$  e  $\Omega_{2,D}$  indicano le frequenze caratteristiche della funzione di densità spettrale rispettivamente del processo  $q(t)$  e della sua integrazione  $q_D(t)$ .

L'ipotesi di normalità, in genere poco plausibile nel caso dei deflussi fluviali, è risultata avere un effetto poco significativo sull'andamento del rapporto di riduzione  $\varepsilon_{D,R}$  (cfr. Brath, 1990); pertanto, ai fini della caratterizzazione delle curve di riduzione (2), tale ipotesi può essere ritenuta, almeno dal punto di vista operativo, del tutto lecita.

Per la caratterizzazione della funzione di varianza (12.8), Bacchi e Brath (1990) propongono l'uso di un funzione di autocorrelazione di tipo markoviano del secondo ordine la cui espressione è:

$$R(\tau) = \left(1 + \frac{|\tau|}{\alpha}\right) e^{-\frac{|\tau|}{\alpha}} \quad (12.9)$$

Per tale modello, la funzione di varianza assume la forma:

$$\Gamma(D) = \frac{2\alpha}{D} \cdot \left[ 2 + e^{-\frac{D}{\alpha}} - \frac{3\alpha}{D} \left(1 - e^{-\frac{D}{\alpha}}\right) \right] \quad (12.10)$$

Indicando con  $\Theta$  la scala di fluttuazione del processo, definita come (cfr. Varmarke, 1983):

$$\Theta = \lim_{D \rightarrow \infty} D \cdot \Gamma(D) \quad (12.11)$$

il parametro di scala temporale  $\alpha$  risulta esprimibile come:

$$\alpha = \frac{\Theta}{4} \quad (12.12)$$

mentre la frequenza caratteristica del secondo ordine della funzione di densità spettrale  $\Omega_2$  vale:

$$\Omega_2 = \frac{4}{\Theta} \quad (12.13)$$

Una volta stimata la funzione di autocorrelazione del processo  $R(\tau)$ ,  $\Omega_{2,D}$  risulta poi valutabile tramite la:

$$\Omega_{2,D} = \frac{1}{D} \left[ 2 \frac{1 - R(D)}{\Gamma(D)} \right]^{1/2} \quad (12.14)$$

Le (12.9), (12.10), (12.13) e (12.14) consentono di ricavare tramite la (12.7) i rapporti di riduzione teorici, una volta che siano stati valutati  $\mu$ ,  $\sigma$ , i quantili della portata al colmo  $Q_R$  e la scala di fluttuazione del processo  $\Theta$ . Infatti, una volta stimato  $\Theta$ , dalle (12.12) e (12.13) è possibile valutare  $\alpha$  ed  $\Omega_2$ ; dalle (12.9) e (12.10) i valori di  $R(D)$  e  $\Gamma(D)$ , per le durate  $D$  di interesse, che introdotti nella (12.14) consentono la stima di  $\Omega_{2,D}$ . I parametri  $\mu$  e  $\sigma^2$ , media e varianza del processo delle portate, possono essere poi valutati tramite la serie dei deflussi medi annui. Infatti, sotto la consueta assunzione di stazionarietà di  $q(t)$ ,  $\mu$  può essere assunto pari alla media di tale serie, mentre  $\sigma^2$  può essere valutato in via approssimata (cfr. Bacchi e Brath, 1990) tramite la:

$$\sigma^2 \approx \frac{D_0 \cdot \sigma_{D_0}^2}{\Theta} \quad (12.15)$$

nella quale  $D_0 = 1$  anno e  $\sigma_{D_0}^2$  rappresenta la varianza della serie dei deflussi medi annui.

L'andamento della legge teorica di riduzione (12.7) risulta praticamente indipendente dal tempo di ritorno  $R$ , in accordo con quanto, come già segnalato, in genere risulta dall'elaborazione statistica di osservazioni sperimentali. Nella pratica, i rapporti  $\mu / Q_R$  e  $\sigma / Q_R$  risultano sempre molto prossimi a zero, anche per valori piuttosto piccoli del tempo di ritorno  $R$ ; di conseguenza la (12.7) risulta sempre ben

approssimabile tramite la seguente formulazione semplificata:

$$\varepsilon_{D,R} \approx [\Gamma(D)]^{1/2} \quad (12.16)$$

Pertanto la legge teorica di riduzione dei colmi di piena risulta completamente specificata, almeno in via approssimata, una volta che sia stata stimata la scala di fluttuazione delle portate  $\Theta$ .

### 12.3.2 Il modello geomorfoclimatico

La valutazione di  $\mu(Q)$  e  $\mu(Q_D)$ , e quindi delle leggi di riduzione delle medie (12.3), può essere effettuata utilizzando modelli di tipo geomorfoclimatico, per i quali tali grandezze rappresentano le statistiche della trasformazione della sollecitazione meteorica operata dal bacino idrografico (cfr. ad es. Eagleson, 1972; Hebson e Wood, 1982; Cordova e Rodriguez-Iturbe, 1983; Diaz-Granados et al., 1984; Adom et al., 1989). Di particolare interesse risultano i modelli nei quali l'input climatico è costituito dai massimi annuali delle piogge intense (Cordova e Rodriguez-Iturbe, 1983; Rossi e Villani, 1988). Essi consentono infatti la caratterizzazione aleatoria della sollecitazione meteorica in base ad un'informazione idrologica, quella dei massimi annuali delle piogge intense per assegnate durate, che è tra le più diffusamente disponibili in Italia.

Componenti essenziali di un modello di tipo geomorfoclimatico sono: i) l'input climatico; ii) la risposta del bacino idrografico; iii) il criterio di ricerca dei valori massimi. La procedura proposta da Rossi e Villani (1988) si compone dei seguenti passi:

i) Input climatico. In ingresso al bacino si considerano pluviogrammi di forma rettangolare, di durata generica  $d$  ed intensità  $m[I(A,d)]$ , in accordo con le leggi di probabilità pluviometrica areale. Tali leggi, come è noto, esprimono la dipendenza della media  $m[I(A,d)]$  del massimo annuale dell'intensità di pioggia in un intervallo  $d$  dalla durata dell'intervallo stesso e dall'area  $A$  del bacino. La precipitazione areale può essere ottenuta da quella puntuale, di pari frequenza, facendo uso di un fattore moltiplicativo di riduzione delle piogge all'area (Areal Reduction Factor, ARF; cfr. ad es. USWB, 1960; NERC, 1975; Penta, 1974).

ii) Risposta del bacino idrografico. La formazione del deflusso superficiale viene descritta utilizzando il metodo percentuale, talchè l'intensità di pioggia netta  $I_e$  risulta legata a quella di pioggia  $I$  dalla:

$$I_e = c_F \cdot I \quad (12.17)$$

in cui  $c_F$  indica il coefficiente di afflusso. La trasformazione della pioggia netta in deflusso viene modellata utilizzando un approccio di tipo lineare, con funzione di

risposta impulsiva (IUH)  $u(t)$ .

Per le usuali forme dello IUH  $u(t)$ , il colmo istantaneo dell'idrogramma risulta quindi esprimibile come:

$$q(t_p, d) = c_F \cdot S(t_p, d) \cdot m[I(A, d)] \cdot A \quad (12.18)$$

ove  $t_p$  indica il tempo di picco e  $S(t_p, d)$  il coefficiente di picco del sistema (Wood e Hebson, 1986) e vale:

$$S(t_p, d) = \int_{\phi(t_p-d)}^{t_p} u(v) dv \quad (12.19)$$

essendo:

$$\phi(t-d) = 0 \quad \text{per } t \leq d \quad (12.20a)$$

$$\phi(t-d) = t-d \quad \text{per } t > d \quad (12.20b)$$

In maniera analoga, è possibile pervenire ad un'espressione del coefficiente di picco del sistema relativo alle portate medie in assegnata durata  $D$ ,  $S(D, d)$ , per cui la massima portata media in un intervallo di ampiezza  $D$ ,  $q(D, d)$ , può essere espressa come:

$$q(D, d) = c_F \cdot S(D, d) \cdot m[I(A, d)] \cdot A \quad (12.21)$$

iii) Ricerca della massima portata con un criterio estremante. Le (12.18) e (12.21) forniscono i massimi valori della portata al colmo e media in assegnato intervallo  $D$ , per un evento di pioggia di durata  $d$  generica ed intensità costante nel tempo ed uniformemente distribuita nello spazio sull'area del bacino idrografico. Poichè all'aumentare della durata  $d$  della precipitazione l'intensità  $m[I(A, d)]$  diminuisce, in accordo con la curva di probabilità pluviometrica, mentre i coefficienti di picco  $S(t_p, d)$  e  $S(D, d)$  aumentano, tendendo progressivamente all'unità, esisteranno delle durate  $d_*$  e  $d_*(D)$ , durate critiche della pioggia areale, tali da rendere massime le (12.18) e (12.21). Pertanto  $\mu(Q)$  e  $\mu(Q_D)$  possono essere espresse come:

$$\mu(Q) = c_F \cdot S(t_p, d_*) \cdot m[I(A, d_*)] \cdot A \quad (12.22)$$

$$\mu(Q_D) = c_F \cdot S(t_p, d_*(D)) \cdot m\{I[A, d_*(D)]\} \cdot A \quad (12.23)$$

Per la specificazione del coefficiente di picco (12.19) è necessario identificare l'IUH del sistema. L'analisi di sensitività condotta da Rossi e Villani (1988) ha però messo in evidenza come, facendo uso dello schema concettuale appena descritto e che consente di valutare  $\mu(Q)$  e  $\mu(Q_D)$  tramite le (12.22) e (12.23) rispettivamente,

l'andamento delle curve di riduzione (12.3) risulta influenzato significativamente soltanto da due dei vari parametri geomorfoclimatici che caratterizzano il modello, e precisamente: il parametro di forma della legge di probabilità pluviometrica  $\beta$  ed il parametro di scala della risposta impulsiva, ovvero il tempo di ritardo  $t_L$  del bacino.

E' infine da segnalare che le curve di riduzione dei colmi di piena che derivano dall'applicazione del modello geomorfoclimatico appena descritto risultano in buon accordo con quelle che si ottengono a partire dalla formulazione empirica (12.4) proposta dal Nerc (1975); infatti, adottando leggi di probabilità pluviometrica di tipo monomio ed assumendo nella (12.4)  $b$  pari all'esponente  $\beta$  di tali leggi, in accordo con i già citati risultati ottenuti da Silvagni (1984), ed ancora il parametro di scala temporale  $t^*$  legato al tempo di ritardo  $t_L$  dalla :

$$t^* = \frac{t_L}{0.5(1 - 0.5\beta)} \quad (12.24)$$

le due curve di riduzione dei colmi di piena risultano sempre molto prossime tra loro (cfr. Ferrari et al., 1990).

## 12.4. Applicazione ai bacini pugliesi

### 12.4.1 La stima puntuale delle leggi di riduzione dei colmi di piena

Entrambi i modelli, stocastico e concettuale, sono stati applicati alle 8 sezioni idrometrografiche ubicate su alcuni corsi d'acqua pugliesi, elencate in Tab.12.I, per le quali risultavano disponibili gli idrogrammi dei principali eventi di piena, verificatisi in alcuni anni del periodo di osservazione. Il numero di anni di osservazione disponibile per le varie sezioni (cfr. Tab. I) appare sempre abbastanza elevato da garantire una stima sufficientemente affidabile dei rapporti di riduzione sperimentali delle medie (12.3). Dagli idrogrammi disponibili sono stati quindi estratti i massimi annuali delle portate al colmo e di quelle medie in alcune durate prefissate ( $D = 1, 2, 3, 6, 9, 12, 16, 20, 24, 48$  ore), che vengono riportati nelle Tab.12.II-12.IX in appendice a questo capitolo. Sono stati quindi calcolati i valori medi dei massimi annuali delle portate al colmo e di quelle medie nelle durate  $D$  prefissate ed i relativi rapporti di riduzione empirici (12.3).



Corso d'acqua	S[Kmq]	N [anni]
1 Arcidiaconata a P.Vecchio Rapolla	124.0	24
2 Canale S.Maria a P.Lucera-Torremaggiore	59.8	12
3 Casanova a P.Lucera-Motta	52.3	15
4 Celone a S.Vincenzo	85.8	16
5 Salsola a Casanova	43.1	14
6 Triolo a P.Lucera-Torremaggiore	53.8	15
7 Venosa a P. S.Angelo	261.0	18
8 Vulgano a P.Troia-Lucera	94.0	16

**Tab. 12.I:** Sezioni idrometriche considerate

Si è quindi proceduto alla taratura di entrambi i modelli, stocastico e concettuale, applicando criteri di interpolazione ottimale della curva empirica di riduzione dei colmi di piena. Per quanto attiene il modello stocastico, sono state raccolte dalla Pubblicazione n.17 del S.I.I. le serie delle portate medie annue per le stazioni idrometriche considerate; per ciascuna di tali serie sono state calcolate la media  $\mu$  e la varianza  $\sigma^2_{Do}$ . E' stata quindi stimata la scala di fluttuazione delle portate di piena  $\Theta$ , applicando la procedura descritta in precedenza. I risultanti valori di  $\Theta$  sono riportati nel seguente prospetto. Nella Fig.1 sono invece riportate le leggi di riduzione teoriche (12.7) messe a confronto con i rapporti di riduzione empirici; come si può notare, il modello stocastico presenta una capacità interpretativa delle osservazioni sempre soddisfacente.

Corso d'acqua	$\Theta$ [h]	$\beta$	$t^*$ [h]	$t_L$ [h]
1 Arcidiaconata a P.V. Rap.	1.9	0.265	4.3	1.9
2 Canale S.Maria a P.L.	4.5	0.295	10.2	4.3
3 Casanova a P.Lucera-Motta	2.3	0.301	5.0	2.1
4 Celone a S.Vincenzo	2.9	0.291	7.0	3.0
5 Salsola a Casanova	1.4	0.310	3.2	1.3
6 Triolo a P.Lucera-Torrem.	2.7	0.300	5.6	2.4
7 Venosa a P. S.Angelo	5.1	0.265	12.8	5.6
8 Vulgano a P.Troia-Lucera	2.5	0.279	6.2	2.6

Per quanto riguarda invece il modello concettuale, dall'analisi delle precipitazioni intense sono stati preliminarmente ricavati gli esponenti  $\beta$  delle leggi di probabilità pluviometrica a scala locale di tipo monomio:

$$m[I(\Theta, d)] = a \cdot d^{\beta-1} \quad (12.25)$$

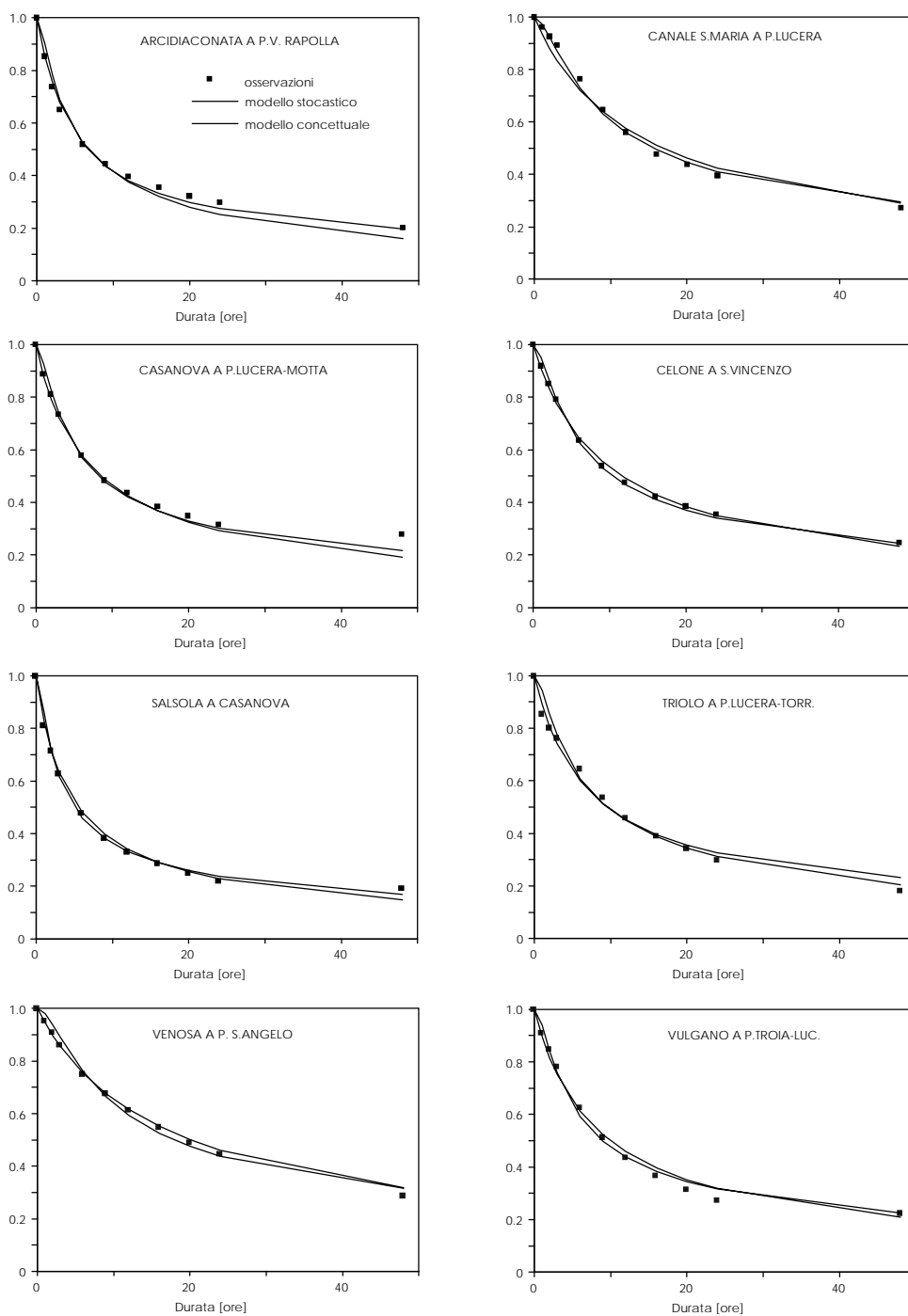


Fig.12.1: Confronto tra i rapporti di riduzione osservati delle portate medie in assegnata durata e le leggi teoriche, dedotte in base al modello stocastico (linea continua) ed al modello concettuale (linea punteggiata).

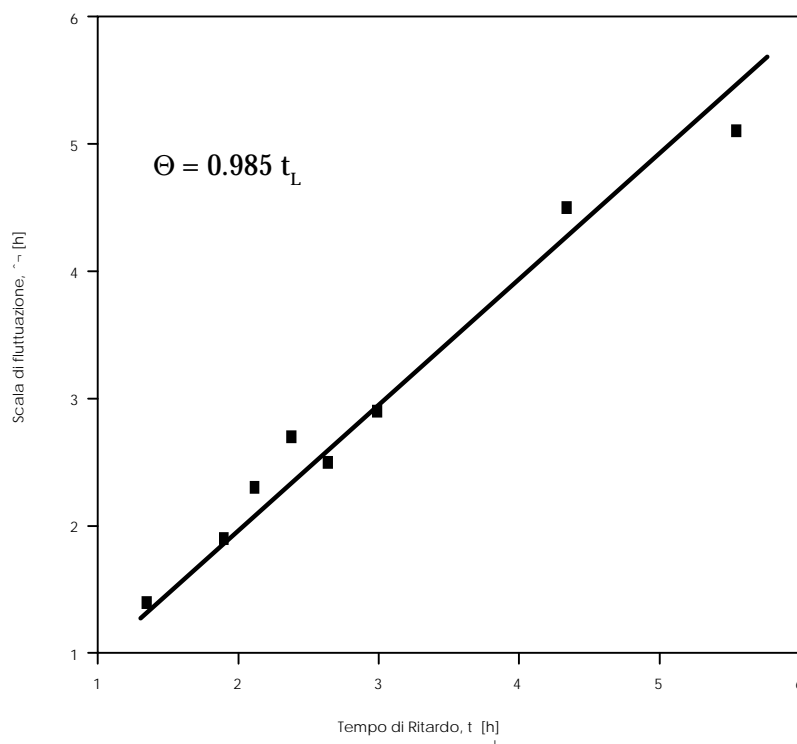


Fig.12.2: Relazione tra il tempo di ritardo  $t_L$  e la scala di fluttuazione delle portate di piena  $Q$ .

riportate nel capitolo 10. In virtù della già menzionata equivalenza tra le curve di riduzione teoriche derivanti dall'applicazione del modello e le leggi (12.4), nel caso in cui si ponga  $b=\beta$  ed ancora  $t^*$  e  $t_L$  siano tra loro legati tramite la (12.24), anziché procedere alla taratura del modello concettuale tramite l'applicazione del descritto criterio estremante, si è proceduto alla più agevole operazione di taratura del parametro  $t^*$  della (12.4), applicando un criterio di interpolazione ottimale. I risultanti valori di  $t^*$  sono riportati nel precedente prospetto, insieme ai relativi valori di  $t_L$  ottenuti tramite la (12.24). È da rilevare che, nell'applicazione presentata, sono state trascurate le variazioni dell'esponente  $\beta$  indotte dalla trasformazione della precipitazione puntuale in areale, e pertanto, per la taratura di  $t^*$ , si è assunto nella (12.4) b pari all'esponente  $\beta$  delle piogge puntuali. Nella Fig.12.1 sono messe a confronto le leggi di riduzione teoriche dedotte dal modello concettuale ed i rapporti di riduzione empirici; come nel caso del modello stocastico, l'adattamento delle leggi teoriche alle osservazioni appare ancora soddisfacente per tutte le sezioni idrometriche considerate.

### 12.4.2 La stima delle leggi di riduzione dei colmi di piena su base regionale

I risultati ottenuti evidenziano la soddisfacente capacità interpretativa di entrambi i modelli, stocastico e geomorfoclimatico, confermando quanto già riscontrato in precedenti applicazioni (Bacchi e Brath, 1990; Bacchi et al., 1990; Villani, 1988).

Inoltre, fatto di ben maggior importanza, essi consentono di mettere in luce, in senso statistico, l'esistenza su base regionale di uno stretto legame fra i principali parametri dei due modelli, ovvero la scala di fluttuazione delle piene ed il tempo di ritardo caratteristico della risposta del bacino idrografico. Per i bacini pugliesi considerati si è ottenuta la seguente relazione tra  $\Theta$  e  $t_L$ :

$$\Theta = 0.985 \cdot t_L \quad (12.26)$$

La (12.26) è stata dedotta come retta di regressione monoparametrica, imponendone il passaggio per l'origine, condizione di ovvio significato fisico. Essa risulta in grado di spiegare una percentuale molto elevata, quasi il 97%, della varianza osservata di  $\Theta$  ( $R^2 = 0.966$ ). La buona capacità interpretativa della (12.26) è anche evidenziata dalla Fig. 12.2, nella quale essa è messa a confronto con i punti rappresentativi delle stime dei parametri  $\Theta$  e  $t_L$  dei due modelli. E' da segnalare che un'analogia relazione tra  $\Theta$  e  $t_L$  risulta verificata anche per alcuni bacini campani (Brath et al., 1992 a e 1992b).

La (12.26) costituisce lo strumento regionale di stima della scala di fluttuazione delle portate di piena. Essa, infatti, una volta noto il tempo di ritardo del bacino di interesse, consente di stimare per via indiretta  $\Theta$ , rendendone possibile quindi la valutazione anche per le sezioni fluviali prive di un'informazione idrometrica sufficiente alla stima diretta. Una volta valutato  $\Theta$ , adottando per  $\Gamma(\cdot)$  l'espressione (12.10), la legge teorica (12.16), derivante dall'impostazione stocastica, risulta completamente specificata; grazie a questa impostazione risulta quindi possibile stimare, su base regionale, la legge di riduzione dei volumi di piena per una generica sezione fluviale ubicata all'interno dell'area di indagine.

## 12.5 Conclusioni

Nell'affrontare il problema della caratterizzazione probabilistica dei volumi di piena, sono stati analizzati i vari approcci proposti in letteratura per la soluzione del problema attraverso l'uso delle leggi di riduzione dei colmi di piena a frequenza assegnata o di quelle relative ai valori medi. In particolare, sono state prese in esame due impostazioni disicamemente basate, recentemente proposte in letteratura per la derivazione analitica delle leggi di riduzione dei colmi di piena. La prima, fondata sulla posizione del problema in ambiente stocastico, fa uso delle proprietà degli attraversamenti di un generico prefissato livello da parte dei processi stocastici

stazionari a parametro temporale continuo e delle loro integrazioni su finestre temporali di ampiezza generica (Bacchi e Brath, 1990; Brath, 1990a). La seconda si basa sulla concettualizzazione della risposta del bacino idrografico e caratterizza l'input climatico come una successione di impulsi rettangolari, con intensità e durata conformi alle leggi di probabilità pluviometrica, facendo poi uso di un criterio estremante per la definizione della durata critica di pioggia (Fiorentino *et al.*, 1987; Rossi e Villani, 1988a e 1988b).

Le applicazioni alla regolarizzazione delle leggi di riduzione osservate di 8 bacini della Puglia hanno innanzitutto evidenziato la soddisfacente capacità interpretativa di entrambi i modelli, stocastico e concettuale.

Inoltre i risultati ottenuti forniscono un significativo contributo di chiarificazione sulla relazione esistente tra i principali parametri dei due modelli, ovvero la scala di fluttuazione delle portate di piena  $\Theta$  ed il tempo di ritardo caratteristico della risposta del bacino idrografico  $t_L$ . L'esistenza di un legame tra tali grandezze risulta in qualche modo intuitiva: infatti  $\Theta$  dà conto della rapidità di decadimento della funzione di autocorrelazione del processo delle portate di piena; pertanto essa può essere riguardata come una misura dell'intervallo di tempo mediamente intercorrente tra due successive fluttuazioni significative del processo stesso.

## 12.6 Bibliografia

- Adom D.N., Bacchi B., Brath A. e Rosso R.: On the geomorphoclimatic derivation of flood frequency (peak and volume) at basin and regional scale, in *New Directions for Surface Water Modeling*, IAHS Publ. no.181, 165-176, 1989.
- Bacchi B. e Brath A.: Stima delle leggi di attenuazione delle massime portate in assegnata durata, *L'Energia Elettrica*, 4, 157-170, 1990.
- Bacchi B., Brath A., Maione U. e Rosso R.: Analisi regionale delle leggi di riduzione delle massime portate in assegnata durata, *Atti del XXII Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche*, Cosenza, Vol.3, 157-168, 1990.
- Brath A.: Un'impostazione stocastica del problema di previsione dei volumi di piena, *L'Energia Elettrica*, 10, 411-426, 1990.
- Brath A., Fiorentino A. e Villani P. (1992a): Stochastic and geomorphoclimatic models for flood volumes estimation, in J.T.Kuo e G.F.Lin (eds) *Stochastic Hydraulics*, Proc. of the Sixth IAHR Inter. Symposium on Stochastic Hydraulics, Taipei, May 18-20, 1992, 825-832.
- Brath A., Fiorentino A. e Villani P. (1992b): Identificazione di alcune proprietà dei fenomeni di piena attraverso l'analisi delle leggi di riduzione dei volumi, *Atti del XXIII Convegno di Idr. e Costr. Idr.*, Firenze 31 agosto-1 Settembre, 1992.
- Cordova J.R. e Rodriguez-Iturbe I.: Geomorphoclimatic estimation of extreme flow probabilities, *J. Hydr.*, 65, 159-173, 1983.
- Diaz-Granados M.A., Valdes J.B. e BRAS R.L.: A physically based flood frequency distribution, *Wat. Resour. Res.*, 20(7), 995-1002, 1984.
- Eagleson, P.S.: Dynamics of flood frequency, *Wat. Resour. Res.*, 8(4), 878-898, 1972.
- Ferrari E., Versace P. e VILLANI P.: Terzo livello di analisi regionale delle piene in Calabria, in Rossi F. (ed.) *Previsione e prevenzione degli eventi idrologici estremi e loro controllo*, Rapporto 1988, CNR-GNCIDI, 1990.
- Fiorentino M.: La valutazione dei volumi di piena nelle reti di drenaggio urbano, *Idrotecnica*, 3, 141-152, 1985.
- Fiorentino M., Rossi F. e VILLANI P.: Effect of the basin geomorphoclimatic characteristics on the mean annual flood reduction curve, *Proc. of the 18th Annual Conference on Modeling and Simulation*, Pittsburgh, part 5, 1777-1784, 1987.
- Gupta V.M. e WAYMIRE E.: On the formulation of an analytical approach to hydrological response and similarity at the basin scale, *Jour. Hydrol.*, 65(1/3), 95-123, 1983.

Hebson C. e Wood E.F.: A derived flood frequency distribution using Horton ratios, *Wat. Resour. Res.*, 18(5), 1509-1518, 1982.

Marone V.: Calcolo di massima di un serbatoio di laminazione, *L'Energia Elettrica*, 9, 561-567, 1971.

Nerc: Estimations of flood volumes over different durations, in *Flood Studies Report*, Cap.5, London, 1975.

Penta A.: Distribuzione di probabilità del massimo annuale dell'altezza media di pioggia giornaliera su un bacino, *Atti del XIV Convegno di Idr. e Costr. Idr.*, vol.II, Napoli, 1974.

Pianese D. e Rossi F.: Curve di possibilità di laminazione delle piene, *Gior. Genio Civile*, 4-5-6, 131-148, 1986.

Rodriguez-Iturbe I. e Valdes J.B.: The geomorphologic structure of hydrologic response, *Water Resour. Res.*, 15(6), 1409-1420, 1979.

Rossi F. e Villani P.: La regionalizzazione della piena annuale media attraverso un metodo analitico di tipo geomorfoclimatico, *Atti del XXI Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche*, L'Aquila, Vol.I, 225-242, 1988.

Silvagni G.: Valutazione dei massimi deflussi di piena, *Pubb. n. 489, Pubb. Ist. Idraulica, Univ. di Napoli*, 1984.

U.S. Weather Bureau (1960), *Rainfall intensity-frequency regime*, Tech. Pap.. N.29 (1-5), Washington D.C.

Vanmarcke E.: *Random fields: analysis and synthesis*, MIT Press, Cambridge, 1983.

Villani P.: Leggi empiriche di riduzione dei colmi di piena con la durata, in Rossi F. (ed.) *Previsione e prevenzione degli eventi idrologici estremi e loro controllo*, Rapporto 1987, CNR-GNCIDI, 1988.

Wood E.F. e Hebson C.: On hydrological similarity: 1. Derivation of the dimensionless flood frequency curve, *Wat. Resour. Res.*, 22(11), 1549-1554, 1986.

## Appendice

Anno	Q	$Q_D$									
		1	2	3	6	9	12	16	20	24	48
1952	59.5	54.4	49.7	45.4	31.5	23.5	19.7	16.3	14.0	12.2	8.1
1953	18.6	13.6	12.8	12.1	10.7	9.3	8.2	7.5	6.6	5.6	4.2
1954	54.9	53.5	52.4	51.2	47.0	41.6	39.3	38.0	34.0	31.6	20.7
1955	61.5	46.9	32.3	23.8	19.9	16.0	12.6	9.9	8.3	9.2	5.9
1957	67.6	56.9	47.0	44.1	33.6	26.5	21.7	17.5	16.2	15.7	9.3
1958	27.2	22.3	17.3	14.2	10.5	8.3	7.2	6.3	5.6	5.2	4.4
1959	63.9	59.8	57.4	54.0	48.9	45.8	42.6	38.2	33.7	29.3	15.5
1960	69.7	62.2	57.6	51.7	37.4	29.3	24.5	20.7	18.2	16.3	14.1
1961	12.7	11.7	10.7	9.7	7.2	5.8	5.7	5.1	4.6	4.2	2.4
1963	36.9	33.4	30.2	27.4	19.8	14.9	11.9	9.8	9.6	9.5	5.5
1964	29.9	27.0	25.7	23.7	21.2	19.5	17.8	15.5	13.6	11.9	9.9
1965	36.8	33.0	31.0	28.1	23.3	20.7	19.5	18.5	17.3	15.6	9.9
1966	60.9	51.6	43.3	35.5	21.6	15.7	13.2	11.6	10.3	9.4	7.1
1968	60.1	48.4	42.0	34.8	27.1	21.8	18.4	16.8	16.1	16.5	12.6
1969	79.2	65.3	52.7	41.1	31.1	27.6	24.2	20.8	18.1	15.8	8.9
1971	115.0	105.3	94.2	83.5	72.8	70.2	67.8	62.7	57.0	51.6	30.7
1972	116.0	91.3	66.6	49.0	27.7	19.2	14.9	11.6	9.8	8.6	5.6
1973	103.0	71.9	52.7	42.9	29.2	21.9	17.0	12.9	10.4	8.7	7.4
1974	13.9	12.5	11.1	10.1	9.1	8.4	7.7	7.2	6.8	6.5	5.1
1975	27.3	24.9	24.0	23.4	22.4	21.4	20.2	18.6	19.1	18.7	13.8
1976	41.6	35.3	31.7	28.7	24.6	23.8	22.2	21.5	19.5	17.6	11.6
1977	28.4	26.3	24.7	24.4	23.7	21.7	20.9	20.0	20.3	20.3	15.2
1978	47.6	45.2	42.6	40.1	33.5	28.4	24.8	21.5	19.2	17.8	12.3
1979	45.4	38.6	34.5	33.2	29.9	26.3	25.1	25.1	23.5	22.3	18.5

**Tab 12.II:** Massimi annuali delle portate al colmo Q e di quelle medie  $Q_D$  in assegnata durata D per l'arcidiaconata a P.Vecchio Rapolla

Anno	Q	$Q_D$									
		1	2	3	6	9	12	16	20	24	48
1964	30.6	29.9	29.1	28.3	25.5	22.7	20.3	17.8	15.4	13.4	6.7
1965	20.2	19.4	18.6	17.9	15.7	13.3	11.3	9.2	7.7	6.5	3.7
1967	52.4	49.3	46.6	44.1	33.0	23.5	17.8	13.5	17.0	17.2	8.7
1968	8.2	7.4	6.8	6.4	5.0	4.0	3.6	3.1	2.6	2.4	5.3
1969	29.1	27.5	26.7	25.4	23.2	21.3	19.9	18.9	18.7	17.2	9.9
1970	12.1	12.1	11.9	11.7	10.5	9.6	7.9	6.3	5.2	4.3	4.7
1971	29.6	29.3	28.9	28.2	25.8	22.5	18.1	13.6	10.9	9.1	7.1
1972	46.1	43.2	40.1	37.9	29.7	23.3	21.5	19.8	17.8	15.8	9.6
1973	41.7	41.5	40.9	40.4	38.2	35.0	31.6	27.2	24.2	22.0	15.7
1977	7.3	7.0	6.7	6.4	5.2	3.9	3.3	2.7	2.3	2.0	2.3
1978	7.0	7.0	6.9	6.9	5.4	5.0	4.9	4.5	4.0	3.5	3.0
1979	15.7	15.3	14.9	14.3	12.1	10.0	8.3	6.8	5.8	5.4	5.2

**Tab.12. III** Massimi annuali delle portate al colmo Q e di quelle medie  $Q_D$  in assegnata durata D per il Canale S.Maria a P.Lucera Torremaggiore



Anno	Q	1	2	3	6	$Q_D$	9	12	16	20	24	48
1964	20.3	18.3	16.3	14.9	14.1	12.4	12.0	11.0	9.3	8.0	4.2	
1965	35.2	32.4	29.7	26.9	20.3	15.6	12.7	10.2	8.6	7.3	6.5	
1967	30.4	26.2	24.2	21.1	16.6	13.4	11.2	9.4	9.9	9.3	5.1	
1968	33.0	30.5	28.1	26.5	23.0	20.6	17.6	13.6	11.1	9.3	7.2	
1969	61.1	56.6	52.1	48.0	40.5	34.5	32.1	30.3	29.7	27.8	15.2	
1970	11.0	9.7	8.9	8.0	6.8	6.0	5.4	4.7	4.0	3.5	14.4	
1971	25.6	23.8	21.9	20.1	16.1	14.2	13.3	12.1	10.8	9.0	17.2	
1972	24.4	23.5	22.7	21.8	18.7	15.6	13.5	11.9	10.8	9.9	6.2	
1973	63.1	57.5	51.8	45.0	30.7	24.4	25.2	23.2	21.2	19.3	12.6	
1974	13.7	12.6	11.6	11.2	10.9	9.5	8.3	7.0	5.9	5.1	5.9	
1975	11.2	10.5	10.2	9.6	8.0	6.6	5.7	4.9	4.2	3.5	5.1	
1976	18.0	13.9	12.9	12.1	10.0	8.0	6.4	5.1	4.3	3.8	5.2	
1977	15.6	14.3	13.1	12.0	9.8	8.2	7.2	6.3	5.6	4.9	3.0	
1978	76.6	58.3	50.3	41.9	25.1	20.4	18.6	17.2	16.2	15.3	12.2	
1979	20.4	19.8	19.1	18.0	15.0	13.0	11.4	9.8	8.7	8.5	7.8	

**Tab.12.IV:** Massimi annuali delle portate al colmo Q e di quelle medie  $Q_D$  in assegnata durata D per il Casanova a P.Lucera Motta

Anno	Q	1	2	3	6	$Q_D$	9	12	16	20	24	48
1964	14.2	13.5	12.8	12.2	10.3	8.8	7.7	7.2	6.7	6.0	4.0	
1965	94.0	88.4	84.2	79.6	61.3	48.0	39.4	31.9	26.9	23.4	15.6	
1966	32.0	30.1	28.2	26.4	20.5	16.6	14.6	14.2	13.5	12.4	8.3	
1967	29.5	27.7	25.8	24.0	19.8	17.3	15.2	13.7	14.0	13.7	8.2	
1968	78.8	71.7	64.1	58.3	47.9	39.1	33.6	29.0	26.1	23.8	15.0	
1969	65.4	56.0	50.8	48.3	38.2	31.8	28.6	25.7	23.9	22.7	13.8	
1970	29.8	28.2	26.1	24.3	21.7	19.0	16.7	14.2	11.8	10.3	7.5	
1971	24.1	23.0	21.9	20.8	18.0	16.5	15.0	14.5	13.3	12.0	7.4	
1972	40.8	35.8	33.3	30.4	25.2	23.5	22.2	19.8	17.9	15.9	11.9	
1973	31.9	26.0	22.8	22.2	19.9	18.5	17.6	17.2	16.9	16.1	12.1	
1974	20.4	19.6	19.1	18.4	16.2	14.1	12.5	11.0	9.9	9.2	8.8	
1975	23.5	21.9	19.4	17.8	13.5	10.9	9.4	7.9	6.4	5.5	4.0	
1976	50.4	47.5	43.3	38.5	27.4	21.6	18.2	15.4	14.4	13.6	9.7	
1977	9.5	9.3	9.1	8.7	7.5	7.0	6.6	5.9	5.3	5.0	6.4	
1978	62.6	57.1	53.0	47.3	34.2	29.3	26.3	24.1	22.2	20.1	11.9	
1979	21.1	21.1	20.9	20.4	18.3	16.5	14.9	13.4	12.9	12.4	10.8	

**Tab.12.V:** Massimi annuali delle portate al colmo Q e di quelle medie  $Q_D$  in assegnata durata D per il Celone a S.Vincenzo

Anno	Q	$Q_D$									
		1	2	3	6	9	12	16	20	24	48
1964	36.5	34.3	32.8	31.0	28.8	25.4	23.5	21.5	18.1	15.3	9.5
1965	36.5	34.4	32.3	29.8	21.2	16.6	13.2	10.4	8.6	7.3	5.0
1967	76.4	55.4	41.7	33.4	25.4	19.0	15.1	14.1	13.7	12.3	7.3
1968	64.1	45.0	40.6	34.6	26.7	21.7	18.2	14.8	12.5	10.9	6.0
1969	64.1	60.9	56.0	52.8	42.3	36.7	34.7	34.7	32.6	31.4	17.4
1970	26.9	23.3	19.7	17.0	15.5	12.6	10.1	8.0	6.5	5.4	17.8
1971	33.5	22.7	20.1	18.1	14.2	12.4	10.5	8.7	7.3	6.1	18.2
1972	51.2	33.6	33.5	32.3	26.8	21.6	18.5	15.4	13.1	11.3	6.6
1973	65.6	53.3	43.8	34.1	19.8	13.7	14.5	13.0	11.5	10.0	6.1
1974	33.1	29.7	25.5	21.9	14.9	11.1	8.7	6.9	5.7	5.0	5.9
1975	7.1	5.2	4.4	3.7	2.7	2.2	1.9	1.5	1.2	1.0	3.9
1977	14.4	11.4	9.4	7.3	5.6	4.5	3.9	3.2	2.7	2.3	1.4
1978	46.5	39.3	34.3	28.7	17.2	12.2	9.2	6.9	5.6	4.7	2.9
1979	30.3	27.7	25.9	23.8	19.6	15.1	12.1	9.5	7.7	6.5	4.5

**Tab.12.VI:** Massimi annuali delle portate al colmo Q e di quelle medie  $Q_D$  in assegnata durata D per il Salsola a Casanova

Anno	Q	$Q_D$									
		1	2	3	6	9	12	16	20	24	48
1964	42.1	35.6	32.2	26.8	15.7	10.8	8.3	6.2	5.0	4.1	2.1
1965	27.2	26.9	26.2	24.9	19.6	15.4	12.5	10.0	8.3	7.1	3.6
1966	6.1	5.7	5.2	4.8	3.6	2.8	2.2	1.8	1.5	1.3	0.6
1967	39.6	31.3	23.8	22.5	19.2	15.7	13.0	11.7	11.7	10.5	5.3
1968	6.6	4.6	4.4	4.3	3.9	3.5	3.4	3.2	2.7	2.3	3.6
1969	80.4	50.0	45.7	43.8	38.3	33.5	30.6	28.9	29.4	27.3	16.1
1970	16.8	16.1	15.1	14.3	13.1	10.1	8.1	6.2	5.1	4.3	2.8
1971	63.7	53.6	52.8	52.0	51.5	48.6	44.7	37.9	31.2	26.0	13.8
1972	55.7	53.9	51.7	49.5	43.0	34.7	28.1	22.5	18.8	15.8	8.6
1973	56.1	55.3	53.8	51.9	42.9	32.8	26.2	22.7	19.7	17.1	11.7
1974	34.8	32.1	31.9	31.4	27.5	23.4	20.3	17.0	14.1	11.9	9.5
1976	18.7	18.1	16.7	15.6	11.5	9.8	8.8	7.6	6.8	6.4	4.0
1977	26.4	24.1	21.8	19.5	14.2	11.0	9.1	7.4	6.3	5.6	3.3
1978	70.6	68.4	65.6	60.6	46.1	39.7	40.0	36.8	31.6	27.2	14.1
1979	50.0	49.0	47.7	46.0	39.6	32.8	26.8	21.4	18.1	16.5	14.8

**Tab.12.VII:** Massimi annuali delle portate al colmo Q e di quelle medie  $Q_D$  in assegnata durata D per il Triolo a P.Lucera Torremaggiore