

7. I tempi di ritardo caratteristici dei bacini idrografici

di R. Ermini e M. Fiorentino

7.1 Introduzione

Nei problemi di modellistica idrologica, si presenta spesso la necessità di valutare il tempo di ritardo caratteristico di un bacino idrografico. In particolare, in tema di valutazione delle piene, questo, insieme ad altre caratteristiche climatiche e morfologiche del bacino, consente di pervenire ad una stima della media dei massimi annuali delle portate al colmo, con tecniche di regressione, in mancanza o carenza di dati di portata direttamente misurati nelle sezioni di interesse. E' questa la portata indice, rispetto alla quale poi si adimensionalizza la portata istantanea massima annuale, una volta che se ne è individuata la legge di distribuzione di probabilità, da ritenersi valida in zone da identificare, che si definiscono omogenee dal punto di vista idrologico.

A tal proposito, si è già detto nel cap.1 che l'applicazione del modello TCEV regionalizzato si sviluppa attraverso tre "livelli" gerarchici successivi (Fiorentino et al., 1987a, 1987b), riguardanti rispettivamente la stima dei parametri di forma, di variazione e di posizione. Quest'ultimo parametro è appunto la portata indice Q ed è nell'ambito delle attività relative al "terzo livello" che ci si prefigge di individuare le relazioni che legano la portata indice Q ai parametri climatici e morfologici del bacino. In particolare vengono considerate le curve di probabilità pluviometrica, che conducono ai valori medi delle precipitazioni massime annuali di durata inferiore al giorno, oltre ai parametri di sintesi morfologica del bacino, quali sono l'area A ed il **tempo di ritardo caratteristico T_r** .

E' noto che il ritardo idrologico in un bacino rappresenta la distanza temporale tra il baricentro dell'idrogramma di piena superficiale, depurato cioè della portata di base che sarebbe defluita nel corso d'acqua anche in assenza dell'evento di piena, e quello del pluviogramma netto che l'ha provocata.

Questa grandezza, per uno stesso bacino idrografico, è generalmente molto variabile con gli eventi di periodo di ritorno T non elevato, ma rimane piuttosto stabile per eventi caratterizzati da valori di T superiori a 10-20 anni che sono quelli di maggior interesse per la valutazione probabilistica delle portate di piena (Rossi, 1974).

In considerazione di quanto appena esposto, nel presente lavoro si intende quale valore caratteristico T_r del tempo di ritardo, il valore medio dei tempi di ritardo relativi, per ogni bacino, ad eventi di piena osservati con periodo di ritorno superiore a 20 anni.

La stima del tempo di ritardo caratteristico consente l'applicazione regionalizzata della formula di tipo razionale

$$Q = C_* I_{Tr} A_m, \quad (7.1)$$

- con I_{Tr} pari alla media dei massimi annuali delle intensità di pioggia di durata pari al tempo di ritardo e C_* pari al coefficiente probabilistico di piena - che sembra adattarsi molto bene ai bacini dell'Italia meridionale (Rossi, 1974; Penta et al, 1978; Fiorentino et al., 1985).

Il parametro C_* , che congloba tre diversi effetti: -l'afflusso, la riduzione areale delle precipitazioni e la laminazione naturale del bacino- risulta generalmente poco variabile da un bacino all'altro di una stessa regione geografica, essendo sostanzialmente influenzato solo dalla presenza di affioramenti (come i carbonatici) a permeabilità alta ed altissima (per fessurazione e carsismo). E' da dire però che la ricerca delle leggi con cui C_* varia da bacino a bacino e da regione a regione è ancora oggi oggetto di approfondimenti, tendenti a spiegare le differenze esistenti tra le relazioni che si ricavano, con tecniche di regressione, nelle diverse regioni. Rossi (1974), dall'esame di eventi di piena per i quali siano noti afflussi, deflussi e tempi di ritardo, mostra che il coefficiente C_* è funzione crescente del tempo di ritorno, per valori di quest'ultimo inferiori a 20 anni, mentre per tempi di ritorno maggiori non varia per i bacini che ricadono entro una stessa regione idrologica omogenea.

7.2 La valutazione del tempo di ritardo

La definizione classica del tempo di ritardo, lo identifica, come già detto, con la distanza, valutata nella scala dei tempi, tra il centro di massa del pluviogramma efficace ed il centro di massa del corrispondente idrogramma superficiale (T_1 in Fig.1) (Clark, 1945; Linsley, 1945; Mitchell, 1948; Askew, 1968; Meynik, 1978).

Nella letteratura tecnico-scientifica, con riferimento ai legami tra portate defluite in una determinata sezione di un corso d'acqua e piogge cadute sul relativo bacino imbrifero, la suddetta definizione di tempo di ritardo non è l'unica presa a riferimento per l'analisi del ritardo degli idrogrammi rispetto ai pluviogrammi (Cfr. Askew, 1970; Singh, 1972). Un confronto con altre espressioni del tempo di ritardo, generalmente utilizzate, è riportato in Fig.7.1.

Overton (1970) introduce una particolare definizione espressa dall'intervallo di tempo T_3 (Fig.7.1) tra l'istante relativo al 50% di volume affluito e l'istante di tempo relativo al 50% del volume defluito. Altri Autori (Linsley, 1943; Snyder, 1938; Taylor & Schwarz, 1952; Mockus, 1957; Hickok & al., 1959) propongono invece la distanza temporale T_2 (Fig.1) tra il centro di massa del pluviogramma efficace ed il picco dell'idrogramma superficiale.

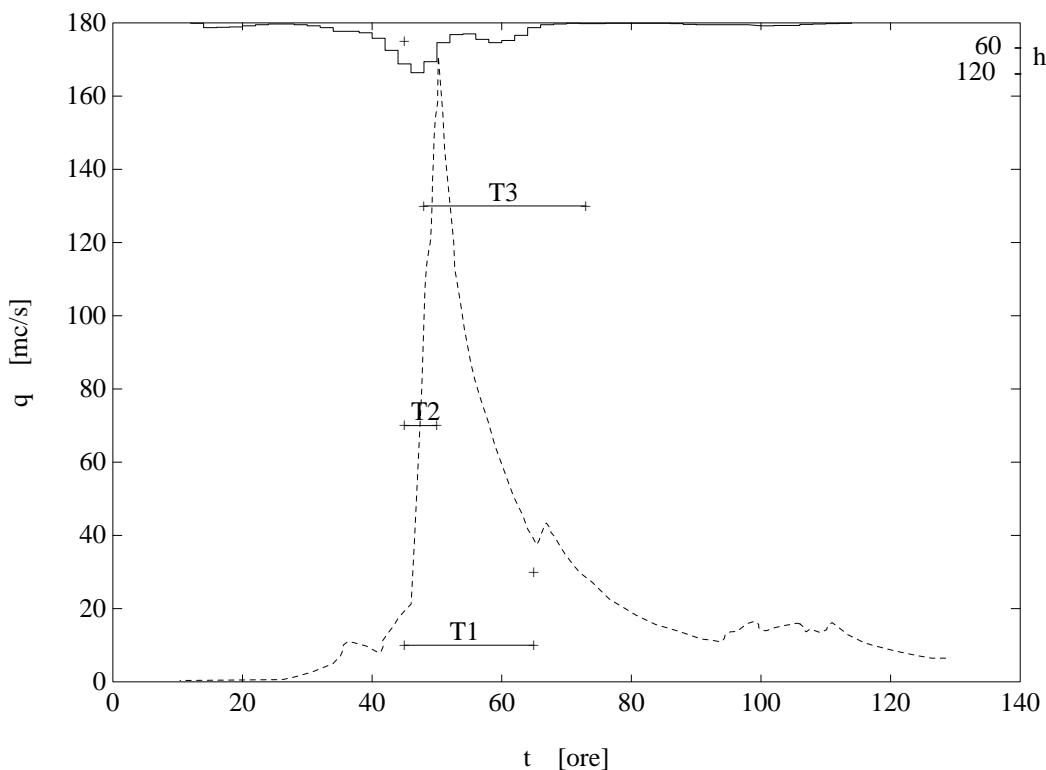


Fig 7.1 Rappresentazione dei diversi tempi caratteristici di ritardo:

- T1 =intervallo tra i centri di massa del pluviogramma efficace e dell'idrogramma superficiale
- T2 =intervallo tra il centro di massa del pluviogramma efficace e il picco dell'idrogramma superficiale
- T3 =intervallo tra gli istanti relativi al 50% del volume affluito e al 50% del volume defluito

L'intrinseca non linearità del fenomeno di risposta idrologica del bacino imbrifero, viene in gran parte spiegata dalla variabilità del tempo di ritardo rispetto ai singoli eventi (Diskin 1964). Ma, tra i diversi tempi caratteristici, via via considerati quello che fornisce i valori meno variabili, rappresentando pertanto una grandezza più affidabile per problemi di modellistica idrologica, è sicuramente il tempo di ritardo T_1 .

Nel passato è stata posta molta attenzione alla ricerca dei legami tra le diverse espressioni del tempo di ritardo e le caratteristiche morfologiche del bacino, o i valori caratteristici delle portate e delle precipitazioni. Diversi autori hanno cercato di individuare i legami tra i vari parametri morfologici e climatici di numerosi bacini imbriferi giungendo, in molti casi, a relazioni funzionali tra il tempo di ritardo (o altro tempo caratteristico), la superficie del bacino, l'altitudine media, la pendenza media, la lunghezza dell'asta principale, etc.

Con riferimento alla variabilità locale del tempo di ritardo, Rockwood (1958) descrivendo un modello matematico del bacino del fiume Columbia, assume che il tempo di ritardo sia inversamente proporzionale alla potenza 0.2 della portata media totale, ovvero mediata nel tempo di occorrenza del deflusso superficiale, mentre Minshall (1960) determina una dipendenza inversa del tempo di ritardo dall'intensità media di pioggia. Pilgrim (1966) osserva invece che il tempo di ritardo è inversamente proporzionale alla portata di picco.

In seguito Askew (1970) giunge ad affermare che il tempo di ritardo non è influenzato sensibilmente dall'andamento della precipitazione, mentre dipende fortemente dalle portate; in particolare l'esame di diversi eventi di piena lo porta a concludere che non è l'effettivo andamento delle portate ad influenzare tale parametro, ma il solo valore medio di queste.

Con riferimento anche alla variabilità spaziale, Laurenson (1962) indagando su 23 siti del South Creek (Australia) determina la relazione $T_r = 64Q_m^{-0.27}$, che lega il tempo di ritardo alla portata media associata all'idrogramma superficiale. Lo stesso Askew (1970), indagando su cinque bacini dell'Australia caratterizzati da superfici variabili da 5 a 90 Km², con altitudine media compresa tra 46 e 180 m.s.m., e precipitazioni medie annue dell'ordine di 700-1300 mm, determina analoghe relazioni fra il tempo di ritardo e la portata totale di piena mediata nel tempo di deflusso netto e pesata proporzionalmente all'entità di deflusso netto relativo all'istante considerato.

In Tab. 7.1 è fornito un quadro riassuntivo dei parametri adottati dai diversi autori, per l'interpretazione della variabilità sia locale che spaziale del tempo di ritardo, utilizzando tecniche di regressione. Si tratta di formule puramente empiriche, mentre più significative sono da ritenersi i tentativi di concettualizzazione del legame tra tempo di ritardo e caratteristiche del bacino, così come sono stati effettuati dagli autori che seguono.

Ferrari, Versace e Villani (1989), nel corso dell'indagine condotta in Calabria, nell'ambito del progetto VAPI, valutano per 20 distinti bacini imbriferi i legami fra portata indice e parametri del bacino. Nel loro lavoro gli Autori, per la valutazione del tempo di ritardo, applicano una tecnica di stima di tale parametro basata sul confronto tra le curve di riduzione dei volumi di piena (Fiorentino et al., 1987; Rossi e Villani, 1988), ottenute empiricamente dai dati disponibili, e quelle sintetiche, generate per diversi tempi di ritardo, in base ad un criterio estremante.

Autore	Tempo di ritardo	Parametri
Clark (1945)	T_1	L, S_c
Linsley (1945)	T_1	L, A, S_c
Johnston & Cross (1949)	T_1	W, S_0
Mitchell (1948)	T_1	A
Carter (1961)	T_1	L, S_a
O'Kelly (1955)	T_1	S_0
Dooge (1955)	T_1	A, S_0
Hoyt & Langbein (1955)	T_1	A
Wu (1963)	T_1	A, S_c, L
Nash (1960)	T_1	A, S_0
Cordery (1968)	T_1	L, S_c, W, S_0, n_m
Bell (1967)	T_1	A
Kennedy & Watt (1967)	T_1	L, S, S_b
Wu (1969)	T_1	A
Bell & Omkar (1969)	T_1	A
Laurenson (1962-64)	T_1	Q_m
Askew (1968)	T_1	A, Q_m
Askew (1970)	T_1	A, S_d, Q_m
Meynik (1978)	T_1	A_m, Q_p, D_r, I_d
Snyder (1938)	T_2	L, L_c
Linsley (1943)	T_2	L, L_c
Taylor & Schwar (1952)	T_2	L, L_c, S
Mokus (1957)	T_2	L_w, M, S_0
Hickoc, Keppel & Rafferty (1959)	T_2	A, S_0, D
Hickoc, Keppel & Rafferty (1959)	T_1	L_c, W, S_0, D

Tab. 7.1 Parametri usati dai diversi autori per la stima del ritardo delle piene

Di notevole interesse risultano le espressioni, ricavate da vari autori, che legano il tempo di ritardo alle caratteristiche del reticolo idrografico, calcolate in base alle teorie geomorfologiche di Horton (1945), Strahler (1952), Shreve (1966) e Smart (1972). Fattore comune di queste espressioni è che tutte contengono un parametro dinamico da tarare. Le metodologie per la determinazione di questo parametro sono ancora oggi oggetto di approfondimento scientifico ma, certamente, esse indicano la strada per una concettuale identificazione degli effetti del ritardo idrologico nella formazione dei deflussi di piena.

A questa categoria di formule possono essere ascritte quelle di Rodriguez-Iturbe & Valdes (1979), Rosso (1984) e Troutman & Karlinger (1984).

Rodriguez-Iturbe & Valdes (1979), formulando in maniera razionale la transizione di stato dei deflussi nel passaggio dai tronchi fluviali di ordine inferiore a quelli di ordine superiore, ricavano una relazione che lega il tempo di picco ai ben noti rapporti di Horton-Strahler, R_B , R_L ed R_A , nonché alla lunghezza l_w del ramo di ordine massimo, essendo w l'ordine del bacino.

Rosso regolarizza l'espressione dell'idrogramma unitario istantaneo geomorfologico (**GIUH** dalla sua dizione inglese) fornita da Rodriguez-Iturbe & Valdes (1979), mediante una funzione di forma gamma, molto comune in idrologia per essere stata introdotta da Nash (1958), precipuamente per l'interpretazione del processo di trasformazione afflussi-deflussi di piena. Essa è pertanto basata sulle stesse caratteristiche geomorfologiche sopra menzionate, ma utilizza, a differenza della precedente relazione, il tempo di ritardo in luogo del tempo di picco del GIUH.

Di estremo interesse, non solo per la sua semplicità formale, è la formula di Troutman e Karlinger

$$T_1 = \frac{l\sqrt{\pi n}}{c} \quad (7.2)$$

dove l è la lunghezza media dei segmenti fluviali compresi tra due confluenze successive, n è il numero di aste fluviali del primo ordine, comprese cioè tra ciascun punto più estremo di monte e la prima relativa confluenza, e c è la celerità media di propagazione della portata al colmo dell'idrogramma.

L'efficacia della (7.2) risulta però legata all'ovvia incertezza connessa con la scala della cartografia di base utilizzata per valutare l ed n , anche se il prodotto $l \cdot n^{1/2}$ appare molto meno sensibile alla scala cartografica di quanto non lo siano l ed n presi singolarmente.

È però interessante rielaborare la (7.2) utilizzando la formula, che Melton ha ricavato (1958) operando una regressione con altissimo coefficiente di correlazione sui dati di 156 bacini americani molto diversi tra loro per clima, superficie, uso e

copertura del suolo:

$$F_s = 0.69 D^2 \quad (7.3)$$

dove D è la densità di drenaggio del bacino ed F_s è la frequenza delle aste Hortoniane, espressa, per reti asintotiche, da

$$F_s = \frac{4}{3} \frac{n}{A_m} \quad (7.4)$$

con A_m ad indicare la superficie del bacino.

In base ai legami esistenti tra l , A_m , D ed n , e con le approssimazioni: $0.69 \cong 2/3$ e $N \cong 2n$, con N =numero totale di segmenti fluviali, la (7.2) dopo semplici passaggi diventa:

$$T_1 = 1.25 \frac{\sqrt{A_m}}{c} \quad (7.5)$$

che è di evidente semplicità applicativa, e richiede, oltre alla scontata conoscenza dell'area A_m del bacino, la sola taratura della celerità media di propagazione c dei picchi di piena nei diversi tronchi del reticolo fluviale. Per la taratura del parametro dinamico c , è ormai acquisito che si possa fare riferimento alla sola asta di ordine massimo del reticolo, in accordo con le considerazioni di carattere teorico che sottendono alle citate relazioni di Rodriguez-Iturbez & Valdes e Rosso.

Sempre per quanto riguarda la celerità c , risulta utile ricordare che Carlo Viparelli (1963) suggeriva, per i corsi d'acqua pedemontani, valori della velocità v caratteristica delle correnti di piena variabili di norma tra 1 ed 1.3 m/s, raggiungendo 1.5-2 m/s per i bacini a pendenza media molto accentuata. Trasformando questi valori di v nei rispettivi valori di celerità cinematica, pari ad $1.5v$, e sostituendoli nella (7.5), si ricavano le seguenti relazioni:

$$\text{Bacini a lieve pendenza} \quad T_1 = [0.214 \div 0.278] A_m^{.5} \quad (7.6)$$

$$\text{Bacini ad accentuata pendenza} \quad T_1 = [0.099 \div 0.185] A_m^{.5} \quad (7.7)$$

che sono del tutto paragonabili ad analoghe relazioni proposte, ad esempio, da Mitchell, (1948) $T_1 = 0.593 A_m^{.6}$, Hoyt & Langbein, (1955) $T_1 = [0.68-2.05] A_m^{.4}$.

La possibilità che la (7.5) offre di determinare un solo valore del tempo caratteristico per ogni bacino imbrifero è da intendersi nello spirito della formula di tipo razionale, ovvero di determinazione di valori medi, T_r , di T_1 , relativi alle portate più elevate.

7.3 Metodologia usata

Al fine di ricercare una stima affidabile del tempo di ritardo caratteristico per i corsi d'acqua pugliesi, sono state analizzate le registrazioni pluviometriche e idrometriche relative agli eventi di piena osservati.

La valutazione del tempo di ritardo caratteristico è stata così effettuata per nove importanti sottobacini appartenenti all'area della Puglia settentrionale, utilizzando dati raccolti nel periodo di osservazione che va dal 1918 al 1979.

Per la valutazione dei tempi di ritardo dei diversi eventi esaminati si è preferito l'utilizzo di un software preconfezionato (HEC-1) messo a punto nel 1967 dall'Hydrologic Engineering Center di Davis, California, e successivamente modificato col passare degli anni. La scelta di procedere alla valutazione del tempo di ritardo utilizzando un package esistente, anziché sviluppare un metodo personalizzato implica una maggiore snellezza operativa e garantisce inoltre una perfetta riproducibilità e trasportabilità dei risultati che possono quindi essere correttamente confrontati con quelli di altri autori, o ottenuti attraverso altre metodologie.

I diversi dati di pioggia e portata, relativi alle varie stazioni sono stati acquisiti mediante digitalizzazione elettronica assistita da computer, deducendoli dagli Annali del S.I.I. (Parte II-Sez. F), e successivamente elaborati mediante il programma di calcolo HEC-1 che, sulla base di altre informazioni (area del bacino, caratteristiche dell'idrogramma di base, tipo di perdite da considerare,...) effettua la ricostruzione dell'idrogramma sperimentale, con possibilità di ottimizzazione rispetto alla ricostruzione del picco e possibilità di scelta fra tre modelli molto noti, quali quelli di Clark (1945), Snyder (1938) e SCS (1972, 1975).

L'ottimizzazione dell'idrogramma ricostruito si effettua minimizzando le somme dei valori assoluti delle differenze tra le ordinate dell'idrogramma sperimentale e quelle dell'idrogramma computato in un intorno del valore di picco.

In particolare, nella applicazione della procedura descritta ai nove sottobacini esaminati, gli assorbimenti per infiltrazione sono stati considerati variabili durante l'evento con legge esponenziale, e per la ricostruzione dell'idrogramma si è fatto ricorso al metodo di Clark (1945).

La curva area-tempi utilizzata è quella suggerita dal software così come riportato in Fig. 7.2.

Come è noto, il modello di Clark propone che il fenomeno di formazione dei deflussi sia scomposto in due processi lineari distinti, che si combinano per riprodurre il fenomeno globale.

Il primo di tali processi è quello caratteristico di un serbatoio lineare di costante

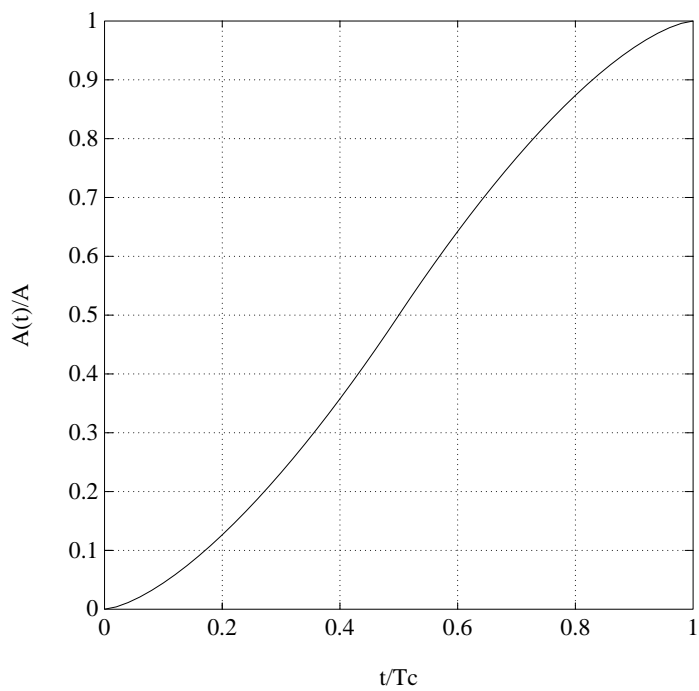


Fig. 7.2: Curva area-tempi

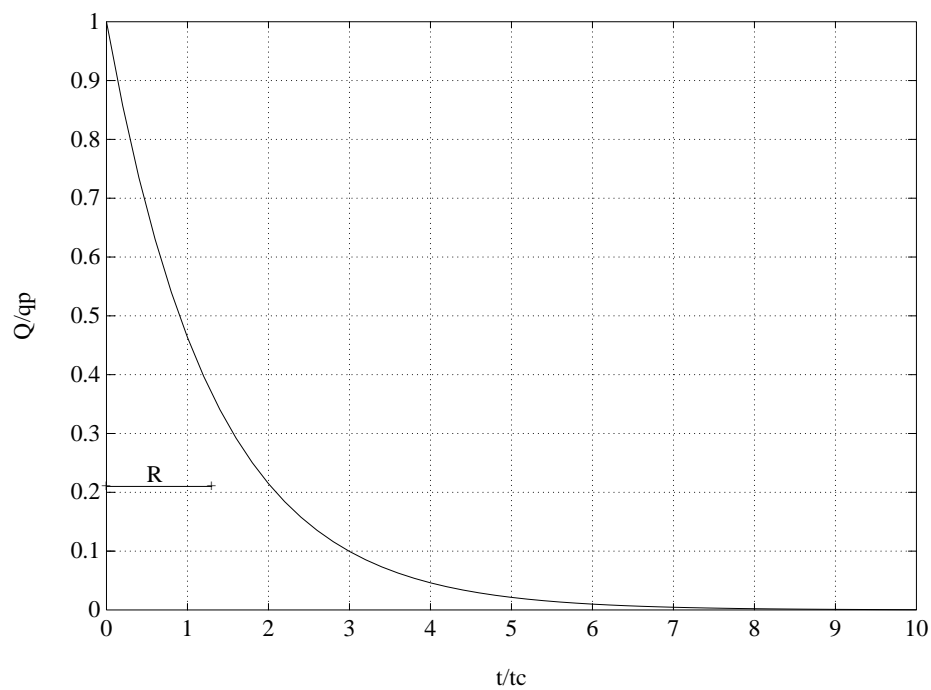
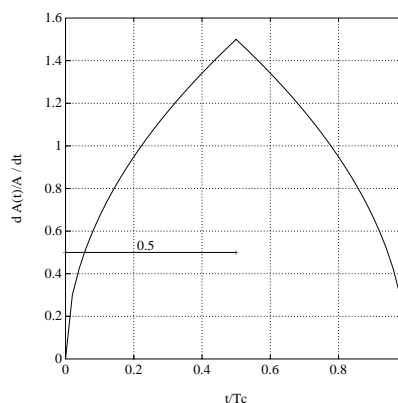


Fig.7.3: Prima componente della funzione di trasformazione (IUH)

R, al quale corrisponde una funzione di trasformazione (IUH), schematicamente riassunta in Fig. 7.3, che risulta caratterizzata da un proprio tempo di ritardo $T_{1r}=R$.

Il secondo dei processi elementari è invece quello caratteristico del solo scorrimento superficiale, che è rappresentato da una funzione di trasformazione rappresentabile attraverso la curva area-tempi adimensionalizzata (Fig.7.4), alla quale corrisponde quindi un proprio tempo di ritardo $T_{2r}=0.5T_c$.

Fig.7.4: Seconda componente della funzione di trasformazione (IUH).



Ipotizzando la linearità del fenomeno, il tempo di ritardo globale viene fornito dalla somma delle due componenti elementari R e $T_c/2$, in cui i termini specificati assumono rispettivamente i significati di coefficiente di accumulo e di tempo di concentrazione.

Successivamente, utilizzando anche le serie dei valori medi dei massimi annuali, sono state ricercate (per ogni sottobacino) le curve interpolatrici dei tempi di ritardo espressi in funzione dei tempi di ritorno osservati delle relative portate di picco

Queste curve, così come era lecito attendersi sulla scorta di precedenti esperienze riportate in letteratura (Rossi, 1974), hanno mostrato una sostanziale tendenza dei tempi di ritardo a diventare costanti al crescere del periodo di ritorno.

In tal modo è stato possibile scegliere un valore unico di T_r da assumere come rappresentativo di ogni singolo bacino, e pari a quello medio tra quelli relativi a tempi di ritorno maggiori o uguali a venti anni.

Si è quindi ricercato il legame correlativo tra area A e T_r formalizzabile attraverso relazioni del tipo (7.5).

7.4 Applicazione ed analisi dei risultati

In figura 7.5 sono riportati in nove sottobacini della Puglia settentrionale, che ricadono entro l'area indagata appartenente ai bacini idrografici dell'Ofanto, del Candelaro, del Cervaro e del Carapelle.

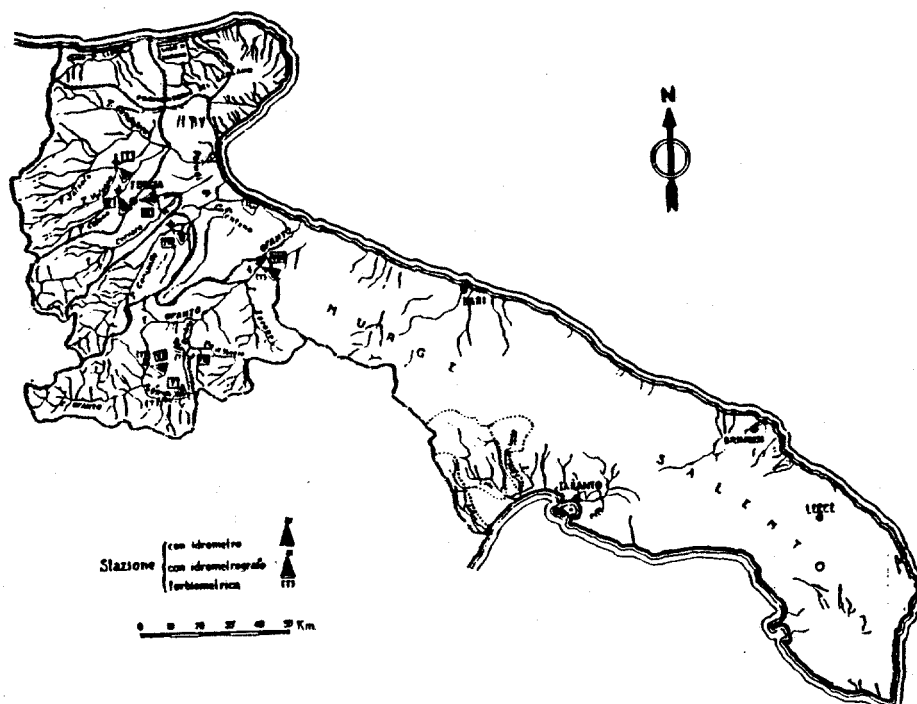


Fig.7.5: Localizzazione dell'area dell'indagine

Si tratta di bacini l'un l'altro confinanti e caratterizzati da un'estensione compresa tra i 120 e i 2700 Km², con un'altitudine media di 230-810 ms.l.m. ed una permeabilità percentuale, dedotta dagli Annali del S.I.I., variabile da 0 a 60 %.

Applicando la descritta procedura di valutazione del ritardo, si sono ricavati i valori dei diversi parametri considerati e si sono riportati nelle Tab. da 7.2a a 7.2d, relativamente ai diversi eventi considerati.

Con l'intento di fornire un ampio quadro conoscitivo, nelle suddette tabelle sono stati riassunti alcuni parametri morfometrici, caratteristici dei sottobacini esaminati, i diversi parametri di "base-flow" assunti per la depurazione degli idrogrammi, ed i diversi parametri del modello che sono risultati dall'ottimizzazione effettuata.

In particolare, secondo l'approccio del programma di calcolo usato, i parametri di base flow vengono identificati con le seguenti variabili: Q_{start} , che rappresenta la portata di base dell'idrogramma (in assenza di precipitazioni), Q_{rcsion} che è la portata di inizio della fase di decadimento esponenziale, e infine R_{tior} , che rappresenta il rapporto tra Q_{rcsion} e la portata che defluisce un'ora dopo (fig.7.6).

I parametri caratteristici degli assorbimenti sono identificabili mediante le variabili: STRKR, DLTKR, RTIOL, ERAIN (Fig.7.7), alle quali vengono attribuiti rispettivamente i significati di valore iniziale del coefficiente di perdita della curva esponenziale, di valore di perdita cumulata di precipitazione entro cui il coefficiente precedente incrementa, di rapporto tra i coefficienti della curva esponenziale di perdita relativi a due punti aventi differenza di perdita di 10 mm, e di esponente di precipitazione per la funzione di perdita (compreso tra 0.0 e 1.0).

Stazione	ID	Am Kmq	Hmed m.s.m.	Parametri di BASE FLOW			Parametri del modello di CLARK	
				Q_{start} mc/s	Q_{rcsion} mc/s	R_{tior}	Tc ore	R
Salsola a Pte Foggia S.Severo	6064	463.00	235.00	0.93	8.77	1.128	14.16	6.91
Celone a Pte Foggia S.Severo	8071	256.00	380.00	0.40	6.47	1.012	3.79	4.86
Celone a Pte Foggia S.Severo	8081	256.00	380.00	0.83	8.53	1.016	6.00	18.00
Cervaro ad Incoronata	10015	657.00	379.00	5.07	31.28	1.055	1.77	12.15
Cervaro ad Incoronata	10022	657.00	379.00	2.82	59.01	1.057	11.96	25.73
Cervaro ad Incoronata	10031	657.00	379.00	7.70	20.68	1.006	6.66	3.65
Carapelle a Carapelle	11045	720.00	510.00	3.72	37.96	1.008	32.46	2.29
Carapelle a Carapelle	11051	720.00	510.00	3.50	62.80	1.075	6.40	4.61
Carapelle a Carapelle	11114	720.00	510.00	0.10	60.44	1.175	12.07	4.28
Atella a Pte sotto Atella	13175	158.00	813.00	7.30	10.08	1.011	0.52	3.27
Atella a Pte sotto Atella	13202	158.00	813.00	3.33	13.63	1.035	4.09	2.01
Ofanto a Monteverde scalo	14123	1028.00	657.00	13.00	44.60	1.001	10.35	6.97
Ofanto a Monteverde scalo	14141	1028.00	657.00	8.29	36.02	1.001	2.06	8.49
Arcidiaconata Pte Rapolla Lavello	15188	124.00	530.00	2.70	5.31	1.029	0.52	10.27
Venosa a Pte S.Angelo	18109	261.00	502.00	0.90	3.50	1.107	1.03	10.74
Venosa a Pte s.Angelo	18192	261.00	502.00	5.50	25.60	1.019	7.42	3.65
Venosa a pte S.Angelo	18217	261.00	502.00	1.01	21.90	1.019	1.10	17.25
Ofanto a S.Samuele di Cafiero	20093	2716.00	454.00	45.60	169.45	1.139	23.32	9.98
Ofanto a S.Samuele di Cafiero	20151	2716.00	454.00	13.30	70.10	1.129	21.85	12.93

Tab.2.a: Quadro conoscitivo dei diversi parametri considerati

Stazione	T1	Carat. di picco IUH		Carat. degli assorbimenti				
		qp mc/s	tp ore	ESPONENZIALI				Hu mm
				STRKR	DLTKR	RTIOL	ERAIN	
ore								
Salsola a Pte Foggia S.Severo	13.80	9.00	11.50	4.02	10.06	1.00	0.50	18.181
Celone a Pte Foggia S.Severo	6.63	10.00	3.50	15.87	15.85	1.82	0.07	1.617
Celone a Pte Foggia S.Severo	20.53	3.00	7.00	733.62	9.22	1.33	0.50	8.914
Cervaro ad Incoronata	12.75	13.00	3.00	3.81	4.35	1.74	0.18	0.763
Cervaro ad Incoronata	31.03	6.00	12.00	8878.25	101.05	1.30	0.78	14.110
Cervaro ad Incoronata	6.88	24.00	5.50	16.68	23.86	2.02	0.07	1.598
Carapelle a Carapelle	18.42	9.00	18.00	21.99	107.09	2.31	0.25	0.452
Carapelle a Carapelle	7.69	24.00	6.00	20.83	68.03	1.92	0.34	1.704
Carapelle a Carapelle	10.21	18.00	9.50	27.00	86.68	2.17	0.51	8.680
Atella a Pte sotto Atella	3.45	12.00	1.00	7.42	10.78	1.40	0.02	3.273
Atella a Pte sotto Atella	4.01	10.00	3.50	0.69	0.80	1.40	0.26	0.774
Ofanto a Monteverde scalo	11.97	24.00	9.00	4.30	23.67	1.80	0.10	0.518
Ofanto a Monteverde scalo	9.28	29.00	4.00	83.21	142.08	1.99	0.10	0.403
Arcidiaconata Pte Rapolla Lavello	10.26	3.00	1.00	10.70	18.41	1.83	0.24	2.538
Venosa a Pte S.Angelo	10.97	6.00	2.00	1.16	2.97	1.97	0.67	0.645
Venosa a Pte s.Angelo	7.26	9.00	6.00	15.20	26.30	1.99	0.48	2.838
Venosa a pte S.Angelo	17.34	4.00	1.50	2.25	7.04	1.92	0.32	0.711
Ofanto a S.Samuele di Cafiero	21.40	32.00	19.50	0.00	0.00	2.69	1.00	0.000
Ofanto a S.Samuele di Cafiero	23.51	30.00	18.50	5.04	8.38	1.93	0.31	0.904

Tab.2.b: Quadro conoscitivo dei diversi parametri considerati

Stazione	PIOGGE NETTE		IDROGRAMMA			OSSERVATO		
	H equiv. mm	tcm ore	Q cumul. mc	H equiv. mm	Q med. mc/s	tcm ore	Q picco mc/s	t picco ore
Salsola a Pte Foggia S.Severo	19.149	23.39	4921	19.132	27.00	39.52	127.00	35.50
Celone a Pte Foggia S.Severo	38.220	40.58	6079	42.740	20.00	61.62	168.00	40.00
Celone a Pte Foggia S.Severo	16.018	44.15	1547	21.756	5.00	113.54	50.00	50.00
Cervaro ad Incoronata	53.115	138.90	9992	54.748	33.00	156.59	281.00	149.00
Cervaro ad Incoronata	56.180	45.59	20157	55.226	67.00	67.74	460.00	57.00
Cervaro ad Incoronata	35.936	44.40	14955	40.973	75.00	52.30	514.00	42.50
Carapelle a Carapelle	51.455	158.03	11316	56.582	38.00	163.87	492.00	161.00
Carapelle a Carapelle	47.900	43.35	20173	50.432	67.00	59.24	688.00	49.50
Carapelle a Carapelle	15.881	16.75	6586	16.466	33.00	28.97	521.00	26.50
Atella a Pte sotto Atella	22.913	37.48	3762	42.855	13.00	62.76	112.00	35.50
Atella a Pte sotto Atella	18.710	12.64	2481	28.260	8.00	47.37	142.00	15.00
Ofanto a Monteverde scalo	82.606	139.34	32175	103.419	107.00	141.79	799.00	175.00
Ofanto a Monteverde scalo	142.825	304.88	26536	170.591	88.00	312.19	996.00	364.00
Arcidiaconata Pte Rapolla Lavello	29.947	38.75	2448	35.540	8.00	64.50	64.00	38.50
Venosa a Pte S.Angelo	33.702	68.73	2668	36.797	9.00	99.88	57.00	77.00
Venosa a Pte s.Angelo	40.449	39.47	8324	57.405	28.00	57.73	245.00	45.00
Venosa a pte S.Angelo	25.655	45.59	4670	32.207	16.00	73.20	68.00	44.50
Ofanto a S.Samuele di Cafiero	67.440	110.68	45911	91.280	153.00	146.76	994.00	91.50
Ofanto a S.Samuele di Cafiero	38.152	40.96	57543	38.136	192.00	69.10	1017.00	57.00

Tab.2.c: Quadro conoscitivo dei diversi parametri considerati

Stazione	IDROGRAMMA			COMPUTATO		
	Q cumul. mc	H equiv. mm	Q med. mc/s	tcm ore	Q picco mc/s	t picco ore
Salsola a Pte Foggia S.Severo	4957	19.273	28.00	37.15	128.00	37.00
Celone a Pte Foggia S.Severo	6076	42.722	20.00	52.82	174.00	40.00
Celone a Pte Foggia S.Severo	1548	21.775	5.00	85.37	51.00	49.00
Cervaro ad Incononata	9995	54.765	33.00	151.37	372.00	147.00
Cervaro ad Incononata	20164	55.224	67.00	74.56	286.00	58.00
Cervaro ad Incononata	15016	41.139	75.00	52.42	430.00	44.00
Carapelle a Carapelle	11288	56.438	38.00	176.88	258.00	155.00
Carapelle a Carapelle	20299	50.746	68.00	52.37	632.00	49.00
Carapelle a Carapelle	6587	16.467	33.00	27.45	277.00	25.00
Atella a Pte sotto Atella	3764	42.879	13.00	54.55	131.00	37.50
Atella a Pte sotto Atella	2481	28.259	8.00	26.58	136.00	15.00
Ofanto a Monteverde scalo	32178	103.428	107.00	157.36	590.00	176.00
Ofanto a Monteverde scalo	26710	171.706	89.00	324.13	766.00	366.00
Arcidiaconata Pte Rapolla Lavello	2460	35.708	8.00	52.46	59.00	44.00
Venosa a Pte S.Angelo	2667	36.780	9.00	87.80	57.00	46.00
Venosa a Pte s.Angelo	8325	57.414	28.00	57.20	241.00	46.00
Venosa a pte S.Angelo	4671	32.211	16.00	69.64	73.00	46.50
Ofanto a S.Samuele di Cafiero	34031	67.662	113.00	130.40	619.00	96.00
Ofanto a S.Samuele di Cafiero	57522	38.122	192.00	64.01	896.00	58.00

Tab.2.D: Quadro conoscitivo dei diversi parametri considerati

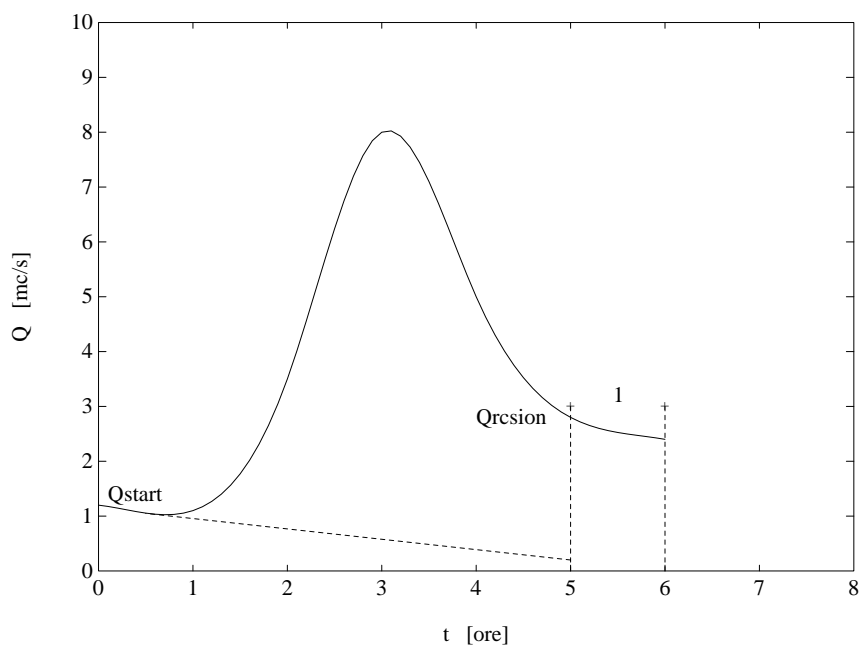


Fig.7.6: Parametri di Base-Flow

In Tab. 7.3 oltre ai dati morfometrici dei bacini imbriferi, ricavabili dal SIBIP (cap. 6), vengono riportati i diversi tempi di ritardo (t_r), dedotti applicando l'HEC-1, i tempi caratteristici (T_r) ed i valori del ritardo deducibili dalla correlazione logaritmica con le aree:

$$T_r = 0.344 A^{0.5} \quad (7.6)$$

ottenuta in base ad una stima ai minimi quadrati.

Il confronto riportato nelle colonne T_r , $T_r(A)$ tra i risultati ottenuti mediante l'HEC-1 ed i valori ricavati con la (7.6), mostra che l'errore percentuale dei valori forniti dalla (7.6) oscilla tra l'8 % ed il 23 % dei valori osservati.

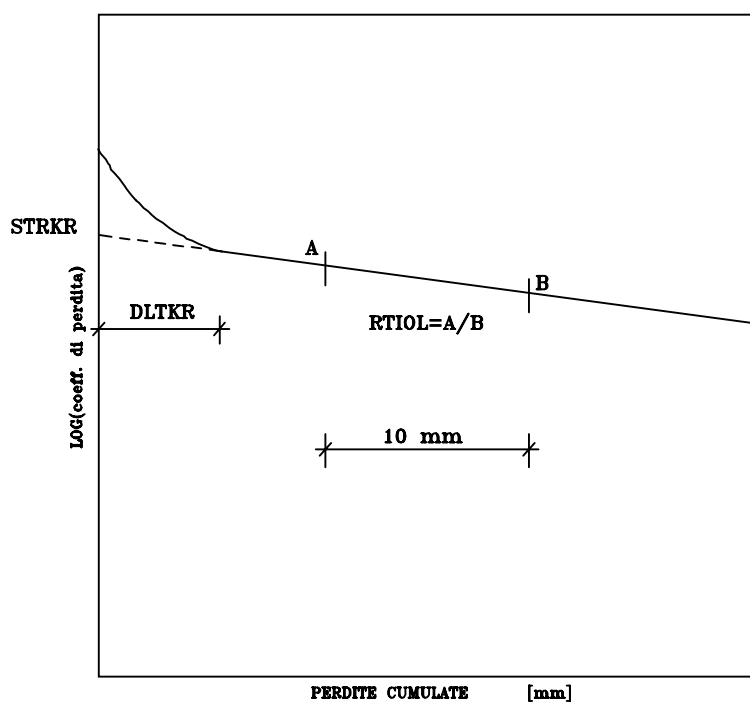


Fig.7.7: Parametri degli assorbimenti.

L'errore massimo del 22.6 %, è però relativo al bacino sotteso dalla sezione di Venosa a Pte S. Angelo, per la quale l'evento di maggiore intensità tra quelli disponibili, è di periodo di ritorno molto basso, addirittura inferiore a 10 anni. Ciò contribuisce a spiegare l'osservata sovrastima del tempo di ritardo riscontrata per tale caso, e consente di ritenere poco significativo per gli scopi di questo lavoro, il dato calcolato nella detta sezione.

BACINO	STAZIONE	ID	Am Kmq	Hmed m.s.m	p,p %	Qp mc/s	T anni	T1 ore	Tr ore	Tr(A) ore
Candelaro	Salsola Pte Foggia S. Severo	06064	463	235.00	33	127	7	13.8		7.40
	Celone Pte Foggia S. Severo	080710	256	380.00	24	171	40	6.63	6.63	5.50
		080810	256			49.6		20.53		
Cervaro	Cervaro a Inconronata	100150	657	379.00	24	280	3.4	12.75		
		100220	657			465	27	31.03		
		100310	657			524	53	6.88		
		110450	720	510.00		496	7.4	18.42		
Carapelle	Carapelle a Carapelle	110510	720		56	691	18.5	7.69	7.69	9.23
		111140	720			525	9.25	10.21		
		132020	158			142	23	4.01		
Ofanto	Atella Pte sotto Atella	131750	158	813.00	15	110	7.67	3.45	4.01	4.32
		141230	1028	657.00		782	10	11.97		
		141410	1028			983	27	9.28		
	Arcidiaconata Pte Rapolla Lavello	151880	124	530.00	37	63.9	10.26			
		181090	261	502.00		58.2	4.38	10.97		
	Venosa Pte S. Angelo	181920	261		0	245	17.5	7.26	7.26	5.56
		182170	261			65.5	5	17.34		
	Ofanto S. Samuele di Cafiero	200930	2716	454.00	5	1024	20	21.4	22.4	22.4
		201510	2716			1040	24	23.51		

Tab.7.3: Parametri morfologici e tempi di ritardo dei bacini

In Fig.7.8 l'espressione quiricavata per i corsi d'acqua pugliesi è posta a confronto con la (7.5) applicata per due valori della celerità c (0.5 e 3.0 m/s).

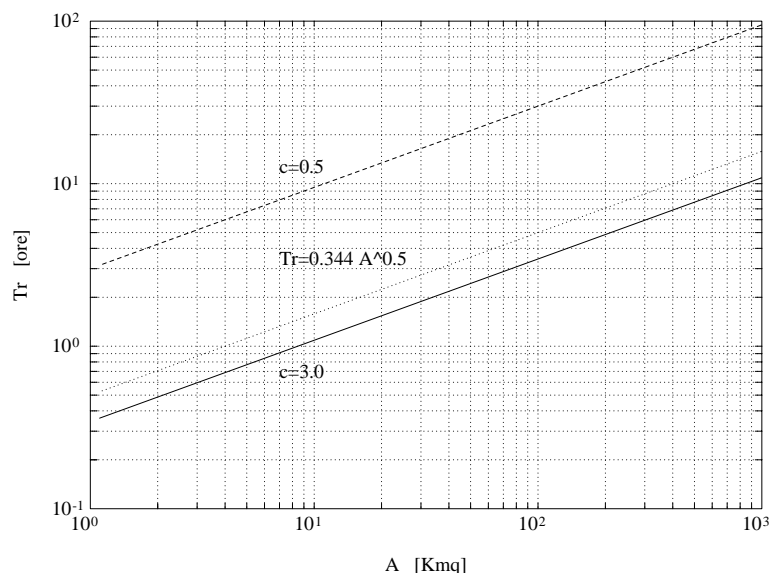


Fig.7.8: Confronto della (7.6) con la (7.5) applicata con c pari a 0.5 e 3.0 m/s.

7.5 Conclusioni

La presente indagine ha mostrato che il tempo di ritardo, fornito dalla distanza temporale tra il centro di massa del pluviogramma netto ed il centro di massa del corrispondente idrogramma superficiale, varia considerevolmente in funzione delle diverse caratteristiche morfologiche e climatiche del bacino.

E' però possibile definire, per ogni bacino, un tempo di ritardo caratteristico H che sia ben correlato con l'area del bacino imbrifero. Per i nove sottobacini della Puglia settentrionale, è stato riscontrato un buon adattamento della relazione $T_r = 0.344 A_m^{0.5}$.

La relazione ricavata è in ottimo accordo con l'altra, di tipo teorico, proposta in questo lavoro, che indica per il tempo di ritardo caratteristico $T_r = 1.5 A_m / c$, con le variabili espresse in unità congruenti.

L'utilizzo di tale formula, per il calcolo dei tempi di ritardo caratteristici, permette l'applicazione di formule di tipo razionale per il calcolo della portata indice, assunta pari al valore medio dei massimi annuali delle portate al colmo.

7.6 Bibliografia

- Askew A. J.: Lag time of natural catchments. Report No. 197, 209 p., *Water research Laboratory*, The University of New South Wales, Australia, 1968.
- Askew A. J.: Derivation of formulae for variable lag time. *Journal of Hydrology*, Volume 10, pp. 225-242, 1970.
- Bell F. C.: Estimating design floods from extreme rainfall. *Technical Report CER 67-68FCB5*, pp. 63, Civil Engineering Department, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, 1967.
- Bell F. C., Omkar, S.: Characteristic response times in design flood estimation. *Journal of Hydrology*, Volume 8, pp. 173-196, 1969.
- Carter R. W.: Magnitude and frequency of floods in suburban areas. *U. S. Geological Survey Professional Paper No. 424-B*, pp. 11, Washington D. C., 1961.

- Clark C. O.: Storage and the unit hydrograph. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, volume 110, pp.1419-1446, 1945.
- Cordery I.: Synthetic units graph for small catchements in Eastern New South Wales. *Civil Engineering Transactions, Institution of Engineers (Australia)*, Volume 10, pp.47-58, 1968.
- Diskin M. H.: The role of lag in a quasi-linear analysis of the surface runoff systems. In Schulz, E. F., Koelzer, V. A. and Mahmood, K., editors: *Floods and Droughts*, pp. 133-144, *Water Resources Publications*, Fort Collins, Colorado, 1973.
- Dooge J. C. I.: Discussion of the employment of unit hydrograph to determine the flows of Irish arterial drainage channels. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers (Ireland)*, Volume 4, 1955.
- Ferrari E., Versace P. e Villani P.: Terzo livello di analisi delle piene in Calabria, in *Rapporto 1988-Linea1*, Rossi, F., (Ed.), GNDICI-CNR, Roma, 1989.
- Fiorentino M., Gabriele S.: Distribuzione TCEV: metodi di stima dei parametri e proprietà statistiche degli stimatori. *Geodata 25*, Cosenza, 1985.
- Fiorentino M., Rossi F., Villani P.: Effect of the basin geomorphoclimatic characteristics on the mean annual flood reduction curve. *Proc. 18th Annual Pittsburgh Mod. Simul. Conf.*, Volume 5, pp. 114-119, IASH Publ., 1987.
- Hickock R. B., Keppel R. V., Rafferty B. R.: Hydrograph Syntesis. *Agricultural Engineering*, Volume 15, pp.608-611, 615, 1959.
- Horton R E.: Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*, Volume 56, pp. 275-370, 1945.
- Hoyt W. G., Langbein W. B.: *Floods*. Princeton University Press, New Jersey, 469 p., 1955.
- Johnston D., Cross W. P.: *Elements of applied hydrology*. Renald Press, New York, 1949.
- Kennedy R. J., Watt W. E.: The relationship between lag time and the physical characteristics of drainage basins in Southern Ontario. *International Association of Scientific Hydrology*, Publication No.85, pp.866-874, 1967.
- Laurenson E. M.: Hydrographsyntesis of runoff routing. *Report No. 66, Water Research Laboratory*, The University Of New South Wales, Australia, 1962.

- Laurenson E. M.: A catchment storage model for runoff routing. *Journal of Hydrology*, Volume 2, pp. 141-163, 1964.
- Linsley R. K.: Application of the synthetic unit graph in the Western Mountain States. *Transactions, American Geophysical Union*, Volume 24, pp. 581-587, 1943.
- Meynik, W. J. C.: Catchment time response. Project 44/1977, 32 p., Darling Downs Institute of Advanced Education, Australia, 1978.
- Minshall, N. E.: Predicting storm run-off on small experimental watersheds. *Journal of the Hydraulic Division*, ASCE, Volume 86, No. HY8. Proc. Paper 2577, pp. 17-38, 1960.
- Mitchell, W. D.: Unit hydrographs in Illinois. Department of Public Works and Buildings, Division of Waterways, Illinois, 294 p., 1948.
- Mockus, V.: Use of storm and watershed characteristics in synthetic hydrograph analysis and application, U. S. Soil Conservation Service, 1957.
- Nash, J. E.: Determining run-off from rainfall. *Proceedings of the Institution of Civil Engineers*, Volume 10, pp. 163-184, Dublin, Ireland, 1958.
- Nash J. E.: A unit hydrograph study, with particular reference to British catchments. *Proceedings, Institution of Civil Engineers*, Volume 17, pp. 249-282, 1960.
- O'Kelly, J. J.: The employment of unit hydrograph to determine the flows of Irish arterial drainage channels. *Proceedings of Institution of Civil Engineers (Ireland)*, Volume 4(3), pp. 365-412, 1955.
- Overton, D. E.: Route or convolute. *Water Resources Research*, volume 6, No. 1 pp. 43-52, 1970.
- Penta, A., Silvagni, G., Versace, P.: Analisi regionale dei massimi annuali delle portate al colmo di piena. Incontro di studio su: Estremi idrologici e modelli di previsione, Perugia, 1978.
- Pilgrim, D. H.: Radioactive tracing of storm run-off on a small catchment. II Discussion of results. *Journal of Hydrology*, Volume 4, pp. 306-326, 1966.
- Rodriguez-Iturbe, I., Valdes, J. B.: The geomorphologic structure of hydrologic response. *Water Resources Research*, Volume 15, No. 6, pp. 1409-1420, 1979.
- Rockwood, D. M.: Columbia basin streamflow routing by computer. *Journal of the*

- Waterways and Harbors Division*, ASCE, volume 84, No.WW5, Proc. Paper 1874, pp.1874-7-14, 1958.
- Rossi, F.: Criteri di similitudine idrologica per le stime della portata al colmo di piena corrispondente a un assegnato periodo di ritorno. *Atti del XIV Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche*, Volume II, Napoli, 1974.
- Rossi, F., Fiorentino, M., Versace, P.: Two component extreme value distribution for flood frequency analysis. *Water Resources Research*, Volume 20, No.7, pp.847-856, 1984.
- Rossi F., Villani P.: La regionalizzazione della piena annuale media attraverso un metodo analitico di tipo geomorfoclimatico. *Atti del XXI Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche*, Volume I, pp.225-242, L'Aquila, 1988.
- Rosso R.: Nash model relation to Horton order ratio. *Water Resources Research*, Volume 20, No.11, pp.1611-1619, 1984.
- Soil Conservation Service: National engineering handbook. Section 4, U.S. Department of Agriculture, Washington, D. C., 1972.
- Soil Conservation Service: Urban Hydrology for small watersheds. *Technical Release No.55*, U.S. Department of Agriculture, Washington, D. C., 1975.
- Singh V. P.: Basin lag. Technical Report MSSU-EIRS-CE-81-4 Engineering and Industrial Research Station, Mississippi State University, Mississippi State, Mississippi, pp.64, 1982.
- Shreve R. L.: Statistical law of stream numbers. *Journal Geol.* No.74, pp.17-37, 1966.
- Strahler A.N.: Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Geological Society of America Bulletin* No.63, pp.1117-1142, 1952.
- Smart J. S.: Channel networks. *Advance in Hydroscience*, ed. V. T. Chow, Volume 8, pp.305-346, 1972.
- Snyder F.F.: Synthetic unit hydrograph. *Transactions of the American Geophysical Union*, Volume 19, No.1, pp.447-454, 1938.
- Taylor A., Schwarz, H.: Unit hydrograph lag and peak flow related to basin characteristics. *Transactions of the American Geophysical Union*, Volume 33, pp.235-246, 1952.

Troutman B. M., Karlinger M. R.: Unit hydrograph approximations assuming linear flow through topologically random channel networks. *Water Resources Research*, Volume 21, pp.743-754, 1984.

Versace P., Ferrari E., Gabriele S., Rossi F.: Valutazione delle piene in Calabria. CNR-IRPI, *Geodata*, Cosenza, 1989.

Viparelli C.: Ricostruzione dell'idrogramma di piena. *L'Energia Elettrica*. No.6, pp.421-428, 1963.

Wu I. P.: Design hydrographs for small watersheds in Indiana. Proceedings of the American Society of Civil Engineers, *Journal of the Hydraulics Division*, Volume 89, No.HY6, pp.35-66, 1963.

Wu I. P.: Hydrograph study and peak discharge determination of small watersheds: Island of Oahu. Technical Report No.30, Water Resources Research Center, University of Hawaii, Honolulu, Hawaii, 1969.

Elenco dei simboli

Q	Portata indice, coincidente con la P. media dei massimi annuali delle portate al colmo.
R_A, R_B, R_L	Indici di Horton relativi rispettivamente all'area, al numero di rami ed alle lunghezze.
l_w	Lunghezza del ramo di ordine massimo.
w	Ordine del bacino.
l	Lunghezza media dei segmenti fluviali compresi tra due confluenze successive.
n	Numero di aste fluviali del I ordine.
c	Celerità media di propagazione della portata al colmo dell'idrogramma.
T_r	Tempo di ritardo caratteristico.
T_1, T_2, T_3	Tempo di ritardo secondo le diverse definizioni.
T	Tempo di ritorno.
N	Numero totale di segmenti fluviali.
C_s	Coefficiente probabilistico di piena.

I_d	Altezza di pioggia effettiva in mm.
n_m	Coefficiente di scabrezza di Manning.
A	Area del bacino in miglia quadrate (sqm).
A_m	Area del bacino in Km ² .
S_c	Pendenza media del ramo principale in feet/miles.
S_0	Pendenza media del bacino in % .
S_a	Pendenza media del ramo principale pesata sull'area di influenza.
S	Pendenza media del ramo principale.
S_b	Fattore adimensionale che rappresenta il rapporto tra l'area A_b di laghi, stagni, etc., dei 2/3 superiori del bacino, e l'area del bacino, ($S_b = 1 + 20A_b/A$).
S_d	Misura della pendenza del terreno (rapporto adimensionale).
L	Lunghezza del ramo principale in miles.
L_c	Distanza, dalla sezione di chiusura, del baricentro del bacino, misurata lungo l'asta principale (in miles).
L_w	Lunghezza idraulica del bacino in ft .
W	Larghezza del bacino.
Q_m	Portata media associata all'idrogramma superficiale in cfs.
Q_p	Portata media di picco in mm/h .
D_r	Durata della pioggia effettiva in h .
D	Densità di drenaggio.
M	Parametro di copertura del suolo
I_{Tr}	Media dei massimi annuali delle intensità di pioggia di durate pari al tempo di ritardo.
v	Velocità caratteristica della corrente di piena.
T_c	Tempo di concentrazione.
R	Coefficiente di accumulo.
ID	Identificativo del bacino e del dato (N° stazione - N° evento - N° ordine evento).

H_{med}	Altitudine media del bacino imbrifero.
p.p.	Permeabilità percentuale.
$T_r(A)$	Tempo di ritardo caratteristico ricavato con la formula (7.6).
Q_{cumul}	Volume totale defluito nel corso dell'intero evento.
H_{equiv}	Altezza media di acqua equivalente al volume Q_{cumul} .
Q_{med}	Portata media totale dell'evento.
t_{cm}	Ascissa, in scala temporale, del baricentro del diagramma considerato.
Q_{picco}	Portata di picco dell'idrogramma considerato.
t_{picco}	Tempo relativo alla portata Q_{picco} .
q_p	Portata di picco dell'IUH.
t_p	Tempo relativo alla portata q_p .
Q_{start}	Portata di base dell'idrogramma, in assenza di precipitazioni.
Q_{rcsion}	Portata valutata all'inizio della fase di decadimento esponenziale.
Rtior	Rapporto adimensionale tra Q_{rcsion} e la portata valutata a distanza di un ora.
STRKR	Valore iniziale del coefficiente di perdita della curva esponenziale.
DLTKR	Valore della perdita di precipitazione cumulata entro cui il coefficiente STRKR incrementa.
RTIOL	Rapporto tra i coefficienti della curva esponenziale di perdita relativi a due punti aventi differenza di perdita pari a 10 mm.
ERAIN	Esponente di precipitazione per la funzione di perdita.
H_u	Eccesso di precipitazione, a carattere uniforme, equivalente a quello esponenziale.