



REGIONE LIGURIA



Autorità di Bacino Distrettuale
dell'Appennino Settentrionale

TORRENTE BISAGNO



PIANO DI BACINO STRALCIO PER LA TUTELA DAL RISCHIO IDROGEOLOGICO

(ai sensi dell'art. 1, comma 1, del D.L.
180/1998 convertito in L. 267/1998)



IDROLOGIA

APPROVAZIONE	Delibera del Consiglio Provinciale di Genova n. 62 del 04/12/2001
ULTIMA MODIFICA DELL'ELABORATO	Decreto del Segretario Generale n. 119 del 23/11/2022
ENTRATA IN VIGORE	Pubblicazione sul BURL n. 51 del 21/12/2022 – parte II

INDICE

REGIME DELLE PIOGGE INTENSE	2
ASTA PRINCIPALE ED AFFLUENTI IN SPONDA SINISTRA	3
1. PREMESSA	3
2. LINEE SEGNALETRICI DI PROBABILITÀ PLUVIOMETRICA.....	4
2.1. <i>Significato probabilistico</i>	4
2.2. <i>Modelli adottati</i>	6
2.3. <i>Dati elaborati</i>	8
2.4. <i>Risultati delle elaborazioni</i>	9
3. VALUTAZIONE IN FREQUENZA DELLE PRECIPITAZIONI IN CONCOMITANZA DI ALCUNE PIENE SALIENTI 9	9
3.1. <i>Distribuzione spaziale del tasso medio temporale di precipitazione</i>	9
3.2. <i>Valutazione della frequenza locale delle precipitazioni che causarono alcune delle piene salienti</i>	10
4. ESTRAPOLAZIONE SPAZIALE	11
5. BIBLIOGRAFIA	11
APPENDICE A - MODELLAZIONE STATISTICA DELLE PIOGGE DI BREVE DURATA E FORTE INTENSITÀ	14
A.1. <i>Intensità, durata e frequenza dei nubifragi</i>	14
A.2. <i>Dati di pioggia massima annuale</i>	16
A.3. <i>Modelli empirici</i>	16
A.4. <i>Invarianza di scala o autosomiglianza statistica</i>	18
A.5. <i>Dissipazione statistica e modello lognormale</i>	20
A.6. <i>Stima dei parametri</i>	22
A.7. <i>Risultati delle analisi statistiche dei nubifragi osservati nelle stazioni del bacino del torrente Bisagno</i>	25
TABELLE	26
FIGURE	31
AFFLUENTI IN SPONDA DESTRA DAL VEILINO AL RUINA'	47
1B.1 <i>Analisi statistico - probabilistica delle precipitazioni</i>	47
1B.2 <i>Determinazione delle curve di possibilità climatica</i>	53
1B.3 <i>Determinazione delle curve di possibilità climatica riscalate</i>	59
1B.4 <i>Determinazione dei tempi di corrivazione</i>	66
VALUTAZIONE DELLE PORTATE DI PIENA	68
ASTA PRINCIPALE ED AFFLUENTI IN SPONDA SINISTRA	69
<i>Sommario</i>	69
<i>Premessa</i>	71
1. <i>Introduzione</i>	71
2. <i>Lo stato dell'arte</i>	74
3. <i>Valutazione della massima piena</i>	88
4. <i>Vita progettuale, periodo di ritorno e rischio residuale</i>	96
5. <i>Riferimenti bibliografici</i>	97
<i>Appendici</i>	101
<i>Tabelle</i>	117
<i>Elenco delle Figure</i>	130
ALLEGATO. SCHEDE DI VALUTAZIONE RELATIVE AI NODI SALIENTI.....	148
AFFLUENTI IN SPONDA DESTRA DAL VEILINO AL RUINA'	177
2B.1 <i>Determinazione delle portate massime temibili</i> ;	177

REGIME DELLE PIOGGE INTENSE

ASTA PRINCIPALE ED AFFLUENTI IN SPONDA SINISTRA

1. Premessa

In diversi campi dell'ingegneria (civile, ambientale, territoriale), così come nelle scienze geofisiche, meteorologiche, geologiche e ambientali, la *previsione quantitativa delle piogge intense* riveste una importanza fondamentale. Nel settore delle infrastrutture territoriali, per esempio, la progettazione di reti di drenaggio, sia in ambiente urbano che rurale, richiede una valutazione accurata delle piogge da smaltire, poichè stime approssimative o, peggio, errate delle piogge di progetto compromettono la funzionalità delle opere progettate. Le sollecitazioni dovute alle precipitazioni meteoriche più intense sono un dato essenziale anche per studiare gli interventi di difesa e conservazione del suolo, per progettare le opere idrauliche e, più in generale, tutti i manufatti soggetti, in modo diretto o indiretto, all'azione meteorica. Poichè i nubifragi forniscono la principale sollecitazione idrometeorologica sul territorio, la loro previsione è un requisito essenziale per valutare il rischio idrologico e geologico, sia dal punto di vista strettamente alluvionale, sia per quanto riguarda la stabilità dei versanti e l'erosione superficiale.

Le previsioni dei nubifragi vengono condotte valutando la sollecitazione meteorica temibile con assegnata frequenza, prefissata dal progettista, utilizzando una impostazione probabilistica o, meglio, stocastica. Infatti, la conoscenza del fenomeno delle precipitazioni, nel suo complesso, e dei processi fisici di natura deterministica, che ne controllano la genesi e la dinamica, risulta tuttora abbastanza frammentaria e di limitata applicabilità, almeno in campo tecnico. Basti pensare alle incertezze con cui le previsioni meteorologiche, pur sostanzialmente migliorate negli ultimi anni, rispondono a quesiti quali: se, dove, quando, fino a quando e, soprattutto, quanto poverà. A maggior ragione, sono poco noti, dal punto di vista quantitativo, i meccanismi specifici che controllano la formazione e la dinamica dei rovesci di elevata entità. Nella previsione delle piogge intense riveste, quindi, un ruolo fondamentale la descrizione probabilistica del processo in esame e bisogna, di conseguenza, studiarne le proprietà statistiche, quali emergono dalle osservazioni sperimentali.

La *previsione statistica* dei nubifragi comporta, in prima istanza, l'analisi del comportamento locale della pioggia nel tempo in termini globali. Analizzare il *comportamento locale* significa studiare il fenomeno in un punto dello spazio. Se questo punto corrisponde alla localizzazione di una stazione di misura pluviometrica dotata di una serie di osservazioni sufficientemente lunga, l'analisi si basa sulla elaborazione statistica di tale serie. In caso contrario, l'informazione ottenuta dalle osservazioni nelle stazioni della *rete pluviometrica* viene estrapolata nello spazio al fine di fornire indicazioni sul sito in esame. Analizzare il *comportamento globale* del nubifragio significa valutare l'afflusso idrico complessivamente rovesciato sul sito esaminato, durante un certo lasso di tempo, indipendentemente dalla variabilità del fenomeno stesso all'interno di questo intervallo temporale. Poichè il tasso di precipitazione varia nel tempo in modo assai marcato, l'afflusso idrico rilasciato dal nubifragio, in termini di volume specifico o di tasso medio della precipitazione, varia notevolmente con la lunghezza dell'intervallo temporale considerato e bisogna quindi studiare la natura di tale variabilità. Le Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica forniscono una risposta a questa necessità.

Pertanto, nel contesto del presente studio, particolare importanza riveste la conoscenza delle precipitazioni di forte intensità e breve durata, che, oltre a rivestire un peculiare interesse climatologico, risulta indispensabile per la progettazione delle opere idrauliche e, soprattutto, di quelle necessarie per la difesa del suolo in genere e per la sistemazione dei corsi d'acqua, in particolare. In merito, si osserva come, nel periodo compreso tra il 1932 ed il 1991, la massima precipitazione di 24 ore consecutive, per le stazioni che interessano il Bisagno, sia stata rilevata nel 1970 nella stazione di Ponte Carrega, con 453.4 mm, mentre quella massima di 1 ora si è registrata nel 1977 nella stazione di Genova Università, con 108.8 mm (v. Tab.2.1a-g).

Dallo studio è emerso che il regime pluviometrico dell'area in esame risulta intermedio fra il tipo sublitoraneo appenninico e quello marittimo, con un massimo assoluto in autunno (novembre) ed un minimo assoluto in estate (luglio). Esso presenta anche un massimo e un minimo relativo rispettivamente, in primavera e in inverno. La precipitazione media annua oscilla fra 1000 e 1500 mm, con punte che, in qualche caso, raggiungono 2000 mm (a Scoffera, per esempio, 2015 mm).

2. Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica

2.1. Significato probabilistico

L'intensità X di un nubifragio in un punto dello spazio corrisponde al relativo tasso di precipitazione, ovvero al volume idrico per unità di tempo e per unità di superficie rilasciato dal nubifragio in quel punto. Questa grandezza varia notevolmente nel corso del tempo e può quindi essere descritta come un *processo stocastico continuo*, che indichiamo con il simbolo $X(t)$, dove il simbolo t indica appunto il parametro temporale del processo.

L'altezza di pioggia caduta in un prefissato intervallo di tempo, di lunghezza T , si ottiene integrando il processo stocastico $X(t)$. Operando nel continuo, si ottiene

$$Z(t, T) = \int_{t-T/2}^{t+T/2} X(\xi) d\xi \quad (2.1)$$

che rappresenta il processo integrale con le dimensioni di un volume specifico (volume per unità di superficie), secondo lo schema di Figura 2.1. Per esempio, la pioggia cumulata a scala oraria in un certo istante corrisponde al valore di $Z(t, T)$ calcolato per un intervallo T pari a 1 ora e valutato nel tempo t misurato a partire da una prefissata origine dei tempi. Lo schema di campionamento per determinare il valore massimo consiste quindi nello scorrimento di una finestra mobile di lunghezza T sull'asse dei tempi dello ietogramma sperimentale $X(t)$, con $0 < t \leq \Delta\tau$, si determina così la serie integrale $Z(t, T)$, il cui massimo risulta

$$H(T) = \text{Max}_{0 < t \leq \Delta\tau} Z(t, T) \quad (2.2)$$

nel periodo considerato di lunghezza $\Delta\tau$ (v. Fig.2.1). Quindi, il processo $Z(t, T)$ risulta ancora un processo continuo e non va confuso con l'eventuale sequenza discretizzata che si ottiene, per esempio, qualora i dati di pioggia provengano da un pluviometro totalizzatore, le cui osservazioni siano raccolte a orari prefissati.

Dal momento che l'interesse verte sui rovesci di pioggia più intensi, bisogna studiare, in senso probabilistico, le proprietà dei valori estremi del processo $Z_T(t)$. La probabilità che il valore massimo di $Z(t, T)$ non superi una certa altezza di pioggia h durante un intervallo di tempo $(0, \Delta\tau]$,

$$F(h) = \Pr \left[\text{Max}_{0 < t \leq \Delta\tau} Z(t, T) \leq h \right], \quad (2.3)$$

caratterizza le sollecitazioni meteoriche intense nel sito in esame, per l'assegnata *durata* T , durante il periodo omogeneo di riferimento di lunghezza $\Delta\tau$. La (2.3) stabilisce una relazione, del tutto generale, fra l'altezza di pioggia h , la durata T , e la probabilità di non superamento F , nel periodo di riferimento considerato. Il quantile F -esimo, h_F , porge il valore dell'altezza di pioggia, che viene superato con una frequenza pari a $1-F$ ¹. Poiché $Z(t, T)$ dipende da T , h_F varia con la durata T presa in esame. Quando viene prefissato un certo valore di frequenza F , la relazione tra h_F e T descrive la crescita dell'altezza di pioggia temibile al crescere della durata. Questa relazione viene descritta da una curva sul piano (T, h) che prende comunemente il nome di *linea segnalatrice di probabilità pluviometrica*, in quanto essa segnala il valore di altezza di pioggia, rilasciabile da un nubifragio in un intervallo di tempo T , che può venire superato con probabilità $1-F$.

In pratica, quale periodo omogeneo di riferimento si considera generalmente l'anno ($\Delta\tau = 1$ anno) e la probabilità F viene surrogata dal *periodo di ritorno* R , definito come

$$R = 1 / [1 - F] \quad (2.4)$$

e misurato in anni. Questa grandezza corrisponde al valore atteso (media) del periodo di tempo tra due successivi nubifragi in grado di rovesciare un'altezza di pioggia superiore a h_F in una durata temporale pari a T . Sostituendo R a F nella (2.3) si ottiene

$$\frac{1}{R} = \Pr \left[\text{Max}_{0 < t \leq \Delta\tau = 1 \text{anno}} Z(t, T) > h \right], \quad (2.5)$$

la quale porge, in forma implicita, il valore di altezza di pioggia h che, in una durata pari a T , può rovesciarsi con un periodo di ritorno pari a R . Quando viene prefissato un valore di R , generalmente in base a considerazioni di rischio, la (2.5) porge la curva di crescita dell'altezza di pioggia temibile al crescere della durata, che indichiamo con la notazione $h_R(T)$. La curva $h_R(T)$ sul piano (T, h) viene denominata *linea segnalatrice R-ennale* di probabilità pluviometrica e costituisce il cardine della progettazione dei sistemi soggetti alla sollecitazione delle piogge intense².

Tenendo conto che il processo generatore $X(t)$ assume valori positivi o nulli, si constata immediatamente la convessità della curva $h_R(T)$. Infatti, la ricerca del massimo del processo integrale, $Z(t, T)$, fa sì che, a parità di frequenza, il tasso di precipitazione

¹ Si definisce quantile F -esimo, di una variabile aleatoria continua H , il valore h_F che H assume con una probabilità di superamento pari a $1-F$, vale a dire $\Pr[H \leq h_F] = F$.

² La metodologia può venire estesa al caso ciclo stazionario, in cui vengano, per esempio, considerate separatamente le diverse stagioni. Infatti, se $\Delta\tau$ rappresenta un periodo climatico omogeneo (per esempio, una certa stagione pluviale) la (2.5) fornisce la linea segnalatrice R —ennale stagionale o mensile, mentre la linea segnalatrice R —ennale complessiva si trova risolvendo il problema di massimo dei massimi stagionali. In questo caso, la distribuzione di probabilità $F(h)$ assume la forma di una mistura di distribuzioni (cfr. *Todorovich & Rousselle, 1971*).

diminuisca con la durata di integrazione e la pioggia cumulata aumenti a un tasso progressivamente decrescente con la durata stessa.

2.2. Modelli adottati

Modello lognormale scala-invariante

In virtù delle prime analisi quantitative dei nubifragi, che erano state condotte, seguendo un'impostazione puramente deterministica, a cavallo tra il diciannovesimo e il ventesimo secolo, si era potuto stabilire come, in linea di massima, i nubifragi fossero caratterizzati dalla proprietà fisica

$$\frac{Z(t, \lambda T)}{Z(t, T)} = \lambda^n, \quad (2.6)$$

nota come *invarianza di scala*³, dove λ rappresenta un fattore di scala e n un esponente caratteristico del sito esaminato. In termini probabilistici, la (2.6) implica

$$Z(t, \lambda T) \sim \lambda^n Z(t, T), \quad (2.7)$$

dove il simbolo \sim indica l'uguaglianza in distribuzione di probabilità, λ rappresenta un fattore di scala temporale e n un esponente caratteristico del processo $X(t)$ (Rosso & Burlando, 1990). Il processo integrale ottenuto integrando $X(t)$ su una durata pari a λT ha quindi la stessa distribuzione del processo che si ottiene integrando $X(t)$ su una durata T e riscalandolo il risultato di un fattore λ^n . Per quanto riguarda la massima altezza di pioggia, definita dalla (2.2), in un processo stazionario $X(t)$, la proprietà dell'invarianza di scala comporta ancora la relazione

$$H(\lambda T) \sim \lambda^n H(T), \quad (2.8)$$

ossia,

$$F(h(\lambda T)) = F(\lambda^n h(T)). \quad (2.9)$$

Così come viene definita dalla relazione (2.8), l'invarianza di scala in distribuzione o *autosomiglianza statistica* implica sia l'invarianza di scala dei quantili, ossia

$$h_R(\lambda T) = \lambda^n h_R(T), \quad (2.10)$$

sia quella dei momenti di ordine qualsiasi. Valgono quindi le relazioni

$$E[H(\lambda T)] = \lambda^n E[H(T)], \quad (2.11)$$

$$Var[H(\lambda T)] = \lambda^{2n} Var[H(T)], \quad (2.12)$$

Nell'analisi dei fenomeni fisici, peraltro, la proprietà dell'invarianza di scala non si può applicare al continuo illimitato delle possibili scale, ma ne va verificata la validità all'interno di un ragionevole intervallo di scale. Il campo di validità dell'autosomiglianza statistica è, in primo luogo, dettato dalla fenomenologia esaminata e dalla capacità di osservarne sperimentalmente le caratteristiche. In secondo luogo, la proprietà in esame va considerata in relazione al campo di interesse tecnico dei risultati.

³ Cfr. Feder (1988) p.26.

La distribuzione di probabilità lognormale,

$$F(h) = \int_0^h \frac{1}{\sqrt{2\pi}u\sigma_{\ln H(T)}} \exp\left\{-\frac{1}{2}\left[\frac{\ln w - \sigma_{\ln H(T)}}{\sigma_{\ln H(T)}}\right]^2\right\} du, \quad (2.13)$$

che, come si vedrà successivamente, si adatta assai bene ad una semplice rappresentazione della funzione di dissipazione, porta ad avere la seguente formulazione delle Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica.

$$h_R(T) = a_1 \frac{\exp\left[\sqrt{\ln(1+V^2)}\Phi^{-1}(1-1/R)\right]}{\sqrt{1+V^2}} T^n \quad (2.14)$$

dove $\Phi^{-1}(\cdot)$ indica l'inversa della funzione di distribuzione normale standard, ovvero il quantile $(1-1/R)$ -esimo della variabile normale standard, V indica il coefficiente di variazione globale, indipendente dalla durata, a_1 è il coefficiente pluviometrico e n l'esponente di scala. Per la stima dei tre parametri a_1 , n e V si rimanda all'Appendice A.

Modello lognormale dissipativo

Numerosi fenomeni fisici, soprattutto in campo meteorologico, possono presentare una diminuzione delle fluttuazioni quando, da una certa scala, si passa ad analizzare lo stesso fenomeno a una scala diversa. Sostituendo il tempo con lo spazio, tale diminuzione è legata alle perdite energetiche che si realizzano, per esempio, quando una situazione di blocco ciclonico si insedia su una certa zona e tende a concentrare e intensificare la sua attività su celle di estensione limitata. Allo stesso modo, si realizza una perdita energetica quando un sollevamento localizzato di origine puramente convettiva tende a espandersi. Per la stretta connessione tra la dinamica spaziale e quella temporale (vedi, per esempio, *Conati et al.*, 1990; *Ranzi et al.*, 1993) il tasso di pioggia in un punto fisso della superficie terrestre riflette queste due diverse fenomenologie. In entrambi i casi, le statistiche del tasso di precipitazione o del volume specifico rilasciato sono caratterizzate dalla proprietà

$$E[H^r(\lambda T)] = \lambda^{r\varphi(r)n} E[H^r(T)], \quad r = 1, 2, 3, \dots, \quad (2.15)$$

nota come *multiscaling statistico*, dove $\varphi(r)$ è una funzione uniformemente convessa o, in alternativa, concava, denominata *funzione di dissipazione*. La distribuzione lognormale (2.13) si adatta assai bene ad una semplice rappresentazione della funzione di dissipazione.

In caso di *dissipazione statistica* la (2.7) non è più rispettata e i quantili dell'altezza di pioggia non vengono più a riscalarsi in funzione della durata secondo una legge di potenza, ma in modo più complesso. La scelta del modello lognormale discende dalla sua flessibilità nel rappresentare sia la dissipazione che l'austosomiglianza statistica, che risulta quale caso degenerare della prima. Inoltre, una vasta letteratura scientifica indica nella distribuzione lognormale un modello in grado di descrivere in modo soddisfacente i

campi di precipitazione⁴. Il modello lognormale è stato altresì validato tramite gli usuali test statistici (Kolgomorov-Smirnov, Chi-quadrato e Anderson-Darling)⁵.

Il modello

$$h_R(T) = \frac{a_1^2}{\sqrt{a_2}} \exp \left[\sqrt{\ln \left(\frac{a_2}{a_1^2} T^{2(\varphi_2-1)n} \right)} \Phi^{-1}(1-1/R) \right] T^{(2-\varphi_2)n}, \quad (2.16)$$

dove $\Phi^{-1}(\cdot)$ indica l'inversa della funzione di distribuzione normale standard, ovvero il quantile $(1-1/R)$ -esimo della variabile normale standard, prevede la stima di 4 parametri: a_1 , n , a_2 e φ_2 cui si rimanda in Appendice A. Se risulta $\varphi_2 = 1$, il modello dissipativo degenera nel caso dell'autosomiglianza statistica, ossia nel modello lognormale scala-invariante (2.14). Tale schema di calcolo è stato applicato ai dati di altezza di pioggia massima annuale delle stazioni prese in esame.

2.3. Dati elaborati

In virtù delle definizioni precedenti, la determinazione delle linee segnalatrici richiede una preliminare elaborazione degli ietogrammi registrati dalla stazione pluviografica in esame. In base alle registrazioni continue del processo $X(t)$ va ricostruito un campione di osservazioni sperimentali della variabile aleatoria $H(T)$ (2.2) per ogni valore di durata T di interesse tecnico: si ottiene in tal modo una serie di altezze di pioggia massime per ogni diversa durata di integrazione presa in esame. In pratica, viene preso in considerazione un certo numero n_T di durate diverse, T_k con $k=1, \dots, n_T$, e i dati ottenuti dall'analisi di più periodi (anni) di registrazione vengono organizzati in una forma matriciale del tipo $[h_{ik}]$, dove ogni elemento h_{ik} corrisponde alla massima altezza di pioggia osservata nell'anno i -esimo in relazione alla k -esima durata presa in considerazione (v. Tab.2.1a-g).

Nel caso in esame, le stazioni pluviometriche sono scelte in base al numero di dati a disposizione (almeno venti anni di registrazione) e rientrano quasi tutte nel bacino idrografico del Bisagno (v. Fig.2.2). I dati utilizzati sono le altezze di pioggia, espresse in millimetri (mm), delle precipitazioni di massima intensità, registrate ai pluviografi, per le durate di 1, 3, 6, 12, 24 ore per ogni anno di osservazione. Tali dati sono tratti dagli Annali Idrologici del Servizio Idrografico e Mareografico Italiano, Parte I, Sezione Autonoma del Genio Civile con sede in Genova per i bacini con foce al litorale tirrenico dal Roja al Magra. Le informazioni relative alle stazioni di rilevamento sono tratte dall'Elenco delle stazioni termopluviometriche del Servizio Idrografico Italiano, pubblicazione n°27, Ministero dei Lavori Pubblici (v. Tab.2.2).

⁴ A tale proposito, si può citare una vasta letteratura sulla lognormalità dei campi di pioggia sia nello spazio che nel tempo. I lavori di Cao (1974), Bell (1987), Waymire & Gupta (1991) e Buraldo & Rosso (1996) sono solo alcuni esempi di lavori scientifici che accreditano la distribuzione lognormale quale modello statistico dei campi di pioggia.

⁵ Sull'esecuzione di test statistici su variabili rappresentative di valori estremi si veda, per esempio, Kottegodda & Rosso (1997, Capp. 5 e 7).

2.4. Risultati delle elaborazioni

Il calcolo delle Linee Segnatrici di Probabilità Pluviometrica nel bacino del torrente Bisagno è stato condotto tramite il modello dissipativo che, benché presenti una formulazione più complessa, garantisce stime dell'altezza di pioggia più attendibili per il bacino nel suo complesso. Il modello lognormale dissipativo presenta infatti, in generale, un buon adeguamento alle osservazioni (v. Tab.2.3 e Fig.2.3a-g). Una prima analisi del comportamento statistico delle singole serie di dati può essere fatta confrontando gli esponenti dei momenti di diverso ordine (n_1, n_2, \dots, n_5) con quelli propri dell'andamento scala-invariante ($n_1, 2n_1, \dots, 5n_1$); per quanto riguarda la stazione di Genova (Università) (v. Fig.2.4), come per le altre stazioni che risentono direttamente delle perturbazioni provenienti dal Tirreno, l'andamento scala-invariante (linea continua) si allontana poco da quello dissipativo (pallini). La stazione di Viganego (v. Fig.2.3f) è, invece, rappresentativa dei pluviografi posti nelle valli interne in cui la differenza tra i due andamenti risulta marcata. La scelta del modello dissipativo rispetto a quello scala-invariante è resa quindi necessaria dal comportamento statistico delle stazioni di S. Eusebio, Prato, Viganego e Scoffera: i momenti campionari si scalano secondo un esponente minore di uno rendendo non valida l'ipotesi di invarianza di scala. Per quanto riguarda le stazioni di Genova (Università), Genova (Servizio Idrografico) e Ponte Carrega il modello dissipativo e quello scala-invariante forniscono stime dell'altezza di pioggia molto vicine, soprattutto per le durate di interesse pratico nel bacino del Bisagno (fino a 6 ore); per le rimanenti stazioni la dissipazione statistica fa sì che le due stime si discostino maggiormente.

Le Linee Segnatrici di Probabilità Pluviometrica per un qualunque sito interno al bacino del torrente Bisagno potranno essere valutate tramite la formulazione

$$h_R(T) = \frac{a_1^2}{\sqrt{a_2}} \exp \left[\sqrt{\ln \left(\frac{a_2}{a_1^2} T^{2(\varphi_2-1)n} \right)} \Phi^{-1}(1-1/R) \right] T^{(2-\varphi_2)n}, \quad (2.17)$$

i cui parametri, per i punti coincidenti con le stazioni di misura, sono riportati in Tabella 2.3. Per un qualunque punto del bacino, potranno invece essere utilizzate le carte in scala 1:25.000 riportate in Allegato 1. Per alcuni valori salienti del periodo di ritorno R , in Tabella 2.4 sono richiamati, per comodità d'uso, i corrispondenti valori del fattore di frequenza $\Phi^{-1}(1-1/R)$.

3. Valutazione in frequenza delle precipitazioni in concomitanza di alcune piene salienti

3.1. Distribuzione spaziale del tasso medio temporale di precipitazione

Gli eventi meteorici, osservati in passato, sono caratterizzati da una elevata variabilità spaziale. Essi hanno interessato soprattutto la parte mediana e valliva del bacino, sia in termini di frequenza che di intensità. Di questo risentono direttamente le Linee Segnatrici di Probabilità Pluviometrica, che forniscono, a parità di frequenza e durata, altezze di pioggia assai più elevate nelle stazioni di Genova Università, Genova Servizio Idrografico e Ponte Carrega che nelle altre stazioni (v. Fig.2.3a-g). Queste stazioni si trovano tutte nella parte del bacino esposta direttamente alle perturbazioni

provenienti dal mare. Al fine di evidenziare questo diverso comportamento in Figura 3.1 sono state diagrammate le altezze di pioggia, stimate per i diversi pluviografi, in funzione della loro distanza longitudinale (direzione Est) rispetto a Genova-Università. In termini di eventi estremi si può quindi parlare di due distinti regimi pluviometrici presenti all'interno dello stesso bacino idrografico, con una maggiore intensità di precipitazione nella zona più critica del territorio, cioè quella maggiormente urbanizzata. L'altezza di pioggia, per la durata di 3 ore e 100 anni di periodo di ritorno, per le stazioni esposte a sud risulta di circa 170 mm, mentre per la zona medio-alta del bacino decresce fino a 125 mm lungo la direttrice prevalente E-W.

Una ulteriore conferma di questo comportamento viene dall'osservazione degli eventi meteorici che in passato hanno determinato danni di una certa rilevanza (negli anni 1951, 1953, 1970 e 1992) la cui evoluzione risulta molto simile (v. Fig.3.3 e Fig.3.4): il picco di pioggia si sposta infatti da valle verso monte, diminuendo progressivamente di valore (v. Fig.3.2). Questo andamento viene ben evidenziato per l'evento del settembre 1953 per il quale è stata considerata l'altezza di pioggia registrata presso la stazione pluviometrica di S. Ilario. Questa stazione, compresa fra il bacino del Bisagno e quello dell'Entella, pur trovandosi alla stessa distanza di Viganego da Genova centro, non è incassata nella valle, per cui viene investita direttamente dagli eventi meteorici provenienti dal mare e, in termini di picco di pioggia, ha il medesimo comportamento delle stazioni Genova Università, Genova Servizio Idrografico e Ponte Carrega. La Figura 3.2 descrive anche l'andamento del tempo di picco e mostra invece che la perturbazione si è mossa in direzione Est.

Andamenti della pioggia di questo tipo sono frequenti per i bacini liguri del versante tirrenico e, nel caso del torrente Bisagno, influenzano in modo consistente la risposta di piena del bacino. L'evento del 1970 (v. Fig.3.4) è esemplare a riguardo, infatti il colmo di piena che si è verificato a La Presa avviene con due ore di ritardo rispetto alla foce e le relative portate al colmo sono associate a tempi di ritorno che differiscono tra loro per un ordine di grandezza ($\approx 5 \div 10$ anni a La Presa, $\approx 50 \div 100$ anni alla foce).

Questo tipo di comportamento fa sì che nelle simulazioni matematiche degli eventi di piena non sia corretto utilizzare una pioggia ragguagliata su tutto il bacino, ma si debba considerare una pioggia di tipo distribuito, che non attenua il reale regime pluviometrico nella zona valliva del bacino, la quale, essendo a sua volta quella maggiormente urbanizzata, risulta anche quella soggetta a rischio di esondazione più elevato (v. Fig.3.5).

3.2. Valutazione della frequenza locale delle precipitazioni che causarono alcune delle piene salienti

Al fine di poter caratterizzare, in termini di frequenza, gli eventi meteorici che causarono le piene più salienti, si è pensato di introdurre le altezze di pioggia registrate alle varie stazioni, per le durate di interesse tecnico (da 1 a 6 ore), all'interno delle Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica ottenute con il modello lognormale dissipativo, scelto, come detto, quale modello rappresentativo per le precipitazioni di breve durata e forte intensità per il bacino in esame (v. Fig.3.6a-g). Si sono ottenuti così i risultati riportati in Tabella 3.1.

4. Estrapolazione spaziale

La stima dei parametri del modello scala-invariante può essere agevolmente condotta a scala regionale, utilizzando i dati di altezza di pioggia massima annuale per le diverse durate di interesse, elaborati dalle registrazioni di ogni stazione pluviografica della rete di rilevamento. Una volta calcolate le statistiche locali, le stime di a_1 , n , a_2 e φ_2 ottenute per ogni stazione della rete possono venire interpolate nello spazio, ricavando in tale modo delle mappe regionali con cui valutare i parametri del modello per qualunque sito di interesse, dove si voglia localizzare il centro di scroscio (v., p. es., *Butera e Sordo*, 1988). Questo procedimento è stato utilizzato, in fase di valutazione delle portate di massima piena, tramite procedure geostatiche (metodo del kriging spaziale). In particolare, sono stati in tal modo ricavati i valori medi spaziali del coefficiente pluviometrico $a_1 = [H(I)]$ e dell'esponente di scala n , (v. Fig.4.1 e Fig.4.2) necessari alla stima della portata indice, come condotta nella parte dello studio relativa alla valutazione delle piene.

5. Bibliografia

- BACCHI, B., ROSSO, R. & P. LA BARBERA, Storm characterization by Poisson models of temporal rainfall, Proc. XXII Congr. Int. Assoc. Hydraul. Res., Lausanne, August 31-September 4, Vol.4, pp.35-40, 1987.
- BACCHI, B., BURLANDO, P. & R. ROSSO, Stochastic modeling of temporal rainfall and design storms: the Poisson Rectangular Pulses model revisited (abstract), *EOS Trans. AGU*, Vol.73, no.43S, p.242, 1992.
- BELL, T.L., A space-time stochastic model of rainfall for satellite-remote sensing studies, *Journal of Geophysical Research*, Vol.92, no.D8, pp.9631-9643, 1987.
- BURLANDO, P. & R. ROSSO, Stochastic models of temporal rainfall: reproducibility, estimation and prediction of extreme events, NATO Advanced Study Institute, Peniscola, September 18-29, 1989, in: *Stochastic Hydrology and its Use in in Water Resources Systems Simulation and Optimization*, edited by J.D. Salas, R. Harboe, & J. Marco-Segura, pp.137-173, Kluwer, Dordrecht, 1993.
- BURLANDO, P. & R. ROSSO, Sistemi di monitoraggio e preannuncio idrologico, in: *Protezione civile 2. Rischio naturale*, Atti Corso "Protezione Civile", a cura del Collegio degli Ingegneri di Milano, Aprile, 1989, CLUP, Milano, pp.49-73, 1990.
- BURLANDO, P. & R. ROSSO, Investigating temporal rainfall pattern under different climate change scenarios via re-scaling point process models (abstract), Proc. Chapman Conf. "Hydrological aspects of global climate change", Am. Geophys. Un., Lake Chelan, Washington, June 12-14, 1990.
- BURLANDO, P. & R. ROSSO, Comment on "Parameter estimation and sensitivity analysis for the modified Bartlett-Lewis rectangular pulses model of rainfall" by S. Islam et al., *Journal of Geophysical Research*, Vol.96, no.D5, pp.9391-9395, 1991.
- BURLANDO, P. & R. ROSSO, Extreme storm rainfall and climatic change, *Atmospheric Research*, Vol.27, no.1, pp.169-189, 1991.
- BURLANDO, P. & R. ROSSO, Modelli di previsione statistica delle piogge intense di progetto, in: *Modelli idrologici superficiali nella pianificazione di bacino*, a cura di U. Maione (Atti Corso di Istruzione Permanente "Modelli idrologici superficiali nella pianificazione di bacino", Milano, 10-14 giugno), pp.367-421, Città Studi, Milano, 1991.
- BURLANDO, P. & R. ROSSO, Cambiamento climatico ed analogie climatiche recenti: l'analisi stocastica dell'interna struttura delle serie idrologiche non-stazionarie, Atti XXIII Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Firenze, 31 agosto - 4 settembre, Vol.2, pp.C245-262, 1992.

- BURLANDO, P. & R. ROSSO, Multiscaling properties of temporal storm distribution, Proc. Int. Conf. Hydrofractals '93, Ischia, October 12-15, pp.E3.1-6, 1993.
- BURLANDO, P. & R. ROSSO, Scaling and multiscaling depth-duration-frequency curves of storm precipitation, *Journal of Hydrology*, vol.187, pp.45-64,1996.
- BURLANDO, P., ROSSO, R., CADAVID, L. & J.D. SALAS, Forecasting of short-term rainfall using ARMA models, *Journal of Hydrology*, Vol.144, pp.193-211, 1993.
- BURLANDO, P. & R. ROSSO, PAWLINA, A. & C. CAPSONI, Dynamics of rain event morphology from radar imagery. Proc. Int. Workshop "Precipitation Measurement", St. Moritz, December 4-7, pp.401- 408, 1989.
- BUTERA, L. & S. SORDO, Curve di possibilità climatica di tipo probabilistico per piogge di durata inferiore al giorno, relativamente al Piemonte ed alla Valle d'Aosta, Atti XXI Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, L'Aquila, 5-8 settembre, Parte I, pp.59-75, 1988.
- CAO, C., A contribution to Statistical Depth-Duration-Frequency Analysis, *Journal of Hydrology*, Vol.22, pp.109-129, 1974.
- CONATI, L., BACCHI, B., MEI, X. & R. ROSSO, Variation of spatial rainfall correlation pattern with different time aggregations, Atti XXII Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Cosenza, 4-7 ottobre, Vol.3, pp.113-127, 1990.
- DA CORTE VECCHINO, A. & M. FIOCCHI, "La risposta di piena del torrente Bisagno: analisi degli effetti antropici sulle portate al colmo", Tesi di Laurea in Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio, Politecnico di Milano, 1996.
- FEDER, J., Fractals, Plenum Press, New York, 1988.
- GHILARDI, P. & R. ROSSO, Comment on "Chaos in Rainfall" by I. Rodriguez-Iturbe et al., *Water Resources Research*, Vol.26, no.8, pp.1837-1839, 1990.
- GUPTA, V.K., & E. WAYMIRE, Multiscaling properties of spatial rainfall and river flow distributions, *J. Geophysical Research*, Vol.95, no.D3, pp.1999-2009, 1990.
- KOTTEGODA, N.T. & R. ROSSO, *Statistical, Probability and Reliability Methods for Civil and Environmental Engineers*, McGraw-Hill, New York, 1997.
- MONTANARI, A., BURLANDO, P., & R. ROSSO, Forecasting of short-term rainfall using multivariate ARMA models (abstract), Proceedings XIX General Assembly European Geophysical Society, Weisbaden, May 3-7, *Annales Geophysicae*, Vol.12, Part II, Supplement II, p.C409, 1994.
- MOISELLO, U., Il regime delle piogge intense di Milano, *Ingegneria Ambientale*, Vol.5, no.6, pp.545-561, 1976.
- MONTANARI, A. & R. ROSSO, Is there long range dependence in daily rainfall data in Florence? (abstract), Proceedings XX General Assembly European Geophysical Society, Hamburg, April 3-7, *Annales Geophysicae*, Vol.13, Part II, Supplement II, p.C534, 1995.
- RANZI, R., ROSSO, R., BACCHI, B., SALVADORI, G., SCHERTZER, D., & S. LOVEJOY, Investigating multifractal features of a stochastic model of rainfall field in the space-time domain (abstract), Proceedings XVII General Assembly European Geophysical Society, Weisbaden, May 3-7, *Annales Geophysicae*, Vol.11, Part II, Supplement II, p.C305, 1993.
- ROSSO, R., Analisi di frequenza delle piene, Atti Seminario "Modelli Idrologici e Idrogeologici", Perugia, Pubbl. CNR-IRPI no.60, pp.83-134, 1981.
- ROSSO, R., Gumbel fitting programs, WMO HOMS Component no.XOO.1.O4, Note e Pubbl. Ingegneria Idraulica, Firenze, no.29, pp.9, 1982.
- ROSSO, R. & P. BURLANDO, Scale invariance in temporal and spatial rainfall (abstract), Proceedings XV General Assembly European Geophysical Society, Copenhagen, April 23-27, *Annales Geophysicae*, Special Issue, pp.145, 1990.
- ROSSO, R., PEANO, A., BECCHI, I. & G. BEMPORAD, eds., *Advances in Distributed Hydrology*, Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, pp.416, 1994.

- SALAS, J.D., RAMIREZ, J.A., & R. ROSSO, Determination of flood characteristics by physically based methods, in: *Coping with Floods*, Chapter 6, pp. 77-110, edited by G. Rossi, N. Harmancioglu & V. Yevjevich, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 1994.
- STEDINGER, J.R., Fitting Log Normal distributions to hydrologic data, *Water Resources Research*, Vol.16, no.3, pp.481-490, 1980.
- STEDINGER, J.R., VOGEL, R.M. & E. FOUFULA-GEORGIU, Frequency analysis of extreme events, in: *Handbook of Hydrology*, Chapter 18, edited by D.R. Maidment, McGraw-Hill, New York, 1992.
- SUPINO, G., Le reti idrauliche, Patron, Bologna, 1964.
- TODOROVIC, P. & J. ROUSSELLE, Some problems of flood analysis, *Water Resources Research*, Vol.7, pp.1144-1150, 1971.
- Viparelli, C., Piogge brevi e di notevole intensità, Atti IX Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, Trieste, 29-31 maggio, 1965.
- WAYMIRE, E. & V.K. GUPTA, On lognormality and scaling in spatial rainfall averages, *Non-linear variability in geophysics. Scaling and fractals.*, a cura di D. Schertzer e S. Lovejoy, Kluwer, Dordrecht Olanda, pp.175-183, 1991.

Appendice A - Modellazione statistica delle piogge di breve durata e forte intensità

A.1. Intensità, durata e frequenza dei nubifragi

L'intensità X di un nubifragio in un punto dello spazio corrisponde al relativo tasso di precipitazione, ovvero al volume idrico per unità di tempo e per unità di superficie rilasciato dal nubifragio in quel punto. La grandezza X ha quindi le dimensioni di una velocità, vale a dire $[X]=L/T$, dove con $[\cdot]$ viene indicato l'operatore che porge la dimensione dell'argomento, con L la dimensione lineare e con T quella temporale. Questa grandezza varia notevolmente nel corso del tempo e può quindi essere descritta come un *processo stocastico continuo*, che indichiamo con il simbolo $X(t)$, dove il simbolo t indica appunto il parametro temporale del processo.

L'altezza di pioggia caduta in un prefissato intervallo di tempo, di lunghezza T , si ottiene integrando il processo stocastico $X(t)$. Operando nel continuo, si ottiene

$$Z(t, T) = \int_{t-T/2}^{t+T/2} X(\xi) d\xi \quad (\text{A.1})$$

che rappresenta il processo integrale con le dimensioni di un volume specifico (volume per unità di superficie) secondo lo schema di Figura 2.1. Per esempio, la pioggia cumulata a scala oraria in un certo istante corrisponde al valore di $Z(t, T)$ calcolato per un intervallo T pari a 1 ora e valutato nel tempo t misurato a partire da una prefissata origine dei tempi. Quindi, il processo $Z(t, T)$ risulta ancora un processo continuo e non va confuso con l'eventuale sequenza discretizzata che si ottiene, per esempio, qualora i dati di pioggia provengano da un pluviometro totalizzatore, le cui osservazioni siano raccolte a orari prefissati (per esempio, a ogni ora di ogni giorno ovvero a una certa ora di ogni giorno) ovvero il dato registrato sia stato campionato su una griglia di tempi prefissati (per esempio, dati orari o giornalieri). Questo problema di campionamento viene meglio precisato più avanti, dove sono discussi i limiti dei dati pluviometrici che sono resi reperibili in forma di pubblicazione.

Dal momento che l'interesse verte sui rovesci di pioggia più intensi, bisogna studiare, in senso probabilistico, le proprietà dei valori estremi del processo $Z_T(t)$. La probabilità che il valore massimo di $Z(t, T)$ non superi una certa altezza di pioggia h durante un intervallo di tempo $(0, \Delta\tau]$,

$$F(h) = \Pr \left[\text{Max}_{0 < t \leq \Delta\tau} Z(t, T) \leq h \right], \quad (\text{A.2})$$

caratterizza le sollecitazioni meteoriche intense nel sito in esame, per l'assegnata *durata* T , durante il periodo omogeneo di riferimento di lunghezza $\Delta\tau$. La (A.2) stabilisce una relazione, del tutto generale, fra l'altezza di pioggia h , la durata T , e la probabilità di non superamento F , nel periodo di riferimento considerato. Il quantile F -esimo, h_F , porge il valore dell'altezza di pioggia, che viene superato con una frequenza pari a $1-F$ ⁶. Poiché $Z(t, T)$ dipende da T , h_F varia con la durata T presa in esame. Quando viene prefissato un

⁶ Si definisce quantile F -esimo, di una variabile aleatoria continua H , il valore h_F che H assume con una probabilità di superamento pari a $1-F$, vale a dire $\Pr[H \leq h_F] = F$.

certo valore di frequenza F , la relazione tra h_F e T descrive la crescita dell'altezza di pioggia temibile al crescere della durata. Questa relazione viene descritta da una curva sul piano (T, h) che prende comunemente il nome di *linea segnalatrice di probabilità pluviometrica*, in quanto essa segnala il valore di altezza di pioggia, rilasciabile da un nubifragio in un intervallo di tempo T , che può venire superato con probabilità $1-F$.

In pratica, quale periodo omogeneo di riferimento si considera generalmente l'anno ($\Delta\tau = 1$ anno) e la probabilità F viene surrogata dal *periodo di ritorno* R , definito come

$$R = 1 / [1 - F] \quad (\text{A.3})$$

e misurato in anni. Questa grandezza corrisponde al valore atteso (media) del periodo di tempo tra due successivi nubifragi in grado di rovesciare un'altezza di pioggia superiore a h_F in una durata temporale pari a T . Sostituendo R a F nella (A.2) si ottiene

$$\frac{1}{R} = \Pr \left[\text{Max}_{0 < t \leq \Delta\tau = 1 \text{anno}} Z(t, T) > h \right], \quad (\text{A.4})$$

la quale porge, in forma implicita, il valore di altezza di pioggia h che, in una durata pari a T , può rovesciarsi con un periodo di ritorno pari a R . Quando viene prefissato un valore di R , generalmente in base a considerazioni di rischio, la (A.4) porge la curva di crescita dell'altezza di pioggia temibile al crescere della durata, che indichiamo con la notazione $h_R(T)$. La curva $h_R(T)$ sul piano (T, h) viene denominata *linea segnalatrice R-ennale* di probabilità pluviometrica e costituisce il cardine della progettazione dei sistemi soggetti alla sollecitazione delle piogge intense⁷.

Tenendo conto che il processo generatore $X(t)$ assume valori positivi o nulli, si constata immediatamente la convessità della curva $h_R(T)$. Infatti, la ricerca del massimo del processo integrale, $Z(t, T)$, fa sì che, a parità di frequenza, il tasso di precipitazione diminuisca con la durata di integrazione e la pioggia cumulata aumenti a un tasso progressivamente decrescente con la durata stessa. Soltanto nel caso, affatto ipotetico, di una pioggia costante, che si protragga indefinitamente nel tempo, dh/dT sarebbe costante e h crescerebbe linearmente con T , mentre in tutti gli altri casi dh/dT decresce con T e, quindi, $d^2h/d^2T < 0$. Questa condizione facilita la ricerca della curva di crescita di h con T per una specifica frequenza o periodo di ritorno.

Il rapporto h/T porge l'intensità media $\langle i \rangle$ della pioggia rovesciata da un nubifragio in una durata pari a T . Poichè $\langle i \rangle$ rappresenta il tasso medio dell'afflusso meteorico che sollecita il terreno, molte applicazioni impiegano la grandezza $\langle i \rangle$ in luogo di h e le linee segnalatrici vengono perciò tracciate sul piano $(T, \langle i \rangle)$. Studiare il comportamento delle curve $\langle i \rangle_R(T)$ è perfettamente equivalente a studiare quello delle curve $h_R(T)$, poichè le prime si ottengono riscaldando le seconde di un fattore $1/T$, ossia

$$\langle i \rangle_R(T) = h_R(T) / T. \quad (\text{A.5})$$

⁷ La metodologia può venire estesa al caso ciclo stazionario, in cui vengano, per esempio, considerate separatamente le diverse stagioni. Infatti, se $\Delta\tau$ rappresenta un periodo climatico omogeneo (per esempio, una certa stagione pluviale) la (A.4) fornisce la linea segnalatrice R -ennale stagionale o mensile, mentre la linea segnalatrice R -ennale complessiva si trova risolvendo il problema di massimo dei massimi stagionali. In questo caso, la distribuzione di probabilità $F(h)$ assume la forma di una mistura di distribuzioni (cfr. *Todorovich & Rousselle, 1971*).

Per via della convessità di $h_R(T)$, $\langle i \rangle_R(T)$ è una funzione concava.

A.2. Dati di pioggia massima annuale

In virtù delle definizioni precedenti, la determinazione delle linee segnalatrici richiede una preliminare elaborazione degli ietogrammi registrati dalla stazione pluviografica in esame. In base alle registrazioni continue del processo $X(t)$ va ricostruito un campione di osservazioni sperimentali della variabile aleatoria

$$H(T) = \text{Max}_{0 < t \leq \Delta\tau} Z(t, T), \quad (\text{A.6})$$

per ogni valore di durata T di interesse tecnico: si ottiene in tal modo una serie di altezze di pioggia massime per ogni diversa durata di integrazione presa in esame. Lo schema di campionamento per determinare il valore massimo consiste nello scorrimento di una finestra mobile di lunghezza T sull'asse dei tempi dello ietogramma sperimentale $X(t)$, con $0 < t \leq \Delta\tau$, si determina così la serie integrale $Z(t, T)$, il cui massimo porge la realizzazione di $H(T)$ nel periodo considerato di lunghezza $\Delta\tau$ (v. Fig.2.1). In pratica, viene preso in considerazione un certo numero n_T di durate diverse, T_k con $k=1, \dots, n_T$, e i dati ottenuti dall'analisi di più periodi (anni) di registrazione vengono organizzati in una forma matriciale del tipo $[h_{ik}]$, dove ogni elemento h_{ik} corrisponde alla massima altezza di pioggia osservata nell'anno i -esimo in relazione alla k -esima durata presa in considerazione (v. Tab.2.1a-g).

Gli annali idrologici, editi a cura dei servizi di monitoraggio ambientale, riportano generalmente le serie di dati di altezza massima di pioggia per un congruo numero di durate inferiori al giorno, e per più giorni consecutivi. Gli Annali Idrologici del Servizio Idrografico e Mareografico Italiano riportano nella Parte I, per ogni stazione pluviografica, le massime altezze di pioggia caduta in 1, 3, 6, 12 e 24 ore consecutive; essi riportano anche i massimi da 1 a 5 giorni consecutivi, un dato però riferito a rilevazioni a passo fisso (dalle ore 9 alle 9 del giorno successivo) e quindi non perfettamente coerente con lo schema a finestra mobile proprio dei primi (v. Fig.2.1).

Nel caso in esame, le stazioni pluviometriche sono scelte in base al numero di dati a disposizione (almeno venti anni di registrazione) e rientrano quasi tutte nel bacino idrografico del Bisagno (v. Fig.2.2). I dati utilizzati sono le altezze di pioggia, espresse in millimetri (mm), delle precipitazioni di massima intensità, registrate ai pluviografi, per le durate di 1, 3, 6, 12, 24 ore per ogni anno di osservazione. Tali dati sono tratti dagli Annali Idrologici del Servizio Idrografico e Mareografico Italiano, Parte I, Sezione Autonoma del Genio Civile con sede in Genova per i bacini con foce al litorale tirrenico dal Roja al Magra. Le informazioni relative alle stazioni di rilevamento sono tratte dall'Elenco delle stazioni termopluviometriche del Servizio Idrografico Italiano, Pubblicazione n°27, Ministero dei Lavori Pubblici (v. Tab.2.2).

A.3. Modelli empirici

Nella tradizionale pratica idrologica si assume che, indipendentemente dalla durata presa in esame, la (A.2) possa essere rappresentata da un determinato modello

probabilistico. La distribuzione di probabilità $F(h)$ viene perciò descritta facendo uso di una funzione parametrica $F(h; \Omega_h(T))$ invariante con la durata, dove l'insieme dei parametri $\Omega_h(T)$ dipende, invece, dalla durata considerata. Questa ipotesi vale di norma per un certo campo di valori di durata $T_{\text{inf}} \leq T \leq T_{\text{sup}}$, la cui ampiezza dipende dalle caratteristiche intrinseche di fluttuazione del processo generatore $X(t)$. Di conseguenza, tale ipotesi va verificata statisticamente per le durate di interesse, ossia per l'insieme delle durate T_1, T_2, \dots, T_k prese in esame. La distribuzione parametrica $F(h; \Omega_h(T))$ viene particolarizzata stimando il valore dei parametri a partire dalle osservazioni sperimentali della variabile aleatoria $H(T)$, ossia in base alla matrice delle osservazioni $[h_{ik}]$. Questa operazione viene condotta separatamente per ogni durata T_k esaminata, ottenendo così una stima $\hat{\Omega}_h(T_k)$ dell'insieme dei parametri per ogni k -esima durata presa in esame.

Per un assegnato valore R del periodo di ritorno, invertendo la $F(h; \hat{\Omega}_h(T_k))$ si determina il quantile $\hat{h}_R(T_k)$, che porge la previsione R -ennale per la durata T_k considerata, e questa procedura viene iterata per ognuna delle diverse durate prese in esame. Tramite l'interpolazione delle previsioni $\hat{h}_R(T_k)$ si ottiene quindi una relazione empirica tra i valori di h e T , che corrisponde alla curva di crescita dell'afflusso meteorico di progetto con la durata, $h_R(T)$. Questa procedura viene denominata *metodo dei quantili regolarizzati*, poiché si basa sulla regolarizzazione delle previsioni, a diversa durata, relative a uno specifico quantile.

In Italia, come in altri paesi europei, la curva di crescita a R assegnato, sul piano (T, h) , viene usualmente interpolata con una legge di potenza del tipo

$$h_R(T) = a_R T^{\nu_R} . \quad (\text{A.7})$$

Con la procedura sopra descritta, i parametri a_R e ν_R dipendono dallo specifico quantile preso in esame, ossia dal periodo di ritorno R considerato. La regolarizzazione tramite la (A.7) viene condotta tramite la regressione dei valori stimati dei quantili $h_R(T_k)$ sulle diverse durate T_k ($k = 1, \dots, n_T$) prese in esame, adattando generalmente uno schema lineare alle trasformazioni logaritmiche⁸. Quando si considerano le piogge intense riportate dagli Annali Idrologici del Servizio Idrografico e Mareografico Italiano, si possono analizzare le massime altezze di pioggia caduta in 1, 3, 6, 12 e 24 ore consecutive, ossia per $n_T = 5$ diverse durate. Poiché l'insieme dei parametri $\Omega_h(T)$ della $F(h, \Omega_h(T))$ va stimato per ognuna delle 5 durate disponibili, è necessario stimare $n_T \times \#(\Omega_h)$ ossia $5 \times \#(\Omega_h)$ parametri; altri due parametri, ossia a_R e ν_R , vanno stimati per regolarizzare la curva di crescita. Questa procedura comporta quindi la stima di un totale di $2 + 5 \times \#(\Omega_h)$ parametri⁹.

Numerose esperienze indicano come la dipendenza dell'esponente ν_R della (A.7) dal periodo di ritorno R risulti modesta. Si è anche notato come l'invarianza di ν_R rispetto

⁸ Poiché la (A.7) si può scrivere come $\ln h_R(T) = \ln a_R + \nu_R \ln T$, basta operare una regressione lineare dei valori di $\ln h_R(T_k)$ su quelli di $\ln T_k$.

⁹ Con $\#(\Omega_h)$ si indica il numero degli elementi dell'insieme Ω_h . In pratica, se si utilizza una distribuzione a 2 parametri, per esempio, la legge di Gumbel o la lognormale, $\#(\Omega_h)=2$ e vanno stimati 12 parametri quando interessa un solo periodo di ritorno; ed, eventualmente, ulteriori 2 parametri per ogni altro periodo di ritorno di interesse.

a R corrisponda all'invarianza del coefficiente di variazione di $H(T)$ rispetto alla durata, almeno per alcune distribuzioni di uso comune, quali la distribuzione lognormale (Viparelli, 1965) e la distribuzione di Gumbel (Moisello, 1976). Talvolta, questa proprietà risulta statisticamente rigettabile se si considera un campo di durate troppo ampio¹⁰. In questi casi si suddivide tale campo in due o più intervalli, nei quali l'ipotesi di ν_R costante non venga statisticamente rigettata.

A.4. Invarianza di scala o autosomiglianza statistica

La legge di potenza (A.7) era già stata introdotta dalle prime analisi quantitative dei nubifragi, che erano state condotte, seguendo un'impostazione puramente deterministica, a cavallo tra il diciannovesimo e il ventesimo secolo. In virtù di questi studi si era potuto stabilire come, in linea di massima, i nubifragi fossero caratterizzati dalla proprietà fisica

$$\frac{Z(t, \lambda T)}{Z(t, T)} = \lambda^n, \quad (\text{A.8})$$

nota come *invarianza di scala*¹¹, dove λ rappresenta un fattore di scala e n un esponente caratteristico del sito esaminato. Nel Capitolo II del testo di Supino (1964) viene riportata, per esempio, una ricca collezione di eventi "storici" interpretabili secondo questo schema; e pure si mostra come tale proprietà risulti sostanzialmente ancora verificata quando si prendano in esame i *casi critici*, vale a dire i massimi relativi delle osservazioni sperimentali di pioggia ottenuti da eventi anche diversi¹². In termini probabilistici, la (A.8) implica

$$Z(t, \lambda T) \sim \lambda^n Z(t, T), \quad (\text{A.9})$$

dove il simbolo \sim indica l'uguaglianza in distribuzione di probabilità, λ rappresenta un fattore di scala temporale e n un esponente caratteristico del processo $X(t)$ (cfr. Rosso & Burlando, 1990). Il processo integrale ottenuto integrando $X(t)$ su una durata pari a λT ha quindi la stessa distribuzione del processo che si ottiene integrando $X(t)$ su una durata T e riscalandolo il risultato di un fattore λ^n . Per i massimi definiti dalla (A.6) in un processo stazionario $X(t)$, questa proprietà comporta ancora la relazione

$$H(\lambda T) \sim \lambda^n H(T), \quad (\text{A.10})$$

ossia,

$$F(h(\lambda T)) = F(\lambda^n h(T)). \quad (\text{A.11})$$

Così come viene definita dalla relazione (A.10), l'invarianza di scala in distribuzione o *autosomiglianza statistica* implica sia l'invarianza di scala dei quantili, ossia

¹⁰ Questo effetto viene bene evidenziato, per esempio, da Moisello (1976) per le piogge di Milano, dove egli mostra come esponenti più elevati siano necessari a spiegare la variabilità delle piogge molto brevi (inferiori ai 20÷45 minuti).

¹¹ Cfr. Feder (1988) p.26.

¹² A tale proposito, una curva del tipo $h \propto T^\nu$ involupa superiormente le massime altezze di pioggia registrate a scala globale (pianeta Terra) con $\nu \approx 0.5$.

$$h_R(\lambda T) = \lambda^n h_R(T) , \quad (\text{A.12})$$

sia quella dei momenti di ordine qualsiasi. Valgono quindi le relazioni

$$E[H^r(\lambda T)] = \lambda^{rn} E[H^r(T)] , \quad r = 1, 2, 3, \dots, \quad (\text{A.13})$$

dove il simbolo $E[\cdot]$ indica l'operatore valore atteso e r l'ordine del momento. In virtù della (A.13), la media e la varianza di $H(T)$ si riscalano con λ^n e λ^{2n} , rispettivamente. Valgono quindi le relazioni

$$E[H(\lambda T)] = \lambda^n E[H(T)] , \quad (\text{A.14})$$

$$\text{Var}[H(\lambda T)] = \lambda^{2n} \text{Var}[H(T)] , \quad (\text{A.15})$$

Quando si analizzano le osservazioni di processi naturali in campo geofisico, il controllo della proprietà (A.10) tramite la (A.11) risulta abbastanza laborioso, anche per i problemi di campionamento dovuti all'insufficiente lunghezza delle serie disponibili con una adeguata risoluzione temporale. Invece, risulta più agevole controllare la proprietà (A.13) in termini di momenti, definibile come *invarianza di scala in senso debole*¹³ senza definire la distribuzione di probabilità.

Nell'analisi dei fenomeni fisici, peraltro, la proprietà dell'invarianza di scala non si può applicare al continuo illimitato delle possibili scale, ma ne va verificata la validità all'interno di un ragionevole intervallo di scale. Il campo di validità dell'autosomiglianza statistica è, in primo luogo, dettato dalla fenomenologia esaminata e dalla capacità di osservarne sperimentalmente le caratteristiche. In secondo luogo, la proprietà in esame va considerata in relazione al campo di interesse tecnico dei risultati. Indicato allora con $[T_{\text{inf}}, T_{\text{sup}}]$ l'intervallo di durate, entro il quale la precipitazione in un punto dello spazio si presenta come un fenomeno scala-invariante nel tempo, e assunta pari a 1 la durata di riferimento¹⁴, si può scrivere la (A.10) come

$$H(T) \sim H(1) T^n , \quad (\text{A.16})$$

dove $H(1)$ è la massima altezza di pioggia relativa alla durata unitaria di riferimento, ossia,

$$F(h(T)) = F(h(1)T^n) , \quad (\text{A.17})$$

e la (A.12) come

$$h_R(T) = h_R(1) \left(\frac{T}{1} \right)^n = h_R(1) T^n , \quad (\text{A.18})$$

dove $h_R(1)$ indica il quantile R -ennale dell'altezza di pioggia per la durata di riferimento. La linea segnalatrice risulta espressa da una legge di potenza, il cui esponente risulta invariante con la durata. Con riferimento alla relazione empirica (A.7) si ha $\nu_R \equiv n$.

Sempre considerando una durata di riferimento unitaria, le (A.14) e (A.15) porgono le relazioni

$$E[H(T)] = \lambda^n E[H(1)] , \quad (\text{A.19})$$

¹³ Cfr. *Gupta & Waymire* (1990). Si noti che, dal punto di vista statistico, l'invarianza di scala in senso debole assicura l'invarianza di scala in distribuzione soltanto se H_T possiede i momenti di qualsiasi ordine.

¹⁴ A tale scopo, si possono eventualmente riscalare le durate rispetto alla durata T_{inf} o T_{sup} .

$$\text{Var}[H(T)] = \lambda^{2n} \text{Var}[H(1)]. \quad (\text{A.20})$$

In virtù delle (A.19) e (A.20) il rapporto

$$V^2 = \text{Var}[H(T)] / E^2[H(T)] = \text{Var}[H(1)] / E^2[H(1)] \quad (\text{A.21})$$

non dipende dalla durata. L'invarianza di scala comporta quindi l'invarianza del coefficiente di variazione, V , con la durata, già individuata dalle considerazioni empiriche citate in precedenza. Il controllo dell'ipotesi di invarianza di scala in senso debole a partire dalle osservazioni sperimentali di altezze massime di pioggia può ricondursi all'ipotesi di indipendenza di V dalla durata. Più in generale, l'invarianza di scala comporta che il rapporto

$$\frac{E\left[\left(H(T) - E[H(T)]\right)^r\right]}{\left(\text{Var}[H(T)]\right)^{r/2}} \quad (\text{A.22})$$

sia indipendente da T per tutte le statistiche di ordine $r \geq 2$. Non soltanto il coefficiente di variazione, ma anche quelli di asimmetria e di appiattimento sono perciò indipendenti dalla durata.

I modelli probabilistici in grado di rappresentare le piogge estreme scala-invarianti sono vincolati all'autosomiglianza statistica. Per esempio, se $F(h)$ è una distribuzione gamma, il suo parametro di forma dovrà risultare costante per ogni durata esaminata; se lognormale, sarà costante il parametro di scala, ovvero la varianza della trasformata logaritmica del massimo annuale; se $F(h)$ segue la legge di Gumbel, il rapporto tra i parametri di scala e di posizione; se segue quella di Fréchet, il parametro di forma; se $F(h)$ è una distribuzione generalizzata del valore estremo (*GEV*), i parametri di scala e di forma.

A.5. Dissipazione statistica e modello lognormale

Numerosi fenomeni fisici, soprattutto in campo meteorologico, possono presentare una diminuzione delle fluttuazioni quando, da una certa scala, si passa ad analizzare lo stesso fenomeno a una scala diversa. Sostituendo il tempo con lo spazio, tale diminuzione è legata alle perdite energetiche che si realizzano, per esempio, quando una situazione di blocco ciclonico si insedia su una certa zona e tende a concentrare e intensificare la sua attività su celle di estensione limitata. Allo stesso modo, si realizza una perdita energetica quando un sollevamento localizzato di origine puramente convettiva tende a espandersi. Per la stretta connessione tra la dinamica spaziale e quella temporale (vedi, per esempio, *Conati et al.*, 1990; *Ranzi et al.*, 1993) il tasso di pioggia in un punto fisso della superficie terrestre riflette queste due diverse fenomenologie. In entrambi i casi, le statistiche del tasso di precipitazione o del volume specifico rilasciato sono caratterizzate dalla proprietà

$$E[H^r(\lambda T)] = \lambda^{r\varphi(r)n} E[H^r(T)], \quad r = 1, 2, 3, \dots, \quad (\text{A.23})$$

nota come *multiscaling statistico*, dove $\varphi(r)$ è una funzione uniformemente convessa o, in alternativa, concava, denominata *funzione di dissipazione*. In pratica, la forma di $\varphi(r)$ è caratterizzata da valori $d^2\varphi/dr^2 > 0$ per ogni valore (anche non intero) di $r > 0$, ovvero da $d^2\varphi/dr^2 < 0$ per qualsiasi r . Essa caratterizza altresì particolari processi stocastici quali le cascate aleatorie. Se $\varphi(r) = 1$, $\varphi(r)$ non dipende dall'ordine r della statistica e la (A.23)

degenera nella (A.13). In tal caso il processo esaminato risulta scala-invariante e può essere descritto in termini di autosomiglianza statistica.

In caso di *dissipazione statistica* la (A.10) non è più rispettata e i quantili dell'altezza di pioggia non vengono più a riscalarsi in funzione della durata secondo una legge di potenza, ma in modo più complesso. Inoltre, gli indici statistici adimensionali (coefficienti di variazione, asimmetria, appiattimento e così via) variano con la durata T presa in considerazione. Di conseguenza, la parametrizzazione della distribuzione di probabilità $F(h)$ viene ad essere regolata dalla proprietà di convessità o concavità della funzione di dissipazione, che ne vincola fortemente la forma analitica. Per esempio, la legge di Gumbel, che presenta valori costanti dei coefficienti di asimmetria e di appiattimento, non è in grado di descrivere la dissipazione statistica. Allo stesso modo, molte altre distribuzioni di uso corrente, come la leggi di Fréchet e di Weibull e la *GEV*, poco si adattano a descrivere tale comportamento. Al contrario, distribuzioni come la lognormale descrivono in modo efficace la dissipazione statistica. Se la distribuzione parametrica di $H(T)$ prevede $\#(\Omega_h)$ parametri, il modello statistico dissipativo contiene $2 \times \#(\Omega_h)$ parametri, che sono funzione dei momenti, rispetto all'origine, di ordine $r = 1, \dots, \#(\Omega_h)$.

Come sopra indicato, la distribuzione lognormale,

$$F(h) = \int_0^h \frac{1}{\sqrt{2\pi u} \sigma_{\ln H(T)}} \exp \left\{ -\frac{1}{2} \left[\frac{\ln w - \sigma_{\ln H(T)}}{\sigma_{\ln H(T)}} \right]^2 \right\} du, \quad (\text{A.24})$$

si adatta assai bene ad una semplice rappresentazione della funzione di dissipazione. Infatti, per una variabile lognormale $H(T)$,

$$E[H^r(T)] = E^r[H(T)] [1 + V^2(T)]^{r(r-1)/2}, \quad r = 1, 2, 3, \dots, \quad (\text{A.25})$$

da cui si ricava

$$\varphi(r) = 2\varphi_2 - 1 + 2(1 - \varphi_2)r^{-1}, \quad (\text{A.26})$$

dove $\varphi_2 = \varphi(2)$ è un fattore di dissipazione, che discende dalla relazione di crescita dei momenti con la durata nella forma

$$E[H^r(T)] = E[H^r(1)] T^{(2\varphi_2 - 1)r + 2(1 - \varphi_2)r}, \quad r = 1, 2, 3, \dots \quad (\text{A.27})$$

In pratica, note le relazioni di crescita dei primi due momenti con la durata,

$$E[H(T)] = E[H(1)] T^n, \quad (\text{A.28})$$

e

$$E[H^2(T)] = E[H^2(1)] T^{2\varphi_2 n}, \quad (\text{A.29})$$

sono determinate in cascata le relazioni per tutti i momenti di ordine superiore.

Nell'applicare il modello conviene scrivere le (A.28) e (A.29) come

$$E[H(T)] = a_1 T^n, \quad (\text{A.30})$$

e

$$E[H^2(T)] = a_2 T^{2\varphi_2 n}, \quad (\text{A.31})$$

dove $a_1 = E[H(1)]$ e $a_2 = E[H^2(1)]$. Con tali notazioni, il quantile R -ennale può essere previsto tramite l'equazione

$$h_R(T) = \frac{a_1^2}{\sqrt{a_2}} \exp\left[\sqrt{\ln\left(\frac{a_2}{a_1^2} T^{2(\varphi_2-1)n}\right)} \Phi^{-1}(1-1/R)\right] T^{(2-\varphi_2)n}, \quad (\text{A.32})$$

dove $\Phi^{-1}(\cdot)$ indica l'inversa della funzione di distribuzione normale standard, ovvero il quantile $(1-1/R)$ -esimo della variabile normale standard. Si può notare come la (A.32) presenti una struttura formalmente analoga a quella relativa al modello lognormale scala-invariante. Se $\varphi_2 = 1$, il modello lognormale dissipativo degenera nella forma scala-invariante ed è immediato verificare come, in tal caso, si abbia $a_2/a_1 = 1 + V^2$. Ne deriva:

$$h_R(T) = a_1 \frac{\exp\left[\sqrt{\ln(1+V^2)} \Phi^{-1}(1-1/R)\right]}{\sqrt{1+V^2}} T^n \quad (\text{A.33})$$

dove V indica il coefficiente di variazione globale, indipendente dalla durata.

A.6. Stima dei parametri

Metodi di stima

Quantili regolarizzati. Come osservato in precedenza, il metodo dei quantili regolarizzati comporta la stima preliminare di $n_T \times \#(\Omega_h)$ parametri, dove $\#(\Omega_h)$ indica il numero dei parametri della distribuzione $F(h, \Omega_h)$ adottata per rappresentare la variabile $H(T)$. Se si utilizza il metodo dei momenti, è necessario valutare, per ogni durata, i momenti¹⁵ di $H(T_k)$ fino a un ordine pari a $\#(\Omega_h)$. Indicata con $[h_{ik}]$ la matrice dei dati di altezza di pioggia massima annuale, si calcolano i valori di

$$m_{rk} = \sqrt{\frac{1}{n_a - 1} \sum_{i=1}^{n_a} h_{ik}^2}, \quad r = \dots, \#(\Omega_h), \quad (\text{A.34})$$

pervenendo così ad una stima dell'insieme Ω_{hk} dei parametri per ogni singola durata esaminata. In alternativa al metodo dei momenti, si possono utilizzare altri metodi di stima. La scelta del metodo più adatto dipende dalla distribuzione utilizzata. Peraltro, il numero dei parametri da stimare a partire dalle osservazioni non cambia. Se, per esempio, si utilizza il metodo dei "probability weighted moments" o quello dei cosiddetti "L-moments" bisognerà stimare $n_T \times \#(\Omega_h)$ momenti pesati in probabilità. Inoltre, per ogni periodo di ritorno R preso in considerazione, la funzione inversa $F^{-1}(h, \Omega_{hk})$ calcolata in $1-1/R$ porge le previsioni $h_R(T_k)$ da interpolare, in modo da ricavare i valori di a_R e v_R della (A.7) tramite la regressione lineare dei valori di $\ln h_R(T_k)$ sulle relative durate $\ln T_k$. Se interessano n_R diversi periodi di ritorno, bisogna quindi stimare $2n_R + n_T \times \#(\Omega_h)$

¹⁵ Possono venire indifferentemente stimati i momenti intorno all'origine, come nel testo o, come più spesso accade, quelli centrali.

parametri. Il metodo della regolarizzazione dei quantili comporta perciò un certo grado di iperparametrizzazione del modello previsionale, che risulta quindi poco robusto.

Modello scala-invariante. Per questo modello è necessario stimare $2+\#(\Omega_h)-1$, dove $\#(\Omega_h)$ indica il numero dei parametri della distribuzione $F(h, \Omega_h)$ adottata per rappresentare la variabile $H(T)$. Nei casi pratici, conviene riscaldare i dati $[h_{ik}]$ per le diverse durate rispetto ad una durata di riferimento. Se si considerano, le piogge da 1 a 24 ore, tale operazione non è necessaria, se si prende a riferimento la durata oraria. La serie di osservazioni renormalizzate si ricava quindi riscaldando i dati relativi alla k -esima durata considerata rispetto alla relativa media campionaria m_k , ossia

$$w_j = h_{ik} / m_k , \quad (\text{A.35})$$

con $j = i+(k-1)n_a, j=1, \dots, n_w$. Disponendo di n_a anni di osservazioni per n_T diverse durate, si ottiene perciò un campione di $n_w = n_T n_a$ dati. In base a tale campione, si determinano quindi l'insieme dei parametri Ω_w della $F(w, \Omega_w)$. La tecnica di stima più semplice, basata sul metodo dei momenti, comporta, quando $\#(\Omega_w) = 1$, il calcolo del solo coefficiente di variazione V di W , ossia

$$V = \sqrt{\frac{1}{n_w - 1} \sum_{j=1}^{n_w} w_j^2} . \quad (\text{A.36})$$

Se $\#(\Omega_w) = 2$, è necessario stimare sia V che il coefficiente di asimmetria γ_1 . Se $\#(\Omega_w) = 3$, bisogna stimare V , γ_1 ed il coefficiente di appiattimento γ_2 . Anche in questo caso si possono altresì impiegare altri metodi di stima. Se, per esempio, il metodo dei momenti fornisce risultati abbastanza buoni nel caso della distribuzione lognormale (Stedinger, 1980), altre distribuzioni richiedono l'applicazione di metodi più sofisticati; per esempio, nel caso della distribuzione di Gumbel¹⁶ o della *GEV* il metodo dei cosiddetti "L-moments" fornisce i migliori risultati (Stedinger et al., 1992). In base ai valori campionari della media, m_k , relativi alle n_T durate considerate,

$$m_k = \frac{1}{n_a} \sum_{i=1}^{n_a} h_{ik} , \quad (\text{A.37})$$

si ottengono inoltre i valori del coefficiente pluviometrico a_1 e dell'esponente di scala n tramite una regressione lineare dei valori di $\ln m_k$ sulle relative durate $\ln T_k$.

Modello dissipativo. In questo caso, è necessario stimare $2 \times \#(\Omega_h)$ parametri, dove $\#(\Omega_h)$ indica il numero dei parametri della distribuzione $F(h, \Omega_h)$ adottata per rappresentare la variabile $H(T)$. In base ai valori campionari della media

$$m_k = \frac{1}{n_a} \sum_{i=1}^{n_a} h_{ik} ,$$

dei momenti m_{rk} di ordine r relativi alle n_T durate considerate,

$$m_{rk} = \sqrt{\frac{1}{n_a - 1} \sum_{i=1}^{n_a} h_{ik}^r} , \quad r = 2, \dots, \#(\Omega_h), \quad (\text{A.38})$$

¹⁶ Cfr., per esempio, Rosso (1981).

vengono stimati i valori di $H^r(1)$, n e $\varphi(r)$ che permettono di stimare i momenti di qualsiasi ordine r in funzione della durata¹⁷. A partire dai momenti, è quindi possibile procedere alla previsione, calcolando i quantili. Nel caso lognormale, è sufficiente stimare m_k e m_{2k} , poichè i valori del coefficiente pluviometrico a_1 e dell'esponente n si determinano tramite regressione lineare dei valori di $\ln m_k$ sulle relative durate $\ln T_k$. mentre i valori dei parametri a_2 e φ_2 si ottengono tramite regressione lineare dei valori di $\ln m_{2k}$ sulle relative durate $\ln T_k$, noti i valori di a_1 e di n . Se risulta $\varphi_2 = 1$, la stima coincide con la stima del modello lognormale scala-invariante condotta con il metodo dei momenti. Di conseguenza, è lecito procedere all'analisi tramite il modello dissipativo, verificandone l'eventuale degenerazione nel modello scala invariante.

Modello lognormale dissipativo

Indicata con $[h_{ik}]$ la matrice dei dati pluviometrici di altezza di pioggia massima annuale, disponibili per $i=1, \dots, n_a$ anni di osservazione e $k=1, \dots, n_T$ diverse durate, i parametri delle linee segnalatrici a distribuzione generatrice lognormale vengono stimati con il metodo dei momenti. La scelta del modello lognormale discende dalla sua flessibilità nel rappresentare sia la dissipazione che l'austosomiglianza statistica, che risulta quale caso degenerare della prima. Inoltre, una vasta letteratura scientifica indica nella distribuzione lognormale un modello in grado di descrivere in modo soddisfacente i campi di precipitazione¹⁸. Il modello lognormale è stato altresì validato tramite gli usuali test statistici (Kolgomorov-Smirnov, Chi-quadrato e Anderson-Darling)¹⁹.

Il modello

$$h_R(T) = \frac{a_1^2}{\sqrt{a_2}} \exp \left[\sqrt{\ln \left(\frac{a_2}{a_1^2} T^{2(\varphi_2-1)n} \right)} \Phi^{-1}(1 - 1/R) \right] T^{(2-\varphi_2)n} \quad (\text{A.39})$$

prevede la stima di 4 parametri: a_1 , n , a_2 e φ_2 . Essi vengono stimati in modo sequenziale con il metodo dei minimi quadrati, ricercando dapprima il

$$\min_{a_1, n} \sum_{k=1}^{n_T} [\ln m_k - \ln a_1 - n \ln T_k]^2 \quad (\text{A.40})$$

e, utilizzando i valori di a_1 e n che soddisfano la (A.40), il

$$\min_{a_2, \varphi_2} \sum_{k=1}^{n_T} [\ln m_{2k} - \ln a_1 - 2\varphi_2 n \ln T_k]^2, \quad (\text{A.41})$$

¹⁷ I momenti d'ordine superiore a $\#(\Omega_h)$ sono ricavabili in funzione dei primi $\#(\Omega_h)$ momenti.

¹⁸ A tale proposito, si può citare una vasta letteratura sulla lognormalità dei campi di pioggia sia nello spazio che nel tempo. I lavori di Cao (1974), Bell (1987), Waymire & Gupta (1991) e Burlando & Rosso (1996) sono solo alcuni esempi di lavori scientifici che accreditano la distribuzione lognormale quale modello statistico dei campi di pioggia.

¹⁹ Sull'esecuzione di test statistici su variabili rappresentative di valori estremi si veda, per esempio, Kottegodda & Rosso (1997, Capp. 5 e 7).

la cui ricerca porge il valore di a_2 e φ_2 . Se risulta $\varphi_2 = 1$, il modello dissipativo degenera nel caso dell'autosomiglianza statistica, ossia nel modello lognormale scala-invariante. Tale schema di calcolo è stato applicato ai dati di altezza di pioggia massima annuale delle stazioni prese in esame.

A.7. Risultati delle analisi statistiche dei nubifragi osservati nelle stazioni del bacino del torrente Bisagno

Il calcolo delle Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica nel bacino del torrente Bisagno è stato condotto tramite il modello dissipativo che, benché presenti una formulazione più complessa, garantisce stime dell'altezza di pioggia più attendibili per il bacino nel suo complesso. Il modello lognormale dissipativo presenta infatti, in generale, un buon adeguamento alle osservazioni (v. Tab.2.3 e Fig.2.3a-g). Una prima analisi del comportamento statistico delle singole serie di dati può essere fatta confrontando gli esponenti dei momenti di diverso ordine (n_1, n_2, \dots, n_5) con quelli propri dell'andamento scala-invariante ($n_1, 2n_1, \dots, 5n_1$); per quanto riguarda la stazione di Genova (Università) (v. Fig.2.4), come per le altre stazioni che risentono direttamente delle perturbazioni provenienti dal Tirreno, l'andamento scala-invariante (linea continua) si allontana poco da quello dissipativo (pallini). La stazione di Viganego (v. Fig.2.3f) è, invece, rappresentativa dei pluviografi posti nelle valli interne in cui la differenza tra i due andamenti risulta marcata. La scelta del modello dissipativo rispetto a quello scala-invariante è resa quindi necessaria dal comportamento statistico delle stazioni di S. Eusebio, Prato, Viganego e Scoffera: i momenti campionari si scalano secondo un esponente minore di uno rendendo non valida l'ipotesi di invarianza di scala. Per quanto riguarda le stazioni di Genova (Università), Genova (Servizio Idrografico) e Ponte Carrega il modello dissipativo e quello scala-invariante forniscono stime dell'altezza di pioggia molto vicine, soprattutto per le durate di interesse pratico nel bacino del Bisagno (fino a 6 ore); per le rimanenti stazioni la dissipazione statistica fa sì che le due stime si discostino maggiormente.

Tabelle

Tabella 2.1a - Valori di altezza di pioggia massima annuale $H(T)$ in mm osservati nella stazione di Genova (Università).

Anno	Durata T in ore					Anno	Durata T in ore				
	1	3	6	12	24		1	3	6	12	24
1932	34.8	41.6	43.4	63.8	88.6	1962	25.2	41	53.2	78.6	121.2
1933	33.0	51.4	59.2	74.5	78.4	1963	65.2	70.2	74	120	121.6
1934	78	102.8	103	104.6	164.4	1964	54	91	112.8	118.8	127.6
1936	39.4	46.4	47.2	68.6	99	1965	79.8	88.6	88.8	91.2	99.2
1937	33.6	64.6	70	71	80	1966	33.2	35	43.2	59.4	85
1938	28	43.2	63	79.4	99.4	1967	53.4	84.2	108.4	118.2	127.8
1939	49	59.2	59.6	91.4	180.6	1968	28.6	44	63.8	118.6	136.2
1940	80	105.6	106.6	122.2	122.4	1969	22.8	26.4	32	46	59
1941	41.8	42	69.2	87.6	106	1970	76	166	201	256	414.8
1942	54.6	120	153.4	166.2	203	1971	50.4	56.8	62.4	82.8	84.6
1943	26	44.6	68.2	92	101	1972	43.2	89.8	97.2	135.6	183
1944	34.6	50.2	67	94.8	98	1973	39.6	42.6	59	66.2	76.6
1945	71	152.6	198.2	207	256.4	1974	37.8	51.8	52.8	75.2	90.6
1947	51	78	103.6	165.4	223.2	1975	40	56.2	78	127.8	147
1948	53.6	74.6	75.2	75.2	83.2	1976	53.5	76.1	99.2	111.3	124.1
1949	29.4	65.4	84	126.4	160.6	1977	108.8	178.4	211.8	224.2	233.4
1950	27.2	41.8	50.2	62.4	66.4	1979	51.8	80.4	135.6	138.4	176.4
1951	75	105.2	135.6	192.4	272.6	1980	40	63.8	70.4	79.6	80.2
1952	27.8	44.2	47	61.2	79.2	1981	85.4	113	133.8	168.2	173
1953	69.4	146	214.4	218.8	219.4	1982	26.8	37.2	57.2	105.2	106.8
1954	22.8	60.8	69	69.2	82.8	1983	27.4	65.8	76	99.4	108.6
1955	34.6	41.4	52.4	85.4	139.8	1984	76.8	102.8	128.4	146	181.8
1956	38.2	53	60.6	73.2	102.4	1985	25.6	46	71	91.8	121
1957	39.6	47.8	78.2	92.6	93.6	1986	31.6	53.6	61.2	62.2	105.8
1958	29	31.4	40	66.6	111.4	1987	95.6	187.4	187.4	187.4	188.6
1959	58	101	156	173.2	182.6	1988	24.4	55.4	99.4	159.2	207
1960	48.6	69.4	79.4	100.4	121	1989	33	33.8	40	50.2	71.2
1961	66	107	120	137.6	183.2	1991	63.0	75.2	116.2	117.0	249.0

Tabella 2.1b - Valori di altezza di pioggia massima annuale $H(T)$ in mm osservati nella stazione di Genova (Servizio Idrografico).

Anno	Durata T in ore					Anno	Durata T in ore				
	1	3	6	12	24		1	3	6	12	24
1951	53	93.2	129	196.4	245	1965	39.8	40.2	54.2	55.8	76.4
1952	32	49.8	55.2	60.8	62.4	1966	43.4	46.8	56.8	72.2	94.4
1953	91.4	158	200.4	206.2	206.8	1967	54.4	78.2	83.4	101.4	110.2
1954	32.4	72.4	78.8	85.4	85.6	1968	32.6	39	59	99.6	116.8
1955	43.4	47.4	84	112.6	190.6	1969	45.8	79.2	87.2	103	106
1956	54.6	61.2	63.4	69.6	90.2	1972	67	106	126.6	144.8	155.4
1957	33	46.4	55	70.8	88.8	1973	28	45.6	75.4	86.8	88
1958	34.6	59.4	60	84	128	1974	29.4	44.4	79.4	80	101.4
1959	94	160	213.2	225	256.2	1975	31.4	48	79	109	117.8
1960	66.8	79.2	88.6	108.4	127	1976	30	80	87.8	95	100
1961	44	72.6	90	108.8	173.2	1977	40	95.6	120	190	195.4
1962	23.2	45	55.2	94.4	98.6	1979	31.8	60.8	88.6	110.6	125.4
1963	48.8	73	88.4	101	111.6	1980	19.4	37.4	48.6	57.2	60.4
1964	43.6	69	94.4	98	120.6						

Tabella 2.1c - Valori di altezza di pioggia massima annuale $H(T)$ in mm osservati nella stazione di Ponte Carrega.

Anno	Durata T in ore					Anno	Durata T in ore				
	1	3	6	12	24		1	3	6	12	24
1954	42	64.4	76.6	88	105	1976	54.4	74.5	82.5	101	116.2
1955	21	32.6	58.6	74.4	127	1977	38.6	70	99.6	110	180.8
1957	36	62	77.4	113.6	152.4	1978	32.2	62.8	94.6	126	126.8
1958	101	114.8	115.4	140	224.8	1979	55	101	139.6	143	207.8
1959	67.4	105	154	181.6	264	1980	29.4	44.2	44.2	44.8	67
1960	61	108.8	134	160	182.8	1981	35.8	50.2	68	96.6	106.4
1962	50.6	52	71	103	142.2	1982	19.6	30.4	37.4	49.2	67.8
1963	64	72	72.2	136.4	138.4	1983	17	37	63	104	144.4
1964	101.2	116.6	195.6	206.4	208.4	1984	53	80.6	109.2	124.4	160.2
1965	60	66.8	67	88.8	109.6	1985	21	32.2	42.8	60.6	97.6
1966	78.6	79.2	86	106.6	146	1986	21.4	43.3	71	73.8	89.8
1970	89.4	139	171.8	379.8	453.4	1987	35.6	58.6	67.8	85	113.6
1972	31.6	64.6	83	92.6	104	1988	24.4	39.2	65.4	102	122.6
1973	36	48.8	56.8	60.6	70.6	1989	24.4	24.6	35	45	68.2
1975	43	64.4	92.4	115.4	121	1991	70	72	99.4	99.4	191

Tabella 2.1d - Valori di altezza di pioggia massima annuale $H(T)$ in mm osservati nella stazione di S.Eusebio.

Anno	Durata T in ore					Anno	Durata T in ore				
	1	3	6	12	24		1	3	6	12	24
1939	41.8	59.8	69	118	216.8	1979	23.4	54.6	82.8	108.6	139
1941	25.2	36	42.4	65.2	87.2	1980	58.2	77.4	77.4	77.4	83.2
1942	34.8	67	90.4	99	145.8	1981	32.8	78.8	109.4	109.4	112
1943	21	27	63	79	86.2	1983	26.4	57.4	72.4	97.2	106.4
1944	26	34	61.4	82	88	1985	15.6	32.2	46.6	67.6	84.4
1946	36.6	36.6	36.6	40	64	1986	34.6	58.8	105.8	124.2	159
1947	22.8	25.6	37.4	59	84.8	1987	21.2	47.2	48.6	74	95.4
1948	70.2	79.8	81.6	81.8	93.2	1988	29.8	68.8	79.8	100.6	121.4
1951	42	49.6	75.4	136.2	195	1989	32	32	49.4	57.4	81
1952	48	51.8	64.8	72.4	76	1991	49.4	65.6	77	104.6	138.6

Tabella 2.1e - Valori di altezza di pioggia massima annuale $H(T)$ in mm osservati nella stazione di Prato.

Anno	Durata T in ore					Anno	Durata T in ore				
	1	3	6	12	24		1	3	6	12	24
1957	35	53	71.2	97.8	160.2	1971	50	89	103.8	109	112.6
1960	57	82	127.4	147.2	161.4	1972	46	55	82.8	99.8	134
1961	36.8	62	80.4	90.8	127.4	1973	48	61.6	102	129.4	133.2
1963	72.6	75	75	112.2	113.4	1974	31.4	43.2	57	95.2	117.6
1964	90.4	118.6	145.6	174.8	175.4	1975	38.4	52	91	162	190
1965	45	49.2	49.6	73.2	113.2	1976	50	70	91.6	101.4	116.6
1966	50.4	67.8	67.8	70	97	1977	53.6	70	108	170.2	266
1967	62.8	73.4	119.6	148.8	169.2	1978	36.8	52.4	74.2	87.8	116.2
1968	22	37	64	117	145	1979	31.6	60.4	108	123.2	166.4
1969	35	70.4	92.4	102.6	112.2	1980	40.6	64.6	71	94.6	124.4
1970	50.8	90	105	157.6	221.6	1981	48.2	93.8	108	113.4	113.4

Tabella 2.1f - Valori di altezza di pioggia massima annuale $H(T)$ in mm osservati nella stazione di Viganego.

Anno	Durata T in ore					Anno	Durata T in ore				
	1	3	6	12	24		1	3	6	12	24
1954	58	71.6	73.8	97.2	136.2	1973	73	96	135	147.4	148.6
1955	21.4	32.8	47.6	93.6	160	1974	18	48	73	101	118
1956	26	30	51	91	134	1976	40	80	100.5	112.9	123.2
1957	43.2	66	81	119.2	150.8	1977	40	60	100	160	240
1958	27.8	45	63.6	98.2	165	1978	23.6	52.8	65	92	113.8
1959	36.6	81.6	108.8	130	158.6	1979	43	76.6	132.8	145.2	214.4
1960	62.4	85.4	108.4	130.4	139	1980	25.8	44.2	77.8	122	136
1962	28.4	51.2	66.2	107.6	135.8	1981	33.8	56.2	80.8	104.4	107.6
1964	58.2	73	132.4	136	160.4	1982	32.6	40	69.6	119	170.8
1965	79	88.8	89.4	107.8	165.8	1983	29.8	37.4	67	114	174
1966	54.8	56.8	71	85.4	106	1984	62.6	88.8	90.4	90.4	127.2
1967	26	57	87	143	154.8	1985	40.9	66.8	74.4	85	121.6
1968	70	77	77	113	140	1986	32.8	55.8	79.8	84.8	132
1969	40	95	118	135	145	1987	22.6	34.2	48	78.8	133
1970	41.6	40	78	120	178	1988	31.8	54.8	66.8	94.6	124.2
1971	39	82	103	113.8	122.8	1989	72.2	81.6	84.6	134.8	136.4
1972	27	52.4	59.8	88.6	108	1991	64	160	175	188	212.8

Tabella 2.1g - Valori di altezza di pioggia massima annuale $H(T)$ in mm osservati nella stazione di Scoffera.

Anno	Durata T in ore					Anno	Durata T in ore				
	1	3	6	12	24		1	3	6	12	24
1952	35.6	68.8	76.8	106.2	138.4	1975	50	88	88.8	91	146.2
1953	72	84	115	159.6	188.2	1976	60.1	64.4	82.2	89	104
1954	47	63.2	94	135	192.2	1977	50	70	126	180	246
1955	60	75.2	82	110.4	148.6	1978	31.2	49.2	54.8	83	123.2
1958	18.8	37	61	104	160	1979	39.4	64.4	104.4	134.2	148.8
1960	54	74.6	85	98	129	1981	56.4	64.8	65.4	80.2	93.8
1961	39	53	83	112.4	141.4	1982	24.4	37.4	61	114.2	165.2
1962	55	78.4	79.2	91.2	120.6	1983	33	56	75	116	200
1963	52.6	66.8	72	119.2	122.2	1984	41.6	69.8	71.4	75.2	93
1966	36.2	45	66	75	113	1985	41.4	54.8	65.4	74.2	118
1967	54.4	91	93	136	148.2	1986	17.2	40.4	69	113	169.2
1968	40.2	51.4	77	151	192.4	1987	34.8	53.4	69.2	88.4	135.4
1969	70	105	173.8	184.8	204.8	1988	22.4	45.2	64.8	94.6	116.2
1970	38	63	75	127.4	200.8	1989	44.4	51	81	94.4	137.2

Tabella 2.2 - Elenco e caratteristiche delle stazioni pluviometriche esaminate.

Stazione	Comune	Bacino	Sottobacino	Lat.	Lon.	Quota [m]	Apparecchio			
							Tipo	Inizio	Alt. [m]	#anni
a) Genova Univ.	Genova	P/B	-	44°25'	3°32'W	21	Pr	1932	25.00	56
b) Genova S.I.	Genova	B	-	44°24'	3°31'W	2	Pr	1951	30.00	27
c) Ponte Carrega	Genova	B	-	44°26'	3°29'W	26	Pr	1954	2.10	30
d) S.Eusebio	Genova	B	-	44°27'	3°28'W	240	Pr	1939	-	20
e) Prato	Genova	B	-	44°27'	3°26'W	89	Pr	1957	2.00	22
f) Viganego	Bargagli	B	Lentro	44°26'	3°23'W	400	Pr	1954	2.00	34
g) Scoffera	Torriglia	B	-	44°29'	3°20'W	678	Pr	1952	2.00	28

B: Bisagno; P/B: Polcevera-Bisagno.

Tabella 2.3 - Parametri delle Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica nelle stazioni pluviometriche esaminate (per altezza di pioggia in mm e durata in ore).

Stazione	Comune	Lat.	Lon.	a_1	n	a_2	φ_2
a) Genova Univ.	Genova	44°25'	3°32'W	49.175	0.331	2944.692	1.002
b) Genova S.I.	Genova	44°24'	3°31'W	46.404	0.335	2554.164	0.995
c) Ponte Carrega	Genova	44°26'	3°29'W	46.279	0.361	2586.449	1.017
d) S.Eusebio	Genova	44°27'	3°28'W	34.678	0.373	1358.966	0.986
e) Prato	Genova	44°27'	3°26'W	46.702	0.362	2371.946	0.991
f) Viganego	Bargagli	44°26'	3°23'W	42.178	0.397	2088.563	0.951
g) Scoffera	Torriglia	44°29'	3°20'W	42.209	0.391	1951.102	0.987

Tabella 2.4 - Fattore di frequenza delle Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica per diversi valori del periodo di ritorno R , in anni.

$R =$	5	10	20	50	100	200
$\Phi^1(1-1/R) =$	0.842	1.282	1.645	2.054	2.326	2.576

Tabella.3.1 - Periodo di ritorno R a scala locale dei nubifragi che causarono le piene del 1953, 1970 e 1992. Valori di R in anni.

Stazione	Evento 1953	Evento 1970	Evento 1992
a) Genova Univ.	$50 < R < 100$	$50 < R < 100$	$100 < R < 200$
c) Ponte Carrega	-	$10 < R < 50$	$50 < R < 100$
d) S.Eusebio	-	-	$R > 200$
e) Prato	-	$10 < R < 50$	-
f) Viganego	-	$R \ll 10$	$R > 200$
g) Scoffera	$R \approx 10$	-	$50 < R < 100$

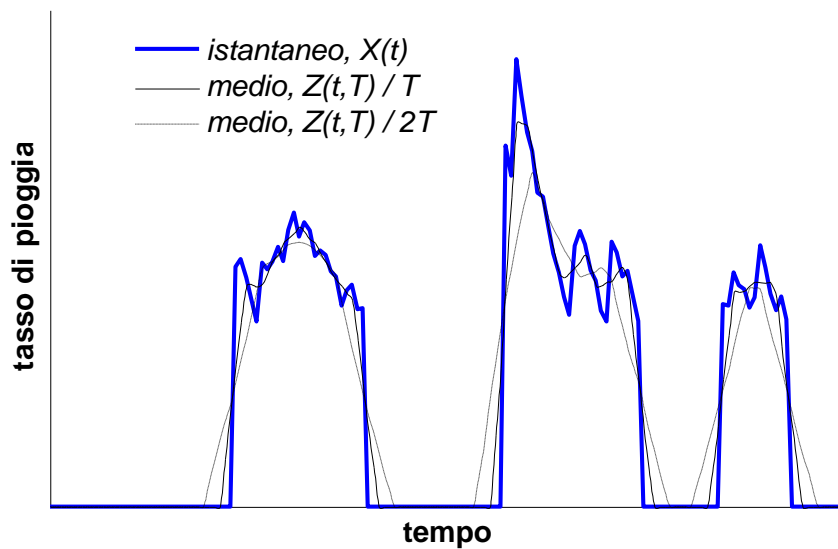
Figure

Figura 2.1 - Procedimento di integrazione a finestra mobile per la valutazione della massima altezza di pioggia caduta in assegnata durata.

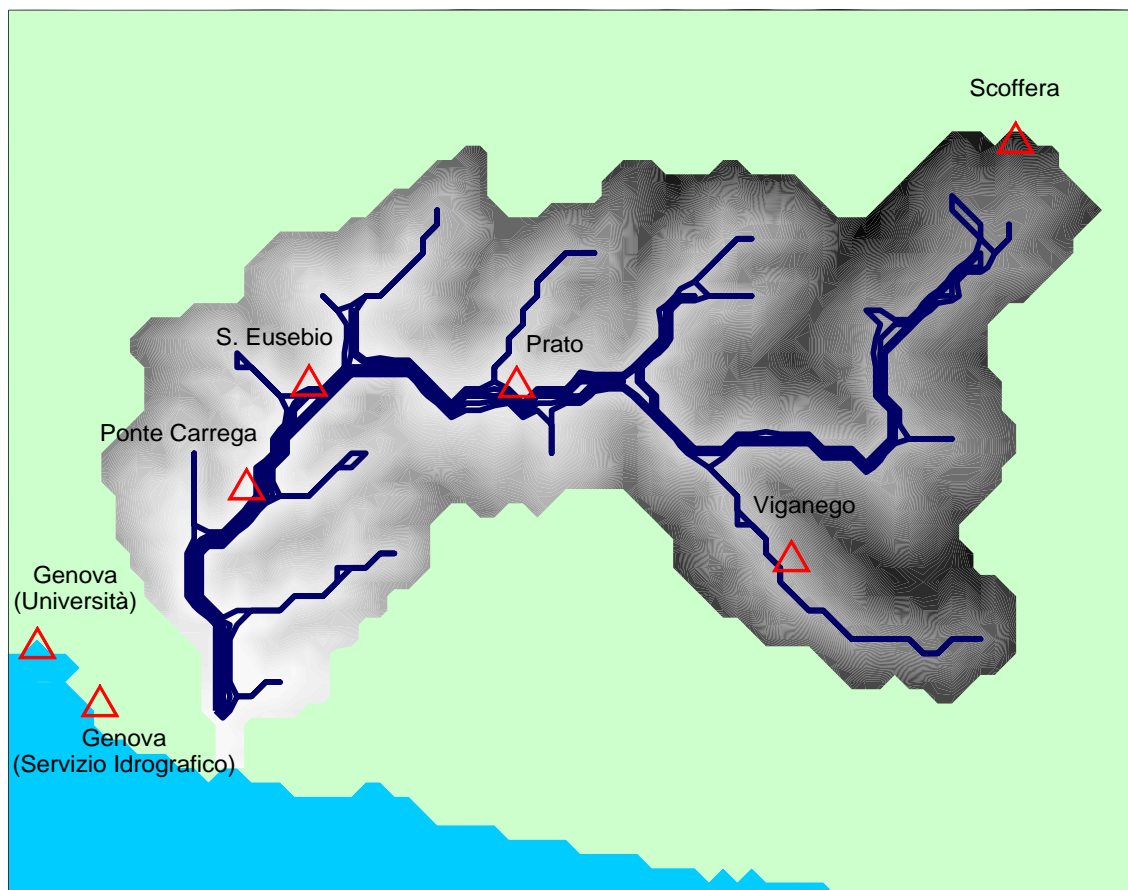


Figura 2.2 - Stazioni pluviometriche relative al bacino del torrente Bisagno con almeno venti anni di registrazione. Esse sono state localizzate sulla carta tematica delle quote.

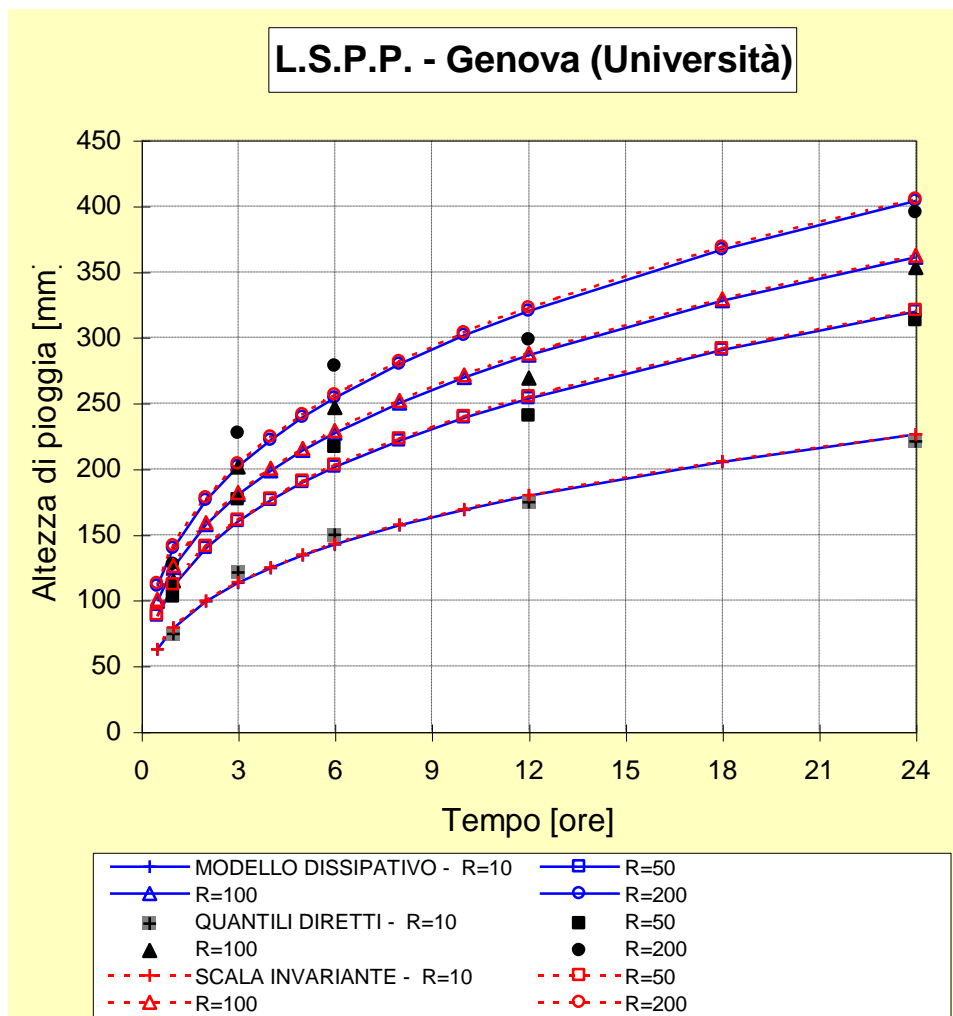


Figura 2.3a - Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica: stazione di Genova (Università).

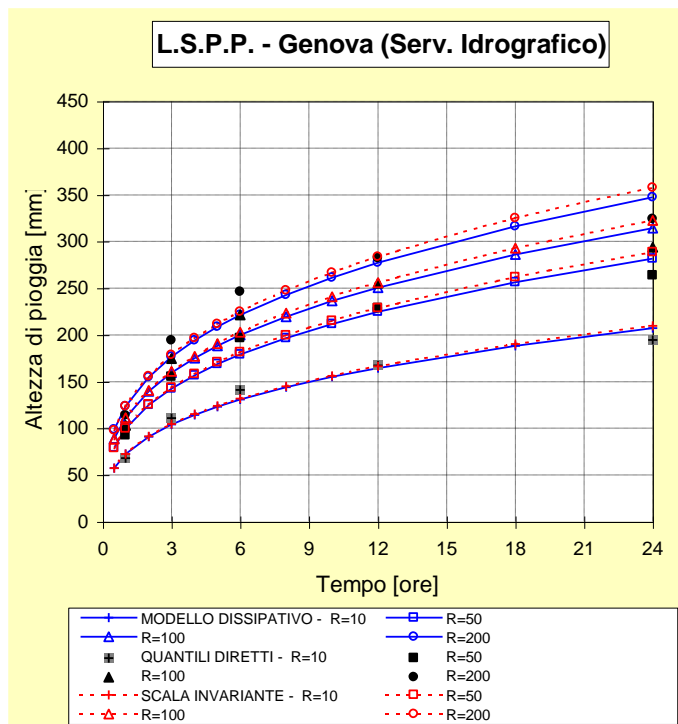


Figura 2.3b - Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica: stazione di Genova (Servizio Idrografico).

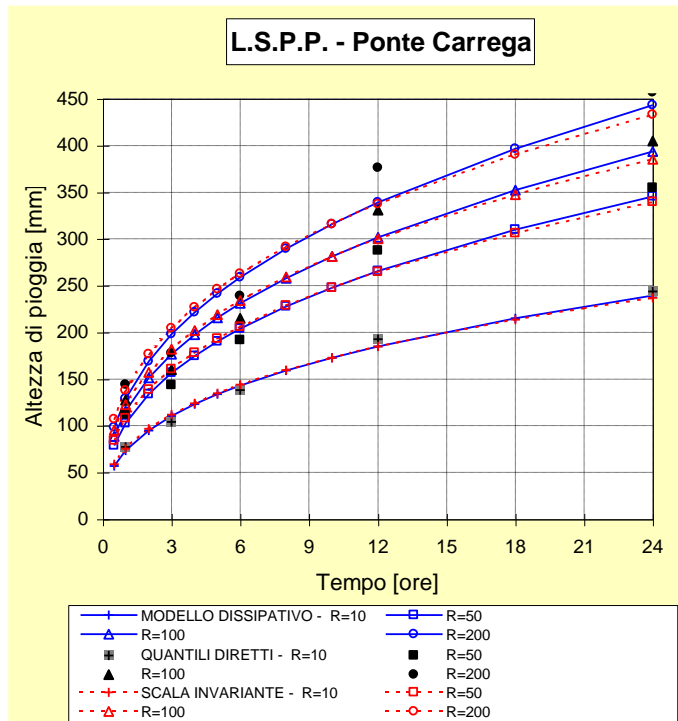


Figura 2.3c - Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica: stazione di Ponte Carrega.

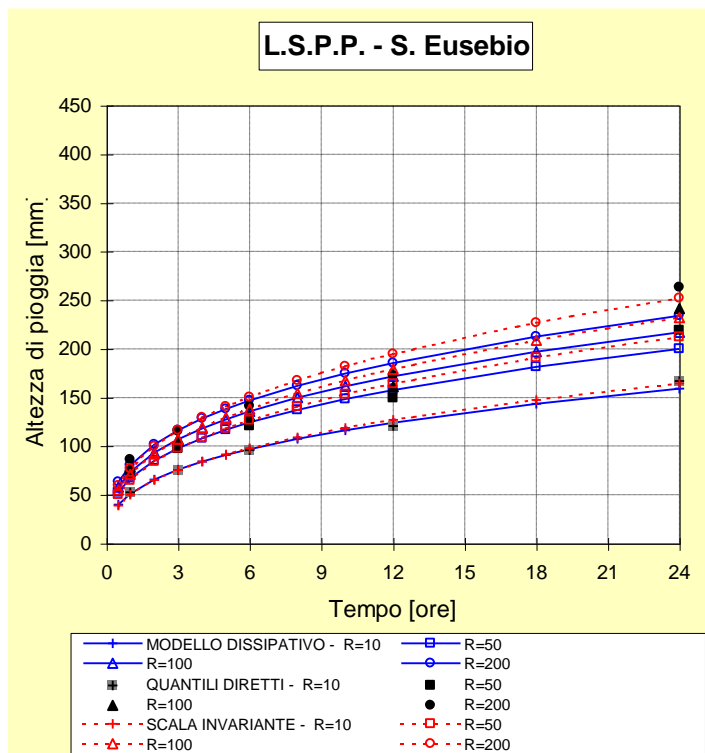


Figura 2.3d - Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica: stazione di S.Eusebio.

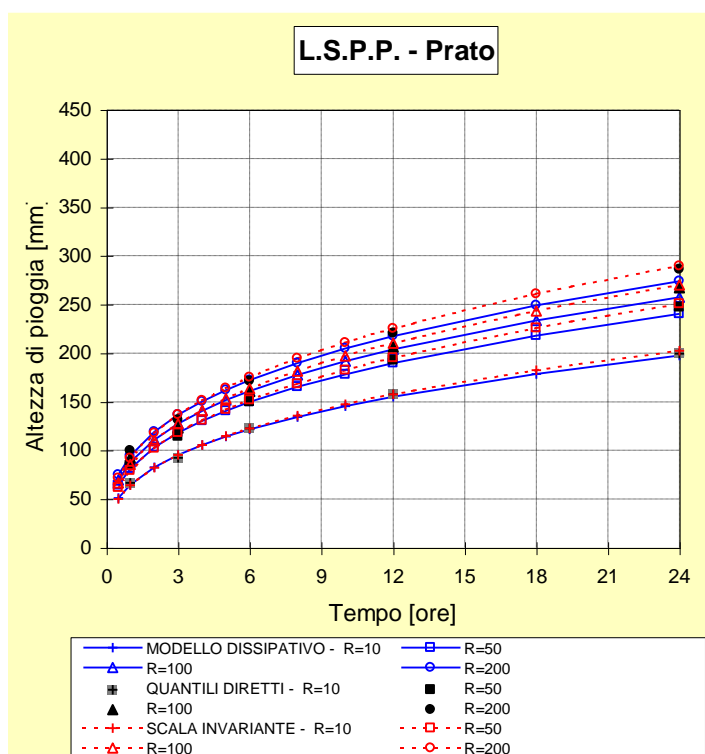


Figura 2.3e - Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica: stazione di Prato.

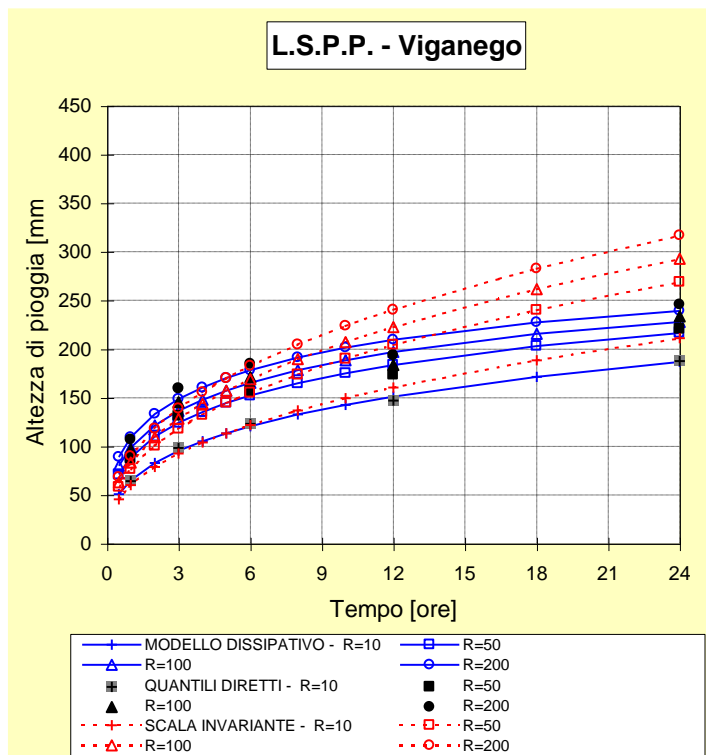


Figura 2.3f - Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica: stazione di Viganego.

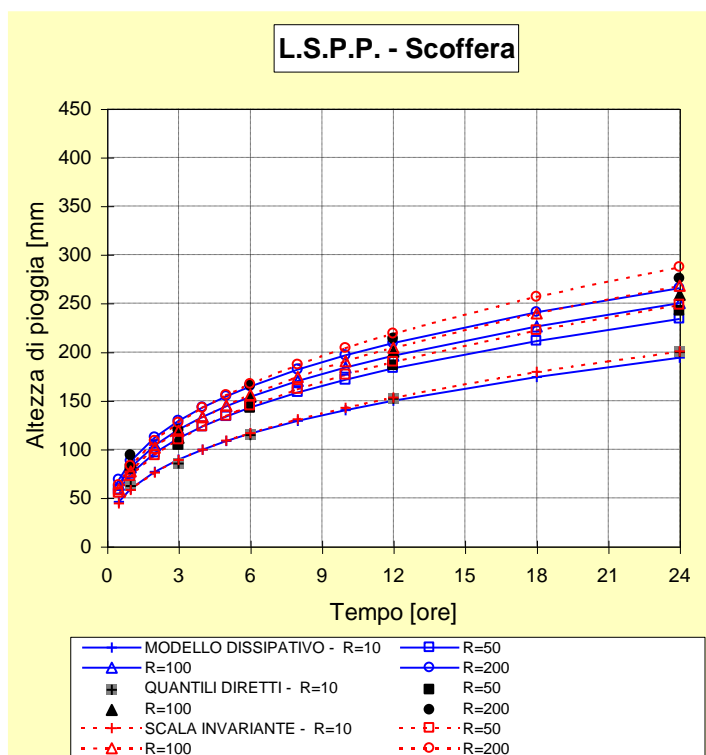


Figura 2.3g - Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica: stazione di Scoffera.

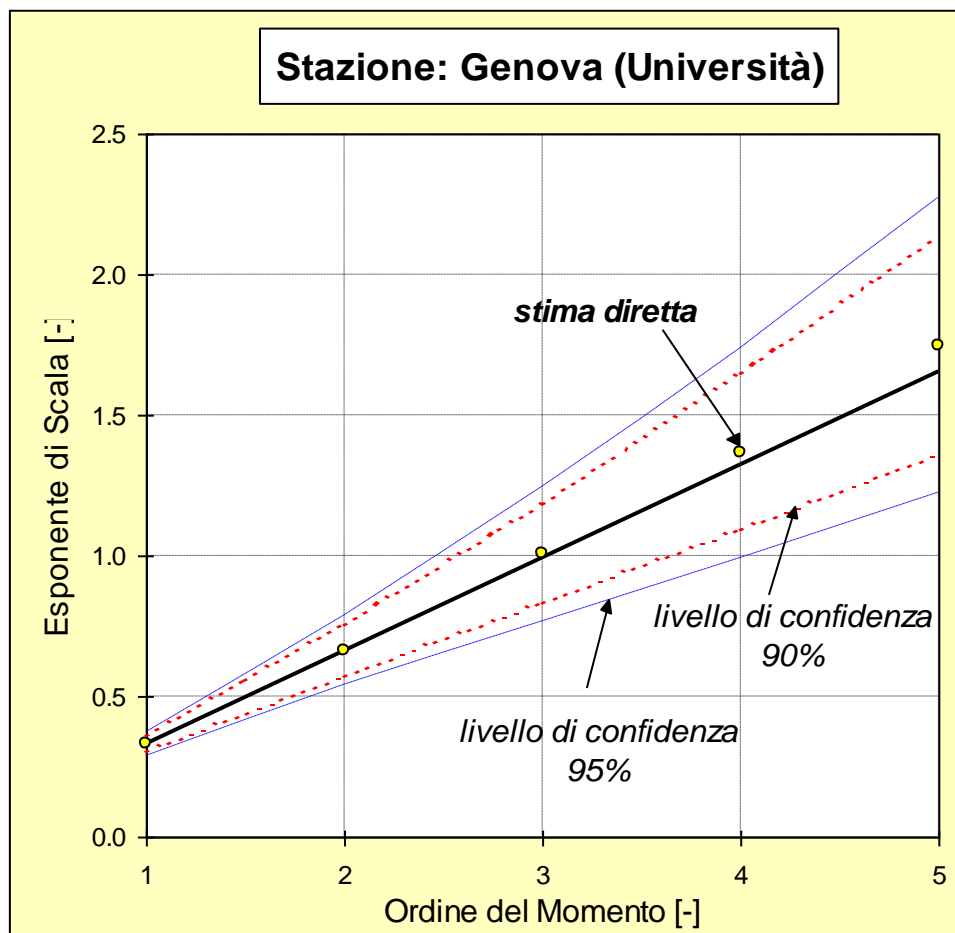


Figura 2.4 - Verifica della validità del modello scala-invariante per la stazione pluviometrica di Genova-Università.

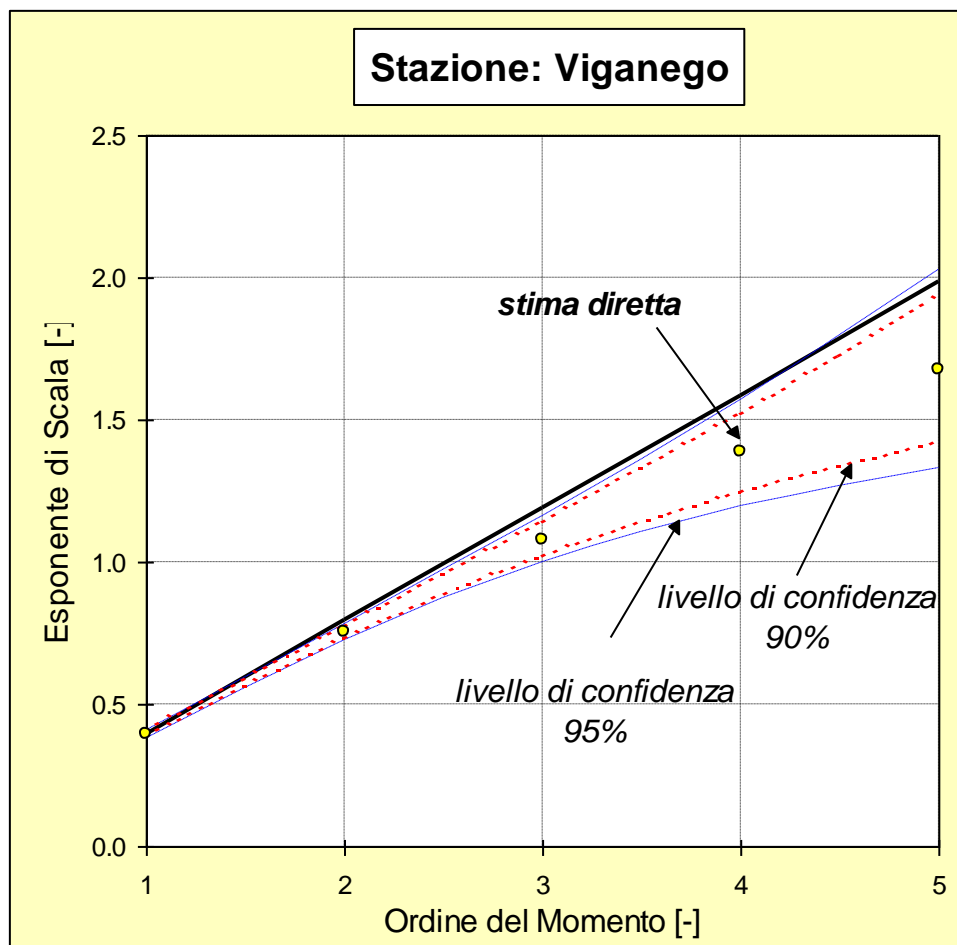


Figura 2.5 - Verifica della validità del modello scala-invariante per la stazione pluviometrica di Viganego.

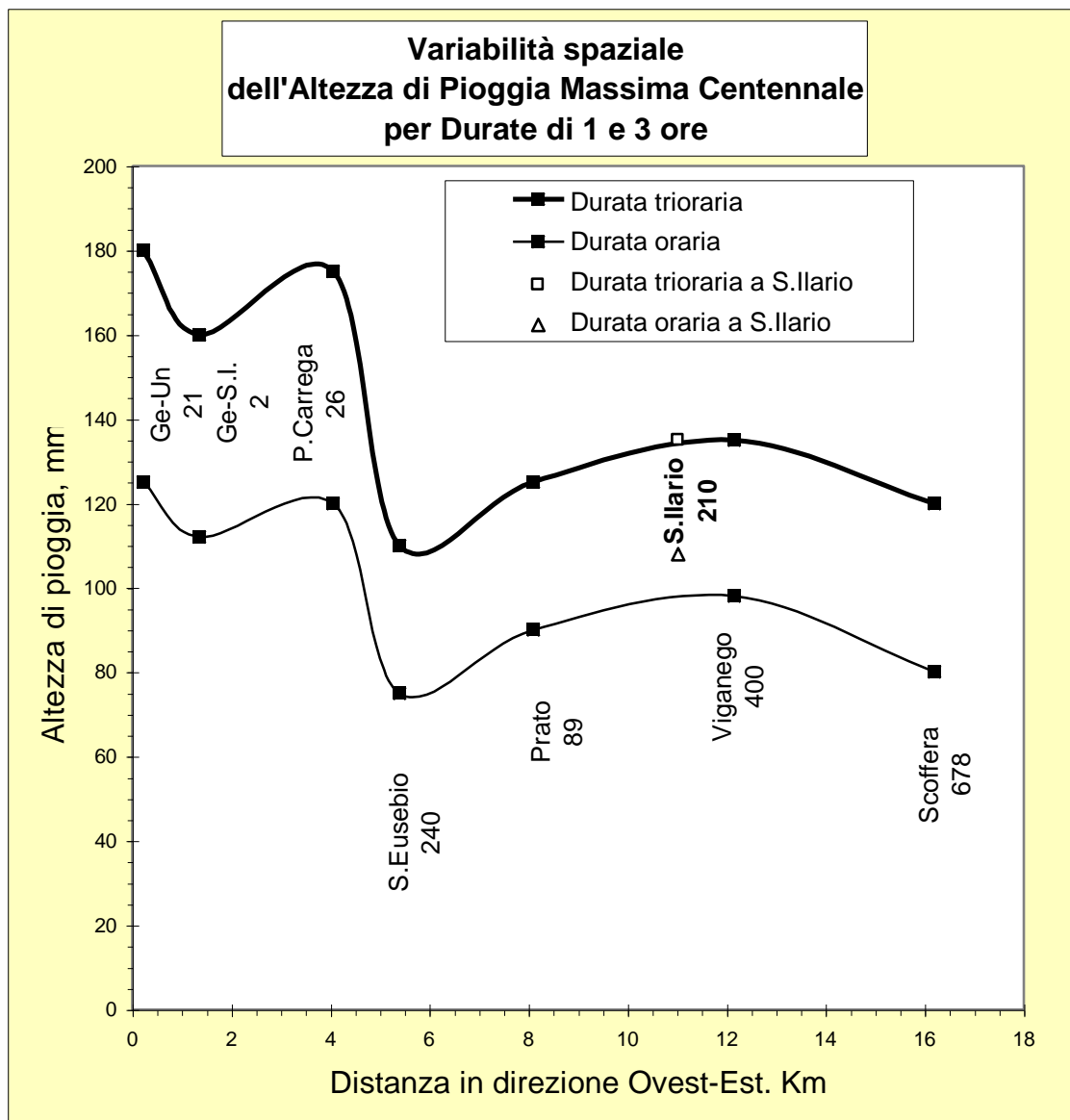


Figura 3.1 - Variabilità spaziale delle altezze di pioggia centennali per durate di 1 e 3 ore nel bacino del torrente Bisagno e confronto con i rispettivi valori di S. Ilario (da: A. DA CORTE VECCHINO & M. FIOCCHI, “La risposta di piena del torrente Bisagno: analisi degli effetti antropici sulle portate al colmo”, Tesi di Laurea in Ingegneria per l’Ambiente e il Territorio, Politecnico di Milano, 1996).

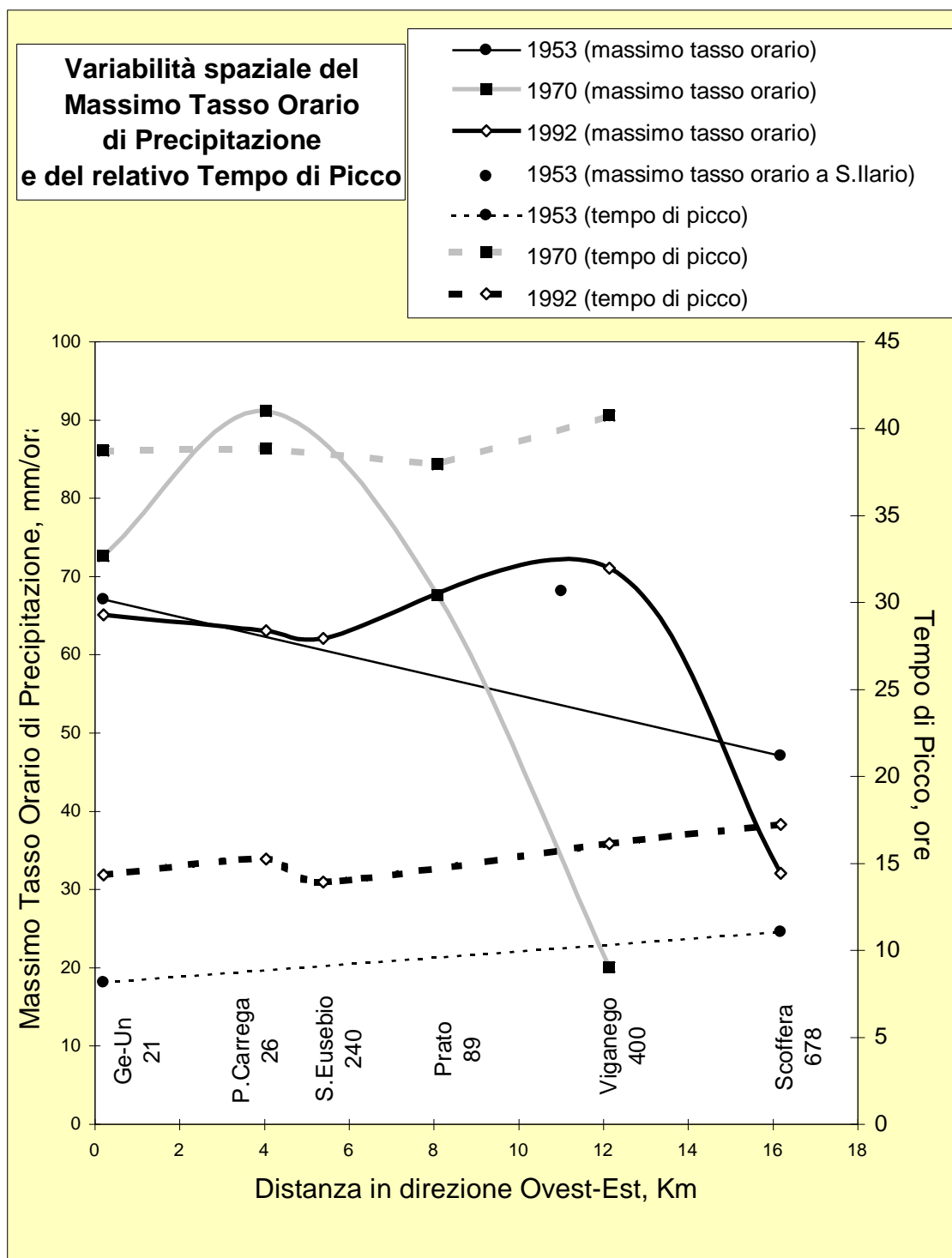


Figura 3.2 - Variabilità spaziale del picco principale del tasso orario di pioggia e dell'ora in cui transita sulla stazione pluviometrica durante i nubifragi che produssero le piene del 1953, del 1970 e del 1992 (da: A. DA CORTE VECCHINO & M. FIOCCHI, "La risposta di piena del torrente Bisagno: analisi degli effetti antropici sulle portate al colmo", Tesi di Laurea in Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio, Politecnico di Milano, 1996).

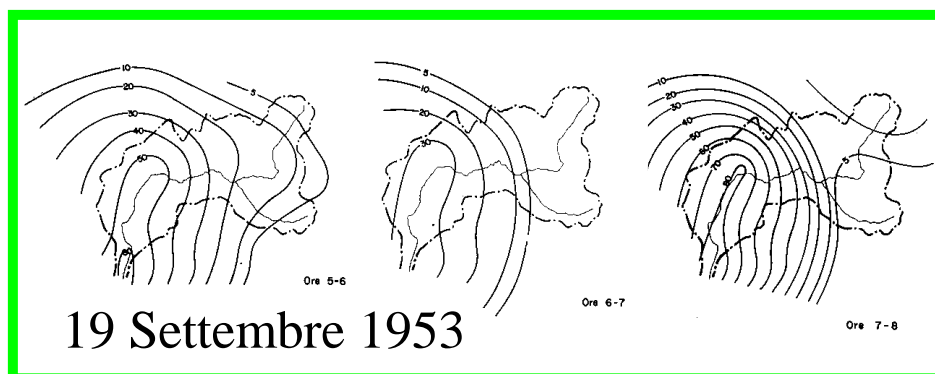


Figura 3.3 - Andamento della perturbazione che ha investito il bacino del torrente Bisagno ed ha determinato l'evento alluvionale del 19 settembre 1953.

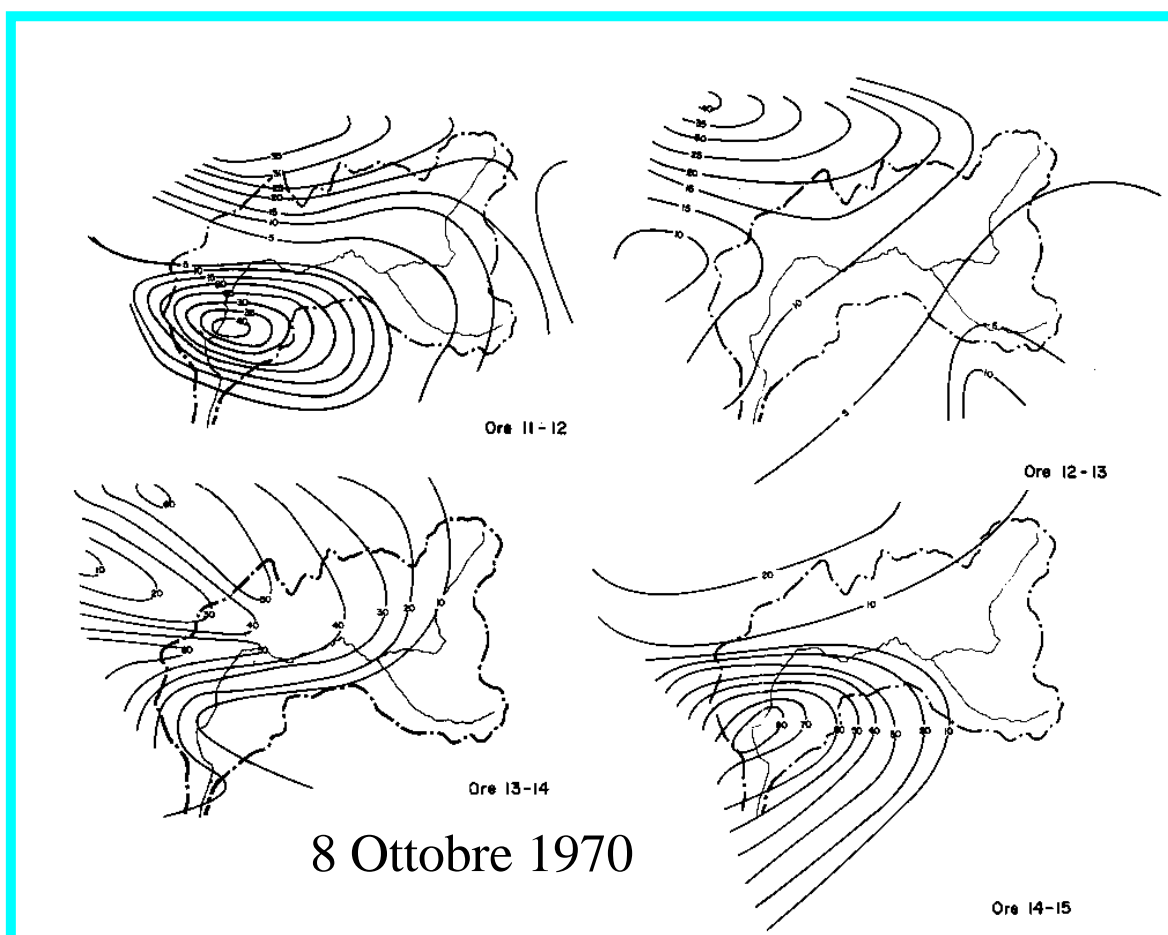


Figura 3.4 - Andamento della perturbazione che ha investito il bacino del torrente Bisagno ed ha determinato l'evento alluvionale del 8 ottobre 1970.

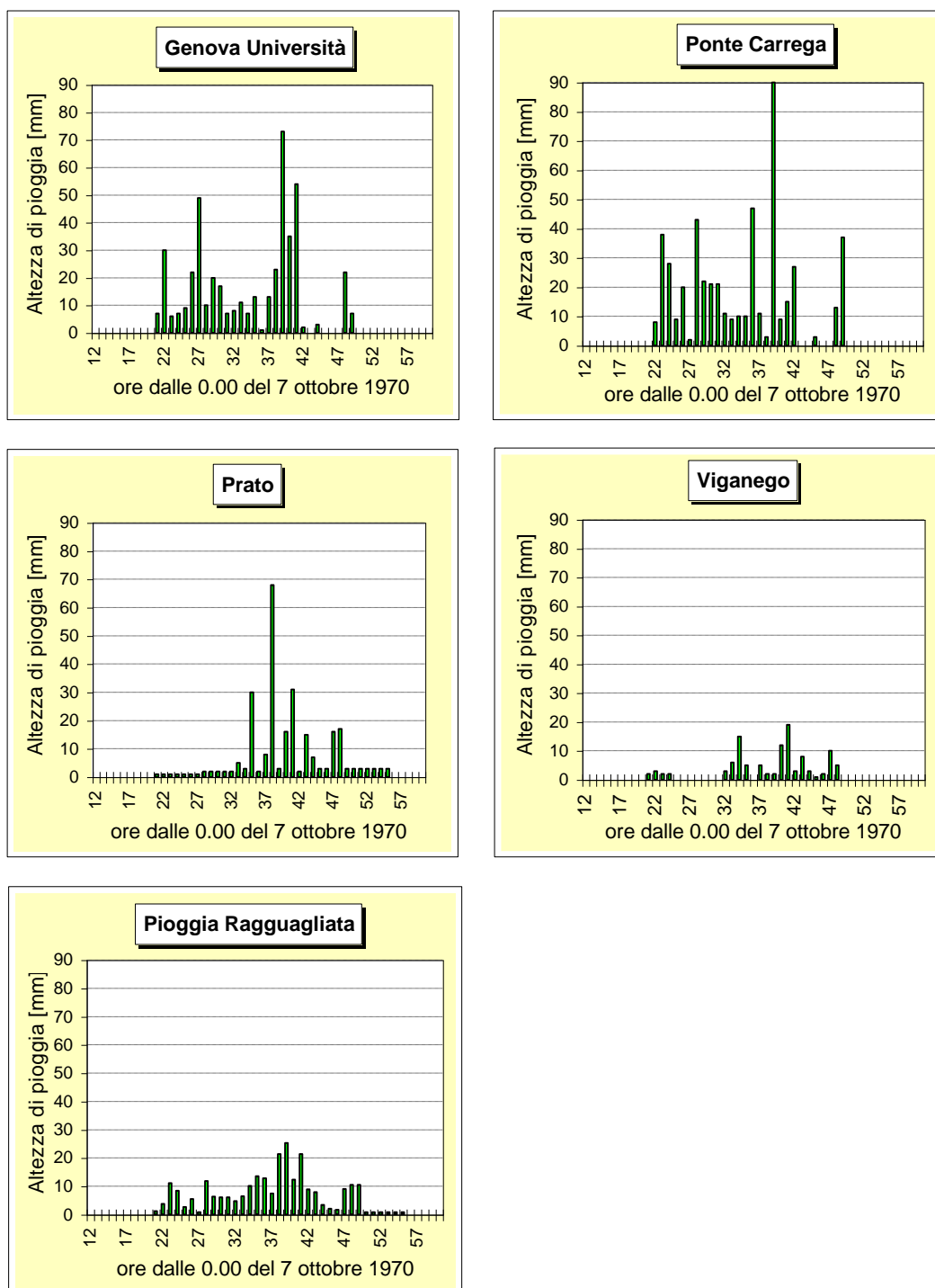


Figura 3.5 - Ietogrammi registrati durante l’evento meteorico del 7 ottobre 1970 e relativa pioggia raggiagliata sull’area del bacino del torrente Bisagno (da: A. DA CORTE VECCHINO & M. FIOCCHI, “La risposta di piena del torrente Bisagno: analisi degli effetti antropici sulle portate al colmo”, Tesi di Laurea in Ingegneria per l’Ambiente e il Territorio, Politecnico di Milano, 1996).

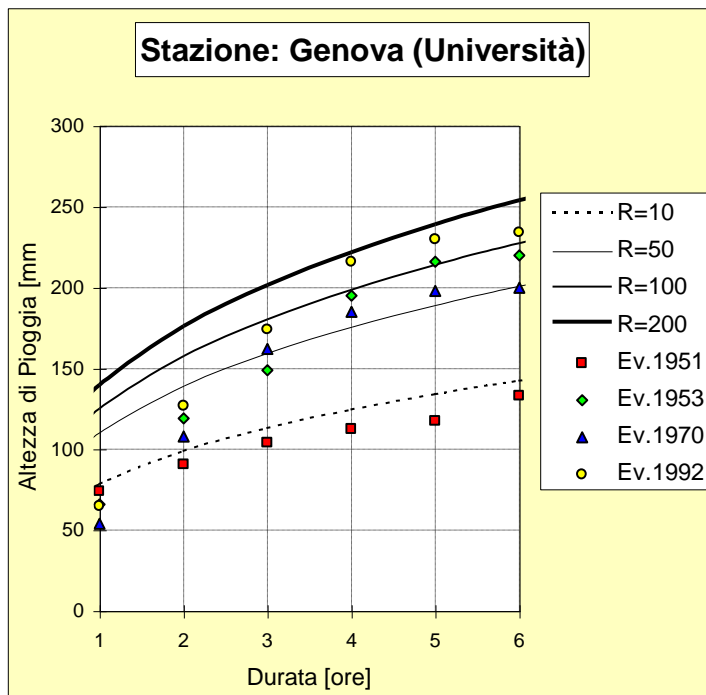


Figura 3.6a - Stima del tempo di ritorno, R, per i principali eventi che hanno colpito il bacino del torrente Bisagno: stazione di Genova (Università).

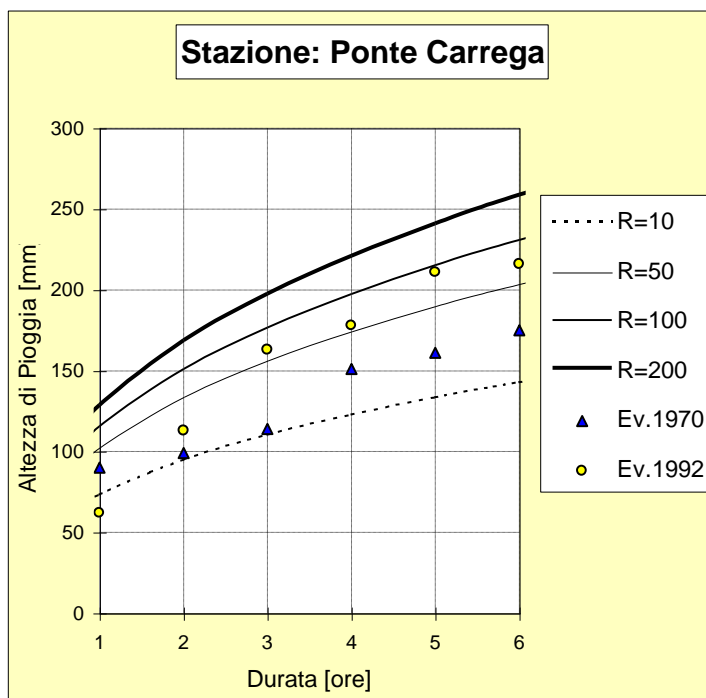


Figura 3.6c - Stima del tempo di ritorno, R, per i principali eventi che hanno colpito il bacino del torrente Bisagno: stazione di Ponte Carrega.

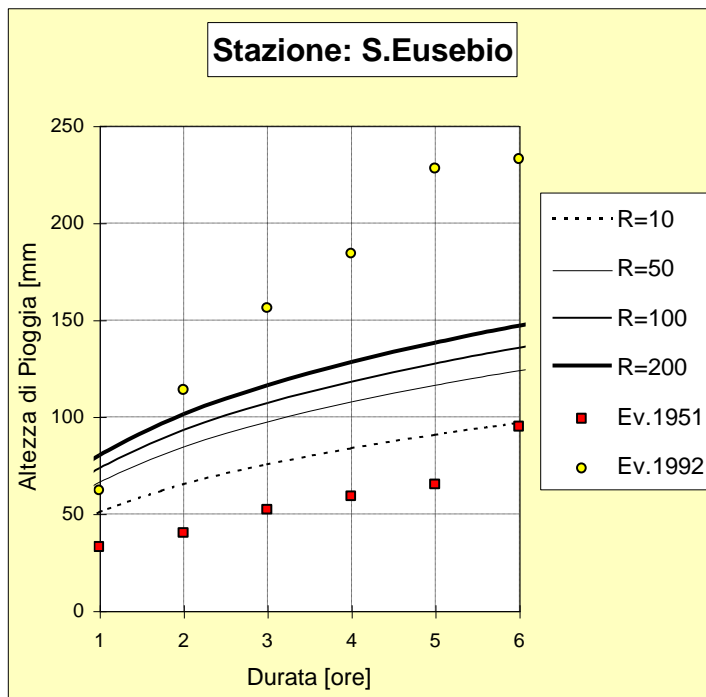


Figura 3.6d - Stima del tempo di ritorno, R, per i principali eventi che hanno colpito il bacino del torrente Bisagno: stazione di S. Eusebio.

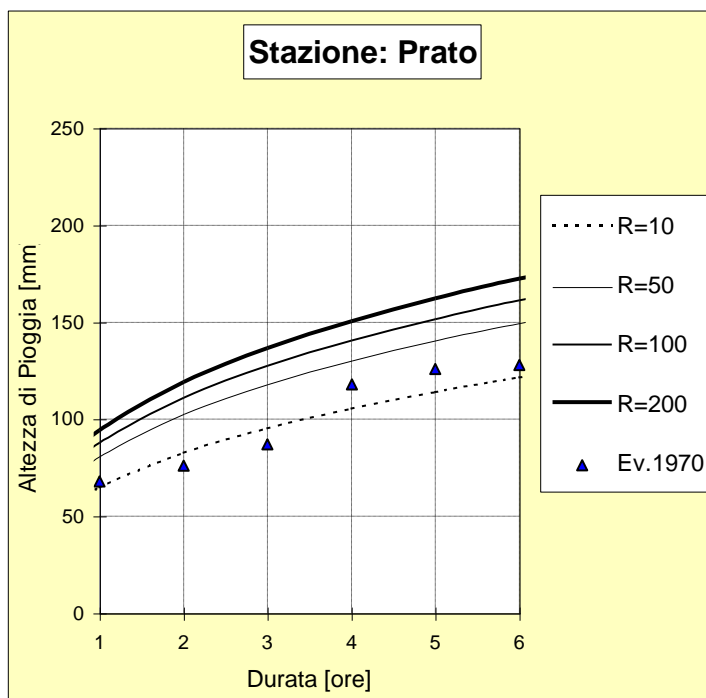


Figura 3.6e - Stima del tempo di ritorno, R, per i principali eventi che hanno colpito il bacino del torrente Bisagno: stazione di Prato.

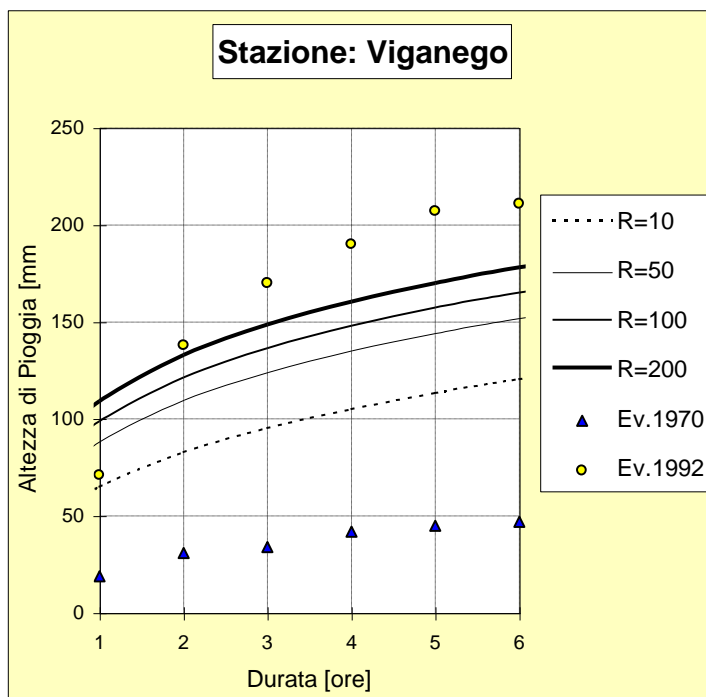


Figura 3.6f - Stima del tempo di ritorno, R, per i principali eventi che hanno colpito il bacino del torrente Bisagno: stazione di Viganego.

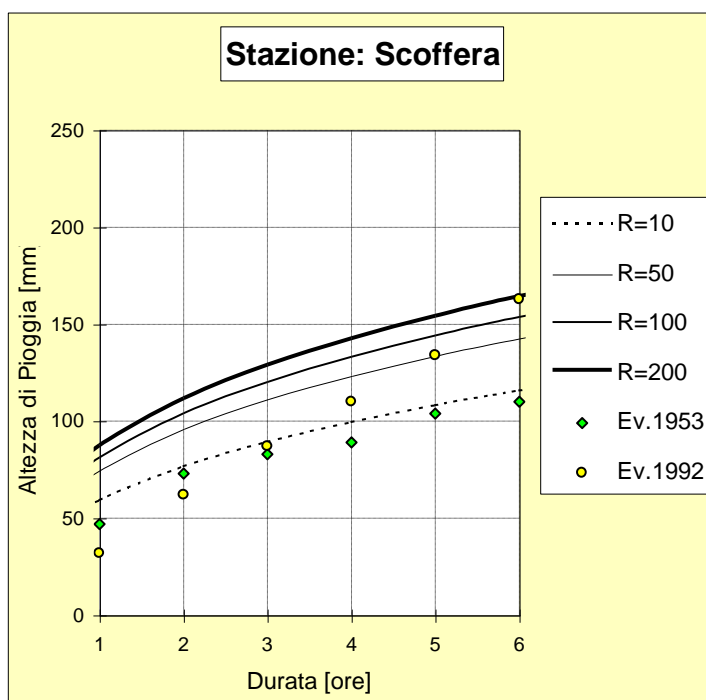


Figura 3.6g - Stima del tempo di ritorno, R, per i principali eventi che hanno colpito il bacino del torrente Bisagno: stazione di Scoffera.

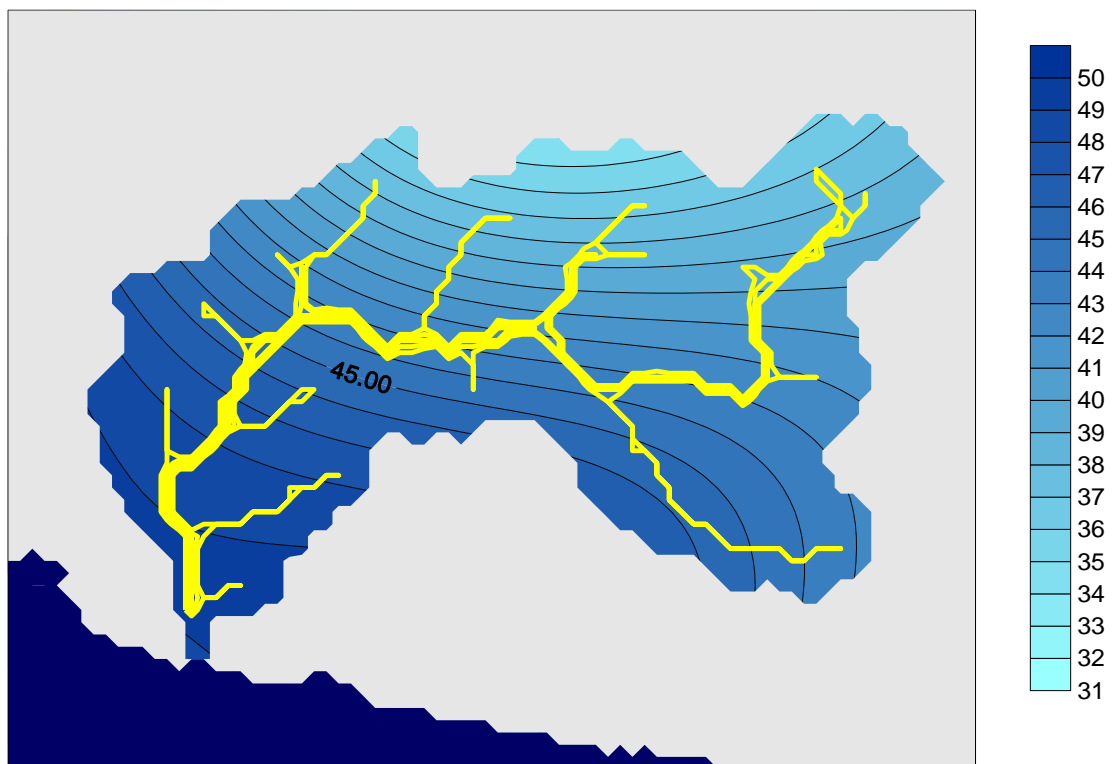


Figura 4.1 - Distribuzione spaziale del parametro $a1$ utilizzato nel calcolo delle Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica.

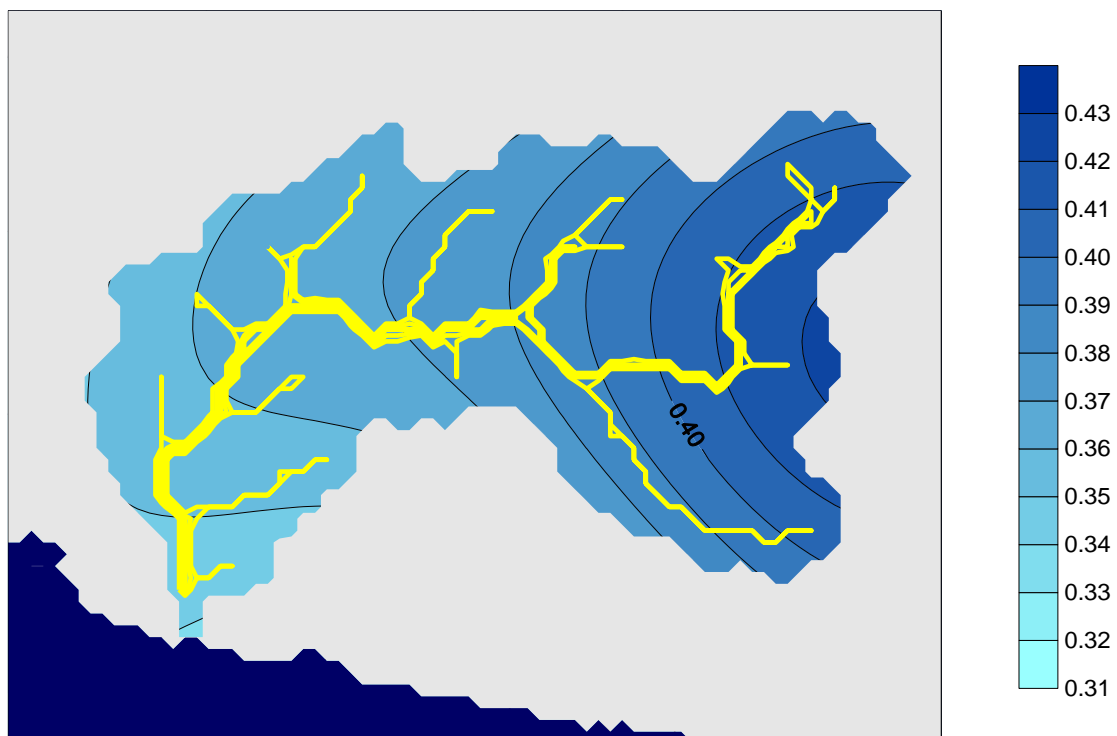


Figura 4.2 - Distribuzione spaziale del parametro n utilizzato nel calcolo delle Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica.

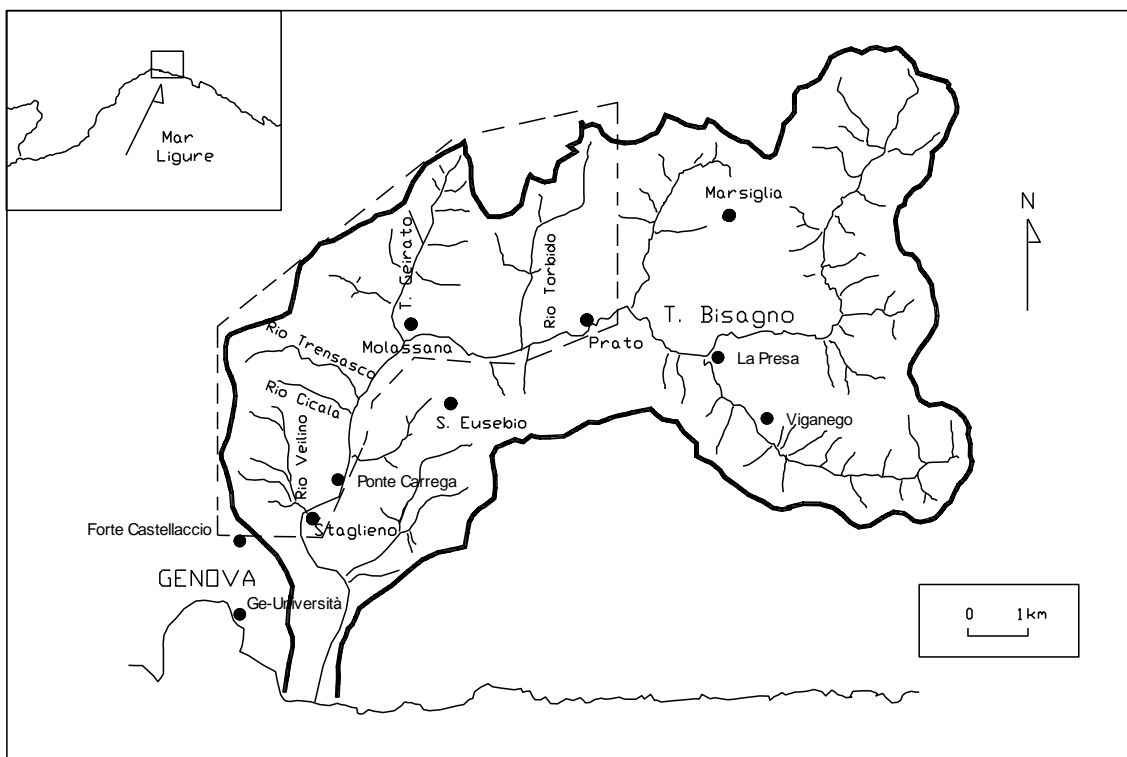
AFFLUENTI IN SPONDA DESTRA DAL VEILINO AL RUINA'

1B.1 Analisi statistico - probabilistica delle precipitazioni

L'analisi statistico-probabilistica viene realizzata allo scopo di valutare le massime altezze di pioggia temibili negli intervalli di tempo che maggiormente incidono sulla rete di drenaggio dei bacini oggetto di studio o di parti di essi.

Preliminarmente, quindi, sono stati acquisiti i valori di pioggia registrati dalle stazioni pluviometriche e riportati sugli *Annali Idrologici del Servizio Idrografico del Genio Civile*.

La rete di misura pluviometrica sia dei pluviografi esistenti in bacino sia quelli finitimi può essere così riassunta:



Nella fattispecie, dopo un'analisi specifica, si sono scelte quelle stazioni maggiormente rappresentative l'area oggetto di studio per posizione topografica e altimetrica.

Denominazione	Tipo	Q. sul mare	H dal suolo	Inizio oss.
- Prato	<i>Pr</i>	<i>89.0 m</i>	<i>2.0 m</i>	<i>1957</i>
- Ponte Carrega	<i>Pr</i>	<i>26.0 m</i>	<i>2.1 m</i>	<i>1933</i>
- Genova Castellaccio	<i>Pr</i>	<i>379.0 m</i>	<i>23.0 m</i>	<i>1914</i>
- Molassana	<i>P</i>	<i>131.0 m</i>	<i>1.5 m</i>	<i>1907</i>

Tab. n° 1/1B.1

Pr = pluviometro registratore

P = pluviometro comune

Per le elaborazioni statistico-probabilistiche si è fatto riferimento alle precipitazioni di massima intensità registrate ai pluviografi per le durate di 1 h, 3 h, 6 h, 12 h e 24 h.

Denominazione	t > 1 h
- Prato	<i>1957-1981</i>
- Ponte Carrega	<i>1954-1991</i>
- Genova Castellaccio	<i>1939-1971</i>
- Molassana	<i>1971-1975</i>

Tab. n° 2/1B.1

Sono risultati disponibili i seguenti dati:

Stazione di Prato
Altezze di pioggia massime annuali

d (ore)	1	3	6	12	24
Anno	h (mm)	h (mm)	h (mm)	h (mm)	h (mm)
1957	35,0	53,0	71,2	97,8	160,2
1960	57,0	82,0	127,4	147,2	161,4
1961	36,8	62,0	80,4	90,8	127,4
1963	72,6	75,0	75,0	112,2	113,4
1964	90,4	118,6	145,6	174,8	175,4
1965	45,0	49,2	49,6	73,2	113,2
1966	50,4	67,8	67,8	70,0	97,0
1967	62,8	73,4	119,6	148,8	169,2
1968	22,0	37,0	64,0	117,0	145,0
1969	35,0	70,4	92,4	102,6	112,2
1970	50,8	90,0	105,0	157,6	221,6
1971	50,0	89,0	103,8	109,0	112,6
1972	46,0	55,0	82,8	99,8	134,0
1973	48,0	61,6	102,0	129,4	133,2
1974	31,4	43,2	57,0	95,2	117,6
1975	38,4	52,0	91,0	162,0	190,0
1976	50,0	70,0	91,6	101,4	116,6
1977	53,6	70,0	108,0	170,2	266,0
1978	36,8	52,4	74,2	87,8	116,2
1979	31,6	60,4	108,0	123,2	166,4
1980	40,6	64,6	71,0	94,6	124,4
1981	48,2	93,8	108,0	113,4	113,4
media	46,927	67,745	90,700	117,182	144,836
dev.sta.	14,960	18,780	24,023	30,720	41,300
coeff.var.	0,319	0,277	0,265	0,262	0,285
cv medio	0,282				
K	0,252				

Stazione di Ponte Carrega
Altezze di pioggia massime annuali

d (ore)	1	3	6	12	24
Anno	h (mm)	h (mm)	h (mm)	h (mm)	h (mm)
1954	42,0	64,4	76,6	88,0	105,0
1955	21,0	32,6	58,6	74,4	127,0
1957	36,0	62,0	77,4	113,6	152,4
1958	101,0	114,8	115,4	140,0	224,8
1959	67,4	105,0	154,0	181,6	264,0
1960	61,0	108,8	134,0	160,0	182,8
1962	50,6	52,0	71,0	103,0	142,2
1963	64,0	72,0	72,2	136,4	138,4
1964	101,2	116,6	195,6	206,4	208,4
1965	60,0	66,8	67,0	88,8	109,6
1966	78,6	79,2	86,0	106,6	146,0
1970	89,4	139,0	171,8	379,8	453,4
1972	31,6	64,6	83,0	92,6	104,0
1973	36,0	48,8	56,8	60,6	70,6
1975	43,0	64,4	92,4	115,4	121,0
1976	54,4	74,5	82,5	101,0	116,2
1977	38,6	70,0	99,6	110,0	180,8
1978	32,2	62,8	94,6	126,0	126,8
1979	55,0	101,0	139,6	143,0	207,8
1980	29,4	44,2	44,2	44,8	67,0
1981	35,8	50,2	68,0	96,6	106,4
1982	19,6	30,4	37,4	49,2	67,8
1983	17,0	37,0	63,0	104,0	144,4
1984	53,0	80,6	109,2	124,4	160,2
1985	21,0	32,2	42,8	60,6	97,6
1986	21,4	43,3	71,0	73,8	89,8
1987	35,6	58,6	67,8	85,0	113,6
1988	24,4	39,2	65,4	102,0	122,6
1989	24,4	24,6	35,0	45,0	68,2
1991	70,0	72,0	99,4	99,4	191,0
media	47,153	67,053	87,710	113,733	146,993
dev.sta.	23,832	28,757	38,926	62,838	75,884
coeff.var.	0,505	0,429	0,444	0,553	0,516
cv medio	0,489				
K	0,490				

Stazione di Genova Castelliaccio
Altezze di pioggia massime annuali

d (ore)	1	3	6	12	24
Anno	h (mm)	h (mm)	h (mm)	h (mm)	h (mm)
1939	33,4	42,8	70,2	93,4	153,0
1940	88,0	98,8	99,0	121,4	121,6
1942	45,4	100,0	139,6	150,8	165,6
1945	87,2	163,2	202,8	211,2	252,8
1948	44,6	83,2	84,0	84,0	100,4
1949	28,4	57,0	78,4	121,2	158,8
1950	32,6	43,0	52,8	60,8	65,8
1952	55,0	75,2	82,0	106,0	124,6
1954	34,0	87,0	93,4	94,4	126,0
1955	45,0	55,4	69,0	104,0	161,4
1956	46,0	53,2	62,0	91,6	124,6
1957	47,2	64,4	78,0	94,0	123,0
1958	36,0	61,0	71,0	112,0	177,0
1959	61,0	120,0	172,2	199,6	263,0
1960	63,6	78,6	79,0	114,0	127,8
1961	52,4	94,0	107,4	116,8	161,6
1964	55,8	95,8	116,6	124,6	125,0
1965	43,0	44,8	44,8	49,8	61,8
1966	35,0	38,8	44,2	62,0	80,0
1967	18,4	34,0	47,4	63,4	70,4
1968	25,0	27,6	38,0	39,0	63,0
1969	22,6	31,6	35,0	50,0	54,0
1970	63,0	103,0	180,0	280,8	394,2
1971	45	51,4	51,4	66,8	76
media	46,150	70,992	87,425	108,817	138,808
dev.sta.	17,792	32,674	45,693	56,135	77,075
coeff.var.	0,386	0,460	0,523	0,516	0,555
cv medio	0,488				
K	0,488				

Come elencato nella tabella n° 2/1B.1 per i pluviografi di *Prato*, *Ponte Carrega* e *Genova Castellaccio* sono disponibili registrazioni storiche che variano tra 22 e 30 anni.

I dati del pluviografo di *Molassana* non sono stati presi in considerazione a causa del limitato intervallo di tempo disponibile su cui svolgere analisi di tipo statistico (4 anni).

Le stazioni pluviometriche scelte, come precedentemente osservato, sono state quelle maggiormente rappresentative l'area in esame per posizione topografica e altimetrica.

Inoltre si è tenuto conto della disponibilità di dati su intervalli cronologici circa omogenei per le varie stazioni di misura.

Si vuole porre l'attenzione su come le perturbazioni che interessano la Liguria si sviluppano maggiormente secondo l'asse Ponente - Levante (e secondariamente secondo l'asse Nord - Sud) ed i torrenti ed i rii analizzati hanno andamento orientativo da Nord a Sud.

Quindi, poiché la stazione pluviometrica di Ponte Carrega è posta circa sull'asse Nord - Sud è stata scelta per l'analisi dei bacini che vanno dal rio Veilino al rio Prou.

Per l'analisi dei bacini che vanno dal rio dei Consiglieri al rio Ruinà, sono stati scelti invece i dati derivanti dalla stazione pluviometrica di Prato, poiché il crinale che delimita il bacino del torrente Geirato e quello del rio Torbido determina un comportamento particolarmente distinto tra le due aree antecedenti e conseguenti il crinale.

Infatti i dati pluviometrici della stazione pluviometrica di Ponte Carrega risultano più elevati di quelli acquisiti dalla stazione di Prato.

Inoltre si vuole osservare come i dati di Genova Castellaccio siano inferiori a quelli di Ponte Carrega.

Parallelamente a ciò è stata realizzata un'analisi mediante il metodo dei topoieti sull'area oggetto di studio che è risultata comunque meno cautelativa di quella poi effettivamente utilizzata.

Le serie storiche di cui sopra, sono state quindi regolarizzate con una metodologia statistica (curva di Gumbel) e quindi utilizzate per la determinazione delle curve di possibilità climatica per assegnati tempi di ritorno, di cui si tratterà al paragrafo seguente.

1B.2 Determinazione delle curve di possibilità climatica

Per curva di possibilità climatica si intende una relazione che fornisce le altezze di pioggia massime annuali in funzione della durata delle precipitazioni e del periodo di ritorno fissato.

Sotto l'ipotesi che l'altezza di pioggia massima annuale h con periodo di ritorno T , per la durata d , sia esprimibile attraverso la legge di Gumbel, risulta:

$$h(T,d) = u(d) - \alpha(d) \ln \{ \ln [T/(T-1)] \}$$

con $u(d)$ e $\alpha(d)$ rispettivamente parametri di localizzazione e di scala per la durata d .

Le ulteriori ipotesi che siano:

- $\alpha(d)/u(d) = \alpha(d_0)/u(d_0) = k$
- $u(d) = c d^n$

portano alla scrittura dell'altezza di pioggia nella forma:

$$h(T,d) = a(T) d^n$$

con $a(T) = c \{ 1 - k \ln [\ln (T/(T-1))] \}$

Tali relazioni vengono valutate utilizzando i dati storici pluviometrici disponibili.

Per determinare le costanti c ed n si calcolano il coefficiente angolare e l'intercetta della retta che interpola le 5 coppie di valori $\ln(d)$, $\ln(h)$ che si ottengono al variare della durata d .

Sono stati presi in esame i seguenti periodi di ritorno: 50, 100, 200, 500 anni e per ognuno di essi è stata ricavata la curva di possibilità climatica riferita alla stazione pluviometrica analizzata; i risultati di tale analisi sono riassunti nelle tabelle e nelle figure delle pagine successive.

Stazione di Prato
Curve di possibilità climatica

T (anni)	50	100	200	500
d (min)	h (mm)	h (mm)	h (mm)	h (mm)
0	0,0	0,0	0,0	0,0
10	42,3	46,0	49,8	54,7
20	54,3	59,1	63,9	70,3
30	62,9	68,5	74,0	81,4
40	69,8	76,0	82,1	90,3
50	75,7	82,4	89,0	97,9
60	80,8	88,0	95,1	104,5
70	85,4	93,0	100,6	110,5
80	89,7	97,6	105,5	116,0
90	93,6	101,9	110,1	121,0
100	97,2	105,8	114,4	125,7
110	100,6	109,5	118,4	130,1
120	103,8	113,0	122,2	134,3
130	106,9	116,3	125,8	138,2
140	109,8	119,5	129,2	142,0
150	112,5	122,5	132,5	145,6
160	115,2	125,4	135,6	149,0
170	117,8	128,2	138,6	152,3
180	120,2	130,9	141,5	155,5
190	122,6	133,5	144,3	158,6
200	124,9	136,0	147,0	161,5
210	127,1	138,4	149,6	164,4
220	129,3	140,7	152,1	167,2
230	131,4	143,0	154,6	169,9
240	133,4	145,2	157,0	172,5
250	135,4	147,4	159,3	175,1
260	137,3	149,5	161,6	177,6
270	139,2	151,5	163,8	180,0
280	141,0	153,5	166,0	182,4
290	142,8	155,5	168,1	184,8
300	144,6	157,4	170,2	187,0
310	146,3	159,3	172,2	189,3
320	148,0	161,1	174,2	191,4
330	149,7	162,9	176,2	193,6
340	151,3	164,7	178,1	195,7
350	152,9	166,4	179,9	197,8
360	154,5	168,1	181,8	199,8

c	40,783			
a(T)	80,814	87,977	95,114	104,530
n	0,3615			

Stazione di Ponte Carrega
Curve di possibilità climatica

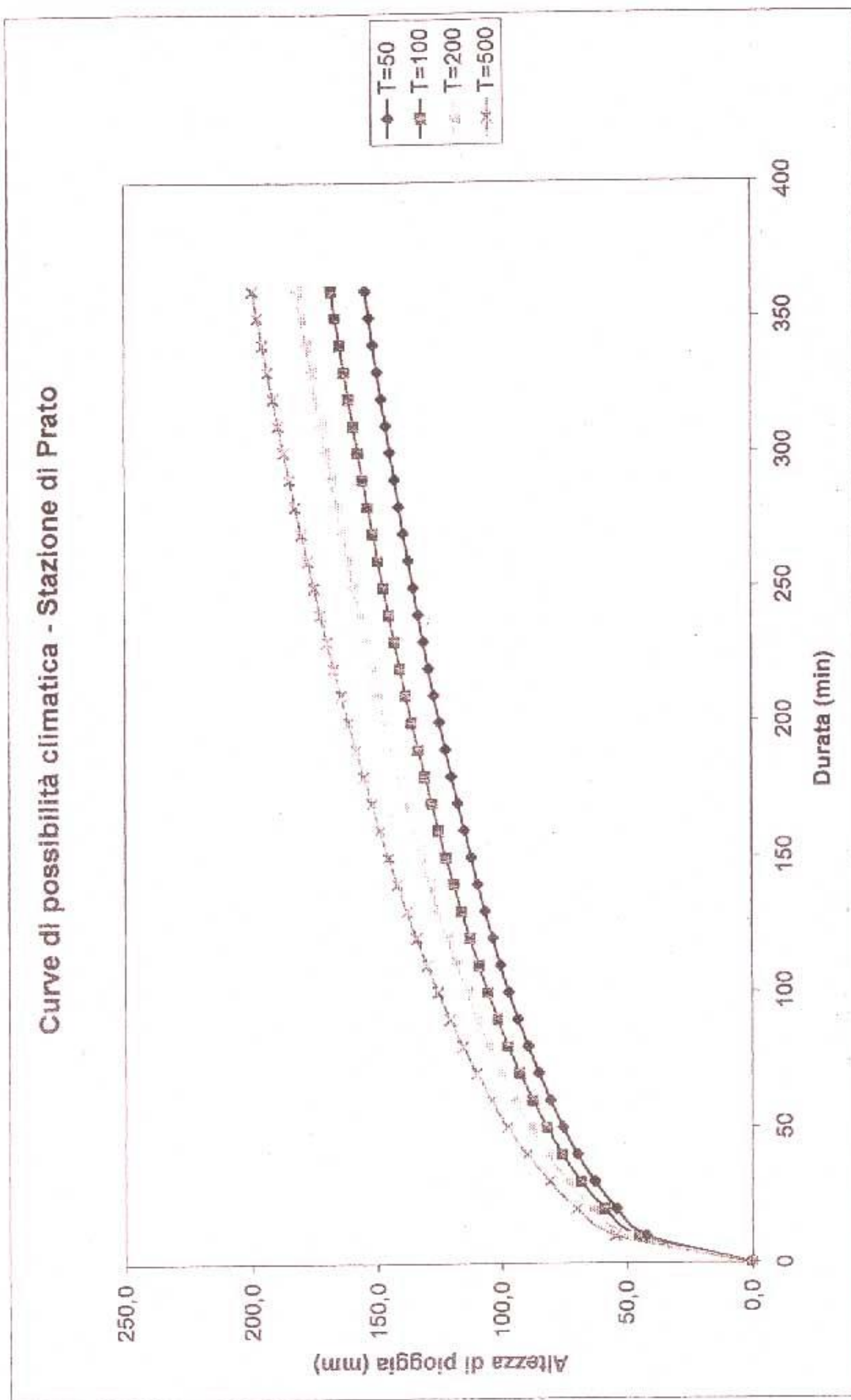
T (anni)	50	100	200	500
d (min)	h (mm)	h (mm)	h (mm)	h (mm)
0	0,0	0,0	0,0	0,0
10	55,0	61,5	68,0	76,5
20	70,7	79,0	87,2	98,2
30	81,8	91,4	101,0	113,6
40	90,7	101,4	112,0	126,0
50	98,3	109,9	121,4	136,6
60	105,0	117,4	129,6	145,9
70	111,0	124,1	137,0	154,2
80	116,5	130,2	143,8	161,8
90	121,5	135,8	150,0	168,8
100	126,3	141,1	155,9	176,3
110	130,7	146,0	161,3	181,5
120	134,8	150,7	166,4	187,3
130	138,8	155,1	171,3	192,7
140	142,5	159,3	176,0	198,0
150	146,1	163,3	180,4	202,9
160	149,6	167,1	184,6	207,7
170	152,9	170,8	188,7	212,3
180	156,0	174,4	192,6	216,7
190	159,1	177,8	196,4	221,0
200	162,1	181,1	200,1	225,1
210	165,0	184,3	203,6	229,1
220	167,8	187,5	207,1	233,0
230	170,5	190,5	210,4	236,8
240	173,1	193,4	213,7	240,4
250	175,7	196,3	216,9	244,0
260	178,2	199,1	219,9	247,5
270	180,6	201,8	223,0	250,8
280	183,0	204,5	225,9	254,1
290	185,3	207,1	228,8	257,4
300	187,6	209,6	231,6	260,6
310	189,8	212,1	234,3	263,6
320	192,0	214,6	237,0	266,7
330	194,2	217,0	239,7	269,7
340	196,3	219,3	242,3	272,6
350	198,3	221,6	244,8	275,4
360	200,3	223,9	247,3	278,3

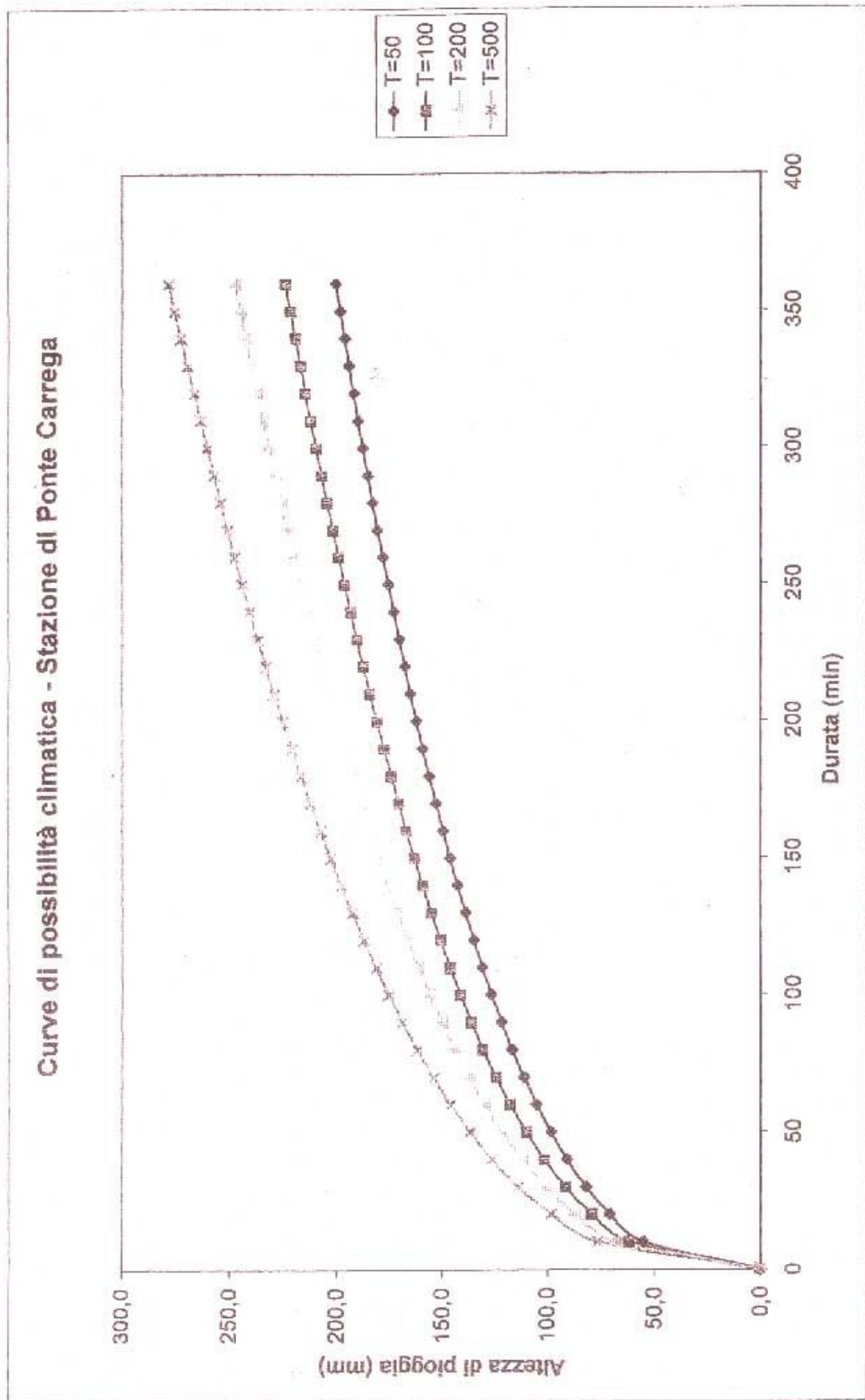
c	36,088			
a(T)	105,016	117,350	129,639	145,852
n	0,361			

Stazione di Genova Castellaccio
Curve di possibilità climatica

T (anni)	50	100	200	500
d (min)	h (mm)	h (mm)	h (mm)	h (mm)
0	0,0	0,0	0,0	0,0
10	58,0	64,8	71,6	80,5
20	73,4	82,1	90,6	102,0
30	84,3	94,2	104,1	117,1
40	93,1	104,0	114,8	129,2
50	100,4	112,2	123,9	139,4
60	106,9	119,4	131,9	148,4
70	112,6	125,8	139,0	156,4
80	117,9	131,7	145,5	163,7
90	122,7	137,1	151,5	170,4
100	127,2	142,1	157,0	176,6
110	131,4	146,8	162,2	182,5
120	135,4	151,3	167,1	188,0
130	139,1	155,5	171,7	193,2
140	142,7	159,4	176,1	198,1
150	146,1	163,2	180,3	202,8
160	149,3	166,9	184,3	207,3
170	152,5	170,4	188,2	211,7
180	155,5	173,7	191,9	215,9
190	158,4	176,9	195,5	219,9
200	161,2	180,1	198,9	223,8
210	163,9	183,1	202,2	227,5
220	166,5	186,0	205,5	231,2
230	169,0	188,9	208,6	234,7
240	171,5	191,6	211,7	238,1
250	173,9	194,3	214,6	241,5
260	176,3	196,9	217,5	244,7
270	178,6	199,5	220,4	247,9
280	180,8	202,0	223,1	251,0
290	183,0	204,4	225,8	254,0
300	185,1	206,8	228,4	257,0
310	187,2	209,1	231,0	259,9
320	189,2	211,4	233,5	262,7
330	191,2	213,6	236,0	265,5
340	193,2	215,8	238,4	268,2
350	195,1	218,0	240,8	270,8
360	197,0	220,1	243,1	273,5

c	36,814			
a(T)	106,862	119,396	131,884	148,361
n	0,341			





1B.3 Determinazione delle curve di possibilità climatica riscalate

Note le curve di possibilità climatica definite come al paragrafo precedente, risulta necessario valutare le curve in grado di fornire il valore di pioggia “efficace”.

Per pioggia efficace si intende la porzione di pioggia che darà luogo a deflusso superficiale, dedotta quindi la parte che darà luogo a fenomeni di evaporazione, infiltrazione, ritenzione di superficie, intercettazione e percolazione nelle falde acquifere.

La determinazione delle curve di possibilità climatica riscalate è stata ottenuta come segue:

- Si è delimitato il bacino o la porzione di bacino relativo alla superficie che drena nella sezione di cui si intende valutare la portata.
- Attraverso un metodo empirico (Soil Conservation Service) sviluppato da una Società Americana, si è definito un parametro CN (curve number) dipendente dal tipo di terreno, dal tipo di uso del suolo e dalle condizioni di umidità. La tabella successiva fornisce i valori di CN utilizzati per il bacino oggetto di studio.

Destinazione d'uso del suolo	Tipo di suolo			
	A	B	C	D
- Tessuto urbano	75	85	90	92
- Bosco degradato	45	65	77	83
- Bosco “medio”	35	60	73	80
- Bosco fitto con sottobosco e lettiera	25	55	70	75
- Arbusteti	45	65	77	83
- Pascoli forte carico	68	80	85	90
- Pascoli medio carico	50	70	80	85
- Pascoli basso carico	40	60	75	80
- Coltivi terrazzati	60	70	80	85
- Ex coltivi terrazzati	50	60	75	80
- Roccia affiorante	65	75	85	90

Tab n° 1/1B.3

dove risulta essere:

A : terreni che hanno un alto tasso di infiltrazione anche se completamente bagnati e che sono composti principalmente da sabbia e ghiaie esageratamente drenate. Hanno un alto tasso di trasmissione di acqua.

B : terreni che hanno un moderato tasso di infiltrazione se completamente bagnati e che sono composti principalmente da terreni moderatamente profondi e moderatamente ben drenati, con strutture da moderatamente fini a moderatamente grossolane. Hanno un moderato tasso di trasmissione di acqua.

C : terreni che hanno un basso tasso di infiltrazione se completamente bagnati e che sono composti principalmente da terreni con uno strato che impedisce la tendenza dell'acqua verso il basso o da terreni con struttura moderatamente fine. Hanno un basso tasso di trasmissione d'acqua.

D : terreni che hanno un tasso di infiltrazione molto basso se completamente bagnati e che sono composti principalmente da terreni argillosi con un'alta capacità di rigonfiamento, da terreni con un'alta falda freatica permanente, da terreni con uno strato argilloso o con uno strato di argilla sulla superficie o vicina ad essa e da terreni poco profondi sopra a materiali quasi impermeabili. Hanno un tasso molto basso di trasmissione d'acqua.

Si è potuto riscontrare che un evento alluvionale sul bacino oggetto di studio sia scatenato da 7-10 gg. di rilevante piovosità che si conclude con un'intensa precipitazione, quindi si è ipotizzato che nelle suddette condizioni il terreno sia in condizioni idrologiche di saturazione. Al fine di poter realizzare un'analisi teorica il più veritiera ed il meno difforme dalle condizioni reali, si sono incrementati i valori esposti alla tabella n° 1/7.4 che fanno riferimento a condizioni idrologiche medie del suolo, con i seguenti valori aventi come riferimento condizioni idrologiche di saturazione.

Destinazione d'uso del suolo	Tipo di suolo			
	A	B	C	D
- Tessuto urbano	91	97	98	98.4
- Bosco degradato	65	83	92.2	95.8
- Bosco "medio"	55	79	89.4	94
- Bosco fitto con sottobosco e lettiera	45	75	87	91
- Arbusteti	65	83	92.2	95.8
- Pascoli forte carico	85.4	94	97	98
- Pascoli medio carico	70	87	94	97
- Pascoli basso carico	60	79	91	94
- Coltivi terrazzati	79	87	94	97
- Ex coltivi terrazzati	70	79	91	94
- Roccia affiorante	83	91	97	98

Tab. n° 2/1B.3

- Si è valutato un valore di CN medio procedendo attraverso una media ponderata delle varie destinazioni d'uso del suolo e del tipo di terreno rispetto alla superficie totale del bacino o porzione di bacino analizzato.
- Si è calcolato il valore S (potenziale massimo specifico di assorbimento del terreno espresso in mm) con la seguente espressione:

$$S = 254 * (100/CN - 1)$$

quindi si è calcolato I (quota parte di pioggia che si infila prima che il deflusso abbia inizio) come segue:

$$I = 0,2 * S$$

Si è ottenuta la curva di possibilità climatica riscalata attraverso la relazione:

$$h = (h_1 - I)^2 / (h_1 - I + S)$$

dove h_1 rappresenta l'altezza di pioggia lorda, ovvero quella con cui si è costruita la curva di possibilità climatica.

Stazione di Prato
Curve di possibilità climatica riscalata

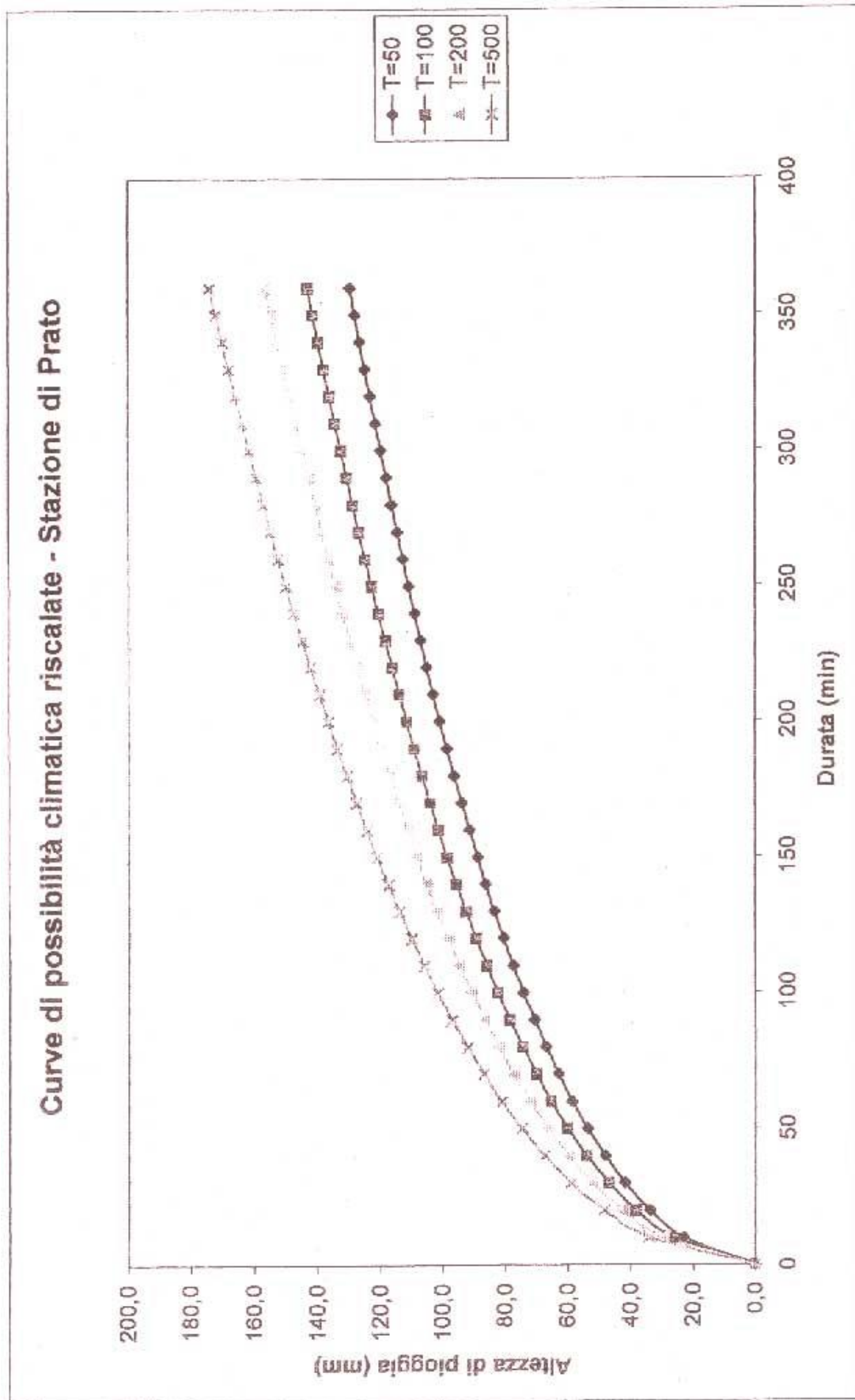
T (anni)	50	100	200	500
d (min)	h (mm)	h (mm)	h (mm)	h (mm)
0	0,0	0,0	0,0	0,0
10	23,3	26,5	29,8	34,2
20	33,8	38,2	42,6	48,4
30	41,6	46,8	52,0	58,9
40	48,0	53,8	59,6	67,3
50	53,5	59,8	66,2	74,6
60	58,3	65,1	72,0	81,0
70	62,7	70,0	77,2	86,8
80	66,8	74,4	82,0	92,1
90	70,5	78,4	86,4	97,0
100	74,0	82,3	90,6	101,6
110	77,2	85,8	94,4	105,9
120	80,3	89,2	98,1	109,9
130	83,3	92,4	101,6	113,8
140	86,1	95,5	104,9	117,4
150	88,8	98,4	108,1	121,0
160	91,3	101,3	111,2	124,3
170	93,8	104,0	114,1	127,6
180	96,2	106,6	117,0	130,7
190	98,5	109,1	119,7	133,7
200	100,7	111,5	122,3	136,6
210	102,9	113,9	124,9	139,4
220	105,0	116,2	127,4	142,2
230	107,0	118,4	129,8	144,9
240	109,0	120,6	132,2	147,5
250	111,0	122,7	134,5	150,0
260	112,9	124,8	136,7	152,4
270	114,7	126,8	138,9	154,9
280	116,5	128,8	141,0	157,2
290	118,3	130,7	143,1	159,5
300	120,0	132,6	145,1	161,8
310	121,7	134,4	147,1	164,0
320	123,3	136,2	149,1	166,1
330	125,0	138,0	151,0	168,2
340	126,6	139,7	152,9	170,3
350	128,1	141,4	154,7	172,3
360	129,7	143,1	156,6	174,3

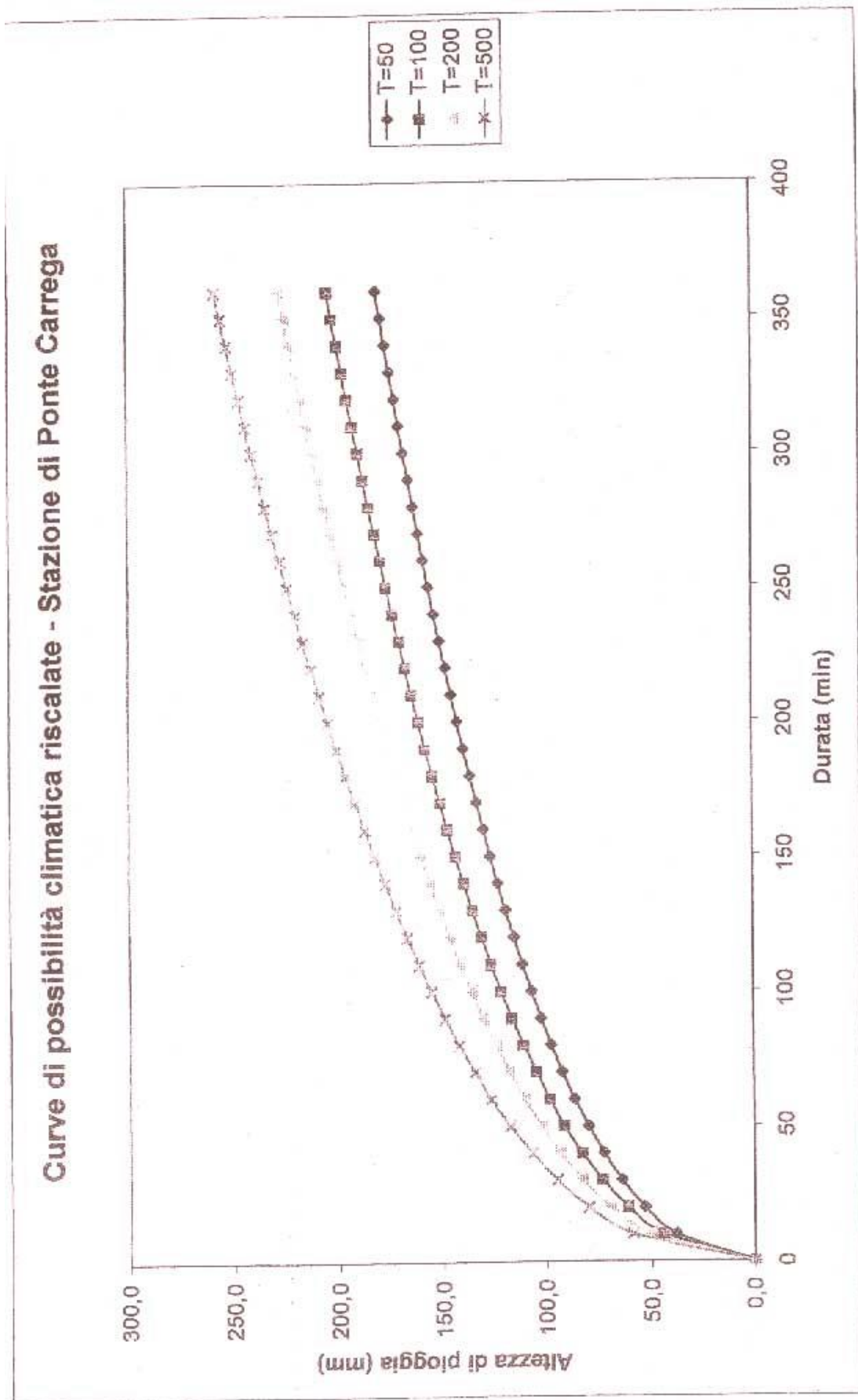
CN	S	I
91,61	23,26	4,65

Stazione di Ponte Carrega
Curve di possibilità climatica riscalata

T (anni)	50	100	200	500
d (min)	h (mm)	h (mm)	h (mm)	h (mm)
0	0,0	0,0	0,0	0,0
10	38,3	44,4	50,5	58,7
20	53,1	61,1	69,1	79,7
30	63,8	73,1	82,5	94,8
40	72,5	82,9	93,3	107,0
50	79,9	91,2	102,5	117,4
60	86,4	98,5	110,6	126,6
70	92,3	105,1	117,9	134,8
80	97,7	111,1	124,6	142,3
90	102,6	116,7	130,7	149,3
100	107,3	121,9	136,5	155,8
110	111,6	126,7	141,9	161,8
120	115,7	131,3	146,9	167,6
130	119,6	135,7	151,8	173,0
140	123,3	139,9	156,4	178,2
150	126,8	143,8	160,8	183,2
160	130,2	147,6	165,0	187,9
170	133,5	151,3	169,0	192,5
180	136,7	154,8	172,9	196,9
190	139,7	158,2	176,7	201,1
200	142,6	161,5	180,3	205,2
210	145,5	164,7	183,9	209,2
220	148,3	167,8	187,3	213,0
230	150,9	170,8	190,6	216,8
240	153,5	173,7	193,8	220,4
250	156,1	176,6	197,0	224,0
260	158,6	179,3	200,1	227,4
270	161,0	182,0	203,1	230,8
280	163,4	184,7	206,0	234,1
290	165,7	187,3	208,8	237,3
300	167,9	189,8	211,6	240,5
310	170,1	192,3	214,4	243,6
320	172,3	194,7	217,1	246,6
330	174,4	197,1	219,7	249,5
340	176,5	199,4	222,3	252,4
350	178,6	201,7	224,8	255,3
360	180,6	204,0	227,3	258,1

CN	S	I
93,49	17,69	3,54





1B.4 Determinazione dei tempi di corrivazione

Si definisce *tempo di corrivazione* t_c rispetto ad una determinata sezione di un corso d'acqua, il tempo necessario perché una particella d'acqua caduta nel punto idraulicamente più lontano del bacino, possa far sentire il suo effetto nella sezione stessa.

Nella letteratura anglosassone viene prevalentemente impiegato il *tempo di concentrazione*, che, pur concettualmente diverso (tempo che intercorre dall'inizio dell'evento di pioggia all'istante in cui si verifica la portata massima) praticamente non differisce dal tempo di corrivazione.

Nel seguito sono state elencate le formule maggiormente usate per la determinazione del tempo di corrivazione t_c . I risultati a cui si arriva spesso sono piuttosto diversi da formula a formula specialmente per i bacini di più piccola estensione.

Nota:

S = superficie del bacino

L = lunghezza del punto più distante del bacino dalla sezione di misura

J = pendenza del torrente

H_{MED} = quota media del bacino

v = velocità del torrente

Formula di Giandotti (la più usata per i bacini della Regione Liguria):

$$t_c = \frac{4 \cdot \sqrt{S + 1,5 \cdot L}}{0,8 \cdot \sqrt{H_{MED}}}$$

Formula di Pasini – 1:

$$t_c = 0,94 \cdot \sqrt[3]{S \cdot L}$$

Formula di Pasini – 2:

$$t_c = 0,108 \cdot \frac{\sqrt[3]{S \cdot L}}{\sqrt{J}}$$

Formula di Ventura:

$$t_c = 7,56 \cdot \sqrt{S}$$

Formula di Ruggiero:

$$t_c = 17,28 \cdot \sqrt[3]{S}$$

Formula di Viparelli (valori proposti per la velocità della corrente $v = 1 \div 1,5$ m/sec), valida per piccoli bacini appenninici:

$$t_c = L/3,6 \div L/5,4$$

Formula U.S. NAVY (valore proposto $v=0,90$ m/sec):

$$t_c = L/3,24$$

Le varie formule soprariportate sono tutte empiriche o semiempiriche e si riferiscono a bacini diversi per superficie, conformazione morfologica, natura del terreno, vegetazione, ecc., anche per questo motivo esse conducono a risultati differenti tra loro.

Nella redazione degli studi propedeutici del Piano di bacino si è ritenuto opportuno, sia per operare a favore di sicurezza, sia per esperienze precedentemente sviluppate, utilizzare la formula di Giandotti.

VALUTAZIONE DELLE PORTATE DI PIENA

ASTA PRINCIPALE ED AFFLUENTI IN SPONDA SINISTRA

Sommario

Questa relazione, resa ai fini degli studi propedeutici per la formulazione del piano di bacino del torrente Bisagno, inquadra la metodologia di valutazione della portata di massima piena e, alla luce dell'evoluzione storica della loro stima, ne propone una valutazione aggiornata.

Per via delle divergenze riscontrabili nelle numerose stime, che nel corso del tempo sono state via via condotte quando nuove calamità mettevano in dubbio le stime precedenti, viene qui proposta una nuova procedura di valutazione della portata di massima piena nel bacino del torrente Bisagno. Tale procedura si basa sull'integrazione tra l'informazione idrometrica regionale e l'analisi idrologica di dettaglio dell'assetto del bacino. Quest'ultima si giova di una descrizione distribuita della variabilità spaziale delle caratteristiche statistiche delle piogge intense, del tipo idrologico dei suoli e dell'uso del suolo stesso.

In base a tale impostazione, la massima piena Q_T temibile lungo il corso del torrente Bisagno è valutabile tramite la relazione

$$Q_T = Q_{indice} \left[0.619 - \frac{0.369}{0.319} (1 - e^{0.319y}) \right],$$

dove y rappresenta la variabile ridotta di Gumbel, funzione del periodo di ritorno T , in anni, pari a

$$y = y_T = -\ln \left\{ \ln \left[\frac{T}{T-1} \right] \right\},$$

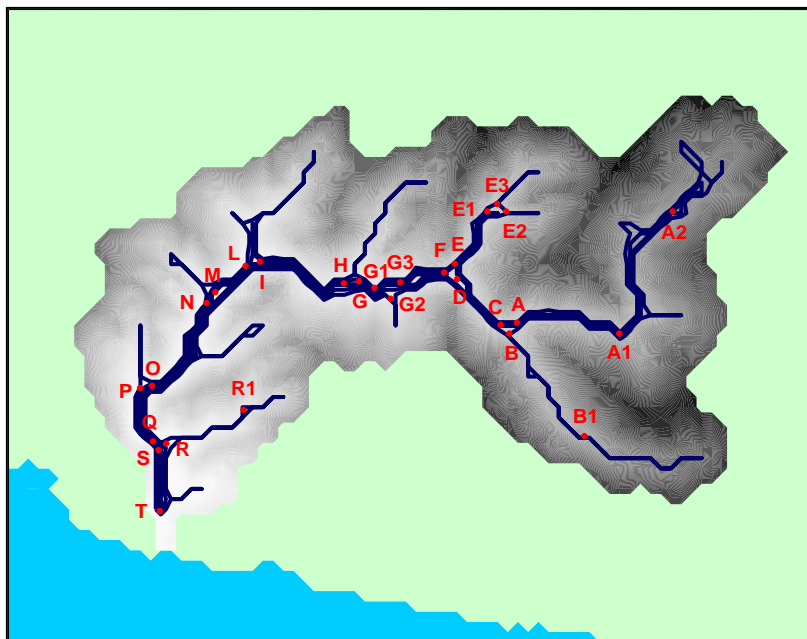
mentre Q_{indice} indica la media dei massimi annuali di portata al colmo. La valutazione della portata indice Q_{indice} è stata condotta tramite il metodo geomorfoclimatico e i relativi valori sono riportati in Tabella 3.5 per le sezioni idrografiche prese in esame dal dallo studio della REGIONE LIGURIA, Commissione Scientifica Regionale per lo Studio della Difesa del Suolo, "Piano di Bacino del Torrente Bisagno, Metodologia di redazione e finalità", Genova, Dicembre, 1980. Alcuni valori salienti di portata al colmo vengono riportati in Tabella 3.6 per le stesse sezioni ed in Tabella 3.7 per tutti i nodi salienti della rete idrografica, evidenziati in Figura 3.9. Una sintesi dei risultati è anche riportata nella Tabella A di questo sommario, mentre i risultati per i nodi salienti vengono dettagliatamente illustrati nelle schede allegate a questo studio.

Per una generica sezione idrografica, la portata di progetto può venire inoltre ricavata, in funzione di prefissati valori del rischio residuale r e della vita progettuale L , tramite la relazione

$$Q(r, L) = Q_{indice} \left\{ 0.619 - \frac{0.369}{0.319} \left[1 - \exp \left(-0.319 \ln \left\{ -\ln \left[1 + \frac{\ln(1-r)}{L} \right] \right\} \right) \right] \right\}.$$

In Tabella 4.2 vengono riportate le stime della portata di progetto $Q(r, L)$ relative ad alcuni valori significativi delle vita progettuale L e del rischio residuale r per la sezione di imbocco del tronco canalizzato e coperto.

Tabella A- Portata indice e portata al colmo con assegnato periodo di ritorno nei nodi principali della rete idrografica del torrente Bisagno. Valutazioni condotte in base alla curva di crescita regionale, la cui portata indice è stata stimata tramite il metodo geomorfoclimatico indiretto.



Sezione no.	A [‡] Km ²	Q _{indice} m ³ /s	Tempo di ritorno, T, anni					
			10	25	50	100	200	500
A	22.6	70.9	130	190	247	318	406	558
A1	15.5	57.4	105	153	200	257	329	451
A2	8.1	39.4	72	105	137	177	226	310
B	10.6	30.8	56	82	107	138	176	242
B1	6.5	20.6	38	55	72	92	118	162
C	33.4	96.5	177	258	336	432	552	758
D	35.7	99.6	183	266	346	446	570	783
E	9.3	34.9	64	93	121	156	200	274
E1	6.8	27.6	51	74	96	124	158	217
E2	2.4	10.4	19	28	36	47	59	82
E3	4.3	18.3	34	49	64	82	105	144
F	45.3	126.1	231	337	439	565	722	991
G	50.3	136.5	250	365	475	612	782	1073
G1	1.0	4.7	9	13	16	21	27	37
G2	1.9	8.9	16	24	31	40	51	70
G3	1	5.8	11	16	20	26	33	46
H	58.2	157.7	289	421	549	707	903	1240
I	61.0	160.8	295	430	559	721	921	1264
L	69.1	182.9	335	489	636	819	1047	1437
M	70.0	183.2	336	489	637	821	1049	1440
N	72.7	189.5	347	506	659	849	1085	1489
O	78.8	200.2	367	535	696	897	1147	1573
O1	2.0	9.6	18	23	33	43	55	
P	82.5	209.8	385	560	730	940	1201	1649
Q	84.0	211.8	388	566	737	949	1213	1664
R	5.1	24.3	44	65	84	109	139	191
R1	2.4	11.7	22	31	41	53	67	92
S	89.2	225.0	413	601	783	1008	1289	1768
T	92.1	227.1	416	607	790	1018	1301	1785

‡ sezione identificata per via automatica tramite modello topografico digitale.

Premessa

Questa relazione, resa in stralcio agli studi propedeutici per la formulazione del piano di bacino del bacino del torrente Bisagno presenta l'inquadramento metodologico per la valutazione della portata di massima piena, proponendo altresì una valutazione aggiornata dei valori di progetto della portata al colmo di piena associati ad un prefissato periodo di ritorno. Nel sviluppare questo studio sono state esaminate le diverse e successive valutazioni, che nel corso del tempo sono state via via condotte quando nuove calamità mettevano in dubbio le stime precedenti. Per via delle divergenze riscontrabili in queste stime, viene qui proposta una nuova procedura di valutazione, che si basa sull'integrazione tra l'informazione idrometrica regionale e l'analisi idrologica di dettaglio dell'assetto del bacino. Quest'ultima si giova di una descrizione distribuita della variabilità spaziale delle caratteristiche statistiche delle piogge intense, del tipo idrologico dei suoli e dell'uso del suolo stesso.

1. Introduzione

1. Dalla fine del XIX secolo ai giorni nostri, le portate di piena nel tronco terminale del torrente Bisagno sono state oggetto di sistematiche valutazioni, i cui aggiornamenti si sono succeduti numerosi nel tempo, a mano a mano che nuove calamità mettevano in discussione le valutazioni precedenti. Per esempio, la stesura della chiarissima relazione della Commissione Inglese, Fantoli e Canepa (che nel 1907 il Comune di Genova incaricò di stabilire la portata di massima piena ai fini della canalizzazione e copertura di tale tronco, poi intrapresa nell'ottobre 1928 e terminata nell'aprile del 1931²⁰) ebbe già ad avvalersi di ben tre indagini precedenti, a far data dal 1878. In tale sede, i chiarissimi relatori rilevarono *“la gravità delle divergenze delle stime sin qui note della portata di massima piena del Bisagno”*²¹ fra le tre diverse indagini allora disponibili.

2. Il notevole interesse, scientifico, tecnico e politico, per le massime piene del torrente Bisagno non ha, purtroppo, trovato riscontro in adeguate osservazioni sperimentali, giacché non sono tuttora disponibili serie storiche di osservazioni idrometriche, condotte in modo sistematico lungo il tratto terminale del corso d'acqua. Nonostante che a Staglieno venne posta una stazione a sottendere un bacino di circa 85 Km², ivi non furono eseguite mai misure di velocità e portata, perché ritenute inutili, considerato il continuo mutare di sezione per via dell'instabilità del letto. La serie dei livelli idrometrici a Staglieno, disponibile fino al 1° Settembre 1953, quando le acque di piena asportarono tutta l'apparecchiatura, non è quindi in grado di fornire alcun dato sperimentale idoneo alla valutazione delle portate di piena. A rendere ancora più incerta la valutazione delle effettive portate al colmo d'interesse tecnico nel tronco terminale del torrente, che alla foce sottende circa 93 Km², contribuisce la scarsa affidabilità riscontrata nella serie di valori osservati, a partire dal 1° Ottobre 1922, nella stazione di La Presa, laddove il torrente Bisagno sottende una superficie di circa 34 Km², e che si può, quindi, considerare rappresentativa della testata del bacino. Infatti, gli studi statistici sull'affidabilità delle

²⁰ Cfr. M. MARTINENGO, *“La canalizzazione e copertura del Torrente Bisagno”*, Municipio di Genova, Genova, 1931 (opera citata da E. BRIZZOLARA, *“Studio idrologico del torrente Bisagno”*, Tesi di Laurea elaborata presso l'Istituto di Idraulica dell'Università di Genova, 1965).

²¹ Cfr. pagina 4 della pubblicazione di G. FANTOLI, I. INGLESE & R. CANEPA, *“Sulla portata massima del torrente Bisagno e sulla condotta urbana dello stesso”*, Relazione all'Illustrissimo Sindaco di Genova, Coi tipi della S.A.I.C.C. di Bacigalupi, Genova, 1909.

osservazioni idrometriche di piena²² consigliano di escludere tale stazione dal gruppo delle stazioni con dati sufficientemente affidabili ai fini della regionalizzazione delle portate di piena nella Liguria tirrenica, suggerendo di riservarne eventualmente l'impiego, con una certa cautela, al controllo e alla validazione dei risultati ottenuti tramite metodi indiretti.

3. Per la ricchezza della documentazione storica, il presente studio porge, in primo luogo, una disamina delle diverse e numerose indagini svolte in materia di valutazione delle portate di piena. Vista la carenza di osservazioni idrometriche, queste valutazioni sono state generalmente ottenute dall'analisi del campo di precipitazione e della relativa trasformazione in portate²³. Alcune di queste elaborazioni prescindono dall'intrinseca aleatorietà del tasso di pioggia prodotto dagli eventi meteorici di forte intensità, che sollecitano il bacino, e indicando un valore di portata della massima piena fisicamente realizzabile, quale limite superiore osservato²⁴ ovvero osservabile in via affatto teorica²⁵. Risulta evidente come i risultati di tali elaborazioni non siano in grado di individuare i livelli di rischio idrologico, che sono associati alle valutazioni proposte. Nell'introdurre l'incertezza sulla sollecitazione meteorica tramite una impostazione probabilistica del problema, molte delle successive elaborazioni²⁶ fanno riferimento a stime indirette, condotte con il metodo razionale, che comporta la determinazione della portata di piena con frequenza fissata dal regime pluviometrico e assume, quale ipotesi di lavoro, l'isofrequenza tra piogge critiche e portate al colmo. In virtù di questa ipotesi, la stima dei valori eccezionali di portata risulta influenzata dagli effetti non-lineari insiti nella trasformazione piogge-portate, per via dei quali lo spazio di probabilità delle portate di massima piena non corrisponde necessariamente a quello delle precipitazioni intense.

4. Lo studio prende quindi in considerazione le successive valutazioni indirette delle piene di progetto, condotte sia mediante procedure di regionalizzazione statistica dei colmi di piena, sia tramite simulazione della trasformazione delle piogge in portate. In

²² Vedi i lavori di D.N. ADOM, E. CARONI & R. ROSSO, "Impiego di statistiche non parametriche nell'analisi regionale dei dati di portata al colmo di piena", Atti XXI Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, vol. 2, pp. 31-328, 1988; e di L. NATALE, "Curve di possibilità di piena dei piccoli bacini italiani", Idrotecnica, n. 3, pp. 215-227, maggio-giugno, 1988.

²³ Cfr. i citati studi di INGLESE ET ALII (1909) e BRIZZOLARA (1965); nonché, tra gli altri, quelli di T. PIROZZI, G. SUPINO, E. MARCHI, G. BERARDI, T. GAZZOLO & F. ROCCHI, *Commissione Ministeriale di Studio per la Sistemazione dei Corsi d'Acqua del Territorio Genovese interessati dall'Alluvione del 7-8 Ottobre 1970*, Ministero dei Lavori Pubblici, Roma, 1971; di L. CATI, "L'evento alluvionale del 7-8 Ottobre 1970 sui bacini dei torrenti Leiro, Polcevera e Bisagno", *Annali Idrologici, Parte Seconda*, Servizio Idrografico del Ministero dei Lavori Pubblici, 1970; di E. CARONI, P. LA BARBERA & P.P. RISSO, "Esempio di studio sulle precipitazioni massime probabili per la determinazione delle portate temibili nei piccoli bacini", Atti del Seminario "La Pianificazione di Bacino", a cura di E. Marchi e F. Siccardi, Genova, Luglio, 1979; della REGIONE LIGURIA, Commissione Scientifica Regionale per lo Studio della Difesa del Suolo, "Piano di Bacino del Torrente Bisagno, Metodologia di redazione e finalità", Genova, Dicembre 1980; e della SOCIETÀ ITALSTRADE, "Progetto di fattibilità del deviatore delle piene del Torrente Bisagno a difesa di Genova", Genova, 1986.

²⁴ Vedi, per esempio, i citati lavori di BRIZZOLARA (1965), PICOZZI ET ALII (1971) e CATI (1971).

²⁵ Vedi, per esempio, il citato lavoro di INGLESE ET ALII (1909).

²⁶ Vedi, per esempio, i citati lavori di CARONI ET ALII (1979) e della REGIONE LIGURIA (1980).

particolare, viene esaminata la regolarizzazione delle portate al colmo simulate²⁷ in uno studio di Caroni et alii (1979) che forniva a questo scopo un campione di dati simulati di portata al colmo di piena. Per via della relativa brevità (14 anni) del campione simulato, tali risultati sono però affetti da un elevato grado di incertezza. Vengono poi considerate le stime indirette condotte a partire dalle leggi di valutazione regionale, che prescindono dal comportamento, osservato o simulato, del bacino in esame. A tal scopo sono state prese in considerazione le relazioni regionali proposte in letteratura con specifico riferimento ai bacini liguri²⁸. Per via della peculiare localizzazione geografica e climatica del bacino del torrente Bisagno, le stime puramente regionali tendono talora a deviare notevolmente dall'evidenza sperimentale e sono comunque affette, come vedremo, da notevoli incertezze.

5. La disamina dello stato dell'arte suggerisce di impostare la metodologia di valutazione delle portate di massima piena sull'integrazione tra l'informazione a scala regionale e l'analisi del comportamento locale. Questa metodologia sembra in grado di fornire valutazioni più accurate di quelle finora disponibili, poichè la stima del fattore di crescita della legge di frequenza delle piene risulta carente, se condotta in base a un singolo campione, per di più distorto e comunque breve in ragione dei periodi di ritorno di interesse ai fini della pianificazione e della progettazione. Al contrario, la tecnica della *regionalizzazione statistica* consente di esplorare un campo di frequenze sperimentali di superamento assai più ampio, in grado di abbracciare anche le frequenze di superamento di interesse tecnico. La *portata indice*, con cui si riscalda la legge regionale di frequenza delle piene, è invece determinata dalle specifiche caratteristiche meteorologiche, geomorfologiche e di uso del suolo del bacino esaminato. Essa richiede quindi una valutazione specifica per il bacino preso in esame.

6. La tecnica utilizzata in questa sede per la valutazione delle portate di piena si basa sull'applicazione congiunta della regionalizzazione statistica, condotta sulla regione omogenea identificabile nei bacini liguri con foce al litorale tirrenico, e del metodo geomorfoclimatico, la cui applicazione è stata validata in diversi bacini liguri²⁹. Il metodo risulta particolarmente robusto e adatto alla previsione delle piene nelle reti idrografiche caratterizzate da scarse o scadenti misure idrometriche; infatti, integrando l'informazione regionale con quella locale, esso associa le proprietà statistiche alla descrizione fisica. Inoltre, il metodo si giova di una dettagliata valutazione della distribuzione spaziale delle caratteristiche statistiche delle piogge intense, del tipo idrologico dei suoli e, soprattutto,

²⁷ Cfr. SOCIETÀ ITALSTRADE, "Progetto di fattibilità del deviatore delle piene del Torrente Bisagno a difesa di Genova", Genova, 1986.

²⁸ Cfr. P. CANUTI & U. MOISELLO, "Indagine regionale sulle portate di massima piena in Liguria e Toscana", Pubbl. Istituto di Idraulica dell'Università di Pavia, no.57, 1979; L. NATALE, "Curve di possibilità di piena dei piccoli bacini italiani", *Idrotecnica*, n.3, pp.215-227, maggio-giugno, 1988; e A. BRATH & R. ROSSO, R., Valutazione delle piene nel bacino padano e nella Liguria tirrenica, in: *La Valutazione delle Piene in Italia*, a cura di S. Gabriele & P. Versace, Pubbl. CNR- GNDICI, Roma, 1994.

²⁹ Cfr. B. BACCHI & R. ROSSO, Analisi geomorfoclimatica dei modelli di regionalizzazione della frequenza delle piene, Atti XXI Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, L'Aquila, 5-8 settembre, Vol.1, pp.15-28, 1988; D.N. ADOM, B. BACCHI, A. BRATH & R. ROSSO, On the geomorphoclimatic derivation of flood frequency (peak and volume) at the basin and regional scale, in: *New Directions for Surface Water Modelling*, edited by M.L. Kavvas, IAHS Publ. no.181, pp.165-176, 1989; e A. BRATH, B. BACCHI & R. ROSSO, La derivazione geomorfoclimatica della distribuzione di probabilità delle portate di piena, *Idrotecnica*, no.4, p.183-200, 1992.

dell'uso dei suoli stessi³⁰. In tal modo, esso consente di tener conto degli effetti idrologici prodotti dall'elevato grado di antropizzazione, che caratterizza il bacino del torrente Bisagno, con strutture urbane dense e fortemente localizzate nella zona valliva.

7. Per ultimo, il presente studio fornisce alcune valutazioni sul rischio idrologico in relazione alle portate di progetto eventualmente adottate e all'orizzonte temporale legato alla vita attesa degli eventuali asservimenti idraulici, quali i ponti e le altre infrastrutture che interferiscono con l'assetto fluviale, e, soprattutto, degli interventi strutturali di difesa del territorio, quali le eventuali opere idrauliche atte ad alleviare la peculiare situazione di emergenza idraulica del tronco urbano del torrente. Tali valutazioni sono altresì essenziali onde predisporre anche gli interventi non strutturali di mitigazione, comunque necessari a fronteggiare il rischio residuale.

2. Lo stato dell'arte

2.1. *Gli studi "storici" sulla portata massima del torrente Bisagno e le calamità che ne suggerirono le successive revisioni*

8. Nel sottolineare "la gravità delle divergenze nelle stime" ricavabili dagli studi condotti in precedenza, la relazione con cui Inglese et alii (1909) finalizzarono lo studio, loro commesso nel 1907 dal Comune di Genova per stabilire la portata di massima piena ai fini della canalizzazione e copertura di tale tronco, prende in esame, innanzi tutto, tre diverse indagini, che erano state condotte in epoca precedente.

9. La valutazione più antica³¹ derivava probabilmente dall'applicazione della formula del Possenti,

$$Q = c (h_{24} L_{tot}) (A_m + A_p/3),$$

in cui L_{tot} indica lo sviluppo del corso d'acqua, in Km; A_m la superficie montuosa del bacino, in Km²; A_p la superficie pianeggiante del bacino, in Km²; h_{24} la massima precipitazione ragguagliata possibile in una durata di 24 ore, in mm; e c un coefficiente empirico. Tale formula era stata impiegata dal Ministero dei Lavori Pubblici, che aveva indicato in $L_{tot} = 24$ Km, $A_m = 95$ Km², $A_p = 0$ Km² e $c = 0.8$ i valori appropriati per la foce del Bisagno, adottando altresì un valore di $h_{24} = 54$ mm quale massima precipitazione temibile in 24 ore, ragguagliata sul bacino. Tali presupposti porgevano una stima della portata di massima piena pari a soli 170 m³/s. La ragione di tale sottostima risiedeva soprattutto nella modesta sollecitazione pluviometrica all'epoca considerata. Inglese et alii (1909) osservarono che almeno nel 1892 e nel 1907 tale sollecitazione era stata superata. Si potrebbe oggi osservare che, introducendo il valore della precipitazione massima ragguagliata osservata nel corso dell'evento alluvionale del 1970, pari a

³⁰ Cfr. P. BURLANDO, M. MANCINI & R. ROSSO, FLORA: a distributed flood risk analyser, in: *Computer Support for Environmental Impact Assessment*, edited by G. Guariso and B. Page, North-Holland, Amsterdam, pp.91-102, 1994; e R. ROSSO, An introduction to spatially distributed modeling of basin response, in: *Advances in Distributed Hydrology*, edited by R. Rosso, A. Peano, I. Becchi and G. Bemporad, Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, pp.3-30, 1994.

³¹ Cfr. MINISTERO DEI LAVORI PUBBLICI, "Cenni monografici, Vol.5, Fiumi", Roma, 1879, opera richiamata dal citato studio di Inglese et alii (1909).

$h_{24}=445 \text{ mm}^3$, la stima di Q che deriverebbe da questa antichissima relazione risulterebbe prossima a $1400 \text{ m}^3/\text{s}$.

10. In un preliminare studio progettuale per la copertura del torrente Bisagno, l'architetto Pesce aveva successivamente dedotto una diversa stima della massima portata da un rudimentale impiego della formula razionale,

$$Q = C i_{CR},$$

in cui C indica il coefficiente di afflusso, che tiene globalmente conto sia delle perdite che dell'effetto di propagazione del deflusso attraverso la rete idrografica, mentre i_{CR} rappresenta l'intensità di pioggia ragguagliata, in m^3/s , in corrispondenza dell'evento critico. Assumendo il valore di $C = 0.6$ per il coefficiente di afflusso, l'autore determinò, in base alla pioggia di 48.3 mm in 75 minuti primi, una portata di massima piena di circa $600 \text{ m}^3/\text{s}$. In questa procedura Inglese et alii (1909) rilevarono un'errata applicazione del metodo, in quanto l'evento di "*pioggia massima caduta in un tempo minimo*"³³ preso in considerazione dal Pesce "*non produce necessariamente la portata di massima piena alla foce del bacino*".

11. Contemporanei alla precedente indagine, gli studi condotti dall'ingegnere Cannovale, che si basavano sull'interpretazione dei livelli idrometrici relativi alla piena del 1892, riportavano una stima della portata massima pari a $1200 \text{ m}^3/\text{s}$. A causa delle "*inesattezze di grave momento negli apprezzamenti dei livelli idrometrici*"³⁴, Inglese et alii (1909) dimostrarono l'infondatezza di tale valutazione, poichè, a loro parere, il deflusso reale in occasione di tale piena era valutabile in poco più di un quarto di milleducento metri cubi al secondo.

12. Dello studio di Inglese et alii (1909), che fu in seguito preso a fondamento per la progettazione e l'esecuzione della canalizzazione e della copertura del tronco terminale, va anzitutto ricordata la risposta fornita al quesito primario dell'indagine. Datata 12 febbraio 1908 e indirizzata al Marchese Gerolamo Da Passano, Sindaco di Genova, tale risposta afferma che "*la portata di massima piena del Bisagno non si può ritenere eccedente i metri cubi cinquecento al minuto secondo*". Questo valore viene presentato dagli autori quale "*limite fisico*" del fenomeno di piena, essendo peraltro l'opera progettata "*capace di un efflusso notevolmente superiore a quello sopra indicato*"³⁵. Lo studio idrologico condotto per addivenire a tale conclusione si basa su due diversi metodi. Il primo consiste in un'analisi della formazione della piena in dipendenza delle piogge, osservate dal 1833 al 1907, e della considerazione fisica degli stati di piena della rete idrografica secondo le piogge stesse. La seconda consiste nell'analisi delle piene

³² Cfr. REGIONE LIGURIA, Commissione Scientifica Regionale per lo Studio della Difesa del Suolo, "*Piano di Bacino del Torrente Bisagno, Metodologia di redazione e finalità*", Genova, Dicembre 1980.

³³ Cfr. il citato studio di INGLESE ET ALII (1909).

³⁴ Cfr. il citato studio di INGLESE ET ALII (1909).

³⁵ Cfr. il già citato studio di INGLESE ET ALII (1909) per tutte queste affermazioni.

memorabili, con particolare riguardo agli eventi del 1822³⁶, del 1892³⁷ e del 1908³⁸. Un successiva relazione inedita³⁹ circa la meteora del 1915⁴⁰, curata dal Fantoli stesso, veniva prodotta a conferma dei precedenti risultati.

13. L'analisi fondata sul regime pluviometrico degli eventi di pioggia intensa e della relativa trasformazione in deflusso di piena "*compenetra i concetti della corrivazione con quelli dell'accumulazione*"⁴¹. Tale sviluppo conduce a stimare il volume idrico invasabile nel reticolo come un afflusso netto ragguagliato sul bacino pari a 57 mm d'acqua (ovvero a un contributo unitario di 6 m³/s per Km²) per l'asta del Bisagno inferiore, un afflusso pari a circa 45 mm per il restante degli alvei dei bacini parziali coi torrenti maggiori relativi, con i subaffluenti e con i rii minori, un afflusso equivalente a 30 mm circa a dare conto del "*rifiuto del terreno*" nel caso delle piogge di maggiore violenza. Il procedimento di stima, condotto a ritroso, porta a stabilire una relazione tra altezza e durata delle piogge intense, che possono produrre un determinato deflusso di piena. Applicando tale metodologia ai casi critici osservati nel periodo che va dal 1833 al 1907, la portata di massima piena non supera in tal modo i 500 m³/s. Per quanto riguarda l'evento del 1822, Inglese et alii (1909) ritennero poco credibile il dato contenuto nella descrizione riportata dalla "Gazzetta di Genova" del 30 ottobre 1822, dove il professore Pagano aveva affermato che "*la quantità d'acqua caduta in poche ore è stata di circa 30 pollici, che è quasi la metà di quella che suol cadere in un anno*". Trenta pollici

³⁶ Il 26 ottobre 1822 si verificò nel bacino del Bisagno la prima esondazione, per la quale si dispone di una descrizione di un certo dettaglio, sia per quanto riguarda le zone alluvionate e i danni conseguenti, sia per l'intensità del nubifragio, che la "Gazzetta di Genova" n.87 del 30 ottobre 1822 stima in un totale di pioggia caduta pari a 30 pollici. In questo evento, che si concentrò sui bacini del Bisagno, dello Sturla e della testata del Polcevera, senza estendersi a levante, i massimi rovesci si ebbero durante le cinque ore precedenti l'esondazione, che avvenne alle ore 11:30. Le manifestazioni idrauliche più salienti dell'evento furono il crollo di alcune arcate del Ponte Sant'Agata, il crollo parziale del vecchio Ponte Pila per rovina della pila e dei due archi insistenti sulla stessa, nonché il tirante idrico raggiunto in corrispondenza alla Chiesa di S. Zita e nel Borgo Pila. In particolare, il Ponte Pila, che attraversava allora il letto del torrente e con un arco in sponda destra ne sottendeva l'area di espansione sotto gli spalti delle fortificazioni, subì il crolo della pila centrale e l'esondazione interessò soprattutto la zona dei magazzini e degli artigiani di Ponte Pila. Una vivida descrizione degli effetti dell'evento e dei danni provocati dalle esondazioni è riportata in Appendice A1, tratta dalla stessa "Gazzetta di Genova".

³⁷ Nella mattina dell'8 ottobre 1892 si verificò il secondo evento alluvionale del torrente Bisagno, per il quale disponiamo di una descrizione qualitativa di un certo dettaglio. Poiché il pluviografo di Genova Università cessò di funzionare in occasione dei massimi rovesci, è possibile fare riferimento soltanto ad alcune stime idrometriche. L'evento interessò l'intero bacino, compresa la zona montana, e si stimarono, in corrispondenza delle prese dell'Acquedotto Civico, che sottendevano circa 47.5 Km² di superficie del bacino, portate specifiche al colmo variabili tra 6 e 12 m³/s per Km². La stima, assai incerta, delle portate in città venne condotta a partire dagli apprezzamenti sotto i ponti della ferrovia e della Bezzecca, con valori compresi fra 300 e 1200 m³/s.

³⁸ Dopo due settimane di piogge, il giorno 7 luglio 1908 si verificò sul bacino del Bisagno uno dei rari eventi meteorologici estivi di elevata intensità. I rovesci ebbero una durata di circa 6 ore, in cui si abbattono tra 180 e 200 mm di pioggia, e si concentrarono in special modo sul versante destro della parte medio-alta del bacino, mentre il colmo di piena in città, che fu registrato intorno alle ore 6, venne valutato tra 400 e 450 m³/s. I danni principali furono quindi sofferti nel medio bacino del Bisagno, mentre in città non si ebbero esondazioni di rilievo, anche se l'onda di piena venne a lambire l'intradosso dei ponti.

³⁹ Citata dal BRIZZOLARA (1965).

⁴⁰ Anno in cui si verificarono esondazioni di numerosi torrenti liguri.

⁴¹ Cfr. il citato studio di INGLESE AT ALII (1909).

equivalgono a circa 820 mm. Essi legittimarono il rigetto di questo dato contestando sia l'effettiva validità del dato stesso, ricavato da una misurazione occasionale effettuata a Genova il 25 ottobre 1822 per la quale non si disponeva di alcun riscontro, sia, come sotto indicato, il valore della portata al colmo ricostruibile in occasione di tale evento.

14. Inglese et alii (1909) analizzarono le piene memorabili del 1908 e del 1892 in base alle tracce e dei rilievi relativi al Ponte Bezzecca, che distava circa 550 m dal mare, al Ponte Pila e al Ponte della Ferrovia, rispettivamente a circa 920 e 1170 m dal mare. I calcoli idraulici basati su tali evidenze condussero gli autori a stimare valori della portata al colmo di piena compresi tra 155 e 180 m³/s nel 1908; e tra 390 e 458 m³/s nel 1892. Per quanto riguarda l'evento dell'ottobre 1822, essi stimarono una portata assai inferiore a 500 m³/s. Tale valutazione venne condotta tramite un'analisi storico-documentale, la cui fonte principale era la già citata "Gazzetta di Genova", sui livelli idrici raggiunti nel corso delle esondazioni e sugli effetti distruttivi dell'alluvione stessa, con il conforto di considerazioni idrauliche fondate su tali informazioni.

15. Dopo il completamento dell'opera di canalizzazione e copertura, si verificarono, nel 1945 e nel 1951, nubifragi di elevata intensità, tali da superare le precedenti valutazioni critiche⁴². In seguito, il nubifragio del 19 settembre 1953, preceduto da 9 giorni di rilevante piovosità, sollecitava il bacino chiuso a Staglieno (dove il torrente Bisagno sottende una superficie di 81.1 Km²) con una pioggia ragguagliata pari a 181 mm in 6 ore. La corrispondente risposta del bacino produceva una portata al colmo di 755 m³/s nella stessa sezione di Staglieno⁴³, nonché l'esondazione del corso d'acqua con allagamenti nelle zone di Genova centro⁴⁴. Nel 1965, l'allievo ingegnere Brizzolara proponeva perciò un aggiornamento della stima della portata di massima piena, fondata sulle curve aggiornate dei casi critici delle piogge intense⁴⁵. Tale aggiornamento proponeva l'applicazione di tre diverse metodologie: (i) il metodo della corrivazione, (ii) il metodo della Boston Society of Civil Engineers, che faceva riferimento a un

⁴² L'evento del 29 Ottobre 1945 colpì soprattutto la zona del centro di Genova, con gravi danni: il versante destro e il basso bacino furono investiti da intense precipitazioni e la copertura funzionò in pressione, causando a monte la sommersione del ponte di Sant'Agata e l'allagamento di corso Sardegna e piazza Romagnosi, nonché l'allagamento di piazza della Vittoria a valle. In tale occasione la portata di piena a Staglieno fu valutata in 437 m³/s ed esondarono anche il rio Fereggiano in piazza Galileo Ferraris, rio Veilino a Cà di Riva, e i rii Torbido e Geirato. L'evento provocò anche il crollo di alcuni ponti della strada statale 45. Danni meno gravi furono prodotti dall'evento del 25 Gennaio 1951, sempre nel centro di Genova, dove furono colpite le zone basse prospicienti l'antico greto del torrente, ossia via Martiri della Libertà, corso Buenos Aires, fino a corso Torino, via Casaregis e piazza Tommaseo. Lievi danni furono anche prodotti dalla piena del 8 Novembre 1951, quando non si ha notizia certa sul funzionamento in pressione della copertura terminale, ma esondarono nuovamente i rii Fereggiano e Geirato e fu danneggiato un ponte, appena ricostruito, della strada statale 45.

⁴³ In corrispondenza dello stesso evento, alla sezione idrometrica di La Presa fu stimata una portata di circa 182 m³/s.

⁴⁴ L'esondazione interessò l'intero medio basso bacino del torrente Bisagno. In particolare, colpì le zone di Molassana, Cà di Rivà, piazza Romagnosi, piazza Galileo Ferraris. La copertura funzionò in pressione e l'esondazione conseguente interessò Borgo Incrociati e corso Sardegna, oltre che la zona terminale fino a via San Vincenzo e via XX Settembre, corso Torino, via Pisacane, via della Libertà sino alla Foce. Forti erosioni sui versanti collinari causarono, altresì, danni alle colture e alla viabilità nella parte terminale della valle del Bisagno. Esondarono anche i rii Torbido, Geirato, Veilino e Fereggiano.

⁴⁵ Cfr. E. BRIZZOLARA, "Studio idrologico del torrente Bisagno", Tesi di Laurea elaborata presso l'Istituto di Idraulica dell'Università di Genova, 1965.

idrogramma sintetico di forma triangolare, e (iii) il metodo del volume d'invaso. Poiché le tre metodologie producevano stime della portata di massima piena rispettivamente pari a 608, 646 e 738 m³/s nella sezione di Staglieno, si osservava come l'applicazione del metodo del volume d'invaso⁴⁶ porgesse una stima prossima, seppure per difetto, alla portata massima osservata, mentre i primi due metodi sottostimassero notevolmente la portata al colmo osservata. All'imbocco della copertura, la stima con il metodo dell'invaso, suggerita nelle conclusioni di questo studio, porgeva un valore di 845 m³/s, di poco inferiore a quello di 867 m³/s, ricostruito in occasione dell'evento del 1953.

16. L'alluvione del 1970 fu conseguenza di piogge eccezionali, che ancora una volta superarono i livelli di criticità supposti in precedenza. In alcune stazioni la precipitazione superò infatti i 400 mm nelle 24 ore⁴⁷. I danni alluvionali, che colpirono il medio e basso bacino del torrente Bisagno furono assai gravi, sia dal punto di vista economico, sia in ragione dell'alto numero di vittime⁴⁸. La Commissione Ministeriale di Studio per la Sistemazione dei Corsi d'acqua del Territorio Genovese interessati dall'Alluvione del 7-8 Ottobre 1970⁴⁹ stimò una portata al colmo di piena, valutata alla foce, pari a 950 m³/s. Tale stima accettò presumibilmente il risultato di una valutazione indiretta, ricavabile da una pubblicazione del Servizio Idrografico curata dall'ingegnere Cati⁵⁰, che aveva risolto il problema della determinazione indiretta di tale portata sia per via idraulica, sia tramite una valutazione idrologica. La stima idraulica basata sulle tracce dell'evento nel tratto a valle della confluenza del rio Veilino, dove il torrente Bisagno sottende una superficie di circa 88 Km², proponeva un valore atteso di 858 m³/s, che, trasferito alla foce, porgeva una stima di 903 m³/s. La stima idrologica, condotta tramite il metodo cinematico e la tradizionale formula del Giandotti, suggeriva un valore di 985 m³/s alla foce. Soppesando questi due risultati, veniva definitivamente stimata una portata di circa 950 m³/s alla foce del bacino.

⁴⁶ Il metodo del volume d'invaso coincide, in pratica, con il metodo indiretto impiegato da INGLESE ET ALII (1909) nella valutazione di progetto condotta ai fini della canalizzazione e copertura del tratto terminale del torrente.

⁴⁷ In particolare, i pluviografi di Ponte Carrega e Genova Università registrarono, nella 24 ore, la caduta di 453.4 mm e 414.8 mm di pioggia, rispettivamente; mentre il pluviometro di Molassana registrò la caduta di 210 mm nel giorno 8 ottobre e di 480 mm nel giorno 9 ottobre 1970.

⁴⁸ Esondarono il rio Torbido, il rio Geirato (e suo affluente rio Pino), il rio Rocca, il rio Trensasco, il rio Cicala, il rio Preli, il rio Veilino, il rio Briscata, il rio Antonino, il rio Famaiano, il rio Aquila, il rio Tagliate, il rio Sciorba, il rio Mermi e il rio Fereggiano. Furono allagate, a oriente dell'asta principale, le zone comprese tra le vie Lungo Bisagno Dalmazia e Lungo Bisagno Istria e via Toti, piazzale Parenzo, via Montebruno. Più a valle, furono interessate le zone comprese tra l'asta terminale del Bisagno e piazza Galileo Ferraris, corso Sardegna e la zona di S. Fruttuoso fino a Terralba. A valle dell'attraversamento ferroviario di Brignole, l'alluvione interessò, in sponda destra, le zone tra via De Amicis, via Colombo, piazza Colombo, via XX Settembre, via Macaggi, via Diaz e via Brigate Partigiane fino alla zona della Foce; in sponda sinistra, le zone tra il sottopasso ferroviario di corso Torino, corso Sardegna, via Tolemaide, via Caffa, via Montesuello, via Pareto, via Casaregis fino all'incrocio di corso Italia con via Marconi. Ovviamente, anche in questa circostanza la copertura del tratto canalizzato funzionò in pressione.

⁴⁹ Cfr. T. PIROZZI, G. SUPINO, E. MARCHI, G. BERARDI, T. GAZZOLO & F. ROCCHI, *Commissione Ministeriale di Studio per la Sistemazione dei Corsi d'Acqua del Territorio Genovese interessati dall'Alluvione del 7-8 Ottobre 1970*, Ministero dei Lavori Pubblici, Roma, 1971.

⁵⁰ Cfr. L. CATI, "L'evento alluvionale del 7-8 Ottobre 1970 sui bacini dei torrenti Leiro, Polcevera e Bisagno", *Annali Idrologici*, Parte Seconda, Servizio Idrografico del Ministero dei Lavori Pubblici, 1970.

17. Per una regione idrologicamente omogenea, la curva inviluppo delle portate al colmo di piena rappresenta la variabilità della massima portata specifica (per unità di superficie del bacino idrografico sotteso) osservata nelle diverse stazioni idrometriche, in funzione della stessa superficie del bacino idrografico. In base alle osservazioni di piena nei bacini liguri con foce al litorale tirrenico antecedenti all'evento del 1953, la curva inviluppo proposta dal Piccoli indicava, per un bacino di superficie pari a quella del Bisagno alla foce, un contributo unitario assai inferiore a $10 \text{ m}^3/\text{s}$ per Km^2 , cui corrisponde una portata di circa $930 \text{ m}^3/\text{s}$. L'aggiornamento del Mazzetti, che includeva le piene antecedenti l'ottobre del 1970, aumentava tale stima a circa $11 \text{ m}^3/\text{s}$ per Km^2 . L'ulteriore aggiornamento del Cati, che tiene conto degli eventi alluvionali del 1970, propone la formula

$$Q = (7.92 + 88.92 A^{-0.66}) A,$$

valida per i corsi d'acqua liguri che sottendono un bacino idrografico con superficie maggiore di 10 Km^2 ed inferiore a 160 Km^2 , dove Q indica la portata al colmo in m^3/s e A la superficie in Km^2 (v. Figura 2.1). L'applicazione alla sezione di chiusura del torrente Bisagno, con $A = 93.3 \text{ Km}^2$, porge una stima di circa $12.4 \text{ m}^3/\text{s}$ per Km^2 , equivalenti a una portata temibile di circa $1155 \text{ m}^3/\text{s}$. Tale concetto, comunque, riflette ancora una impostazione deterministica, che associa un limite fisico osservabile al fenomeno delle piene fluviali. La cronologia sopra delineata delle piene eccezionali del torrente Bisagno mette peraltro in evidenza l'effimera validità di tale impostazione, che richiede continui e successivi aggiornamenti per rendere conto di nuove osservazioni eccedenti il limite prima individuato. Indipendentemente da tali considerazioni, la Commissione Ministeriale di Studio per la Sistemazione dei Corsi d'Acqua del Territorio Genovese interessati dall'Alluvione del 7-8 Ottobre 1970, *“nella convinzione che un fenomeno alluvionale che colpisca il bacino del Bisagno e provochi una piena con portata di colmo pari a quella risultante dalla curva suddetta non sia assolutamente improbabile, e nella considerazione che eventi del genere possano anche interessare altre zone della Liguria”*, ritenne peraltro *“che la curva stessa possa (poteva) valere per tutti i corsi d'acqua del territorio genovese”*.

18. Nel 1977 un nubifragio di notevole entità, seppure inferiore ai livelli eccezionali raggiunti nel 1970, sollecitò ancora il bacino. In seguito, l'evento del 27 Settembre 1992, di ben più vaste proporzioni, interessò principalmente la città di Genova, colpendo, in modo particolare, le aree del centro cittadino poste in fregio al tronco canalizzato e coperto del torrente Bisagno⁵¹. Non si ha notizia di osservazioni dirette dei colmi di

⁵¹ L'evento del 27 Settembre 1992 produsse due diverse tipologie di fenomeni alluvionali: allagamenti, provocati da un evento idrometeorologico particolarmente intenso, ed esondazioni, dovute alla notevole portata dell'evento idrologico e idraulico. Per via dell'intensità dell'evento idrometeorologico le fognature bianche non furono in grado di smaltire l'intero deflusso superficiale urbano. Si produssero così, inizialmente, allagamenti di tutta la zona urbana posta a bassa quota, accompagnati da notevoli danni alla rete fognaria. Successivamente, a causa delle portate convogliate dal torrente Bisagno, alcune zone, poste in prossimità della foce dei torrenti, furono inondate. Nella zona tra il cimitero di Staglieno e la foce, tutte le aree afferenti al torrente vennero allagate e vennero maggiormente colpiti i quartieri di Marassi, San Fruttuoso e la zona di piazza della Vittoria. Gli allagamenti conseguenti al fenomeno di esondazione provocarono ingenti danni nella zona di Borgo Incrociati, dove il tirante idrico raggiunse la quota di 180 cm sul piano stradale. I volumi d'acqua esondati, in conseguenza del sormonto del Ponte Castelfidardo e in relazione al crollo del tratto di spalletta d'argine di via Canevari all'altezza di Borgo Incrociati, defluirono verso valle attraverso le gallerie viarie e pedonali, che conducono nella zona di piazza della Vittoria. Particolarmente gravi furono i danni nella zona di via San Vincenzo; in prossimità della stazione Brignole

portata nel tratto terminale del corso d'acqua neppure in questi casi. La portata al colmo dell'evento del 1992 è stata stimata, in base alle tracce rilevate in prossimità del Ponte Castelfidardo, in circa $700 \text{ m}^3/\text{s}$ e questo dato è stato ulteriormente validato tramite un modello idrologico di dettaglio⁵².

2.2. Le portate di piena del torrente Bisagno in corrispondenza di nubifragi a frequenza assegnata

19. I metodi di stima fondati sull'estensione del metodo razionale muovono dall'ipotesi di isofrequenza tra la portata temibile e il tasso di pioggia di un nubifragio critico. Attraverso una rappresentazione globale del funzionamento idrologico del bacino in esame, la pioggia temibile viene trasformata in valori temibili di portata al colmo, il cui periodo di ritorno viene assimilato a quello della sollecitazione meteorica. Nei casi più semplici, la trasformazione viene rappresentata dalla formula razionale, da cui la denominazione del metodo, ma si fa sovente ricorso alla simulazione tramite modelli idrologici di piena, determinando quindi la portata di piena in base al concetto di evento critico. Pur caratterizzate da notevoli incertezze⁵³, tali metodologie comportano procedure di calcolo semplici e speditive.

20. Uno studio⁵⁴ assai dettagliato di La Barbera et alii (1978) impiegò tale metodologia nel primo serio tentativo di misurare la citata "non improbabilità" del verificarsi di eventi previsti dalla curva inviluppo, quale veniva sommariamente indicata dalla Commissione Ministeriale di Studio per la Sistemazione dei Corsi d'Acqua del Territorio Genovese interessati dall'Alluvione del 7-8 Ottobre 1970⁵⁵. A tale scopo venne studiata la frequenza degli eventi pluviometrici sul bacino, analizzando non soltanto la precipitazione locale rilevata dalle diverse stazioni ivi presenti, ma sviluppando anche un'analisi spaziale del fenomeno meteorico in termini di ragguaglio areale. Vennero così configurati tre scenari a diversa distribuzione spaziale dell'evento a frequenza assegnata, caratterizzati dalla posizione del centro di scroscio, rispettivamente collocata nel basso (BB), medio (MB) e alto (AB) bacino. Seguendo una metodologia recepita anche nel successivo studio metodologico del 1980 a cura della Regione Liguria⁵⁶, il campo di precipitazioni a frequenza assegnata⁵⁷ così identificato venne poi utilizzato in ingresso a un modello di trasformazione afflussi-deflussi, determinando in tal modo le corrispondenti portate

i parcheggi sotterranei del complesso di Corte Lambruschini furono completamente allagati. Complessivamente l'esondazione provocò danni a tutte le attività commerciali situate ai piani terra e nei locali seminterrati.

⁵² Cfr. M. CONTI, P. LA BARBERA & L.G. LANZA, "Analisi idrologica d'evento: modellazione su base GIS e stima delle portate di piena", in: "Rapporto di Evento, Savona, 22 Settembre 1992, Genova, 27 Settembre 1992, a cura delle uu.oo. 3.2, 3.16, 3.20 e 3.29 del CNR GNDICI, 1993, pp.63-115.

⁵³ Soprattutto per via della scarsa verosimiglianza dell'ipotesi di isofrequenza.

⁵⁴ Cfr. P. LA BARBERA, P.P. RISSO & F. SICCARDI, "L'idrologia di superficie del T. Bisagno. Determinazione degli input idrologici con associato periodo di ritorno per il calcolo delle portate temibili in diverse sezioni di chiusura", Atti del Seminario su "Estremi Idrologici e Modelli di Previsione", CNR-IRPI, Perugia, 1978.

⁵⁵ Cfr. §2.1.10.

⁵⁶ Cfr. REGIONE LIGURIA, Commissione Scientifica Regionale per lo Studio della Difesa del Suolo, "Piano di Bacino del Torrente Bisagno, Metodologia di redazione e finalità", Genova, Dicembre 1980.

⁵⁷ Ovvero a prefissato periodo di ritorno.

temibili in numerose sezioni del corso d'acqua. Il modello, che presentava una struttura di tipo semi-distribuito, era costituito da una serie di quattro blocchi, costituiti dalla trasformazione delle piogge in piogge efficaci sui versanti, dal ruscellamento sui versanti, dalla formazione del deflusso ipodermico ai piedi dei versanti e dalla propagazione in alveo. In base a tale metodologia vennero ricavate le previsioni di piena ad assegnata frequenza idrometeorologica. Alla foce del bacino, tali previsioni scaturiscono dalla condizione di centro di scroscio localizzato nel basso bacino (BB). Al contrario, nella sezione immediatamente a monte dell'immissione del rio Veilino in prossimità di Staglieno le massime piene derivano dalla condizione di centro di scroscio localizzato nel medio bacino (MB). I corrispondenti valori della portata con periodo di ritorno *idrometeorologico* 250-ennale risultarono, rispettivamente, 1120 m³/s e 985 m³/s. Nell'alto bacino, la condizione AB porgeva altresì i valori di progetto riportati in Tabella 2.1.

21. Una verifica dell'ipotesi di isofrequenza può essere condotta "a posteriori", analizzando la variabilità spaziale delle previsioni di portata a frequenza assegnata o "quantili". Studi recenti, condotti proprio sui bacini della Liguria tirrenica, hanno evidenziato come la proprietà di invarianza di scala della portata al colmo di piena emerga quale caratteristica peculiare del regime di piena, sia applicando tecniche dirette che metodi indiretti di stima. La proprietà fisica dell'invarianza di scala semplice del campo aleatorio $Q(A)$, ossia la portata al colmo prodotta da un bacino di superficie sottesa A , comporta l'invarianza delle distribuzioni di probabilità della portata $Q(\lambda A)$, quale si manifesta alla scala λA , e della portata $\lambda^m Q(A)$, dove λ indica un fattore di scala ossia

$$Q(\lambda A) \sim \lambda^m Q(A),$$

dove il simbolo \sim indica l'eguaglianza in distribuzione di probabilità dei due termini⁵⁸. Di conseguenza, i quantili T -ennali si vengono a riscaldare con l'area sottesa proporzionalmente ad A^m , ossia

$$Q_T \propto A^m.$$

L'esponente m , che rappresenta il parametro di scala caratteristico dei fenomeni di piena, mostra, nel caso della Liguria tirrenica, una notevole e sorprendente stabilità, sia all'interno di un bacino, che nel complesso dei bacini della regione, nella quale si evidenzia, quindi, un regime di piena omogeneo. In particolare, i corsi d'acqua liguri presentano un esponente caratteristico compreso tra 0.75 e 0.77⁵⁹. Se si analizza la variabilità delle stime di Tabella 2.1 con l'area sottesa, si ottengono esponenti variabili con il periodo di ritorno, con valori di m compresi tra 0.81 e 0.87 per T compreso tra 250 e 1000 anni (v. Figura 2.2). Poiché tale variabilità contrasta con l'invarianza di scala semplice, l'ipotesi di isofrequenza del metodo razionale sembra porgere valori delle portate di piena, il cui periodo di ritorno (idrometeorologico) può differire dall'effettivo periodo di ritorno idrologico. Letta in questo senso, anche la curva involucro di Figura 2.1

⁵⁸ Cfr. C. DE MICHELE & R. ROSSO, Self-similarity as a physical basis for regionalisation of flood probabilities, Proc. Int. Workshop on "Hydrometeorology Impacts and Management of Extreme Floods", Perugia, November 13-17, 1995.

⁵⁹ Cfr. A. BRATH, C. DE MICHELE, G. GALEATI & R. ROSSO, "Una metodologia per l'identificazione di regioni omogenee nel regime di piena. Applicazione all'Italia nord-occidentale", *L'Acqua*, in stampa, 1996.

indica portate temibili caratterizzate da diverso periodo di ritorno al variare della superficie del bacino sotteso, come già osservato da alcuni ricercatori⁶⁰.

22. Un'ulteriore conferma dell'incertezza connessa all'applicazione del metodo razionale scaturisce dal controllo delle stime sopra ricordate sul piano di Gumbel, dove le previsioni T -ennali sono riportate in funzione della variabile ridotta

$$y = y_T = -\ln\left(\ln\frac{T}{T-1}\right),$$

associata al periodo di ritorno T . Come mostrato in Figura 2.3, le previsioni mostrano un andamento pressochè lineare su questo piano. Di conseguenza, le massime piene così valutate tenderebbero a riprodurre valori estremi distribuiti secondo la legge di Gumbel,

$$F_X(x) = \Pr[X \leq x] = \exp\left(-e^{-\frac{x-b}{a}}\right),$$

con $a = 230.6 \text{ m}^3/\text{s}$ e $b = 157.7 \text{ m}^3/\text{s}$; Come si vedrà più avanti, però (v. Figura 2.6), le massime piene nei bacini liguri con foce al litorale tirrenico delineano, sul piano di Gumbel, una curva dalla pronunciata concavità, ben rappresentata da distribuzioni più complesse della legge di Gumbel, quali le leggi *TCEV* (doppia esponenziale a doppia componente) e *GEV* (generalizzata del valore estremo).

2.3. Le valutazioni indirette della portata di piena a frequenza assegnata, ricavate tramite simulazione

23. Una valutazione indiretta della portata di piena ad assegnata frequenza può venire anche ricavata tramite simulazione, ossia determinando una serie simulata di picchi di piena in risposta a nubifragi per cui si disponga di registrazioni pluviometriche. In tal caso, vengono determinate delle serie sintetiche, dette “serie di durata parziale”, da regolarizzarsi poi tramite un'adeguata distribuzione di probabilità. In base a tale distribuzione, viene quindi derivata la distribuzione di probabilità del valore estremo su base annuale. Ovviamente, le prestazioni del metodo sono fortemente condizionate dall'affidabilità delle simulazioni e dalla lunghezza temporale delle osservazioni idrometeorologiche disponibili.

24. Il modello idrologico, che venne utilizzato per la valutazione indiretta delle portate di piena in corrispondenza di nubifragi a frequenza assegnata discussa in precedenza⁶¹, fu altresì impiegato da Caroni et alii (1979) per la simulazione a scala oraria di una serie di 32 eventi idrometeorologici intensi registrati in un periodo di 14 anni⁶², compreso tra il

⁶⁰ Cfr. P. BURLANDO, M. MANCINI & R. ROSSO, FLORA: a distributed flood risk analyser, in: *Computer Support for Environmental Impact Assessment*, edited by G. Guariso and B. Page, North-Holland, Amsterdam, pp.91-102, 1994.

⁶¹ Cfr. §2.2.2.

⁶² Cfr. E. CARONI, P. LA BARBERA & P.P. RISSO, “Esempio di studio sulle precipitazioni massime probabili per la determinazione delle portate temibili nei piccoli bacini”, Atti Seminario “La Pianificazione di Bacino”, a cura di E. Marchi e F. Siccardi, Genova, Luglio, 1979.

1957 e il 1971, dalle stazioni pluviografiche site nel bacino e in zone limitrofe⁶³. A partire dalla simulazione dei picchi di portata, si possono determinare le statistiche del terzo ordine della serie di durata parziale, che presenta un valore medio di 296.8 m³/s, un coefficiente di variazione di 0.507 e un coefficiente di asimmetria di 1.237 (v. Tabella 2.2).

25. Se si assume una cronologia (degli eventi della serie) di tipo poissoniano, con un tasso annuo di $32/14 = 2.29$ eventi all'anno, la portata al colmo massima annuale risulta distribuita secondo una legge derivabile dalla distribuzione di probabilità dei singoli colmi di piena (v. Appendice A2). In questa sede, sono stati utilizzati a tal fine tre diversi modelli probabilistici (esponenziale, lognormale e Pareto generalizzato). Tra questi, il modello lognormale fornisce il migliore adeguamento alle frequenze campionarie delle simulazioni (v. Figura 2.4). In caso di serie di durata parziale di tipo lognormale, la legge probabilistica del valore massimo annuale risulta complessa e la determinazione del quantile richiede un procedimento numerico di inversione. Per esempio, si verrebbe a calcolare un valore 200-ennale di circa 1255 m³/s. Come si osserva in Figura 2.5, il procedimento risulta comunque assai sensibile al modello probabilistico della serie di durata parziale. Per l'esigua lunghezza del periodo simulato, inoltre, i risultati ottenibili con questa tecnica sono soggetti a un estremo grado di incertezza campionaria e vanno perciò considerato come affatto indicativi.

2.4. Le valutazioni indirette della portata di piena a frequenza assegnata, ricavate tramite regionalizzazione statistica

26. I più recenti studi sulla frequenza delle piene utilizzano, in luogo dell'analisi locale, soggetta a notevoli incertezze, la più ampia informazione disponibile a scala regionale⁶⁴. Per via dell'intrinseca carenza di informazione, che una singola serie di osservazioni di piena in un sito idrografico può fornire ai fini dell'extrapolazione delle previsioni di piena⁶⁵, la regionalizzazione statistica muove dall'idea di *sostituire lo spazio al tempo*. In tal modo, l'insieme delle osservazioni idrometriche di una regione omogenea consente di inferire un campo di frequenze di superamento osservate di gran lunga superiore a quello coperto da una singola serie di osservazioni. Per garantire un decisivo miglioramento delle stime locali, la metodologia deve quindi consentire l'analisi di una serie rinormalizzata di dati di portata al colmo, dotata di una lunghezza sufficiente a stabilire la frequenza degli eventi rari, ossia dei valori di portata con elevato periodo di ritorno. I vari metodi di regionalizzazione statistica fanno generalmente riferimento al concetto di *curva di crescita regionale* della portata rinormalizzata rispetto a una portata "indice". Tale curva descrive quindi la distribuzione di probabilità dei valori rinormalizzati di portata al colmo massima annuale, e viene valutata in base all'insieme delle osservazioni

⁶³ In particolare, le stazioni pluviografiche di Scoffera, Viganego, Prato, Ponte Carrega, Genova Università, Genova Castellaccio e Genova Idrografico.

⁶⁴ Cfr., p. es., NERC, "Flood Studies Report", 5 vol., Natural Environmental Research Council, London, 1975; R. ROSSO, Analisi di frequenza delle piene, Atti Seminario "Modelli Idrologici e Idrogeologici", Perugia, Pubbl. CNR-IRPI no.60, pp.83-134, 1981; e M. FIORENTINO, S. GABRIELE, F. ROSSI & P. VERSACE, "Regional flood frequency analysis using the two-component extreme value distribution", *Excerpta*, Vol.2, pp. 39-50, 1987.

⁶⁵ In via affatto indicativa, l'analisi di una singola serie di n dati di portata al colmo massima annuale, non può ragionevolmente condurre a prevedere valori di portata temibile con periodi di ritorno superiori a $2n$.

disponibili nella regione idrologica omogenea. La successiva valutazione della portata indice viene messa in relazione al regime delle piogge intense e alle caratteristiche del bacino idrografico sotteso dal sito fluviale esaminato. In genere, tale operazione viene condotta tramite leggi di regressione statistica, anche se migliori risultati si possono conseguire tramite il metodo geomorfoclimatico distribuito, illustrato più avanti. Il campo di applicazione comprende i bacini con aree superiori alla minima e inferiori alla massima per cui si disponga di serie sufficienti di massimi annuali di portata al colmo. Poichè la curva di crescita regionale è spesso in grado di rappresentare in modo accurato gli eventi estremi, la metodologia fornisce buone prestazioni anche per tempi di ritorno abbastanza elevati, sempre che la delimitazione della regione idrologica omogenea in relazione al regime di piena venga condotta rispettando pienamente i fondamenti teorici dell'*autosomiglianza statistica o invarianza di scala* delle portate di piena⁶⁶.

27. Nel caso della Liguria tirrenica, va ricordato lo studio⁶⁷ del Natale (1988) condotto sui piccoli bacini italiani e, in particolare, sulla regione omogenea costituita dai piccoli bacini liguri e toscani fino al Cecina con area inferiore a 150 Km². Tale studio consiglia di stimare la portata al colmo 100-ennale in m³/s tramite la relazione

$$Q_{100} = A u_{100} = A (0.784 + 40.73 A^{-0.54}),$$

dove A rappresenta la superficie del bacino in Km² e u_T il contributo unitario in m³/s per Km². Particolarizzata per la foce del Bisagno, la relazione sopra riportata fornisce una portata al colmo pari a circa 400 m³/s, che, come l'esperienza diretta insegna, sottostima fortemente la portata al colmo centennale. Basti osservare in proposito come la soglia di 400 m³/s sarebbe stata superata per ben 6 volte nel corso del breve periodo di 14 anni simulato da Caroni et alii (1979), così come più volte le piene storiche hanno certamente superato tale soglia. Di conseguenza, non sembra assolutamente ragionevole adottare questa legge regionale. A conclusioni meno irrealistiche conducono altre formulazioni, quali, per esempio, quella suggerita dallo studio⁶⁸ di Canuti e Moisello (1979), la cui legge regionale di regressione sulle sole stazioni della Liguria porge una stima della portata centennale del Bisagno alla foce pari a circa 1500 m³/s⁶⁹. Poichè questi studi propongono leggi regionali parametrizzate da caratteri geomorfologici di larga massima e non tengono conto dell'assetto meteoroclimatico del bacino idrografico, la loro applicazione comporta comunque incertezze di valutazione assai rilevanti.

28. Relazioni regionali più moderne sono quelle fornite dai primi risultati del progetto VAPI del CNR GNDCI⁷⁰. Per la Liguria tirrenica, la curva di crescita rappresentata dalla

⁶⁶ Cfr. DE MICHELE, C. & R. ROSSO, Self-similarity as a physical basis for regionalisation of flood probabilities, Proc. Int. Workshop on "Hydrometeorology Impacts and Management of Extreme Floods", Perugia, November 13-17, 1995.

⁶⁷ Cfr. L. NATALE, "Curve di possibilità di piena dei piccoli bacini italiani", *Idrotecnica*, n.3, pp.215-227, maggio-giugno, 1988.

⁶⁸ Cfr. P. CANUTI & U. MOISELLO, "Indagine regionale sulle portate di massima piena in Liguria e Toscana", Pubbl. Istituto di Idraulica dell'Università di Pavia, no.57, 1979.

⁶⁹ Anche se va rilevato come gli stessi autori, considerando Liguria e Toscana quali componenti di una stessa regione omogenea, suggeriscano una formulazione alternativa che porge un valore centennale di soli 350 m³/s.

⁷⁰ Acronimi per il Progetto "Valutazione delle Piene" del Gruppo Nazionale di Ricerca per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche del Consiglio Nazionale delle Ricerche.

distribuzione generalizzata del valore estremo o *GEV* fornisce una soddisfacente interpolazione (v. Figura 2.6) delle osservazioni sperimentali della portata al colmo massima annuale rinormalizzata dal proprio valore atteso⁷¹. Tale curva (riportata anche in Figura 3.1 e tabulata in Tabella 3.1) è formulata come

$$\frac{Q_T}{Q_{indice}} = \varepsilon + \frac{\alpha}{k} (1 - e^{-ky}), \quad (1)$$

dove y rappresenta la variabile ridotta di Gumbel, funzione del periodo di ritorno T ,

$$y = y_T = -\ln\left(\ln\frac{T}{T-1}\right),$$

mentre Q_{indice} indica la media dei massimi annuali di portata al colmo. Per la Liguria tirrenica, i parametri regionali k , α ed ε sono stati stimati⁷² in

$$k = -0.319, \alpha = 0.369 \text{ e } \varepsilon = 0.619.$$

Di conseguenza, le portate massime nei bacini liguri con foce al litorale tirrenico si possono valutare tramite la relazione

$$Q_T = Q_{indice} \left[0.619 - \frac{0.369}{0.319} (1 - e^{0.319y}) \right]. \quad (2)$$

Come si osserva in Figura 2.7, la legge regionale espressa dall'equazione (2) descrive in modo abbastanza soddisfacente le portate massime del Bisagno a La Presa, la cui serie osservata è riportata in Tabella 2.3. Assumendo la media osservata dei massimi annuali m_Q quale portata indice, ossia

$$Q_{indice} = m_Q = 94.8 \text{ m}^3/\text{s},$$

la (1) porge

$$Q_T = 94.8 \left[0.619 - \frac{0.369}{0.319} (1 - e^{0.319y}) \right]$$

quale legge di previsione della massima piena del Bisagno a La Presa (v. Figura 2.7). Va peraltro ricordato quanto già evidenziato in precedenza riguardo alle incertezze connesse all'affidabilità di tali dati della stazione di La Presa, che, per questo motivo, non sono stati presi in considerazione dal progetto VAPI ai fini della regionalizzazione delle piene nella Liguria tirrenica.

29. Nei bacini liguri dotati di stazioni idrometriche, la portata indice si potrebbe stimare, almeno in prima approssimazione, sfruttando la proporzionalità

$$Q_{indice} \propto A^{0.759},$$

⁷¹ Cfr. A. BRATH, C. DE MICHELE, G. GALEATI & R. ROSSO, "Una metodologia per l'identificazione di regioni omogenee nel regime di piena. Applicazione all'Italia nord-occidentale", *L'Acqua*, in stampa, 1996.

⁷² Con il metodo degli *L-moments*, basato su una trasformazione lineare dei momenti pesati in probabilità. (cfr. A. BRATH, C. DE MICHELE, G. GALEATI & R. ROSSO, "Una metodologia per l'identificazione di regioni omogenee nel regime di piena. Applicazione all'Italia Nord-Occidentale", *L'Acqua*, in stampa, 1996.).

che spiega la variabilità della media dei massimi annuali con la superficie A del bacino sotteso nei bacini della Liguria tirrenica⁷³. Per un'area sottesa A di 93.3 Km², si ricava

$$Q_{indice} = (93.3/34.2)^{0.759} = 203.0 \text{ m}^3/\text{s}.$$

La portata portata T -ennale del Bisagno alla foce risulta, quindi,

$$Q_T = 203.0 \left[0.619 - \frac{0.369}{0.319} \left(1 - e^{-0.319y} \right) \right],$$

che, per $T = 200$, porge un valore $Q_{200} = 1163 \text{ m}^3/\text{s}$. Anche questa stima è peraltro soggetta a un certo grado di incertezza. Un primo motivo risiede nella scarsa affidabilità delle osservazioni idrometriche della stazione di La Presa, già menzionata in precedenza. Poiché il bacino del Bisagno è caratterizzato da una densa urbanizzazione nella sua parte valliva, la procedura di estrapolazione spaziale risulta, in secondo luogo, affetta da una certa distorsione, dovuta all'ipotesi di invarianza di scala rispetto alla superficie drenata, che viene qui adottata in un bacino fortemente disomogeneo sia nel regime pluviale, sia dal punto di vista dell'uso del suolo.

30. Un stima alternativa della portata indice, che compare nella legge regionale (2) può essere condotta a partire dalle simulazioni esaminate nel paragrafo §2.3.2. Il procedimento, i cui sviluppi analitici vengono descritti in Appendice A2 con riferimento alla distribuzione generalizzata di Pareto della portata al colmo della serie di durata parziale, porge una portata indice $Q_{indice} = 387 \text{ m}^3/\text{s}$, che, sostituita nella (2) porgerebbe una portata centennale di circa 1700 m³/s e un valore 200-ennale superiore a 2000 m³/s. Viste le perplessità sulla serie simulata e la scarsa capacità di adattamento alla serie simulata da parte della distribuzione generalizzata di Pareto l'affidabilità di questa stima risulta decisamente limitata.

2.5. Analisi comparata delle diverse stime

31. Sono state prese in considerazione numerose e, talvolta, contrastanti stime delle portate di massima piena nel torrente Bisagno. La conclusione, che si potrebbe tuttora applicare, non si discosta molto dalla premessa contenuta nella chiarissima relazione di Inglese et alii (1909), che rimarcava appunto *“la gravità delle divergenze nelle stime”* della portata di massima piena. La principale ragione di tale indeterminazione va ricondotta alla carenza, ormai cronica, di affidabili osservazioni dirette del fenomeno. Una seconda conclusione emerge tuttavia in modo inequivocabile: i diversi tentativi di valutare la massima piena, quali si sono venuti successivamente a sviluppare nel corso del tempo, hanno progressivamente assecondato una particolare vicenda idrometeorologica, più volte foriera di effetti disastrosi, che ha condotto il torrente Bisagno e la sua valle a sperimentare piene sempre maggiori di quelle valutate in precedenza.

32. Ai fini progettuali sono certamente da scartare le stime più antiche, quali quelle condotte prima dell'evento del 1970; esse rivestono soltanto un valore storico-documentale. Soltanto la più remota, che discende dall'applicazione della formula del Possenti, conserverebbe tuttora una certa verosimiglianza, se applicata alle osservazioni

⁷³ Cfr. C. DE MICHELE & R. ROSSO, Self-similarity as a physical basis for regionalisation of flood probabilities, Proc. Int. Workshop on “Hydrometeorology Impacts and Management of Extreme Floods”, Perugia, November 13-17, 1995.

pluviometriche acquisite in seguito⁷⁴. Sono peraltro da scartare anche tutte le formulazioni prive di significato probabilistico, poichè una loro eventuale adozione lascerebbe comunque indeterminato il rischio idrologico e idraulico. Per questo motivo, la curva inviluppo presenta una validità affatto qualitativa, tenuto anche conto che la curva porge talvolta valori di portata massima con diverso periodo di ritorno al variare della sezione idrografica, anche nello stesso bacino⁷⁵.

33. Le stime indirette, proposte dalla Regione Liguria (1980) nello studio preliminare sulle metodologie di redazione e sulle finalità del Piano di Bacino del torrente Bisagno, costituiscono una valida base conoscitiva, soprattutto in relazione al ruolo della variabilità spaziale del tasso di pioggia. La loro validità, però, risulta parzialmente inficiata dalla circostanza che le portate massime in corrispondenza di nubifragi ad assegnata frequenza non presentano necessariamente lo stesso periodo di ritorno dei nubifragi da cui vengono generate. Tali stime risultano tendenzialmente inferiori a quelle ricavabili regolarizzando le simulazioni dei nubifragi salienti dal 1958 al 1971, condotte, tramite lo stesso modello di trasformazione, in uno studio parallelo.

34. Sostituendo lo spazio al tempo, la regionalizzazione statistica consente una valutazione affidabile delle massime portate associate a periodi di ritorno elevati, quali quelli richiesti in fase progettuale. Tale procedura, infatti, utilizza in modo ottimale l'informazione sperimentale nel campo delle basse frequenze di superamento. Le stime basate sulle leggi regionali, comunque, porgono una soluzione di prima approssimazione, soprattutto laddove la portata indice venga valutata tramite formule di regressione su caratteristiche morfologiche e idrometeorologiche di larga massima. Per via delle molteplici sfaccettature che delineano l'assetto idrometeorologico, geomorfologico e idrologico di un bacino idrografico, ogni previsione, condotta prescindendo da tale assetto e dagli effetti della variabilità spaziale interna al bacino stesso, è soggetta a un elevato grado di incertezza. Inoltre, i diversi criteri di regionalizzazione, quali nel tempo sono stati applicati alle piene della Liguria tirrenica, forniscono talora stime assai discordanti tra loro.

35. La regionalizzazione basata sulla curva di crescita *GEV* fornisce, allo stato attuale delle conoscenze idrologiche, uno strumento idoneo a prevedere le caratteristiche di variabilità delle massime piene, definendo in modo appropriato il regime di piena (per esempio, il rapporto tra la piena centennale e quella decennale) nei corsi d'acqua di una regione omogenea. La Liguria tirrenica risulta omogenea sotto questo aspetto sia in base agli studi empirici basati sugli usuali indici statistici, sia dal punto di vista più moderno dell'invarianza di scala in senso statistico. La particolareggiata delle previsioni regionali in ogni specifico sito idrografico richiede, peraltro, la caratterizzazione dettagliata del bacino idrografico sotteso dal sito in esame. Per determinare la massima piena temibile nel bacino del torrente Bisagno, il presente studio viene quindi a sviluppare questa impostazione, seguendo il procedimento illustrato nel paragrafo seguente e, con maggiore dettaglio, nelle Appendici A3 e A4. In tal modo, è possibile ricavare previsioni

⁷⁴ Infatti, come già osservato, se in tale formulazione si introduce la pioggia rilevata nell'evento più gravoso, registrato nel 1970, una stima di 1400 m³/s quale portata di massima piena non sarebbe troppo inverosimile.

⁷⁵ Nel caso della Liguria tirrenica, si veda, per esempio, lo studio dettagliato condotto sul torrente Sansobbia da parte dell'Amministrazione Comunale di Albisola Superiore e acquisito dalla Amministrazione Provinciale di Savona per la redazione del relativo piano di bacino.

abbastanza accurate per quei valori del periodo di ritorno (50, 100 e 200-ennali) necessari a progettare gli interventi di mitigazione del rischio idrologico, contenendo il rischio residuale entro limiti accettabili. Va peraltro ricordato come, estrapolando le previsioni nel campo delle frequenze di superamento, che caratterizza gli eventi molto rari e trova limitato riscontro nelle osservazioni sperimentali disponibili, notevole rimane l'incertezza d'ogni possibile stima.

3. Valutazione della massima piena

3.1. La curva di crescita regionale

36. Come indicato nel paragrafo precedente, la curva di crescita regionale fornisce uno strumento idoneo a prevedere le caratteristiche di variabilità delle massime piene. Essa definisce il regime di piena (per esempio, il rapporto tra la piena centennale e quella decennale) nei corsi d'acqua in una regione omogenea. Nel suo complesso, la Liguria tirrenica risulta inoltre omogenea sotto questo aspetto sia in base agli studi empirici basati sugli usuali indici statistici⁷⁶, sia dal punto di vista dell'invarianza di scala o autosomiglianza statistica⁷⁷. Come mostrato nelle Figure 3.1-2, l'autosomiglianza statistica delle portate al colmo dei bacini liguri con versante tirrenico è stata recentemente evidenziata sia in termini di momenti statistici campionari di ordine k ,

$$E[Q^k] \propto A^{km}, \quad k=1, \dots, 4,$$

sia in termini di momenti pesati in probabilità, i cosiddetti β -momenti

$$\beta_k \propto A^m, \quad k=1, \dots, 5.$$

Inoltre, tale comportamento è legato alla frequenza e alla localizzazione delle esondazioni salienti verificatesi nell'intero complesso dei bacini liguri durante questo secolo⁷⁸.

37. In virtù di tale omogeneità, la frequenza campionaria della portata di piena rinormalizzata può essere adeguatamente descritta dalla distribuzione *GEV*, riportata in Figura 2.6. In questo caso, la curva di crescita dei bacini liguri con versante tirrenico è data dalla relazione (2), ossia

$$\frac{Q_T}{Q_{indice}} = 0.619 - \frac{0.369}{0.319} \left(1 - e^{0.319y}\right), \quad (3)$$

dove y rappresenta la variabile ridotta di Gumbel, funzione del periodo di ritorno T ,

$$y = y_T = -\ln\left(\ln\frac{T}{T-1}\right),$$

⁷⁶ Cfr. A. BRATH & R. ROSSO, R., Valutazione delle piene nel bacino padano e nella Liguria tirrenica, in: *La Valutazione delle Piene in Italia*, a cura di S. Gabriele & P. Versace, Pubbl. CNR- GNDICI, Roma, 1994.

⁷⁷ Cfr. C. DE MICHELE & R. ROSSO, Self-similarity as a physical basis for regionalisation of flood probabilities, Proc. Int. Workshop on "Hydrometeorology Impacts and Management of Extreme Floods", Perugia, November 13-17, 1995.

⁷⁸ Cfr. R. ROSSO, C. DE MICHELE & P. LA BARBERA, "Statistical Self-Similarity in Regionalization of Flood Frequency and Hazard", Proc. Workshop on *Scale Problems in Hydrology*, Wien, Austria, June 17-20, 1996; e R. ROSSO, A. BRATH, C. DE MICHELE, P. BURLANDO & M. MANCINI, "Invarianza di scala del regime di piena", *L'Acqua*, no.5, pp.15-23, 1996.

mentre Q_{indice} indica la media dei massimi annuali di portata al colmo. Nell'abaco di Figura 3.3 tale curva viene riportata in funzione del periodo di ritorno e nella Tabella 3.1 ne vengono tabulati alcuni valori salienti, utili ai casi più tipici di progettazione idraulica.

38. La previsione del quantile T -ennale può quindi essere condotta tramite la relazione (2), ossia

$$Q_T = Q_{indice} \left[0.619 - \frac{0.369}{0.319} (1 - e^{0.319y}) \right],$$

dove la portata indice caratterizza la particolare sezione fluviale presa in esame.

3.2. Il metodo geomorfoclimatico distribuito: applicazione per via diretta

39. Nell'ottica di quanto introdotto nel paragrafo precedente, la portata indice nei diversi rami della rete idrografica del bacino del torrente Bisagno è stata valutata adottando un'impostazione analitica basata sul principio della derivazione della funzione di distribuzione di probabilità delle portate massime annuali a partire da una schematizzazione geomorfoclimatica del fenomeno di piena. Con questo procedimento, la distribuzione dei singoli colmi di piena viene ottenuta a partire dalle proprietà statistiche della precipitazione e dalle caratteristiche del bacino sotteso dalla sezione in esame e i suoi parametri vengono stimati, per quella sezione, in modo distribuito sul bacino da essa sotteso. Si ricava in tal modo una stima del colmo di piena per assegnato tempo di ritorno in qualunque sezione della rete idrografica, tenendo conto dei caratteri geomorfoclimatici propri del bacino sotteso dalla sezione stessa. In particolare, sia per ovviare alle limitazioni imposte dalla necessità di rendere analiticamente praticabile il percorso di derivazione, sia perchè la variabilità del regime di piena è rappresentata dalla curva di crescita regionale, l'impostazione analitica è limitata alla derivazione del momento di primo ordine del processo dei colmi di piena.

40. In sintesi, la procedura necessaria a costruire il modello probabilistico geomorfoclimatico, descritto più dettagliatamente in Appendice A3, richiede

- ◆ la taratura del modello matematico di precipitazione, che descrive la sollecitazione meteorica locale in un punto considerato come teorico centro di scroscio,
- ◆ l'individuazione della legge di ragguaglio all'area delle precipitazioni locali,
- ◆ la taratura del modello di assorbimento del terreno e
- ◆ del modello di trasformazione afflussi-deflussi.

Con queste operazioni si perviene alla stima della media $E[Q_p]$ del processo di colmi di piena, $E[Q_p]$, a partire dalla quale, una volta specificata la forma analitica della curva di crescita, è possibile determinare la relazione funzionale tra portata al colmo di piena massima annuale e il periodo di ritorno. In particolare, nell'ipotesi che

- le precipitazioni (nubifragi) siano rappresentati dal modello IPM, ovvero un modello poissoniano a impulsi rettangolari indipendenti identicamente distribuiti secondo un modello di tipo esponenziale⁷⁹;

⁷⁹ Cfr. P.S. EAGLESON, "Dynamics of flood frequency", *Water Resour. Res.*, 8(4), pp. 878-898, 1972; e B. BACCHI, R. ROSSO & P. LA BARBERA, "Storm characterization by Poisson models of temporal rainfall", *Proc. XXII Congr. Int. Assoc. Hydraul. Res.*, Lausanne, August 31-September 4, Vol.4, pp.35-40, 1987.

- la legge che regola la loro attenuazione nello spazio, in assenza di studi specifici a scala regionale, sia rappresentabile tramite la famiglia di curve di riduzione proposta dal Flood Studies Report del National Environmental Research Council britannico e recepito dall'Organizzazione Meteorologica Mondiale⁸⁰;
- il fenomeno del rifiuto del bacino ad assorbire una quota parte delle acque di pioggia venga descritto dal metodo del *Curve Number (CN)* del *Soil Conservation Service (SCS)* formulato dal servizio tecnico del Dipartimento dell'Agricoltura degli Stati Uniti⁸¹;
- la portata al colmo di piena associata al generico evento meteorico sia espressa in via approssimata come

$$Q_p = A I_r \varepsilon(I_r, T_r),$$

ove A indica la superficie del bacino sottesa dalla sezione in esame, T_r ed I_r sono rispettivamente la durata e l'intensità media alla scala del bacino della precipitazione netta, assunta costante nel tempo, ed $\varepsilon(I_r, T_r)$ rappresenta un fattore di attenuazione, che dipende dallo specifico modello adottato per la trasformazione afflussi-deflussi e che rappresenta l'effetto di laminazione dovuto al ruscellamento sui versanti ed alla propagazione lungo la rete di drenaggio nel suo insieme⁸²,

è possibile derivare, mediante un'approssimazione del secondo ordine⁸³, la media della portata al colmo in base alla relazione

$$E[Q_p] \cong A \mu_p \mu_{tr}^{-1} \eta \left\{ \left[(1 - \exp(-\chi))(1 + k_{A,t}^2) - k_{A,t}^2 \chi \exp(-\chi)(1 + \chi/2) \right] \right. \\ \left. \left[1 + 3 \cdot k_{A,t}^2 (1 - \eta)^2 \right] + k_{A,t}^2 (2 - \eta) \left[\exp(-\chi)(1 + \chi) - 1 \right] \right\} \quad (4)$$

ove si è indicato con

- ◇ A l'area di bacino sottesa dalla sezione di interesse;
- ◇ μ_p l'altezza media di pioggia di un generico nubifragio, ottenuta come prodotto della relativa intensità media, μ_{ir} , per la durata media, μ_{tr} , essendo μ_{ir} il parametro del modello esponenziale che descrive l'intensità di un evento e μ_{tr} di quello che ne descrive la durata;
- ◇ η il rapporto tra l'altezza media di precipitazione di un evento meteorico, μ_p , e la quantità $(\mu_p + S)$, cioè $\eta = \mu_p / (\mu_p + S)$, dove S rappresenta il massimo volume

⁸⁰ Cfr. NERC, "Flood Studies Report", 5 vol., Natural Environmental Research Council, London, 1975; e WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION, "Guide to Hydrological Practices, Vol.II, Analysis, Forecasting and other Applications", WMO Report, no.168, 4a edizione, Ginevra, 1983.

⁸¹ Cfr. USDA - U.S. Department of Agriculture, *National Engineering Handbook - Hydrology*, Washington D.C., USA, 1972.

⁸² Cfr. B. BACCHI, E. LARCAN & R. ROSSO, "Stima del fattore di attenuazione per la valutazione del colmo di piena prodotto da piogge efficaci di durata finita ed intensità costante", *Ingegneria Sanitaria*, no.1, pp.6-15, 1989.

⁸³ Cfr. B. BACCHI & R. ROSSO, "Analisi geomorfoclimatica dei modelli di regionalizzazione della frequenza delle piene", Atti XXI Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, L'Aquila, 5-8 settembre, Vol.1, pp.15-28, 1988.

specifico che può essere invasato nel terreno durante un nubifragio e che viene espresso, come detto nelle ipotesi, secondo il metodo CN-SCS;

- ◇ χ il rapporto tra la durata media di un evento, μ_{tr} , e il tempo di ritardo, che caratterizza la risposta del bacino, t_L , cioè $\chi = \mu_{tr} / t_L$; e
- ◇ con $k^2_{A,i}$ il coefficiente di attenuazione spaziale della sollecitazione meteorica.

Il modello di derivazione geomorfoclimatica porge quindi il valore atteso della portata al colmo di un evento di piena, Q_p , in funzione dei parametri del modello di precipitazione locale e di tre parametri adimensionali, χ , η e $k^2_{A,i}$, i quali rappresentano, rispettivamente, l'interazione tra la durata media degli eventi meteorici e il tempo di ritardo del bacino, tra il volume specifico medio dei nubifragi e la capacità di assorbimento del terreno e, infine, tra la struttura di correlazione spaziale del campo di pioggia e la dimensione e forma dell'area drenata.

41. Se la curva di crescita è rappresentata dal modello *GEV*, la portata indice Q_{indice} può essere ricavata a partire dal valore atteso $E[Q_p]$ della portata al colmo di un evento di piena tramite la relazione

$$Q_{indice} = \frac{E[Q_p]}{\varepsilon + \frac{\alpha}{k}(1 - \nu^k) + \frac{\alpha \nu^k}{1+k}}, \quad (5)$$

dove il parametro ν rappresenta il numero medio annuo di eventi (nubifragi) individuato dal modello IPM (v. Appendice A3 e Tabella 3.2a).

42. Utilizzando il modello geomorfoclimatico e, quindi, le relazioni (4) e (5) per esprimere la portata indice, la distribuzione viene a dipendere, attraverso i parametri del modello, dall'assetto geomorfoclimatico del sistema. In particolare, essa viene a dipendere, oltre che dall'area sottesa dalla sezione, dall'intensità media e dalla durata media dei nubifragi, dal fattore di attenuazione spaziale delle precipitazioni, dalla massima capacità di ritenzione del terreno, dal tempo di ritardo caratteristico del bacino e dal numero medio annuo di colmi di piena indipendenti. La stima di questi parametri per il bacino sotteso da una qualsivoglia sezione della rete idrografica può venire condotta tramite una procedura di calcolo automatico basata sulla cartografia tematica⁸⁴ e consente di determinare la portata indice per quella sezione idrografica.

43. Le elaborazioni condotte sul bacino del torrente Bisagno hanno evidenziato, innanzi tutto, il ruolo della variabilità spaziale del campo di precipitazione. I nubifragi più salienti, che si sono verificati in passato, sono stati caratterizzati da una elevata variabilità spaziale, con elevati tassi di pioggia soprattutto la parte mediana e valliva del bacino. Questa circostanza è anche riflessa dalle Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica, che forniscono, a parità di frequenza, altezze di pioggia, per assegnata durata, più elevate per le stazioni di Genova Università, Genova Servizio Idrografico e Ponte Carrega. Queste stazioni ricadono tutte nella parte del bacino esposta direttamente alle perturbazioni provenienti dal mare. Per meglio evidenziare questo diverso comportamento in Figura 3.4

⁸⁴ Per quanto riguarda la stima parametrica del parametro di assorbimento a partire dalla classificazione geolitopedologica e di uso del suolo, cfr. M. MANCINI & R. ROSSO, "Using GIS to assess spatial variability of SCS Curve Number at the basin scale", in: *New Directions for Surface Water Modelling*, edited by M.L. Kavvas, IAHS Publ. no.181, pp.435-444, 1989.

sono riportate le altezze di pioggia centennali, stimate per le varie stazioni, in funzione della loro distanza longitudinale (direzione Ovest-Est) rispetto a Genova Università. In termini di eventi estremi, si possono quindi riconoscere, all'interno dello stesso bacino, due distinti regimi pluviometrici, con un tasso di pioggia più elevato nella zona valliva del bacino, che è anche quella maggiormente urbanizzata e più critica sotto il profilo idraulico. Il massimo triorario dell'altezza di pioggia centennale supera i 160 mm nelle stazioni esposte a mezzogiorno, mentre per la zona medio-alta del bacino esso decresce fino a 125 mm lungo la direttrice prevalente Ovest- Est. Tale andamento viene confermato anche dal regime pluviometrico osservabile nella stazione di S. Ilario, posta sul rilievo costiero ed esterna al bacino del torrente Bisagno.

44. Un'ulteriore conferma del peculiare assetto idrometeorologico scaturisce dall'osservazione dei maggiori nubifragi osservati, la cui evoluzione risulta molto simile: il picco di pioggia si sposta infatti da valle verso monte, diminuendo progressivamente di valore (v. Figure 3.5). Questo andamento viene ben evidenziato, sempre in Figura 3.5, per l'evento del settembre 1953, per il quale è stata anche riportata l'altezza di pioggia registrata presso la stazione pluviometrica di S. Ilario. Questa stazione, compresa fra il bacino del Bisagno e quello dell'Entella, pur trovandosi alla stessa distanza di Viganego da Genova centro, non è incassata nella valle, per cui viene investita direttamente dagli eventi meteorici provenienti dal mare e, in termini di picco di pioggia, ha il medesimo comportamento delle stazioni Genova Università, Genova Servizio Idrografico e Ponte Carrega. La Figura 3.5 descrive anche l'andamento del tempo di picco e mostra invece che la perturbazione si è mossa in direzione Est. Andamenti della pioggia di questo tipo sono frequenti per i bacini liguri del versante tirrenico e, nel caso del torrente Bisagno, influenzano in modo consistente la risposta di piena del bacino. L'evento del 1970 risulta esemplare al riguardo, infatti il colmo di piena che si è verificato a La Presa sembra avvenire con quasi due ore di ritardo rispetto alla Foce, con una portata associata a un periodo di ritorno certamente molto minore. Questo comportamento fa sì che nella rappresentazione matematica degli eventi di piena non sia possibile utilizzare una pioggia uniformemente ragguagliata su tutto il bacino, ma si debba propendere per una pioggia di tipo distribuito, che non attenui il reale assetto pluviometrico nella zona valliva del bacino.

45. Affinchè il modello geomorfoclimatico sia in grado di rappresentare la variabilità, sopra evidenziata, del campo di precipitazione, il modello stocastico IPM dei nubifragi va separatamente tarato in ognuna delle stazioni pluviometriche con dati sufficienti, assumendo altresì l'invarianza del parametro ν , che rappresenta il tasso cronologico di accadimento dei nubifragi stessi. Il valore atteso della durata e dell'intensità media di un nubifragio nel centro di scroscio viene quindi a dipendere dalla specifica sezione idrografica presa in considerazione. I relativi valori sono quindi ricavabili dalle relative medie locali, pesate in ragione dell'area di influenza di ogni singola stazione sul bacino sotteso dalla specifica sezione idrografica considerata.

46. In Tabella 3.3 sono riportati i risultati delle elaborazioni relative alla valutazione della portata indice in una serie di sezioni idrografiche di interesse tecnico lungo l'asta principale del torrente Bisagno.

3.3. Il calcolo della portata di massima piena tramite il metodo geomorfoclimatico regionale con la portata indice stimata per via diretta

47. In definitiva, la massima piena Q_T temibile lungo il corso del torrente Bisagno è valutabile tramite la relazione

$$Q_T = Q_{indice} \left[0.619 - \frac{0.369}{0.319} (1 - e^{0.319y}) \right],$$

dove y rappresenta la variabile ridotta di Gumbel, funzione del periodo di ritorno T , in anni, pari a

$$y = y_T = -\ln \left(\ln \frac{T}{T-1} \right),$$

mentre Q_{indice} indica la media dei massimi annuali di portata al colmo. La valutazione della portata indice Q_{indice} , condotta tramite il metodo geomorfoclimatico, conduce ai valori riportati in Tabella 3.3 per le principali sezioni idrografiche di interesse tecnico. Alcuni valori salienti di portata al colmo, che sono stati ricavati con questo procedimento, vengono riportati in Tabella 3.4 per le stesse sezioni. La particolarizzazione del procedimento di stima nella sezione di imbocco del tratto canalizzato e coperto conduce alla relazione

$$Q_T = 216.5 \left[0.619 - \frac{0.369}{0.319} (1 - e^{0.319y}) \right],$$

che viene riportata in Figura 3.6, dove sono anche evidenziate le stime relative alle diverse sezioni considerate in precedenza.

3.4. Il metodo geomorfoclimatico distribuito: applicazione per via indiretta

48. La taratura dei modelli stocastici di pioggia comporta incertezze non trascurabili, per via della difficoltà del modello IPM a riprodurre l'intera gamma degli estremi di pioggia alle diverse scale temporali. La valutazione della portata indice nella sezione di interesse può quindi essere condotta, in alternativa, utilizzando, in luogo dei parametri che rappresentano i valori attesi di durata, intensità media e tasso di occorrenza dei nubifragi, la pioggia indice, ossia il valore atteso della pioggia massima annuale. In questo caso, la trasformazione della pioggia indice in portata al colmo può essere condotta con il metodo cinematico, assumendo il valore critico in corrispondenza del tempo di equilibrio quale portata indice.

49. A tale scopo, le linee segnalatrici di probabilità pluviometrica vengono espresse, per la generica stazione pluviometrica, tramite il modello scala invariante

$$\mu_t = \mu_1 t^n,$$

dove μ_t indica il valore atteso dell'altezza massima di precipitazione temibile in una durata temporale pari a t , μ_1 il corrispondente valore atteso per una pioggia di durata oraria e l'esponente n rappresenta la struttura della variabilità temporale della

precipitazione⁸⁵. In Tabella 3.2b sono riportati i valori di tali parametri per le stazioni pluviografiche del bacino del torrente Bisagno. Utilizzando il metodo del *Curve Number* (CN) del *Soil Conservation Service* (SCS) formulato dal servizio tecnico del Dipartimento dell'Agricoltura degli Stati Uniti⁸⁶, il corrispondente volume di piena R_t risulta

$$R_t = \frac{(k_{A,t}^2 E_A[\mu_t] - I_a)^2}{k_{A,t}^2 E_A[\mu_t] - I_a + S},$$

dove $E_A[\mu]$ indica il valore atteso sull'area drenata A della pioggia massima annuale media nella durata t nel centro di scroscio; $k_{A,t}^2$ rappresenta il fattore di attenuazione (che dipende dall'area drenata A e dalla durata t dell'afflusso); S indica il massimo potenziale di ritenzione del terreno ed I_a il volume specifico di assorbimento iniziale, entrambi mediati sull'area drenata A . Secondo il modello cinematico, la portata indice corrisponde al valore di equilibrio dell'afflusso, che si instaura dopo un tempo t_c pari al tempo di equilibrio, talvolta indicato come tempo di corrivazione del bacino. Poiché la portata specifica di ruscellamento corrispondente al volume specifico R_t è data da

$$r_t = R(t)/(t - t_a),$$

dove t_a è il tempo di rifiuto iniziale, pari a

$$t_a = \frac{I_a}{k_{A,t}^2 E_A[\mu_t]} t,$$

la portata indice sarà quindi ricavabile dalla relazione

$$Q_{indice} = A \frac{(k_{A,t}^2 E_A[\mu_t] - I_a)^2}{k_{A,t}^2 E_A[\mu_t] - I_a + S} \cdot \frac{1}{t - \frac{I_a}{k_{A,t}^2 E_A[\mu_t]} t}, \quad (6)$$

dove

$$t = t_c + t_a = t_c + \frac{I_a}{k_{A,t}^2 E_A[\mu_t]} t.$$

La determinazione della durata t della pioggia indice richiede quindi la soluzione dell'equazione precedente in t , che generalmente comporta lo sviluppo di una procedura numerica (v. Appendice A4).

50. Affinchè il modello geomorfoclimatico sia in grado di rappresentare la variabilità, sopra evidenziata, del campo di precipitazione, la valutazione della pioggia indice nel

⁸⁵ Cfr. BURLANDO, P. & R. ROSSO, Modelli di previsione statistica delle piogge intense di progetto, in: *Modelli idrologici superficiali nella pianificazione di bacino*, a cura di U. Maione (Atti Corso di Istruzione Permanente "Modelli idrologici superficiali nella pianificazione di bacino", Milano, 10-14 giugno), p.367-421, Città Studi, Milano, 1991; e BURLANDO, P. & R. ROSSO, Scaling and multiscaling models of depth-duration-frequency curves of storm precipitation, *Journal of Hydrology*, Vol. 187, p.45-64, 1996.

⁸⁶ Cfr. USDA - U.S. Department of Agriculture, *National Engineering Handbook - Hydrology*, Washington D.C., USA, 1972.

centro di scroscio $E_A[\mu_t]$ viene generalmente condotta tramite una legge di potenza di tipo scala invariante, i cui parametri μ_{1A} e n_A sono dati dal valore atteso sull'area drenata dei valori locali, determinato tramite procedure geostatistiche. La pioggia indice nel centro di scroscio viene quindi a dipendere dalla specifica sezione idrografica presa in considerazione. Allo stesso modo, anche gli altri parametri della (6), quali il fattore di attenuazione $k^2_{A,t}$, il massimo potenziale di ritenzione del terreno S e il volume specifico di assorbimento iniziale I_a dipendono dalla specifica sezione idrografica considerata.

51. In Tabella 3.5 sono riportati i risultati delle elaborazioni relative alla valutazione della portata indice in una serie di sezioni idrografiche di interesse tecnico lungo l'asta principale del torrente Bisagno.

3.5. Il calcolo della portata di massima piena tramite il metodo geomorfoclimatico regionale con la portata indice stimata per via indiretta

52. La massima piena Q_T temibile lungo il corso del torrente Bisagno è valutabile tramite la relazione regionale

$$Q_T = Q_{indice} \left[0.619 - \frac{0.369}{0.319} (1 - e^{0.319y}) \right],$$

dove y rappresenta la variabile ridotta di Gumbel, funzione del periodo di ritorno T , in anni, pari a

$$y = y_T = -\ln \left(\ln \frac{T}{T-1} \right),$$

mentre Q_{indice} indica la media dei massimi annuali di portata al colmo. La valutazione della portata indice Q_{indice} , condotta tramite il metodo geomorfoclimatico indiretto, conduce ai valori riportati in Tabella 3.5 per le principali sezioni idrografiche di interesse tecnico. Alcuni valori salienti di portata al colmo, che sono stati ricavati con questo procedimento, vengono riportati in Tabella 3.6 per le stesse sezioni. La particolarizzazione del procedimento di stima nella sezione di imbocco del tratto canalizzato e coperto conduce alla relazione

$$Q_T = 227.0 \left[0.619 - \frac{0.369}{0.319} (1 - e^{0.319y}) \right],$$

che viene riportata in Figura 3.7, dove sono anche evidenziate le stime relative alle diverse sezioni considerate in precedenza.

53. Va rilevato come la soluzione per via indiretta, a causa della proprietà del valore atteso, provochi distorsioni non troppo accentuate nel calcolo della portata indice, che rappresenta in questo caso il valore medio dei massimi annuali di portata al colmo corrispondente al valore medio della pioggia critica. In altre parole, la trasformazione tra valori attesi risulta poco sensibile alle nonlinearità della trasformazione. Inoltre, questo metodo risulta indipendente dalla eventuale distribuzione di probabilità con cui si vogliono rappresentare le piogge massime annuali. Al contrario, lo stesso metodo applicato ai quantili T -ennali della pioggia critica tende a provocare distorsioni assai

pronunciate nei corrispondenti valori di portata al colmo, che vengono altresì a dipendere, in modo assai rilevante, dalla distribuzione di probabilità con cui si devono giuocoforza rappresentare le piogge massime annuali (v. Figura 3.8).

3.6. Conclusioni

54. Il confronto tra le applicazioni diretta ed indiretta del metodo geomorfoclimatico indica una sostanziale concordanza di risultati. In fase di piano, le stime ottenute con il metodo indiretto sembrano, per diverse ragioni, da privilegiarsi. Innanzi tutto, le stime per via indiretta risultano generalmente più cautelative e consentono quindi una valutazione conservativa in ambito progettuale. Inoltre, la valutazione delle piogge indice tramite le linee segnalatrici di probabilità pluviometrica scaturisce da una metodologia particolarmente robusta ed ampiamente validata in campo tecnico, mentre la valutazione del modello stocastico di precipitazione è tuttora affetta da maggiore incertezza. Infine, un'ulteriore motivo a favore di tale scelta è costituito dalla maggiore semplicità del procedimento di valutazione, che consente un più facile aggiornamento delle stime e di una loro eventuale revisione al fine di includere nuovi dati.

55. Le stime delle portate di progetto associate a periodi di ritorno di 10, 25, 50 100 e 200 anni sono state quindi condotte, utilizzando la metodologia sopra delineata, per i nodi salienti della rete idrografica del torrente Bisagno, localizzati in Figura 3.9. I relativi risultati sono riportati in Tabella 3.7, assieme all'area drenata da ciascun nodo, valutata sia manualmente, sia tramite il modello topografico digitale impiegato nelle elaborazioni idrologiche. Le leggere discrepanze talvolta riscontrabili tra le aree drenanti, che risultano peraltro trascurabili agli effetti delle portate stimate, sono riferibili alle approssimazioni indotte dal modello digitale, da un lato, e dalle eventuali imprecisioni manuali, dall'altro.

56. La necessità di procedere ad un aggiornamento delle valutazioni di piena va infatti presa in attenta considerazione ai fini della pianificazione di bacino. La metodologia seguita presuppone la stazionarietà del regime idrologico e dipinge un quadro statico del rischio di piena, quale si configura in base alle osservazioni sperimentali oggi disponibili. Il regime pluviometrico è tuttavia soggetto alle fluttuazioni climatiche, naturali e antropogeniche, i cui sintomi non sono oggi quantificabili ai fini tecnici. Se tali sintomi dovessero realmente tradursi in modificazioni significative in relazione agli estremi idrologici, essi potrebbero suggerire una profonda revisione e un aggiornamento delle valutazioni oggi ottenute.

57. Un ulteriore aspetto connesso alla necessità di procedere ad un aggiornamento delle valutazioni di piena riguarda le eventuali modificazioni di assetto del bacino idrografico, sia in relazione all'uso dei suoli, sia in ragione di eventuali sistemazioni della rete idrografica, che si dovessero attuare in futuro. Queste variazioni comportano modificazioni dei potenziali di assorbimento del terreno e dei tempi di risposta. Il modello geomorfoclimatico adottato nel presente studio fornisce una descrizione assai sintetica di tali aspetti. Valutazioni più accurate di tali effetti potranno eventualmente condursi tramite modelli dettagliati di simulazione.

4. Vita progettuale, periodo di ritorno e rischio residuale

58. La portata al colmo con assegnato periodo di ritorno fornisce una stima del valore di portata Q che può venire mediamente superato ogni T anni. La relazione tra Q e T fornisce

un'indicazione di tipo assoluto, ovvero intrinseco, sul rischio idrologico che caratterizza il sito idrografico in esame. Il rischio estrinseco, ovvero residuale, associato a un intervento che assuma quale portata di progetto la portata Q_{T^*} , dove T^* indica un prefissato periodo di ritorno, può essere valutato come

$$r = \Pr[Q > Q_{T^*}, \text{almeno una volta in } L \text{ anni}],$$

dove L indica la vita progettuale, ossia la vita attesa dell'opera progettata. Nel caso di misure non strutturali, la vita progettuale L corrisponde all'orizzonte temporale di efficacia della misura presa in considerazione⁸⁷.

59. Poichè la cronologia degli eventi di piena eccezionali è tipicamente rappresentata dal processo di Poisson, che caratterizza il comportamento degli eventi rari, il rischio idrologico relativo a un intervento caratterizzato da una vita progettuale pari a L anni è dato da

$$r = 1 - \exp(-L/T^*),$$

dove T^* indica il periodo di ritorno di progetto. In Tabella 4.1 vengono riportati, per alcuni valori del rischio tollerato o residuale, r , e della vita attesa dell'opera, L , i valori corrispondenti del periodo di ritorno di progetto, T^* . Valori affatto analoghi si ricavano, per valori di r inferiori al 10%, dal modello binomiale applicato su scala annuale.

60. Per una generica sezione idrografica, la portata di progetto può venire ricavata, in funzione di prefissati valori del rischio residuale r e della vita progettuale L , come

$$Q(r, L) = Q_{T^*=-L/\ln(1-r)}.$$

Se si adotta il modello *GEV*, tale valutazione può essere condotta tramite l'espressione

$$Q(r, L) = Q_{indice} \left\{ \varepsilon + \frac{\alpha}{k} \left[1 - \exp \left(k \ln \left\{ -\ln \left[1 + \frac{\ln(1-r)}{L} \right] \right\} \right) \right] \right\},$$

che, per il bacino del Bisagno, viene particolarizzata dalla relazione

$$Q(r, L) = Q_{indice} \left\{ 0.619 - \frac{0.369}{0.319} \left[1 - \exp \left(-0.319 \ln \left\{ -\ln \left[1 + \frac{\ln(1-r)}{L} \right] \right\} \right) \right] \right\}. \quad (7)$$

In Tabella 4.2 vengono riportate, a titolo di esempio, le stime della portata di progetto $Q(r, L)$ relative ad alcuni valori delle vita progettuale L e del rischio residuale r per la sezione di imbocco del tronco canalizzato e coperto.

5. Riferimenti bibliografici

- ADOM, D.N., E. CARONI & R. ROSSO, "Impiego di statistiche non parametriche nell'analisi regionale dei dati di portata al colmo di piena", Atti XXI Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, vol. 2, pp. 318- 328, 1988.
- ADOM, D.N., B. BACCHI, A. BRATH & R. ROSSO, On the geomorphoclimatic derivation of flood frequency (peak and volume) at the basin and regional scale, in: *New Directions for Surface Water Modelling*, edited by M.L. Kavvas, IAHS Publ. no.181, pp.165-176, 1989.
- BACCHI, B., G. BECCIU e N.T. KOTTEGODA, Bivariate exponential model applied to intensities and durations of extreme rainfall, *J. Hydrol.*, 155, 225-236, 1994.

⁸⁷ Per esempio, in caso di copertura assicurativa del rischio, L indica la durata del contratto.

- BACCHI, B. e A. BRATH, La derivazione analitica delle proprietà di secondo ordine della distribuzione di probabilità dei colmi e dei volumi di piena, in: *Previsione e prevenzione degli eventi idrologici estremi e loro controllo. Rapporto 1988*, a cura di F. Rossi, pubbl. CNR-GNDICI, Roma, 1989.
- BACCHI, B., P. BURLANDO e R. ROSSO, Extreme value analysis of stochastic model of point rainfall, poster paper presentato alla 3^a Assemblea Scientifica IAHS, Baltimora, 10-19 Maggio 1989.
- BACCHI, B., E. LARCAN & R. ROSSO, “Stima del fattore di attenuazione per la valutazione del colmo di piena prodotto da piogge efficaci di durata finita ed intensità costante”, *Ingegneria Sanitaria*, no.1, pp.6-15, 1989.
- BACCHI, B. & R. ROSSO, “Analisi geomorfoclimatica dei modelli di regionalizzazione della frequenza delle piene”, Atti XXI Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, L'Aquila, 5-8 settembre, Vol.1, pp.15-28, 1988.
- BACCHI, B., R. ROSSO & P. LA BARBERA, “Storm characterization by Poisson models of temporal rainfall”, Proc. XXII Congr. Int. Assoc. Hydraul. Res., Lausanne, August 31-September 4, Vol.4, pp.35-40, 1987.
- BAND, L.E., Topographic partition of watersheds with digital elevation models. *Water. Resour. Res.*, 22, 15-24, 1986.
- BRATH, A., B. BACCHI & R. ROSSO, La derivazione geomorfoclimatica della distribuzione di probabilità delle portate di piena, *Idrotecnica*, no.4, pp.183-200, 1992.
- BRATH, A., C. DE MICHELE, G. GALEATI & R. ROSSO, “Una metodologia per l’identificazione di regioni omogenee nel regime di piena. Applicazione all’Italia nord-occidentale”, *L’Acqua*, in stampa, 1996.
- BRATH, A. & R. ROSSO, R., Valutazione delle piene nel bacino padano e nella Liguria tirrenica, in: *La Valutazione delle Piene in Italia*, a cura di S. Gabriele & P. Versace, Pubbl. CNR- GNDICI, Roma, 1994.
- BRIZZOLARA, E., “Studio idrologico del torrente Bisagno”, Tesi di Laurea elaborata presso l’Istituto di Idraulica dell’Università di Genova, 1965.
- BURLANDO, P., Modelli stocastici per la previsione e la simulazione della precipitazione nel tempo, Tesi per il congedamento del Dottorato di Ricerca, Politecnico di Milano, Milano, 1989.
- BURLANDO, B., M. MANCINI & R. ROSSO, FLORA: a distributed flood risk analyser, in: *Computer Support for Environmental Impact Assessment*, edited by G. Guariso and B. Page, North-Holland, Amsterdam, pp.91-102, 1994.
- BURLANDO, P. & R. ROSSO, Modelli di previsione statistica delle piogge intense di progetto, in: *Modelli idrologici superficiali nella pianificazione di bacino*, a cura di U. Maione (Atti Corso di Istruzione Permanente “Modelli idrologici superficiali nella pianificazione di bacino”, Milano, 10-14 giugno), pp.367-421, Città Studi, Milano, 1991.
- BURLANDO, P. & R. ROSSO, Scaling and multiscaling models of depth-duration-frequency curves of storm precipitation, *Journal of Hydrology*, Vol. 187, pp.45-64, 1996.
- CANUTI, P. & U. MOISELLO, “Indagine regionale sulle portate di massima piena in Liguria e Toscana”, Pubbl. Istituto di Idraulica dell’Università di Pavia, no.57, 1979.
- CARONI, E., P. LA BARBERA & P.P. RISSO, “Esempio di studio sulle precipitazioni massime probabili per la determinazione delle portate temibili nei piccoli bacini”, Atti del Seminario “La Pianificazione di Bacino”, a cura di E. Marchi e F. Siccardi, Genova, Luglio, 1979.
- CATI, L., “L’evento alluvionale del 7-8 Ottobre 1970 sui bacini dei torrenti Leiro, Polcevera e Bisagno”, Annali Idrologici, Parte Seconda, Servizio Idrografico del Ministero dei Lavori Pubblici, 1970.
- CONTI, M., P. LA BARBERA & L.G. LANZA, “Analisi idrologica d’evento: modellazione su base GIS e stima delle portate di piena”, in: “Rapporto di Evento, Savona, 22 Settembre 1992, Genova, 27 Settembre 1992, a cura delle uu.oo. 3.2, 3.16, 3.20 e 3.29 del CNR GNDICI, 1993, pp.63-115.
- DA CORTE VECCHINO, A. & M. FIOCCHI, “La risposta di piena del torrente Bisagno: analisi degli effetti antropici sulle portate al colmo”, Tesi di Laurea in Ingegneria per l’Ambiente e il Territorio, Politecnico di Milano, 1996.
- DE MICHELE, C. & R. ROSSO, Self-similarity as a physical basis for regionalisation of flood probabilities, Proc. Int. Workshop on “Hydrometeorology Impacts and Management of Extreme Floods”, Perugia, November 13-17, 1995.

- EAGLESON, P.S., "Dynamics of flood frequency", *Water Resources Research*, 8(4), pp.878-898, 1972.
- FANTOLI, G., I. INGLESE & R. CANEPA, "Sulla portata massima del torrente Bisagno e sulla condotta urbana dello stesso", Relazione all'Illustrissimo Sindaco di Genova, Coi tipi della S.A.I.C.C. di Bacigalupi, Genova, 1909.
- FIORENTINO, M., S. GABRIELE, F. ROSSI & P. VERSACE, "Regional flood frequency analysis using the two-component extreme value distribution", *Excerpta*, Vol.2, pp. 39-50, 1987.
- LA BARBERA, P., P.P. RISSO & F. SICCARDI, "L'idrologia di superficie del T. Bisagno. Determinazione degli input idrologici con associato periodo di ritorno per il calcolo delle portate temibili in diverse sezioni di chiusura", Atti del Seminario su "Estremi Idrologici e Modelli di Previsione", CNR-IRPI, Perugia, 1978.
- MANCINI, M. & R. ROSSO, "Using GIS to assess spatial variability of SCS Curve Number at the basin scale", in: *New Directions for Surface Water Modelling*, edited by M.L. Kavvas, IAHS Publ. no.181, pp.435-444, 1989.
- MARTINENGO, M. "La canalizzazione e copertura del Torrente Bisagno", Municipio di Genova, Genova, 1931 (opera citata da E. BRIZZOLARA, 1965).
- MINISTERO DEI LAVORI PUBBLICI, "Cenni monografici, Vol.5, Fiumi", Roma, 1879, opera richiamata dal citato studio di Inglese et alii (1909).
- MOORE, I.D., R.B. GRAYSON & A.R. LADSON, Digital terrain modelling, A review of hydrological, geomorphological and biological applications. *Hydrol. Processes*, 5(1), 3-30, 1991.
- NASH, J.E., (1958) The form of instantaneous unit hydrograph, in pubbl. IAHS n°42, Compt. Rend. 3, pp.114-118.
- NATALE, L., "Curve di possibilità di piena dei piccoli bacini italiani", *Idrotecnica*, n.3, pp. 215-227, maggio-giugno, 1988.
- NERC, "Flood Studies Report", 5 vol., Natural Environmental Research Council, London, 1975.
- PIROZZI, T., G. SUPINO, E. MARCHI, G. BERARDI, T. GAZZOLO & F. ROCCHI, *Commissione Ministeriale di Studio per la Sistemazione dei Corsi d'Acqua del Territorio Genovese interessati dall'Alluvione del 7-8 Ottobre 1970*, Ministero dei Lavori Pubblici, Roma, 1971.
- REGIONE LIGURIA, Commissione Scientifica Regionale per lo Studio della Difesa del Suolo, "Piano di Bacino del Torrente Bisagno, Metodologia di redazione e finalità", Genova, Dicembre 1980.
- RODRIGUEZ-ITURBE, I. e J.M. MEJIA, (1974) On the transformation of point rainfall to areal rainfall, *Water Resour. Res.*, 10(4), pp.729-735.
- ROSSO, R., Analisi di frequenza delle piene, Atti Seminario "Modelli Idrologici e Idrogeologici", Perugia, Pubbl. CNR-IRPI no.60, pp.83-134, 1981.
- ROSSO, R., "Nash model relation to Horton order ratios", *Water Resources Research*, 20(7), pp.914-920, 1984.
- ROSSO, R., A linear approach to the influence of discharge measurement error on flood estimates, *Journal Hydrological Sciences*, Vol. 20, no.1, 137-149, 1985.
- ROSSO, R., "An introduction to spatially distributed modeling of basin response", in: *Advances in Distributed Hydrology*, edited by R. Rosso, A. Peano, I. Becchi and G. Bemporad, Water Resources Publications, Highlands Ranch, Colorado, pp.3-30, 1994.
- ROSSO, R., A. BRATH, P. BURLANDO C. DE MICHELE & M. MANCINI, "Invarianza di scala del regime di piena", *L'Acqua*, no.5, pp.15-23, 1996.
- ROSSO, R., C. DE MICHELE & P. LA BARBERA, "Statistical Self-Similarity in Regionalization of Flood Frequency and Hazard", Proc. Workshop on *Scale Problems in Hydrology*, Wien, Austria, June 17-20, 1996.
- SOCIETÀ ITALSTRADE, "Progetto di fattibilità del deviatore delle piene del Torrente Bisagno a difesa di Genova", Genova, 1986.
- USDA - U.S. Department of Agriculture, *National Engineering Handbook - Hydrology*, Washington D.C., USA, 1972.
- USDA - U.S. Department of Agriculture, A method for estimating volume and rate of runoff in small watersheds, tech. paper 149, U.S. Dept. of Agriculture, Washington D.C., U.S.A, 1973.

U.S. WEATHER BUREAU, (1958) Rainfall-intensity-frequency regime, Part 2, Southwestern United States, Tech. Rep. 29, Washington D.C.; Supino, G., (1964) *Le reti idrauliche*, Patron, Bologna.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION, "Guide to Hydrological Practices, Vol.II, Analysis, Forecasting and other Applications", WMO Report, no.168, 4a edizione, Ginevra, 1983.

Appendici

A1. Gli effetti della piena del 1822

61. Dalla “Gazzetta di Genova” del 30 ottobre 1822, n.87:

“Nella maggior parte delle botteghe di detto borgo Pila l’acqua si innalzò a dieci palmi e nella parte più bassa dirimpetto alla via che conduce al cantiere fino a undici palmi. Né questa é ancora l’altezza maggiore; perché nella strada dritta verso Albaro presso la casa di Steria, ov’è di confluyente di molti rigagnoli e fossi, si lazò fino a dodici palmi e mezzo. I danni prodotti da questo funesto accidente sono immensi. Il borgo della Pila è tutto formato da fondachi, botteghe e magazzini, ove sono ricchi depositi di olio, di vino, di farine, di panni, ed ogni altro genere. L’irruenza delle acque fu così rapida che ebeb appena il tempo di trasportare qualche cosa nei pani superiori e di mettere in salvo le persone. Insomma a dieci ore di mattina non vi era alcuna apparenza di pericolo e a un’ora tutto il male era fatto. Molte di dette botteghe avranno un danno di due o tre mila lire; una fabbrica di cordami avrà una perdita di otto o nove mila lire, ecc. La perdita di bestiame è stata poco considerabile: la più forte è di settanta circa in una stalla di Sant’Agata. Che se da questo borgo si passi ai proprietari degli orti i danni sono forse anche più gravi per l’estensione delle muraglie abbattute e per la grande quantità di sabbia e di rottami trascinati sul terreno coltivato. I danni maggiori però diconsi quelli accaduti nel fossato di Sturla, ove alcune ville sono state affatto devastate. I guasti sono tali che per alcuni proprietari ascenderanno, dicesi, a lire ventimila.”

A2. Serie di durata parziale e massimi annuali di portata al colmo

62. Se si assume che il numero annuo di piene della serie di durata parziale sia una variabile aleatoria distribuita secondo la legge di Poisson, vale la relazione

$$F_Q(q) = \exp\left[-\nu\left(1 - F_{Q_p}(q)\right)\right], \quad (\text{A2.1})$$

dove si indica con Q_p la variabile aleatoria che rappresenta la serie di durata parziale (picchi di portata al di sopra di una soglia prefissata), con Q la corrispondente serie dei valori massimi annuali, con $F_X(x) = \Pr(X \leq x)$ e con ν il numero atteso di piene in un generico anno.

63. Se si assume che la portata Q_p della serie di durata parziale sia distribuita secondo una legge esponenziale, ovvero,

$$F_{Q_p}(q) = 1 - \exp\left(-\frac{q - q_0}{a}\right), \quad (\text{A2.2})$$

la distribuzione di probabilità della portata massima annuale Q è data, in virtù della (A2.1), da

$$F_Q(q) = \exp\left[-\exp\left(-\frac{q - q_0 - a \ln \nu}{a}\right)\right] = \exp\left[-\exp\left(-\frac{q - b}{a}\right)\right], \quad (\text{A2.3})$$

che corrisponde alla legge di Gumbel o del valore estremo di primo tipo. Poichè i parametri a e q_0 sono legati alla media m_{Q_p} e al coefficiente di variazione V_{Q_p} di Q_p dalle relazioni

$$a = m_{Q_p} V_{Q_p} \quad (\text{A2.4a})$$

e

$$q_0 = m_{Q_p} (1 - V_{Q_p}), \quad (\text{A2.4b})$$

i parametri della legge di Gumbel sono legati alle statistiche del secondo ordine della serie di durata parziale dalle relazioni

$$a = m_{Q_p} V_{Q_p} \quad (\text{A2.5a})$$

e

$$b = q_0 + a \ln v = m_{Q_p} (1 - V_{Q_p}) + m_{Q_p} V_{Q_p} \ln v. \quad (\text{A2.5b})$$

Se $m_{Q_p} = 296.8 \text{ m}^3/\text{s}$, $V_{Q_p} = 0.507$ e $v = 2.29$, si ottengono $a = 150.5 \text{ m}^3/\text{s}$ e $b = 271.0 \text{ m}^3/\text{s}$. Inoltre, la media m_Q e il coefficiente di variazione V_Q della portata massima annuale Q sono legati alle corrispondenti statistiche della serie di durata parziale dalle relazioni

$$m_Q = b + 0.5772a = m_{Q_p} \left(1 - 0.423V_{Q_p} + V_{Q_p} \ln v \right) \quad (\text{A2.6a})$$

e

$$V_Q = \frac{1.283a}{b + 0.5772a} = \frac{1.283m_{Q_p} V_{Q_p}}{m_{Q_p} \left(1 - 0.423V_{Q_p} + V_{Q_p} \ln v \right)} = \frac{1.283V_{Q_p}}{1 - 0.423V_{Q_p} + V_{Q_p} \ln v} \quad (\text{A2.6b})$$

Nel caso in esame, la (A2.6a) porge $m_Q = 358 \text{ m}^3/\text{s}$ e, dalla (A2.6b), si ricava $V_{Q_p} = 0.540$. La valutazione della massima piena può essere condotta in base alla relazione

$$Q_T = b - a \ln \left(\ln \frac{T}{T-1} \right), \quad (\text{A2.7})$$

che si ottiene invertendo la (A2.2) e sostituendo il periodo di ritorno T alla frequenza $F = F_Q(q)$ tramite la relazione $F = 1 - 1/T$. Si ha quindi

$$Q_T = 271.0 - 150.5 \times \ln \left(\ln \frac{T}{T-1} \right), \quad (\text{A2.8})$$

che, per $T = 200$ porge $Q_{200} = 1068 \text{ m}^3/\text{s}$.

64. Se si assume che la portata Q_p della serie di durata parziale sia distribuita secondo una legge lognormale, ovvero,

$$F_{Q_p}(q) = \int_0^q \frac{1}{x\sigma_L\sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln x - \mu_L}{\sigma_L} \right)^2 \right] dx, \quad (\text{A2.9})$$

la distribuzione di probabilità della portata massima annuale Q è data, in virtù della (A2.1), da

$$F_Q(q) = \exp \left(-v \left\{ 1 - \int_0^q \frac{1}{x\sigma_L\sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln x - \mu_L}{\sigma_L} \right)^2 \right] dx \right\} \right), \quad (\text{A2.10})$$

dove μ_L e σ_L indicano rispettivamente la media e la deviazione standard della trasformazione logaritmica della variabile. In questo caso, dai dati in Tabella 2.2 si ricavano $\mu_L = 5.574$ e $\sigma_L = 0.500$. Tenendo conto che $\nu = 2.29$, la (A2.10) va risolta numericamente in q per ogni assegnato valore di $F = 1 - 1/T$. Per esempio, se $T = 100$ anni, si ha $F = 0.01$ e la corrispondente portata risulta pari a $Q_{100} = 1129 \text{ m}^3/\text{s}$. Per $T = 100$ anni, si ricava $Q_{200} = 1255 \text{ m}^3/\text{s}$.

65. Se si assume che la portata Q_p della serie di durata parziale sia distribuita secondo la legge generalizzata di Pareto, ovvero,

$$F_{Q_p}(q) = 1 - \left[1 - \frac{k}{\beta}(q - c) \right]^{1/k}, \quad (\text{A2.11})$$

la distribuzione di probabilità della portata massima annuale Q è data, in virtù della (A2.1), dalla distribuzione generalizzata del valore estremo o *GEV*, ossia

$$F_Q(q) = \exp \left[1 - \frac{k}{\alpha_0}(q - \varepsilon_0)^{-1/k} \right], \quad (\text{A2.12})$$

dove $\alpha_0 = \beta/\nu^k$ ed $\varepsilon_0 = c - \beta/(k\nu^k) + \beta/k$. Poichè la media, la varianza e il coefficiente di asimmetria della variabile Q_p sono dati rispettivamente da

$$m_{Q_p} = c + \beta / (1 + k) \quad (\text{A2.13})$$

$$\sigma_{Q_p}^2 = \frac{\beta^2}{(1 + k^2)(1 + 2k)}, \quad (\text{A2.14})$$

e

$$\gamma_1 = \frac{2(1 - k)\sqrt{1 + 2k}}{1 + 3k}, \quad (\text{A2.15})$$

si possono calcolare i valori dei parametri k , β e c in base alle statistiche di terzo ordine della serie di durata parziale. Quindi, i valori dei parametri k , α_0 ed ε_0 della legge *GEV* vengono stimati a partire dai valori di k , β e c . Nel caso della serie di durata parziale sopra esaminata, il cui valore campionario del coefficiente di asimmetria risulta pari a 1.237, si ottengono $k = 0.182$, $\beta = 178.6 \text{ m}^3/\text{s}$ e $c = 145.6 \text{ m}^3/\text{s}$, da cui si ricavano i valori di $k = 0.182$, $\alpha_0 = 153.7 \text{ m}^3/\text{s}$ ed $\varepsilon_0 = 283.0 \text{ m}^3/\text{s}$. Si noti come le previsioni di piena, calcolabili come

$$Q_T = \varepsilon_0 + \frac{\alpha_0}{k} \left(1 - e^{-ky} \right), \quad (\text{A2.16})$$

risultino assai modeste. Per esempio, con $T = 100$ anni, si ha $y = 4.600$ e si ottiene un valore di circa $760 \text{ m}^3/\text{s}$. La ragione di tale sottostima, evidente alla luce dell'esperienza, risiede nella scarsa capacità descrittiva della distribuzione, che porta a stimare un valore positivo di k , assolutamente inaccettabile in ragione dell'opposta tendenza mostrata dal complesso dei bacini liguri con foce al litorale tirrenico. Infatti, questa distribuzione di probabilità descrive la serie di durata parziale ricavata dalle simulazioni in modo ben poco soddisfacente (v. Figura 2.4).

66. Se si assume ancora che la portata Q della serie dei massimi annuali sia distribuita secondo la legge generalizzata del valore estremo, o *GEV*, la legge di previsione della portata T -ennale è data da

$$Q_T = Q_{indice} \left[\varepsilon + \frac{\alpha}{k} (1 - e^{-ky}) \right], \quad (A2.17)$$

che corrisponde alla distribuzione di probabilità

$$F_Q(q) = \exp \left[1 - \frac{k}{\alpha Q_{indice}} (q - \varepsilon Q_{indice})^{-1/k} \right] \quad (A2.18)$$

dei massimi annuali di portata al colmo. In virtù della (A2.1), la corrispondente distribuzione di probabilità della portata Q_p della serie di durata parziale è data, come indicato al punto precedente, dalla legge generalizzata di Pareto,

$$F_{Q_p}(q) = 1 - \left[1 - \frac{k}{\beta} (q - c) \right]^{1/k}, \quad (A2.19)$$

dove

$$\beta = v^k \alpha Q_{indice}, \quad (A2.20)$$

e

$$c = Q_{indice} \left[\varepsilon + \frac{\alpha}{k} (1 - v^k) \right]. \quad (A2.21)$$

Poichè la media m_{Q_p} della variabile Q_p è data da

$$m_{Q_p} = c + \beta / (1 + k) \quad (A2.22)$$

sussiste la relazione

$$m_{Q_p} = Q_{indice} \left[\varepsilon + \frac{\alpha}{k} (1 - v^k) + \frac{\alpha v^k}{1 + k} \right], \quad (A2.23)$$

che porge la portata indice in funzione della portata media della serie di durata parziale,

$$Q_{indice} = \frac{m_{Q_p}}{\varepsilon + \frac{\alpha}{k} (1 - v^k) + \frac{\alpha v^k}{1 + k}}. \quad (A2.24)$$

Se si considerano i valori di $\varepsilon = 0.619$, $\alpha = 0.369$ e $k = -0.319$, che risultano dalla regionalizzazione delle piene nella Liguria tirrenica, si ottiene, sostituendo il valore $m_{Q_p} = 296.8 \text{ m}^3/\text{s}$ nella (A2.16), un valore di $Q_{indice} = 387.3 \text{ m}^3/\text{s}$. Applicando la (A2.17) si ottiene, per $T = 200$ anni un valore di $Q_{200} = 2218 \text{ m}^3/\text{s}$. Come peraltro rilevato nel punto precedente, le simulazioni sono riprodotte in modo poco soddisfacente dal modello generalizzato di Pareto. Le previsioni, che discendono da questa taratura del modello *GEV* dei massimi annuali, risentono perciò dell'incapacità del modello di riprodurre le frequenze campionarie della serie di durata parziale.

A3. Valutazione della portata indice in base al metodo geomorfoclimatico applicato per via diretta

67. Il concetto derivazione geomorfoclimatica fu introdotto da *Eagleson*⁸⁸, che per primo intuì il potenziale applicativo della determinazione delle proprietà statistiche delle portate di piena a partire da quelle del campo sollecitazione meteorica sul bacino, tramite una loro trasformazione basata sulla caratterizzazione fisico-matematica della risposta idrologica del bacino stesso. Il metodo della derivazione geomorfoclimatica applicato nel presente studio è stato recentemente introdotto da *Bacchi e Rosso*⁸⁹ e successivamente sviluppato da *Bacchi e Brath*⁹⁰ e *Adom et al.*⁹¹ per derivare espressioni approssimate delle statistiche di secondo ordine del processo dei volumi e dei colmi di piena. Questo metodo sviluppa un'impostazione basata sulla concettualizzazione geomorfoclimatica del processo, che caratterizza in modo stocastico i nubifragi, e fa uso di una descrizione deterministica della trasformazione pioggia-portate. In sintesi, la procedura necessaria a costruire il modello probabilistico geomorfoclimatico, illustrata in dettaglio nel seguito, richiede

- la scelta e taratura del *modello stocastico di precipitazione*, che descrive la sollecitazione meteorica locale in un punto dello spazio considerato quale teorico centro di scroscio,
- l'individuazione della *legge di ragguaglio all'area* della precipitazione centrale,
- la scelta e taratura del *modello di rifiuto del terreno* e
- del *modello di trasformazione afflussi-deflussi*.

Tramite queste operazioni si perviene alla stima delle statistiche del secondo ordine del processo di colmi di piena, vale a dire la media $E[Q_p]$ e la varianza $Var[Q_p]$, e del loro tasso di occorrenza. A partire da tali statistiche, una volta specificata la forma analitica della CDF delle portate al colmo di piena Q_p , è possibile determinare una relazione funzionale tra portata al colmo di piena e frequenza o periodo di ritorno. Poichè la forma analitica della CDF è determinata dalla curva di crescita regionale, nel presente studio la ricerca è stata indirizzata alla valutazione di $E[Q_p]$.

68. Modello stocastico di precipitazione. La caratterizzazione dei nubifragi che provocano le piene fluviali viene condotta tramite un modello stocastico di pioggia a scala puntuale, le cui caratteristiche devono soddisfare, da un lato, la capacità di riprodurre le caratteristiche salienti dei nubifragi, in termini di occorrenza, intensità e durata degli eventi meteorici estremi; e, dall'altro, i requisiti di semplicità e compattezza della

⁸⁸ Vedi : EAGLESON, P.S., "Dynamics of flood frequency", *Water Resources Research*, 8(4), pp.878-898, 1972.

⁸⁹ Vedi BACCHI, B. & R. ROSSO, "Analisi geomorfoclimatica dei modelli di regionalizzazione della frequenza delle piene", Atti XXI Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, L'Aquila, 5-8 settembre, Vol.1, pp.15-28, 1988.

⁹⁰ Vedi: BACCHI, B. e A. BRATH, (1989) La derivazione analitica delle proprietà di secondo ordine della distribuzione di probabilità dei colmi e dei volumi di piena, in: *Previsione e prevenzione degli eventi idrologici estremi e loro controllo. Rapporto 1988*, a cura di F. Rossi, pubbl. CNR-GNDICI, Roma.

⁹¹ vedi: ADOM, D.N., B. BACCHI, A. BRATH e R. ROSSO, (1989) On the geomorphoclimatic derivation of flood frequency (peak and volume) at basin and regional scale, in: *New Directions for Surface Water Modelling*, pubbl. IAHS n°181, pp. 165-176.

formulazione, necessari per affrontare in modo praticabile il problema della derivazione della legge di frequenza delle piene. Un altro fattore, da non trascurare nella formulazione del modello di pioggia, è la sua attitudine alla taratura in base dell'informazione pluviometrica usualmente disponibile, quali i massimi annuali di pioggia a durata prefissata. Con questi presupposti, è ragionevole adottare, per la pioggia locale nel punto del bacino assunto quale generico centro di scroscio, il modello *Independent Poisson Marks* (IPM), nella forma esponenziale proposta da *Eagleson*⁹², che schematizza il fenomeno come una successione aleatoria, a cronologia poissoniana, di impulsi rettangolari di intensità i_r e durata t_r , entrambe aleatorie, mutuamente indipendenti ed indipendenti dalla medesima successione cronologica.

Quale che sia la distribuzione di probabilità di i_r e t_r , l'ipotesi di indipendenza stocastica tra intensità e durata consente di esprimere la media μ_P ed il coefficiente di variazione V_P dell'altezza di pioggia locale P , calcolata come prodotto dell'intensità dell'evento per la sua durata, secondo le

$$\mu_P = \mu_i \mu_t, \quad (\text{A3.1})$$

$$V_P = \sigma_P / \mu_P = \left(V_i^2 + V_t^2 + V_i^2 V_t^2 \right)^{1/2}, \quad (\text{A3.2})$$

avendo indicato con σ_P lo scarto quadratico medio di P , con V_i e V_t i coefficienti di variazione rispettivamente di i_r e t_r .

Per via della variabilità spaziale delle precipitazioni nel bacino del torrente Bisagno, la valutazione locale dei parametri μ_i e μ_t viene condotta per ogni stazioni pluviometrica con il vincolo di un valore comune del tasso di occorrenza λ . I risultati locali (v. Tabella 3.2a) vengono poi particolarizzati per ogni singola sezione idrografica tramite una procedura geostatistica di interpolazione, appoggiandola sulle stime locali.

69. Raggiungimento all'area. Assunto un sistema di coordinate cartesiane (x, y) , l'altezza media di precipitazione P_A che cade sul bacino di superficie A durante il generico evento meteorico è esprimibile in funzione dell'altezza di pioggia puntuale $P = P(\mathbf{u})$ come

$$P_A = \frac{1}{A} \int_A P(\mathbf{u}) d\mathbf{u},$$

avendo indicato con $\mathbf{u} = (x, y)$ il generico punto del bacino di coordinate x e y . Assumendo che il campo di precipitazione si possa considerare omogeneo, il fattore di attenuazione k è funzione del grado di correlazione spaziale secondo la⁹³

$$k^2 = \frac{\sigma_{P_A}^2}{\sigma_P^2} = \frac{1}{A} \iint_A \rho(\mathbf{u}_1, \mathbf{u}_2) d\mathbf{u}_1 d\mathbf{u}_2 = E[\rho(\mathbf{u}_1, \mathbf{u}_2); A],$$

⁹² Vedi: EAGLESON, P.S., "Dynamics of flood frequency", *Water Resources Research*, 8(4), pp.878-898, 1972.

⁹³ vedi, ad es.: RODRIGUEZ-ITURBE, I. e J.M. MEJIA, (1974) On the transformation of point rainfall to areal rainfall, *Water Resour. Res.*, 10(4), pp.729-735.

in cui $E'[\cdot]$ indica l'operatore valore atteso nello spazio e $\rho(\cdot)$ esprime il coefficiente di correlazione tra le altezze di precipitazione nei punti di coordinata spaziale generica \mathbf{u}_1 e \mathbf{u}_2 . L'equazione sopra riportata evidenzia come k^2 , che può essere riguardato come un coefficiente di ragguaglio all'area, rappresenti un fattore climatico di scala, il cui valore dipende dall'interazione tra la struttura della funzione di correlazione spaziale del campo di pioggia, da un lato, e l'estensione e la forma del bacino idrografico, dall'altro. In generale, a parità di dimensione e forma del bacino, k^2 risulterà tanto minore quanto più rapidamente si attenua la correlazione $\rho(\cdot)$ del campo di pioggia all'aumentare della distanza. Viceversa, per una assegnata funzione $\rho(\cdot)$, il valore di k^2 dipenderà dall'estensione e dalla forma del bacino, tendendo a diminuire all'aumentare delle dimensioni di quest'ultimo, nonché dalla durata dello scroscio, tendendo ad aumentare all'aumentare della durata di quest'ultimo, ossia $k^2 = k_{A,t}^2$. Nel presente studio, il fattore di attenuazione è stato valutato tramite la relazione

$$k_{A,t}^2 = \left(1 + \varpi A^a t^{-b}\right)^{-c},$$

i cui parametri, stimati in base alle curve di attenuazione basate sul più esteso campione di dati sperimentali tuttora disponibile e riportate dal Flood Studies Report⁹⁴ del Natural Environmental Research Council britannico, sono pari a $\varpi = 0.02$, $a = 0.37$, $b = 0.48$ e $c = 2$, per t espresso in ore ed A in Km^2 ; quindi, il fattore di attenuazione risulta

$$k_{A,t}^2 = \left(1 + 0.02 A^{0.37} t^{-0.48}\right)^{-2}, \quad (\text{A3.3})$$

con t in ore ed A in Km^2 , e dipende dal sito idrografico in esame.

70. Modelli di rifiuto del terreno e di trasformazione afflussi-deflussi. La portata al colmo di piena associata al generico evento meteorico può essere espressa in via approssimata come

$$Q_p = A I_{e,A} \varepsilon(I_{e,A}, T_{e,A}) \quad (\text{A3.4})$$

altrimenti nota come formula razionale, dove $T_{e,A}$ ed $I_{e,A}$ indicano rispettivamente la durata e l'intensità media alla scala del bacino della precipitazione netta, assunta costante nel tempo, ed $\varepsilon(I_{e,A}, T_{e,A})$ un fattore di attenuazione, che rappresenta l'effetto di laminazione dovuto al ruscellamento sui versanti ed alla propagazione lungo la rete di drenaggio nel suo insieme. Nell'ipotesi di linearità della trasformazione dell'afflusso efficace in deflusso, tale fattore è indipendente dall'entità della sollecitazione $I_{e,A}$. Se si assume poi, in accordo con l'analogia di Nash⁹⁵ della cascata di m serbatoi lineari di ugual costante temporale K , che l'idrogramma unitario istantaneo del bacino (IUH), sia di tipo gamma, il fattore di attenuazione può essere espresso come

$$\varepsilon = 1 - e^{-T_{e,A}/t_L},$$

dove t_L indica il tempo di ritardo del bacino, che per l'IUH gamma vale:

⁹⁴ Cfr. NERC, "Flood Studies Report", 5 vol., Natural Environmental Research Council, London, 1975.

⁹⁵ vedi: NASH, J.E., (1958) The form of instantaneous unit hydrograph, in pubbl. IAHS n°42, Compt. Rend. 3, pp.114-118.

$$t_L = m K .$$

Si ottiene quindi:

$$Q_p = A I_{e,A} \left(1 - e^{-T_{e,A}/mK} \right) . \quad (A3.5)$$

La determinazione di $I_{e,A}$ può essere condotta tramite un opportuno modello di assorbimento del terreno. Utilizzando a tal fine il metodo del *Curve Number* (CN), sviluppato dal Soil Conservation Service (SCS) del Dipartimento dell'Agricoltura degli Stati Uniti⁹⁶, viene determinato il volume specifico di pioggia efficace R_A , conseguente alla precipitazione di altezza generica P_A , come

$$R_A = \frac{(P_A - I_a)^2}{(P_A - I_a + S)} \quad \text{per } P_A > I_a \quad (A3.6)$$

$$R_A = 0 \quad \text{per } P_A \leq I_a$$

nella quale I_a indica la perdita iniziale, frutto del complesso di fenomeni di intercettazione ed imbibimento che si attuano nella fase iniziale della precipitazione, ed S rappresenta il massimo volume specifico che può essere invasato nel terreno. Il valore di S è determinato in base a quello del parametro CN secondo la relazione

$$S = S_0(100/CN - 1) , \quad (A3.7)$$

con $S_0=254$ nel caso in cui si esprima S in mm.

Invertendo la (A3.7) si evidenzia come il valore di CN possa variare teoricamente tra 0 - corrispondente al limite superiore di S , pari ad infinito - e 100 - corrispondente al limite inferiore di S , pari a 0 - e come, quindi, valori alti del parametro CN rappresentino le caratteristiche di assorbimento di superfici poco permeabili, mentre valori bassi indichino terreni ad alta permeabilità. Il problema pratico si riduce così alla taratura del valore di CN in base, come sarà dettagliato più avanti, alle caratteristiche del suolo e del suo uso.

L'intensità media di pioggia efficace $I_{e,A}$ viene quindi determinata dalla

$$I_{e,A} = \frac{R_A}{T_{e,A}} \quad (A3.8)$$

dove $T_{e,A}$ rappresenta la durata di tale pioggia a scala di bacino. Se ancora si assume che la durata della pioggia efficace a scala di bacino, $T_{e,A}$, sia pari a quella corrispondente alla sollecitazione areale, T_A , la portata al colmo risulta pari a

$$Q_p = A \frac{(P_A - I_a)^2}{T_A(P_A - I_a + S)} \left(1 - e^{-T_A/t_L} \right) \quad \text{per } P_A > I_a \quad (A3.9)$$

$$Q_p = 0 \quad \text{per } P_A \leq I_a$$

⁹⁶ vedi: USDA - U.S. Department of Agriculture, *National Engineering Handbook* - Hydrology, Washington D.C., USA, 1972.

Utilizzando il modello espresso dalla (A3.9) con $I_a=0$, risulta possibile derivare la media $E[Q_p]$ di Q_p mediante un'approssimazione del secondo ordine, come proposto da *Bacchi e Rosso*⁹⁷. Per il caso in cui i_r e t_r siano indipendenti e distribuite con legge esponenziale, si ottengono le seguenti relazioni:

$$E[Q_p] \cong A \mu_p \mu_t^{-1} \eta \left\{ \left[(1 - \exp(-\chi)) (1 + k_{A,t}^2) - k_{A,t}^2 \chi \exp(-\chi) (1 + \chi / 2) \right] \right. \\ \left. \left[1 + 3 \cdot k_{A,t}^2 (1 - \eta)^2 \right] + k_{A,t}^2 (2 - \eta) [\exp(-\chi) (1 + \chi) - 1] \right\} \quad (A3.10)$$

in cui si è posto $\chi = \mu_t / t_L$ ed $\eta = \mu_p / (\mu_p + S)$. In definitiva, perciò, le statistiche di Q_p risultano dipendenti, oltre che dalle statistiche del processo puntuale di pioggia, anche dai tre parametri adimensionali χ , η e k^2 rappresentativi della la trasformazione della sollecitazione meteorica in risposta idrologica e quindi dell'interazione tra:

- la durata media degli eventi meteorici ed il tempo di ritardo del bacino;
- il volume specifico medio dei nubifragi e la capacità di assorbimento del terreno;
- la struttura di correlazione spaziale del campo di pioggia e la dimensione e forma dell'area drenata.

71. Taratura Distribuita del Modello Geomorfoclimatico. Come appena descritto, il modello probabilistico geomorfoclimatico dipende da alcuni parametri che identificano l'assetto geomorfoclimatico del bacino, la cui stima, in un'applicazione distribuita del modello che sia in grado di fornire la previsione di piena per qualunque sezione del reticolo idrografico, viene condotta sulla base delle matrici delle quote, della litologia e dell'uso del suolo, con la sola eccezione, come si vedrà poco oltre, dei parametri relativi al modello di precipitazione.

In particolare, è stato utilizzato, per l'intera area di studio, un modello topografico digitale in forma *raster* (nella forma nota in letteratura sotto la dizione di *Grid-Based Digital Elevation Model*, o DEM⁹⁸), che fornisce la quota del terreno tramite una discretizzazione in maglie rettangolari con dimensioni medie⁹⁹ pari a

$$\Delta x = 232.24 \text{ m, in direzione Est-Ovest, e } \Delta y = 220.18 \text{ m in direzione Nord-Sud.}$$

Sullo stesso riferimento spaziale, sono state poi utilizzate la carta tematica della litologia e quella dell'uso del suolo, i cui dati sono stati resi congruenti rispetto alla griglia del raster. A partire dalla mappa topografica di tipo numerico in forma matriciale è stato delimitato¹⁰⁰ il bacino del Bisagno, individuando la matrice corrispondente alla zona in

⁹⁷ vedi BACCHI, B. & R. ROSSO, "Analisi geomorfoclimatica dei modelli di regionalizzazione della frequenza delle piene", Atti XXI Convegno di Idraulica e Costruzioni Idrauliche, L'Aquila, 5-8 settembre, Vol.1, pp.15-28, 1988.

⁹⁸ cfr. MOORE, I.D., R.B. GRAYSON & A.R. LADSON (1991) Digital terrain modelling, A review of hydrological, geomorphological and biological applications. *Hydrol. Processes*, 5(1), 3-30.

⁹⁹ in realtà, per il tipo di supporto cartografico impiegato, la dimensione della maglia risulta leggermente variabile sull'area del bacino, seppure in modo affatto trascurabile, almeno ai fini idrologici.

¹⁰⁰ cfr. BAND, L.E. (1986) Topographic partition of watersheds with digital elevation models. *Water Resour. Res.*, 22, 15-24.

esame, per una dimensione complessiva $i \times j$ della matrice, dove ogni elemento indica una cella elementare di dimensione $\Delta x \times \Delta y$. Ogni tematismo viene poi rappresentato nella generica cella da un codice numerico, che codifica l'attributo idrologico ad esso relativo.

72. Taratura dei parametri di assorbimento e del parametro cinematico. Come ricordato in precedenza, disponendo per il bacino del Bisagno delle carte tematiche della litologia e dell'uso del suolo digitalizzate su una maglia coerente con quella del modello digitale delle quote, è possibile, a partire da queste, determinare *per ogni cella* del modello digitale il valore dell'indice CN e, conseguentemente del parametro S , definito come massima capacità di ritenzione potenziale del terreno, tramite la relazione (A3.7). La tradizionale procedura di stima di CN , individuando dapprima la classe di permeabilità del terreno, fra le quattro che il metodo SCS-CN propone, ed incrociandola poi con la classe di uso del suolo, scelta tra le ventuno proposte, è stata interfacciata con le dieci classi litologiche e con le undici classi di uso del suolo individuate (v. Tabelle A3.1 e A3.2).

Emerge qui una prima osservazione relativa alla non perfetta corrispondenza tra la classificazione fornita dal GIS e quella tabulata dal SCS (v. Tabelle A3.3 - A3.4 - A3.5 - A3.6 -A3.7): se, infatti, da un lato la classificazione litologica del GIS si presenta più raffinata rispetto a quella del modello SCS-CN, individuando ben dieci classi rispetto alle quattro proposte dal modello americano, dall'altro la classificazione dell'uso del suolo di tipo digitale risulta, con le sue undici classi contro ventuno, meno accurata rispetto a quella del metodo CN. Il problema è stato affrontato ipotizzando un criterio associativo tra le classi GIS e quelle SCS-CN, riportato in Tabella A3.8, che permette di identificare, per ogni cella del DEM, la tipologia del terreno e l'uso del suolo in base alla tradizionale classificazione del SCS, in modo da ricavare direttamente il valore del parametro di assorbimento. E' tuttavia da sottolineare il fatto che tale criterio associativo è stato determinato in base a ipotesi piuttosto generali (quali, ad esempio, l'impermeabilità dei materiali argillosi), che, pur potendosi considerare corrette per una valutazione indicativa, richiederebbero un adeguato approfondimento di dettaglio.

La procedura illustrata fornisce, in ogni caso, il valore dell'indice CN corrispondente ad una situazione di normalità delle condizioni di umidità del terreno antecedenti l'evento (o AMC, acronimo dall'anglosassone *Antecedent Moisture Condition*, da cui l'indicazione AMC-II). Il metodo SCS-CN prevede infatti complessivamente tre classi, rispettivamente la I, la II e la III, relative a condizioni del terreno antecedenti l'evento molto *asciutte*, *normali* e molto *umide*. Poiché lo studio è rivolto al calcolo delle portate di piena, e considerato che in occasione di queste ultime molto spesso il terreno del bacino in questione si presenta, almeno nel suo strato superficiale, in condizioni di elevato imbibimento, si è preferito adottare quale parametro di assorbimento il valore di CN corrispondente alla condizione AMC-III, legato a quello "normale" dalla relazione

$$CN_{III} = \frac{CN_{II}}{0.43 + 0.0057CN_{II}}. \quad (A3.11)$$

Per omogeneità con la scelta del metodo CN, si è fatto uso della procedura proposta dal SCS¹⁰¹ anche per la determinazione del tempo di ritardo del bacino. Secondo tale procedura, il tempo di lag, t_L è legato al tempo di corrivazione, t_c , secondo l'equazione:

$$t_c = 1.67 t_L \quad (\text{A3.12})$$

essendo stimato il tempo di corrivazione tramite l'equazione:

$$t_c = 0.0057 L^{0.8} \left[\left(\frac{1000}{CN_{II}} \right) - 9 \right]^{0.7} p^{-0.5} \quad (\text{A3.13})$$

in cui t_c è espresso in ore, L rappresenta la lunghezza massima, espressa in Km, del percorso canalizzato e p la pendenza media del bacino, espressa in unità adimensionali (m/m).

73. Taratura dei parametri climatici. Con il termine *climatici* si indicano i parametri del modello di precipitazione utilizzato nella derivazione e quello rappresentativo della loro attenuazione spaziale. Come sopra indicato, il modello IPM (cfr. § 5.1, *Appendice A*) richiede la stima di tre parametri, rispettivamente l'intensità media di precipitazione di un evento, la sua durata media ed il numero di eventi in un periodo di osservazione fissato. Tra le diverse procedure di stima disponibili¹⁰² si è adottato in questo caso quella più adatta a fornire una taratura idonea alla riproduzione degli eventi di forte intensità e quindi adeguata a descrivere i nubifragi che danno origine alle piene. La stima avviene così utilizzando una procedura che impone la congruenza tra le proprietà di estremo del modello stesso e le linee segnalatrici di probabilità pluviometrica, desunte con tecniche inferenziali dalle osservazioni disponibili. Tale procedura si basa sui risultati ottenuti da *Bacchi et al.*¹⁰³, che hanno derivato per il modello IPM la distribuzione dei massimi annuali delle altezze di pioggia per assegnata durata nel caso in cui l'intensità, i_r , e la durata, t_r , degli eventi siano distribuite esponenzialmente e siano indipendenti fra loro. A partire da questi risultati, *Bacchi et al.*¹⁰⁴ hanno recentemente proposto la procedura approssimata di taratura, qui di seguito richiamata.

Indicati con T_{inf} la più breve delle durate tra quelle per cui si dispone di osservazioni dei massimi annuali delle piogge di assegnata durata (in genere - come in questo specifico caso - 1 ora) e con $a_{T_{\text{inf}}}$ e $b_{T_{\text{inf}}}$, rispettivamente il parametro di scala e quello di posizione della distribuzione di Gumbel dei massimi annuali dell'altezza di pioggia per tale durata,

¹⁰¹ vedi: USDA - U.S. Department of Agriculture, A method for estimating volume and rate of runoff in small watersheds, tech. paper 149, U.S. Dept. of Agriculture, Washington D.C., U.S.A.

¹⁰² vedi, ad es.: BURLANDO, P., (1989) Modelli stocastici per la previsione e la simulazione della precipitazione nel tempo, Tesi per il condeguimento del Dottorato di Ricerca, Politecnico di Milano, Milano.

¹⁰³ vedi: BACCHI, B., P. LA BARBERA e R. ROSSO, (1987) Storm characterization by Poisson model of temporal rainfall, Proc. XXII Congresso IAHR, vol. "Urban Drainage Hydraulics and Hydrology", pp.35-40, Losanna.

¹⁰⁴ vedi: BACCHI, B., P. BURLANDO e R. ROSSO (1989) Extreme value analysis of stochastic model of point rainfall, poster paper presentato alla 3^a Assemblea Scientifica IAHS, Baltimora, 10-19 Maggio 1989.

$H_{T_{inf}}$, le relazioni proposte da *Bacchi et al.*¹⁰⁵ per la stima dell'intensità media di un evento e del tasso di occorrenza del processo risultano:

$$\mu_i = \frac{a_{T_{inf}}}{T_{inf}} = \frac{\sqrt{6}}{\pi} V_{H_{T_{inf}}} \mu_{H_{T_{inf}}} T_{inf}^{-1} \quad (A3.14)$$

$$\nu = e^{(b_{T_{inf}}/a_{T_{inf}})} = e^{\left[-\gamma + \frac{\pi}{\sqrt{6} V_{H_{T_{inf}}}} \right]} \quad (A3.15)$$

essendo $\gamma = 0.5772\dots$ il numero di Eulero. La (A3.14) e la (A3.15) discendono dall'applicazione del metodo dei momenti, che consente di stimare $a_{T_{inf}}$ e $b_{T_{inf}}$ in funzione della media $\mu_{H_{T_{inf}}}$ e del coefficiente di variazione $V_{H_{T_{inf}}}$ campionari della variabile $H_{T_{inf}}$.

Questa procedura approssimata può talvolta condurre a valutazioni poco realistiche di μ_i , e, soprattutto, di ν . La (A3.15) fa infatti dipendere la stima di quest'ultimo parametro da una potenza del reciproco di $V_{H_{inf}}$ e, data la notevole variabilità spaziale della stima campionaria di questa statistica, i valori che si ottengono possono risultare molto differenti fra loro anche per stazioni pluviometriche molto vicine l'una all'altra. Per ovviare a questi inconvenienti ed agli analoghi problemi che si possono avere nella stima di μ_i , può risultare opportuno effettuare la stima di $V_{H_{inf}}$ con un criterio di tipo regionale; in tal modo, questa statistica può essere assunta, per un dato bacino, pari al coefficiente di variazione della serie ottenuta raggruppando i campioni dei massimi annuali delle altezze di pioggia relativi alla durata T_{inf} , $H_{T_{inf}}$, disponibili per le varie stazioni pluviometriche ricadenti all'interno del bacino o nelle aree limitrofe, adimensionalizzata per le rispettive medie $\mu_{H_{inf}}$.

Per quanto riguarda il terzo parametro climatico, cioè la durata media di un evento, μ_r , va osservato che la procedura proposta da *Bacchi et al.*¹⁰⁶ fa dipendere tale parametro dalla scelta di un prefissato tempo di ritorno. Non potendo accettare questa limitazione a causa dell'esigenza di avere una stima univoca off-line da utilizzare nella procedura informatizzata, si è ritenuto di procedere ad una taratura dei parametri attraverso una procedura numerica approssimata.

Seguendo l'indicazione di *Bacchi et al.*¹⁰⁷ μ_i e μ_r possono essere stimati in base ai massimi annuali di altezza di precipitazione per assegnata durata, pubblicati sugli Annali Idrologici del Servizio Idrografico per le durate di 1, 3, 6, 12 e 24 ore. In particolare, si osserva che per ciascuna durata il campione di osservazioni segue una legge dei valori estremi di I tipo (EV1)

$$F_{I_T}(i_T) = \exp \left[- \exp \left(- \frac{i_T - b_T}{a_T} \right) \right] \quad (A3.16)$$

¹⁰⁵ cfr. nota 44

¹⁰⁶ cfr. nota 44

¹⁰⁷ cfr. BACCHI, B., G. BECCIU e N.T. KOTTEGODA (1994) Bivariate exponential model applied to intensities and durations of extreme rainfall, *J. Hydrol.*, 155, 225-236.

con a_T e b_T rispettivamente parametro di scala e di posizione della distribuzione, stimati attraverso il metodo dei momenti con le

$$\begin{aligned} a_T &= 0.779s_T \\ b_T &= m_T - 0.45s_T \end{aligned} \quad (A3.17)$$

ove m_T e s_T rappresentano rispettivamente la media e la deviazione standard campionari dell'intensità di pioggia per la durata T . In modo analogo si osserva come il campione di quantili adimensionali, $i^*=i/\mu_{i_r}$, generati dal modello IPM per diverse durate adimensionali, $T^*=T/\mu_{t_r}$, segua la medesima legge, ossia

$$F_{T^*}^*(i_{T^*}^*) = \exp\left[-\exp\left(-\frac{i_{T^*}^* - \beta_{T^*}}{\alpha_{T^*}}\right)\right] \quad (A3.18)$$

ove α_{T^*} e β_{T^*} presentano analogo significato di a_T e b_T , e come valga una relazione approssimata che lega α_{T^*} alla durata T^* , del tipo

$$\alpha_{T^*} = \exp(-0.4T^{*0.7}) \quad (A3.19)$$

In queste ipotesi, la coppia di valori dei parametri μ_{i_r} e μ_{t_r} che rappresenta la migliore stima può essere stimata minimizzando l'errore che misura gli scostamenti del parametro della distribuzione EV1 stimato sui quantili adimensionali rispetto a quello stimato sul campione delle osservazioni. Si può così imporre che sia minimo lo scarto

$$\varepsilon^2 = \sum \left(\alpha_{T_j} - \frac{a_{T_j}}{\mu_i} \right)^2,$$

in cui compaiono esplicitamente il parametro μ_i e implicitamente il parametro μ_{t_r} , quest'ultimo sostituendo nella (A3.19) l'espressione $T^*=T/\mu_{t_r}$, per ottenere il valore dimensionale di α_T .

La stima del terzo parametro, ν , che rappresenta il numero atteso di eventi intensi in ogni periodo di riferimento omogeneo (cioè in un anno), può essere ottenuta, quando non si disponga di serie a risoluzione temporale fine, da cui sia possibile isolare il numero di eventi intensi, ricorrendo ad una procedura basata sul confronto tra i totali giornalieri e i massimi annuali per assegnata durata. In particolare, ν è stato calcolato isolando il numero di giorni in cui il totale giornaliero risulti superiore o eguale al valore atteso dei massimi annuali per una delle cinque durate campionate dal Servizio Idrografico. Tale durata, scelta in funzione del tempo di risposta del bacino, è stata fissata nel caso specifico del torrente Bisagno, in 3 ore.

Utilizzando la procedura ora illustrata, sono stati stimati i parametri del modello IPM per le tre stazioni considerate nello studio, verificando che i quantili generati dal modello con tali stime fossero in grado di riprodurre correttamente le linee segnalatrici stimate su base storica per ciascuna delle stazioni. Poiché, tuttavia, non emerge dall'intero studio una precisa indicazione in merito a quale delle stazioni sia maggiormente rappresentativa del regime delle precipitazioni intense nel bacino del Bisagno, si è ritenuto di procedere all'operazione di stima valutando separatamente per ogni stazione i parametri μ_i e μ_{t_r} , vincolando la procedura, condotta per simulazioni successive, a un unico valore del

parametro ν per tutte le stazioni. Il risultati di tale procedura è riportato in Tabella 3.2a, unitamente alle stime locali per ciascuna stazione. I corrispondenti parametri delle linee segnalatrici scala invarianti sono riportati in Figura 3.2b.

Infine, per verificare che la procedura di taratura ora descritta porga stime dei parametri che consentano al modello di riprodurre le caratteristiche di estremo osservate dai dati, è stato condotto un confronto, nel dominio intensità-durata-frequenza, tra linee segnalatrici di probabilità pluviometrica ricavate in base agli estremi osservati ed in base agli estremi generati attraverso il modello parametrizzato in base alla calibrazione media già descritta. Dall'esame delle Figura A3.1 si nota come il modello sia in grado di riprodurre in modo sufficientemente adeguato le caratteristiche di estremo osservate dai dati, almeno per il campo di durate di precipitazione di interesse tecnico.

Per quanto riguarda, infine, la taratura del fattore climatico, $k_{A,t}^2$ è stato ipotizzato, in accordo con quanto indicato da *Brath et al.*¹⁰⁸, che possa essere assunto pari al fattore di riduzione areale delle precipitazioni, cioè pari al rapporto tra l'altezza di pioggia a scala di bacino e quella puntuale, relativa al centro di scroscio. Tuttavia, alle numerose formulazioni empiriche proposte in letteratura¹⁰⁹ è stato preferito un modello nel quale l'altezza di pioggia sul bacino si riscalda rispetto a quello puntuale in funzione dell'area e della durata tramite opportuni esponenti di scala, secondo l'espressione ricavabile dal Flood Studies Report¹¹⁰ del Natural Environmental Research Council britannico, vala a dire:

$$k_{A,t}^2 = \left(1 + 0.02A^{0.37}t^{-0.48}\right)^{-2},$$

con t in ore ed A in Km^2 . Tale relazione rappresenta un andamento scala invariante auto-affine del campo di precipitazione, in accordo con le più recenti osservazioni in materia.

A4. Valutazione della portata indice in base al metodo geomorfoclimatico applicato per via indiretta

74. Per via delle incertezze connesse alla taratura dei modelli stocastici di pioggia, la valutazione della portata indice nella sezione di interesse può essere condotta, in via alternativa, utilizzando la pioggia indice, ossia il valore atteso della pioggia massima annuale. In questo caso, la trasformazione della pioggia indice in portata al colmo può essere condotta con il metodo cinematico, assumendo, quale portata indice, il valore critico in corrispondenza del tempo di equilibrio.

75. A tale scopo, le linee segnalatrici di probabilità pluviometrica si possono esprimere, per la generica stazione pluviometrica, tramite il modello scala invariante

$$\mu_t = \mu_1 t^n, \tag{A4.1}$$

¹⁰⁸ vedi: BRATH, A., B. BACCHI e R. ROSSO, (1992) La derivazione geomorfoclimatica della distribuzione di probabilità delle portate di piena, *Idrotecnica*, 4, Luglio-Agosto, pp. 183-200.

¹⁰⁹ cfr., ad es., U.S. WEATHER BUREAU, (1958) Rainfall-intensity-frequency regime, Part 2, Southwestern United States, Tech. Rep. 29, Washington D.C.; Supino, G., (1964) *Le reti idrauliche*, Patron, Bologna.

¹¹⁰ Cfr. NERC, "Flood Studies Report", 5 vol., Natural Environmental Research Council, London, 1975.

dove μ_t indica il valore atteso dell'altezza massima di precipitazione temibile in una durata temporale pari a t , μ_1 il corrispondente valore atteso per una pioggia di durata oraria e l'esponente n rappresenta la struttura della variabilità temporale della precipitazione¹¹¹. Utilizzando il metodo del *Curve Number (CN)* del *Soil Conservation Service (SCS)* formulato dal servizio tecnico del Dipartimento dell'Agricoltura degli Stati Uniti¹¹², il corrispondente volume di piena R_t risulta

$$R_t = \frac{\left(k_{A,t}^2 E_A[\mu_t] - I_a\right)^2}{k_{A,t}^2 E_A[\mu_t] - I_a + S}, \quad (\text{A4.2})$$

dove $E_A[\mu_t]$ indica il valore atteso sull'area drenata A della pioggia massima annuale media nella durata t nel centro di scroscio, $k_{A,t}^2$ il fattore di attenuazione (che dipende dall'area drenata A e dalla durata t dell'afflusso), S il massimo potenziale di ritenzione del terreno ed I_a il volume specifico di assorbimento iniziale, entrambi mediati sull'area drenata A . Secondo il modello cinematico, la portata indice corrisponde al valore di equilibrio dell'afflusso, che si instaura dopo un tempo t_c pari al tempo di equilibrio, talvolta indicato come tempo di corrivazione del bacino. Poiché la portata specifica di ruscellamento corrispondente al volume specifico R_t è data da

$$r_t = R(t)/(t - t_a), \quad (\text{A4.3})$$

dove t_a è il tempo di rifiuto iniziale, pari a

$$t_a = \frac{I_a}{k_{A,t}^2 E_A[\mu_t]} t, \quad (\text{A4.4})$$

la portata indice sarà quindi ricavabile dalla relazione

$$Q_{\text{indice}} = A \frac{\left(k_{A,t}^2 E_A[\mu_t] - I_a\right)^2}{k_{A,t}^2 E_A[\mu_t] - I_a + S} \frac{1}{t - \frac{I_a}{k_{A,t}^2 E_A[\mu_t]} t}, \quad (\text{A4.5})$$

dove

$$t_c = t - t_a = t - \frac{I_a}{k_{A,t}^2 E_A[\mu_t]} t, \quad (\text{A4.6})$$

ossia

$$t = t_c + t_a = t_c + \frac{I_a}{k_{A,t}^2 E_A[\mu_t]} t. \quad (\text{A4.7})$$

¹¹¹ Cfr. BURLANDO, P. & R. ROSSO, Modelli di previsione statistica delle piogge intense di progetto, in: *Modelli idrologici superficiali nella pianificazione di bacino*, a cura di U. Maione (Atti Corso di Istruzione Permanente "Modelli idrologici superficiali nella pianificazione di bacino", Milano, 10-14 giugno), p.367-421, Città Studi, Milano, 1991; e BURLANDO, P. & R. ROSSO, Scaling and multiscaling models of depth-duration-frequency curves of storm precipitation, *Journal of Hydrology*, Vol. 187, p.45-64, 1996.

¹¹² Cfr. USDA - U.S. Department of Agriculture, *National Engineering Handbook - Hydrology*, Washington D.C., USA, 1972.

La determinazione della durata t della pioggia indice richiede quindi la soluzione della (A4.7) in t . Tale soluzione viene generalmente condotta tramite una procedura numerica di ricerca dello zero di una funzione (per esempio, il metodo di Newton-Raphson, adottato nel presente studio).

76. Per sviluppare questo metodo, bisogna altresì determinare la pioggia indice nel centro di scroscio. Tale valutazione può ancora condursi nelle ipotesi di conservazione dell'invarianza di scala, ossia tramite una legge di potenza del tipo della formula (A4.1) i cui parametri μ_{1A} e n_A siano dati dal valore atteso sull'area drenata dei valori locali. La determinazione di μ_{1A} e n_A viene quindi condotta, per ogni sezione di interesse, tramite una procedura geostatistica appoggiata sui valori locali, relativi ai valori stimati nei siti delle stazioni pluviometrici. Di conseguenza, si ha

$$E_A[\mu_t] = E_A[\mu_1] t^{E_A[n]} = \mu_{1A} t^{n_A}, \quad (\text{A4.8})$$

dove μ_{1A} e n_A dipendono dalla specifica sezione idrografica. A sua volta, il fattore di attenuazione può essere valutato tramite la relazione

$$k_{A,t}^2 = \left(1 + \varpi A^a t^{-b}\right)^{-c}, \quad (\text{A4.9a})$$

i cui parametri, stimati in base alle curve di attenuazione basate sul più esteso campione di dati sperimentali tuttora disponibile e riportate dal Flood Studies Report¹¹³ del Natural Environmental Research Council britannico, sono pari a $\varpi = 0.02$, $a = 0.37$, $b = 0.48$ e $c = 2$, per t espresso in ore ed A in Km^2 ; quindi, il fattore di attenuazione risulta

$$k_{A,t}^2 = \left(1 + \varpi A^{0.37} t^{-0.48}\right)^{-2}, \quad (\text{A4.9b})$$

con t in ore ed A in Km^2 , e dipende dal sito idrografico in esame. La (A4.7) diventa quindi

$$t = t_c + \frac{I_a}{\mu_{1A}} \left(1 + 0.02 A^{0.37} t^{-0.48}\right)^2 t^{1-n_A}. \quad (\text{A4.10})$$

Infine, il tempo di corrivazione si può stimare con la procedura suggerita dal servizio tecnico del Dipartimento dell'Agricoltura degli Stati Uniti¹¹⁴, ossia come

$$t_c = 0.0057 L^{0.8} \left[\left(1000 / CN_{II}\right) - 9 \right]^{0.7} p^{-0.5}, \quad (\text{A4.11})$$

dove L è la lunghezza dell'asta principale in Km, CN_{II} il parametro di assorbimento adimensionale per condizioni medie di imbibimento, e p la pendenza in m/m (adimensionale). Anche il valore di t_c viene quindi a dipendere dalla sezione idrografica presa in esame.

77. Sostituendo nella formula (A4.5) il valore di t che soddisfa l'equazione (A4.10) e le espressioni (A4.8) e (A4.9b) si ricava il valore della portata indice per la sezione idrografica di interesse.

¹¹³ Cfr. NERC, "Flood Studies Report", 5 vol., Natural Environmental Research Council, London, 1975.

¹¹⁴ Cfr. USDA - U.S. Department of Agriculture, *National Engineering Handbook - Hydrology*, Washington D.C., USA, 1972.

Tabelle

Tabella 2.1 - Valori di portata al colmo temibile corrispondenti a nubifragi ad assegnata frequenza. Tali valori vennero ricavati dall'involuppo di tre diverse ipotesi sul centro di scroscio, posto nell'alto, medio o basso bacino. I siti delle sezioni sono indentificati in: REGIONE LIGURIA, Commissione Scientifica Regionale per lo Studio della Difesa del Suolo, "Piano di Bacino del Torrente Bisagno, Metodologia di redazione e finalit ", Genova, Dicembre, 1980.

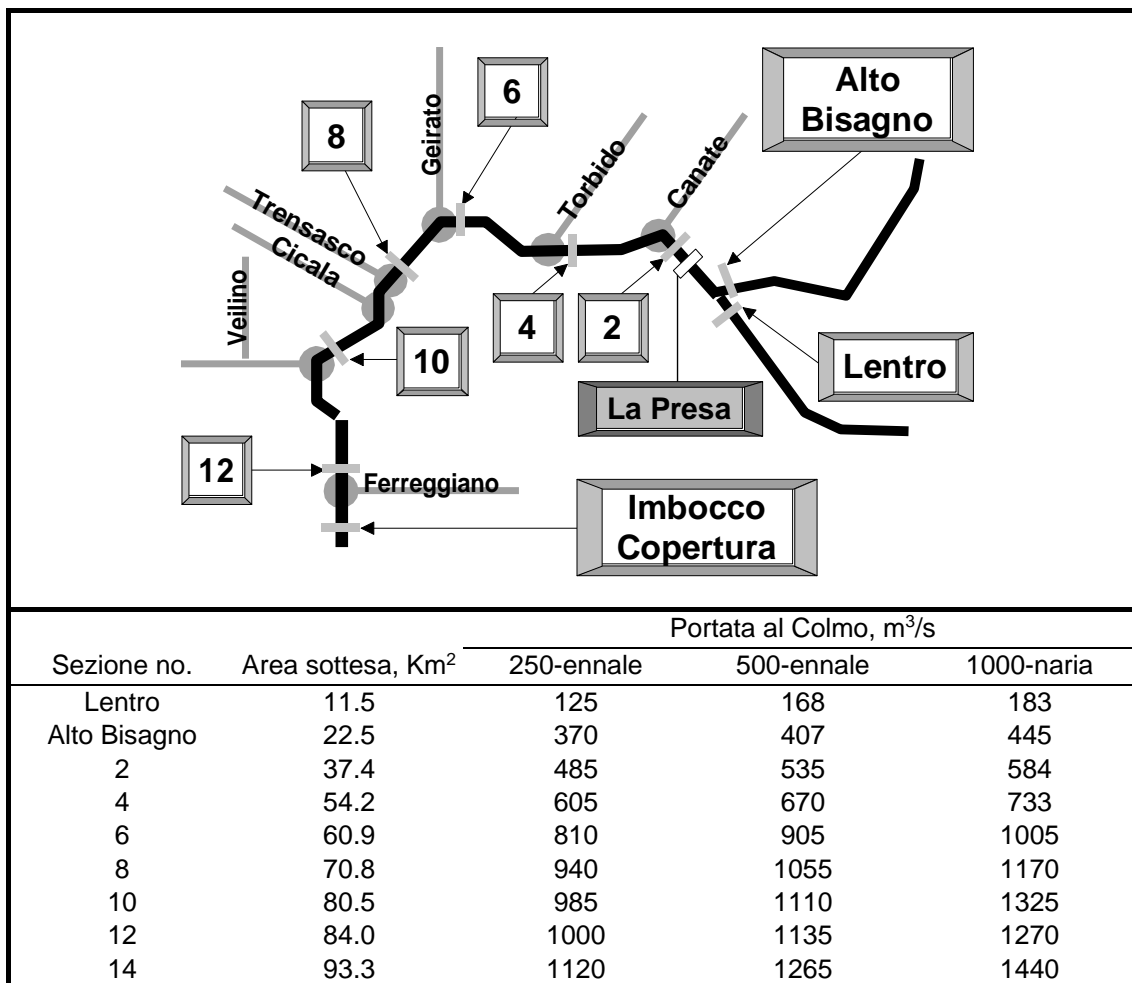


Tabella 2.2 - Valori ordinati di portata al colmo simulati alla foce del torrente Bisagno per 32 eventi idrometeorologici intensi in un periodo di 14 anni (dati rielaborati dal lavoro di E. CARONI, P. LA BARBERA & P.P. RISSO, "Esempio di studio sulle precipitazioni massime probabili per la determinazione delle portate temibili nei piccoli bacini", Atti Seminario "La Pianificazione di Bacino", a cura di E. Marchi e F. Siccardi, Genova, Luglio, 1979, e resi disponibili da P. La Barbera dell'Università di Genova).

Portata al colmo, m ³ /s							
105.5	112.8	123.6	134.6	138.2	149.1	160.0	170.9
185.5	196.4	203.6	221.8	240.0	247.3	283.6	294.6
294.6	301.8	305.5	316.4	330.9	340.4	345.5	367.3
378.2	397.8	407.3	407.3	410.9	552.7	596.4	777.5
Statistiche							
media: 296.8 m ³ /s; deviazione standard: 150.5 m ³ /s							
coefficiente di variazione: 0.507; coefficiente di asimmetria: 1.237							

Tabella 2.3 - Valori di portata al colmo massima annuale osservati nella stazione di La Presa sul torrente Bisagno (dati ricavati dalla Pubblicazione no.17 del Servizio Idrografico del Ministero dei Lavori Pubblici, fino al 1970, e integrati dalla lettura degli idrogrammi disponibili fino al 1995 presso la sezione di Genova del Servizio stesso).

anno	1924	1925	1927	1928	1929	1930	1931	1932	1933	1934	1935	1936
m ³ /s	73.3	26.9	66.5	48.4	34.5	31.7	161.0	30.3	51.7	38.0	150.0	124.0
anno	1937	1938	1939	1940	1941	1942	1943	1944	1945	1946	1947	1948
m ³ /s	193.0	122.0	212.0	123.0	106.0	114.0	56.8	61.8	58.4	57.6	94.7	183.0
anno	1949	1950	1951	1952	1953	1964	1965	1966	1967	1968	1969	1970
m ³ /s	187.0	98.0	150.0	71.0	182.0	52.4	49.7	63.4	51.6	39.1	45.6	119.6
anno	1971	1972	1978	1979	1980	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988
m ³ /s	60.8	104.5	126.3	218.4	159.5	107.1	62.2	55.0	18.5	18.5	13.4	277.1

Tabella 3.1 - Curva di crescita regionale per i bacini liguri con foce al litorale tirrenico calcolata in base alla distribuzione *GEV* con $\varepsilon = 0.619$, $\alpha = 0.369$ e $k = -0.319$.

Periodo di ritorno, <i>T</i> , anni =	10	20	30	40	50	100	200	500
Variabile ridotta, <i>y</i> =	2.250	2.970	3.384	3.676	3.902	4.600	5.296	6.214
Q_T / Q_{indice} =	1.83	2.45	2.87	3.20	3.48	4.48	5.73	7.86

Tabella 3.2a - Parametri caratteristici del modello IPM nelle stazioni del bacino del torrente Bisagno. Stazioni pluviografiche del Servizio Idrografico e Mareografico con almeno venti anni di dati disponibili.

Stazione:	20970 [‡] Genova Università	20980 [‡] Scoffera	20990 [‡] Creto	21000 [‡] Boasi	21020 [‡] Viganego	21030 [‡] Prato	21040 [‡] Marsiglia	21050 [‡] S. Eusebio	21100 [‡] Ponte Carrega	21110 [‡] Genova S.I.
μ_{ir} , mm/ora =	23.20	19.90	na	na	24.21	23.9	na	21.65	26.10	20.70
μ_{it} , ore =	1.10	0.60	na	na	0.48	0.50	na	0.47	0.90	1.10
ν =	7.4	7.4	na	na	7.4	7.4	na	7.4	7.4	7.4

[‡] codice identificativo del Servizio Idrografico e Mareografico; na: lunghezza della serie inferiore a venti anni.

Tabella 3.2b - Parametri caratteristici delle Linee Segnalatrici di Probabilità Pluviometrica (scala invariante) nelle stazioni del bacino del torrente Bisagno. Stazioni pluviografiche del Servizio Idrografico e Mareografico con almeno venti anni di dati disponibili.

Stazione:	20970 [‡] Genova Università	20980 [‡] Scoffera	20990 [‡] Creto	21000 [‡] Boasi	21020 [‡] Viganego	21030 [‡] Prato	21040 [‡] Marsiglia	21050 [‡] S. Eusebio	21100 [‡] Ponte Carrega	21110 [‡] Genova S.I.
n =	0.33	0.39	na	na	0.40	0.36	na	0.37	0.36	0.33
$a_1 = \mu_1$, mm/ore ⁿ =	49.17	42.21	na	na	42.18	46.70	na	34.68	46.28	46.40
V =	0.47	0.28	na	na	0.32	0.28	na	0.34	0.49	0.43

[‡] codice identificativo del Servizio Idrografico e Mareografico; na: lunghezza della serie inferiore a venti anni.

Tabella 3.3 - Parametri caratteristici e portata indice nelle sezioni della rete idrografica del torrente Bisagno prese in esame dallo studio della REGIONE LIGURIA, Commissione Scientifica Regionale per lo Studio della Difesa del Suolo, "Piano di Bacino del Torrente Bisagno, Metodologia di redazione e finalità", Genova, Dicembre, 1980. Valutazioni condotte in base alla curva di crescita regionale con portata indice stimata tramite il metodo geomorfoclimatico per via diretta ($\nu = 7.4$).

Sezione no.	A Km ²	A [‡] Km ²	$E_A[\mu_{ir}]$ mm/ora	$E_A[\mu_{tr}]$ ore	$k^2(A, \mu_t)$ -	S mm	t_L ore	Q_{indice} m ³ /s
Lentro	11.5	10.6	22.86	0.50	0.879	52.28	0.82	37.8
Alto Bisagno	22.5	22.6	22.08	0.54	0.849	47.38	1.09	71.5
La Presa	34.2		22.43	0.52	0.825	49.56	1.18	95.8
2	37.4	35.7	22.43	0.52	0.822	49.56	1.24	96.3
4	54.2	56.1	22.77	0.53	0.797	49.95	1.50	134.4
6	60.9	61.0	22.91	0.53	0.791	49.17	1.66	137.0
8	70.8	70.0	23.13	0.55	0.785	49.14	1.78	158.0
10	80.5	78.8	23.39	0.58	0.782	48.93	2.01	176.1
12	84.0	84.0	23.48	0.61	0.782	48.26	2.13	193.8
Imbocco [‡]	92.1	92.1	23.51	0.63	0.779	46.48	2.24	216.5

[‡] sezione identificata per via automatica tramite modello topografico digitale.

Tabella 3.4 - Valori di portata al colmo con assegnato periodo di ritorno nelle sezioni della rete idrografica del torrente Bisagno prese in esame dallo studio della REGIONE LIGURIA, Commissione Scientifica Regionale per lo Studio della Difesa del Suolo, “Piano di Bacino del Torrente Bisagno, Metodologia di redazione e finalità”, Genova, Dicembre, 1980. Valutazioni condotte in base alla curva di crescita regionale, la cui portata indice è stata stimata tramite il metodo geomorfoclimatico diretto.

T	Sezione:	Imbocco	no.12	no.10	no.8	no.6	no.4	no.2	Alto	Lentro
anni	A[‡], km²:	Copertura							Bisagno	
		92.1	84.0	78.8	70.0	61.0	56.1	35.7	22.6	10.6
10		397	355	323	290	251	246	177	131	69
25		578	518	470	422	366	359	257	191	101
50		753	674	613	550	477	468	335	249	132
100		970	868	789	708	614	602	431	320	169
200		1240	1110	1009	905	785	770	551	409	217

[‡] sezione identificata per via automatica tramite modello topografico digitale.

Tabella 3.5 - Parametri caratteristici e portata indice nelle sezioni della rete idrografica del torrente Bisagno prese in esame dallo studio della REGIONE LIGURIA, Commissione Scientifica Regionale per lo Studio della Difesa del Suolo, “Piano di Bacino del Torrente Bisagno, Metodologia di redazione e finalità”, Genova, Dicembre, 1980. Valutazioni condotte in base alla curva di crescita regionale con portata indice stimata tramite il metodo geomorfoclimatico per via indiretta.

Sezione	A	A[‡]	E_A[μ]	E_A[η]	t_c	k²(A,t)	S	t_L	Q_{indice}
no.	Km ²	Km ²	mm/ora ⁿ	-	ore	-	mm	ore	m ³ /s
Lentro	11.5	10.6	39.43	0.39	1.37	0.931	52.28	0.82	30.8
Alto Bisagno	22.5	22.6	41.98	0.39	1.82	0.919	47.38	1.09	70.9
La Presa	34.2		41.31	0.39	1.97	0.910	49.56	1.18	96.9
2	37.4	35.7	41.31	0.39	2.07	0.910	49.56	1.24	99.6
4	54.2	56.1	42.74	0.39	2.51	0.903	49.95	1.50	152.6
6	60.9	61.0	43.01	0.38	2.77	0.904	49.17	1.66	160.8
8	70.8	70.0	43.60	0.38	2.97	0.902	49.14	1.78	183.2
10	80.5	78.8	43.97	0.38	3.36	0.903	48.93	2.01	200.2
12	84.0	84.0	44.17	0.38	3.56	0.903	48.26	2.13	211.8
Imbocco [‡]	92.1	92.1	44.17	0.37	3.74	0.902	46.48	2.24	227.1

[‡] sezione identificata per via automatica tramite modello topografico digitale.

Tabella 3.6 - Valori di portata al colmo con assegnato periodo di ritorno nelle sezioni della rete idrografica del torrente Bisagno prese in esame dallo studio della REGIONE LIGURIA, Commissione Scientifica Regionale per lo Studio della Difesa del Suolo, “Piano di Bacino del Torrente Bisagno, Metodologia di redazione e finalità”, Genova, Dicembre, 1980. Valutazioni condotte in base alla curva di crescita regionale, la cui portata indice è stata stimata tramite il metodo geomorfoclimatico indiretto.

T	Sezione:	Imbocco	no.12	no.10	no.8	no.6	no.4	no.2	Alto	Lentro
anni	A[‡], km²:	Copertura							Bisagno	
		92.1	84.0	78.8	70.0	61.0	56.1	35.7	22.6	10.6
10		416	388	367	336	295	280	183	130	56
25		607	566	535	489	430	408	266	190	82
50		790	737	696	637	559	531	346	247	107
100		1018	949	897	821	721	684	446	318	138
200		1301	1213	1147	1049	921	874	570	406	176

[‡] sezione identificata per via automatica tramite modello topografico digitale.

Tabella 3.7 - Valori di portata al colmo (in m³/s) con assegnato periodo di ritorno nei nodi principali della rete idrografica del torrente Bisagno.

Sezione	A	A[‡]	Q_{indice}	Tempo di ritorno, T, anni					
				10	25	50	100	200	500
no.	Km²	Km²	m³/s						
A	22.9	22.6	70.9	130	190	247	318	406	558
A1	16.1	15.5	57.4	105	153	200	257	329	451
A2	8.0	8.1	39.4	72	105	137	177	226	310
B	11.6	10.6	30.8	56	82	107	138	176	242
B1	6.1	6.5	20.6	38	55	72	92	118	162
C	34.5	33.4	96.5	177	258	336	432	552	758
D	37.0	35.7	99.6	183	266	346	446	570	783
E	8.8	9.3	34.9	64	93	121	156	200	274
E1	6.7	6.8	27.6	51	74	96	124	158	217
E2	2.4	2.4	10.4	19	28	36	47	59	82
E3	4.3	4.3	18.3	34	49	64	82	105	144
F	45.8	45.3	126.1	231	337	439	565	722	991
G	51.4	50.3	136.5	250	365	475	612	782	1073
G1	0.9	1.0	4.7	9	13	16	21	27	37
G2	1.8	1.9	8.9	16	24	31	40	51	70
G3	1	1	5.8	11	16	20	26	33	46
H	57.5	58.2	157.7	289	421	549	707	903	1240
I	60.9	61.0	160.8	295	430	559	721	921	1264
L	69.2	69.1	182.9	335	489	636	819	1047	1437
M	70.4	70.0	183.2	336	489	637	821	1049	1440
N	72.8	72.7	189.5	347	506	659	849	1085	1489
O	79.2	78.8	200.2	367	535	696	897	1147	1573
O1		2.0	9.6	18	23	33	43	55	
P	82.5	82.5	209.8	385	560	730	940	1201	1649
Q	84.7	84.0	211.8	388	566	737	949	1213	1664
R	4.9	5.1	24.3	44	65	84	109	139	191
R1	2.4	2.4	11.7	22	31	41	53	67	92
S	89.6	89.2	225.0	413	601	783	1008	1289	1768
T	92.7	92.1	227.1	416	607	790	1018	1301	1785

[‡] sezione identificata per via automatica tramite modello topografico digitale.

Tabella 4.1 - Rischio residuale r associato ad assegnati valori del periodo di ritorno T^* della portata di progetto e della vita progettuale L , ricavato in base all'ipotesi di cronologia poissoniana delle piene eccezionali.

T^* , anni	Valori Percentuali del Rischio Residuale, r , %				
	L , anni				
	5	10	20	50	100
50	9.5	18.1	33.0	63.2	86.5
100	4.9	9.5	18.1	39.3	63.2
200	2.5	4.9	9.5	22.1	39.3
500	1.0	2.0	3.9	9.5	18.1

Tabella 4.2 - Portate di progetto $Q(r, L)$ nella sezione di imbocco del tratto terminale canalizzato e coperto del torrente Bisagno, in funzione di prefissati valori di vita progettuale L e di rischio residuale r , ricavate in base all'ipotesi di cronologia poissoniana delle piene eccezionali e di distribuzione GEV della piene massime annuali, il cui valore indice è stato determinato con il metodo geomorfoclimatico distribuito (per via indiretta).

L , anni	Valori di Portata al Colmo, m^3/s		
	Valori Percentuali del Rischio Residuale, r , %		
	5	10	20
5	1007	774	581
10	1288	998	758
20	1638	1276	977

Tabella A3.1 - Classificazione delle classi litologiche del bacino del torrente Bisagno.

Classe	Tipologia
0	assenza di valore
1	rocce argillose
2	rocce calcaree
3	rocce arenacee
4	rocce silicee
5	rocce brecciodi
6	rocce ofiolitiche
7	rocce cristalline
8	rocce metamorfiche
9	coltri detritiche
10	sedimenti

Tabella A3.2 - Classificazione delle classi di uso del suolo del bacino del torrente Bisagno.

Classe	Tipologia
0	assenza di valore
1	area residenziale
2	area industriale
3	servizio urbano
4	vegetazione arborea
5	vegetazione arbustiva
6	vegetazione erbacea
7	colture speciali
8	oliveto
9	vigneto
10	seminativo
11	area non vegetativa

Tabella A3.3 - Classificazione dei tipi idrologici di suolo secondo il metodo SCS-CN.

Tipo idrologico di suolo	Descrizione
A	Scarsa potenzialità di deflusso. Comprende sabbie profonde con scarsissimo limo e argilla; anche ghiaie profonde, molto permeabili.
B	Potenzialità di deflusso moderatamente bassa. Comprende la maggior parte dei suoli sabbiosi meno profondi che nel gruppo A, ma il gruppo nel suo insieme mantiene alte capacità di infiltrazione anche a saturazione.
C	Potenzialità di deflusso moderatamente alta. Comprende suoli sottili e suoli contenenti considerevoli quantità di argilla e colloidali, anche se meno che nel gruppo D. Il gruppo ha scarsa capacità di infiltrazione a saturazione.
D	Potenzialità di deflusso molto alta. Comprende la maggior parte delle argille con alta capacità di rigonfiamento, ma anche suoli sottili con orizzonti pressochè impermeabili in vicinanza delle superfici.

Tabella A3.4 - Valori caratteristici del parametro CN_{II} nelle zone urbanizzate. I valori sono determinati incrociando il *tipo idrologico di suolo* (cfr. Tabella A3.3) con la *tipologia di uso del territorio*. L'ultima colonna a destra indica la numerazione di corrispondenza tra classe GIS e tipologia di uso del suolo secondo la classificazione SCS-CN.

Valori del parametro CN (adimensionale)	←Tipo idrologico Suolo→				↓ Tipologia di Uso del Territorio	classe
	A	B	C	D		
Terreni coltivati, in presenza di pratiche di conservazione del suolo*	62*	71*	78*	81*		1
Terreni coltivati, in assenza di pratiche di conservazione del suolo*	72*	81*	88*	91*		2
Terreno da pascolo in buone condizioni	39	61	74	80		3
Terreno da pascolo in cattive condizioni	69	79	86	89		4
Prati	≤30*	58*	71*	78*		5
Boschi, in presenza di copertura rada e senza sottobosco*	45*	66*	77*	83*		6
Boschi e foreste, in presenza di copertura fitta e con sottobosco*	25*	55*	70*	77*		7
Spazi aperti con manto erboso superiore al 75% dell'area	39	61	74	80		8
Spazi aperti con manto erboso compreso tra il 50 ed il 75% dell'area	49	69	79	84		9
Spazi aperti con manto erboso inferiore al 50% dell'area	68	79	86	89		10
Zone industriali (area impermeabile 72%)	81	88	91	93		11
Zone commerciali e industriali (area impermeabile 85%)	89	92	94	95		12
Zone residenziali, lotti fino a 500 m ² (area impermeabile 65%)	77	85	90	92		13
Zone residenziali, lotti di 500÷1000 m ² (area impermeabile 38%)	61	75	83	87		14
Zone residenziali, lotti di 1000÷1500 m ² (area impermeabile 30%)	57	72	81	86		15
Zone residenziali, lotti di 1500÷2000 m ² (area impermeabile 25%)	54	70	80	85		16
Zone residenziali, lotti di 2000÷5000 m ² (area impermeabile 20%)	51	68	79	84		17
Zone residenziali, lotti di 5000÷10000 m ² (area impermeabile 12%)	46	65	77	82		18
Parcheggi, tetti, autostrade	98	98	98	98		19
Strade pavimentate o asfaltate, dotate di drenaggio	98	98	98	98		20
Strade con letto in ghiaia	76	85	89	91		21
Strade battute in terra	72	82	87	89		22

* per i diversi tipi di copertura vegetale e coltivazione v. Tabelle A3.5-6-7.

Tabella A3.5 - Valori caratteristici del parametro CN_{II} per le zone rurali, ottenuti incrociando il *tipo idrologico di suolo* con l'uso agricolo del suolo in base alla *tipologia di coltivazione*.

Valori del parametro CN	←Tipo Idrologico Suolo →				class e
↓ Tipologia di Coltivazione	A	B	C	D	
Maggese nudo o arato <i>a ritocchino</i>	77	86	91	94	40
Maggese residuo (almeno il 5%) in cattive condizioni*	76	85	90	93	411
Maggese residuo (almeno il 5%) in buone condizioni*	74	83	88	90	412
Filari** <i>a ritocchino</i> in cattive condizioni*	72	81	88	91	421
Filari** <i>a ritocchino</i> in buone condizioni*	67	78	85	89	422
Filari** <i>per traverso</i> in cattive condizioni*	70	79	84	88	431
Filari** <i>per traverso</i> in buone condizioni*	65	75	82	86	432
Filari** <i>per traverso e terrazzati</i> in cattive condizioni*	66	74	80	82	441
Filari** <i>per traverso e terrazzati</i> in buone condizioni*	62	71	78	81	442
Cereali*** <i>a ritocchino</i> in cattive condizioni*	65	76	84	88	451
Cereali*** <i>a ritocchino</i> in buone condizioni*	63	75	83	87	452
Cereali*** <i>per traverso</i> in cattive condizioni*	63	74	82	85	461
Cereali*** <i>per traverso</i> in buone condizioni*	61	73	81	84	462
Cereali*** <i>per traverso e terrazzati</i> in cattive condizioni*	61	72	79	82	471
Cereali*** <i>per traverso e terrazzati</i> in buone condizioni*	59	70	78	81	472
Leguminose o prato a rotazione <i>a ritocchino</i> in cattive condizioni*	66	77	85	89	481
Leguminose o prato a rotazione <i>a ritocchino</i> in buone condizioni*	58	72	81	85	482
Leguminose o prato a rotazione <i>per traverso</i> in cattive condizioni*	64	75	83	85	491
Leguminose o prato a rotazione <i>per traverso</i> in buone condizioni*	55	69	78	83	492
Leguminose o prato a rotazione <i>per traverso e terrazzato</i> , in cattive condizioni*	63	73	80	83	501
Leguminose o prato a rotazione <i>per traverso e terrazzato</i> , in buone condizioni*	51	67	76	80	502

*condizioni dettate da: *a*) densità del manto vegetale, *b*) durata annuale della copertura, *c*) tipologia di rotazione, *d*) percentuale di copertura del terreno, *e*) grado di rugosità della superficie.

**mais, vigneti, arboreti.

***grano, sorgo.

Tabella A3.6 - Valori caratteristici del parametro CN_{II} per le zone rurali (umide), ottenuti incrociando il *tipo idrologico di suolo* con le caratteristiche di *copertura vegetale*.

Valori del parametro CN	←Tipo Idrologico Suolo →				classe
↓ Copertura vegetale	A	B	C	D	
Zone Umide					
Pascolo in cattive condizioni ¹	68	79	86	89	601
Pascolo in discrete condizioni ¹	49	69	79	84	602
Pascolo in buone condizioni ¹	39	61	74	80	603
Pascolo per traverso in cattive condizioni ¹	47	67	81	88	611
Pascolo per traverso in discrete condizioni ¹	25	59	75	83	612
Pascolo per traverso in buone condizioni ¹	6	35	70	79	613
Prato protetto dal pascolo e soggetto a fienagione	≤30	58	71	78	62
Sterpaglia in cattive condizioni ²	48	67	77	83	631
Sterpaglia in discrete condizioni ²	35	56	70	77	632
Sterpaglia in buone condizioni ²	30	48	65	73	633
Combinazione di bosco (50%) e prato (50%), ad es. frutteto , in cattive condizioni ²	57	73	82	86	641
Combinazione di bosco (50%) e prato (50%), ad es. frutteto , in discrete condizioni ²	43	65	76	82	642
Combinazione di bosco (50%) e prato (50%), ad es. frutteto , in buone condizioni ²	32	58	72	79	643
Bosco in cattive condizioni ³	45	66	77	83	651
Bosco in discrete condizioni ³	36	60	73	79	652
Bosco in buone condizioni ³	25	55	70	77	653

¹cattive condizioni: copertura inferiore al 50% e elevato sfruttamento; discrete condizioni: copertura tra il 50 e il 75% e modesto sfruttamento; buone condizioni: copertura superiore al 75% e sfruttamento saltuario.

²cattive/discrete/buone condizioni: copertura inferiore al 50%, tra il 50 e il 75%, superiore al 75%.

³cattive condizioni: sottobosco soggetto a sfruttamento e distruzione per via degli incendi; discrete condizioni: sottobosco soggetto a sfruttamento, ma al riparo dagli incendi; buone condizioni: sottobosco protetto.

Tabella A3.7 - Valori caratteristici del parametro CN_{II} per le zone rurali (aride e semiaride), ottenuti incrociando il *tipo idrologico di suolo* con le caratteristiche di *copertura vegetale*.

Valori del parametro CN	←Tipo Idrologico Suolo →				classe
↓ Copertura vegetale	A	B	C	D	
Zone Aride e Semiaride					
Manto erboso in cattive condizioni ⁴	69*	80	87	93	801
Manto erboso in discrete condizioni ⁴	50*	71	81	89	802
Manto erboso in buone condizioni ⁴	40*	62	74	85	803
Macchia boschiva ⁵ in cattive condizioni ⁴	57*	66	74	79	811
Macchia boschiva ⁵ in discrete condizioni ⁴	34*	48	57	63	812
Macchia boschiva ⁵ in buone condizioni ⁴	19*	30	41	48	813
Cespugli ⁶ in cattive condizioni ⁴ ,	65*	75	85	89	821
Cespugli ⁶ in discrete condizioni ⁴ ,	41*	58	73	80	822
Cespugli ⁶ in buone condizioni ⁴ ,	26*	41	61	71	823
Macchia arbustiva ⁷ in cattive condizioni ⁴	58*	67	80	85	831
Macchia arbustiva ⁷ in discrete condizioni ⁴	36*	51	63	70	832
Macchia arbustiva ⁷ in buone condizioni ⁴	22*	35	47	55	833
Vegetazione desertica ⁸ in cattive condizioni ⁴	63	77	85	88	841
Vegetazione desertica ⁸ in discrete condizioni ⁴	55	72	81	86	842
Vegetazione desertica ⁸ in buone condizioni ⁴	49	68	79	84	843

⁴cattive condizioni: copertura inferiore al 30%; discrete condizioni: copertura tra il 30 e il 70%; buone condizioni: copertura superiore al 70%.

⁵per esempio, boschi nativi misti (rovere, castagno, pioppo, acero, pino marittimo, lauro, ecc.).

⁶per esempio, cespugli nativi misti (ginepro, rosmarino, ginestra, ecc.).

⁷per esempio, arbusti nativi misti (artemisia tridentata, salvia, ecc.).

⁸per esempio, agave, fico d'india, ecc.

*per analogia con le classi 8,9,10.

Tabella A3.8 - Criterio di corrispondenza tra classificazione del bacino del Bisagno in base al metodo SCS-CN.

Litologia		Uso del suolo	
<i>Bisagno</i>	<i>SCS-CN</i>	<i>Bisagno</i>	<i>SCS-CN</i>
0	A	0	0
1	D	1	19
2	B	2	12
3	C	3	20
4	B	4	811
5	B	5	831
6	B	6	802
7	D	7	502
8	C	8	442
9	A	9	441
10	B	10	501
-	-	11	10

Elenco delle Figure

Figura 2.1 - Curva inviluppo delle portate di piena per i bacini della Liguria (I. CATI, “L’evento alluvionale del 7-8 Ottobre 1970 sui bacini dei torrenti Leiro, Polcevera e Bisagno”, Annali Idrologici, Parte Seconda, Servizio Idrografico del Ministero dei Lavori Pubblici, 1970).

Figura 2.2 - Variabilità spaziale delle stime di portata in corrispondenza di nubifragi a frequenza assegnata proposte dalla REGIONE LIGURIA, Commissione Scientifica Regionale per lo Studio della Difesa del Suolo, “Piano di Bacino del Torrente Bisagno, Metodologia di redazione e finalità”, Genova, Dicembre 1980.

Figura 2.3 - “Gumbel plot” delle stime di portata del torrente Bisagno alla foce, valutate in corrispondenza di nubifragi a frequenza assegnata e proposte dalla REGIONE LIGURIA, Commissione Scientifica Regionale per lo Studio della Difesa del Suolo, “Piano di Bacino del Torrente Bisagno, Metodologia di redazione e finalità”, Genova, Dicembre 1980.

Figura 2.4 - Distribuzione di probabilità delle portate al colmo simulate alla foce del torrente Bisagno (serie di durata parziale) nel periodo 1958-1971 (dati rielaborati da: E. CARONI, P. LA BARBERA & P.P. RISSO, “Esempio di studio sulle precipitazioni massime probabili per la determinazione delle portate temibili nei piccoli bacini”, Atti Seminario “La Pianificazione di Bacino”, a cura di E. Marchi e F. Siccardi, Genova, Luglio, 1979).

Figura 2.5 - Previsioni di piena ad assegnato periodo di ritorno derivate dalla serie di durata parziale simulata alla foce del torrente Bisagno nel periodo 1958-1971.

Figura 2.6 - “Gumbel plot” della curva di crescita delle portate di piena per i bacini della Liguria tirrenica: confronto tra modello *GEV* e modello *TCEV* (A. BRATH, C. DE MICHELE, G. GALEATI & R. ROSSO, “Una metodologia per l’identificazione di regioni omogenee nel regime di piena”, *L’Acqua*, in stampa, 1996).

Figura 2.7 - Relazione tra portata massima temibile e periodo di ritorno nel torrente alla stazione idrometrica di La Presa. Curva di crescita *GEV* regionale particolarizzata con una portata indice pari alla media campionaria dei massimi annuali rilevati nella stazione.

Figura 3.1 - Variabilità dei momenti campionari con l’area sottesa nei bacini liguri con foce al litorale tirrenico (da: ROSSO, R., A. BRATH, P. BURLANDO, DE MICHELE & M. MANCINI, “Invarianza di scala del regime di piena”, *L’Acqua*, no.5, pp.15-23, 1996).

Figura 3.2 - Variabilità dei momenti pesati in probabilità, β_k , con l’area sottesa nei bacini liguri con foce al litorale tirrenico (da: R. ROSSO, C. DE MICHELE & P. LA BARBERA, “Statistical Self-Similarity in Regionalization of Flood Frequency and Hazard”, Proc. Workshop on *Scale Problems in Hydrology*, Wien, Austria, June 17-20, 1996).

Figura 3.3 - Curva di crescita delle portate di piena per i bacini della Liguria tirrenica (A. BRATH, C. DE MICHELE, G. GALEATI & R. ROSSO, “Una metodologia per l’identificazione di regioni omogenee nel regime di piena. Applicazione all’Italia Nord-Occidentale”, *L’Acqua*, in stampa, 1996).

Figura 3.4 - Variabilità spaziale delle altezze di pioggia centennali per durate di 1 e 3 ore nel bacino del torrente Bisagno e confronto con i rispettivi valori di S.Ilario (da: A. DA CORTE VECCHINO & M. FIOCCHI, “La risposta di piena del torrente Bisagno: analisi degli effetti antropici sulle portate al colmo”, Tesi di Laurea in Ingegneria per l’Ambiente e il Territorio, Politecnico di Milano, 1996).

Figura 3.5 - Variabilità spaziale del picco principale del tasso orario di pioggia e dell’ora in cui transita sulla stazione pluviometrica durante i nubifragi che produssero le piene del 1953, del 1970 e del 1992 (da: A. DA CORTE VECCHINO & M. FIOCCHI, “La risposta di piena del torrente Bisagno: analisi degli effetti antropici sulle portate al colmo”, Tesi di Laurea in Ingegneria per l’Ambiente e il Territorio, Politecnico di Milano, 1996).

Figura 3.6 - Relazione tra portata massima temibile e periodo di ritorno nelle sezioni della rete idrografica del torrente Bisagno prese in esame dallo studio della REGIONE LIGURIA, Commissione Scientifica Regionale per lo Studio della Difesa del Suolo, “*Piano di Bacino del Torrente Bisagno, Metodologia di redazione e finalità*”, Genova, Dicembre, 1980. Valutazioni basate sulla curva di crescita GEV regionale con portata indice stimata per via geomorfoclimatica diretta.

Figura 3.7 - Relazione tra portata massima temibile e periodo di ritorno nelle sezioni della rete idrografica del torrente Bisagno prese in esame dallo studio della REGIONE LIGURIA, Commissione Scientifica Regionale per lo Studio della Difesa del Suolo, “*Piano di Bacino del Torrente Bisagno, Metodologia di redazione e finalità*”, Genova, Dicembre, 1980. Valutazioni basate sulla curva di crescita GEV regionale con portata indice stimata per via geomorfoclimatica indiretta.

Figura 3.8 - Confronto tra i valori di portata al colmo a frequenza assegnata, che si ottengono mediante la trasformazione dei quantili di pioggia (LSPP) e quelli che si ricavano dalla curva di crescita parametrizzata dalla portata indice, quale si ottiene trasformando il valore atteso della precipitazione massima annuale media. Sono considerati tre diverse leggi statistiche per la regolarizzazione delle piogge intense (LN2: lognormale; EV1: Gumbel; EV2: Fréchet).

Figura 3.9 - Nodi salienti della rete idrografica del torrente Bisagno, laddove sono stati stimati i valori delle portate di progetto ad assegnato periodo di ritorno riportati in Tabella 3.7 (mappa in scala ridotta al formato del testo).

Figura A3.1 - Confronto tra la valore atteso della Linea Segnalatrice di Probabilità Pluviometrica per la stazione di Genova Servizio Idrografico stimato tramite il modello scala invariante e il corrispondente valore simulato tramite modello IPM.

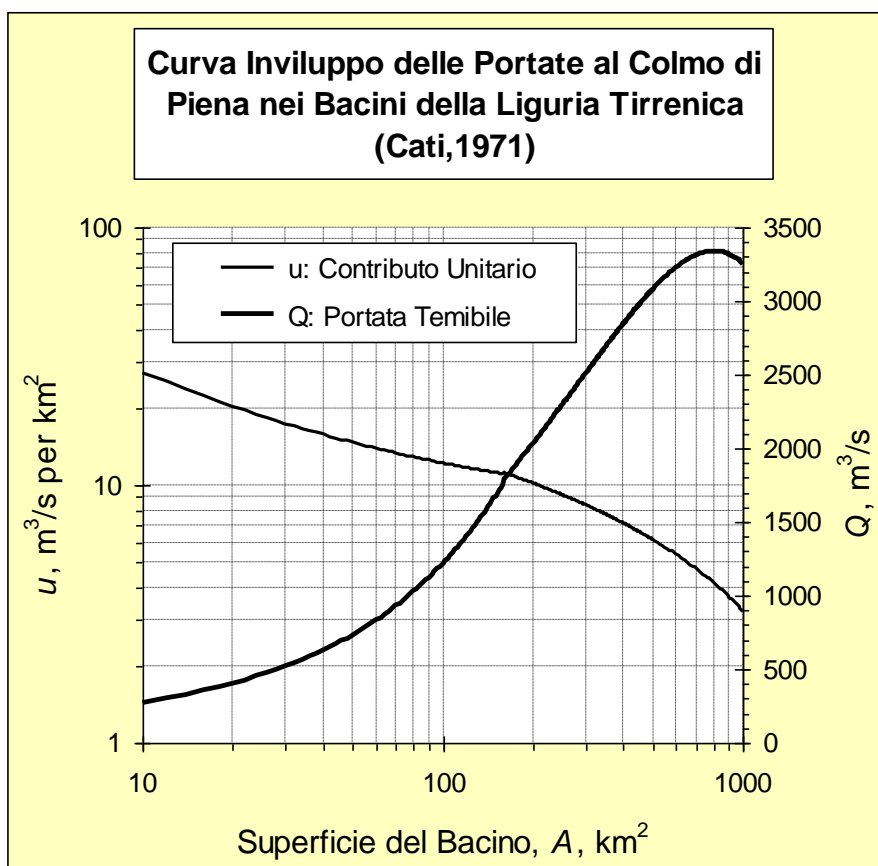


Figura 2.1 - Curva inviluppo delle portate di piena per i bacini della Liguria (I. CATI, “L’evento alluvionale del 7-8 Ottobre 1970 sui bacini dei torrenti Leiro, Polcevera e Bisagno”, Annali Idrologici, Parte Seconda, Servizio Idrografico del Ministero dei Lavori Pubblici, 1970).

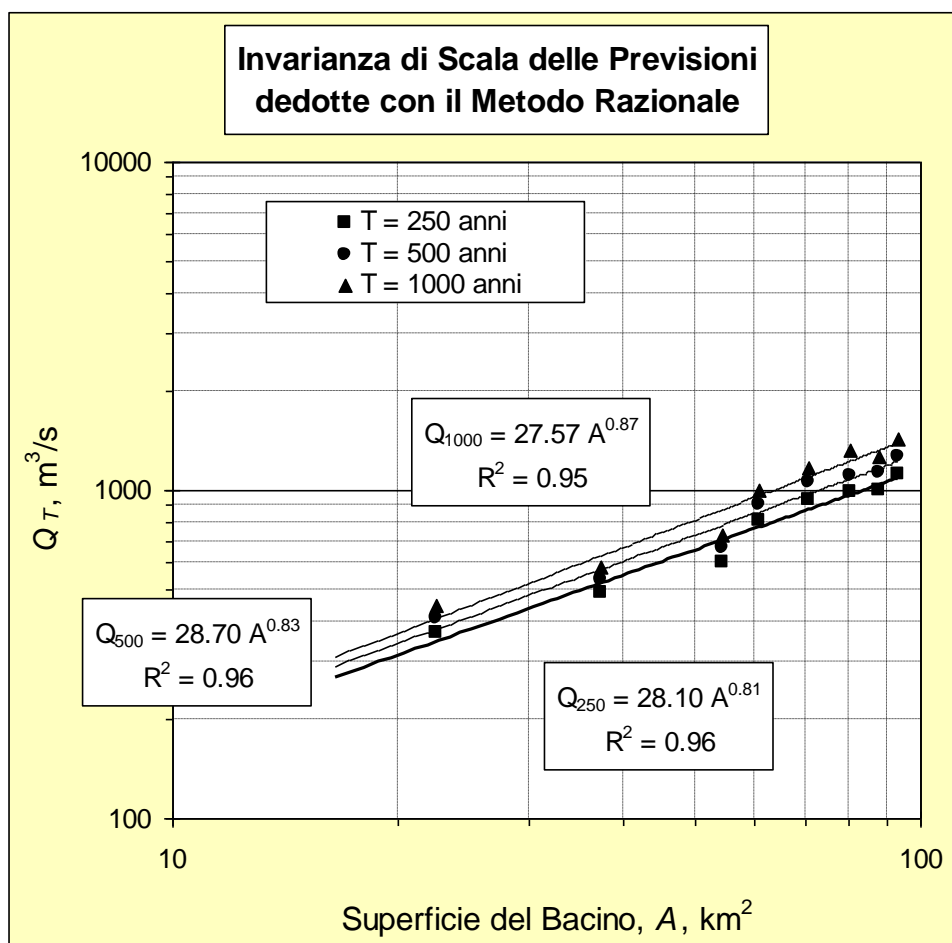


Figura 2.2 - Variabilità spaziale delle stime di portata in corrispondenza di nubifragi a frequenza assegnata proposte dalla REGIONE LIGURIA, Commissione Scientifica Regionale per lo Studio della Difesa del Suolo, “*Piano di Bacino del Torrente Bisagno, Metodologia di redazione e finalità*”, Genova, Dicembre 1980.

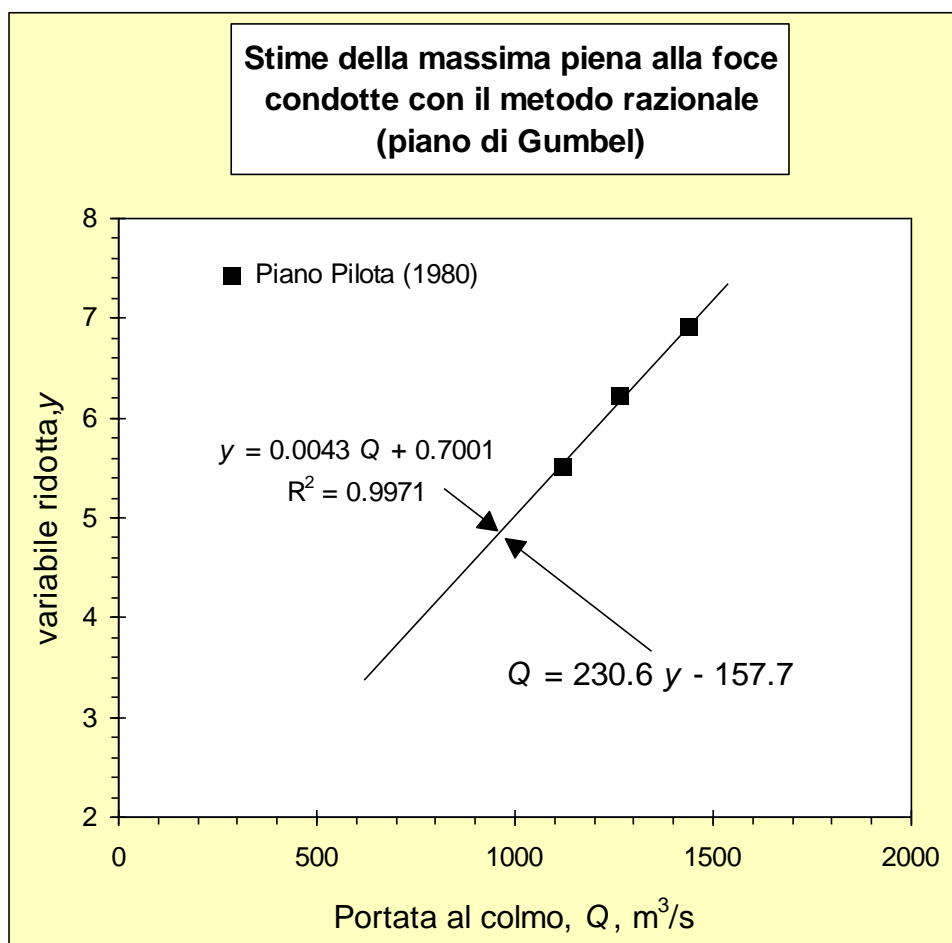


Figura 2.3 - “Gumbel plot” delle stime di portata del torrente Bisagno alla foce, valutate in corrispondenza di nubifragi a frequenza assegnata e proposte dalla REGIONE LIGURIA, Commissione Scientifica Regionale per lo Studio della Difesa del Suolo, “Piano di Bacino del Torrente Bisagno, Metodologia di redazione e finalità”, Genova, Dicembre 1980.

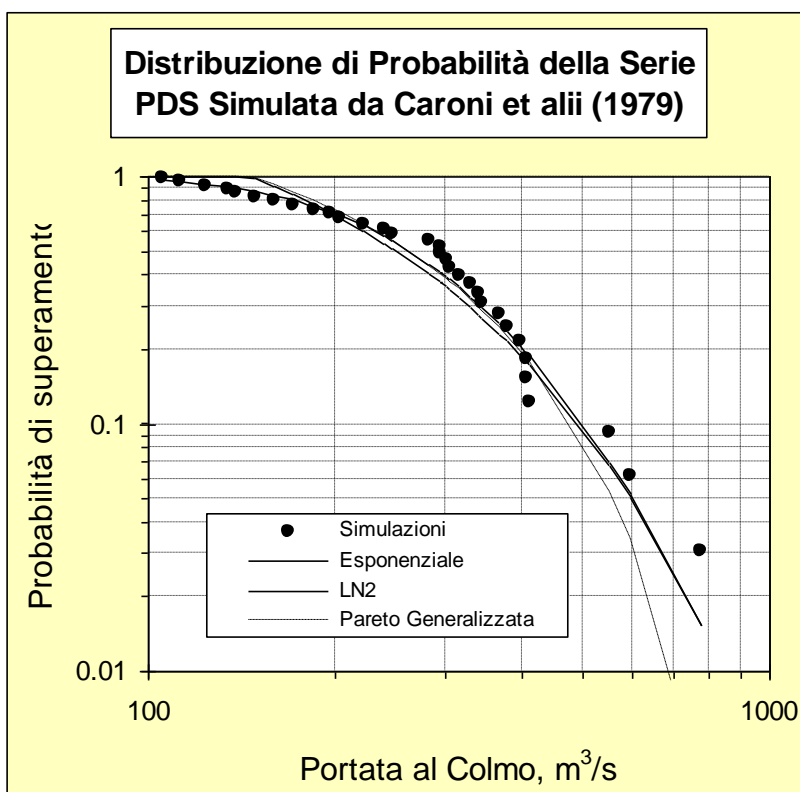


Figura 2.4 - Distribuzione di probabilità delle portate al colmo simulate alla foce del torrente Bisagno (serie di durata parziale) nel periodo 1958-1971 (dati rielaborati da: E. CARONI, P. LA BARBERA & P.P. RISSO, “Esempio di studio sulle precipitazioni massime probabili per la determinazione delle portate temibili nei piccoli bacini”, Atti Seminario “La Pianificazione di Bacino”, a cura di E. Marchi e F. Siccardi, Genova, Luglio, 1979).

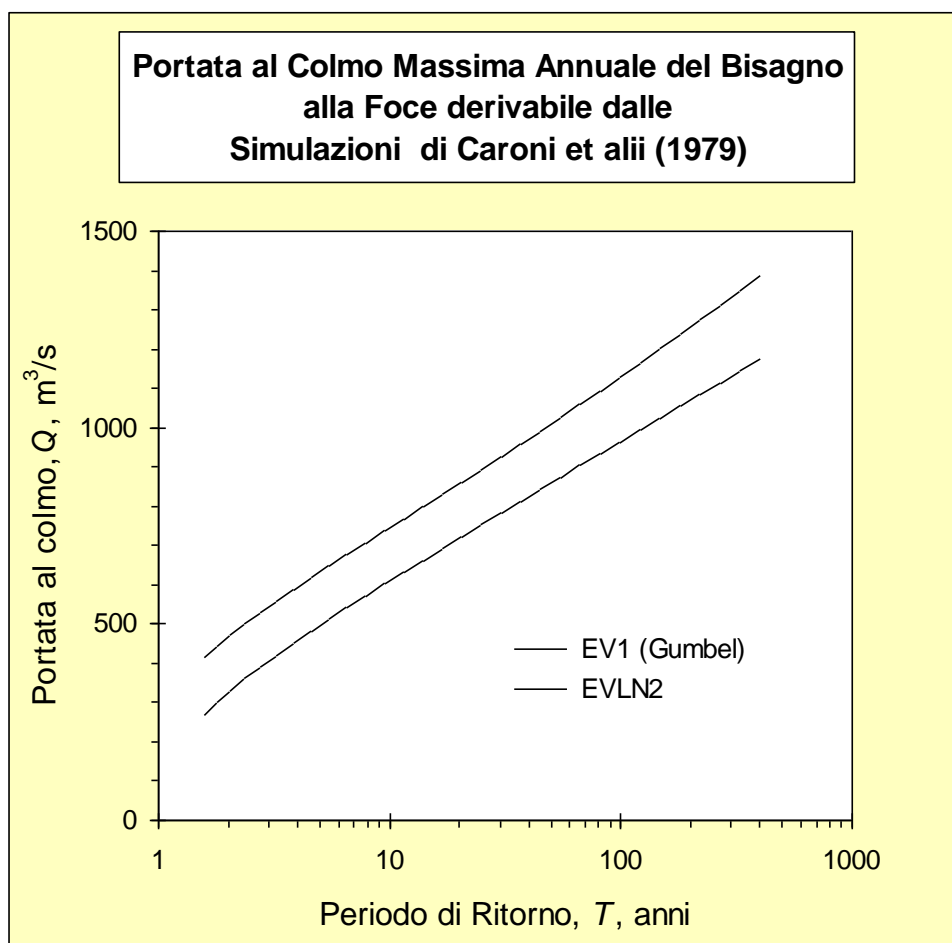


Figura 2.5 - Previsioni di piena ad assegnato periodo di ritorno derivate dalla serie di durata parziale simulata alla foce del torrente Bisagno nel periodo 1958-1971.

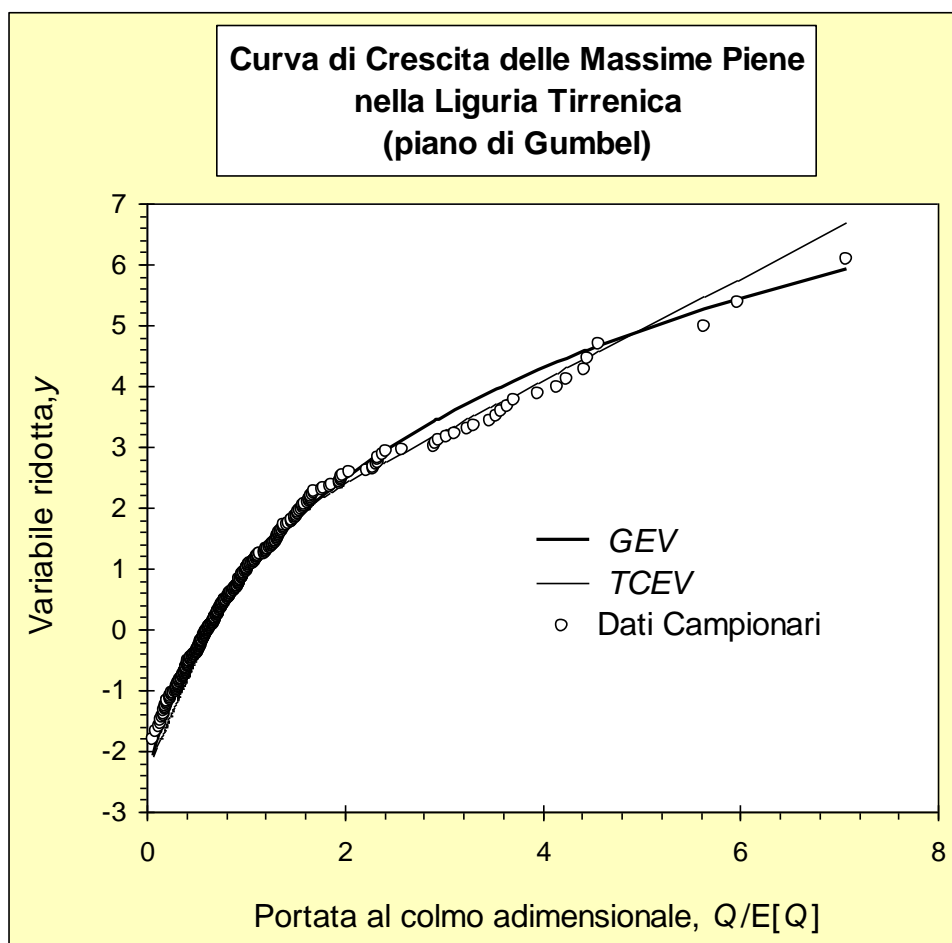


Figura 2.6 - “Gumbel plot” della curva di crescita delle portate di piena per i bacini della Liguria tirrenica: confronto tra modello *GEV* e modello *TCEV* (da: A. BRATH, C. DE MICHELE, G. GALEATI & R. ROSSO, “Una metodologia per l’identificazione di regioni omogenee nel regime di piena. Applicazione all’Italia Nord-Occidentale”, *L’Acqua*, in stampa, 1996).

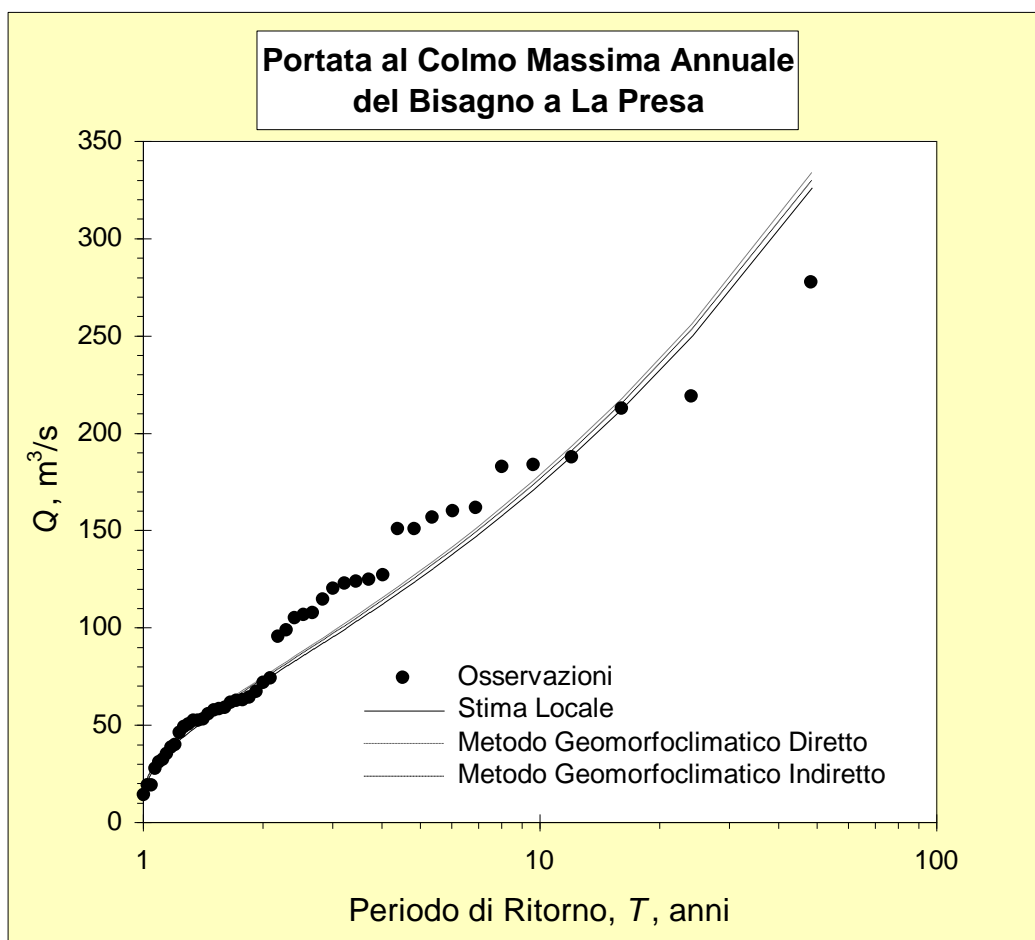


Figura 2.7 - Relazione tra portata massima temibile e periodo di ritorno nel torrente alla stazione idrometrica di La Presa. Curva di crescita *GEV* regionale particolarizzata con una portata indice pari alla media campionaria dei massimi annuali rilevati nella stazione. Confronto con la stima geomorfoclimatica diretta e indiretta della portata indice.

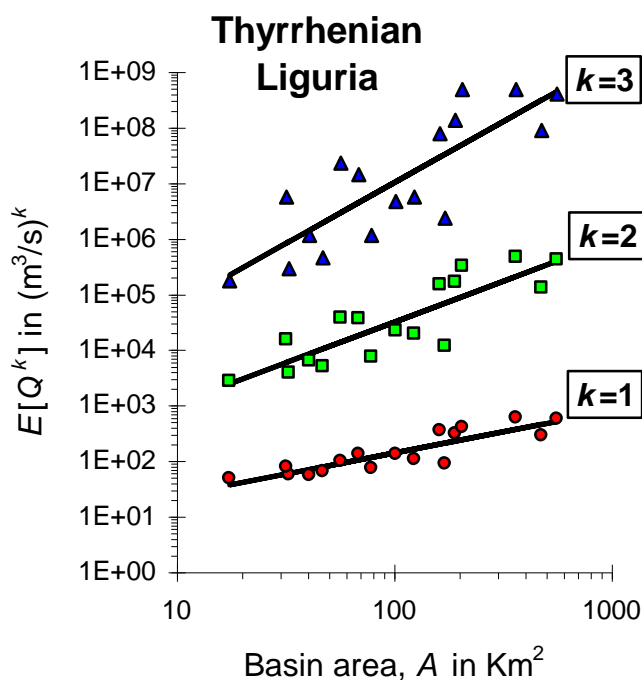


Figura 3.1 - Variabilità dei momenti campionari con l'area sottesa nei bacini liguri con foce al litorale tirrenico (da: ROSSO, R., A. BRATH, P. BURLANDO, C. DE MICHELE & M. MANCINI, "Invarianza di scala del regime di piena", *L'Acqua*, no.5, pp.15-23, 1996).

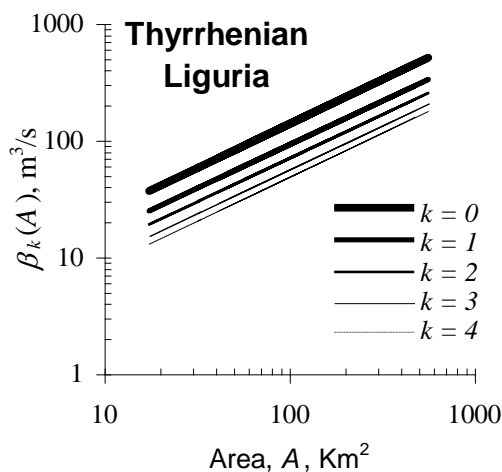


Figura 3.2 - Variabilità dei momenti pesati in probabilità, β_k , con l'area sottesa nei bacini liguri con foce al litorale tirrenico (da: R. ROSSO, C. DE MICHELE & P. LA BARBERA, "Statistical Self-Similarity in Regionalization of Flood Frequency and Hazard", Proc. Workshop on *Scale Problems in Hydrology*, Wien, Austria, June 17-20, 1996).

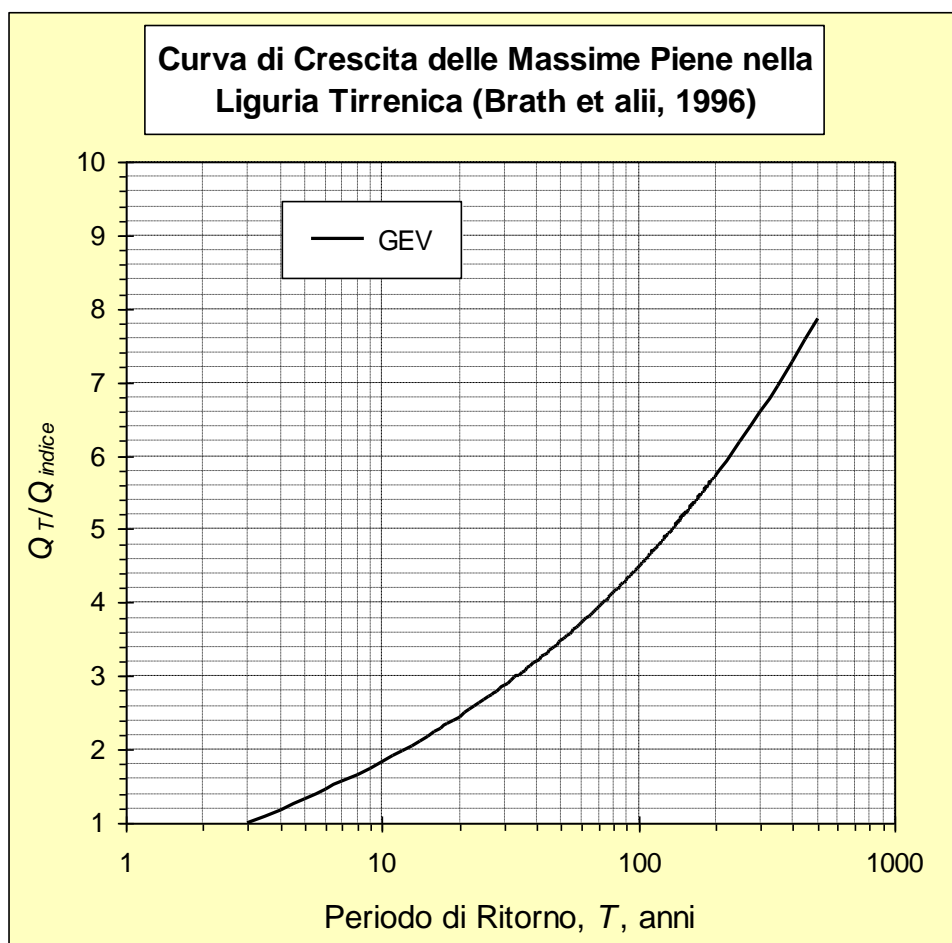


Figura 3.3 - Curva di crescita delle portate di piena per i bacini della Liguria tirrenica (A. BRATH, C. DE MICHELE, G. GALEATI & R. ROSSO, “Una metodologia per l’identificazione di regioni omogenee nel regime di piena. Applicazione all’Italia Nord-Occidentale”, *L’Acqua*, in stampa, 1996).

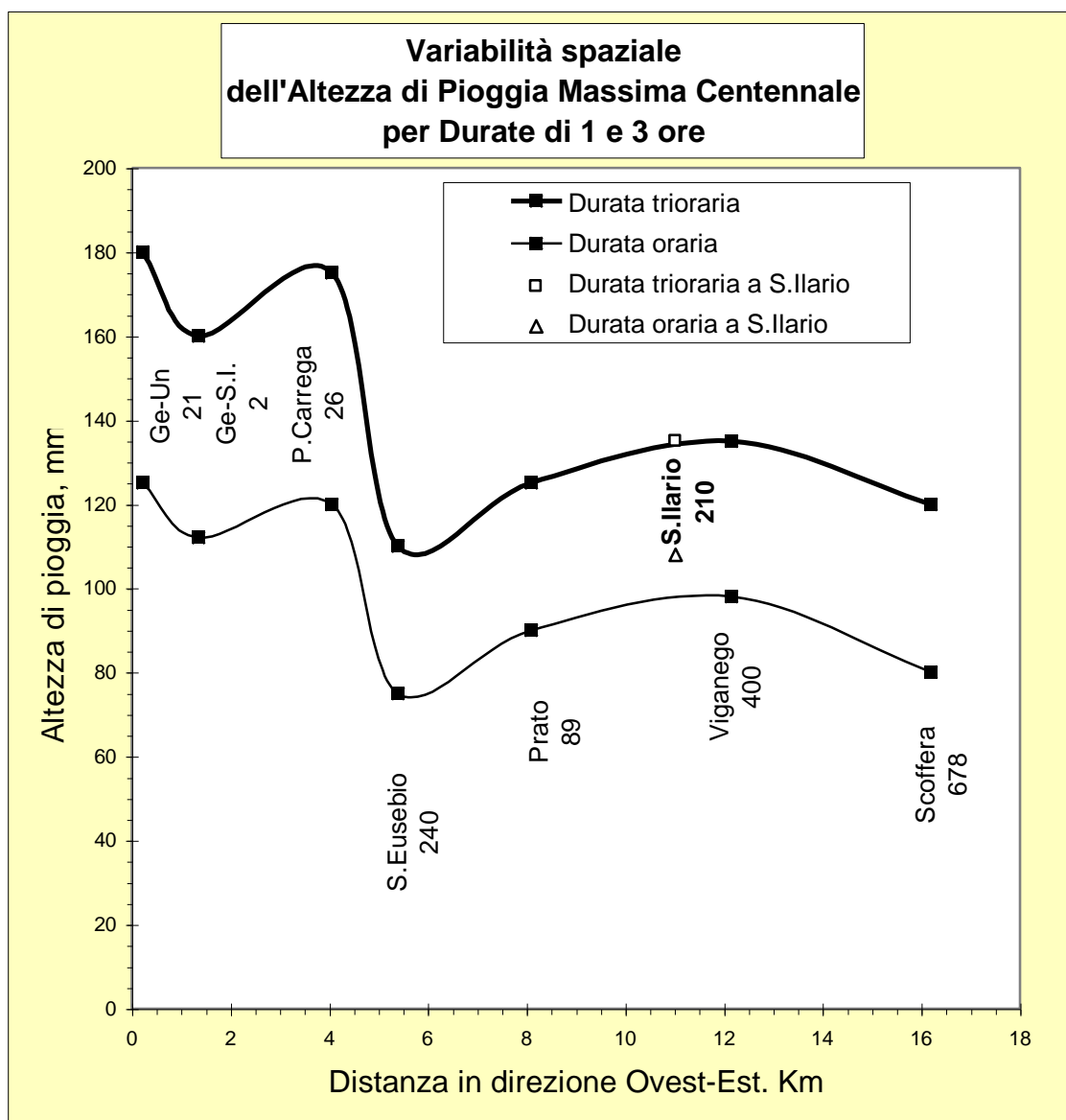


Figura 3.4 - Variabilità spaziale delle altezze di pioggia centennali per durate di 1 e 3 ore nel bacino del torrente Bisagno e confronto con i rispettivi valori di S. Ilario (da: A. DA CORTE VECCHINO & M. FIOCCHI, “La risposta di piena del torrente Bisagno: analisi degli effetti antropici sulle portate al colmo”, Tesi di Laurea in Ingegneria per l’Ambiente e il Territorio, Politecnico di Milano, 1996).

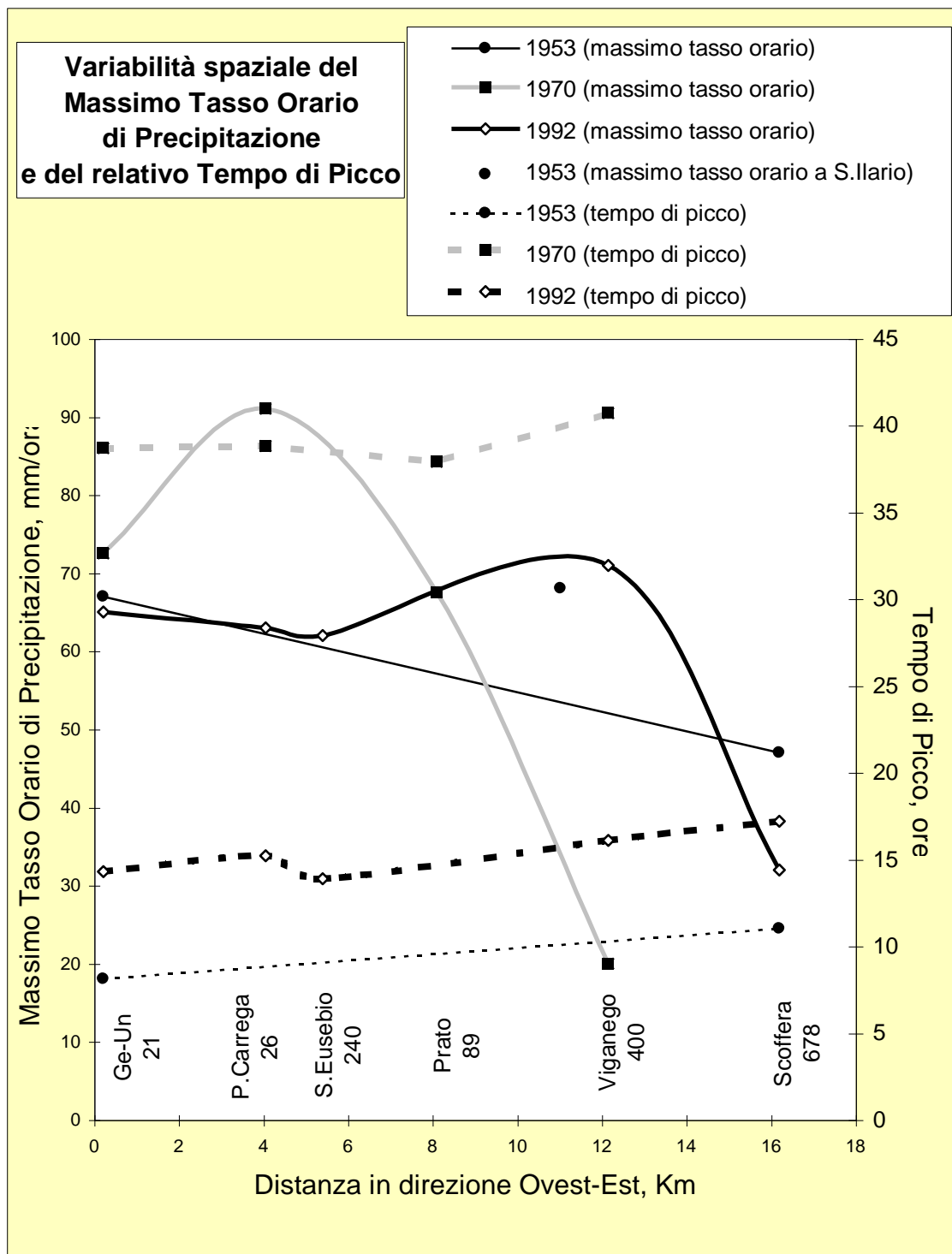


Figura 3.5 - Variabilità spaziale del picco principale del tasso orario di pioggia e dell'ora in cui transita sulla stazione pluviometrica durante i nubifragi che produssero le piene del 1953, del 1970 e del 1992 (da: A. DA CORTE VECCHINO & M. FIOCCHI, "La risposta di piena del torrente Bisagno: analisi degli effetti antropici sulle portate al colmo", Tesi di Laurea in Ingegneria per l'Ambiente e il Territorio, Politecnico di Milano, 1996).

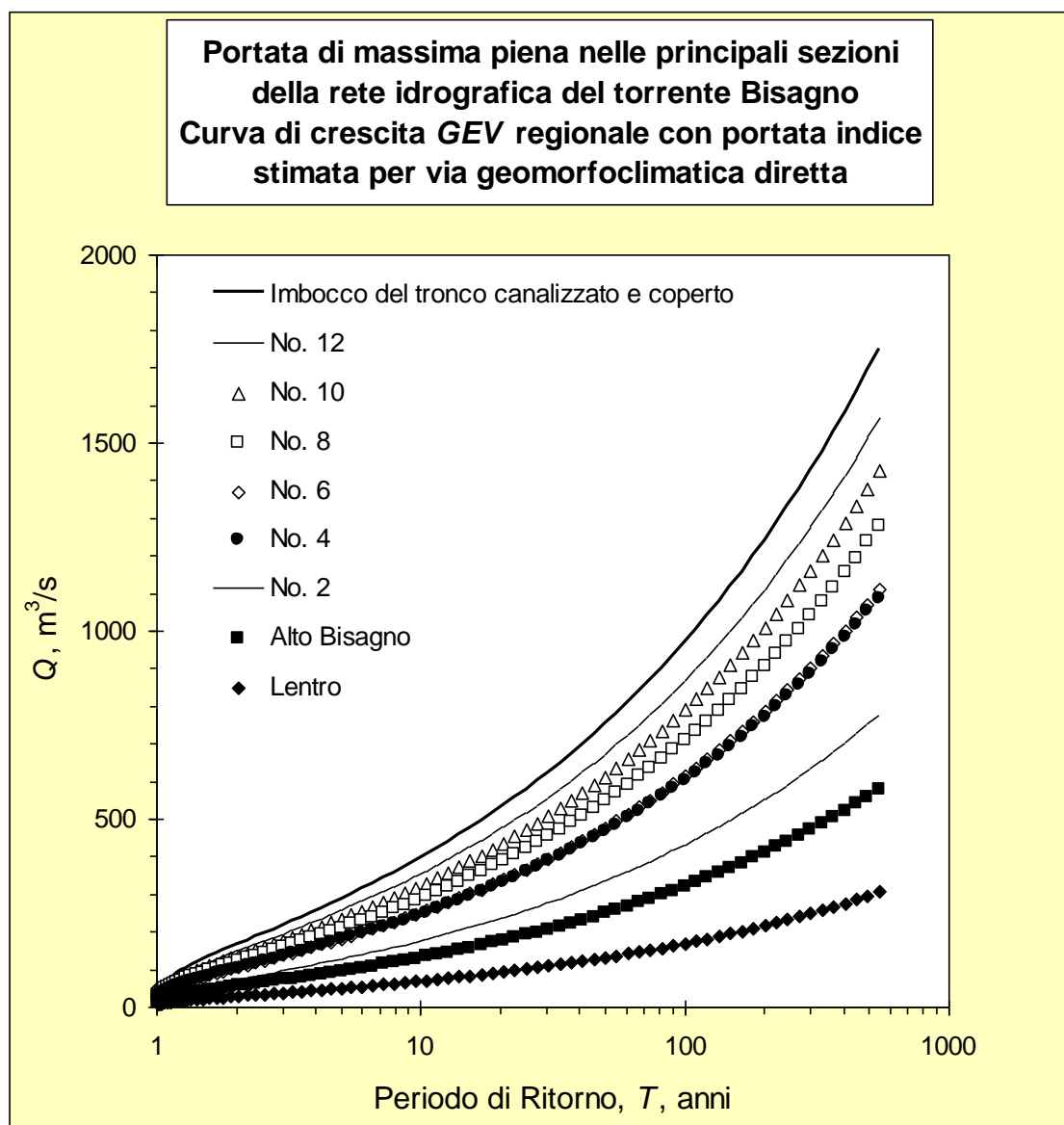


Figura 3.6 - Relazione tra portata massima temibile e periodo di ritorno nelle sezioni della rete idrografica del torrente Bisagno prese in esame dallo studio della REGIONE LIGURIA, Commissione Scientifica Regionale per lo Studio della Difesa del Suolo, “Piano di Bacino del Torrente Bisagno, Metodologia di redazione e finalità”, Genova, Dicembre, 1980. Valutazioni basate sulla curva di crescita GEV regionale con portata indice stimata per via geomorfoclimatica diretta.

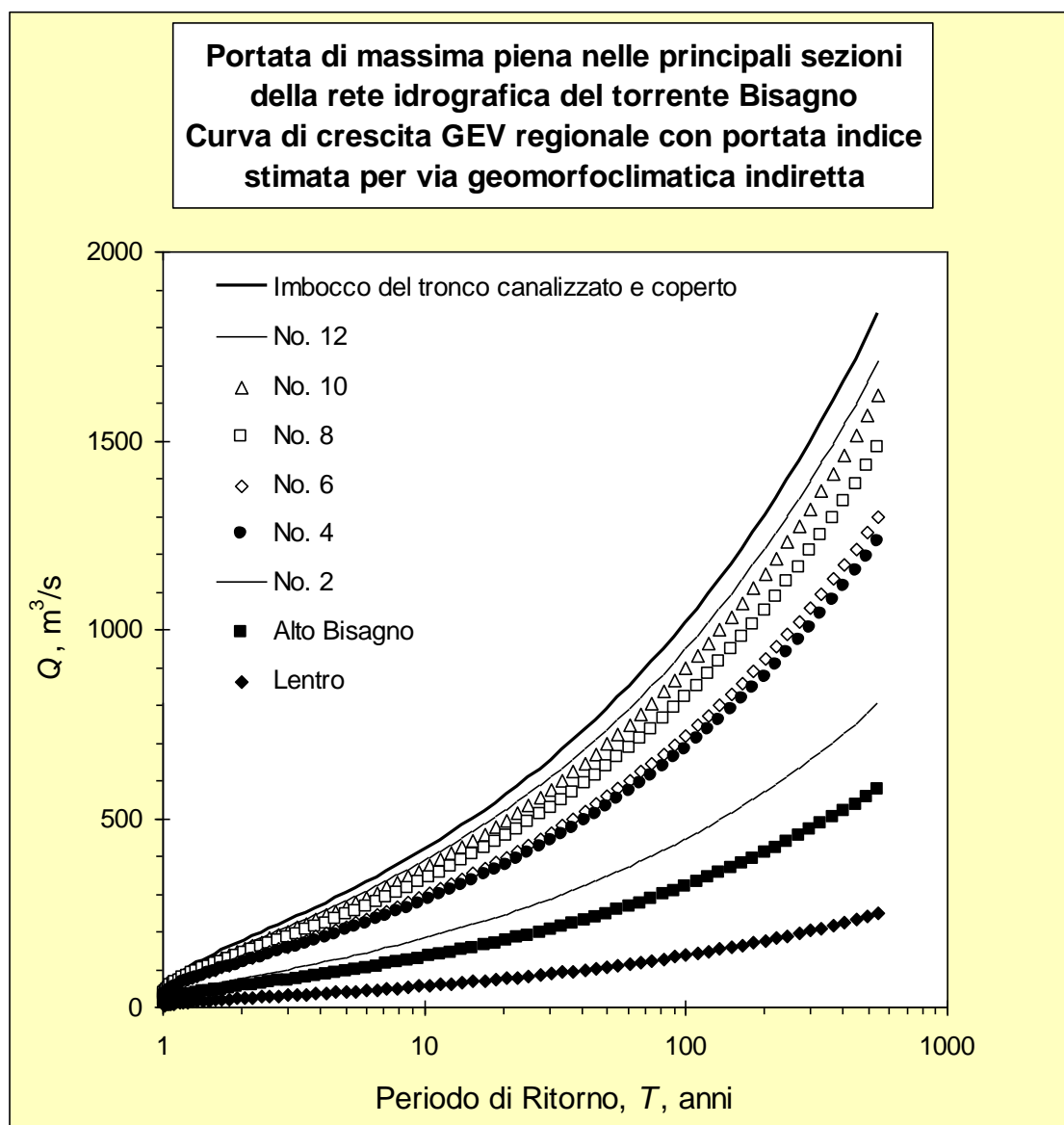


Figura 3.7 - Relazione tra portata massima temibile e periodo di ritorno nelle sezioni della rete idrografica del torrente Bisagno prese in esame dallo studio della REGIONE LIGURIA, Commissione Scientifica Regionale per lo Studio della Difesa del Suolo, “Piano di Bacino del Torrente Bisagno, Metodologia di redazione e finalità”, Genova, Dicembre, 1980. Valutazioni basate sulla curva di crescita GEV regionale con portata indice stimata per via geomorfoclimatica indiretta.

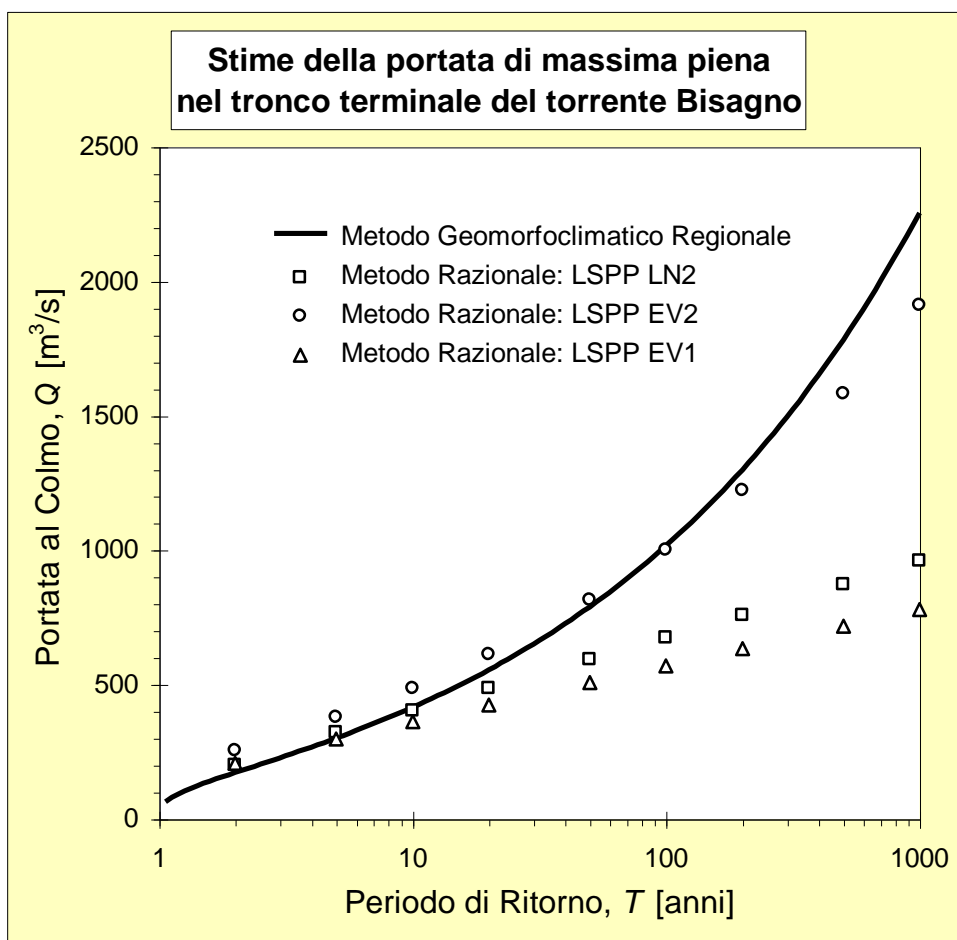


Figura 3.8 - Confronto tra i valori di portata al colmo a frequenza assegnata, che si ottengono mediante la trasformazione dei quantili di pioggia (LSPP) e quelli che si ricavano dalla curva di crescita parametrizzata dalla portata indice, quale si ottiene trasformando il valore atteso della precipitazione massima annuale media. Sono considerati tre diverse leggi statistiche per la regolarizzazione delle piogge intense (LN2: lognormale; EV1: Gumbel; EV2: Fréchet).

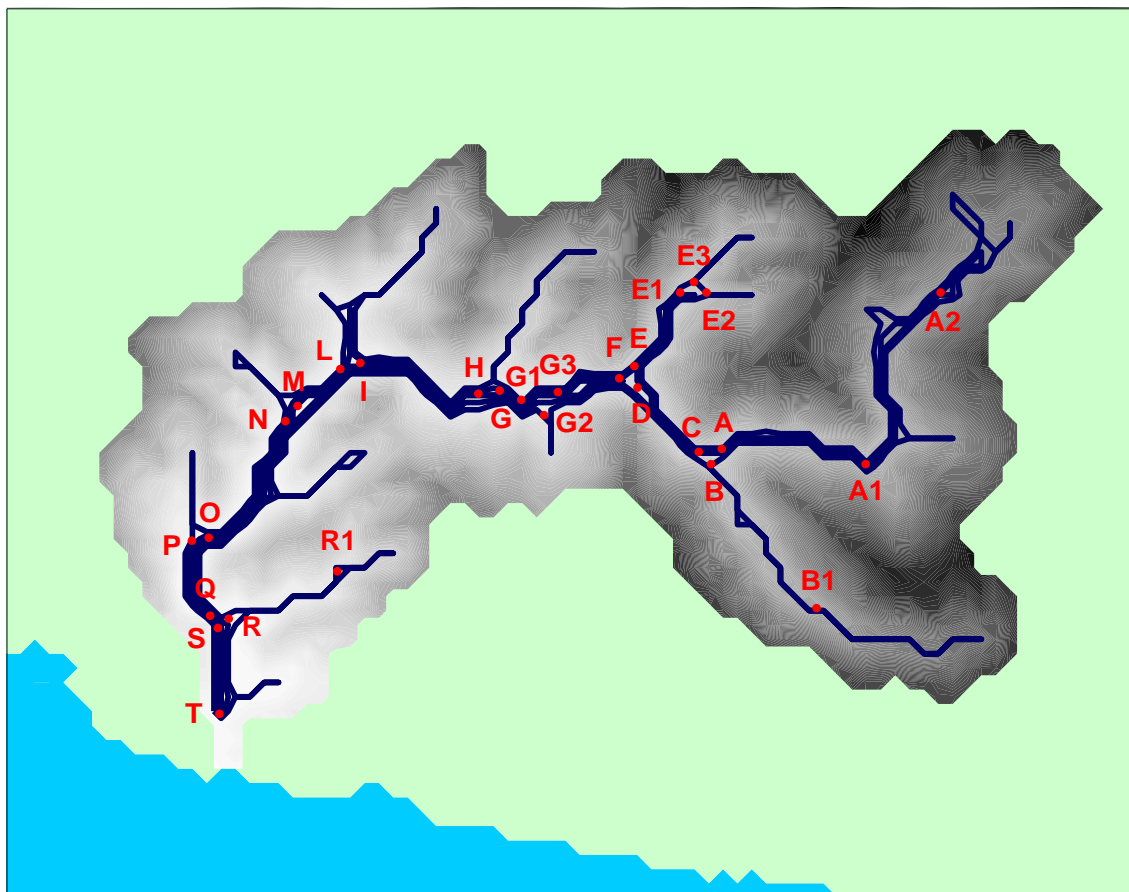


Figura 3.9 - Nodi salienti della rete idrografica del torrente Bisagno, laddove sono stati stimati i valori delle portate di progetto ad assegnato periodo di ritorno riportati in Tabella 3.7 (mappa in scala ridotta al formato del testo).

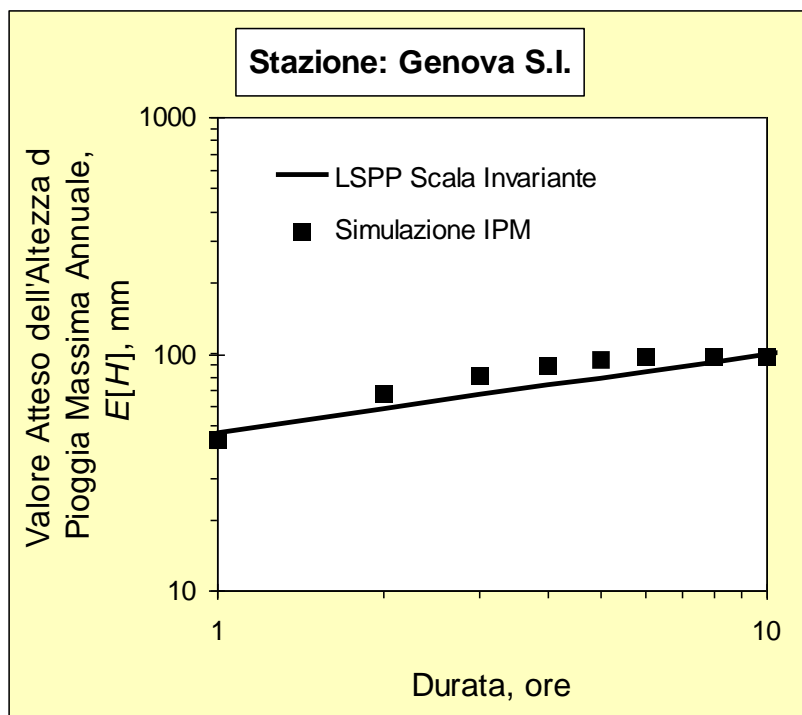
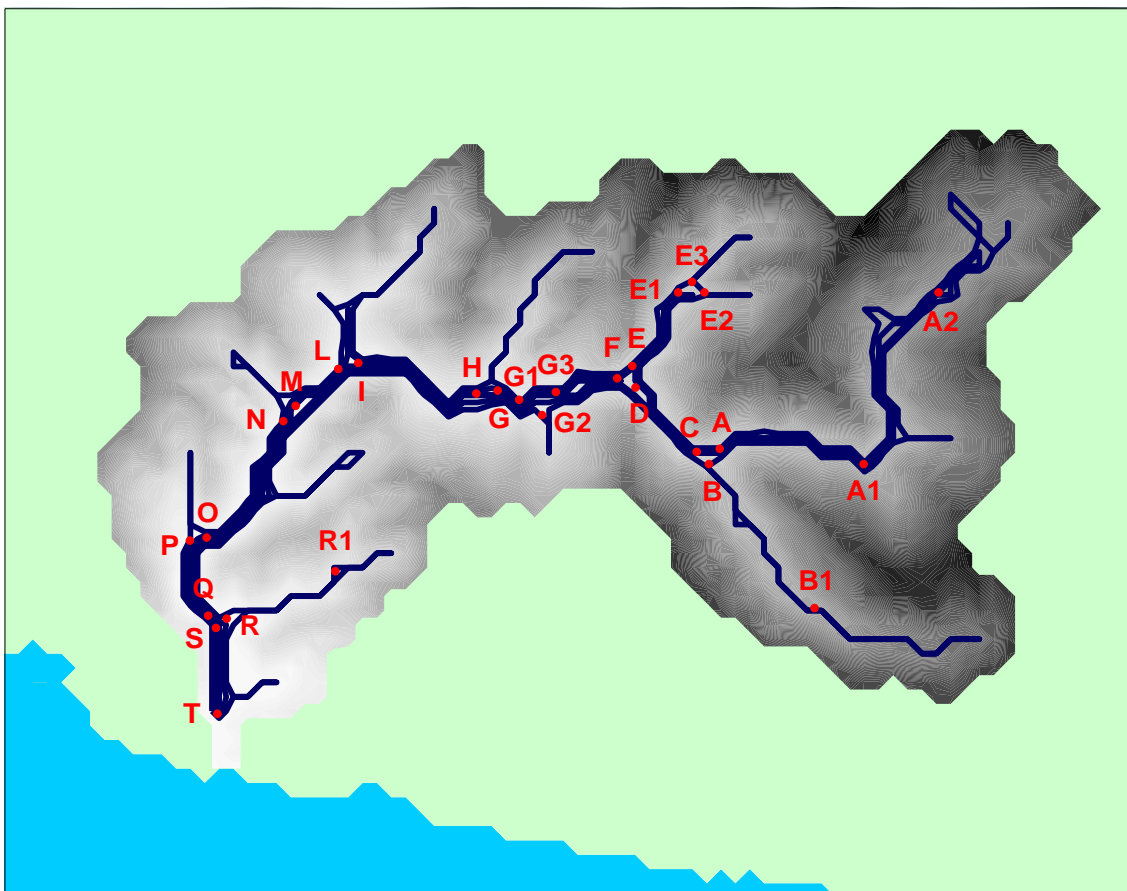
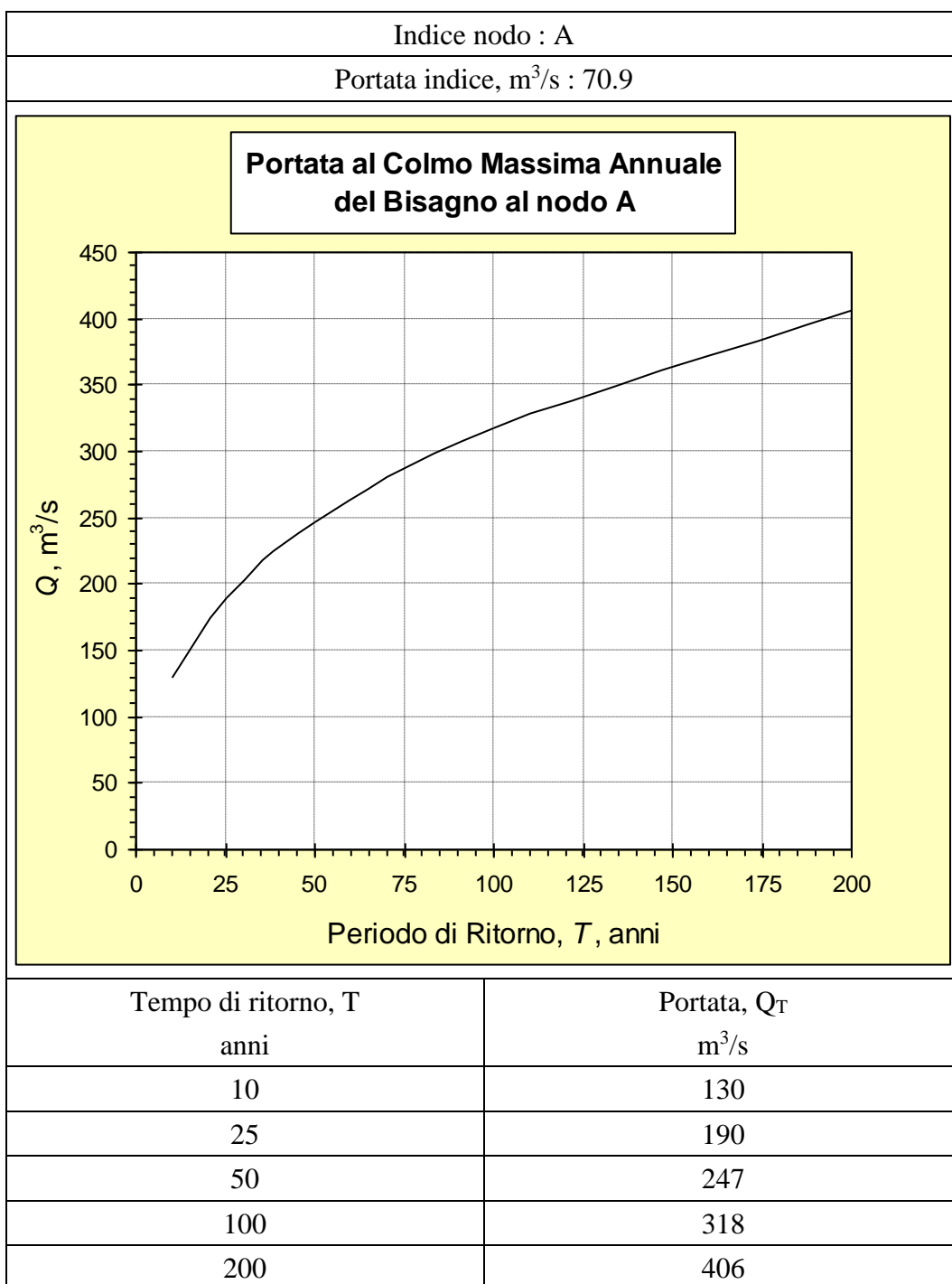


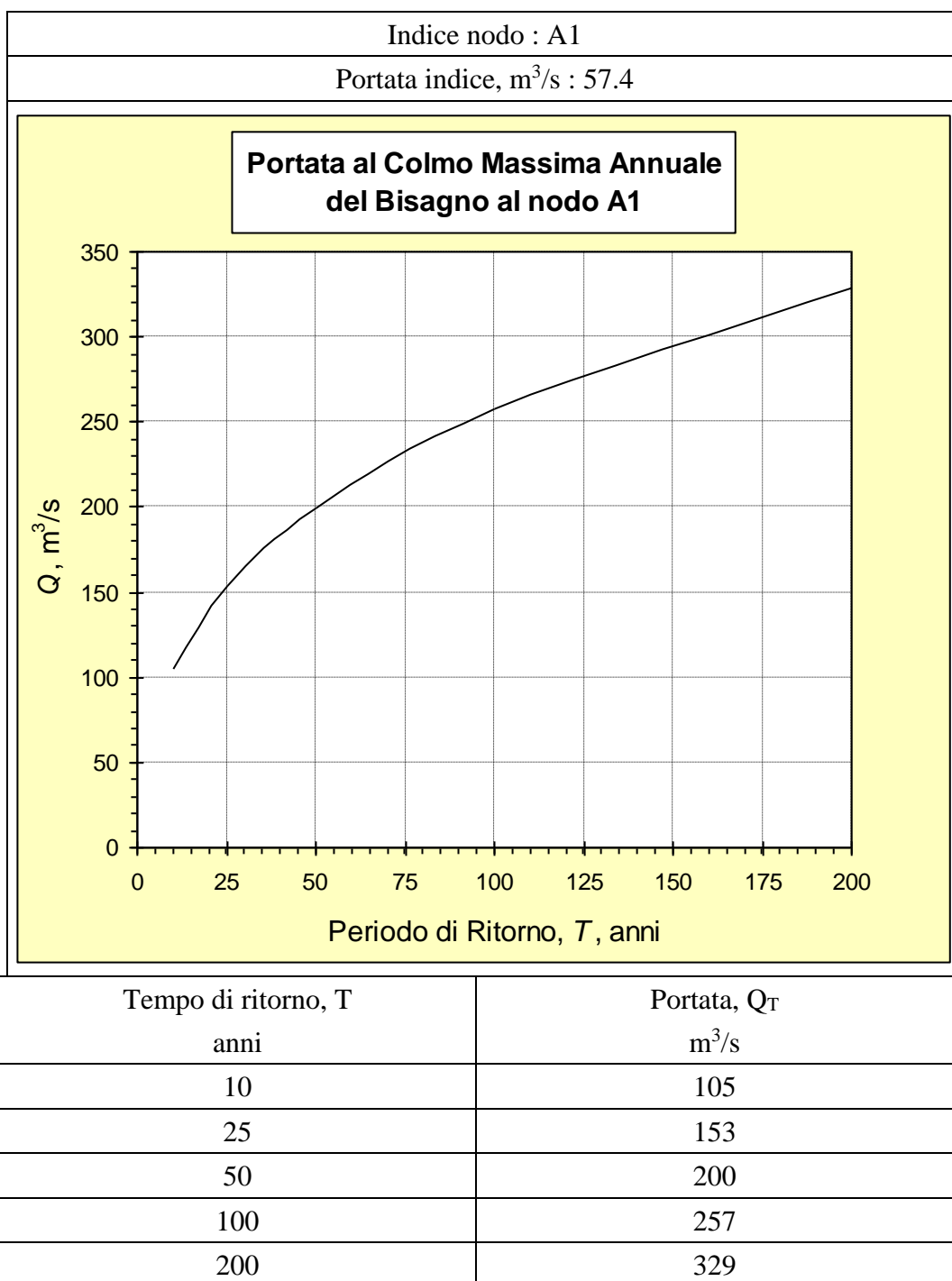
Figura A3.1 - Confronto tra la valore atteso della Linea Segnatrice di Probabilità Pluviometrica per la stazione di Genova Servizio Idrografico stimato tramite il modello scala invariante e il corrisponente valore simulato tramite modello IPM.

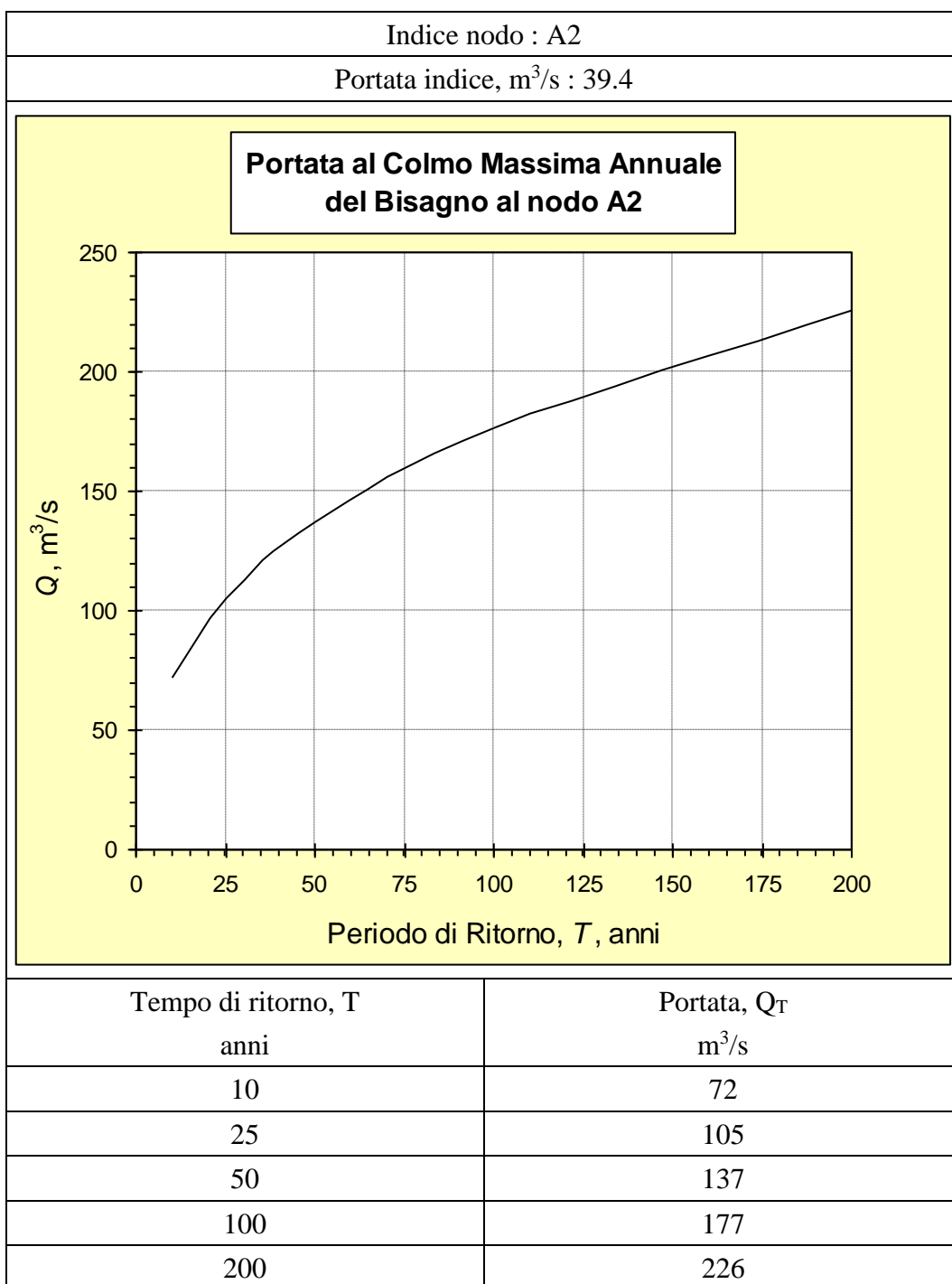
Allegato. Schede di Valutazione Relative ai Nodi Salienti

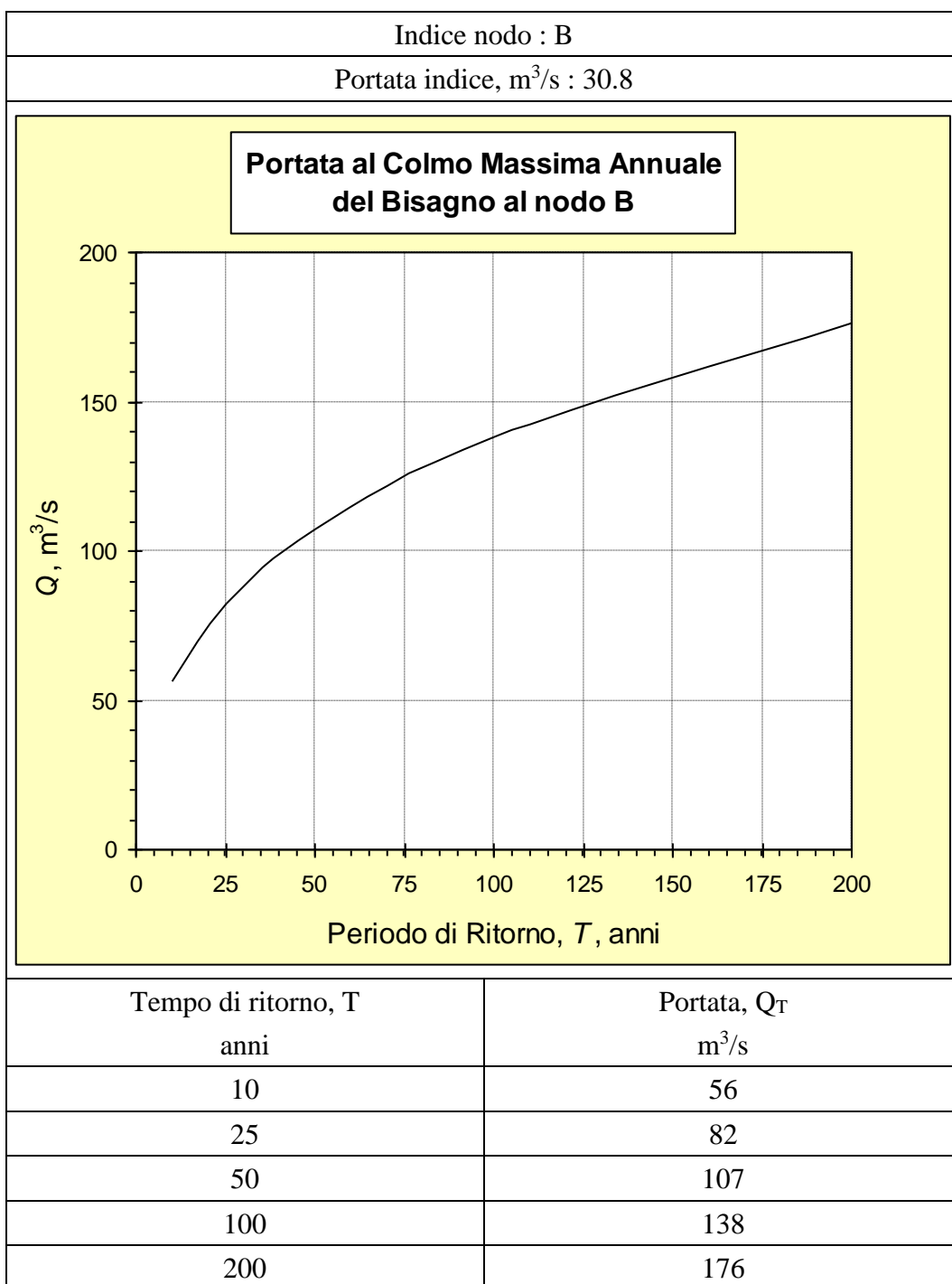


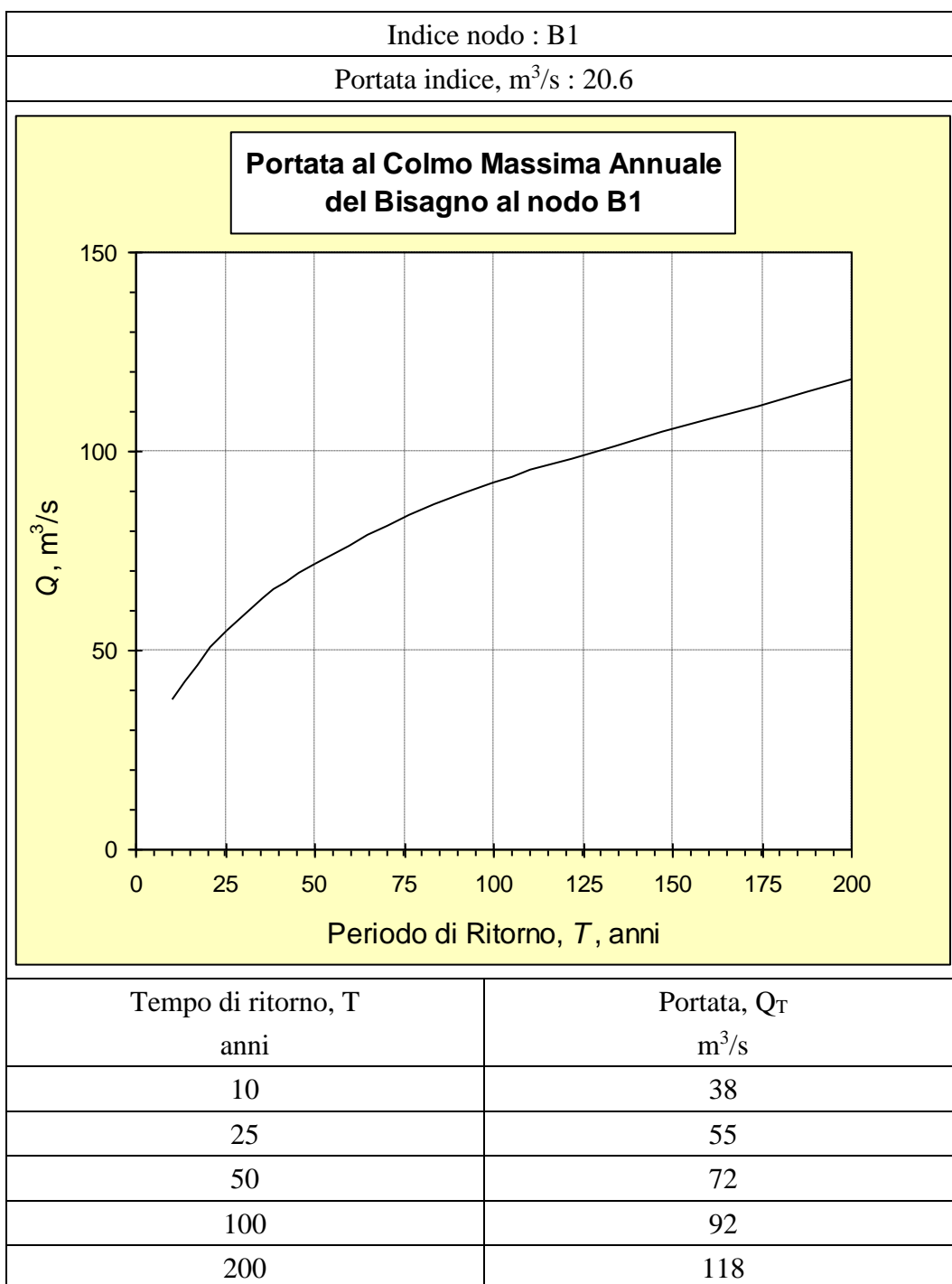
Nodi salienti della rete idrografica del torrente Bisagno, laddove sono stati stimati i valori delle portate di progetto ad assegnato periodo di ritorno riportati nelle schede allegate (mappa in scala ridotta al formato del testo).

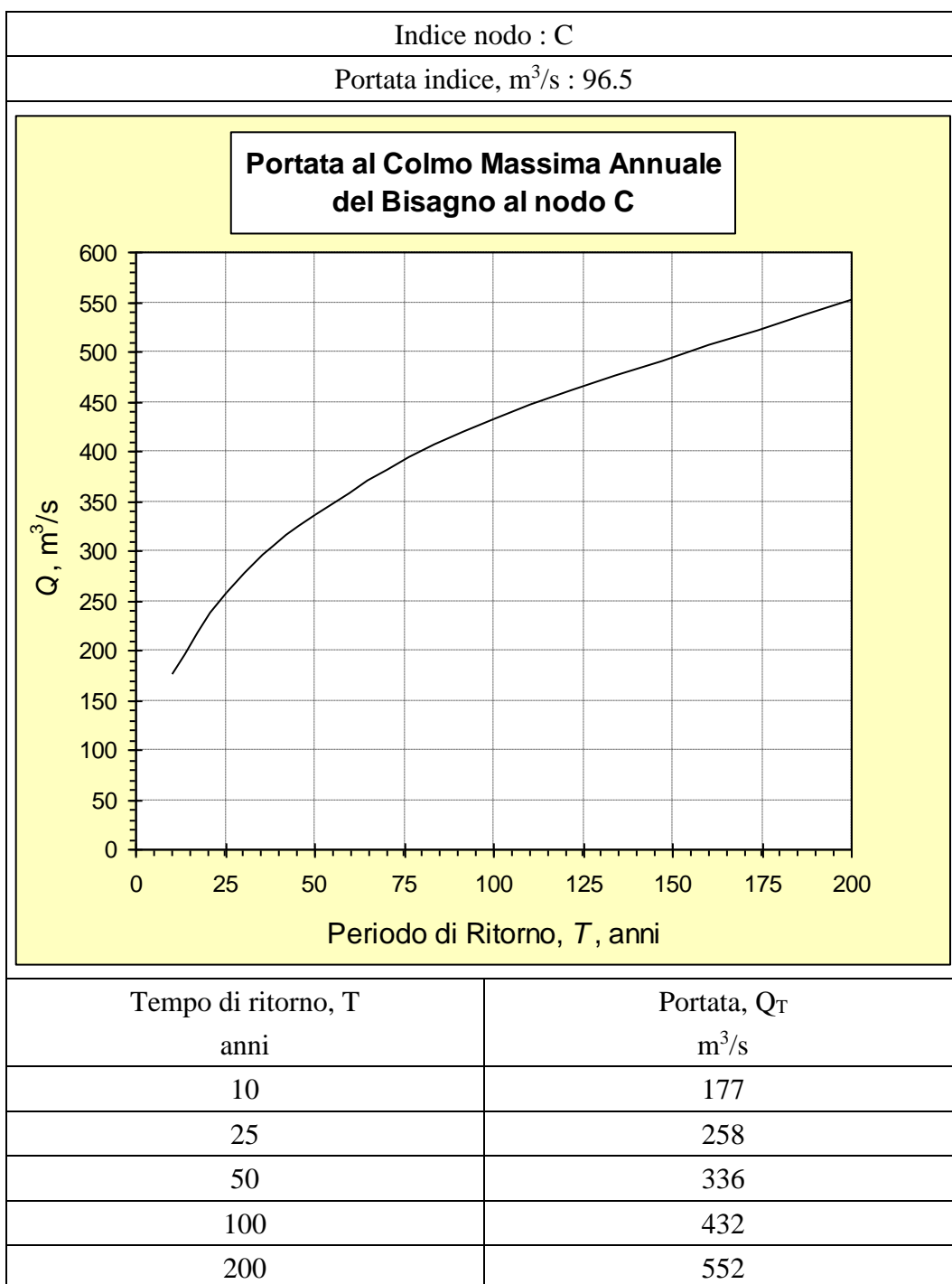


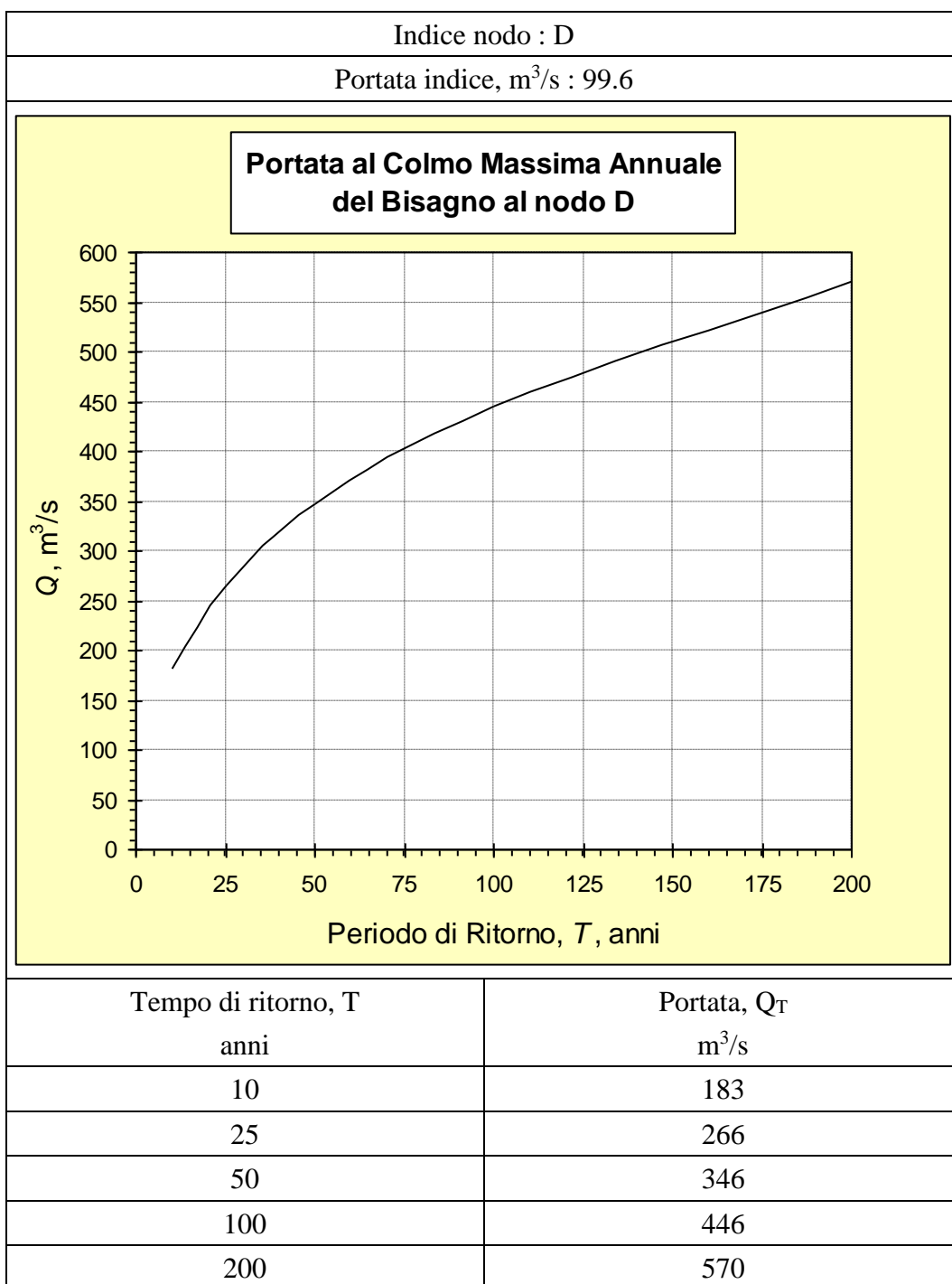


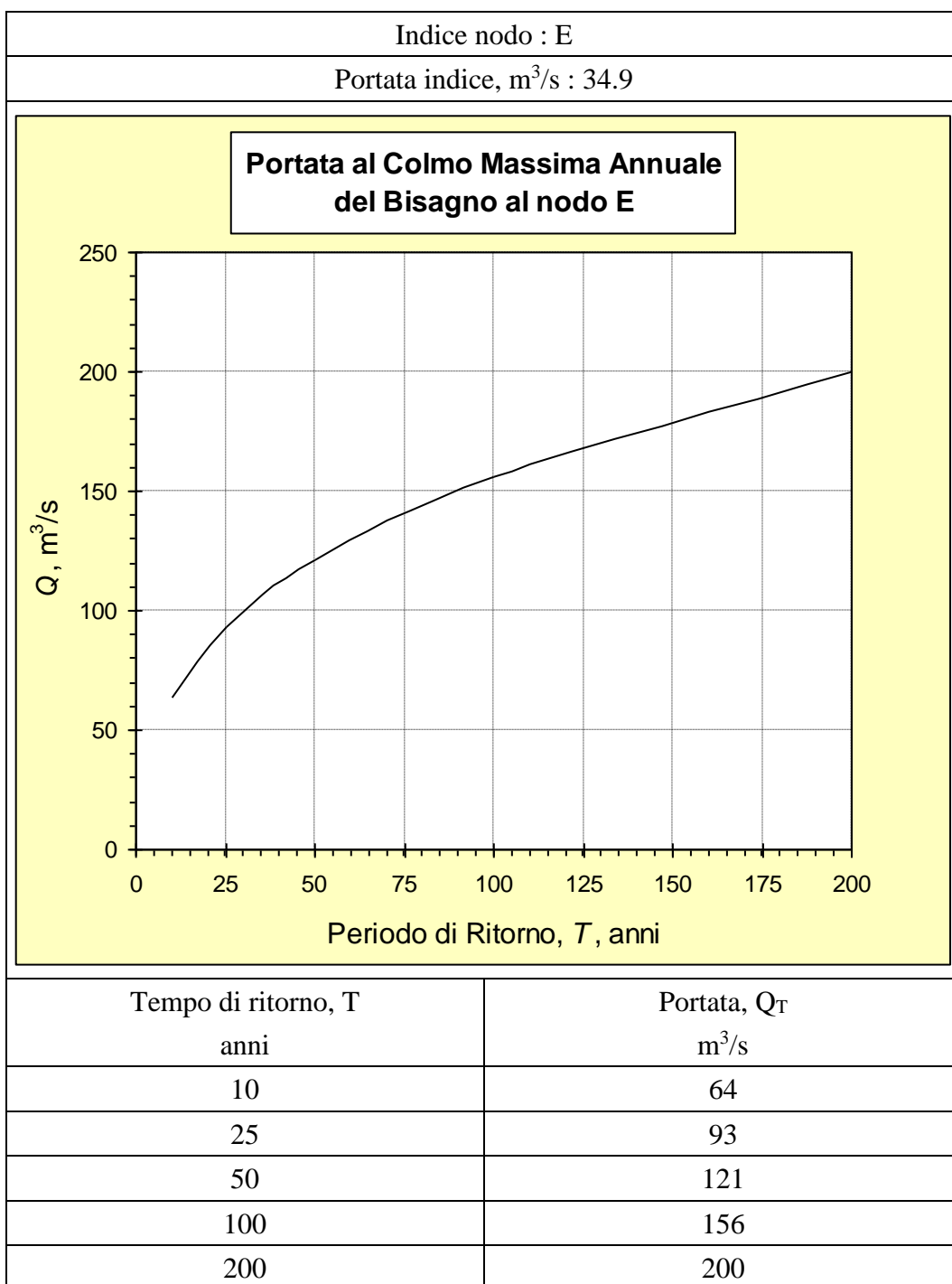


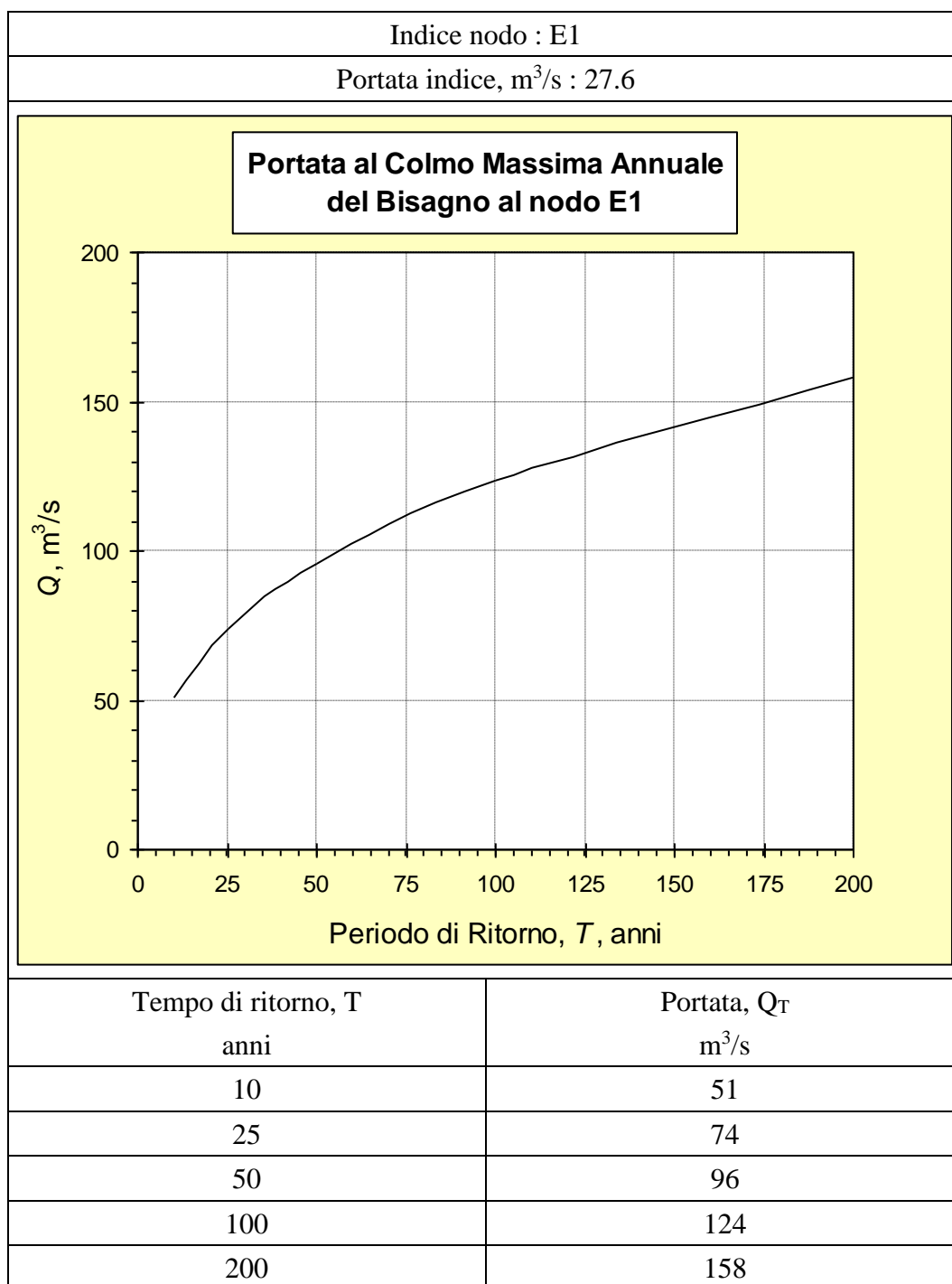


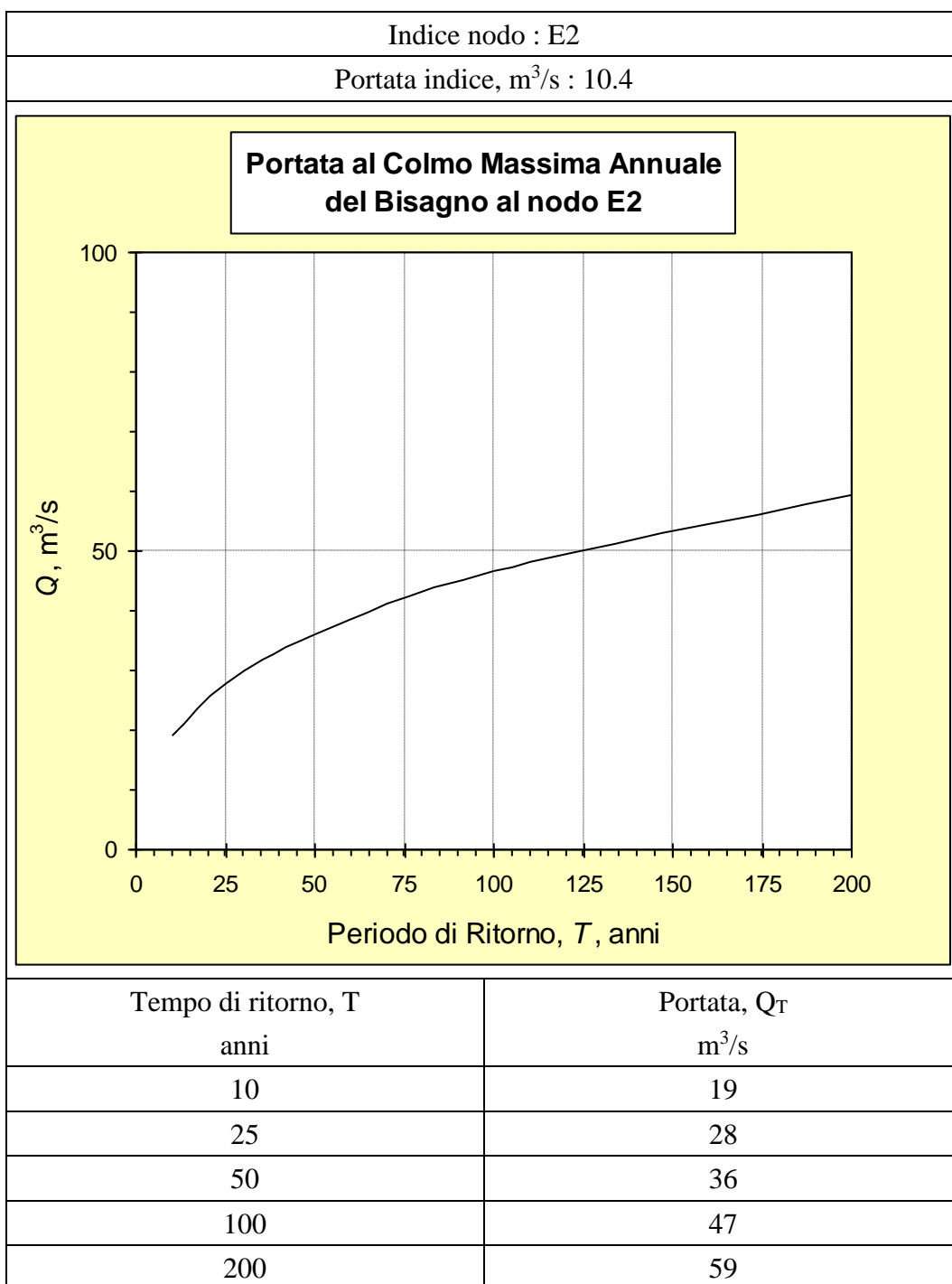


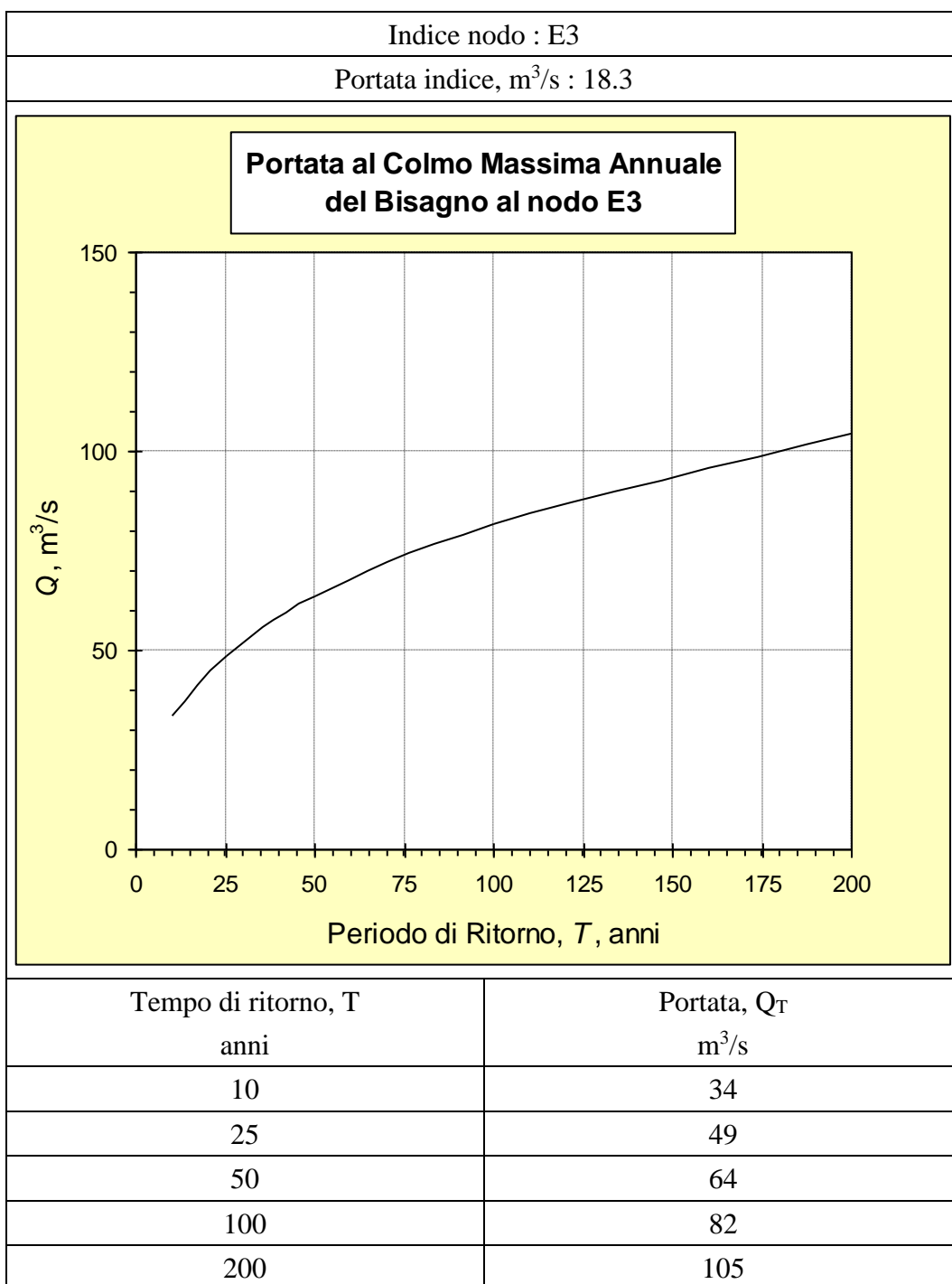


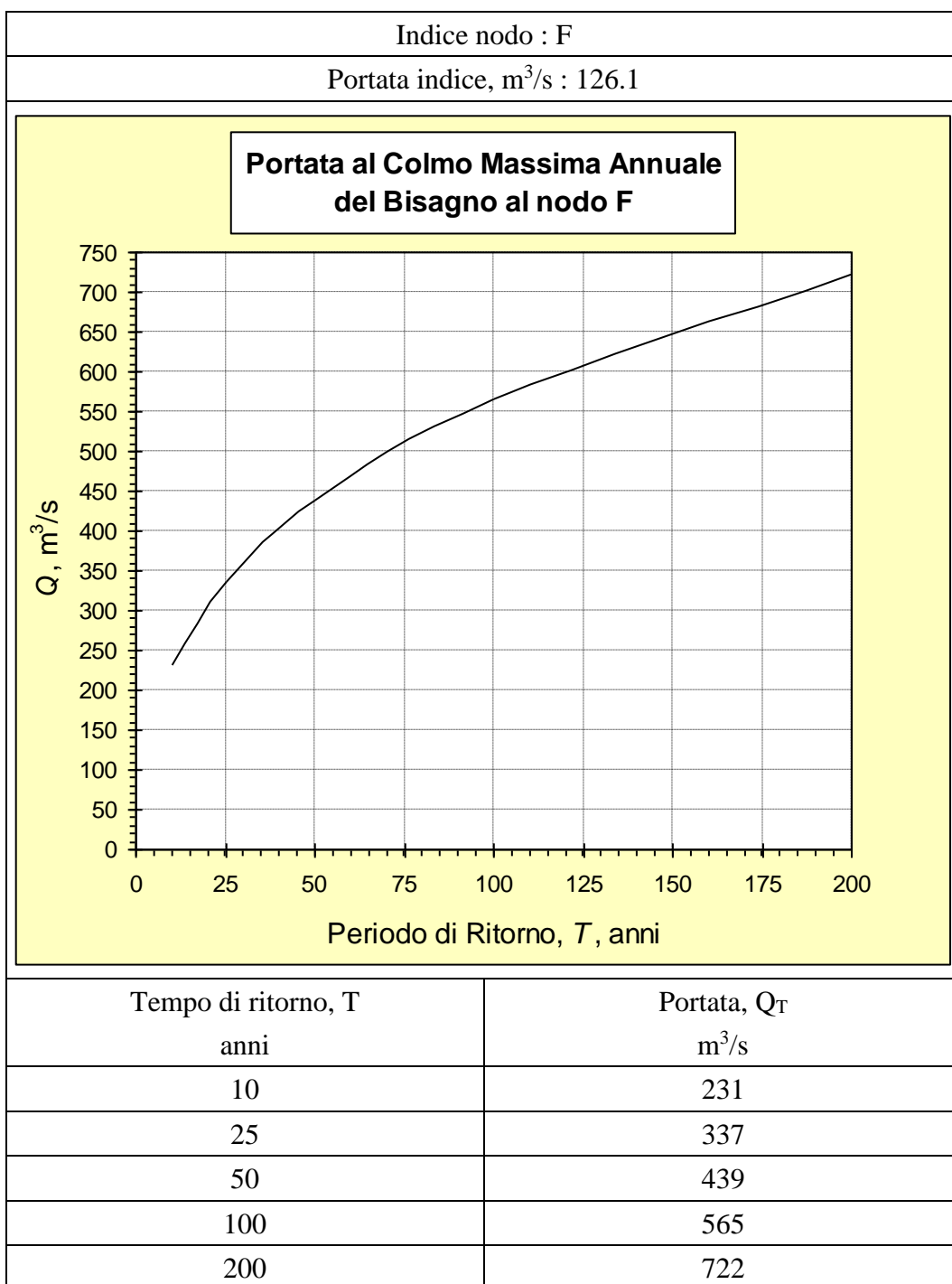


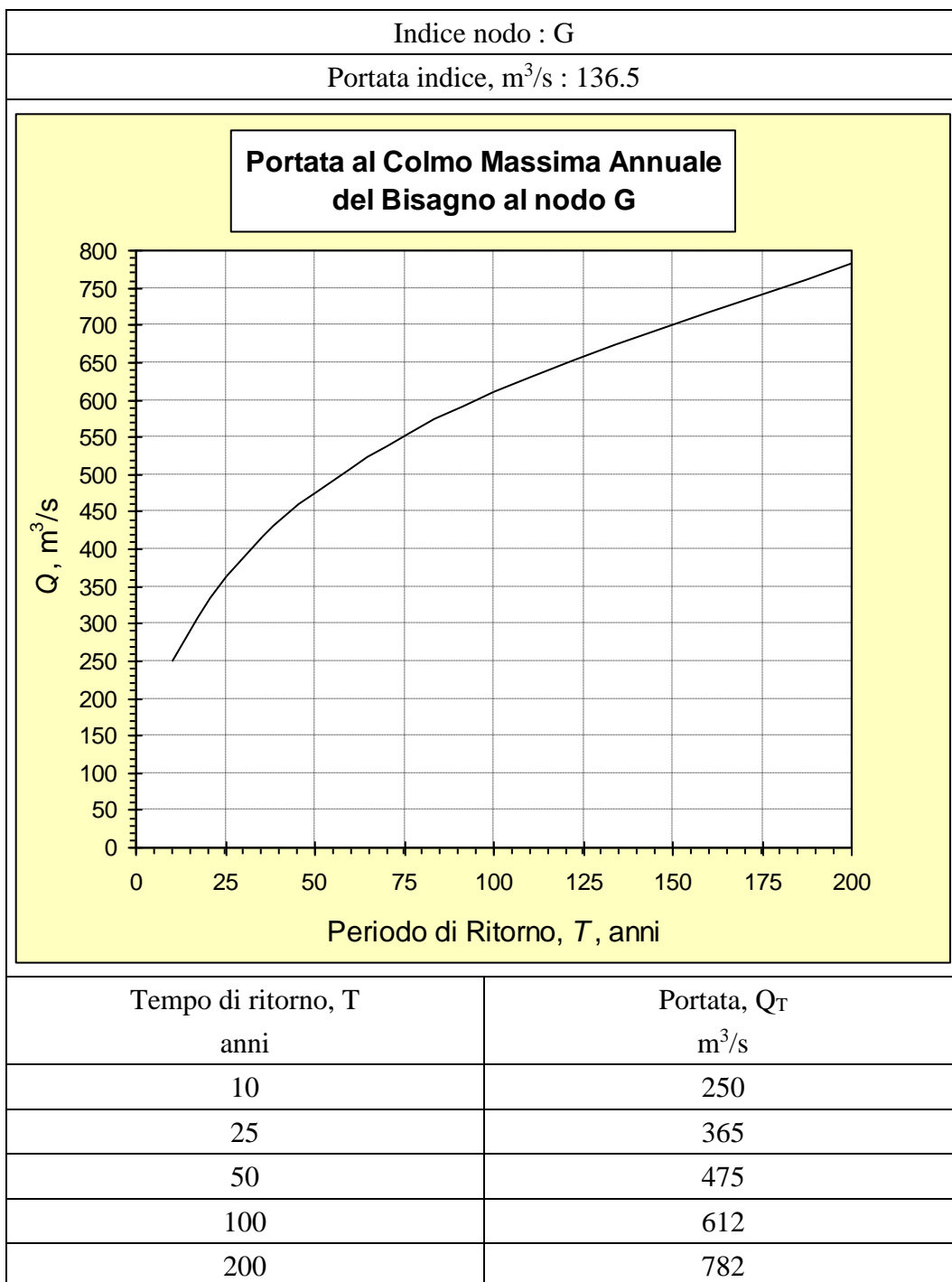


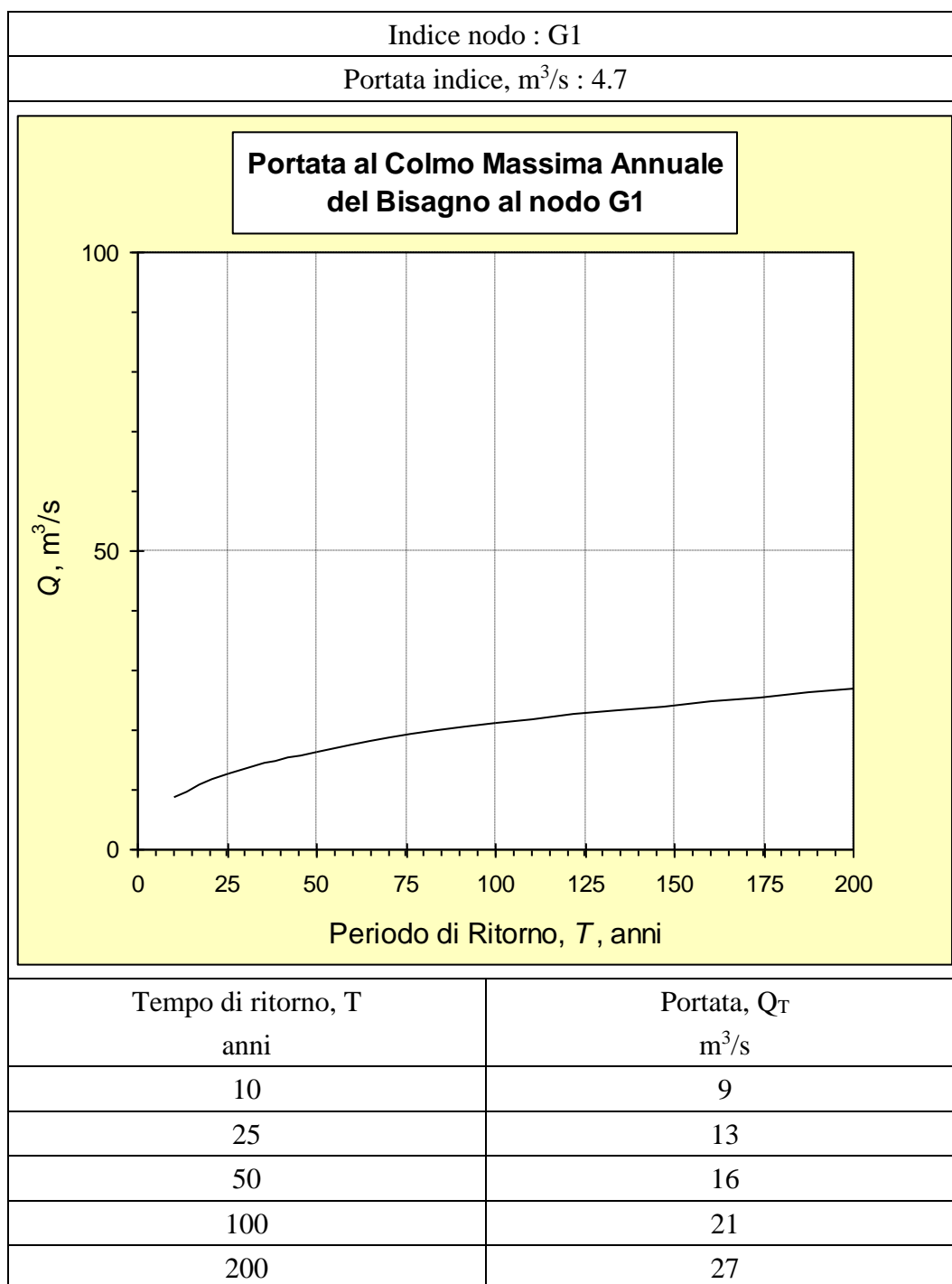


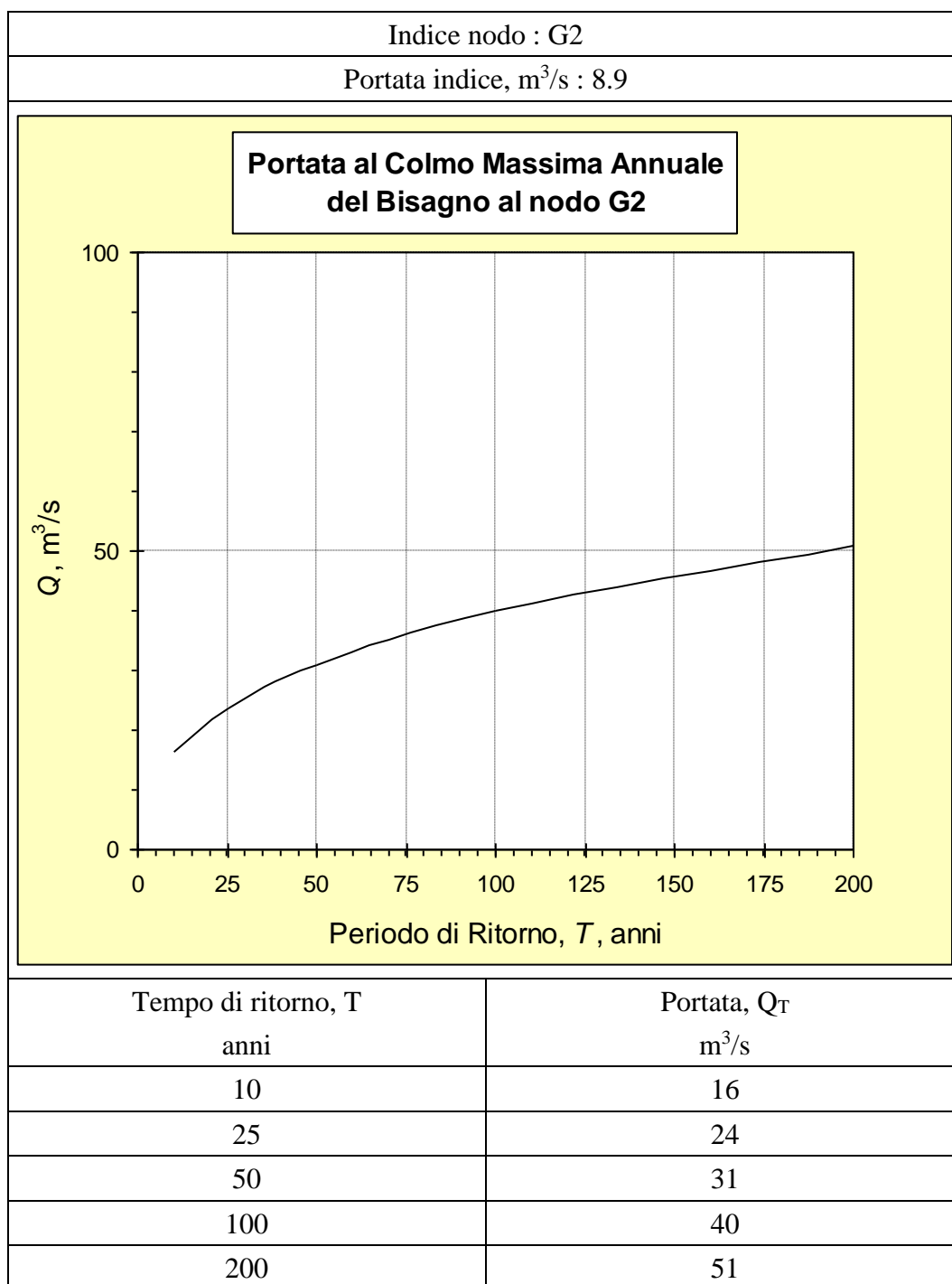


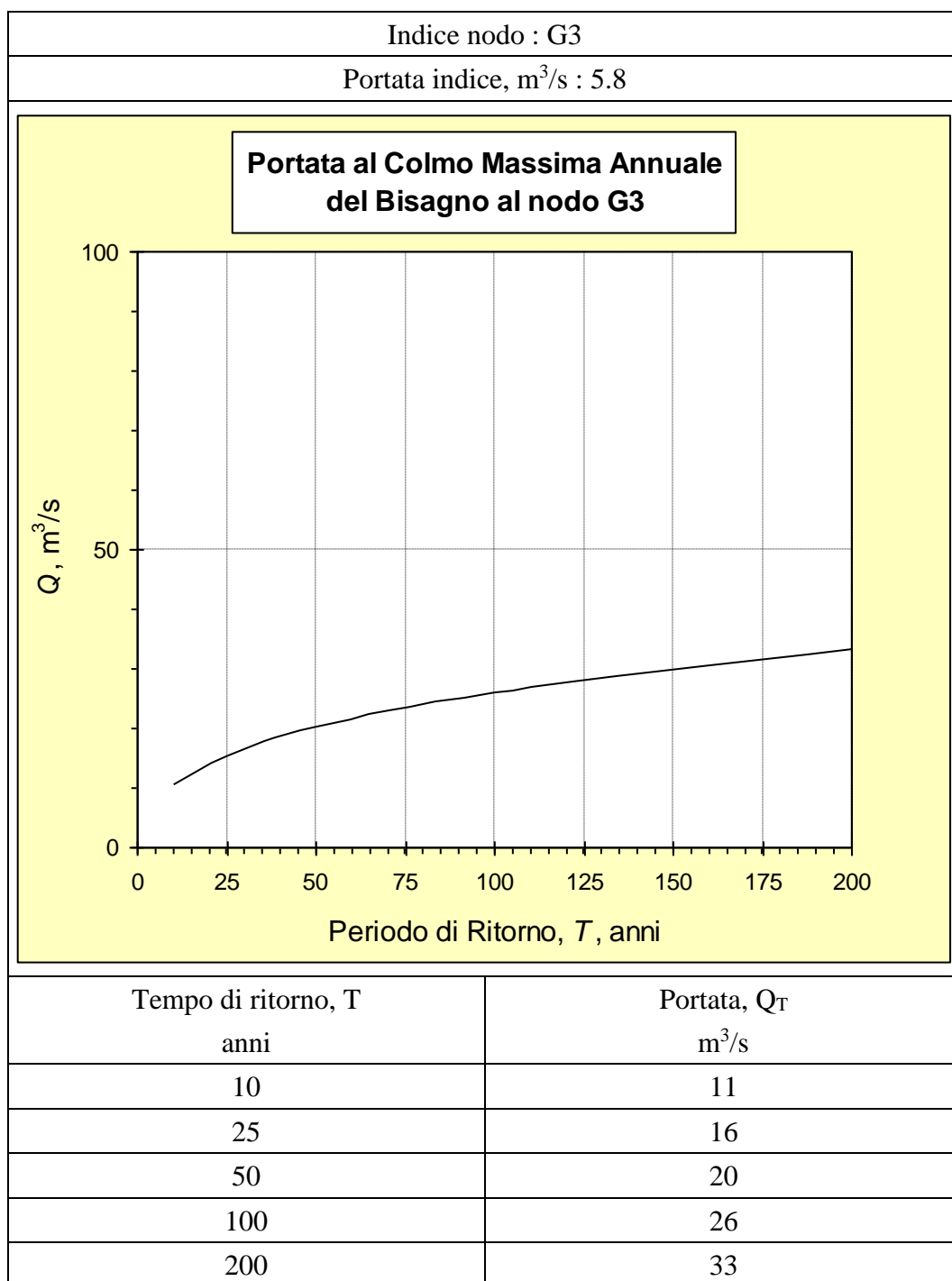


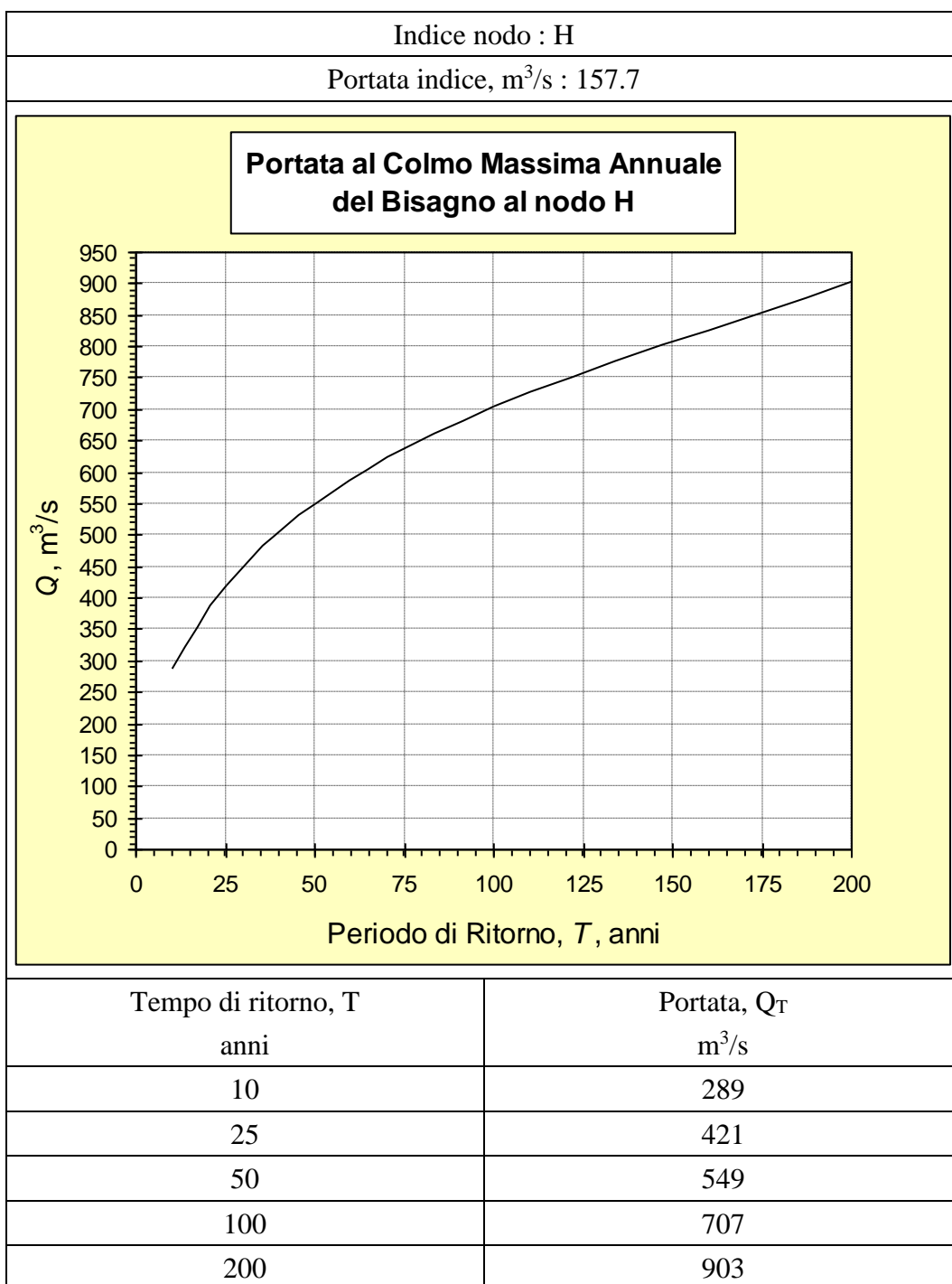


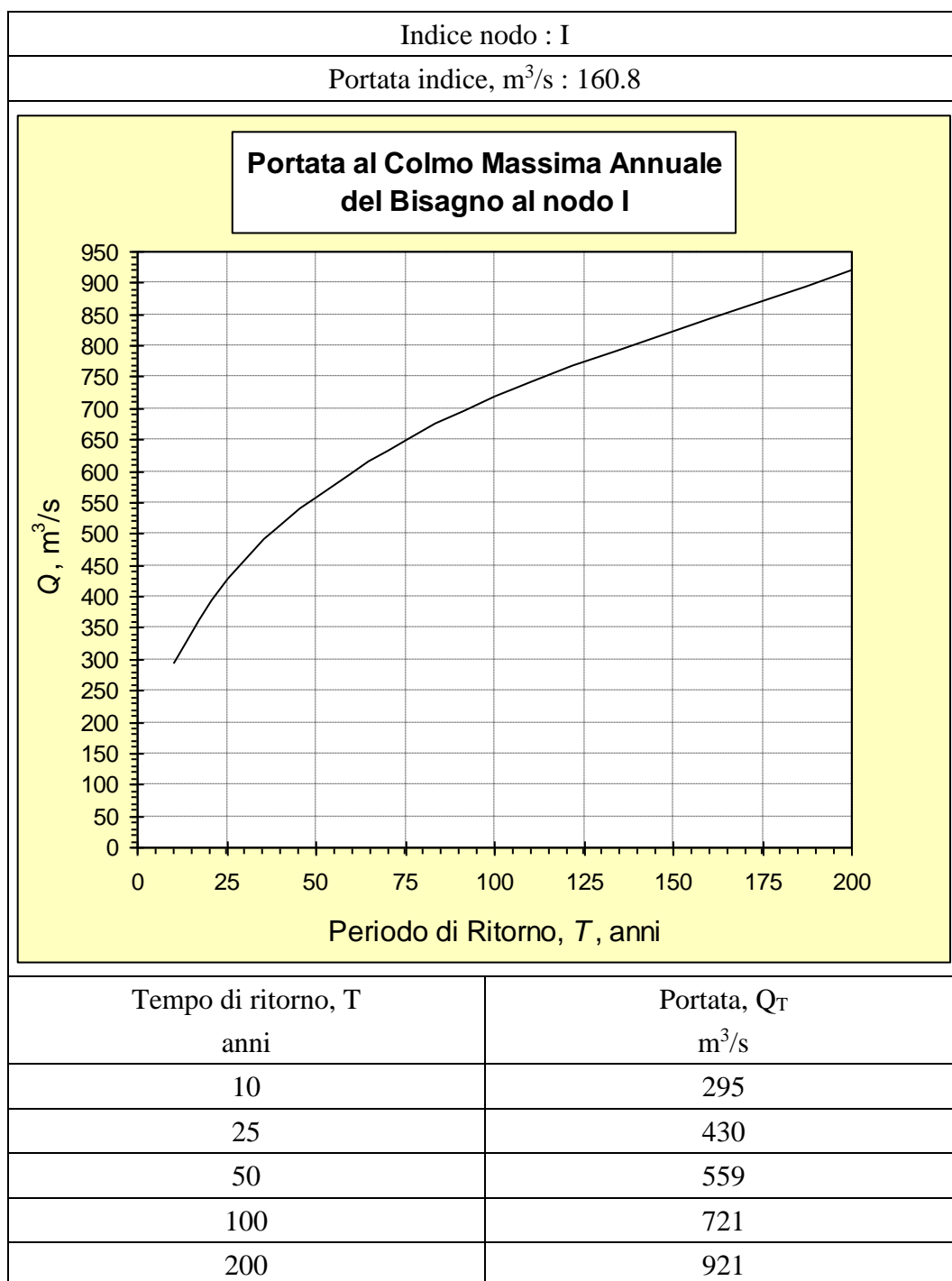


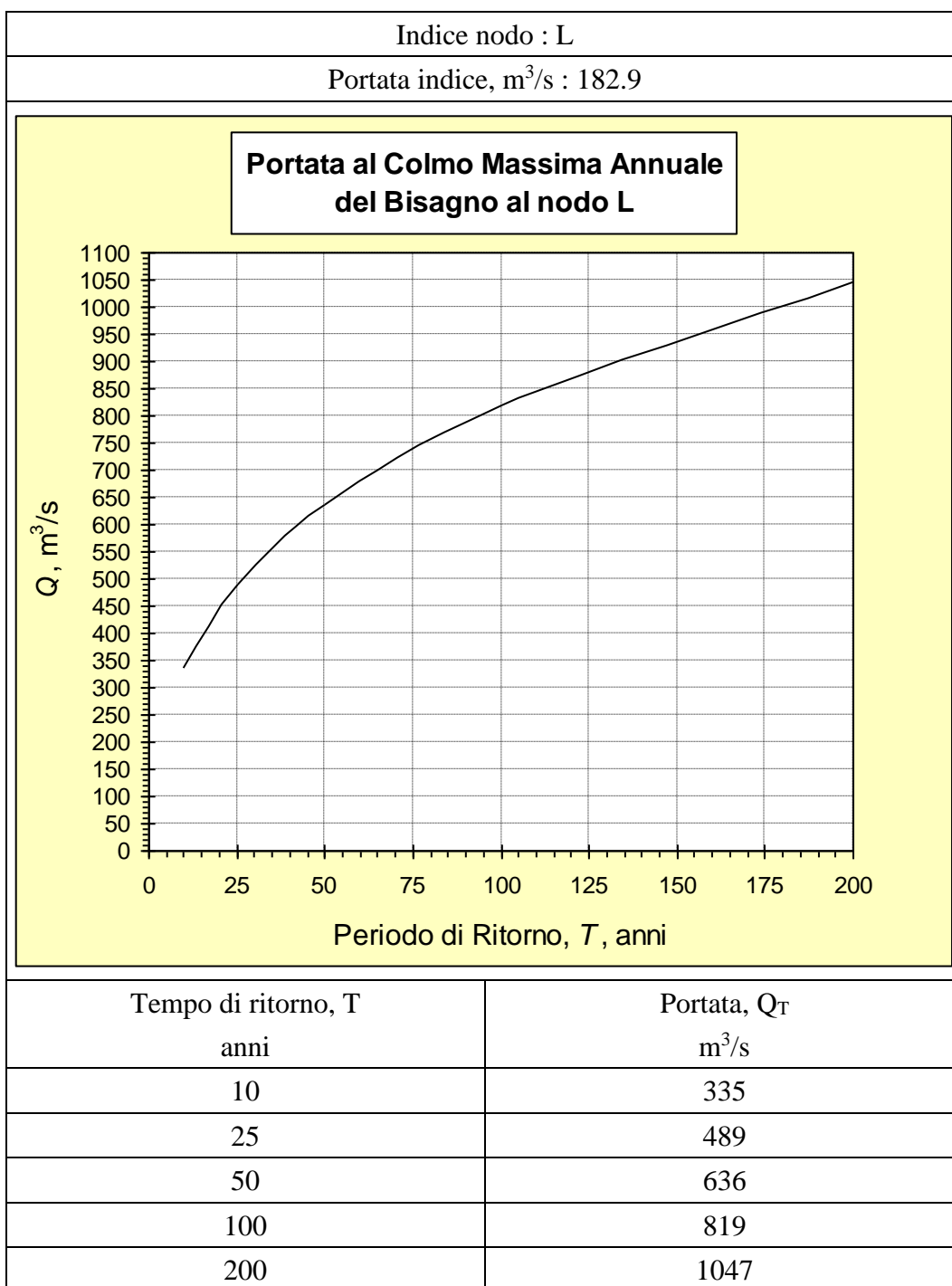


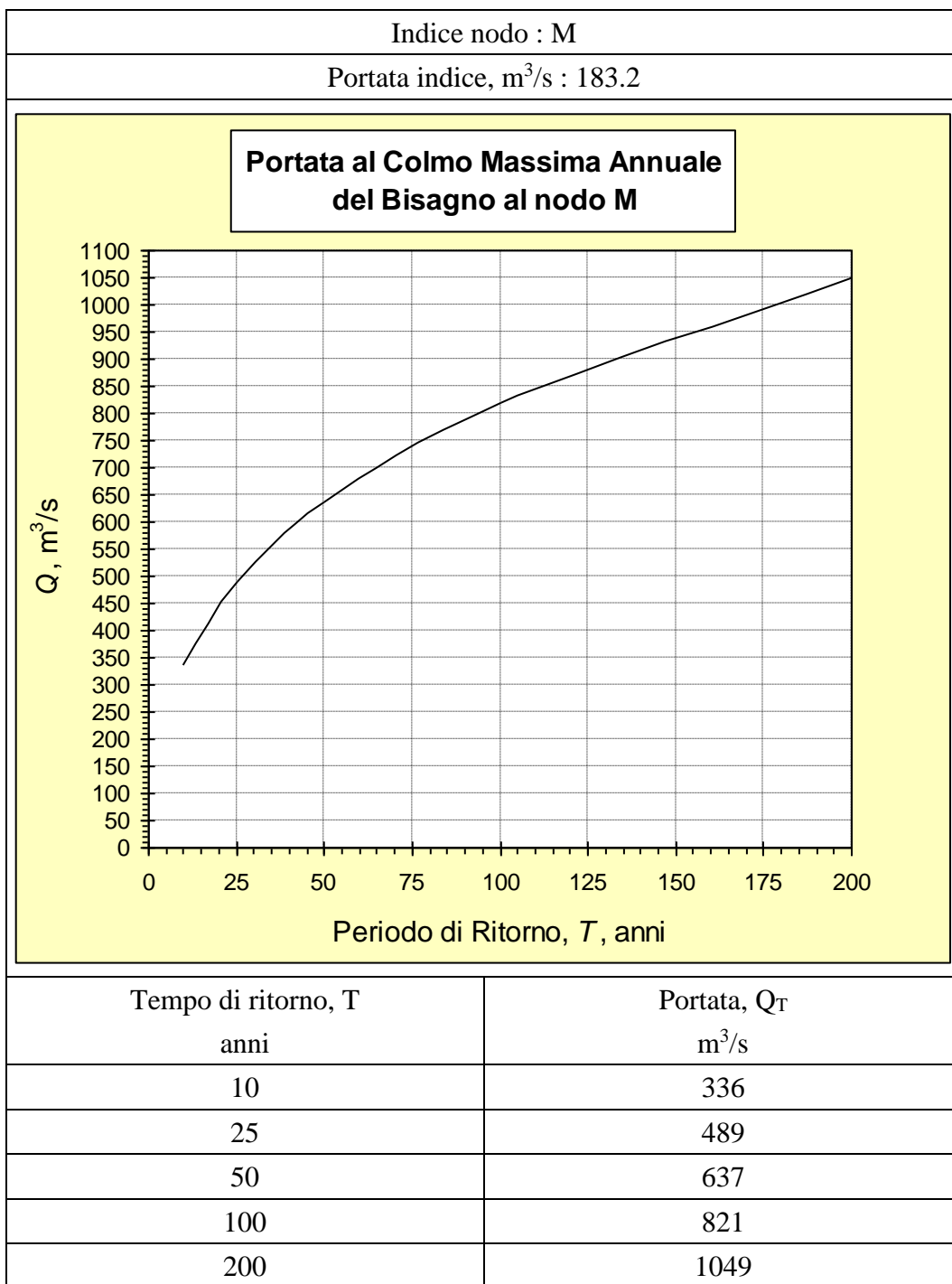


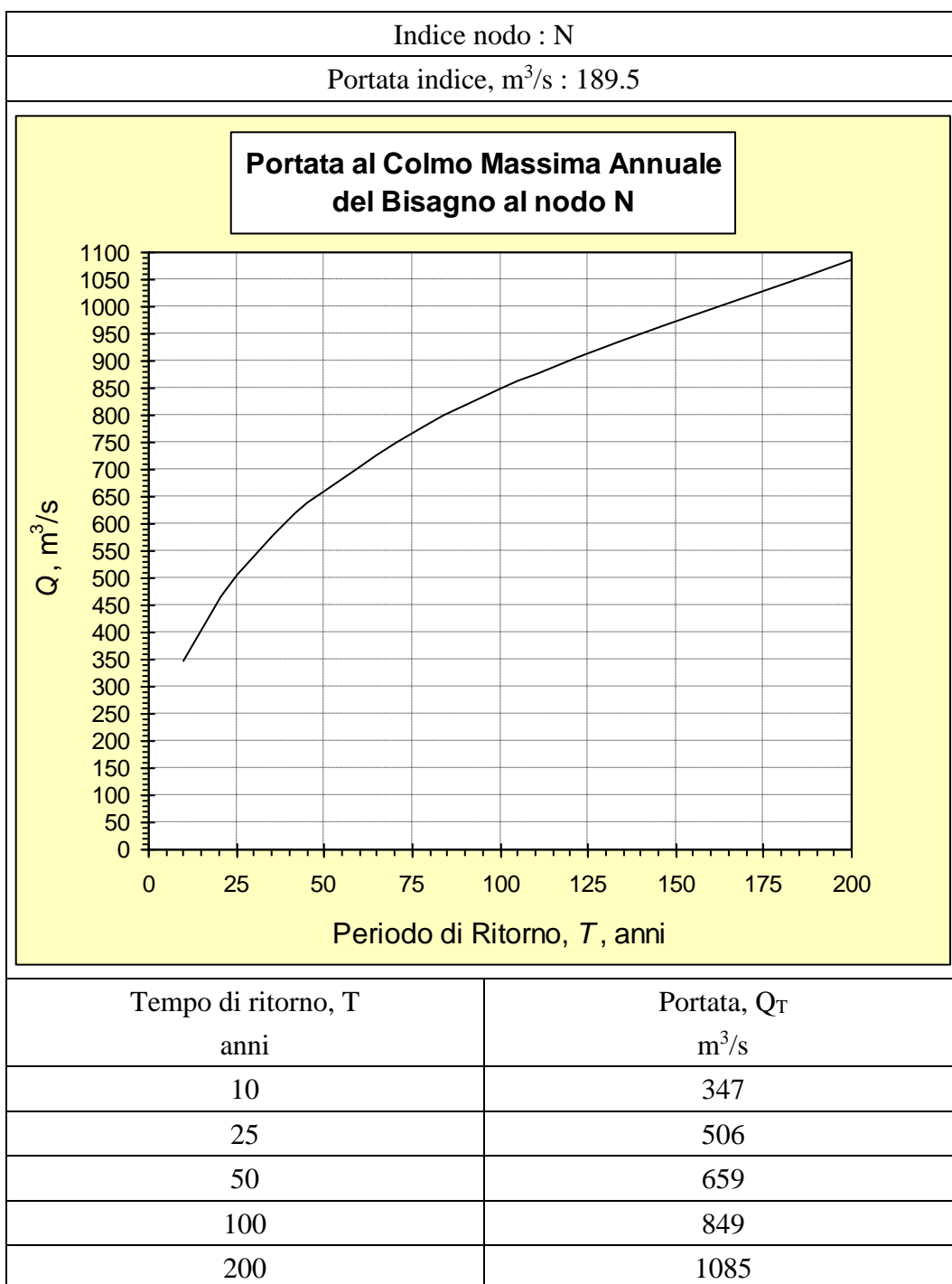


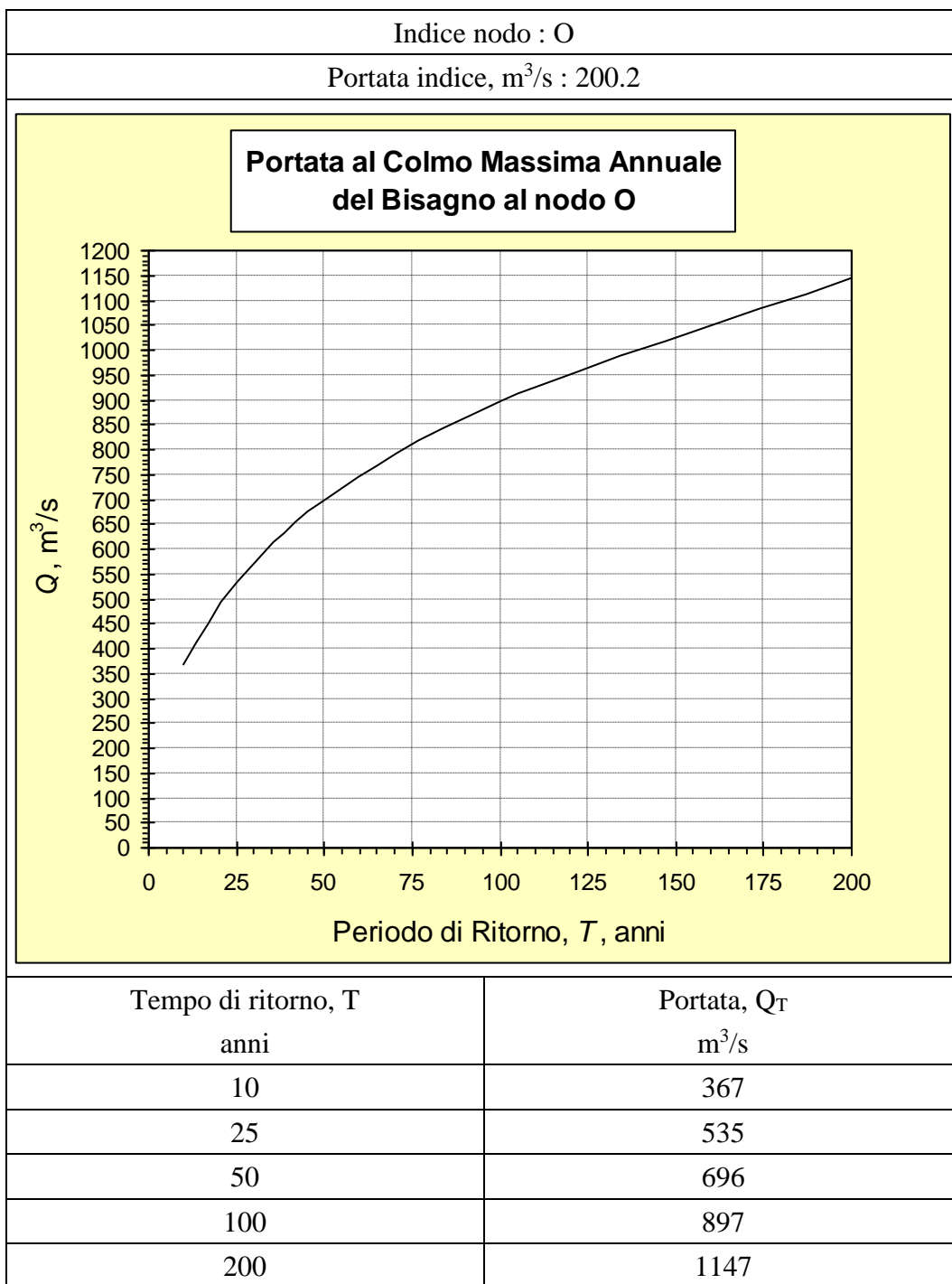


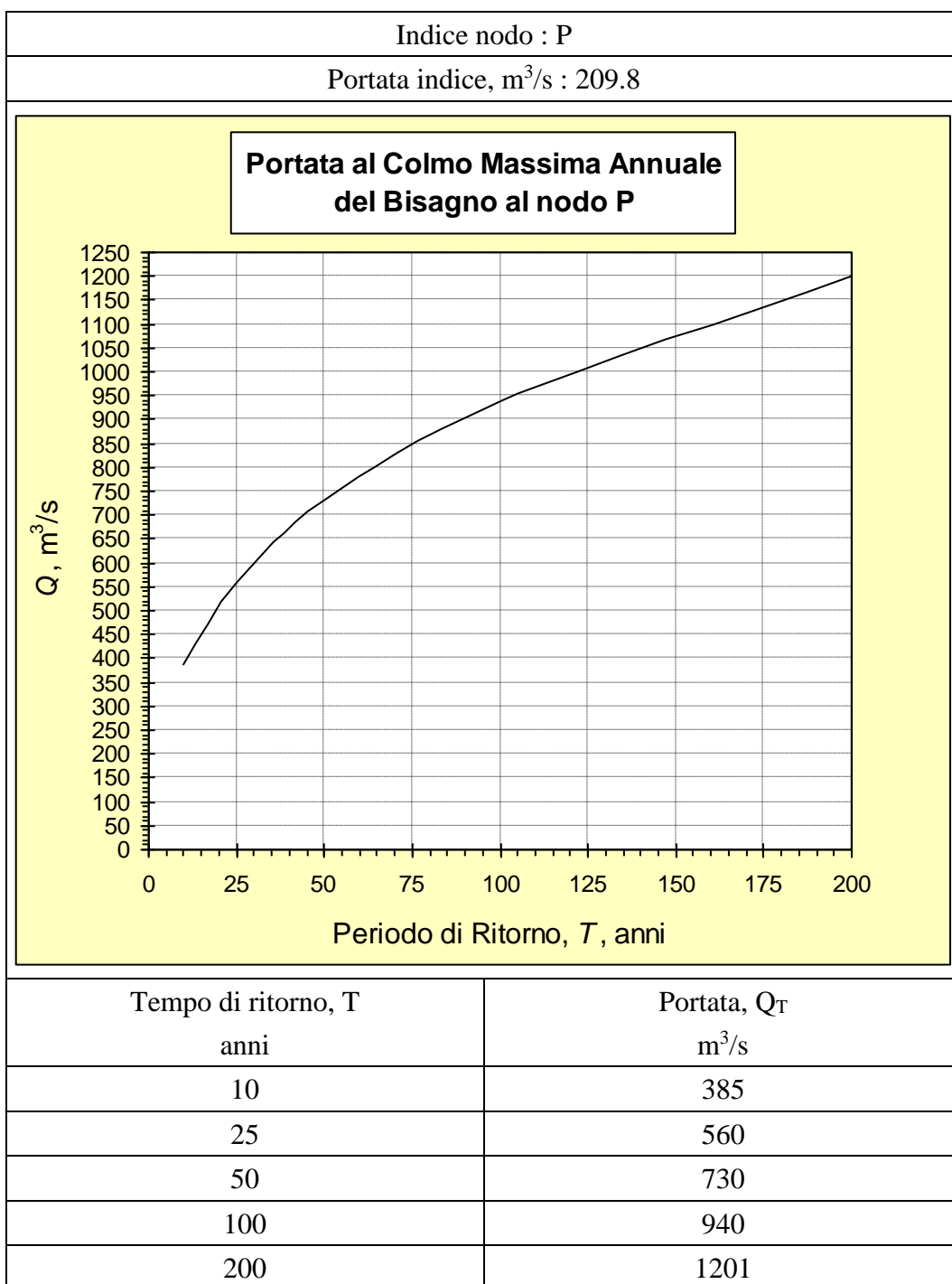


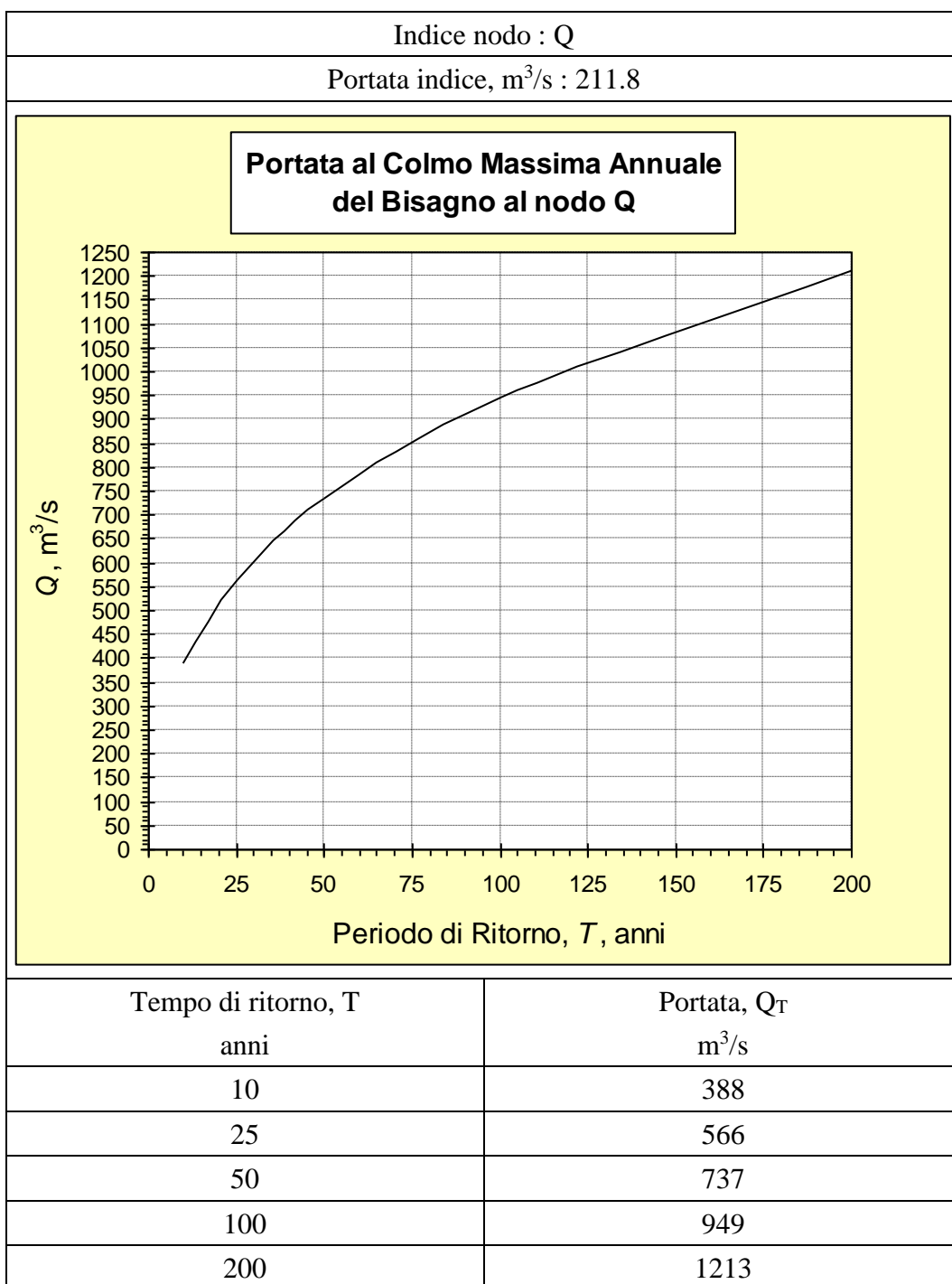


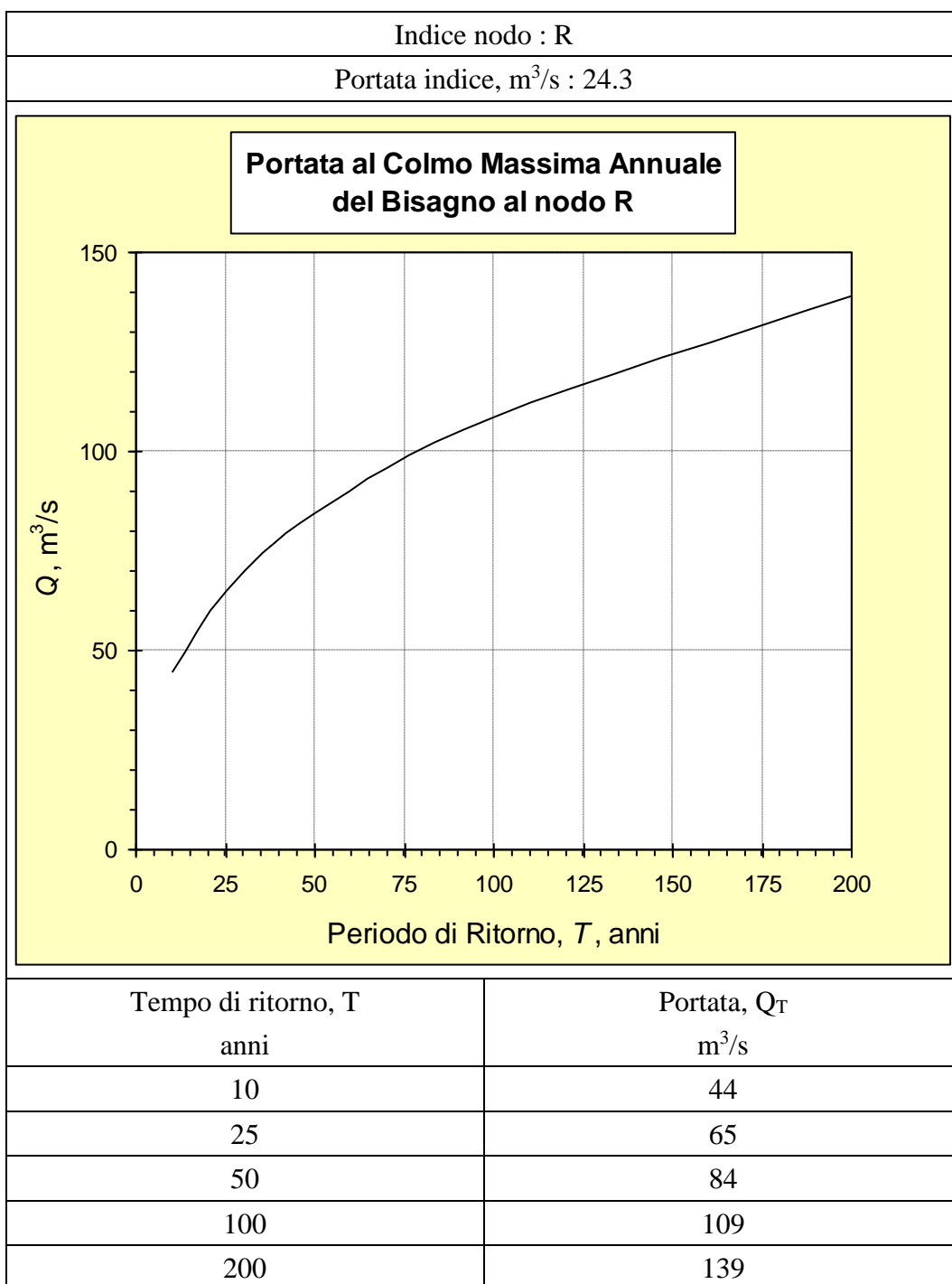


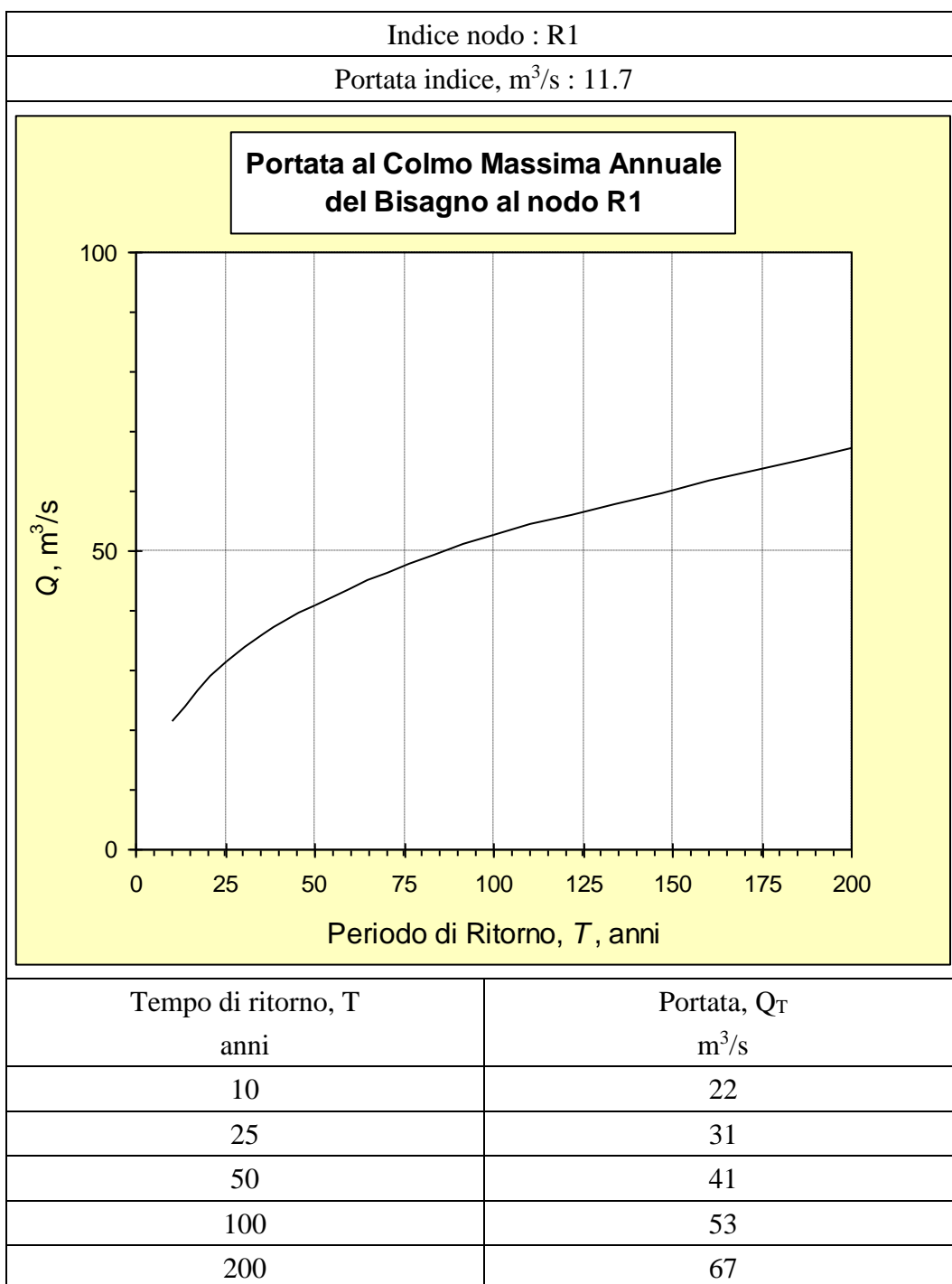


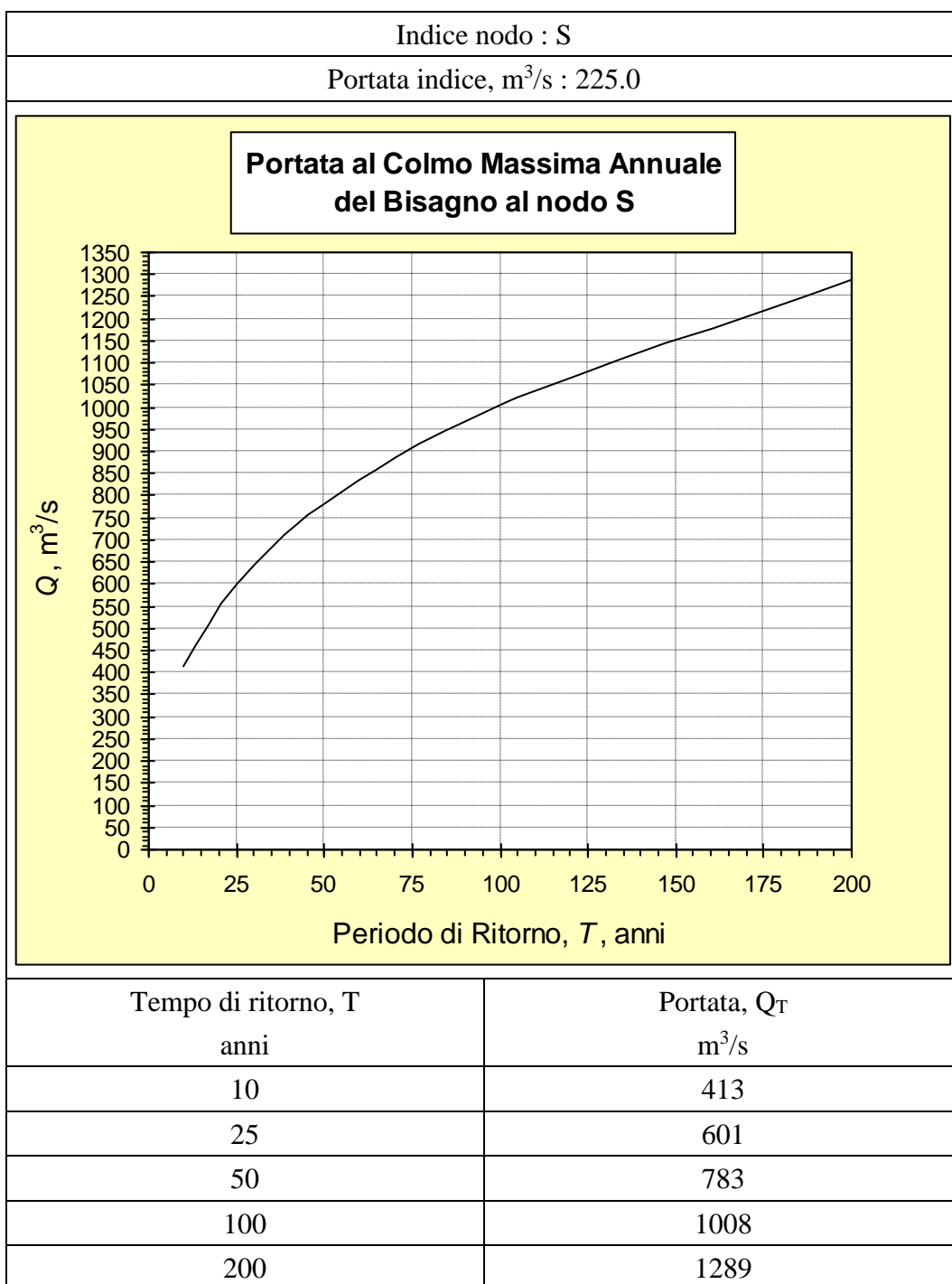


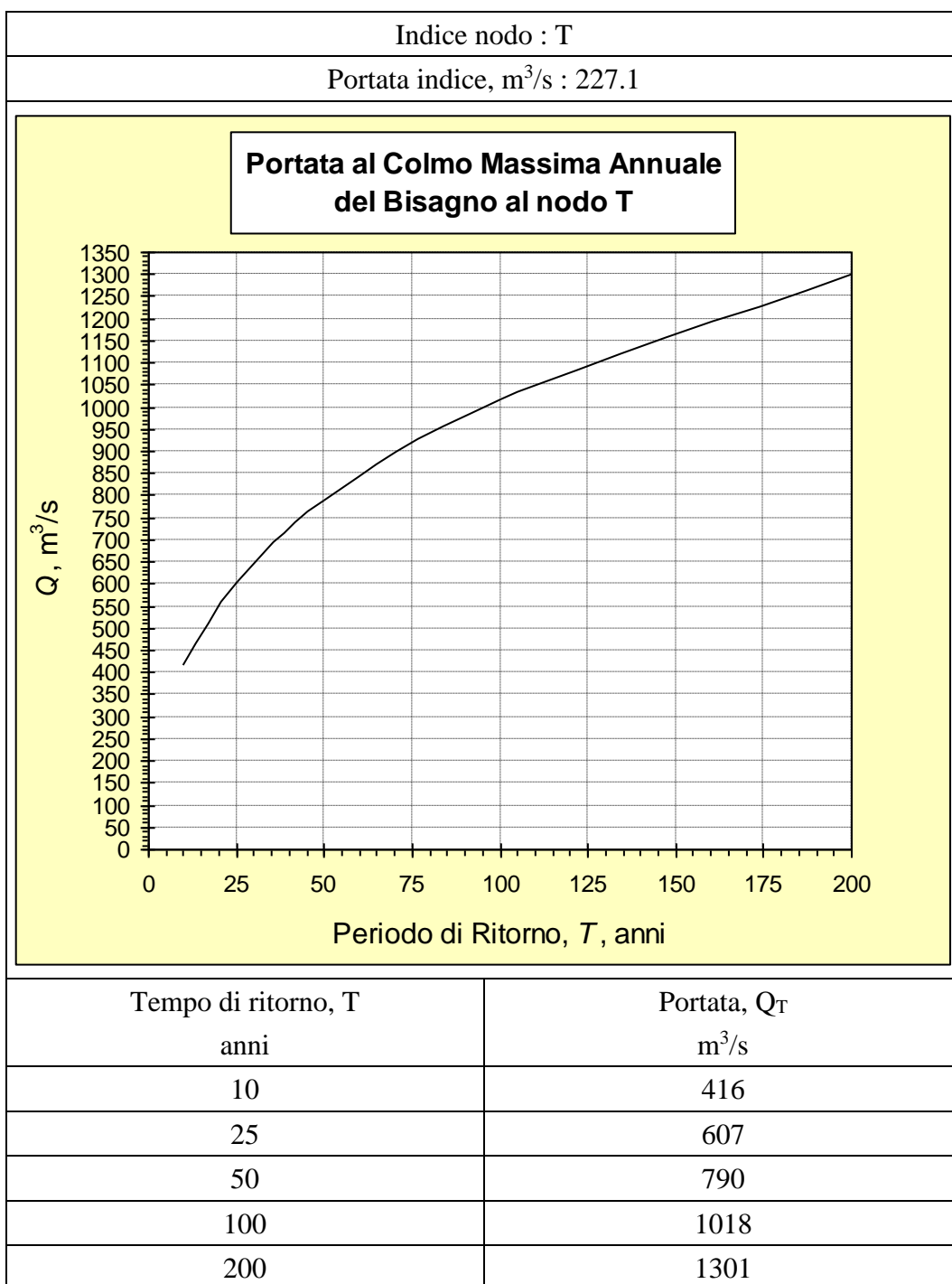












AFFLUENTI IN SPONDA DESTRA DAL VEILINO AL RUINA'

2B.1 Determinazione delle portate massime temibili;

La valutazione della portata di massima piena per gli affluenti in sponda destra del T.Bisagno, dal rio Veilino al rio Ruinà, è stata condotta con la seguente metodologia.

Nell'ipotesi di una sostanziale omogeneità tra i bacini di limitata estensione nell'area esaminata (omogeneità di tipo morfologico, pedologico e vegetazionale accompagnata da una sostanziale omogeneità di tipo pluviografico, limitatamente al regime delle piogge intense), si può ritenere che l'unica variabilità delle portate per periodo di ritorno assegnato sia concentrata nella dipendenza dalla superficie del bacino.

La forma della relazione funzionale terrà conto del fatto che l'omogeneità spaziale dei fenomeni meteorici all'origine delle piogge intense diminuisce all'aumentare dell'area del bacino, dando luogo ad una dipendenza meno che lineare dalla superficie stessa.

Per la portata indice si è quindi adottata la seguente espressione:

$$Q_i = \alpha A^\beta$$

I coefficienti α e β sono stati determinati interpolando, con la legge scelta, la portata indice già calcolata per altri bacini di estensione inferiore ai 10 km², a valle del T.Lentro.

Procedendo ai minimi quadrati si sono ottenuti i seguenti valori:

$$\alpha = 5.196$$

$$\beta = 0.876$$

La portata al colmo con periodo di ritorno T è valutabile mediante la relazione:

$$Q_T = K_T Q_i$$

essendo:

$$K_T = 0.619 - [(0.369/0.319)(1 - e^{0.319y})]$$

con:

$$y=y_T=-\ln\{\ln[T/(T-1)]\}$$

Il grafico e la tabella seguenti mostrano rispettivamente la curva di regressione esponenziale delle portate indice $Q_i=5.196 A^{0.876}$ e i valori di portata al colmo Q per $T=50$, 100, 200 e 500 anni nelle principali sezioni di chiusura degli affluenti in sponda destra del torrente Bisagno.

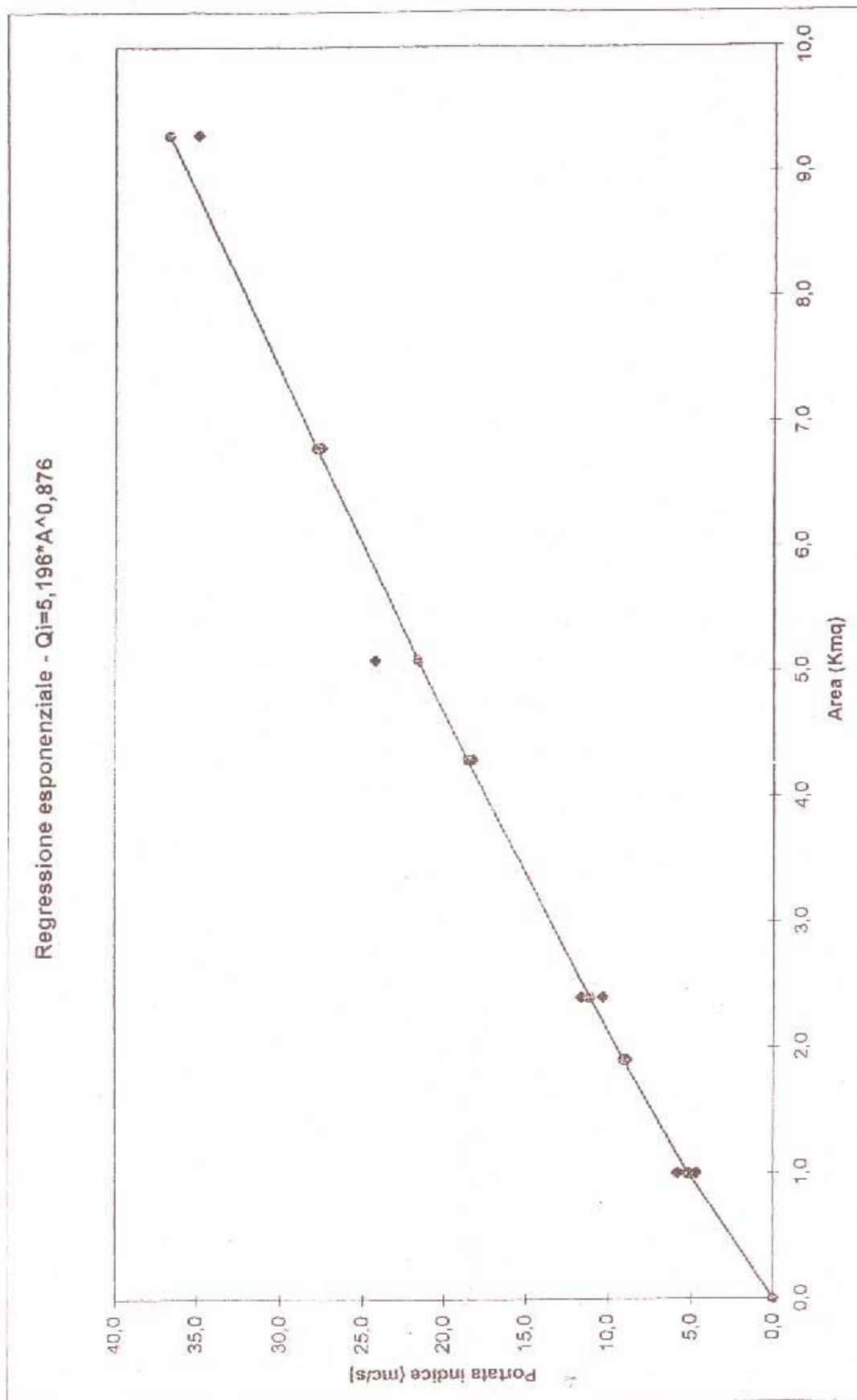


Tabella 2.1.1B- Portata al colmo con assegnato periodo di ritorno nei nodi principali della rete idrografica degli affluenti in sponda destra del torrente Bisagno dal rio Veilino al rio Ruinà. Valutazioni condotte in base al metodo razionale.

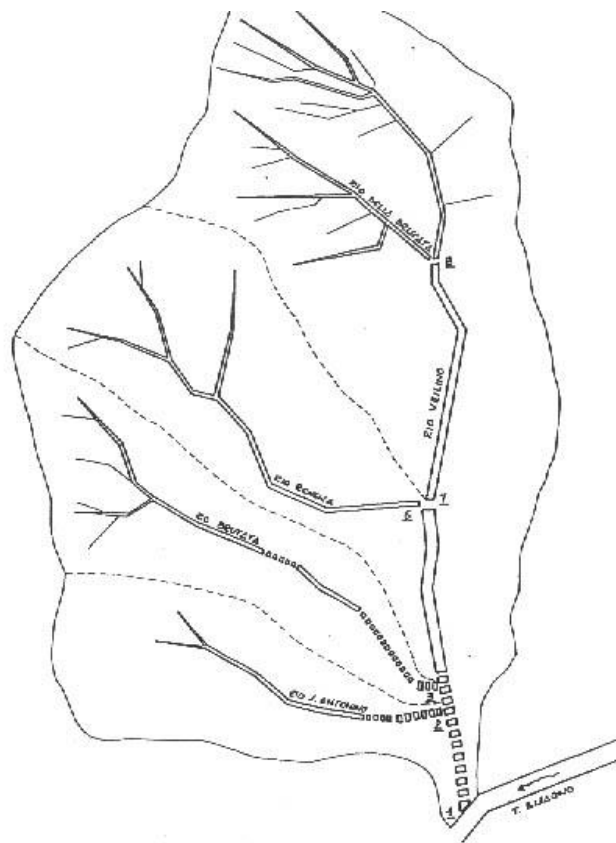
Sezione	A	Q _{indice}	Tempo di ritorno, T, anni			
			no.	Km ²	m ³ /s	50
1	3.30	14.8	51	66	85	116
2	0.50	2.8	10	13	16	22
3	0.60	3.3	12	15	19	26
6	0.75	4.0	14	18	23	32
7	1.31	6.6	23	29	38	52
8	0.82	4.4	15	20	25	34
9	0.60	4.3	14	18	22	29
11	1.40	7.0	24	31	40	55
15	0.69	3.8	13	17	21	29
16	2.70	12.4	43	56	71	97
24	1.24	6.3	22	28	36	49
25	0.16	1.0	4	5	6	8
28	7.60	30.7	107	138	176	241
31	6.79	27.8	97	125	159	219
33	2.10	10.0	35	45	57	78
33B	0.37	2.2	8	10	12	17
33C	1.21	6.1	21	28	35	48
34	0.60	3.3	12	15	19	26
35	0.95	5.0	17	22	28	39
36	2.48	11.5	40	52	66	90
37	0.44	2.5	9	11	14	20
38	0.32	1.9	7	9	11	15
39	1.69	8.2	29	37	47	65
39B	1.20	6.1	21	27	35	48
39C	0.36	2.1	7	10	12	17
40	0.20	1.3	4	6	7	10
41	0.24	1.5	5	7	9	12
42	0.35	2.1	7	9	12	16
46	6.00	25.0	87	112	143	196
49	5.70	23.9	83	107	137	188
50	0.50	2.8	10	13	16	22
51	3.12	14.1	49	63	81	111
52	0.33	2.0	7	9	11	15
53	1.91	9.2	32	41	52	72
53B	0.74	4.0	14	18	23	31
54	1.35	6.8	24	30	39	53
56	0.65	3.6	12	16	20	28

Nella tabella 1/2B.1 sono stati elencati i torrenti ed i rii di cui si sono calcolate le portate massime temibili ed il corrispondente contributo unitario.

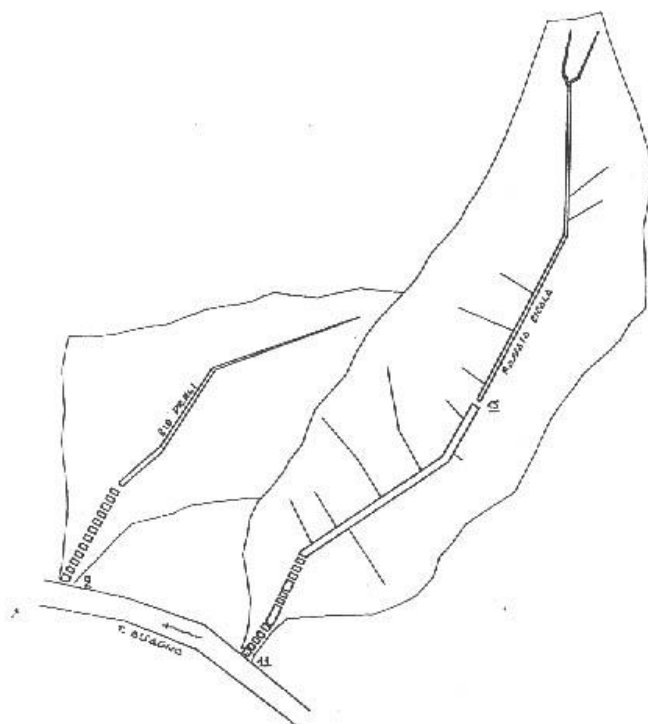
Per ognuno dei suddetti è stata indicata la stazione pluviometrica di riferimento utilizzata per la valutazione dell'intensità di pioggia.

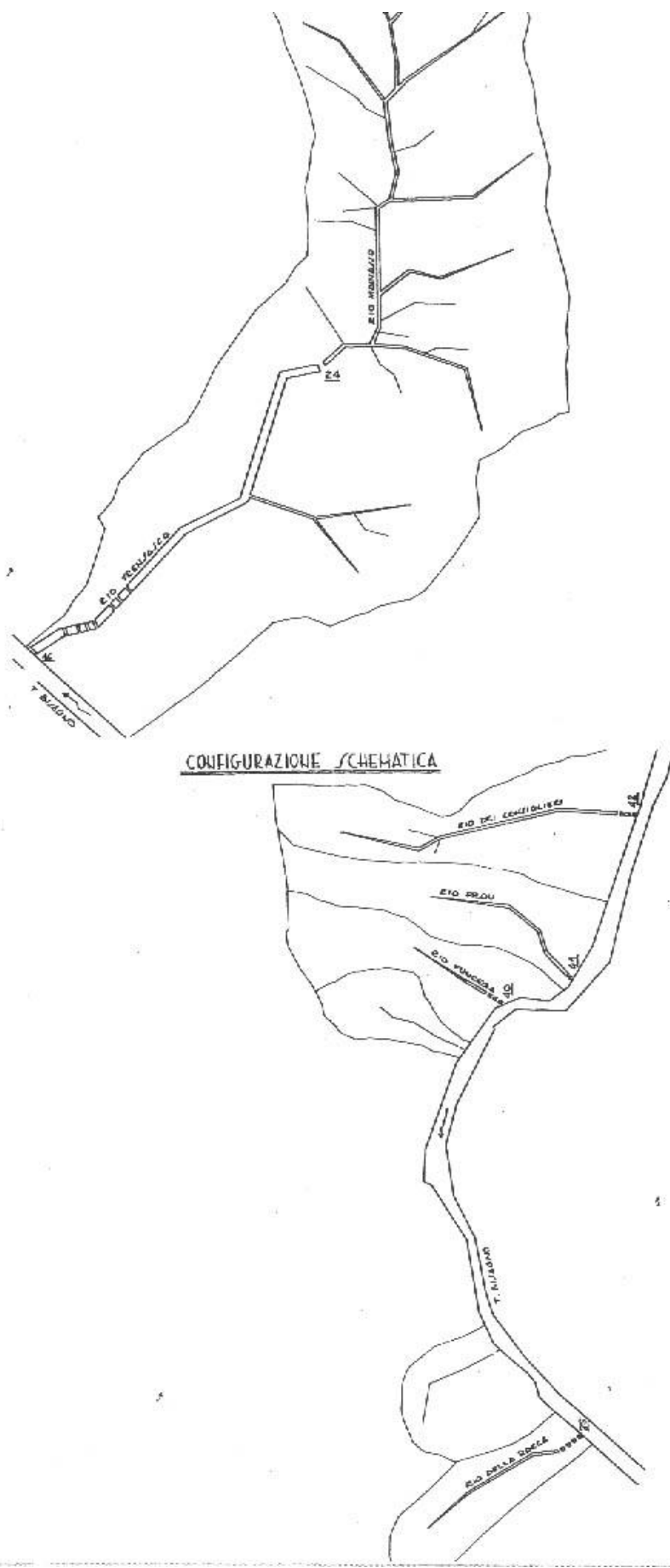
Denominazione	Posizione	Staz. pluviometrica
- Rio Veilino	<i>affluente dx Torrente Bisagno</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Rio S. Antonino	<i>affluente dx Rio Veilino</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Rio Briscata	<i>affluente dx Rio Veilino</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Rio Rovena	<i>affluente dx Rio Veilino</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Rio Preli	<i>affluente dx Torrente Bisagno</i>	<i>Ponte Carrega (agg. 2020)</i>
- Fossato Cicala	<i>affluente dx Torrente Bisagno</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Rio Trensasco	<i>affluente dx Torrente Bisagno</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Rio della Rocca	<i>affluente dx Torrente Bisagno</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Torrente Geirato	<i>affluente dx Torrente Bisagno</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Rio di Pino	<i>affluente dx Torrente Geirato</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Senza nome	<i>affluente dx Rio di Pino</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Rio Gaxi	<i>affluente dx Torrente Geirato</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Rio Scaggia	<i>affluente dx Torrente Geirato</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Rio Lagolungo	<i>affluente sin Torrente Geirato</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Fosso del rio	<i>affluente sin Torrente Geirato</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Rio Scaigia	<i>affluente sin Torrente Geirato</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Rio Fundega	<i>affluente dx Torrente Bisagno</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Rio Prou	<i>affluente dx Torrente Bisagno</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Rio dei Consiglieri	<i>affluente dx Torrente Bisagno</i>	<i>Prato</i>
- Rio Torbido	<i>affluente dx Torrente Bisagno</i>	<i>Prato</i>
- Rio Aggio	<i>affluente dx Rio Torbido</i>	<i>Prato</i>
- Rio Coppallo	<i>affluente sin Rio Torbido</i>	<i>Prato</i>
- Rio Ruina	<i>affluente dx Torrente Bisagno</i>	<i>Prato</i>

Tab. 1/2B.1

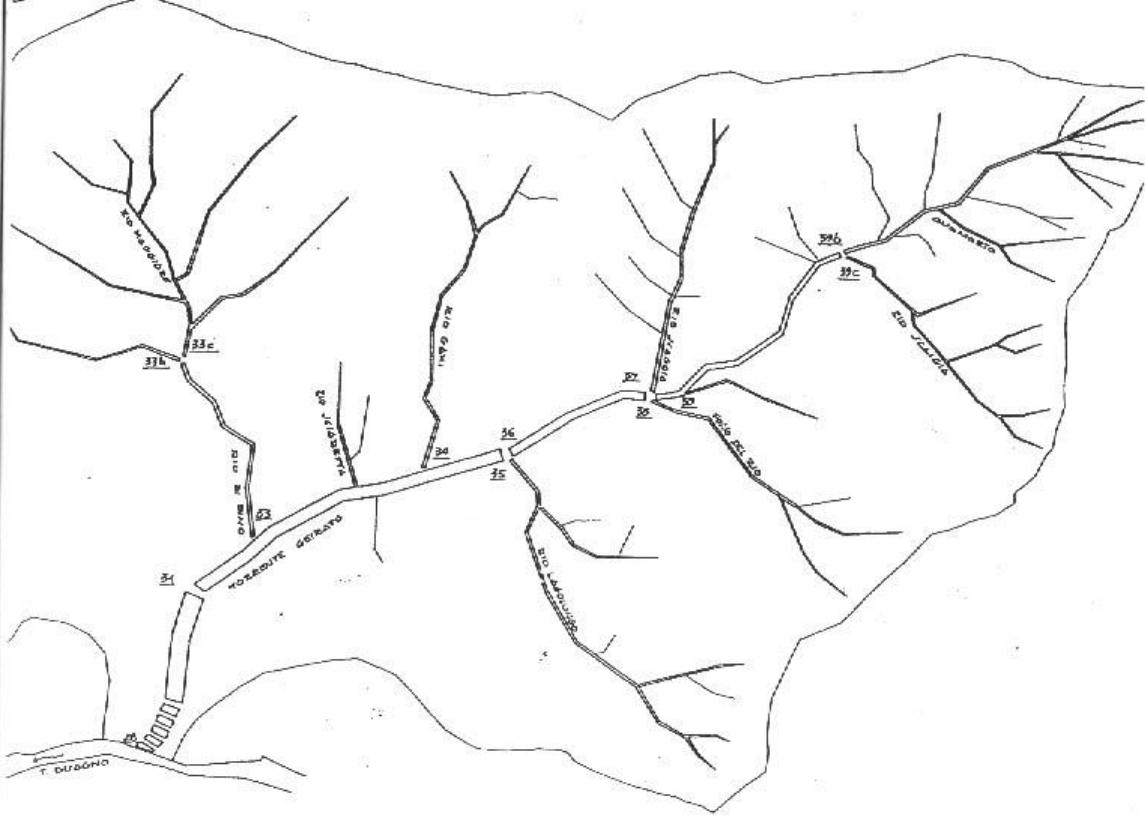


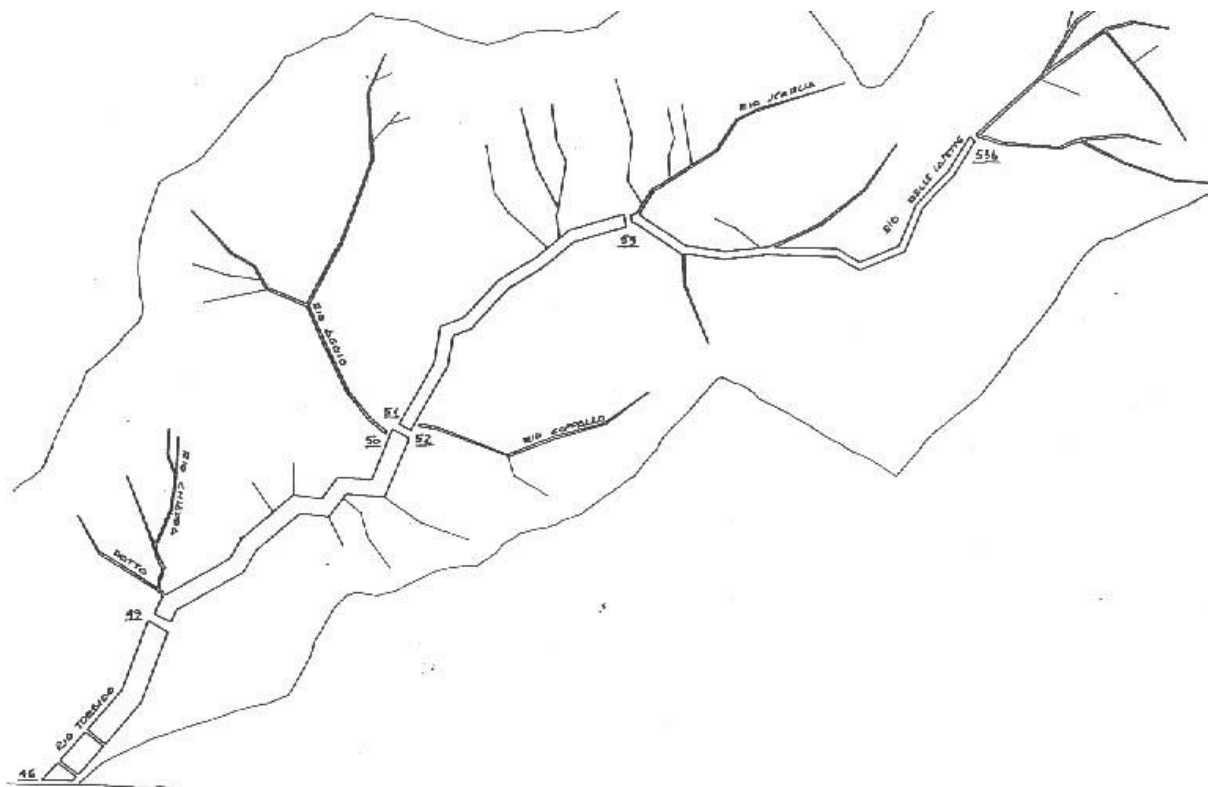
CONFIGURAZIONE SCHEMATICA



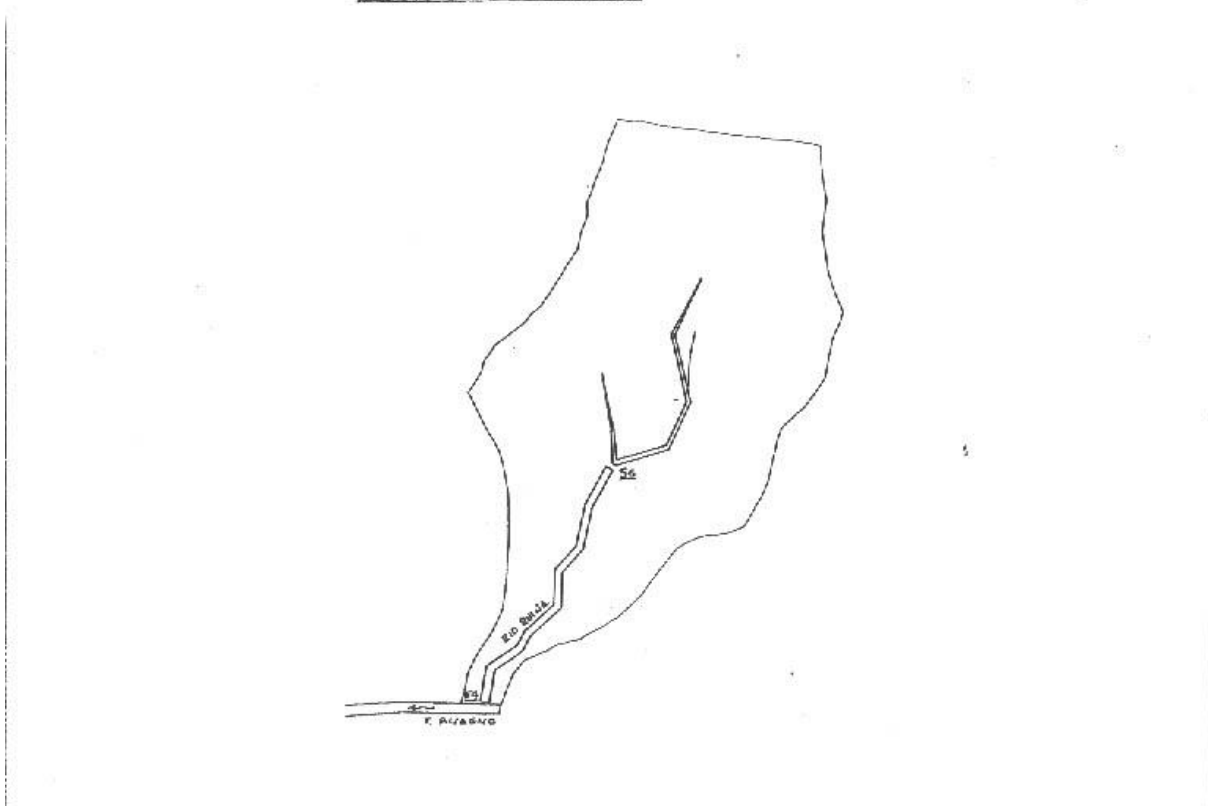


FIGURAZIONE SCHEMATICA





CONFIGURAZIONE SCHEMATICA



Nella tabella n° 2/2B.1 sono elencate le porzioni di bacino per cui sono state calcolate le portate massime temibili ed il corrispondente contributo unitario.

Denominazione	Posizione	Staz. Pluviometrica
- Medio Bacino - Rio Veilino	<i>affluente dx Torrente Bisagno</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Alto Bacino - Rio Veilino	<i>affluente dx Torrente Bisagno</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Alto Bacino - Rio Cicala	<i>affluente dx Torrente Bisagno</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Alto Bacino - Rio Trensasco	<i>affluente dx Torrente Bisagno</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Mediobasso Bacino-Torrente Geirato	<i>affluente dx Torrente Bisagno</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Medio Bacino - Torrente Geirato	<i>affluente dx Torrente Bisagno</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Medio-alto Bacino - Torrente Geirato	<i>affluente dx Torrente Bisagno</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Alto Bacino - Torrente Geirato	<i>affluente dx Torrente Bisagno</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Alto Bacino - Rio di Pino	<i>affluente dx Torrente Geirato</i>	<i>Ponte Carrega</i>
- Medio-basso Bacino - Rio Torbido	<i>affluente dx Torrente Bisagno</i>	<i>Prato</i>
- Medio Bacino - Rio Torbido	<i>affluente dx Torrente Geirato</i>	<i>Prato</i>
- Medio-alto Bacino - Rio Torbido	<i>affluente dx Torrente Geirato</i>	<i>Prato</i>
- Alto Bacino - Rio Torbido	<i>affluente sin Torrente Geirato</i>	<i>Prato</i>
- Alto Bacino - Rio Ruina	<i>affluente sin Torrente Geirato</i>	<i>Prato</i>

Tab. 2/2B.1

Rio Preli (paragrafo aggiunto con DSG 119-2022)

Al fine di superare alcune incongruenze tra i valori riportati nei diversi elaborati del piano di bacino relativamente ai valori delle portate al colmo, è stata anche effettuata una revisione degli stessi, applicando i criteri regionali ex DGR 357/08.

In estrema sintesi, la portata al colmo T-ennale nella sezione di interesse può essere valutata come prodotto di due fattori: il *fattore di crescita*, x_T , valutato a scala regionale, e la *portata indice*, q_{indice} , valutata a scala di bacino per lo specifico sito fluviale preso in esame. Il fattore di crescita viene tabulato per regioni omogenee; la portata indice, ossia il valore atteso di portata al colmo massima annuale, può essere valutata con diverse metodologie, in funzione dei dati a disposizione; nel caso del rio Preli, trattandosi di un sito privo di misure idrometrografiche, è stato applicato il metodo indiretto della simulazione dell'evento critico.

Il metodo prevede la trasformazione della pioggia attesa massima annuale in portata al colmo nella sezione di chiusura, attraverso da un modello idrologico di piena, costituito da due componenti in serie: un modello di rifiuto del terreno basato sul metodo CN-SCS e un modello lineare di formazione alveata della piena basato sull'idrogramma unitario istantaneo di Nash.

Nel caso specifico, sono state utilizzate le linee segnalatrici calcolate nel recente studio di aggiornamento delle statistiche di precipitazione (DICCA, 2020) per la stazione di Ponte Carrega, limitrofa al bacino del rio Preli.

A partire da ietogrammi uniformi di durata d e tasso di pioggia uniforme sul bacino viene quindi simulato l'idrogramma di piena alla sezione di chiusura del bacino tramite il modello idrologico sopra identificato; con procedimento iterativo si ricerca quindi la durata d che massimizza il valore della portata al colmo $q_p = \max q(t)$.

Le figure seguenti riportano i risultati ottenuti, in termini di portate al colmo e di relativi idrogrammi.

METODO DELLA SIMULAZIONE DELL'EVENTO CRITICO - IUH NASH																																														
RIO PRELI																																														
Dati in ingresso	coefficienti cpp			vd CN.xlsx		Coeff. Assorbimento iniziale	Da PdB (Giandotti)	n serbatoi NASH	FattoreAR F (ragguaglio o area)			Qnota	Q soglia	delta t																																
	i0	n	B	CN II	CN III				c	A	tc				n	k	ψ																													
PonteCarrega_DICCA2020 suboraria	mm/h	adim	h-1	adim		adim	kmq	min	adim	adim	adim	Q50	Q0	ore																																
	172.8	0.524	9.1	75	87	0.2	0.56	27	3	0.11	0.99			0.05																																
Idrogramma critico																																														
	d pioggia h		t [h]	Q[mc/s]	V [mc]																																									
	0.92				12.37E+3																																									
Calcoli intermedi																																														
Pioggia locale, P _l =	49.3 mm		0.1	0.00	0																																									
Pioggia areale, P _a =	49.0 mm		0.1	0.00	0																																									
Tasso di pioggia areale, p _a =	53.0 mm/ora		0.2	0.00	7																																									
Max volume ritenzione, S=	36.8 mm		0.2	0.08	38																																									
Assorbimento iniziale, I _a =	7.4		0.3	0.34	100																																									
Pioggia Netta, R=	22.1 mm		0.3	0.76	183																																									
Durata imbibim. Iniziale, t _{in} =	0.14 ore		0.4	1.27	276																																									
Durata pioggia netta, t _n =	0.79 ore		0.4	1.79	367																																									
Tasso di pioggia netta, r=	28.15 mm/ora		0.5	2.29	451																																									
Risultato			0.5	2.72	524																																									
Portata al colmo, q _{max} =	4.3 mc/s		0.6	3.09	584																																									
			0.6	3.40	633																																									
			0.7	3.64	672																																									
			0.7	3.83	702																																									
			0.8	3.97	725																																									
			0.8	4.08	742																																									
			0.9	4.16	755																																									
			0.9	4.22	764																																									
			1.0	4.26	758																																									
ISTRUZIONI																																														
1) inserire dati in ingresso nella riga 7																																														
2) a tentativi variare la durata di pioggia (B13) fino ad ottenere la portata massima (B27). Ho trovato la durata critica e la Q indice																																														
<table border="1" style="float: right; margin-top: 10px;"> <thead> <tr> <th colspan="4">Fattore di crescita zona C</th> </tr> <tr> <th>50</th> <th>200</th> <th>500</th> <th></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>3.29</td> <td>5.17</td> <td>6.87</td> <td></td> </tr> <tr> <td colspan="4"> </td> </tr> <tr> <th>Q50</th> <th>Q200</th> <th>Q500</th> <th></th> </tr> <tr> <td>[mc/s]</td> <td>[mc/s]</td> <td>[mc/s]</td> <td></td> </tr> <tr> <td>14.0</td> <td>22.0</td> <td>29.3</td> <td>17.6</td> </tr> </tbody> </table>													Fattore di crescita zona C				50	200	500		3.29	5.17	6.87						Q50	Q200	Q500		[mc/s]	[mc/s]	[mc/s]		14.0	22.0	29.3	17.6						
Fattore di crescita zona C																																														
50	200	500																																												
3.29	5.17	6.87																																												
Q50	Q200	Q500																																												
[mc/s]	[mc/s]	[mc/s]																																												
14.0	22.0	29.3	17.6																																											
<table border="1" style="float: right; margin-top: 10px;"> <thead> <tr> <th colspan="4">VALE PER ZONA C</th> </tr> <tr> <th>a</th> <th>5% yT</th> <th>3.90</th> <th>5.30</th> <th>6.21</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>psi</td> <td>1.960 Var</td> <td>0.04</td> <td>0.32</td> <td>1.15</td> </tr> <tr> <td></td> <td>sigma</td> <td>0.212</td> <td>0.563</td> <td>1.072</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Xt</td> <td>3.29</td> <td>5.17</td> <td>6.87</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Xt+</td> <td>3.70</td> <td>6.27</td> <td>8.97</td> </tr> <tr> <td></td> <td>Xt-</td> <td>2.87</td> <td>4.06</td> <td>4.77</td> </tr> </tbody> </table>													VALE PER ZONA C				a	5% yT	3.90	5.30	6.21	psi	1.960 Var	0.04	0.32	1.15		sigma	0.212	0.563	1.072		Xt	3.29	5.17	6.87		Xt+	3.70	6.27	8.97		Xt-	2.87	4.06	4.77
VALE PER ZONA C																																														
a	5% yT	3.90	5.30	6.21																																										
psi	1.960 Var	0.04	0.32	1.15																																										
	sigma	0.212	0.563	1.072																																										
	Xt	3.29	5.17	6.87																																										
	Xt+	3.70	6.27	8.97																																										
	Xt-	2.87	4.06	4.77																																										
<table border="1" style="float: right; margin-top: 10px;"> <thead> <tr> <th colspan="4">QT</th> </tr> <tr> <th>QT+</th> <th>15.8</th> <th>26.7</th> <th>38.2</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Qt -</td> <td>12.2</td> <td>17.3</td> <td>20.3</td> </tr> </tbody> </table>													QT				QT+	15.8	26.7	38.2	Qt -	12.2	17.3	20.3																						
QT																																														
QT+	15.8	26.7	38.2																																											
Qt -	12.2	17.3	20.3																																											
fascia confidenza 5%																																														

Figura 1: portate al colmo rio Preli

METODO DELLA SIMULAZIONE DELL'EVENTO CRITICO - IUH NASH														
RIO PRELU														
Dati in ingresso	coefficienti cpp			vd CN.xlsx	Coeff. Assorbimento iniziale		Da PdB (Giandotti)	n serbatoi NASH		FattoreAR F (ragguagli o area)	Qnota	Q soglia	delta t	
	i0	n	B	CN II	CN III	c	A	tc	n	k	ψ	Q50	Q ₀	ore
PonteCarrega_DICCA2020 suboraria	mm/h	adim	h-1	adim		adim	kmq	min	adim	adim	adim	mc/s	mc/s	ore
	391.4	0.524	9.1	75	87	0.2	0.56	27	3	0.11	0.99	14	6	0.0833333
Idrogramma critico							Idrogramma massimo volume sopra soglia							
	d pioggia	t [h]	Q[mc/s]	V [mc]	V ₀ [mc]		d pioggia	t [h]	Q[mc/s]	V [mc]	V ₀ [mc]			
	h						h							
	0.71			35.21E+3	13.17E+3		0.71			35.16E+3	13.13E+3			
Calcoli intermedi		0.0	0.00	5	0	Calcoli intermedi		0.00	0.00	5	0			
Pioggia locale, P _l =	97.0 mm	0.08	0.03	184	0	Pioggia locale, P _l =	96.9 mm	0.08	0.03	184	0			
Pioggia areale, P _a =	96.3 mm	0.17	1.19	744	0	Pioggia areale, P _a =	96.2 mm	0.17	1.19	744	0			
Tasso di pioggia areale, p _a =	135.4 mm/ora	0.25	3.77	1573	0	Tasso di pioggia areale, p _a =	135.5 mm/ora	0.25	3.77	1573	0			
Max volume ritenzione, S _r =	36.8 mm	0.33	6.72	2403	603	Max volume ritenzione, S _r =	36.8 mm	0.33	6.72	2403	603			
Assorbimento iniziale, I _s =	7.4	0.42	9.30	3085	1285	Assorbimento iniziale, I _s =	7.4	0.42	9.30	3085	1285			
Pioggia Netta, R _n =	62.9 mm	0.50	11.26	3584	1784	Pioggia Netta, R _n =	62.8 mm	0.50	11.26	3584	1784			
Durata imbibim. Iniziale, t _{ib} =	0.05 ore	0.58	12.63	3923	2123	Durata imbibim. Iniziale, t _{ib} =	0.05 ore	0.58	12.63	3923	2123			
Durata pioggia netta, t _{pn} =	0.66 ore	0.67	13.53	4130	2330	Durata pioggia netta, t _{pn} =	0.66 ore	0.67	13.53	4129	2329			
Tasso di pioggia netta, r _n =	95.76 mm/ora	0.75	14.01	4049	2249	Tasso di pioggia netta, r _n =	95.80 mm/ora	0.75	14.00	4044	2244			
		0.83	12.99	3524	1724			0.83	12.96	3514	1714			
Risultato		0.92	10.51	2730	930	Risultato		0.92	10.47	2719	919			
Portata al colmo, q _{max} =	14.0 mc/s	1.00	7.69	1941	141	Portata al colmo, q _{max} =	14.0 mc/s	1.00	7.66	1931	131			
		1.08	5.25	1296	0			1.08	5.22	1289	0			
		1.17	3.39	826	0			1.17	3.37	821	0			
		1.25	2.11	508	0			1.25	2.10	505	0			
		1.33	1.27	304	0			1.33	1.27	302	0			
1) variare a (B7) e la durata di pioggia (B11) per ottenere il valore di portata voluto (N7)		1.42	0.75	178	0			1.42	0.75	176	0			
		1.50	0.43	102	0			1.50	0.43	101	0			
2) ottengo l'idrogramma critico di riferimento		1.58	0.25	58	0			1.58	0.24	57	0			
		1.67	0.14	32	0			1.67	0.14	32	0			
		1.75	0.08	18	0			1.75	0.08	18	0			
3) vario la durata (I13) per massimizzare V ₀ e ottengo l'idrogramma con il massimo volume sopra la soglia (L7)		1.83	0.04	10	0			1.83	0.04	10	0			
		1.92	0.02	5	0			1.92	0.02	5	0			
		2.00	0.01	3	0			2.00	0.01	3	0			
		2.08	0.01	2	0			2.08	0.01	1	0			
		2.17	0.00	1	0			2.17	0.00	1	0			
		2.25	0.00	0	0			2.25	0.00	0	0			
		2.33	0.00	-4	0			2.33	0.00	0	0			

Figura 2: idrogramma tempo ritorno 50 anni

METODO DELLA SIMULAZIONE DELL'EVENTO CRITICO - IUH NASH														
RIO PRELU														
Dati in ingresso	coefficienti cpp			vd CN.xlsx	Coeff. Assorbimento iniziale			Da PdB (Giandotti)	n serbatoi NASH		FattoreAR F (ragguaglio area)	Qnota	Q soglia	delta t
	i0	n	B	CN II	CN III	c	A	tc	n	k	ψ	Q50	Q ₀	ore
PonteCarrega_DICCA2020 suboraria	mm/h	adim	h-1	adim	adim	adim	kmq	min	adim	adim	adim	mc/s	mc/s	ore
	555.4	0.524	9.1	75	87	0.2	0.56	27	3	0.11	0.99	22	14	0.0833333
Idrogramma critico							Idrogramma massimo volume sopra soglia							
	d pioggia	t [h]	Q[mc/s]	V [mc]	V ₀ [mc]		d pioggia	t [h]	Q[mc/s]	V [mc]	V ₀ [mc]			
	h						h							
	0.71			56.14E+3	10.08E+3		0.71			56.35E+3	10.18E+3			
Calcoli intermedi			0.0	0.00	28	0	Calcoli intermedi		0.00	0.00	28	0		
Pioggia locale, P=	137.3 mm	0.08	0.19	406	0		Pioggia locale, P=	137.6 mm	0.08	0.19	406	0		
Pioggia areale, P _a =	136.2 mm	0.17	2.52	1397	0		Pioggia areale, P _a =	136.5 mm	0.17	2.52	1397	0		
Tasso di pioggia areale, p _a =	192.6 mm/ora	0.25	6.79	2722	0		Tasso di pioggia areale, p _a =	192.3 mm/ora	0.25	6.79	2722	0		
Max volume ritenzione, S=	36.8 mm	0.33	11.36	3986	0		Max volume ritenzione, S=	36.8 mm	0.33	11.36	3986	0		
Assorbimento iniziale, I _a =	7.4	0.42	15.22	4998	798		Assorbimento iniziale, I _a =	7.4	0.42	15.22	4998	798		
Pioggia Netta, R=	100.2 mm	0.50	18.10	5727	1527		Pioggia Netta, R=	100.5 mm	0.50	18.10	5727	1527		
Durata imbibim. Iniziale, t _{ia} =	0.04 ore	0.58	20.08	6216	2016		Durata imbibim. Iniziale, t _{ia} =	0.04 ore	0.58	20.08	6216	2016		
Durata pioggia netta, t _{pn} =	0.67 ore	0.67	21.36	6505	2305		Durata pioggia netta, t _{pn} =	0.67 ore	0.67	21.36	6508	2308		
Tasso di pioggia netta, r=	149.78 mm/ora	0.75	22.00	6336	2136		Tasso di pioggia netta, r=	149.61 mm/ora	0.75	22.03	6355	2155		
Risultato			0.83	20.23	5477	1277	Risultato			0.83	20.34	5514	1314	
Portata al colmo, q _{max} =	22.0 mc/s	1.00	16.28	4222	22		Portata al colmo, q _{max} =	22.0 mc/s	1.00	16.42	4263	63		
			1.08	8.07	1992	0				1.08	8.17	2019	0	
ISTRUZIONI			1.17	5.21	1267	0				1.17	5.29	1286	0	
			1.25	3.24	778	0				1.25	3.29	790	0	
1) variare a (B7) e la durata di pioggia (B11) per ottenere il valore di portata voluto (N7)			1.33	1.95	465	0				1.33	1.98	473	0	
			1.42	1.15	272	0				1.42	1.17	276	0	
			1.50	0.66	156	0				1.50	0.67	158	0	
2) ottengo l'idrogramma critico di riferimento			1.58	0.38	88	0				1.58	0.38	90	0	
			1.67	0.21	49	0				1.67	0.21	50	0	
			1.75	0.12	27	0				1.75	0.12	28	0	
3) vario la durata (I13) per massimizzare V ₀ e ottengo l'idrogramma con il massimo volume sopra la soglia (L7)			1.83	0.06	15	0				1.83	0.06	15	0	
			1.92	0.03	8	0				1.92	0.04	8	0	
			2.00	0.02	4	0				2.00	0.02	4	0	
			2.08	0.01	2	0				2.08	0.01	2	0	
			2.17	0.01	1	0				2.17	0.01	1	0	
			2.25	0.00	1	0				2.25	0.00	1	0	
			2.33	0.00	0	0				2.33	0.00	0	0	

Figura 3: idrogramma tempo ritorno 200 anni

METODO DELLA SIMULAZIONE DELL'EVENTO CRITICO - IUH NASH															
RIO PRELU															
Dati in ingresso	coefficienti cpp			vd CN.xlsx	Coeff. Assorbimento iniziale			Da PdB (Giandotti)	n serbatoi NASH		FattoreAR F (ragguaglio area)	Qnota	Q soglia	delta t	
	i0	n	B	CN II	CN III	c	A	tc	n	k	ψ	Q50	Q ₀	ore	
PonteCarrega_DICCA2020 suboraria	mm/h	adim	h-1	adim	adim	adim	kmq	min	adim	adim	adim	mc/s	mc/s	ore	
	691.5	0.524	9.1	75	87	0.2	0.56	27	3	0.11	0.99	29	20	0.0833333	
Idrogramma critico							Idrogramma massimo volume sopra soglia								
d pioggia		t [h]	Q[mc/s]	V [mc]	V ₀ [mc]	d pioggia		t [h]	Q[mc/s]	V [mc]	V ₀ [mc]				
h						h									
0.62				67.68E+3	9.21E+3	0.62				67.57E+3	9.16E+3				
Calcoli intermedi							Calcoli intermedi								
Pioggia locale, P=		159.1 mm	0.08	0.42	662	0	Pioggia locale, P=		159.0 mm	0.08	0.42	662	0		
Pioggia areale, P _a =		157.8 mm	0.17	3.99	2094	0	Pioggia areale, P _a =		157.7 mm	0.17	3.99	2094	0		
Tasso di pioggia areale, p _a =		254.1 mm/ora	0.25	9.96	3913	0	Tasso di pioggia areale, p _a =		254.3 mm/ora	0.25	9.96	3913	0		
Max volume ritenzione, S=		36.8 mm	0.33	16.12	5605	0	Max volume ritenzione, S=		36.8 mm	0.33	16.12	5605	0		
Assorbimento iniziale, I _a =		7.4	0.42	21.25	6941	941	Assorbimento iniziale, I _a =		7.4	0.42	21.25	6941	941		
Pioggia Netta, R=		120.8 mm	0.50	25.02	7894	1894	Pioggia Netta, R=		120.7 mm	0.50	25.02	7894	1894		
Durata imbibim. Iniziale, t _{ia} =		0.03 ore	0.58	27.60	8490	2490	Durata imbibim. Iniziale, t _{ia} =		0.03 ore	0.58	27.60	8488	2488		
Durata pioggia netta, t _{pn} =		0.59 ore	0.67	29.00	8374	2374	Durata pioggia netta, t _{pn} =		0.59 ore	0.67	28.98	8363	2363		
Tasso di pioggia netta, r=		204.14 mm/ora	0.75	26.83	7266	1266	Tasso di pioggia netta, r=		204.25 mm/ora	0.75	26.77	7246	1246		
Risultato			0.83	21.61	5606	242	Risultato			0.83	21.54	5585	231		
Portata al colmo, q _{max} =		29.0 mc/s	0.92	15.76	3971	0	Portata al colmo, q _{max} =		29.0 mc/s	0.92	15.69	3953	0		
			1.08	6.92	1682	0				1.08	6.88	1673	0		
ISTRUZIONI			1.17	4.30	1033	0	ISTRUZIONI			1.17	4.27	1027	0		
			1.25	2.59	617	0				1.25	2.57	613	0		
1) variare a (B7) e la durata di pioggia (B11) per ottenere il valore di portata voluto (N7)			1.33	1.52	360	0	1) variare a (B7) e la durata di pioggia (B11) per ottenere il valore di portata voluto (N7)			1.33	1.51	358	0		
			1.42	0.88	206	0				1.42	0.87	205	0		
			1.50	0.50	117	0				1.50	0.49	116	0		
2) ottengo l'idrogramma critico di riferimento			1.58	0.28	65	0	2) ottengo l'idrogramma critico di riferimento			1.58	0.28	65	0		
			1.67	0.15	36	0				1.67	0.15	36	0		
			1.75	0.08	20	0				1.75	0.08	19	0		
3) vario la durata (L13) per massimizzare V ₀ e ottengo l'idrogramma con il massimo volume sopra la soglia (L7)			1.83	0.05	11	0	3) vario la durata (L13) per massimizzare V ₀ e ottengo l'idrogramma con il massimo volume sopra la soglia (L7)			1.83	0.05	10	0		
			1.92	0.02	6	0				1.92	0.02	6	0		
			2.00	0.01	3	0				2.00	0.01	3	0		
			2.08	0.01	2	0				2.08	0.01	2	0		
			2.17	0.00	1	0				2.17	0.00	1	0		
			2.25	0.00	0	0				2.25	0.00	0	0		
			2.33	0.00	0	0				2.33	0.00	0	0		

Figura 4: idrogramma tempo ritorno 500 anni