



## COMUNE DI SUBIACO

FONDI DEL DECRETO INTERMINISTERIALE DEL MINISTERO  
DELL'INTERNO E MEF DEL 30/12/2019  
CONTRIBUTI AI COMUNI PER LA REALIZZAZIONE DI OPERE  
PUBBLICHE PER LA MESSA IN SICUREZZA DI EDIFICI E DEL  
TERRITORIO - ANNO 2020  
"INTERVENTI DI MESSA IN SICUREZZA DEL TERRITORIO COMUNALE  
IN LOCALITA' I CAPPUCCINI"

## PROGETTO ESECUTIVO

<b>Formato</b> ISO A4	<b>Titolo elaborato</b>  Relazione idrologica e calcoli	<b>Elaborato</b> <b>A.3</b>
<b>Data</b> Febbraio 2021		<b>Scala</b> -

PROGETTAZIONE, DIREZIONE LAVORI E COORDINAMENTO DELLA SICUREZZA:

DOTT. ING. COCCO ALESSANDRO

## INDICE

1.	Premesse .....	2
2.	Studio idrologico.....	3
1.1	Utilizzo della distribuzione TCEV .....	3
1.2	Stima regionale dei parametri della TCEV .....	5
2.1.1.	Primo livello di regionalizzazione.....	9
2.1.2.	Secondo livello di regionalizzazione.....	10
2.1.3.	Terzo livello di regionalizzazione .....	10
2.2.	Piogge di massima intensità e breve durata.....	11
2.3.	Risultati .....	16
3.	Portate di progetto.....	19
3.1.	Modellazione afflussi-deflussi .....	19
3.1.1.	Ietogrammi sintetici.....	20
3.1.2.	Tempo di concentrazione .....	20
3.1.3.	Tempo di ritorno .....	22
3.1.4.	Coefficiente di deflusso di piena.....	24
3.2.	Portate di progetto .....	29

## **1. PREMESSE**

Nel quadro della progettazione dell'intervento si è provveduto a definire e dimensionare le opere necessarie per il risanamento idrogeologico. In particolare gli interventi sono finalizzati alla migliore regimazione delle acque fluenti e al loro allontanamento. E' ovvio pertanto che tra le finalità in progetto oltre alla pulizia ed alla manutenzione dell'alveo ricada la protezione dell'alveo contro le erosioni provocate dalle piene delle acque meteoriche. La prevenzione e l'arresto di queste azioni producono effetti benefici sul reticolo idrografico e sull'equilibrio idrogeologico dell'intero bacino influenzando positivamente la stabilità dei versanti, riducendo l'apporto del materiale solido verso valle. Fondamentale, pertanto, risulta determinare le portate in gioco e l'azione di trascinamento delle acque.

La metodologia prevede lo studio delle piogge critiche mediate sul territorio oggetto dell'intervento, ottenute elaborando le serie storiche reperite negli annali idrografici delle precipitazioni intense (cioè di forte intensità e breve durata). Con questa procedura di tipo statistico si ricava una legge rappresentativa degli eventi meteorici in funzione di un "tempo di ritorno" in genere assegnato. Il tempo di ritorno esprime la probabilità statisticamente determinata che un certo evento si presenti mediamente almeno una volta nel periodo considerato.

## 2. STUDIO IDROLOGICO

In questa sezione vengono definite le caratteristiche pluviometriche di ingresso per la definizione della relativa portata. Lo studio delle precipitazioni è utile per la definizione della curva di probabilità pluviometrica di progetto, allo scopo si è utilizzata la regionalizzazione VAPI condotta sull'Italia centrale dal Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche, che fa riferimento alla distribuzione di probabilità TCEV.

### 1.1 Utilizzo della distribuzione TCEV

L'adozione della legge TCEV è stata introdotta a seguito della constatazione del fatto che in numerosi pluviometri si sono registrati alcuni eventi assolutamente straordinari, la cui intensità supera di gran lunga le intensità inferiori di pari durata. Tali eventi sono indicati nella letteratura anglosassone come *outliers*.

La distribuzione TCEV definisce la probabilità di non superamento di una mistura di due popolazioni di eventi definite come *componente bassa*, che include gli eventi che potremmo chiamare *ordinari*, e componente alta che include gli eventi che potremmo considerare *straordinari*, di cui fanno parte gli eventuali *outliers*.

La distribuzione TCEV si esprime:

$$P_X(x) = e^{-\Lambda_1 e^{-\frac{x}{\Theta_1}}} - \Lambda_2 e^{-\frac{x}{\Theta_2}} \quad (2.1.01)$$

dove  $X$  è la variabile,  $x$  è un generico valore di  $X$  e i parametri indicano:

- $\Lambda_1$  e  $\Lambda_2$  il valore atteso del numero degli eventi che nell'intervallo di tempo unitario, in questo caso l'anno, che appartengono rispettivamente alla componente bassa e alla componente alta;
- $\Theta_1$  e  $\Theta_2$  il valore atteso dell'intensità degli eventi che appartengono rispettivamente alla componente bassa e alla componente alta, in cui è ovviamente:

$$\Theta_2 \geq \Theta_1$$

La TCEV può essere messa nella forma:

$$P_X(x) = e^{-e^{-\alpha_1(x-\varepsilon_1)}} - e^{-\alpha_2(x-\varepsilon_2)} \quad (2.1.02)$$

avendo posto:

$$\alpha_1 = \frac{\Lambda_1}{\Theta_1}, \quad \alpha_2 = \frac{\Lambda_2}{\Theta_2}, \quad \varepsilon_1 = \frac{\ln \Lambda_1}{\alpha_1} = \Theta_1 \ln \Lambda_1, \quad \varepsilon_2 = \frac{\ln \Lambda_2}{\alpha_2} = \Theta_2 \ln \Lambda_2 \quad (2.1.03)$$

Derivando la (2.1.01) rispetto a  $x$  si ottiene la densità di probabilità della TCEV:

$$p_X(x) = \left( \frac{\Lambda_1}{\Theta_1} e^{-\frac{x}{\Theta_1}} + \frac{\Lambda_2}{\Theta_2} e^{-\frac{x}{\Theta_2}} \right) \cdot e^{-\Lambda_1 e^{-\frac{x}{\Theta_1}}} - \Lambda_2 e^{-\frac{x}{\Theta_2}} \quad (2.1.04)$$

Sostituzione dei parametri  $\Theta_2$  e  $\Lambda_2$

Ponendo:

$$\Theta_* = \frac{\Theta_2}{\Theta_1} \quad (2.1.06)$$

$$\Lambda^* = \frac{\Lambda_2}{\Lambda_1^{1/\Theta_*}} \quad (2.1.07)$$

la (2.1.01) diventa:

$$P_X(x) = e^{-\Lambda_1 e^{\frac{x}{\Theta_1}} - \Lambda_* \Lambda_1^{1/\Theta_*} e^{-\frac{x}{\Theta_* \Theta_1}}} \quad (2.1.08)$$

Si osservi che è sempre:

- per la (2.1.02):

$$\Theta^* > 1$$

- poiché è  $\Lambda_1 \geq 0$  e  $\Lambda_2 \geq 0$ :

$$\Lambda^* \geq 0$$

## 1.2 Stima regionale dei parametri della TCEV

Nel caso delle piogge intense il numero degli eventi straordinari registrati da un singolo pluviometro è molto basso, e ciò rende impossibile una stima efficace dei parametri

della componente alta facendo riferimento alle singole serie di osservazioni. È necessario quindi far ricorso a metodi regionali, in modo da utilizzare per la stima dei parametri tutte le osservazioni di una regione pluviometricamente omogenea. Il concetto di omogeneità pluviometrica risulterà definito dal modo in cui si sviluppa la procedura di regionalizzazione.

Con regionalizzazione delle variabili  $X_i$  ( $i = 1 \dots n$ ) s'intende l'aggregazione di tali variabili in gruppi con caratteristiche stocastiche comuni. Nel caso di variabili distribuite sul territorio, come le piogge, si richiede generalmente che tali raggruppamenti abbiano anche riferimenti geografici.

Secondo la procedura proposta da Versace e al. (1989) vengono considerati tre livelli di regionalizzazione, individuando:

- al primo livello *regioni omogenee* rispetto ai parametri  $A_*$  e  $\Theta_*$ , da cui deriva l'omogeneità anche rispetto al *coefficiente di asimmetria*;
- al secondo livello *zone omogenee* anche rispetto al parametro  $A_1$ , da cui deriva l'omogeneità anche rispetto al *coefficiente di variazione*;
- al terzo livello *sottozone omogenee* rispetto alla dipendenza del parametro  $\Theta_1$  - e quindi della media - da alcune grandezze geografiche locali (quota, distanza dal mare, orientamento dei versanti).

Si procede come segue:

A. al primo livello di regionalizzazione:

- in base ai valori dei coefficienti di asimmetria empirici, s'individuano, in prima approssimazione, delle regione omogenee;

- in ciascuna regione viene eseguita la stima dei parametri  $\Lambda_*$  e  $\Theta_*$  con il metodo proposto da Fiorentino e Gabriele (1985), applicando il criterio della massima verosimiglianza a tutte le variabili che ricadono in essa;
  - con la legge standardizzata si determinano gli intervalli di confidenza, con livello di significatività  $\alpha$ , del coefficiente di asimmetria, e si verifica se l'ipotesi di omogeneità è verificata, con quel livello di significatività, per le regioni individuate;
  - se tale condizione non è soddisfatta, si modificano le regioni e si riprende la procedura.
- B. al secondo livello di regionalizzazione, avendo fissato i valori di  $\Lambda_*$  e  $\Theta_*$  determinati al primo livello:
- in base ai valori dei coefficienti di variazione empirici, s'individuano, in prima approssimazione, delle zone omogenee;
  - si stimano con il criterio della massima verosimiglianza i parametri  $\gamma_{1,i}$  relativi a ciascuna stazione;
  - si determinano i coefficienti di variazione della componente base di ciascuna stazione tramite la:
 
$$\gamma_{1,i} = \frac{1,2825}{\ln \Lambda_{1,i} + 0,57722} \quad (2.1.13)$$
  - in ciascuna zona omogenea si calcola il coefficiente di variazione della zona  $\gamma_1$  come media dei  $\gamma_{1,i}$  relativi a quella zona;
  - per ciascuna zona omogenea si calcola la stima di  $\Theta_1$  introducendo  $\gamma_1$  nella (2.1.13);

- con la legge standardizzata si determinano gli intervalli di confidenza, con livello di significatività  $\alpha$ , del coefficiente di variazione, e si verifica se l'ipotesi di omogeneità è verificata, con quel livello di significatività, per le zone individuate;
- se questa condizione non è soddisfatta, si modificano le zone e si riprende la procedura.

C. al terzo livello di regionalizzazione, avendo fissato i valori di  $A_*$ ,  $\Theta_*$  e  $A1$  determinati ai precedenti livelli, per cui risulta fissato il parametro  $\beta$  :

- s'individuano, in prima approssimazione, in base all'andamento della media con la quota  $z$ , le sottozone omogenee;
- s'interpolano gli andamenti di  $\mu(z)$  con la legge prescelta, e si verifica l'adattamento;
- se l'adattamento non risulta soddisfacente, si modificano le sottozone e si riprende la procedura.

In questa relazione si fa riferimento alla regionalizzazione delle piogge intense svolta nell'ambito del progetto VAPI su un'ampia fascia dell'Italia Centrale, comprendente tra l'altro, tutti i bacini del Compartimento di Roma del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale, ossia il bacino del Tevere e i bacini minori con foce lungo il litorale del Lazio (Calenda e al. 1994; Calenda e Cosentino, 1996).

Per la regionalizzazione si è utilizzato un criterio geografico, ed è sempre stato possibile conservare la continuità territoriale delle aree omogenee.

Ricordando la (1.04) la distribuzione di probabilità del massimo giornaliero si scrive:

$$P(h_d) = e^{-\Lambda_I} e^{-\left(\frac{h_d - \beta}{\mu_{hd}}\right)^{\Theta_*}} - \Lambda_* \Lambda_I^{1/\Theta_*} e^{-\left(\frac{h_d - \beta}{\Theta_* \mu_{hd}}\right)^{\Theta_*}} \quad (2.1.14)$$

dove con  $\mu_{hd}$  si è indicata il valore medio delle massime altezze giornaliere.

### 2.1.1. Primo livello di regionalizzazione

Al primo livello di regionalizzazione si è dovuta respingere l'ipotesi di un'unica regione omogenea rispetto al coefficiente d'asimmetria, che non è risultata accettabile. Il territorio è stato quindi suddiviso in tre regioni omogenee, che si potrebbero definire: *regione tirrenica* (regione A, con 154 stazioni), *regione appenninica* (regione B, con 353 stazioni) e *regione adriatica* (regione C, con 120 stazioni).

I valori regionali dei parametri  $\Lambda_*$  e  $\Theta_*$  sono riportati nella tabella 2.1.

Tabella 2.1 - Parametri del primo livello di regionalizzazione

regione	$\Lambda_*$	$\Theta_*$
A	0,174	3,490
B	0,762	1,241
C	0,795	2,402

### 2.1.2. Secondo livello di regionalizzazione

Al secondo livello di regionalizzazione sono state considerate le stesse tre regioni individuate al primo livello. L'ipotesi che ciascuna fosse omogenea anche rispetto al coefficiente di variazione è risultata accettabile.

I valori regionali dei parametri  $A_1$  e  $\beta$  sono riportati nella tabella 2.2.

Tabella 2.2 - Parametri al secondo livello di regionalizzazione

<i>regione = zona</i>	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>C</i>
$A_1$	29,314	22,017	27,806
$\beta$	5,056	4,359	5,301

### 2.1.3. Terzo livello di regionalizzazione

Al terzo livello di regionalizzazione si è ipotizzato che la media dell'altezza giornaliera  $\mu_{hd}$  dipenda linearmente dalla sola quota  $z$  della stazione:

$$\mu_{hd} = cz + d \quad (2.1.15)$$

Sono state individuate 78 sottozone in cui i parametri della regressione e il coefficiente di correlazione assumono i valori indicati nella tabella 2.3.

## 2.2. Piogge di massima intensità e breve durata

Per l'elaborazione delle precipitazioni intense di breve durata si è adottata quindi la legge intensità-durata-frequenza a tre parametri:

$$i_t(T) = \frac{a(T)}{(b+t)^m} \quad (2.1.16)$$

dove:

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

La (2.1.16) può essere messa nella forma:

$$i_t(T) = i_0(T) \left( \frac{b}{b+t} \right)^m \quad (2.1.17)$$

dove  $i_0(T)$  è l'intensità istantanea con tempo di ritorno  $T$ . La media di  $i_t$  risulta allora:

$$\mu_{it} = \mu_{i0} \left( \frac{b}{b+t} \right)^m \quad (2.1.18)$$

dove  $\mu_{i0}$  è la media dell'intensità istantanea.

Sono state assunte le seguenti ipotesi:

a) l'intensità media di 24 ore  $\mu_{i24}$  è proporzionale all'intensità media giornaliera  $\mu_{id}$  id:

$$\mu_{i24} = \delta \cdot \mu_{id} \quad (2.1.19)$$

dove il coefficiente di proporzionalità, costante su tutta l'area esaminata, vale  $\delta = 1,15$ ;

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

$$r = \frac{\mu_{i5'}}{\mu_{i1}} = \left( \frac{b+1}{b+0,0833} \right)^m = 3,36$$

Ricavando  $b$ :

$$b = \frac{1 - 0,0833r^{1/m}}{r^{1/m} - 1} \quad (2.1.20)$$

c) l'esponente  $m$  e il parametro di trasformazione temporale  $b$  sono indipendenti dal tempo di ritorno  $T$ , in modo da imporre il parallelismo sul piano logaritmico delle leggi IDF relative a diversi tempi di ritorno;

d) l'intensità istantanea media  $\mu_{i0}$  è dipendente dalla quota  $z$  della stazione pluviometrica secondo la relazione:

$$\frac{\mu_{i0}(z)}{\bar{\mu}_{i0}} = \frac{\mu_{hd}(z)}{\bar{\mu}_{hd}} \quad (2.1.21)$$

L'ipotesi a) è confermata con buona approssimazione dall'esame dei rapporti  $\delta$  di tutte le stazioni della area studiata. Da essa discende che anche per  $\mu_{i24}$  vale una relazione lineare con la quota:

$$\mu_{i24} = \delta \frac{cz + d}{24} \quad (2.1.22)$$

L'ipotesi b) è suffragata da ricerche condotte su scala mondiale da diversi autori (Calenda e al., 1995). Da essa si può ricavare il valore del parametro di trasformazione temporale  $b$  per ciascuna stazione.

L'ipotesi c) è confermata con buona approssimazione dall'analisi delle curve di caso critico empiriche.

L'ipotesi d) è stata dedotta dai dati, anche se il numero molto ridotto delle stazioni pluviografiche presenti in ciascuna sottozona non autorizza conclusioni definitive.

Dalla (2.1.21), tenuto conto della (2.1.22), si ricava:

$$\frac{\mu_{i0}(z)}{\bar{\mu}_{i0}} = \frac{\mu_{i24}(z)}{\bar{\mu}_{i24}} = \frac{\delta(cz + d)}{24\bar{\mu}_{i24}} \quad (2.1.23)$$

da cui:

$$\mu_{i0}(z) = \frac{\bar{\mu}_{i0}}{\bar{\mu}_{i24}} \delta \frac{(cz + d)}{24} \quad (2.1.24)$$

Dalla (2.04') si ottiene:

$$\mu_{i0}(z) = \mu_{i24}(z) \left( \frac{b + 24}{b} \right)^m \quad (2.1.25)$$

Per cui, uguagliando la (2.1.24) alla (2.1.25), ricavando  $m$  e ricordando la (2.1.22) si ottiene:

$$m = \frac{\ln\left(\frac{\bar{\mu}_{i0}}{\bar{\mu}_{i24}}\right)}{\ln\left(\frac{b + 24}{b}\right)}$$

che sostituendo secondo la (2.1.24) diventa:

$$m = \frac{\ln\left(\frac{\bar{\mu}_{i0}}{\bar{\mu}_{i24}}\right)}{\ln\left[1 + \frac{24(r^{1/m} - 1)}{1 - 0,0833r^{1/m}}\right]} \quad (2.1.26)$$

che costituisce un'equazione implicita, la cui soluzione fornisce il valore di  $m$ . Sostituendo a sua volta questo nella (2.1.20) si ottiene  $b$ .

I valori regionali dei parametri  $b$ ,  $m$  e  $\mu_{i0}/\mu_{i24}$  che compaiono nella (2.12) sono riportati nella tabella 2.4. È ovviamente:

$$\frac{h_d}{\mu_{hd}} = \frac{\delta h_{24}}{\delta \mu_{h24}} = \frac{i_0 \left( \frac{b}{b+24} \right)^m 24}{\mu_{i0} \left( \frac{b}{b+24} \right)^m 24} = \frac{i_0}{\mu_{i0}} \quad (2.1.27)$$

che sostituito nella (2.01) dà la distribuzione di probabilità dell'intensità di pioggia istantanea:

$$P(i_0) = e^{-\Lambda_1} e^{-\left( \frac{i_0}{\mu_{i0}} \right) \beta} - \Lambda_* \Lambda_1^{1/\Theta_*} e^{-\left( \frac{i_0}{\Theta_* \mu_{i0}} \right) \beta} \quad (2.1.28)$$

Sostituendo ancora nella (2.14)  $i_0$  secondo la (2.04) si ottiene la distribuzione di probabilità dell'intensità  $i_t$  relativa alla durata  $t$  generica:

$$P(i_t) = e^{-\Lambda_1} e^{-\left[ \frac{i_t}{\mu_{i0}(z)} \beta \left( \frac{b+t}{b} \right)^m \right]} - \Lambda_* \Lambda_1^{1/\Theta_*} e^{-\left[ \frac{i_t}{\Theta_* \mu_{i0}(z)} \beta \left( \frac{b+t}{b} \right)^m \right]} \quad (2.15)$$

dove  $z$  è la quota del punto,  $\mu_{i0}(z)$  è dato dalla (2.1.25),  $m$  si ricava dalla (2.1.26),  $b$  dalla (2.1.20), e i parametri  $\Lambda_*$ ,  $\Theta_*$ ,  $\Lambda_1$  e  $\beta$  sono dati dalla procedura TCEV.

### 2.3. Risultati

Il bacino idrografico del fosso ricade nella sottozona B25, come desumibile dalle immagini riportate nella figura 2.4.1.

*Figura 2.4.1 - Sottozone VAPI per l'Italia centrale*

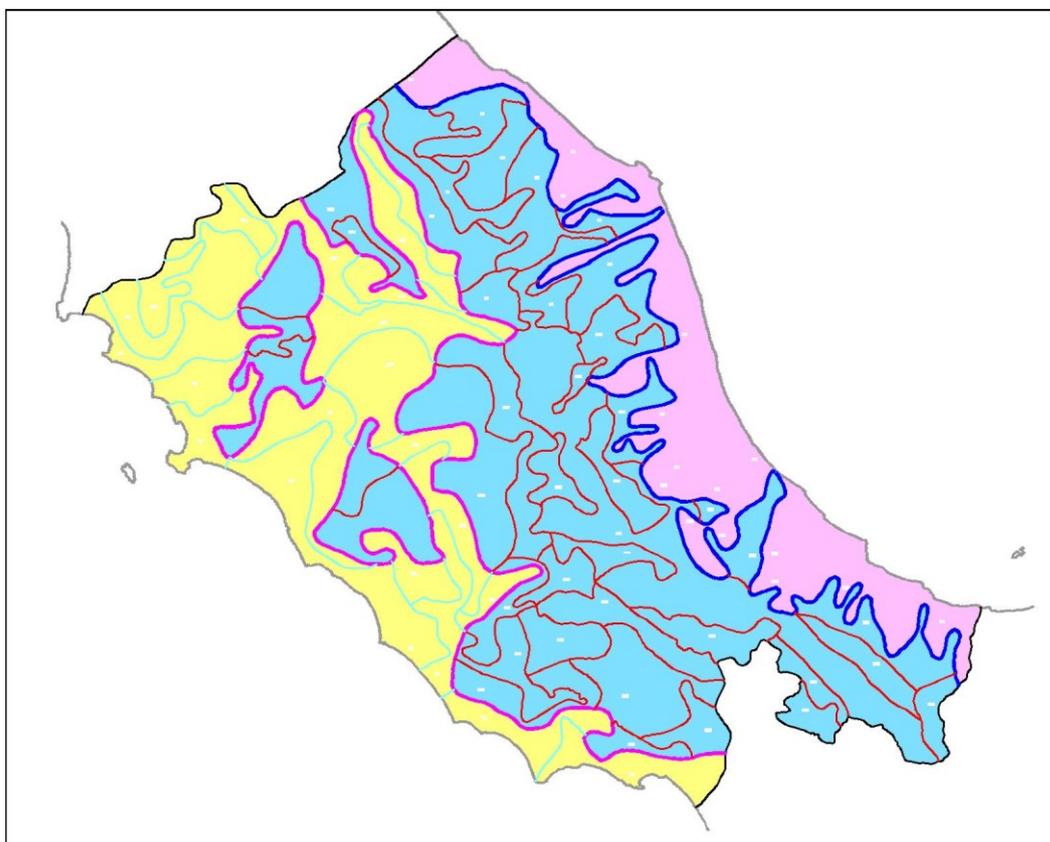
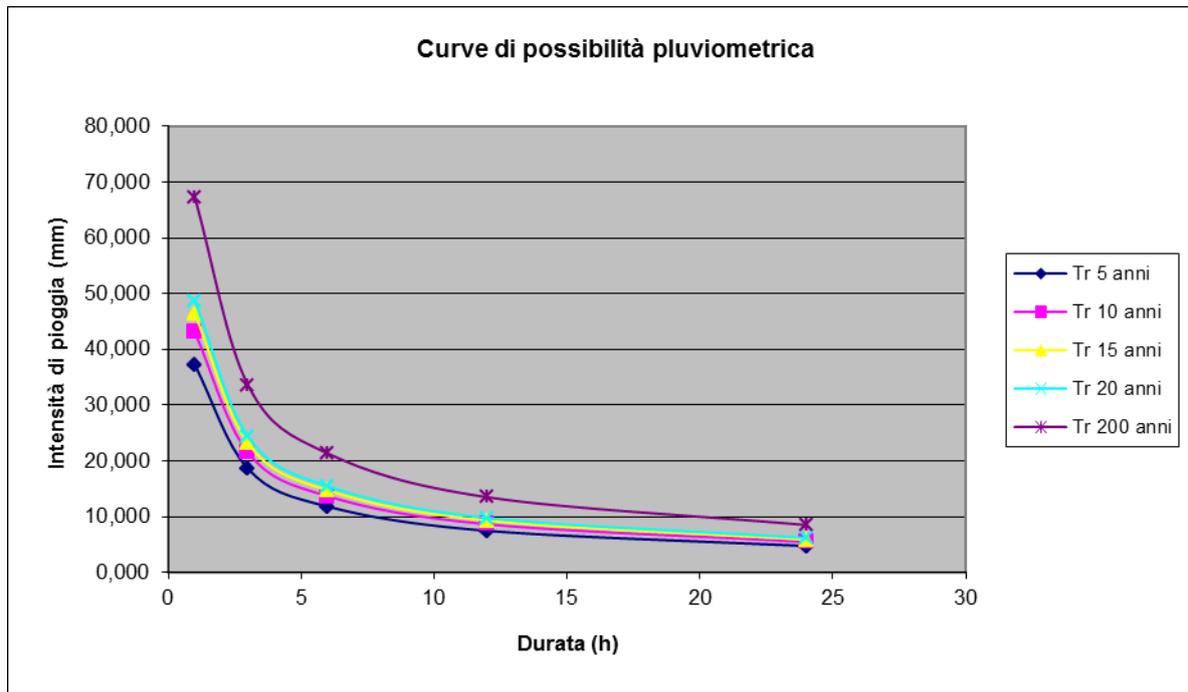


Figura 2.4.2 Curve di possibilità pluviometrica



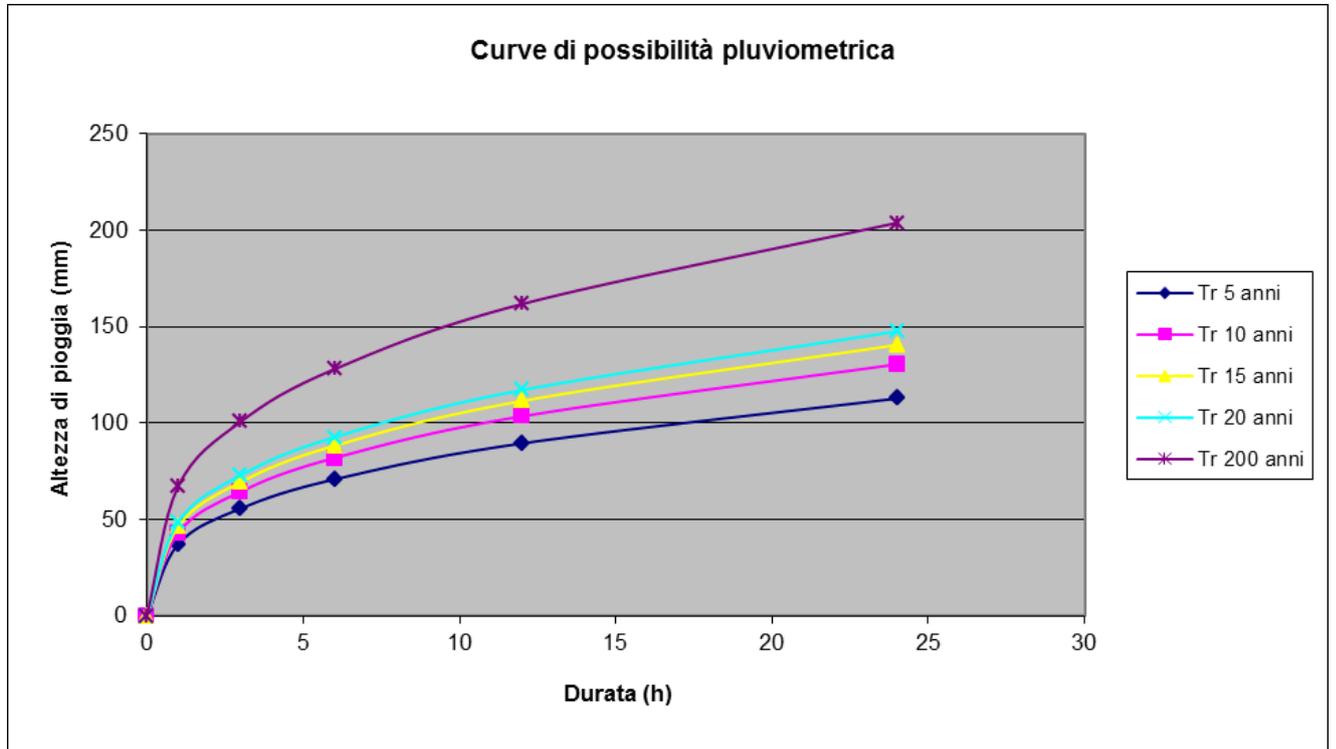
La zona B25 risulta essere caratterizzata dai seguenti coefficienti della curva pluviometrica a 3 parametri  $b$ ,  $m$ ,  $a$  per un tempo di ritorno di 200 anni:

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

Tabella 2.4.3 - Parametri della sottozona B25

$b_{MED}$	$m_{MED}$	$a_i(Tr)$
0,09851	0,66996	71,616

Figura 2.4.4 - Altezze di precipitazione  $Tr = 200$  anni



### 3. PORTATE DI PROGETTO

Lo studio idraulico condotto è basato su caratteristiche idrologiche e geomorfologiche del bacino in esame; le precipitazioni di progetto sono ricavate come visto a partire dalla regionalizzazione VAPI.

#### 3.1. Modellazione afflussi-deflussi

Si è scelto per la determinazione delle portate di progetto un semplice modello di trasformazione afflussi-deflussi di tipo concentrato, basato sulla formula razionale:

$$Q(T) = 0,278 \cdot \phi \cdot A_b \cdot i(\tau_b, T) \cdot r(A_b, \tau_b)$$

in cui:

- $T$  è il tempo di ritorno medio, in anni,
- $Q(T)$  è la massima portata al colmo dell'anno relativa al tempo di ritorno  $T$ ,  
in  $\text{m}^3/\text{s}$ ,
- $A_b$  è l'area del bacino, in  $\text{km}^2$ ,
- $\tau_b$  è il tempo di concentrazione, in h, parametro che regola la concentrazione dei deflussi,
- $i(\tau_b, T)$  è l'intensità di pioggia di durata  $\tau_b$  con tempo di ritorno  $T$ , in  $\text{mm/h}$ ,

- $\phi(T)$  è il coefficiente di deflusso relativo al tempo di ritorno T, parametro che rappresenta le perdite idrologiche,
- $r(A_b, \tau_b)$  è il coefficiente di ragguaglio all'area delle piogge.

### 3.1.1. Ietogrammi sintetici

Il modello utilizza idrogrammi sintetici uniformi di durata pari al tempo di concentrazione del bacino. Gli ietogrammi sono stati ricavati dalla regionalizzazione illustrata nel capitolo 2. Per i parametri delle leggi di probabilità pluviometrica che dipendono dalla quota del suolo sono state utilizzate le quote medie dei bacini.

Per il coefficiente di ragguaglio data la limitata estensione del bacino si è adottato a favore di sicurezza un valore unitario

### 3.1.2. Tempo di concentrazione

Il tempo di concentrazione del bacino è stato stimato tramite la formula di Giandotti

$$\tau_b = \frac{4\sqrt{A_b} + 1,5L_b}{0,8\sqrt{y_m}}$$

con:

$L_b$  lunghezza dell'asta principale del bacino (km)

$A_b$  area bacino (kmq)

$y_m$  altezza media del bacino rispetto alla sezione di chiusura (m)

In considerazione che il bacino è inferiore a 1 kmq il tempo di concentrazione è stimato mediante la relazione di Kirpich

$$\tau_{bK} = 0.93(L_b / \sqrt{y_{\max} / L_b})^{0.77}$$

con:

$L_b$  lunghezza dell'asta principale del bacino ( $km$ )

$y_{\max}$  altezza media del bacino rispetto alla sezione di chiusura ( $m$ )

### 3.1.3. Tempo di ritorno

La scelta della portata di progetto delle opere deve basarsi su un'attenta analisi del cosiddetto rischio d'insufficienza, cioè, che occasionalmente si possano manifestare eventi estremi più intensi di quelli compatibili con le caratteristiche idrauliche della rete, e quindi con portate maggiori di quelle previste, accompagnate da esondazioni, ristagni d'acqua, danni a cose e persone, di entità talora elevata.

Il legame probabilistico tra la massima altezza ed il tempo di ritorno  $T_r$ , o la probabilità  $P(Q)$  di non superamento, legame caratteristico di tutte le variabili casuali "estreme", è di tipo logaritmico. Ciò implica una ridotta influenza di  $T_r$  sulla portata: ad esempio passando da  $T_r = 2$  anni a  $T_r = 10$  anni, la portata al colmo si incrementa rispettivamente solo di 1.2 e 1.4 volte.

Significativo appare di conseguenza il concetto di "rischio RN d'insufficienza in N anni", definito come il rischio che durante l'arco di vita tecnica dell'opera di N anni si verifichi almeno un evento che produca l'insufficienza dell'opera. Senza entrare nei dettagli della teoria statistica si può dimostrare che l'espressione che lega RN a  $T_r$  vale:

$$Rn = 1 - P(Qt) * N = 1 - \left(1 - \frac{1}{T_r}\right) * N$$

che mostra come RN cresca rapidamente, a parità di  $T_r$ , all'aumentare di N. Fissando ad

esempio un orizzonte temporale di efficacia dell'opera  $N = 50$  anni, se si adottasse  $Tr = 2 \div 10$  anni sussisterebbe la certezza probabilistica ( $R_N$  prossimo ad 1) che l'opera entri in crisi almeno una volta nei suoi 50 anni di vita; se si adottasse invece  $Tr = 50$  anni il rischio d'insufficienza  $R_{50}$  scenderebbe a 0.63 (2 probabilità d'insufficienza su 3); per ridurre tale rischio a 0.20 (1 probabilità d'insufficienza su 5) il tempo di progetto dovrebbe salire a 225 anni, mentre per avere  $R$  a meno del 5% occorrerebbe salire con  $Tr$  a circa 1000 anni.

Per le verifiche dei corsi d'acqua si assume come tempo di ritorno  $Tr = 200$  anni.

### 3.1.4. Coefficiente di deflusso di piena

Per il coefficiente di deflusso si è tenuto conto della formazione geologica afferente alla rete idrografica. La litologia dell'area di progetto è prevalentemente vulcaniti ed alluvioni. In particolare si è fatto riferimento al parametro  $\phi(T)$  che può essere inteso come un *coefficiente di deflusso* del bacino *in condizioni di piena* per il tempo di ritorno  $T$ . La determinazione del valore di  $\phi(T)$  è stata condotta sulla base dei risultati della regionalizzazione delle portate sul bacino del Tevere e sui bacini regionali del Lazio (Calenda, 2004), funzione delle sole caratteristiche geologiche dei terreni tramite la formula lineare:

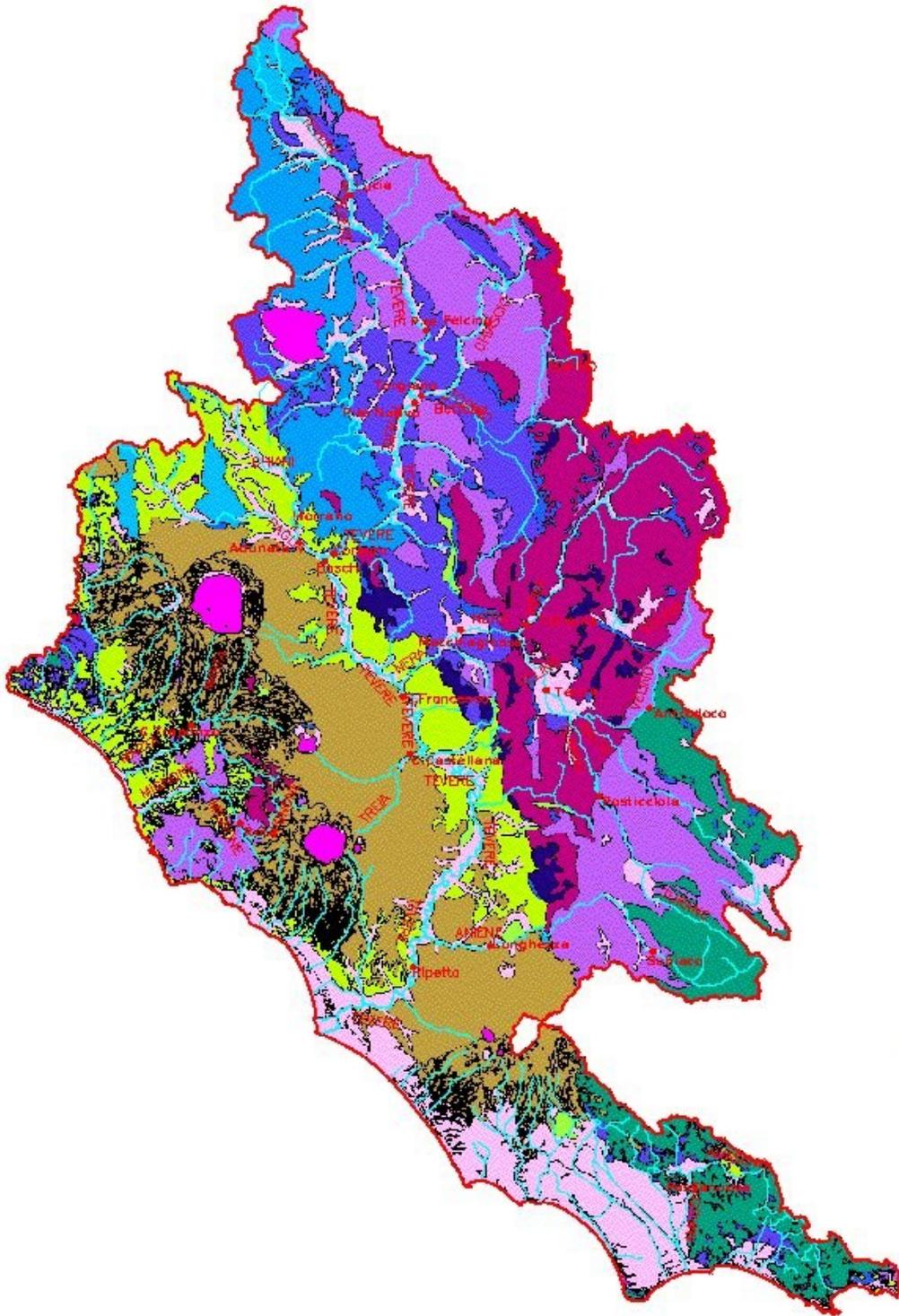
$$\phi_{reg}(T) = \frac{\sum_{f=1}^5 \phi_f(T) A_f}{A_b} \quad (2.02)$$

in cui:

$f$  è l'indice che definisce la formazione geologica,

$\phi_f(T)$  è un parametro che può essere inteso come un coefficiente di deflusso della formazione per il tempo di ritorno  $T$ ,

$A_f$  è l'area della formazione  $f$  compresa nel bacino.



Geologia del bacino del Tevere: strato informativo del SIT

Dall'esame della carta geologica Geologia del SIT di supporto al VAPI per l'Italia Centrale sono state individuate le 13 classi di formazioni geologiche. Ai fini della regionalizzazione è stata esclusa la superficie competente ai laghi, inoltre per ridurre il numero dei parametri, le tipologie di classi geologiche sono state raggruppate in sole 5 classi indicate nella seconda colonna della tabella

<b>Codice SIT</b>	<b>Classe reg.</b>	<b>Descrizione</b>
AL2-3	4	Alluvioni recenti limoso-sabbioso-ghiaiose; Depositi fluviali. (Olocene)
DT	1	Detrito di falda; Coni di deiezione; Depositi morenici. (Olocene - Pleistocene)
AL1	5	Sedimenti fluvio-lacustri e fluvio palustri; Alluvioni antiche da argillose a ghiaiose.
TR	1	Travertini. (Pleistocene)
T	4	Vulcaniti (tufi, lava, etc., variamente intercalati). (Pleistocene - Pliocene)
SAM	5	Sedimenti prevalentemente argillosi con intercalazioni di sabbie più o meno argillose. (Pleistocene - Pliocene)
BL	3	Blocchi e pacchi di strati di tipi litologici diversi (calcari, arenarie, alfoliti, etc...). (Micene inferiore - Cretaceo medio)
AT	2	Arenarie torbiditiche con intercalazioni di argilloscisti e marnoscisti; Banchi di marne («Macigno» ouct.). (Miocene medio - Ologocene)
CMA	1	Alternanza di marne, calcari e calcari con selce ben stratificati («Scaglia toscana», «Maiolica», «Diaspri», «Calcari selciferi», Calcari marnosi rossastri»). (Eocene - Lias inferiore)
DC	1	Depositi carbonatici costituiti da calcari bianchi e grigiastri senza apparente stratificazione, a luoghi carsificati. («Calcarea massiccio»). (Lias inferiore)
F	3	Marne, calcari marnosi e alternanza di arenarie e marne («Marnosa - arenacea»), intercalazioni di calcari detritici e marne Arenacee. Alternanza di strati argillosi ed arenacei a sedimentazione gradata; livelli calcarenitici e conglomeratici. («Molasse»). (Miocene superiore - medio)
C	2	Depositi carbonatici costituiti da calcari detritici talora debolmente carsificati, a volte marnosi (Miocene medio). Depositi costituiti prevalentemente da calcari a luoghi carsificati, con intercalazioni di calcari dolomitici, calcari marnosi e lenti di bauxite (Cretaceo superiore - Lias medio). Depositi carbonatici costituiti da dolomie bianche o grigie stratificate, talora laminate. (Lias inferiore - Trias superiore)
LAGO	n.c.	Laghi

I valori dei parametri  $\phi(T)$  dipendono dalle formazioni geologiche prevalenti e seguono un andamento che può essere regolarizzato mediante relazioni interpolari del tipo

$\phi(T) = aLn(T) + b$  in funzione del tempo di ritorno, o eventualmente essere assunto costante per alcune formazioni litologiche.

$\Phi_f$	tipo curva	parametri		
		cost	$a_f$	$b_f$
$\Phi_1$	$\Phi(T) = cost$	0,010	-	-
$\Phi_2$	$\Phi(T) = cost$	0,125	-	-
$\Phi_3$	$\Phi(T) = aLn(T) + b$	-	0,01361	0,19681
$\Phi_4$	$\Phi(T) = aLn(T) + b$	-	0,02685	0,19755
$\Phi_5$	$\Phi(T) = aLn(T) + b$	-	0,01670	0,76972

Per questo tipo il coefficiente di deflusso è valutabile tramite l'espressione

$$\phi_f(T) = a_f Ln(T) + b_f$$

dove

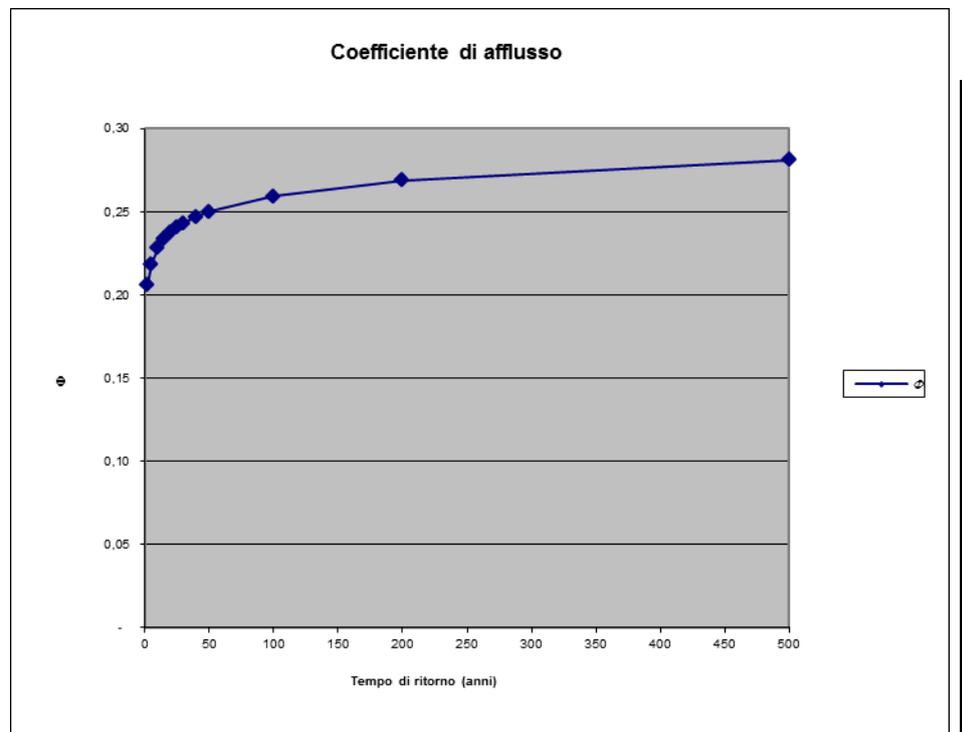
$a_f$	$b_f$
0,02685	0,19755

Risulta quindi di agevole determinazione il valore del coefficiente di afflusso per i vari tempi di ritorno. Per la classe 3

Tipo geologico prevalente	3
---------------------------	---

$a_f$	$b_f$
0,01361	0,19681

tr	$\Phi$
2	0,21
5	0,22
10	0,23
15	0,23
20	0,24
25	0,24
30	0,24
40	0,25
50	0,25
100	0,26
200	0,27
500	0,28



Il valore del coefficiente di deflusso 0.27 corrispondente a un tempo di ritorno di 200 anni è incrementato a favore della sicurezza del 40% e quindi vale 0.38

### **3.2. Portate di progetto**

Secondo le assunzioni esplicate nei paragrafi precedenti la portata di progetto con un tempo di ritorno di 200 anni è pari a 1,41 mc/sec. Tale portata andrà introdotta nelle verifiche idrauliche.

REGIONALIZZAZIONE DELL'ITALIA CENTRALE  
 'DISTRIBUZIONE DEI VALORI ESTREMI TIPO I A DUE COMPONENTI (TCEV1)  
 PROCEDURA MODIFICATA CON RELAZIONI IDF A TRE PARAMETRI

RELAZIONE IDF A TRE PARAMETRI

$$i_t(T_r) = \frac{a_i(T_r)}{(b+t)^m}$$

$$P(i_t) = e^{-\Lambda t} e^{-\left[\frac{i_t}{\mu_{i0}(z)} \beta \left(\frac{b+t}{b}\right)^m\right] - \Lambda^* \Lambda t^{1/\Theta^*}} e^{-\left[\frac{i_t}{\Theta^* \mu_{i0}(z)} \beta \left(\frac{b+t}{b}\right)^m\right]}$$

$$\mu_{i0}(z) = \frac{\bar{\mu}_{i0}}{\bar{\mu}_{i24}} \delta \frac{(cz+d)}{24}$$

NOME	ZONA	$\Theta^*$	$\Lambda^*$	$\Lambda 1$	$\beta$	$\delta = \frac{\mu_{i0}}{\mu_{i24}}$	$r = \frac{i_5}{i_{60}}$	SOTTO ZONA	c	d	$b_{MED}$	$m_{MED}$	$\frac{\mu_{i0} MED}{\mu_{i24} MED}$	QUOTA	$\mu_{i0}(z)$	$T_r(i)$ progetto	$i_0$	P(i)	$a_i(T_r)$
Fosso CAPPUCINI	B	1,241489	0,76165	22,01688	4,09371	1,15	3,336	B25	0,020888	64,27743	0,098612	0,669959	39,80178	500	142,5066	200	338,094	0,995	71,616

Curve di possibilità pluviometrica  
Intensità

Curve di possibilità pluviometrica  
Altezza

REGIONALIZZAZIONE DELL'ITALIA CENTRALE  
'DISTRIBUZIONE DEI VALORI ESTREMI TIPO I A DUE COMPONENTI (TCEV1)  
PROCEDURA MODIFICATA CON RELAZIONI IDF A TRE PARAMETRI

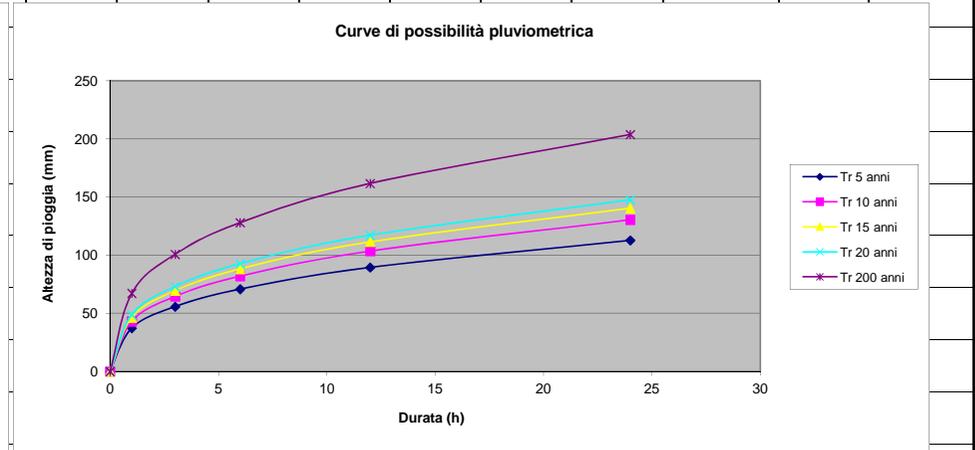
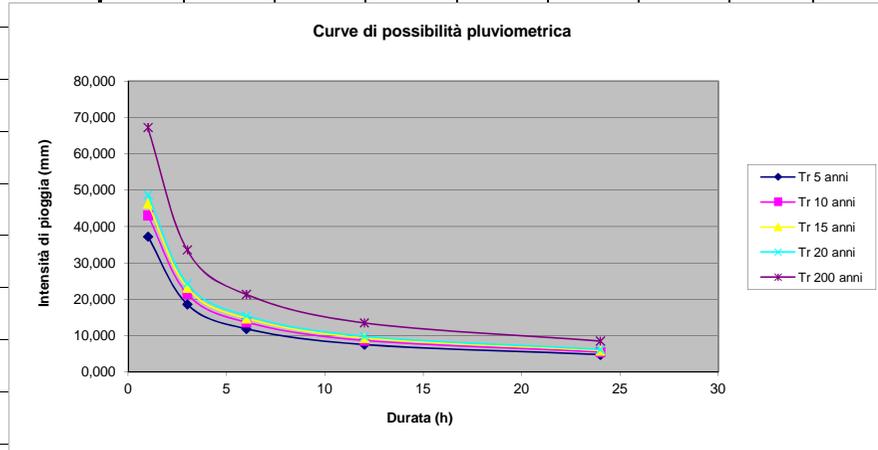
RELAZIONE IDF A TRE PARAMETRI

$$i_t(T_r) = \frac{a_i(T_r)}{(b+t)^m}$$

$$P(i_t) = e^{-\Lambda_1 e^{-\left[ \frac{i_t}{\mu_{i0}(z)} \beta \left( \frac{b+t}{b} \right)^m \right]}} - \Lambda^* \Lambda_1^{1/\Theta^*} e^{-\left[ \frac{i_t}{\Theta^* \mu_{i0}(z)} \beta \left( \frac{b+t}{b} \right)^m \right]}$$

$$\mu_{i0}(z) = \frac{\bar{\mu}_{i0}}{\bar{\mu}_{i24}} \delta \frac{(cz+d)}{24}$$

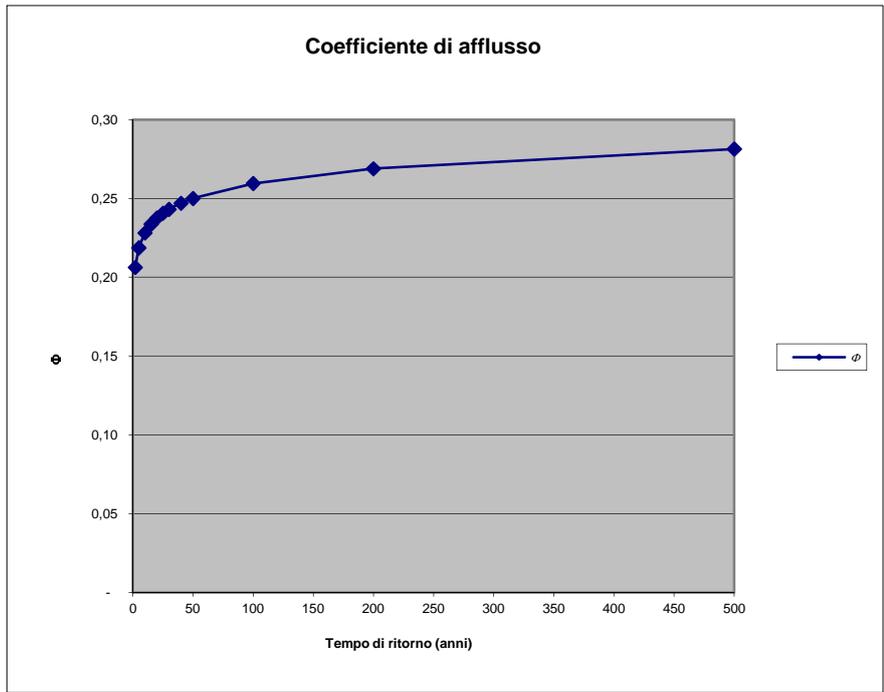
NOME	ZONA	$\Theta^*$	$\Lambda^*$	$\Lambda_1$	$\beta$	$\delta = \frac{\mu_{i0}}{\mu_{i24}}$	$r = \frac{i_5}{i_{60}}$	SOTTO ZONA	c	d	$b_{MED}$	$m_{MED}$	$\frac{\mu_{i0 MED}}{\mu_{i24 MED}}$	QUOTA	$\mu_{i0}(z)$	$T_r(i)$ progetto	$i_0$	P(i)	$a_i(Tr)$
Tr 5 anni	B	1,2414889	0,7616502	22,016877	4,09371	1,15	3,336	B25	0,0208882	64,277433	0,098612	0,669959	39,801781	500	142,50655	5	187,082	0,800	39,628
Tr 10 anni	B	1,2414889	0,7616502	22,016877	4,09371	1,15	3,336	B25	0,0208882	64,277433	0,098612	0,669959	39,801781	500	142,50655	10	216,427	0,900	45,844
Tr 15 anni	B	1,2414889	0,7616502	22,016877	4,09371	1,15	3,336	B25	0,0208882	64,277433	0,098612	0,669959	39,801781	500	142,50655	15	233,092	0,933	49,375
Tr 20 anni	B	1,2414889	0,7616502	22,016877	4,09371	1,15	3,336	B25	0,0208882	64,277433	0,098612	0,669959	39,801781	500	142,50655	20	244,810	0,950	51,857
Tr 200 anni	B	1,2414889	0,7616502	22,016877	4,09371	1,15	3,336	B25	0,0208882	64,277433	0,098612	0,669959	39,801781	500	142,50655	200	338,094	0,995	71,616



Tipo geologico prevalente	3
---------------------------	---

$a_f$	$b_f$
0,01361	0,19681

Tr	$\Phi$
2	0,21
5	0,22
10	0,23
15	0,23
20	0,24
25	0,24
30	0,24
40	0,25
50	0,25
100	0,26
200	0,27
500	0,28



$$\phi_f(T) = a_f \ln(T) + b_f$$

$\Phi_f$	$a_f$	$b_f$
1	0,0000	0,0100
2	0,0000	0,1250
3	0,0136	0,1968
4	0,0269	0,1976
5	0,0167	0,7697

