

COMMITTENTE



PROGETTAZIONE



DIREZIONE TECNICA

U.O. OPERE CIVILI E GESTIONE DELLE VARIANTI

PROGETTO DEFINITIVO

**VELOCIZZAZIONE DELLA LINEA ROMA - PESCARA  
RADDOPPIO FERROVIARIO TRATTA CHIETI – INTERPORTO D’ABRUZZO  
(LOTTO 3)**

RELAZIONE IDROLOGICA

Studio idrologico del bacino del Fiume Pescara

SCALA:

-

COMMESSA LOTTO FASE ENTE TIPO DOC. OPERA/DISCIPLINA PROGR. REV.

IA6F 03 D 09 RI ID0001 001 A

Rev.	Descrizione	Redatto	Data	Verificato	Data	Approvato	Data	Autorizzato	Data
A	EMISSIONE ESECUTIVA	C. Cesali	Luglio 2019	F. Calza	Luglio 2019	T. Raoletti	Luglio 2019	A. Vittozzi	Luglio 2019

ITALFERR S.p.A.  
U.O. Opere Civili e Gestione delle varianti  
Dott. Ing. Angelo Vittozzi  
Ordine degli ingegneri della provincia di Roma  
N° A20783

## INDICE

1.	PREMESSA.....	5
2.	INQUADRAMENTO DELL'AREA DI STUDIO.....	6
3.	IL BACINO IDROGRAFICO DEL FIUME ATERNO-PESCARA .....	7
4.	STUDIO IDROLOGICO.....	10
4.1	ANALISI DELLE PRECIPITAZIONI .....	15
	4.1.1. <i>Va.Pi.: regionalizzazione delle piogge</i> .....	15
	4.1.2. <i>Elaborazione statistica delle registrazioni pluviometriche</i> .....	30
4.2	ANALISI DELLE REGISTRAZIONI IDROMETRICHE .....	35
4.3	STIMA DELLE PORTATE AL COLMO .....	39
	4.3.1. <i>Metodo razionale</i> .....	39
	4.3.2. <i>Definizione delle portate di piena dall'analisi statistica delle registrazioni idrometriche</i> .....	45
	4.3.3. <i>Definizione delle portate di piena secondo la metodologia del PSDA</i> .....	46
	4.3.4. <i>Confronto tra le differenti metodologie adottate</i> .....	46
4.4	DEFINIZIONE DEGLI IDROGRAMMI DI PIENA DI PROGETTO .....	47
	4.4.1. <i>Fiume Aterno-Pescara</i> .....	47
	4.4.2. <i>Corsi d'acqua minori</i> .....	48
4.5	DEFINIZIONE DELLE PORTATE "DI CANTIERE" PER IL DIMENSIONAMENTO DELLE OPERE PROVVISORIALI ...	50
5.	RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI.....	52

 <b>ITALFERR</b> GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	<b>VELOCIZZAZIONE DELLA LINEA ROMA - PESCARA</b> <b>RADDOPPIO FERROVIARIO TRATTA CHIETI-INTERPORTO D'ABRUZZO</b> <b>(LOTTO 3)</b>  <b>PROGETTO DEFINITIVO</b>					
	<b>RELAZIONE IDROLOGICA</b>	COMMESSA IA6F	LOTTO 03 D 09	CODIFICA RI	DOCUMENTO ID0001 001	REV. A

## INDICE DELLE FIGURE


<i>Fig. 1 – Inquadramento dell'area di studio.....</i>	<i>6</i>
<i>Fig. 2 – Bacino idrografico del Fiume Aterno-Pescara.....</i>	<i>8</i>
<i>Fig. 3 – Bacino idrografico del F. Aterno - Pescara: curva ipsografica.....</i>	<i>9</i>
<i>Fig. 4 – VAPI: zone omogenee al I e II livello di regionalizzazione.....</i>	<i>21</i>
<i>Fig. 5 – VAPI: aree pluviometriche omogenee (APO).....</i>	<i>23</i>
<i>Fig. 6 – Sottozone pluviometriche omogenee (Va.Pi.) all'interno del Bacino del F. Aterno-Pescara.....</i>	<i>28</i>
<i>Fig. 7 – F. Aterno-Pescara: stazioni pluviometriche e suddivisione del bacino secondo i relativi poligoni di Thiessen.....</i>	<i>34</i>
<i>Fig. 8 – F. Aterno-Pescara: ubicazione della stazione idrometrica di Santa Teresa (Spoltore).....</i>	<i>35</i>
<i>Fig. 9 – Stazione idrometrica di Santa Teresa: serie storica dei valori di portata massima giornaliera annuale....</i>	<i>36</i>
<i>Fig. 10 – F. Aterno-Pescara: confronto tra i valori di portata al colmo ottenuti secondo differenti approcci.....</i>	<i>46</i>
<i>Fig. 11 – F. Aterno-Pescara: idrogrammi di piena di progetto.....</i>	<i>48</i>
<i>Fig. 12 – Bacino 46: idrogrammi di piena di progetto.....</i>	<i>49</i>
<i>Fig. 13 – Bacino 47: idrogrammi di piena di progetto.....</i>	<i>49</i>

## INDICE DELLE TABELLE

<i>Tab. 1 – Bacino del F. Aterno - Pescara: dati morfometrici.....</i>	<i>9</i>
<i>Tab. 2 – Bacini idrografici minori: dati morfometrici.....</i>	<i>9</i>
<i>Tab. 3 – Bacino del F. Aterno-Pescara: dati morfometrici alla sezione di chiusura “SEZ. PE2” (fonte: PSDA) ..</i>	<i>14</i>
<i>Tab. 4 – Bacino del F. Aterno-Pescara: valori di portata al colmo, per differenti durate e tempi di ritorno, alla sezione di chiusura “SEZ. PE2” (fonte: PSDA).....</i>	<i>15</i>
<i>Tab. 5 – Valori di superficie e dei parametri <math>a(T_r)</math>, <math>b</math>, <math>m</math> per le sottozone VAPI ricadenti nel Bacino del F. Aterno-Pescara.....</i>	<i>29</i>
<i>Tab. 6 – Fiume Aterno-Pescara: valori dei parametri <math>a(T_r)</math>, <math>b</math>, <math>m</math> della CPP, per differenti tempi di ritorno.....</i>	<i>29</i>
<i>Tab. 7 – Corsi d'acqua minori: valori dei parametri <math>a(T_r)</math>, <math>b</math>, <math>m</math> della CPP, per differenti tempi di ritorno.....</i>	<i>30</i>

 <b>ITALFERR</b> GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	<b>VELOCIZZAZIONE DELLA LINEA ROMA - PESCARA</b> <b>RADDOPPIO FERROVIARIO TRATTA CHIETI-INTERPORTO D'ABRUZZO</b> <b>(LOTTO 3)</b>  <b>PROGETTO DEFINITIVO</b>					
	<b>RELAZIONE IDROLOGICA</b>	COMMESSA <b>IA6F</b>	LOTTO <b>03 D 09</b>	CODIFICA <b>RI</b>	DOCUMENTO <b>ID0001 001</b>	REV. <b>A</b>

<i>Tab. 8 – Stazioni pluviometriche ricadenti nel bacino del F. Aterno-Pescara: parametri a e n per diversi tempi di ritorno.....</i>	<i>33</i>
<i>Tab. 9 – Stazione idrometrica di Santa Teresa: valori di portata giornaliera massima annuale (periodo: 1922 - 2001).....</i>	<i>36</i>
<i>Tab. 10 – Stazione idrometrica di Santa Teresa: valori di portata <math>Q_{max,g}</math>, per differenti tempi di ritorno, secondo le distribuzioni di probabilità di Gumbel e Fuller. ....</i>	<i>38</i>
<i>Tab. 11 – Valori del Curve Number (CN) per le differenti coperture del suolo del CLC (Elaborazione ADIS). ....</i>	<i>41</i>
<i>Tab. 12 – Valori dell'altezza di pioggia, per vari tempi di ritorno, relativi alle stazioni pluviometriche considerate. ....</i>	<i>42</i>
<i>Tab. 13 – Bacino del F. Aterno-Pescara: valori dell'altezza di pioggia (ragguagliata all'area) al variare del tempo di ritorno.....</i>	<i>43</i>
<i>Tab. 14 – Bacino del F. Aterno-Pescara: valori di portata al colmo al variare del tempo di ritorno.....</i>	<i>43</i>
<i>Tab. 15 – Bacini idrografici minori: valori di portata al colmo al variare del tempo di ritorno. ....</i>	<i>43</i>
<i>Tab. 16 – Bacino del F. Aterno-Pescara: valori di portata al colmo al variare del tempo di ritorno, secondo la metodologia VAPI.....</i>	<i>44</i>
<i>Tab. 17 – Bacini idrografici minori: valori di portata al colmo al variare del tempo di ritorno, secondo la metodologia VAPI.....</i>	<i>44</i>
<i>Tab. 18 – Bacino del F. Aterno-Pescara: valori di portata al colmo e specifica, per differenti tempi di ritorno, secondo la distribuzione di Fuller. ....</i>	<i>45</i>
<i>Tab. 19 – Bacino del F. Aterno-Pescara: valori di portata al colmo e specifica, per differenti tempi di ritorno, secondo la distribuzione di Gumbel. ....</i>	<i>45</i>
<i>Tab. 20 – Bacino del F. Aterno-Pescara: valori di portata al colmo secondo la metodologia applicata nel PSDA.</i>	<i>46</i>
<i>Tab. 21 – Corsi d'acqua minori: portate “di cantiere” di progetto. ....</i>	<i>51</i>

	<b>VELOCIZZAZIONE DELLA LINEA ROMA - PESCARA RADDOPPIO FERROVIARIO TRATTA CHIETI-INTERPORTO D'ABRUZZO (LOTTO 3)</b>					
	<b>PROGETTO DEFINITIVO</b>					
<b>RELAZIONE IDROLOGICA</b>	COMMESSA IA6F	LOTTO 03 D 09	CODIFICA RI	DOCUMENTO ID0001 001	REV. A	FOGLIO 5 di 52

## 1. **PREMESSA**

Il presente elaborato è parte integrante del Progetto Definitivo di **Raddoppio ferroviario** della Tratta Chieti – Interporto d’Abruzzo, sulla **linea FS esistente** Roma - Pescara.

Il tracciato di progetto si sviluppa in affiancamento al Fiume Pescara ed interferisce con una serie di corsi d’acqua minori, affluenti in destra idraulica del Fiume Pescara stesso. È stato condotto quindi lo studio idrologico dei bacini idrografici di interesse finalizzato alla valutazione delle portate al colmo di progetto e dei relativi idrogrammi di piena da imporre/assumere come condizione al contorno nel modello idraulico sviluppato.

Lo studio idrologico si compone delle seguenti fasi:

- analisi pluviometrica per la definizione dell’altezza totale di precipitazione, con *i)* definizione della precipitazione netta, ovvero la componente di precipitazione che partecipa al deflusso, pari alla precipitazione totale depurata da quella che risulta persa in conseguenza a perdite idrologiche (immagazzinamento superficiale, vegetazione, evaporazione, infiltrazione) e *ii)* trasformazione afflussi-deflussi per il calcolo delle caratteristiche dell’onda di piena, per vari tempi di ritorno;
- analisi statistica delle registrazioni idrometriche, con determinazione/stima “*diretta*” delle portate al colmo di progetto;
- applicazione delle procedure di regionalizzazione delle piogge (VA.PI.) e delle portate (P.S.D.A. – Piano Stralcio Difesa Alluvioni della Regione Abruzzo) disponibili.

Le analisi sono state sviluppate nel rispetto della Pianificazione di Bacino attualmente in vigore, in particolare del PIANO STRALCIO DIFESA ALLUVIONI – P.S.D.A. – redatto dall’Autorità dei Bacini Regionali e Interregionali del Fiume Sangro, approvato con delibera n.6 del 31/07/2007 del Comitato Istituzionale.

## 2. INQUADRAMENTO DELL'AREA DI STUDIO

La tratta ferroviaria Chieti – Interporto d’Abruzzo si sviluppa interamente nel comune di Chieti, in affiancamento al Fiume Pescara, ed interferisce con una serie di corsi d’acqua minori.

Nella figura seguente è riportato il tracciato della linea ferroviaria in progetto, con evidenziata l’area di studio.

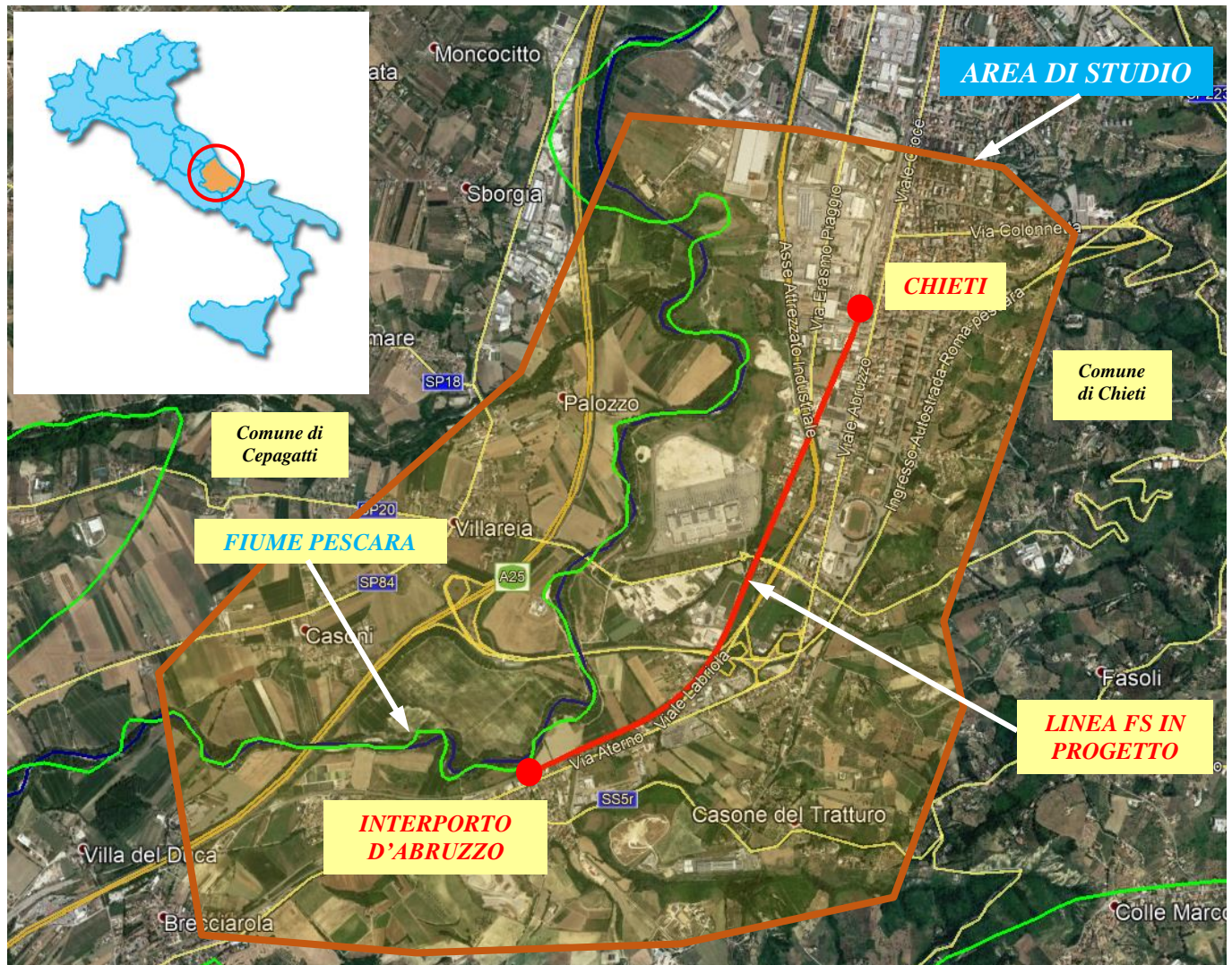



Fig. 1 – Inquadramento dell’area di studio.

	<b>VELOCIZZAZIONE DELLA LINEA ROMA - PESCARA RADDOPPIO FERROVIARIO TRATTA CHIETI-INTERPORTO D'ABRUZZO (LOTTO 3)</b>					
	<b>PROGETTO DEFINITIVO</b>					
<b>RELAZIONE IDROLOGICA</b>	COMMESSA IA6F	LOTTO 03 D 09	CODIFICA RI	DOCUMENTO ID0001 001	REV. A	FOGLIO 7 di 52

### 3. **IL BACINO IDROGRAFICO DEL FIUME ATERNO-PESCARA**

L'Aterno-Pescara è il fiume più lungo d'Abruzzo e il maggiore per estensione di bacino (circa 3170 km<sup>2</sup>) fra quelli che sfociano nell'Adriatico a sud del Reno.

Nasce come Aterno sui Monti della Laga, nei pressi di Montereale, e si sviluppa prevalentemente tra la provincia dell'Aquila e quella di Pescara, toccando in minima parte anche la provincia di Chieti; nei pressi di Popoli si unisce al fiume Pescara e sfocia nel mare Adriatico nell'omonima città. In particolare, il corso d'acqua si può dividere in tre parti: l'Aterno, fino all'immissione del Sagittario, l'Aterno-Sagittario fino all'unione con il Pescara e l'Aterno-Pescara (anche detto solo Pescara) nel tratto conclusivo.

L'Aterno-Pescara scorre per 152 km attraversando l'Abruzzo appenninico da ovest a est e toccando alcuni dei principali centri della regione, tra cui lo stesso capoluogo. In realtà la lunghezza effettiva è di 145 km ma viene generalmente compreso anche il breve tratto del Pescara dalle sorgenti nell'omonima riserva presso Popoli (PE) sino all'unione con l'Aterno.

Da evidenziare le differenze notevolissime tra il tratto alto di fiume chiamato Aterno e quello basso chiamato Pescara: il primo è molto più irregolare e povero d'acqua nel corso dell'anno risentendo direttamente degli apporti precipitativi con un regime quasi torrentizio nell'alta e media valle di scorrimento fino a Molina Aterno dove il fiume è alimentato da una vena d'acqua proveniente dal Monte Sirente rispetto al secondo che può invece beneficiare di costanti apporti sorgivi, come quello della sorgente di Capo Pescara presso Popoli o quello del fiume Tirino, arrivando così a sfiorare valori di portata media annua di quasi 60 m<sup>3</sup>/s. Un aspetto curioso di questo corso d'acqua, beninteso comune ad altri corsi d'acqua analoghi da un punto di vista geologico, è di essere caratterizzato da notevoli interscambi idrici con l'acquifero, tali da far diminuire e aumentare a tratti la portata: il carsismo è soltanto una delle modalità con cui avvengono questi interscambi. Il tratto basso inoltre è ricco di acque anche in estate, con una portata minima di ben 18 m<sup>3</sup>/s. (superiore addirittura a quella media del tratto alto e a quella estiva dello stesso Reno) tanto da risultare nella stagione estiva il massimo tributario dell'Adriatico a sud del Po. Nel tratto finale del suo corso, specialmente presso Bussi sul Tirino vi sono numerosi impianti idroelettrici.

Il bacino idrografico di interesse, chiuso in prossimità della foce, ricopre un'area di 3170 km<sup>2</sup> circa (Fig. 2). Il tracciato di progetto interferisce inoltre con serie di corsi d'acqua minori tributari in destra idraulica del Fiume Pescara.

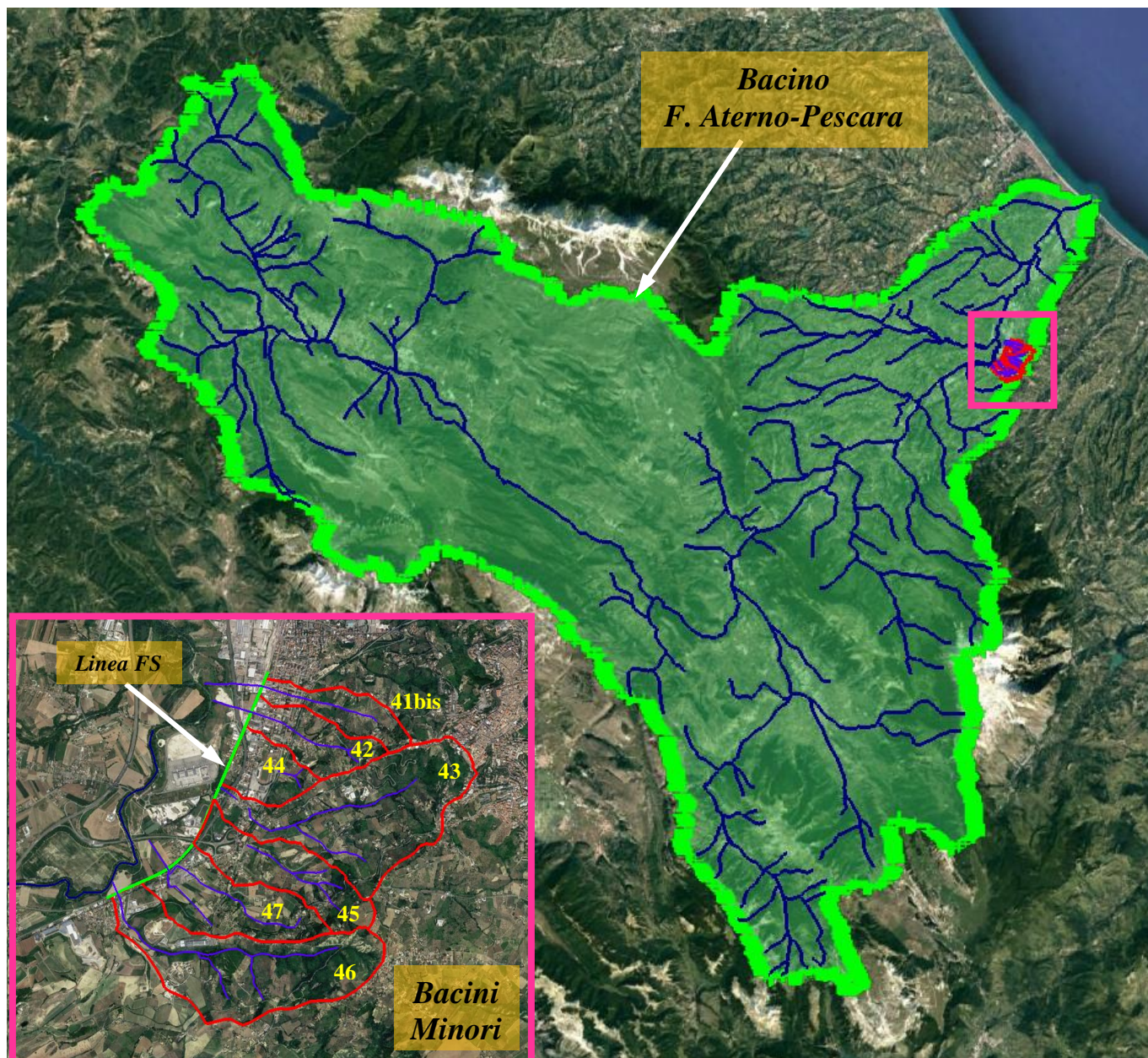


Fig. 2 – Bacino idrografico del Fiume Aterno-Pescara.

I relativi dati morfometrici sono riportati in Tab. 1 (bacino F. Aterno-Pescara) e Tab. 2 (bacini idrografici dei corsi d'acqua minori). Per maggiori dettagli si rimanda all'elaborato IA6F03D09CZID0001001A.



Superficie (km <sup>2</sup> )	Lunghezza asta principale (km)	Quota massima (m slm)	Quota minima (m slm)	Quota media (m slm)
3170	168,0	2777,0	1,0	910,7

Tab. 1 – Bacino del F. Aterno - Pescara: dati morfometrici.

In Fig. 3, è riportata la curva ipsografica del Bacino del F. Aterno - Pescara.

Id.	Area	Lunghezza asta principale	Altitudine massima	Altitudine minima	Altitudine media	Pendenza media
bacino	Km <sup>2</sup>	Km	m s.l.m.	m s.l.m.	m s.l.m.	m/m
41 bis	0.52	1.9	254	208	116.8	0.024
42	0.62	1.2	235	44	94.2	0.159
43	2.1	2.3	348	46	154.7	0.131
44	0.5	0.8	138	45	64.6	0.116
45	0.96	1.7	303	47	116.7	0.151
46	1.9	2.9	303	41	147.1	0.090
47	1.04	1.8	238	41	90.2	0.109

Tab. 2 – Bacini idrografici minori: dati morfometrici.

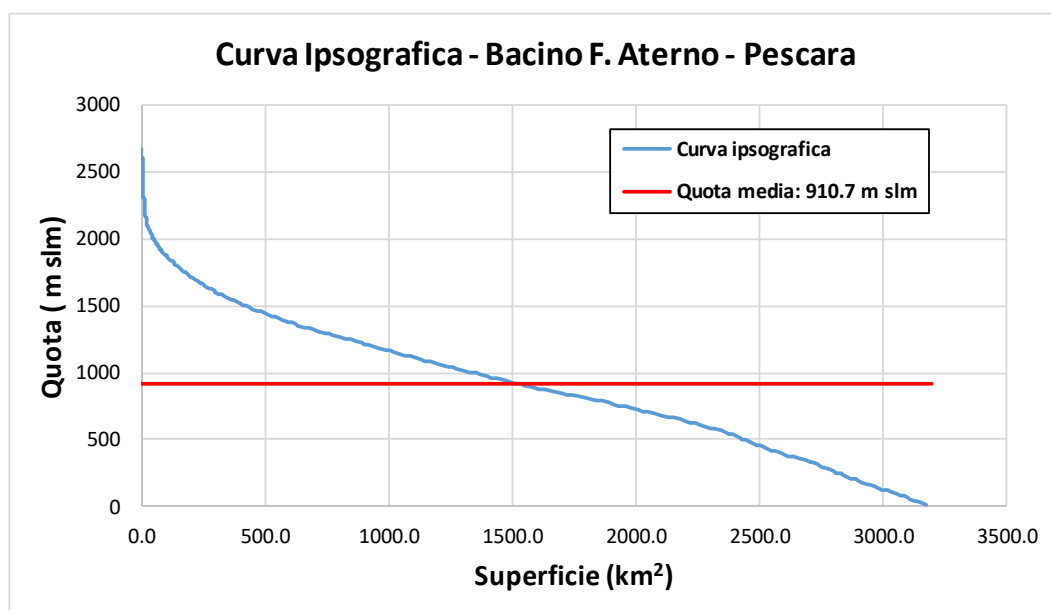


Fig. 3 – Bacino idrografico del F. Aterno - Pescara: curva ipsografica.

#### 4. STUDIO IDROLOGICO

Il quadro conoscitivo di riferimento per la caratterizzazione idrologica del bacino del Fiume Aterno – Pescara, nel territorio di competenza dell’Autorità dei Bacini Regionali e Interregionali del Fiume Sangro è attualmente riportato nel PIANO STRALCIO DIFESA ALLUVIONI – P.S.D.A., approvato con delibera n.6 del 31/07/2007 del Comitato Istituzionale.


La metodologia adottata nello studio idrologico del PSDA si basa sulla determinazione non soltanto delle portate al colmo ma anche del volume delle piene e della loro distribuzione temporale. In tal caso, l’analisi probabilistica, in perfetta analogia a quella dei picchi di piena, prevede la caratterizzazione della legge di frequenza della variabile  $V_{D,T}$ , dove  $V$  rappresenta il volume defluente per una assegnata durata  $D$  con tempo di ritorno  $T$ .

Se la distribuzione temporale durante l’evento di piena non è di interesse, il volume  $V_{D,T}$  può essere espresso come  $V_{D,T} = Q_{D,T} \cdot D$ , dove  $Q_{D,T}$  rappresenta la portata media, nella durata  $D$ , di assegnato tempo di ritorno  $T$ . Di conseguenza, lo studio probabilistico dei volumi di piena  $V_{D,T}$  si riconduce alla stima delle portate  $Q_{D,T}$ , esprimibili tramite l’espressione:

$$Q_{D,T} = K_{D,T} \cdot m_{Q,D} \quad (1)$$

dove  $m_{Q,D}$  rappresenta la media dei massimi annuali delle portate medie nell’intervallo di durata  $D$  e  $K_{D,T}$  rappresenta il *fattore di crescita*. Sulla base di questa impostazione Pianese e Rossi [1986] hanno, ad esempio, utilizzato idrogrammi rettangolari, dedotti a partire dalla  $Q_{D,T}$ , per valutare l’effetto di laminazione di uno sbarramento artificiale ed individuare quindi, sulla base di un criterio estremante, la durata critica in corrispondenza della quale si ha il massimo valore del volume invasato.

Se l’interesse è rivolto invece alla definizione delle aree inondabili ed alla determinazione delle fasce di pertinenza fluviale, la distribuzione temporale delle portate può assumere importanza non trascurabile. In tal caso il modo più conveniente di affrontare il problema è quello di procedere alla definizione di un’onda di piena sintetica di assegnato tempo di ritorno costruita a partire dall’analisi delle onde di piena storiche. Tale approccio consente di giungere alla definizione del rischio idrologico dell’area di interesse tenendo conto in maniera statisticamente adeguata degli idrogrammi di piena nel loro complesso.

 <b>ITALFERR</b> GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	<b>VELOCIZZAZIONE DELLA LINEA ROMA - PESCARA</b> <b>RADDOPPIO FERROVIARIO TRATTA CHIETI-INTERPORTO D'ABRUZZO</b> <b>(LOTTO 3)</b>  <b>PROGETTO DEFINITIVO</b>					
	<b>RELAZIONE IDROLOGICA</b>	COMMESSA IA6F	LOTTO 03 D 09	CODIFICA RI	DOCUMENTO ID0001 001	REV. A

Dal punto di vista operativo, la variabile  $Q_{D,T}$  è messa in relazione con la variabile “portata al colmo” di pari tempo di ritorno  $T$ ,  $Q_T$ , per mezzo della “curva o fattore di riduzione  $r_{D,T}$ ” dei colmi di piena definita come:

$$r_{D,T} = \frac{Q_{D,T}}{Q_T} = \frac{K_{D,T} \cdot m_{Q,D}}{K_T \cdot m_Q} \quad (2)$$

dove  $m_{Q,D}$  e  $m_Q$  rappresentano i valori medi delle due variabili  $Q_{D,T}$  e  $Q_T$  mentre  $K_{D,T}$  e  $K_T$  sono i corrispondenti fattori di crescita.

Sulla base dell’analisi estesa ad un insieme di sezioni idrometrografiche del S.I.M.N. ubicate nella fascia appenninica tra l’Emilia e le Marche, Bacchi *et al.* [1999, 2000] hanno inoltre mostrato che per un generico bacino imbrifero con superficie sottesa  $A$ , assegnato il tempo di ritorno  $T$  e la durata  $D$  (in ore) di interesse, l’eq. (2) può essere scritta come:

$$r_{D,T} = f(T, D, A) \cdot r_{D,m} \quad (3)$$

dove  $f(T,D,A)$  è una funzione che esprime il rapporto tra i fattori di crescita  $K_{D,T} / K_T$  mentre  $r_{D,m} = m_{Q,D}/m_Q$  rappresenta la “curva di riduzione delle portate medie in assegnata durata”. In definitiva l’eq.(3) può essere sostituita dall’espressione:

$$Q_{D,T} = r_{D,T} \cdot Q_T = f(T, D, A) \cdot r_{D,m} \cdot Q_T \quad (4)$$

Bacchi e Ranzi [2000] e Bacchi *et al.* [1999, 2000] hanno evidenziato che la funzione  $f(T,D,A)$  risulta in generale minore o uguale ad 1 e che può essere espressa mediante la relazione:

$$f(T,D,A) = 1 - \exp^{-0.0065 \cdot A} \cdot \exp^{-0.1336 \cdot T} \cdot (1 - \exp^{-0.0468 \cdot D}) \quad (5)$$

Per quanto attiene la valutazione della curva di riduzione delle portate medie  $r_{D,m}$ , Franchini e Galeati [1999, 2000] hanno effettuato una approfondita analisi dell’applicabilità e dell’accuratezza, intesa come capacità di riprodurre le curve di riduzione sperimentali osservate in dodici sezioni idrografiche ubicate nell’area appenninica tra l’Emilia e le Marche, di diversi modelli descrittivi proposti nella letteratura. Tali modelli possono essere così classificati:

- *modelli empirici*, definiti unicamente in base alla loro capacità di rappresentare l'andamento dei valori osservati di  $r_{D,m}$  [NERC, 1975; Fiorentino, 1985];
- *modelli geomorfoclimatici*, basati su una schematizzazione della risposta del bacino idrografico a fronte di precipitazioni di durata ed intensità conformi alla tradizionale curva di possibilità climatica [Fiorentino *et al.*, 1987; Rossi e Villani, 1988];
- *modelli stocastici*, che sfruttano la teoria degli attraversamenti rispetto ad un prefissato livello da parte di processi stocastici stazionari a parametro continuo integrati su finestre temporali di ampiezza  $D$  generica [Bacchi e Brath, 1990; Brath, 1990; Bacchi *et al.*, 1992].

La prima e più nota formulazione di  $r_{D,m}$  sviluppata nel contesto dei modelli empirici è quella proposta nel Flood Studies Report [NERC, 1975], la cui espressione è:

$$r_{D,m} = \left(1 + \frac{D}{t^*}\right)^{\beta-1} \quad (6)$$

dove  $t^*$  e  $\beta$  sono due parametri da stimare direttamente sulla base dei valori sperimentali di  $r_{D,m}$ ;  $t^*$ , che ha le dimensioni di un tempo, rappresenta di fatto un tempo di risposta caratteristico del bacino (valutabile come  $t^* = 0.84 \cdot (L/\Delta H)^{0.768}$ , con  $L$  = lunghezza dell'asta principale in km;  $\Delta H$  = differenza di quota in metri tra la quota media del bacino e la quota della sezione di chiusura) mentre il parametro  $\beta$ , adimensionale, ricade in tutte le analisi presentate in letteratura in un intervallo numerico che ricorda quello dell'esponente della curva di possibilità climatica e risulta poco correlato alle caratteristiche geomorfologiche del bacino idrografico [Silvagni, 1984; Ferrari *et al.*, 1990].

Un'altra formulazione empirica, del tutto simile all'eq. (6), è quella per esempio proposta da Fiorentino [1985] e Biggiero e Fiorentino [1987]:

$$r_{D,m} = \left(\frac{k}{D}\right) \cdot \left[1 - \exp\left(-\frac{D}{k}\right)\right] \quad (7)$$

caratterizzata dal solo parametro  $k$ , che rappresenta sempre un tempo di risposta caratteristico del bacino e che viene dagli autori legato sia all'esponente della curva di possibilità climatica sia ai parametri geomorfologici del bacino.

 <b>ITALFERR</b> GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	<b>VELOCIZZAZIONE DELLA LINEA ROMA - PESCARA</b> <b>RADDOPPIO FERROVIARIO TRATTA CHIETI-INTERPORTO D'ABRUZZO</b> <b>(LOTTO 3)</b>  <b>PROGETTO DEFINITIVO</b>					
	<b>RELAZIONE IDROLOGICA</b>	COMMESSA IA6F	LOTTO 03 D 09	CODIFICA RI	DOCUMENTO ID0001 001	REV. A

Più recentemente Ballarin *et al.* [2000] e Tomirotti [2001] hanno ricavato sulla base delle onde di piena storiche registrate in 14 stazioni idrometrografiche dell'Italia Centrale la seguente relazione, tramite cui dedurre il valore del  $k$  in una generica sezione di interesse:

$$k = 0.424 \cdot L^{1.050} \quad (8)$$

La seconda impostazione, il modello geomorfoclimatico, si basa su una rappresentazione di tipo concettuale della risposta del bacino idrografico ad un input climatico rappresentato come successione di impulsi rettangolari con intensità e durata conformi alla curva di possibilità climatica valutata a livello areale [Wood e Hebson, 1986]. Utilizzando il metodo percentuale per il calcolo della pioggia netta, e rappresentando la risposta del bacino alla sollecitazione meteorica mediante un I.U.H. di tipo Gamma o Weibull, l'applicazione del criterio estremante porta a ricavare la durata critica di pioggia, ovvero quella che produce la massima portata media nella durata  $D$ . Ripetendo il processo per le diverse durate  $D$  di interesse si perviene alla costruzione della curva di riduzione delle portate medie  $r_{D,m}$ . Le curve di riduzione che risultano dall'applicazione della procedura sopra richiamata hanno un'espressione analitica alquanto complessa e di difficile utilizzo operativo; Franchini e Galeati [1999, 2000] mettono peraltro in evidenza che la maggior complessità strutturale del modello, e la più ampia informazione di cui necessita, rappresentata dalla definizione della curva di possibilità climatica e del fattore di ragguglio all'area, dal coefficiente di perdita del metodo percentuale, nonché dai parametri che definiscono lo I.U.H. di trasformazione, non appaiono bilanciati da una superiore capacità di riprodurre le curve di riduzione sperimentali osservate. Il modello geomorfoclimatico non è stato pertanto utilizzato in tale studio sviluppato per la redazione del PSDA.

Per quanto attiene il modello stocastico, pur caratterizzato da uno sviluppo teorico alquanto complesso e da relazioni analitiche di non semplice interpretazione fisica, Bacchi *et al.* [1992] pervengono tuttavia ad una espressione abbastanza compatta e di agevole utilizzo operativo, definita dall'unico parametro  $\vartheta$ :

$$r_{D,m} = \sqrt{\Gamma(D)} = \sqrt{\frac{\vartheta}{2D} \left[ 2 + \exp\left(-\frac{4D}{\vartheta}\right) - \frac{3\vartheta}{4D} \left( 1 - \exp\left(-\frac{4D}{\vartheta}\right) \right) \right]} \quad (9)$$

dove  $\Gamma(D)$  è la funzione di varianza, ovvero il rapporto tra la varianza del processo aggregato alla scala  $D$  e quello del processo istantaneo.

 <b>ITALFERR</b> GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	<b>VELOCIZZAZIONE DELLA LINEA ROMA - PESCARA</b> <b>RADDOPPIO FERROVIARIO TRATTA CHIETI-INTERPORTO D'ABRUZZO</b> <b>(LOTTO 3)</b>  <b>PROGETTO DEFINITIVO</b>					
	<b>RELAZIONE IDROLOGICA</b>	COMMESSA IA6F	LOTTO 03 D 09	CODIFICA RI	DOCUMENTO ID0001 001	REV. A

Il parametro  $\vartheta$  è la scala temporale di fluttuazione, cioè l'integrale della funzione di autocorrelazione del processo istantaneo [Bacchi *et al.*, 1992]. Brath *et al.* [1992, 1994] hanno inoltre evidenziato uno stretto legame tra la scala di fluttuazione delle piene  $\vartheta$  e il tempo di ritardo caratteristico della risposta idrologica del bacino. Per la taratura del parametro  $\vartheta$  Bacchi e Brath [1990] propongono una procedura basata sull'utilizzo dell'informazione idrologica più comunemente disponibile, le portate medie giornaliere, consigliando tuttavia quando possibile di ricavarne il valore mediante un'applicazione del metodo dei minimi quadrati, con la ricerca diretta del valore di  $\vartheta$  che meglio adatta l'eq. (9) ai valori sperimentali di  $t_{D,m}$ .

In un recente lavoro Bacchi *et al.* [2000], sulla base dei valori di  $\vartheta$  ricavati mediante un processo ai minimi quadrati sulle curve di riduzione sperimentali disponibili in 18 sezioni idrometriche dell'Appennino tra l'Emilia e le Marche, hanno individuato due leggi regionali, la prima valida per bacini idrografici sostanzialmente impermeabili:

$$\vartheta = 13.75 \cdot L^{0.648} / \sqrt{DH} \quad (10)$$

e la seconda per bacini idrografici a permeabilità più elevata:

$$\vartheta = 19.42 \cdot L^{0.648} / \sqrt{DH} \quad (11)$$

dove il significato delle variabili  $L$  e  $DH$  è analogo a quello descritto in precedenza per la definizione del tempo caratteristico del bacino  $t^*$ .

Con riferimento al bacino del F. Aterno-Pescara, per la sezione di chiusura indicata come "SEZ.PE2", in corrispondenza della quale il bacino sotteso è caratterizzato dai parametri morfometrici riportati in Tab. 3, adottando la metodologia sopra esposta, si ottengono i valori di portata al colmo riportati in Tab. 4.

Sezione	A	A perm.	A imp.	L	$\Delta H$	Z
	(km <sup>2</sup> )	(%)	(km <sup>2</sup> )	(km)	(m)	(m s.l.m.)
Sez.PE2	3132.0	58	1315.4	165.0	908.0	914.0

Tab. 3 – Bacino del F. Aterno-Pescara: dati morfometrici alla sezione di chiusura "SEZ. PE2" (fonte: PSDA).

	<i>T=20 anni</i>	<i>T=50 anni</i>	<i>T=100 anni</i>	<i>T=200 anni</i>	<i>T=500 anni</i>
$K_T$	2.48	3.33	3.97	4.62	5.46
$Q_T$ (m <sup>3</sup> /s)- <i>Analisi statistica diretta</i>	815	1094	1305	1518	1794

<i>D</i> (ore)	$r_{D,m}$	$Q_{D,20}$ (m <sup>3</sup> /s)	$Q_{D,50}$ (m <sup>3</sup> /s)	$Q_{D,100}$ (m <sup>3</sup> /s)	$Q_{D,200}$ (m <sup>3</sup> /s)	$Q_{D,500}$ (m <sup>3</sup> /s)
0	1.000	815	1094	1305	1518	1794
1	0.998	813	1092	1302	1515	1791
3	0.985	803	1078	1285	1495	1767
6	0.952	776	1042	1242	1446	1709
9	0.913	744	999	1191	1386	1638
12	0.872	711	955	1138	1324	1565
15	0.833	679	912	1087	1265	1495
18	0.796	649	871	1039	1209	1428
21	0.762	621	834	994	1157	1367
24	0.731	596	800	954	1110	1312
30	0.677	552	741	883	1028	1215
36	0.632	515	692	825	960	1134

Tab. 4 – Bacino del F. Aterno-Pescara: valori di portata al colmo, per differenti durate e tempi di ritorno, alla sezione di chiusura “SEZ. PE2” (fonte: PSDA).

Nel presente studio sono stati rivalutati i valori di portata al colmo, alla sezione di chiusura del sottobacino di interesse (alla foce), ricorrendo a differenti metodologie (dirette e indirette). Nel dettaglio, oltre ad applicare la metodologia riportata nel PSDA, sono state raccolte ed elaborate le osservazioni pluviometriche ed idrometriche disponibili, registrate presso le stazioni di misura della zona, e sono stati applicati differenti modelli di trasformazione afflussi-deflussi per la determinazione delle portate massime di progetto e dei relativi idrogrammi di piena per differenti tempi di ritorno ( $T_r$ ).

## 4.1 Analisi delle precipitazioni

### 4.1.1. Va.Pi.: regionalizzazione delle piogge

Gli afflussi naturali sono stati determinati, per assegnati tempi di ritorno, tramite l'impiego di piogge estreme regionalizzate nell'ambito del progetto VAPI-CNR dello studio del GNDCl (Gruppo Nazionale per la Difesa dalle Catastrofi Idrogeologiche) con il modello probabilistico che adotta la distribuzione TCEV (Two-Component Extreme Value).

L'adozione di tale metodo di indagine idrologica è stata ritenuta più appropriata per l'area in oggetto, in quanto garantisce risultati già ampiamente testati e quindi ritenuti sufficientemente cautelativi rispetto a quelli desumibili dai metodi tradizionali di elaborazione statistica. Con il modello regionalizzato, in base alla scelta del tempo di ritorno che coincide con la scelta del "rischio idraulico", si ottengono le intensità di pioggia critiche.

#### Base dati utilizzata

L'area interessata dalla studio riguarda i bacini di competenza dell'Ufficio di Roma del Servizio Idrografico e Mareografico Nazionale (SIMN), ossia il bacino del Tevere e i bacini minori con foce nel tratto laziale del litorale Tirrenico, tra il fosso Tafone (incluso) e il fiume Garigliano (escluso). Per tenere conto delle informazioni al contorno la regionalizzazione delle piogge è stata eseguita su un'area molto più ampia, che interessa un intero tratto dell'Italia Centrale, che si estende dal promontorio di Piombino alla foce del Garigliano sul Tirreno, e include i litorali marchigiano e abruzzese sull'Adriatico.

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

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

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

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

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



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

### Distribuzione TCEV

La legge di distribuzione probabilistica per la variabile casuale  $h_d$ , massimo annuale dell'altezza di pioggia di durata oraria o sub-oraria  $d$ , è la Two Component Extreme Value (TCEV), secondo cui i valori estremi di una grandezza idrologica provengono da due diverse popolazioni: una degli eventi normali e un'altra degli eventi eccezionali (outliers), legati a differenti fenomeni meteorologici.

Tale distribuzione ha la caratteristica di prestarsi all'interpretazione di variabili fortemente asimmetriche, con presenza di alcuni valori molto elevati, di cui difficilmente le distribuzioni usuali (log-normale, Gumbel, Fréchet, ecc.) riescono a rendere conto.

La funzione di distribuzione di probabilità della  $h_d$  è funzione di 4 parametri:  $\Lambda_{b,d}$ ,  $\Theta_{b,d}$ ,  $\Lambda_{s,d}$  e  $\Theta_{s,d}$ , che esprimono il numero medio annuo di eventi indipendenti superiori a una soglia delle due popolazioni ( $\Lambda_{b,d}$  e  $\Lambda_{s,d}$ ) e il loro valore medio ( $\Theta_{b,d}$  e  $\Theta_{s,d}$ ) con  $\Lambda_{b,d}$ ,  $\Theta_{b,d}$  relativi ad una componente base contenente i valori medi e bassi e  $\Lambda_{s,d}$ ,  $\Theta_{s,d}$  relativi ad una componente straordinaria contenente i valori più elevati.

$$P(h_d) = e^{\left( -\Lambda_{b,d} e^{-\frac{h_d}{\Theta_{b,d}}} - \Lambda_{s,d} e^{-\frac{h_d}{\Theta_{s,d}}} \right)}$$

Se si pone  $\Theta^* = \Theta_{s,d} / \Theta_{b,d}$  e  $\Lambda^* = \Lambda_{s,d} / \Lambda_{b,d}^{1/\Theta^*}$ , si può considerare la quaterna di parametri  $\Lambda^*$ ,  $\Theta^*$ ,  $\Lambda_{b,d}$  e  $\Theta_{b,d}$ .

La funzione di distribuzione di probabilità della variabile casuale  $x=h_d$  (massimo annuale della pioggia di durata  $t$ ) è espressa come segue:

$$P(h_d) = e^{\left( -\Lambda_{b,d} e^{-\frac{h_d}{\Theta_{b,d}}} - \Lambda^* \Lambda_{b,d}^{1/\Theta^*} e^{-\frac{h_d}{\Theta^* \Theta_{b,d}}} \right)}$$

Si può dimostrare che il coefficiente d'asimmetria  $\xi(h_d)$  dipende soltanto dai parametri  $\Lambda^*$  e  $\Theta^*$ , il coefficiente di variazione  $\gamma(h_d)$  dipende dai parametri  $\Lambda^*$ ,  $\Theta^*$  e  $\Lambda_{b,d}$  e la media  $\mu(h_d)$  dipende dai parametri  $\Lambda^*$ ,  $\Theta^*$ ,  $\Lambda_{b,d}$ ,  $\Theta_{b,d}$  che si esprime con:

$$\mu(h_d) = \left[ \ln \Lambda_{b,d} + 0,5772 - \sum_{j=1}^{\infty} \frac{(-1)^j \Lambda^{*j}}{j!} \Gamma\left(\frac{j}{\Theta^*}\right) \right] \Theta_{b,d}$$

dove posto:

$$\beta = \left[ \ln \Lambda_{b,d} + 0,5772 - \sum_{j=1}^{\infty} \frac{(-1)^j \Lambda^{*j}}{j!} \Gamma\left(\frac{j}{\Theta^*}\right) \right]$$

si ha:

$$P(h_d) = e^{\left( -\Lambda_{b,d} e^{-\beta \frac{h_d}{\mu_{h,d}}} - \Lambda^* \Lambda_{b,d}^{1/\Theta^*} e^{-\beta \frac{h_d}{\Theta^* \mu_{h,d}}} \right)}$$

Sostituendo nella precedente espressione il coefficiente di crescita  $K_T = h_d / \mu_{h,d}$  si ottiene:

$$P(h_d) = e^{\left( -\Lambda_{b,d} e^{-\beta K_T} - \Lambda^* \Lambda_{b,d}^{1/\Theta^*} e^{-\beta \frac{K_T}{\Theta^*}} \right)}$$

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

$$Tr = \frac{1}{1 - P(K_T)}$$

Purtroppo non è esplicitabile in forma esatta, ma può essere invertita con la seguente espressione approssimata, valida per:  $0,1 \leq \Lambda^* \leq 0,9$  e  $1,1 \leq \Theta^* \leq 10$ .

Posto:

$$x = \ln\{-\ln[-P(k_T)]\} \quad x_0 = \frac{\Theta^*}{1-\Theta^*} \ln \Lambda^* \quad A = 0,8288(\Theta^* - 0,4315)^{0,3456}$$

- per  $x \leq x_0$ :

$$k = \frac{x + A e^{-B_1(x-x_0)^{C_1}}}{\beta}$$

con

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

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

- per  $x \geq x_0$ :

$$k = \frac{\Theta^* (x + \ln \Lambda^*) + A e^{-B^2(x-x_0)^{C_2}}}{\beta}$$

con

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

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

### Stima regionale dei parametri con i massimi giornalieri

Con regionalizzazione delle altezze di pioggia  $h(d)_k$  nei diversi pluviometri  $k=1,2,\dots,n$  s'intende l'aggregazione di tali variabili in gruppi con caratteristiche stocastiche comuni. Si richiede generalmente che i raggruppamenti abbiano anche riferimenti geografici.

	<b>VELOCIZZAZIONE DELLA LINEA ROMA - PESCARA RADDOPPIO FERROVIARIO TRATTA CHIETI-INTERPORTO D'ABRUZZO (LOTTO 3)</b>					
	<b>PROGETTO DEFINITIVO</b>					
<b>RELAZIONE IDROLOGICA</b>	COMMESSA IA6F	LOTTO 03 D 09	CODIFICA RI	DOCUMENTO ID0001 001	REV. A	FOGLIO 20 di 52

Sono stati utilizzati tre livelli di regionalizzazione:

- I. Regioni omogenee rispetto ai parametri  $\Lambda^*$  e  $\Theta^*$ , da cui deriva l'omogeneità rispetto al coefficiente d'asimmetria  $\xi(h_d)$
- II. Zone omogenee rispetto ai parametri  $\Lambda^*$ ,  $\Theta^*$  e  $\Lambda_{b,d}$ , da cui deriva l'omogeneità rispetto al coefficiente di variazione  $\gamma(h_d)$
- III. Sottozone omogenee rispetto ai parametri  $\Lambda^*$ ,  $\Theta^*$ ,  $\Lambda_{b,d}$ ,  $\Theta_{b,d}$  dai cui dipende la media  $\mu(h_d)$

Per potere utilizzare le formule che contengono dati relativi alle precipitazioni in termini di altezze o di intensità si è provveduto alla determinazione di tali parametri sulla base dei dati pluviometrici regionali elaborati nel progetto VAPI.

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

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

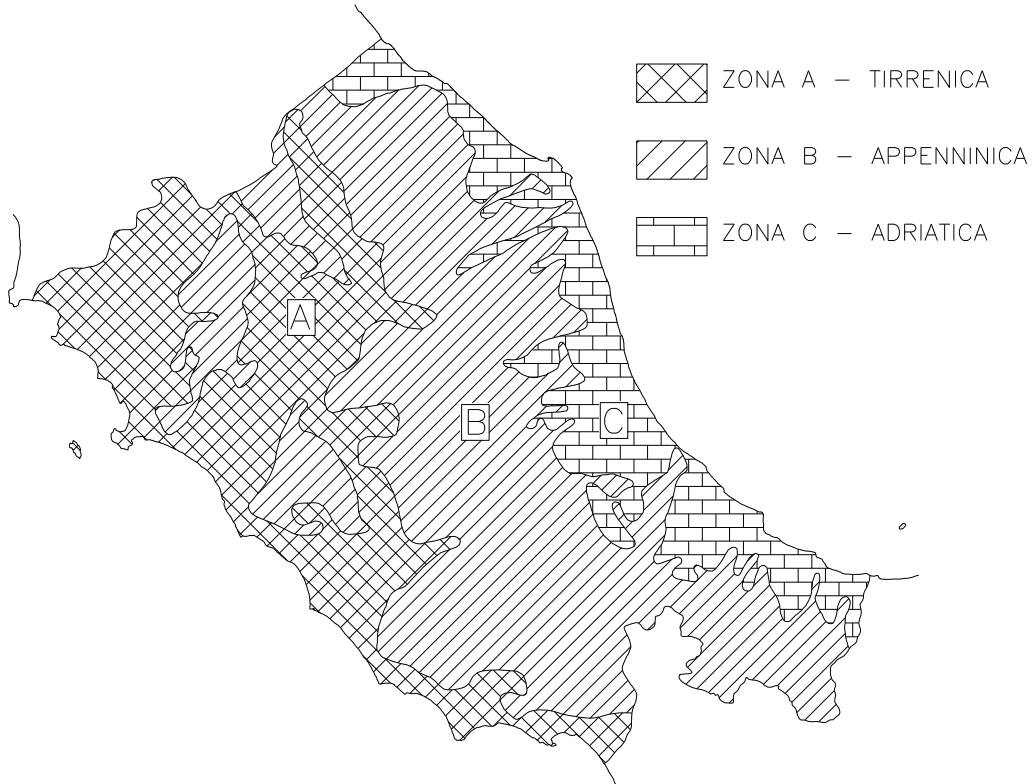


Fig. 4– VAPI: zone omogenee al I e II livello di regionalizzazione.

I parametri  $\Lambda_*$  e  $\Theta_*$ , determinati al primo livello di regionalizzazione per le tre zone, sono indicati nella tabella seguente.

ZONA	$\Lambda_*$	$\Theta_*$
A	0.174	3.490
B	0.762	1.241
C	0.795	2.402

Il parametro  $\Lambda_b$ , determinato al secondo livello di regionalizzazione per le tre zone, e la corrispondente funzione  $\beta$  assumono invece i seguenti valori:

ZONA	$\Lambda_b$	$\beta$
A	29.31	4.480
B	22.02	4.359
C	27.81	5.301

 <b>ITALFERR</b> GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	<b>VELOCIZZAZIONE DELLA LINEA ROMA - PESCARA</b> <b>RADDOPPIO FERROVIARIO TRATTA CHIETI-INTERPORTO D'ABRUZZO</b> <b>(LOTTO 3)</b> <b>PROGETTO DEFINITIVO</b>					
	<b>RELAZIONE IDROLOGICA</b>	COMMESSA IA6F	LOTTO 03 D 09	CODIFICA RI	DOCUMENTO ID0001 001	REV. A

Più utile dal punto di vista pratico è la forma inversa per cui, fissato un valore  $T_r$  del periodo di ritorno, si ricava il corrispondente valore del coefficiente di crescita  $K_T$ . Per la distribuzione TCEV tale relazione non è analiticamente ottenibile per cui si riportano di seguito, i valori di  $k_T$  ottenuti numericamente per alcuni valori del periodo di ritorno.

Tr (anni)	2	5	10	20	25	40	50	100	200	300	500	1000
$K_T$ (SZO A)	0.89	1.22	1.49	1.84	1.97	2.29	2.45	2.98	3.52	3.84	4.23	4.77
$K_T$ (SZO B)	0.96	1.25	1.45	1.64	1.70	1.83	1.89	2.07	2.26	2.39	2.51	2.70
$K_T$ (SZO C)	0.90	1.29	1.59	1.90	2.01	2.22	2.32	2.64	2.96	3.14	3.38	3.70

Nelle pratiche approssimazioni è possibile fare riferimento alla seguente espressione semplificata:

$$k_T = \left( \frac{\Theta^* \text{Ln}\Lambda^*}{\eta} + \frac{\text{Ln}\Lambda_1}{\eta} \right) + \frac{\Theta^*}{\eta} \text{Ln}T$$

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

- (SZO A)  $K_T = -0.6086 + 0.779 \text{Ln}T$
- (SZO B)  $K_T = 0.6419 + 0.289 \text{Ln}T$
- (SZO C)  $K_T = 0.5296 + 0.459 \text{Ln}T$

Per valori del tempo di ritorno superiori a 10 anni, l'errore nell'uso delle espressioni semplificate è sempre inferiore al 10%:

### Pioggie brevi

Considerata la relativa limitatezza dei dati pluviografici rispetto alla quantità di dati pluviometrici, è stato elaborato un modello probabilistico, relativo alle piogge brevi che impiega l'informazione regionale stabilita per i massimi annuali delle piogge giornaliere. Per impiegare l'informazione regionale, si è assunta l'ipotesi che la curva di crescita, stabilita per i massimi delle piogge giornaliere, sia valida anche per rappresentare la distribuzione di probabilità dei coefficienti probabilistici di crescita dei massimi annuali delle piogge di durata inferiore.

Leggi di probabilità pluviometriche

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

$$\mu(h_g) = C Z + D$$

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

Sono state individuate 78 APO (Aree Pluviometriche Omogenee), rappresentate in

Fig. 5, in cui i parametri della regressione assumono i valori indicati nella tabella seguente.

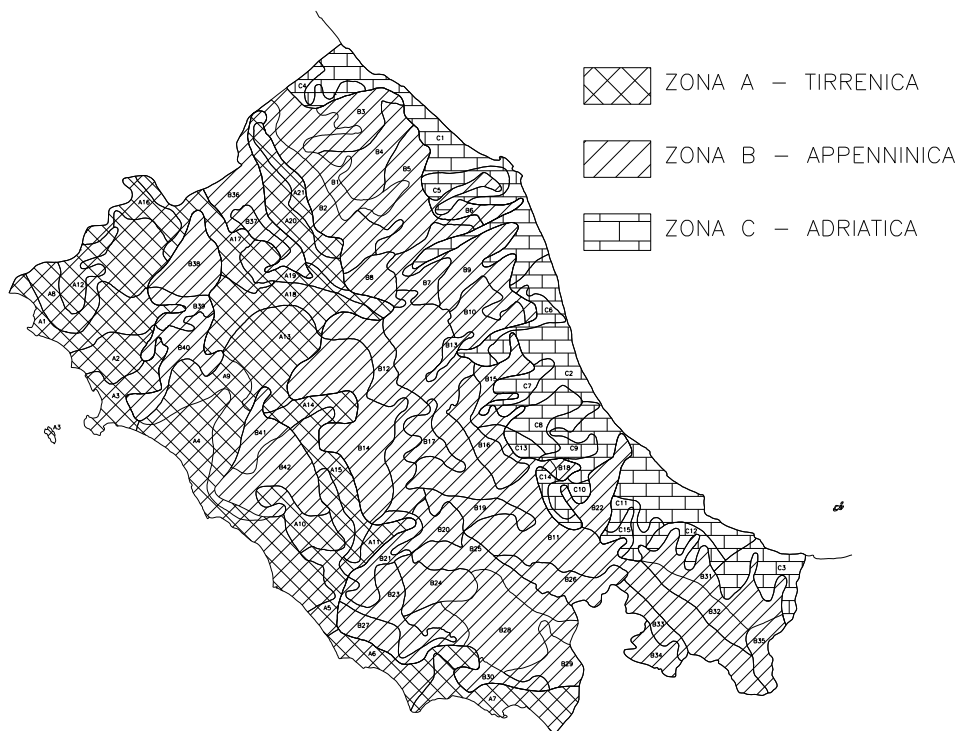


Fig. 5 – VAPI: aree pluviometriche omogenee (APO).

Sottozona	N	c (mm/m)	d (mm)
A1	10	0.01892	55.64
A2	8	0.02785	59.22
A3	9	0.02738	64.43
A4	13	0.03390	67.67
A5	7	0.03031	60.09
A6	8	0.13518	66.15
A7	7	0.03582	67.72
A8	16	0.01680	62.79
A9	7	0.02671	61.61
A10	5	0.06301	67.83
A11	3	0.07624	41.70
A12	6	0.01510	72.77
A13	9	0.02714	50.42
A14	4	0.02517	62.33
A15	4	0.03647	68.78
A16	4	0.02592	52.00
A17	7	0.10165	15.14
A18	11	0.02208	58.80
A19	5	0.03408	41.11
A20	7	0.03637	49.62
A21	4	0.02854	43.38
B1	13	0.03028	43.52
B2	5	0.02250	42.59
B3	11	0.03478	49.18
B4	10	0.02747	62.61
B5	13	0.03136	53.96
B6	6	0.03764	44.54
B7	9	0.01863	49.36
B8	4	0.02219	50.91
B9	16	0.04546	46.32
B10	9	0.04145	37.12
B11	44	0.02300	35.60
B12	13	0.04292	45.49
B13	2	0.01793	20.47
B14	13	0.05343	55.04
B15	6	0.00153	69.69
B16	12	0.02565	22.88
B17	5	0.00722	64.41
B18	3	0.00128	62.43

Sottozona	N	c (mm/m)	d (mm)
B19	6	0.01418	36.02
B20	5	0.01098	57.23
B21	6	0.15691	16.83
B22	7	0.01890	76.65
B23	5	0.04972	60.54
B24	7	0.07960	30.38
B25	10	0.02089	64.28
B26	9	0.13532	-48.29
B27	5	0.05786	67.35
B28	12	0.03599	63.48
B29	5	0.03152	87.30
B30	4	0.05066	68.93
B31	11	0.00116	60.07
B32	7	0.04004	27.64
B33	6	0.01264	54.93
B34	4	0.25615	-85.09
B35	5	0.07432	15.64
B36	7	0.05270	40.46
B37	2	0.03513	33.42
B38	10	0.01874	40.79
B39	4	0.04514	38.13
B40	8	0.04250	58.21
B41	4	0.08894	34.37
B42	9	0.02237	71.20
C1	19	0.00482	57.46
C2	34	0.02822	64.04
C3	8	0.05900	42.12
C4	5	0.06381	49.63
C5	6	0.01574	61.16
C6	5	0.01374	58.39
C7	5	0.00985	62.40
C8	7	0.07690	50.19
C9	6	0.02767	51.23
C10	7	0.11377	38.98
C11	5	0.02573	57.44
C12	4	0.02395	44.17
C13	3	0.04634	-5.21
C14	4	0.03330	32.01
C15	4	0.00655	57.57



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

$$i_d(T) = \frac{a(T_r)}{(b+d)^m}$$

dove:  $b$  = è un parametro di trasformazione della scala temporale, indipendente sia dalla durata  $d$ , sia dal tempo di ritorno;  $m$  = è un parametro adimensionale compreso tra 0 e 1, indipendente sia dalla durata, sia dal tempo di ritorno;  $a(T_r)$  = è un parametro dipendente dal tempo di ritorno, ma indipendente dalla durata.

La stessa espressione può essere messa nella forma:

$$i_d(T) = i_o(T_r) \left( \frac{b}{b+d} \right)^m$$

dove  $i_o(T)$  è l'intensità con tempo di ritorno  $T_r$ . La pioggia indice è data dalla media di  $i_d$  che risulta:

$$\mu_{it} = \mu_{io} \left( \frac{b}{b+d} \right)^m$$

dove  $\mu_{io}$  è la media dell'intensità istantanea. Il coefficiente di crescita da introdurre nella distribuzione TCEV funzione di  $k_T$  è quindi:

$$k_T = \frac{i_t}{\mu_{io}} \left( \frac{b+t}{b} \right)^m$$

L'esponente  $m$  e il parametro di deformazione temporale  $b$  sono stati assunti indipendenti dal tempo di ritorno  $T_r$ , in modo da imporre il parallelismo sul piano logaritmico delle leggi IDF relative a diversi tempi di ritorno; per ricavare tali parametri sono state fatte le seguenti ipotesi:

A. sul tutto il territorio considerato:

- a) l'intensità media di 24 ore  $\mu_{i24}$  è proporzionale all'intensità media giornaliera  $\mu_{id}$ :  $\mu_{i24} = \delta \cdot \mu_{id}$   
dove il coefficiente di proporzionalità è assunto costante su tutto il territorio considerato con valore  $\delta = 1.15$ ;

- 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)

$$r = \frac{\mu_{i5'}}{\mu_{i1}} = \left( \frac{b+1}{b+0,0833} \right)^m = 3.36$$

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

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

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

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

$$\frac{\overline{\mu_{io}(z)}}{\overline{\mu_{io}}} = \frac{\overline{\mu_{hd}(z)}}{\overline{\mu_{hd}}}$$

dove  $\overline{\mu_{io}}$  e  $\overline{\mu_{hd}}$  sono la media sulla zona omogenea di  $\mu_{io}$  e  $\mu_{hd}$ .

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

$$m = \frac{\ln \left( \frac{\overline{\mu_{io}}}{\overline{\mu_{i24}}} \right)}{\ln \left[ 1 + \frac{24(r^{1/m} - 1)}{1 - 0,0833 r^{1/m}} \right]}$$

I valori regionali dei parametri  $b$ ,  $m$  e  $\overline{\mu_{io}} / \overline{\mu_{i24}}$  che compaiono nelle espressioni precedenti sono riportati nella tabella seguente.

Sottozona	b(h)	m	$\bar{\mu}_{io} / \bar{\mu}_{i24}$
A1	0.1660	0.7810	4.890
A2	0.1528	0.7597	4.683
A3	0.1454	0.7478	4.574
A4	0.1705	0.7881	4.962
A5	0.1621	0.7748	4.828
A6	0.1137	0.6955	4.150
A7	0.1054	0.6816	4.054
A8	0.1323	0.7263	4.389
A9	0.1502	0.7555	4.645
A10	0.1415	0.7415	4.518
A11	0.1744	0.7943	5.026
A12	0.1251	0.7145	4.293
A13	0.1484	0.7526	4.618
A14	0.1521	0.7586	4.673
A15	0.1326	0.7269	4.393
A16	0.1427	0.7434	4.535
A17	0.1728	0.7917	5.000
A18	0.1498	0.7549	4.639
A19	0.1729	0.7919	5.002
A20	0.1456	0.7482	4.577
A21	0.1437	0.7450	4.549
B1	0.1168	0.7006	4.188
B2	0.1603	0.7718	4.799
B3	0.1252	0.7146	4.294
B4	0.1015	0.6748	4.010
B5	0.1302	0.7230	4.361
B6	0.1354	0.7314	4.431
B7	0.1275	0.7185	4.325
B8	0.1768	0.7981	5.066
B9	0.1455	0.7479	4.575
B10	0.1136	0.6953	4.149
B11	0.1035	0.6782	4.032
B12	0.1097	0.6887	4.102
B13	0.0685	0.6173	3.730
B14	0.1380	0.7357	4.468
B15	0.1048	0.6804	4.047
B16	0.1051	0.6811	4.051
B17	0.0889	0.6532	3.884
B18	0.1167	0.7005	4.187

Sottozona	b(h)	m	$\bar{\mu}_{io} / \bar{\mu}_{i24}$
B19	0.1135	0.6951	4.148
B20	0.1170	0.7010	4.190
B21	0.1585	0.7690	4.772
B22	0.1101	0.6895	4.108
B23	0.1398	0.7387	4.494
B24	0.1040	0.6792	4.038
B25	0.0986	0.6700	3.980
B26	0.0908	0.6565	3.902
B27	0.1366	0.7335	4.449
B28	0.1168	0.7007	4.188
B29	0.0895	0.6542	3.889
B30	0.1222	0.7097	4.256
B31	0.0902	0.6555	3.896
B32	0.1071	0.6844	4.073
B33	0.0806	0.6389	3.813
B34	0.0940	0.6620	3.933
B35	0.0977	0.6684	3.971
B36	0.1434	0.7446	4.545
B37	0.1141	0.6962	4.156
B38	0.1670	0.7826	4.906
B39	0.0971	0.6674	3.965
B40	0.1136	0.6953	4.149
B41	0.1673	0.7830	4.911
B42	0.1279	0.7190	4.329
C1	0.1408	0.7403	4.508
C2	0.1107	0.6905	4.115
C3	0.1156	0.6986	4.173
C4	0.1123	0.6932	4.134
C5	0.1281	0.7195	4.333
C6	0.0957	0.6650	3.950
C7	0.1129	0.6942	4.141
C8	0.1001	0.6725	3.996
C9	0.1076	0.6852	4.079
C10	0.1034	0.6781	4.031
C11	0.1101	0.6895	4.108
C12	0.1100	0.6894	4.107
C13	0.0821	0.6414	3.825
C14	0.0897	0.6547	3.892
C15	0.0863	0.6488	3.861

All'interno del bacino idrografico del F. Aterno-Pescara ricadono diverse zone pluviometriche omogenee, come mostrato in Fig. 6; mentre i bacini idrografici dei corsi d'acqua minori interferenti con la linea ferroviaria in progetto ricadono tutti all'interno della sottozona denominata C2.



Fig. 6 – Sottozone pluviometriche omogenee (Va.Pi.) all'interno del Bacino del F. Aterno-Pescara.

Ai fini della determinazione dell'altezza/intensità di pioggia di progetto e quindi della valutazione delle portate al colmo del F. Aterno-Pescara, sono stati considerati per i parametri  $a(T_r)$ ,  $b$ ,  $m$  della legge di probabilità pluviometrica i valori medi "pesati" sull'area delle singole sottozone pluviometriche individuate nel bacino in esame. A tal proposito nella tabella seguente si riportano i valori di superficie e dei parametri  $a(T_r)$ ,  $b$ ,  $m$  per ogni sottozona individuata.

SZO	A (kmq)	% A	a (Tr30)	a (Tr100)	a (Tr200)	a (Tr300)	b	m
<b>B11</b>	1367.2	43.1	41.71	49.49	53.98	56.62	0.10346	0.67822
<b>B16</b>	474.7	15.0	33.77	40.06	43.70	45.84	0.10513	0.68105
<b>B17</b>	60.0	1.9	46.61	55.30	60.32	63.27	0.08886	0.65318
<b>B18</b>	91.0	2.9	48.33	57.34	62.55	65.61	0.1167	0.70053
<b>B19</b>	9.5	0.3	36.89	43.76	47.74	50.07	0.11349	0.69514
<b>B22</b>	226.4	7.1	67.84	80.48	87.79	92.08	0.11012	0.68949
<b>C2</b>	258.7	8.2	61.89	78.25	87.69	93.20	0.11072	0.69052
<b>C8</b>	19.2	0.6	101.04	127.75	143.15	152.15	0.10011	0.67252
<b>C9</b>	162.9	5.1	54.20	68.52	76.78	81.61	0.10759	0.68521
<b>C10</b>	226.1	7.1	73.70	93.18	104.41	110.98	0.10339	0.6781
<b>C13</b>	105.2	3.3	57.44	72.62	81.37	86.49	0.08208	0.64138
<b>C14</b>	169.2	5.3	40.60	51.33	57.52	61.14	0.08974	0.65471
<b>somma</b>	3170	100						

Tab. 5 – Valori di superficie e dei parametri  $a(T_r)$ ,  $b$ ,  $m$  per le sottozone VAPI ricadenti nel Bacino del F. Aterno-Pescara.

Di seguito, i valori medi “pesati” dei parametri  $a(T_r)$ ,  $b$ ,  $m$  per la determinazione della curva di probabilità pluviometrica (CPP), per i vari tempi di ritorno considerati, relativamente all’intero bacino del Fiume Aterno - Pescara.

$Tr$ (anni)	$a$ (Tr)	$b$	$m$
30	48.05	0.1037	0.6785
100	58.39	0.1037	0.6785
200	64.36	0.1037	0.6785
300	67.86	0.1037	0.6785

Tab. 6 – Fiume Aterno-Pescara: valori dei parametri  $a(T_r)$ ,  $b$ ,  $m$  della CPP, per differenti tempi di ritorno.

Ai fini della determinazione delle leggi di probabilità pluviometrica da considerare per il calcolo delle portate al colmo dei corsi d’acqua minori, i parametri  $a(T_r)$ ,  $b$ ,  $m$  di riferimento, relativi alla zona C2, sono riportati in Tab. 7.

bacino	quota media (m slm)	TR 50 anni	TR 100 anni	TR 200 anni	TR 300 anni	b	m
		a(TR)	a(TR)	a(TR)	a(TR)		
41	116.8	66.66	75.79	84.93	90.27	0.11	0.69
42	94.2	66.03	75.08	84.13	89.42	0.11	0.69
43	154.7	67.72	77.00	86.28	91.71	0.11	0.69
44	64.6	65.20	74.14	83.07	88.30	0.11	0.69
45	116.7	66.66	75.79	84.93	90.27	0.11	0.69
46	147.1	67.51	76.76	86.01	91.42	0.11	0.69
47	90.2	65.92	74.95	83.98	89.27	0.11	0.69

Tab. 7 – Corsi d'acqua minori: valori dei parametri  $a(T_r)$ ,  $b$ ,  $m$  della CPP, per differenti tempi di ritorno.

#### 4.1.2. Elaborazione statistica delle registrazioni pluviometriche

Sono state raccolte le registrazioni pluviometriche (fonte: Annali idrologici) delle stazioni di misura elencate in Tab. 8, ricadenti nel bacino idrografico in esame. In particolare, sono state prese in considerazione le stazioni pluviometriche con almeno 15 anni di osservazioni.

I dati pluviometrici sono stati quindi elaborati statisticamente ricorrendo al metodo di Gumbel, il quale prevede l'applicazione della distribuzione doppio-esponenziale al campione di dati di precipitazione intesi come variabili indipendenti.

La funzione di probabilità cumulata che la definisce è:

$$F(x) = P(X \leq x) = e^{-e^{-\alpha(x-u)}}$$

Introducendo la variabile ridotta  $y$ :

$$y = \alpha(x - u)$$

si ha la forma canonica:

$$F(y) = e^{-e^{-y}}$$

I parametri  $\alpha$  e  $u$  sono legati alla media e alla varianza della popolazione. Sfruttando le informazioni contenute nel campione a disposizione si procede alla loro stima seguendo diversi metodi. Si otterranno parametri diversi per ogni durata di precipitazione.

Per una data durata di precipitazione, si ordinano le  $N$  altezze di precipitazione in ordine crescente e si numerano da 1 ad  $N$ . Ad ogni altezza di precipitazione si associa la relativa frequenza cumulata di non superamento, calcolata con la formula di Weibull:

$$F_i = \frac{i}{N+1}$$

A denominatore si ha  $N+1$  in luogo di  $N$  per evitare che il più grande evento verificatosi sia caratterizzato da una frequenza cumulata di non superamento pari a 1: valore che rappresenta l'evento impossibile da superare.

Il metodo di Gumbel per la stima dei parametri della distribuzione si fonda sull'ipotesi di confondere la probabilità di non superamento di una certa altezza di precipitazione (relativa ad una popolazione) con la sua frequenza cumulata di non superamento (che si riferisce, invece ad un campione della popolazione suddetta), cioè:

$$F(h_i) \cong F_i$$

La variabile ridotta da associare ad ogni altezza di precipitazione viene quindi calcolata come:

$$F(h_i) = F_i = F(y) = e^{-e^{-y}} \quad \text{e} \quad F_i = \frac{i}{N+1} \Rightarrow y_i = -\ln \left[ -\ln \left( \frac{i}{N+1} \right) \right]$$

Con questa assunzione, la variabile ridotta  $y$  dipende solamente da  $h$  con la relazione lineare:

$$y = \alpha(h-u)$$

La stima dei parametri  $\alpha$  e  $u$  si ottiene sfruttando il metodo dei momenti, in base al quale i parametri della distribuzione vengono ottenuti eguagliando la media campionaria alla media della distribuzione della popolazione. Si ottengono quindi per  $\alpha$  e  $u$  le seguenti espressioni:

$$\alpha = \frac{1.283}{S_h} \quad u = m_h - \frac{0.577}{\alpha}$$

Introducendo ora il concetto di tempo di ritorno,  $T_r$ , cioè il tempo che mediamente trascorre tra la realizzazione di un evento e di un altro di entità uguale o superiore, si riesce ad ottenere l'espressione che esprime le altezze di precipitazione in funzione del tempo di ritorno:

$$T_r(h) = \frac{1}{1-F(h)} \Rightarrow F(h) = \frac{T_r - 1}{T_r}$$

$$e^{-e^{-\alpha(h-u)}} = \frac{T_r - 1}{T_r} \Rightarrow h = u - \frac{1}{\alpha} \ln \left[ -\ln \left( \frac{T_r - 1}{T_r} \right) \right]$$

E' stata quindi ricavata l'espressione analitica della funzione  $h(T_r, \tau)$  che fornisce il valore di  $h$  in funzione del tempo di ritorno per una prefissata durata di precipitazione. Si vuole ora trovare un'espressione analitica che, per un dato tempo di ritorno, fornisca l'altezza di precipitazione in funzione della durata.

A questo scopo, si assegna alla funzione  $h(T_r, \tau)$  la seguente forma:

$$h(T_r, \tau) = a(T_r) \tau^n$$

Queste equazioni, una per ogni prefissato tempo di ritorno, sono dette curve di possibilità pluviometrica (o climatica). L'intensità di precipitazione  $j(T_r, \tau)$  è definita come l'altezza di precipitazione per unità di tempo ed ha la forma:

$$j(T_r, \tau) = \frac{h(T_r, \tau)}{\tau} = a \tau^{n-1}$$

Passando alla notazione logaritmica, l'equazione della curva di possibilità pluviometrica assume la forma lineare, e viene ottenuta interpolando i valori per regressione lineare ai minimi quadrati. Gli scarti da minimizzare sono quelli verticali, in quanto la misura di  $h$  soffre di maggiori incertezze rispetto a quella del tempo di precipitazione.

$$\log h = \log a + n \log \tau$$

In Tab. 8, sono riportati anche i valori  $a$  e  $n$  relativi ad ogni stazione pluviometrica, per i diversi tempi di ritorno considerati.



STAZIONE PLUVIOMETRICA	$a(Tr = 30)$	$n(Tr = 30)$	$a(Tr = 100)$	$n(Tr = 100)$	$a(Tr = 200)$	$n(Tr = 200)$	$a(Tr = 300)$	$n(Tr = 300)$
Montereale	37.25	0.23	45.44	0.21	50.13	0.21	52.87	0.20
Tornimparte	34.86	0.39	41.18	0.38	44.80	0.38	46.91	0.38
L'Aquila	36.24	0.18	44.12	0.16	48.63	0.15	51.26	0.15
Campo Imperatore	45.73	0.47	57.96	0.47	65.01	0.47	69.13	0.47
Assergi	37.31	0.39	45.07	0.39	49.50	0.39	52.10	0.39
Rocca di mezzo	33.96	0.35	40.69	0.34	44.53	0.33	46.78	0.33
Scanno	34.07	0.38	40.11	0.38	43.57	0.38	45.59	0.38
Cocullo	36.67	0.27	43.90	0.26	48.03	0.26	50.45	0.25
Sulmona	28.87	0.31	34.52	0.31	37.75	0.30	39.64	0.30
Bagnaturo o Pratola Peligna	37.19	0.43	44.98	0.43	49.44	0.43	52.05	0.43
Popoli	40.38	0.44	49.42	0.44	54.60	0.45	57.62	0.45
Castel del Monte	34.82	0.45	41.56	0.46	45.41	0.47	47.66	0.47
Capestrano	34.22	0.33	41.84	0.32	46.20	0.32	48.75	0.32
Collepietro	40.27	0.41	49.08	0.42	54.12	0.42	57.07	0.42
Barisciano o Caporciano	51.15	0.13	63.50	0.12	70.57	0.12	74.70	0.12
Pescosansonesco o Pesca del Littorio	43.22	0.33	51.62	0.32	56.42	0.32	59.23	0.32
S. Eufemia a Maiella	51.67	0.46	65.49	0.46	73.45	0.46	78.11	0.46
Roccamorice	44.94	0.47	52.89	0.47	57.44	0.47	60.10	0.47
Chieti	46.90	0.32	55.93	0.31	61.10	0.31	64.12	0.31
Brittoli	63.96	0.18	79.37	0.16	88.19	0.16	93.35	0.15
Catignano	44.81	0.31	54.03	0.31	59.30	0.31	62.38	0.31
Cepagatti	45.30	0.27	55.35	0.26	61.11	0.26	64.47	0.26
Pescara	50.93	0.35	61.69	0.35	67.84	0.35	71.43	0.35
Termine	37.55	0.31	44.62	0.30	48.66	0.30	51.02	0.29
Officine Bussi	43.08	0.29	53.02	0.27	58.71	0.27	62.03	0.26
Caramanico	47.11	0.50	59.72	0.50	66.98	0.50	71.23	0.50
Pescocostanzo	36.74	0.34	43.53	0.34	47.42	0.34	49.69	0.34
Alanno	49.30	0.23	59.67	0.23	65.59	0.22	69.06	0.22
Spoltore	56.33	0.24	68.73	0.24	75.83	0.23	79.97	0.23
Salle	46.07	0.51	53.64	0.53	57.97	0.54	60.50	0.54
Manoppello	51.46	0.39	61.64	0.39	67.46	0.39	70.86	0.39
Scafa	42.39	0.35	50.20	0.35	54.67	0.35	57.28	0.35
Roccacasale	43.79	0.55	52.38	0.55	57.31	0.56	60.18	0.56
Goriano	46.41	0.24	56.54	0.24	62.35	0.23	65.74	0.23
Farindola	48.71	0.35	57.00	0.35	61.74	0.35	64.51	0.36
Moscufo	37.47	0.37	44.11	0.38	47.91	0.38	50.13	0.38
Casalincontrada	52.87	0.38	66.54	0.38	74.40	0.38	79.01	0.38
Pretoro	53.90	0.43	67.84	0.43	75.86	0.43	80.56	0.43
Campotosto	37.13	0.33	44.24	0.33	48.31	0.32	50.69	0.32
Scoppito	39.99	0.35	50.69	0.35	56.85	0.35	60.45	0.35
Anversa	41.57	0.31	52.69	0.31	59.10	0.31	62.85	0.31
Campo di Giove	43.95	0.36	55.71	0.36	62.48	0.36	66.44	0.36
Villa S. Lucia	45.53	0.40	57.71	0.40	64.73	0.40	68.83	0.40
Carapelle	42.76	0.24	54.20	0.24	60.79	0.24	64.64	0.24
Palena	43.72	0.45	52.48	0.46	57.49	0.46	60.42	0.47

Tab. 8 – Stazioni pluviometriche ricadenti nel bacino del F. Aterno-Pescara: parametri a e n per diversi tempi di ritorno.

Con riferimento al F. Aterno – Pescara, l'altezza di pioggia (ragguagliata all'area del bacino) può essere valutata mediante l'applicazione del metodo dei poligoni di Thiessen (o dei topoieti). In particolare, il volume di pioggia ( $V_p$ ) caduto all'interno di un poligono di Thiessen o topoieto (Fig. 7) è uguale all'altezza di precipitazione misurata nella relativa stazione pluviometrica per l'area del poligono.

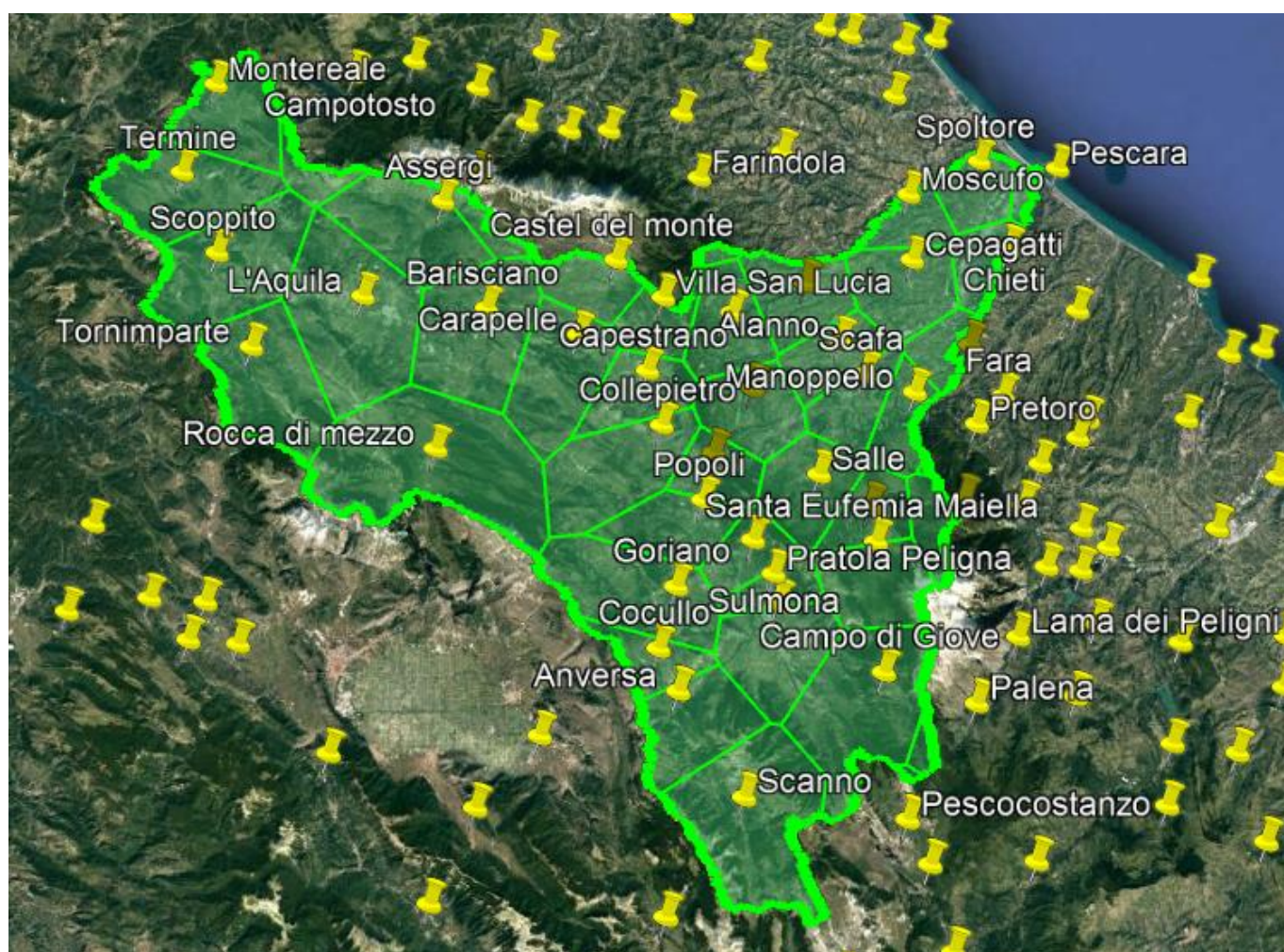


Fig. 7 – F. Aterno-Pescara: stazioni pluviometriche e suddivisione del bacino secondo i relativi poligoni di Thiessen.

Il volume di pioggia caduto sull'intero bacino sarà quindi fornito dalla somma dei prodotti di cui prima con l'avvertenza che, per quei topoieti che parzialmente ricadono fuori dalla regione in esame, si dovrà considerare solo l'area della porzione del poligono o del topoieto che appartiene al bacino:

$$V_p = \sum_{i=1}^N h_i (\Omega_i \cap S)$$

in cui  $i$  è il generico topoieta/poligono di Thiessen;  $N$ , il numero dei topoieta;  $h_i$ , l'altezza di pioggia misurata nella stazione;  $\Omega_i$  è l'area del topoieta;  $S$ , la superficie del bacino. Quindi, l'altezza di pioggia ( $h$ ) ragguagliata all'area può essere dedotta come  $h = V_p/S$ .

#### 4.2 Analisi delle registrazioni idrometriche

Sono stati considerati i valori delle portate giornaliere massime annuali, negli anni **1922 – 2001** (numero osservazioni = 52), registrati presso la stazione idrometrica di Santa Teresa - Spoltore, situata ad una distanza di circa 3 km dalla foce del F. Aterno-Pescara (Fig. 8).



Fig. 8 – F. Aterno-Pescara: ubicazione della stazione idrometrica di Santa Teresa (Spoltore).

Di seguito, i dati idrometrici presi in esame in forma tabellare e grafica (fonte: Annali Idrologici pubblicati dal Servizio Idrografico del Ministero dei LL.PP.).

Anno	Q <sub>max,g</sub> (mc/s)	Anno	Q <sub>max,g</sub> (mc/s)	Anno	Q <sub>max,g</sub> (mc/s)
1922	94	1954	233	1975	95.9
1923	115.3	1955	288	1976	259
1924	105.87	1956	256	1986	224.91
1925	118.18	1957	222	1987	158.67
1926	98.04	1958	169	1988	65.53
1927	95.95	1959	384	1989	222.84
1928	105.34	1960	176	1990	204.87
1929	151	1961	210	1991	250.51
1930	205	1965	136	1992	594.08
1936	142	1966	150	1993	84.84
1937	265	1967	163	1994	91.37
1938	219	1968	138	1997	177
1939	179	1969	195	1998	86.74
1940	374	1970	185	1999	229.9
1941	170	1971	127	2000	72.97
1951	117	1972	132	2001	84.59
1952	123	1973	162		
1953	273	1974	220		

Tab. 9 – Stazione idrometrica di Santa Teresa: valori di portata giornaliera massima annuale (periodo: 1922 - 2001).

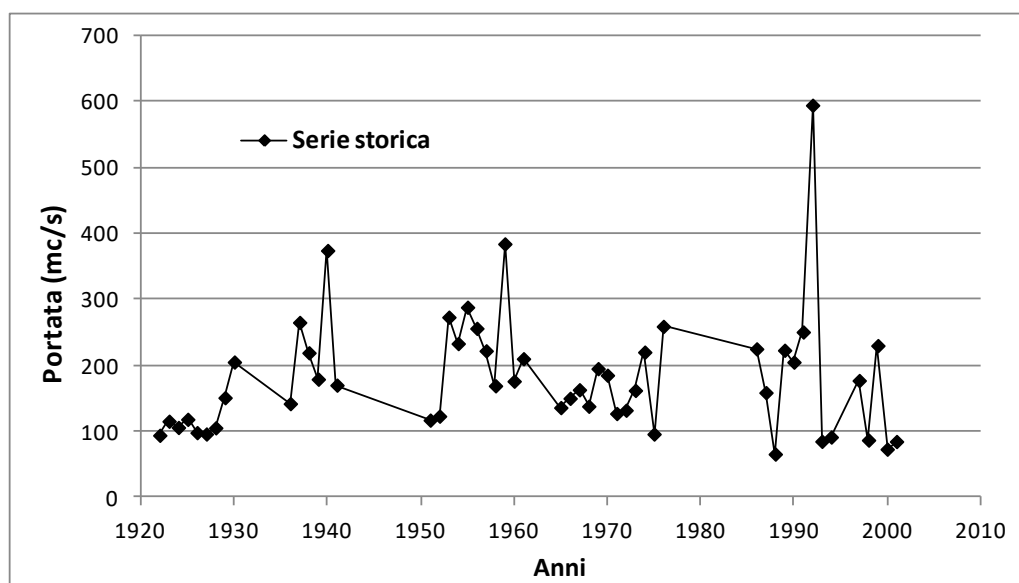


Fig. 9 – Stazione idrometrica di Santa Teresa: serie storica dei valori di portata massima giornaliera annuale.

Per l'analisi statistica delle portate, sono stati quindi calcolati dapprima la media ( $\mu$ ) e lo scarto quadratico medio ( $\sigma$ ) del campione dei dati:  $\mu = 180.8$  mc/s;  $\sigma = 92$ .

Sono state quindi considerate le seguenti distribuzioni di probabilità:

- *Gumbel*

$$Q_{\max, g} = \xi - \frac{1}{\alpha} \left\{ \ln \left[ \ln \left( \frac{TR}{TR - 1} \right) \right] \right\}$$

con  $Q_{\max, g}$  = portata massima giornaliera, corrispondente ad un determinato tempo di ritorno  $TR$  (non la portata che mediamente viene uguagliata o superata ogni  $TR$  anni, ma la media di tutte le portate che possono superare quest'ultima);  $\xi = \mu - 0.45 \cdot \sigma$ ,  $\alpha = 1.283/\sigma$ .

- *Fuller & Coutagne*

$$Q_{\max, g} = q \cdot \left\{ 1 + \frac{1}{b \cdot q} \log_{10} [TR] \right\}$$

con  $q = \mu \cdot \sigma$ ,  $b = 0.434/\sigma$ .

Sono stati dunque ricavati i valori di portata ( $Q_{\max, g}$ ), per differenti tempi di ritorno (Tab. 10), secondo le distribuzioni di probabilità considerate, in corrispondenza della sezione di chiusura presso la stazione di Santa Teresa, che sottende un bacino di 3125 km<sup>2</sup>. La portata al colmo corrispondente ad un determinato tempo di ritorno ( $Q_{TR}$ ) può essere valutata ricorrendo a formule empiriche, disponibili nella letteratura tecnica, che in dipendenza della superficie del bacino ( $S$ ) sottesa alla sezione di chiusura, permettono di valutare il cosiddetto coefficiente di punta:  $C = Q_{TR}/Q_{\max, g}$ .

In particolare, sono state considerate le seguenti formulazioni:

- *Fuller & Tonini*

$$C = \frac{Q_{TR}}{Q_{\max, g}} = 1 + 68 \cdot S^{-0.5}$$

- Cotecchia

$$C = \frac{Q_{TR}}{Q_{\max, g}} = \begin{cases} 32 \cdot S^{-0.313}, & \text{per } S > 120 - 140 \text{ km}^2 \\ 16 \cdot S^{-0.19}, & \text{per } S < 120 - 140 \text{ km}^2 \end{cases}$$

da cui  $C = 2.22$ , secondo la formula di Fuller & Tonini;  $C = 2.58$ , secondo la formula di Cotecchia.

TR	Gumbel	Fuller
(anni)	$Q_{\max, g}$ (mc/s)	$Q_{\max, g}$ (mc/s)
5	246.8	236.86
30	381.7	401.56
50	418.8	448.51
100	468.8	512.23
200	518.6	575.94
300	547.7	613.21
500	584.3	660.17
600	597.4	676.93
800	618.0	703.37
1000	634.0	723.88

Tab. 10 – Stazione idrometrica di Santa Teresa: valori di portata  $Q_{\max, g}$ , per differenti tempi di ritorno, secondo le distribuzioni di probabilità di Gumbel e Fuller.

In definitiva, come coefficiente di punta è stato assunto un valore pari alla media dei valori ottenuti con le predette espressioni, ossia  $C = 2.40$ .

Il valore della portata  $Q_{TR}$  per diversi tempi di ritorno è stato calcolato (per ogni tempo di ritorno) considerando i valori di  $Q_{\max, g}$  calcolati secondo le distribuzioni di Gumbel e Fuller (Tab. 10), e moltiplicando questi ultimi per il coefficiente di punta  $C$  sopra determinato.

### 4.3 Stima delle portate al colmo

#### 4.3.1. Metodo razionale

Il metodo razionale o cinematico costituisce uno dei metodi più comuni per il calcolo della portata conseguente ad un'assegnata precipitazione incidente su un determinato bacino. Il metodo si basa sulle seguenti tre ipotesi fondamentali:

1. la pioggia critica ha durata pari al tempo di corrivazione;
2. la precipitazione si suppone di intensità costante per tutta la durata dell'evento;
3. il tempo di ritorno della portata è pari a quello della pioggia critica.

La portata di piena, in funzione del tempo di ritorno, è pari a:

$$Q_{\max} = 278 \frac{\varphi \cdot S \cdot h}{\tau_c}$$

in cui  $Q_{\max}$  = portata di piena [ $m^3/sec$ ];  $\varphi$  = coefficiente di deflusso;  $h$  = pioggia netta [ $m$ ];  $S$  = area del bacino [ $km^2$ ];  $\tau_c$  = tempo di corrivazione [ore]. La determinazione del tempo di corrivazione può farsi mediante alcune classiche formule empiriche di uso comune; in particolare, per il bacino del F. Aterno-Pescara, dalla notevole estensione (3170  $km^2$ ), può essere applicata la ben nota formula di Giandotti:

$$\tau_c = \frac{4\sqrt{S} + 1,5L}{0,8\sqrt{h_m - h_0}}$$

con  $S$  = area del bacino [ $km^2$ ];  $L$  = lunghezza dell'asta principale [ $km$ ];  $h_m$  = altitudine media del bacino imbrifero sotteso [ $m$  s.m.m.];  $h_0$  = quota della sezione di chiusura del bacino [ $m$  s.m.m.]. Nel caso specifico,  $\tau_c = 19.8$  ore.

Per i bacini dei corsi d'acqua minori, con estensione ridotta, sono state invece utilizzate le seguenti formulazioni, applicando successivamente la media dei valori ottenuti:

- Kirpich  $t_c = 0,066 \left( \frac{L}{\sqrt{p}} \right)^{0,77}$  (h)

con  $L$  = lunghezza asta principale (km),  $p$  = pendenza media

- Ventura 
$$t_c = 0.127 \sqrt{\left(\frac{A}{p}\right)} \quad (h)$$

con  $A$  = area (km<sup>2</sup>),  $p$  = pendenza media

- Pasini 
$$t_c = 0.108 \frac{(AL)^{0.33}}{\sqrt{p}} \quad (h)$$

con  $A$  = area (km<sup>2</sup>),  $L$  = lunghezza asta principale (Km),  $p$  = pendenza media

- Puglisi 
$$t_c = 6L^{\frac{2}{3}} (H_{max} - H_0)^{-0.33} \quad (h)$$

$L$  = lunghezza asta principale (Km),  $H_{max}$  = altitudine massima bacino (m),  $H_0$  = altitudine alla sezione di chiusura (m)

- Pezzoli 
$$t_c = 0.055 \cdot L/(i_m)^{1/2} \quad (h)$$

$L$  = lunghezza asta principale (Km),  $i_m$  = pendenza media del bacino.

I valori di  $t_c$  così determinati corrispondono circa all'aver stimato il tempo di corrivazione come somma del tempo di ruscellamento (= 10 min) e del tempo di percorrenza (=  $L/v$ ,  $L$  = lunghezza dell'asta,  $v$  = velocità = 1 m/s).

Il coefficiente di deflusso  $\varphi$  è stato valutato applicando il metodo del Curve Number CN (SCS method), sulla base della copertura del suolo (all'interno del bacino in esame) riportata nel Corine Land Cover (CLC) al 4° Livello (Ispra, 2012): in particolare, ad ogni codice del CLC relativo ad una specifica copertura del suolo è stato assegnato il relativo CN, dedotto da tabelle disponibili in letteratura, di seguito riportate.

In particolare, per l'intero bacino del F. Aterno-Pescara (in relazione alle formazioni geologiche presenti), assumendo una classe di umidità media (II) e una categoria del suolo A, si ottiene CN (medio) pari a 51. Per i bacini dei corsi d'acqua minori, in buona parte urbanizzati, si è fatto riferimento ad una categoria di suolo B. I valori di CN adottati sono riportati in Tab. 17.



Codice Uso del Suolo (UDS)	UDS	A	B	C	D	Codice Uso del Suolo (UDS)	UDS	A	B	C	D
AREE PORTUALI	123	98	98	98	98	PRATI ARTIFICIALI. COLTURE					
AREE AEROPORTUALI ED ELIPORTI	124	92	93	94	95	FORAGGERE OVE SI PUÒ RICONOSCERE					
AREE ESTRATTIVE	131	89	92	94	95	UNA SORTA DI AVVICENDAMENTO CON I					
DISCARICHE E DEPOSITI DI ROTTAMI	132	90	92	94	95	SEMINATIVI E UNA CERTA					
CANTIERI	133	90	92	94	95	PRODUTTIVITÀ, SONO SEMPRE					
AREE VERDI URBANE	141	65	74	81	84	POTENZIALMENTE RICONVERTITI A					
CIMITERI	143	57	77	85	89	SEMINATIVO, POSSONO ESSERE					
VIGNETI	221	72	81	88	91	RICONOSCIBILI MURETTI O MANUFATTI	2112	67	71	81	89
FRUTTETI E FRUTTI MINORI	222	67	78	85	89	SEMINATIVI SEMPLICI E COLTURE					
OLIVETI	223	72	81	88	91	ORTICOLE A PIENO CAMPO	2121	66	77	85	89
ARBORICOLTURA CON ESSENZE						RISARIE	2122	98	98	98	98
FORESTALI	224	67	78	85	89	VIVAI	2123	66	77	85	89
PRATI STABILI	231	67	71	81	89	COLTURA IN SERRA	2124	98	98	98	98
COLTURE TEMPORANEE ASSOCIATE A						COLTURE TEMPORANEE ASSOCIATE					
COLTURE PERMANENTI	241	59	74	82	86	ALL'OLIVO	2411	59	74	82	86
SISTEMI CULTURALI E PARTICELLARI						COLTURE TEMPORANEE ASSOCIATE AL					
COMPLESSI	242	63	73	82	88	VIGNETO	2412	59	74	82	86
AREE PREVALENTEMENTE OCCUPATE DA						COLTURE TEMPORANEE ASSOCIATE AD					
COLTURA AGRARIE CON PRESENZA DI						ALTRE COLTURE PERMANENTI (PASCOLI					
SPAZI NATURALI IMPORTANTI	243	62	71	78	81	E SEMINATIVI ARBORATI CON					
AREE AGROFORESTALI	244	45	66	77	83	COPERTURA DELLA SUGHERA DAL 5 AL	2413	59	74	82	86
BOSCHI MISTI DI CONIFERE E LATIFOGIE	313	39	51	63	70	25%)	2413	59	74	82	86
AREE A PASCOLO NATURALE	321	67	71	81	89	BOSCO DI LATIFOGIE	3111	39	51	63	70
SPAGGE DUNE E SABBIE	331	56	73	82	86	ARBORICOLTURA CON ESSENZE					
PARETI ROCCIOSE E FALESIE	332	98	98	98	98	FORESTALI (LATIFOGIE)	3112	39	51	63	70
AREE CON VEGETAZIONE RADA	333	70	75	84	90	BOSCHI DI CONIFERE	3121	39	51	63	70
PALUDI INTERNE	411	100	100	100	100	CONIFERE A RAPIDO ACCRESCIMENTO	3122	39	51	63	70
PALUDI SALMASTRE	421	100	100	100	100	FORMAZIONI VEGETALI BASSE E CHIUSE,					
SALINE	422	100	100	100	100	STABILI, COMPOSTE PRINCIPALMENTE DI					
ZONE INTERTIDALI	423	98	98	98	98	CESPUGLI, ARBUSTI E PIANTE ERBACEE					
LAGUNE, LAGHI E STAGNE COSTIERI	521	100	100	100	100	(ERICHE, ROVI, GINESTRE, GINEPRI NANI	3221	51	58	73	80
MARI	523	100	100	100	100	ECC.)	3222	51	58	73	80
TESSUTO RESIDENZIALE COMPATTO E						FORMAZIONI DI RIPANON ARBOREE	3231	51	58	73	80
DENSO	1111	89	92	94	96	MACCHIA MEDITERRANEA	3232	51	58	73	80
TESSUTO RESIDENZIALE RADO E	1112	78	80	85	87	GARIGA	3233	51	58	73	80
NUCLEIFORME A CARATTERE						AREE A RICOLONIZZAZIONE NATURALE	3241	45	55	68	75
RESIDENZIALE E SUBURBANO	1121	74	75	78	80	AREE A RICOLONIZZAZIONE ARTIFICIALE	3242	45	55	68	75
TESSUTO AGRO-RESIDENZIALE SPARSO E						SPAGGE DI AMPIEZZA SUPERIORE A 25M	3311	56	73	82	86
FABBRICATI RURALI A CARATTERE						AREE DUNALI NON COPERTE DA					
TIPICAMENTE AGRICOLO O RURALE	1122	65	67	70	72	VEGETAZIONE DI AMPIEZZA SUPERIORE	3312	56	73	82	86
INSEDIAMENTI INDUSTRIALI/ARTIG. E						A 25M					
COMM. E SPAZI ANNESSI	1211	89	92	94	95	AREE DUNALI CON COPERTURA					
INSEDIAMENTO DI GRANDI IMPIANTI DI						VEGETALE CON AMPIEZZA SUPERIORE A	3313	56	73	82	86
SERVIZI	1212	89	92	94	95	25 M					
RETI STRADALI E SPAZI ACCESSORI						LETI ASCIUTTI DI TORRENTI DI					
(SVINCOLI, STAZIONI DI SERVIZIO, AREE						AMPIEZZA SUPERIORE A 25M	3315	56	73	82	86
DI PARCHEGGIO ECC.)	1221	98	98	98	98	FIUMI, TORRENTI E FOSSI	5111	100	100	100	100
RETI FERROVIARIE COMPRESSE LE						CANALI E IDROVIE	5112	100	100	100	100
SUPERFICI ANNESSE (STAZIONI,						BACINI NATURALI	5121	100	100	100	100
SMISTAMENTI, DEPOSITI ECC.)	1222	96	96	96	96	BACINI ARTIFICIALI	5122	100	100	100	100
GRANDI IMPIANTI DI CONCENTRAMENTO						LAGUNE, LAGHI E STAGNE COSTIERI A					
E SMISTAMENTO MERCI (INTERPORTI E						PRODUZIONE ITTICA NATURALE	5211	100	100	100	100
SIMILI)	1223	92	93	94	95	ACQUACOLTURE IN LAGUNE, LAGHI E					
IMPIANTI A SERVIZIO DELLE RETI DI						STAGNI COSTIERI	5212	100	100	100	100
DISTRIBUZIONE						ESTUARI E DELTA	5213	100	100	100	100
(TELECOMUNICAZIONI/ENERGIA/IDRICHE)	1224	92	93	94	95	AREE MARINE A PRODUZ. ITTICA					
DISCARICHE	1321	90	92	94	95	NATURALE	5231	100	100	100	100
DEPOSITI DI ROTTAMI A CIELO APERTO,						ACQUACOLTURE IN MARE LIBERO	5232	100	100	100	100
CIMITERI DI AUTOVEICOLI	1322	90	92	94	95	PROPPETI, SALICETI, EUCALITTEI ECC.					
AREE RICREATIVE E SPORTIVE	1421	70	78	83	88	ANCHE IN FORMAZIONI MISTE	31121	39	51	63	70
AREE ARCHEOLOGICHE	1422	49	69	79	84	SUGHERETE	31122	39	51	63	70
SEMINATIVI IN AREE NON IRRIGUE	2111	58	72	81	85	CASTAGNETI DA FRUTTO	31123	39	51	63	70
						ALTRO	31124	39	51	63	70

Tab. 11 – Valori del Curve Number (CN) per le differenti coperture del suolo del CLC (Elaborazione ADIS).

Quindi con riferimento al metodo del *Soil Conservation Service* (SCS), il coefficiente di deflusso ( $\varphi$ )

può essere valutato come segue:  $\varphi = \frac{P_e}{P}$ , con  $P$  = altezza di pioggia di progetto corrispondente ad un

tempo di ritorno  $Tr$  e una durata  $\tau_c$ ;  $P_e = (P - 0.2 \cdot S)^2 / (P + 0.8 \cdot S)$ ;  $S = 254 \cdot (100 / CN - 1)$ .

Con riferimento ai risultati delle analisi statistiche eseguite con il metodo di Gumbel delle registrazioni pluviometriche delle stazioni di misura precedentemente descritte, nella tabella seguente sono riportati i valori di altezza di pioggia (di durata pari al tempo di corrivazione  $t_c$ ), per vari tempi di ritorno, relativi alle stazioni pluviometriche considerate, unitamente all'area del poligono di Thiessen corrispondente.

RELAZIONE IDROLOGICA

COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
IA6F	03 D 09	RI	ID0001 001	A	42 di 52

STAZIONE PLUVIOMETRICA	$h_{Tc}(T=30)$	$h_{Tc}(T=100)$	$h_{Tc}(T=200)$	$h_{Tc}(T=300)$	Area Pol. Thiessen (km <sup>2</sup> )
Montereale	74.48	86.29	93.05	97.00	87.48
Tornimparte	110.94	128.99	139.32	145.36	123.71
L'Aquila	62.31	71.34	76.51	79.54	176.68
Campo Imperatore	183.28	232.33	260.57	277.09	20.31
Assergi	119.05	142.95	156.62	164.61	109.49
Rocca di mezzo	95.99	111.61	120.56	125.79	224.9
Scanno	106.60	124.07	134.08	139.92	160.44
Cocullo	83.33	95.99	103.25	107.49	39.17
Sulmona	73.43	86.41	93.84	98.17	85.58
Bagnaturo o Pratola Peligna	136.21	163.84	179.65	188.88	32.9
Popoli	151.61	186.61	206.63	218.32	63.19
Castel del Monte	134.66	165.58	183.26	193.58	50.65
Capestrano	90.60	109.46	120.25	126.56	58.85
Collepietro	136.44	169.79	188.87	200.01	110.33
Barisciano o Caporciano	76.21	91.78	100.70	105.91	136.05
Pescosansonesco	114.37	136.21	148.70	156.00	70.96
S. Eufemia a Maiella	202.20	256.31	287.46	305.69	73.72
Roccamorice	180.77	215.10	234.73	246.19	30.35
Chieti	121.13	142.90	155.35	162.62	36.18
Brittoli	109.05	128.98	140.40	147.06	69.19
Catignano	112.74	136.19	149.60	157.43	71.41
Cepagatti	101.25	121.31	132.79	139.49	78.42
Pescara	143.04	174.76	192.90	203.50	10.88
Termine	94.85	109.36	117.66	122.51	113.93
Officine Bussi	102.24	119.65	129.62	135.45	44.14
Caramanico	210.89	267.33	299.82	318.83	46.92
Pescocostanzo	102.20	120.06	130.28	136.25	12.79
Alanno	99.35	117.72	128.24	134.38	52.85
Spoltore	116.72	138.72	151.32	158.68	46.15
Salle	210.09	259.13	287.15	303.50	72.14
Manoppello	163.57	197.87	217.49	228.94	43.41
Scafa	118.78	142.22	155.60	163.42	50.39
Roccacasale	224.05	274.61	303.55	320.45	42.81
Goriano	95.71	114.25	124.85	131.05	116.82
Farindola	137.11	163.15	178.05	186.75	5.83
Moscufo	112.86	135.79	148.91	156.57	36.51
Casalincontrada	165.39	208.15	232.77	247.17	30.51
Pretoro	192.31	242.03	270.65	287.40	1.35
Campotosto	99.82	117.19	127.13	132.94	26.94
Scoppito	115.06	145.85	163.58	173.95	136.76
Anversa	104.89	132.96	149.12	158.58	79.85
Campo di Giove	130.29	165.15	185.23	196.97	133.9
Villa S. Lucia	151.65	192.23	215.60	229.27	42.03
Carapelle	86.50	109.65	122.98	130.78	104.24
Palena	165.37	206.01	229.16	242.66	9.13

Tab. 12 – Valori dell'altezza di pioggia, per vari tempi di ritorno, relativi alle stazioni pluviometriche considerate.

 <b>ITALFERR</b> GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	<b>VELOCIZZAZIONE DELLA LINEA ROMA - PESCARA</b> <b>RADDOPPIO FERROVIARIO TRATTA CHIETI-INTERPORTO D'ABRUZZO</b> <b>(LOTTO 3)</b>  <b>PROGETTO DEFINITIVO</b>					
	<b>RELAZIONE IDROLOGICA</b>	COMMESSA IA6F	LOTTO 03 D 09	CODIFICA RI	DOCUMENTO ID0001 001	REV. A

Applicando il metodo dei topoi o dei poligoni di Thiessen, introdotto in precedenza, sono stati quindi ottenuti i seguenti valori di altezza di pioggia (ragguagliata all'area del bacino del F. Aterno-Pescara con sezione di chiusura collocata alla foce), per vari tempi di ritorno dell'evento pluviometrico.

$h(Tr\ 30, t_d)$ [mm]	$h(Tr\ 100, t_d)$ [mm]	$h(Tr\ 200, t_d)$ [mm]	$h(Tr\ 300, t_d)$ [mm]
114.63	138.79	152.64	160.74

Tab. 13 – Bacino del F. Aterno-Pescara: valori dell'altezza di pioggia (ragguagliata all'area) al variare del tempo di ritorno.

Sono stati quindi calcolati i valori del coefficiente di deflusso (a partire dal valore del CN sopra introdotto) e della portata al colmo di piena, al variare del tempo di ritorno.

$Q(Tr = 30)$ [mc/s]	$Q(Tr = 100)$ [mc/s]	$Q(Tr = 200)$ [mc/s]	$Q(Tr = 300)$ [mc/s]
622.5	1079.3	1379.9	1566.95

Tab. 14 – Bacino del F. Aterno-Pescara: valori di portata al colmo al variare del tempo di ritorno.

Per quanto riguarda i corsi d'acqua minori, i bacini da 41bis a 44 ricadono nel poligono di Thiessen della stazione pluviometrica di Chieti; i bacini da 45 a 47, nel poligono di Thiessen della stazione pluviometrica di Casalcontrada. Quindi con riferimento ai parametri  $a$  e  $n$  di tali stazioni, ricavati mediante l'analisi statistica secondo Gumbel (Tab. 8), e ai valori di CN adottati, si ottengono i valori di portata al colmo riportati nella tabella seguente.

Id.	Tempo corrivazione $T_c$ (ore)	CPP				CN	Portate al colmo (CPP)			
		$Tr\ 30$	$Tr\ 100$	$Tr\ 200$	$Tr\ 300$		$Q(Tr\ 30)$	$Q(Tr\ 100)$	$Q(Tr\ 200)$	$Q(Tr\ 300)$
		$i_{T_c,TR}$ (mm/h)	$i_{T_c,TR}$ (mm/h)	$i_{T_c,TR}$ (mm/h)	$i_{T_c,TR}$ (mm/h)		(mc/s)	(mc/s)	(mc/s)	(mc/s)
41bis	1.00	46.85	55.87	61.03	64.05	83	2.17	3.07	3.61	3.94
42	0.40	87.24	104.38	114.18	119.91	84	3.75	5.55	6.66	7.33
43	0.64	63.31	75.62	82.67	86.78	78	6.46	10.10	12.41	13.82
44	0.38	90.34	108.11	118.28	124.21	86	3.71	5.34	6.34	6.94
45	0.49	81.83	102.98	115.15	122.27	79	4.13	7.17	9.14	10.36
46	0.81	60.08	75.61	84.54	89.77	80	8.51	13.76	17.05	19.06
47	0.58	74.20	93.39	104.42	110.87	80	4.86	8.13	10.21	11.48

Tab. 15 – Bacini idrografici minori: valori di portata al colmo al variare del tempo di ritorno.

Adottando invece le curve di possibilità pluviometrica derivanti dalla metodologia VA.PI. (Tab. 6) per il bacino del F. Aterno-Pescara (con sezione di chiusura collocata alla foce) si ottengono i valori di intensità di pioggia e portata al colmo, per i diversi tempi di ritorno considerati, riportati in Tab. 16. Per i corsi d'acqua minori, si ottengono invece i valori di portata al colmo riportati in Tab. 17. Sono adottati gli stessi valori del CN, come sopra definiti.

Tr (anni)	$i_{Tc,Tr}$ (mm/h)	Q (mc/s)
30	6.32	727.48
50	6.90	928.58
100	7.68	1228.73
200	8.46	1557.27
300	8.92	1761.26

Tab. 16 – Bacino del F. Aterno-Pescara: valori di portata al colmo al variare del tempo di ritorno, secondo la metodologia VAPI.

Id.	Metodologia VAPI				Portate al colmo (VAPI)			
	50	100	200	300	Q (Tr 30)	Q (Tr 100)	Q (Tr 200)	Q (Tr 300)
bacino	$i_{Tc,TR}$ (mm/h)	$i_{Tc,TR}$ (mm/h)	$i_{Tc,TR}$ (mm/h)	$i_{Tc,TR}$ (mm/h)	(mc/s)	(mc/s)	(mc/s)	(mc/s)
41bis	61.94	70.42	78.91	83.88	3.71	4.65	5.63	6.22
42	104.64	118.97	133.31	141.69	5.57	7.22	8.96	10.03
43	82.23	93.49	104.76	111.35	12.26	16.23	20.51	23.12
44	106.22	120.77	135.33	143.84	5.16	6.59	8.10	9.01
45	94.42	107.36	120.30	127.86	5.88	7.87	10.02	11.34
46	71.30	81.07	90.84	96.56	12.23	15.75	19.48	21.74
47	85.30	96.98	108.67	115.50	6.69	8.79	11.04	12.42

Tab. 17 – Bacini idrografici minori: valori di portata al colmo al variare del tempo di ritorno, secondo la metodologia VAPI.

#### 4.3.2. Definizione delle portate di piena dall'analisi statistica delle registrazioni idrometriche

A partire dai valori di portata  $Q_{max,g}$  calcolati secondo le distribuzioni di Gumbel e Fuller (Tab. 10), applicando il coefficiente di punta determinato in precedenza, sono stati ottenuti, per il F. Aterno-Pescara, i valori di portata al colmo (e portata specifica), in corrispondenza della stazione idrometrica di Santa Teresa (che sottende un bacino di 3125 kmq), riportati nelle tabelle seguenti.

TR (anni)	Portata al colmo (Fuller)		
	$Q_{max,g}$ mc/s	$Q_{TR}$ mc/s	$q = Q_{max}/S$ mc/s Kmq
5	236.9	567.8	0.182
30	401.6	962.6	0.308
50	448.5	1075.2	0.344
100	512.2	1227.9	0.393
200	575.9	1380.6	0.442
300	613.2	1470.0	0.470
500	660.2	1582.5	0.506

Tab. 18 – Bacino del F. Aterno-Pescara: valori di portata al colmo e specifica, per differenti tempi di ritorno, secondo la distribuzione di Fuller.

TR (anni)	Portata al colmo (Gumbel)		
	$Q_{max,g}$ mc/s	$Q_{TR}$ mc/s	$q = Q_{max}/S$ mc/s Kmq
5	246.8	591.7	0.189
30	381.7	915.1	0.293
50	418.8	1003.9	0.321
100	468.8	1123.8	0.360
200	518.6	1243.2	0.398
300	547.7	1312.9	0.420
500	584.3	1400.7	0.448

Tab. 19 – Bacino del F. Aterno-Pescara: valori di portata al colmo e specifica, per differenti tempi di ritorno, secondo la distribuzione di Gumbel.

#### 4.3.3. Definizione delle portate di piena secondo la metodologia del PSDA

Applicando la metodologia adottata nello studio idrologico sviluppato per la redazione del PSDA descritta all'inizio del presente capitolo, con riferimento ad una durata  $D$  pari al tempo di corrivazione del bacino del F. Aterno-Pescara considerato,  $t_c = 19.8$  ore (così come calcolato mediante la formula di Giandotti), si ottengono i seguenti valori di portata al colmo.

TR (anni)	Q (mc/s) - PSDA
50	848.6
100	1012.3
200	1177.5
500	1391.6

Tab. 20 – Bacino del F. Aterno-Pescara: valori di portata al colmo secondo la metodologia applicata nel PSDA.

#### 4.3.4. Confronto tra le differenti metodologie adottate

Per il bacino del F. Aterno-Pescara (con sezione di chiusura collocata presso la foce), si riporta il confronto tra i valori di portata ricavati mediante le metodologie sopra descritte.

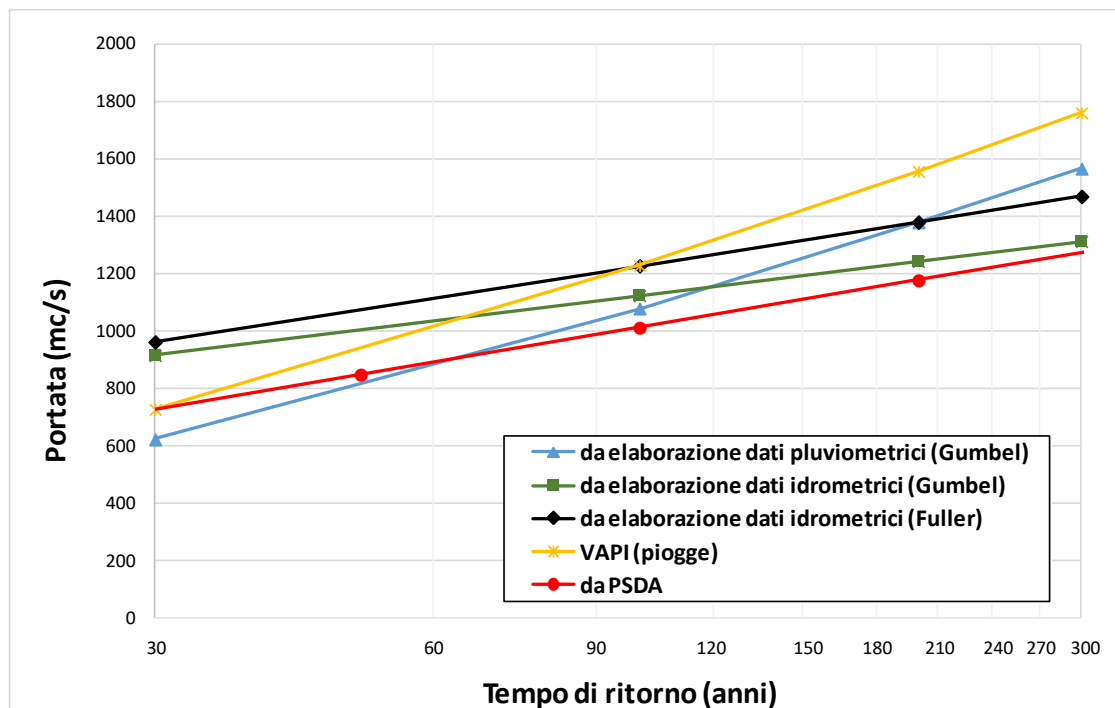


Fig. 10 – F. Aterno-Pescara: confronto tra i valori di portata al colmo ottenuti secondo differenti approcci.

 <b>ITALFERR</b> GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	<b>VELOCIZZAZIONE DELLA LINEA ROMA - PESCARA</b> <b>RADDOPPIO FERROVIARIO TRATTA CHIETI-INTERPORTO D'ABRUZZO</b> <b>(LOTTO 3)</b>  <b>PROGETTO DEFINITIVO</b>					
	<b>RELAZIONE IDROLOGICA</b>	COMMESSA IA6F	LOTTO 03 D 09	CODIFICA RI	DOCUMENTO ID0001 001	REV. A

Le diverse metodologie adottate forniscono valori di portata al colmo molto simili tra loro, per i vari tempi di ritorno considerati, ad eccezione della metodologia VAPI che per i tempi di ritorno  $T_r$  200 e 300 anni fornisce valori più elevati rispetto agli altri approcci.

#### 4.4 Definizione degli idrogrammi di piena di progetto

Come riportato nell'elaborato annesso IA4S00D09RIID0002001A – *Relazione Idraulica: modello 2D del F. Pescara e corsi d'acqua minori*, è stato sviluppato il modello bidimensionale (2D), in regime di moto vario, del F. Aterno – Pescara e di cinque corsi d'acqua minori (in particolare i corsi d'acqua minori relativi ai bacini 46, 47 compresi nel tratto in cui la linea FS in progetto si sviluppa, in affiancamento, ad una minore distanza dal F. Aterno-Pescara).

Gli idrogrammi di piena da imporre come condizione al contorno sono stati determinati tramite il software URBIS.

##### 4.4.1. Fiume Aterno-Pescara

Sulla base delle considerazioni precedenti, gli idrogrammi di piena sono stati valutati considerando i seguenti dati di input:

- 1) LEGGE DI PIOGGIA: Metodologia VA.PI., curva di probabilità pluviometrica a tre parametri, i cui valori sono riportati in Tab. 6
- 2) IETOGRAMMA NETTO: tipo Chicago con picco  $r = 0.5$ , CN (curve number) = 51;  $K_a$  (coeff. ragguaglio all'area) = 0.90
- 3) MODELLLO IDROGRAMMA: metodo di Nash con  $n = 3$ ;  $k = 0.5 \cdot t_c / (n-1) = 4.95$  h ( $t_c = 19.8$  h)

Nella figura seguente, gli idrogrammi di piena per i vari tempi di ritorno considerati ( $T_r = 30, 50, 100, 200, 300$  anni).

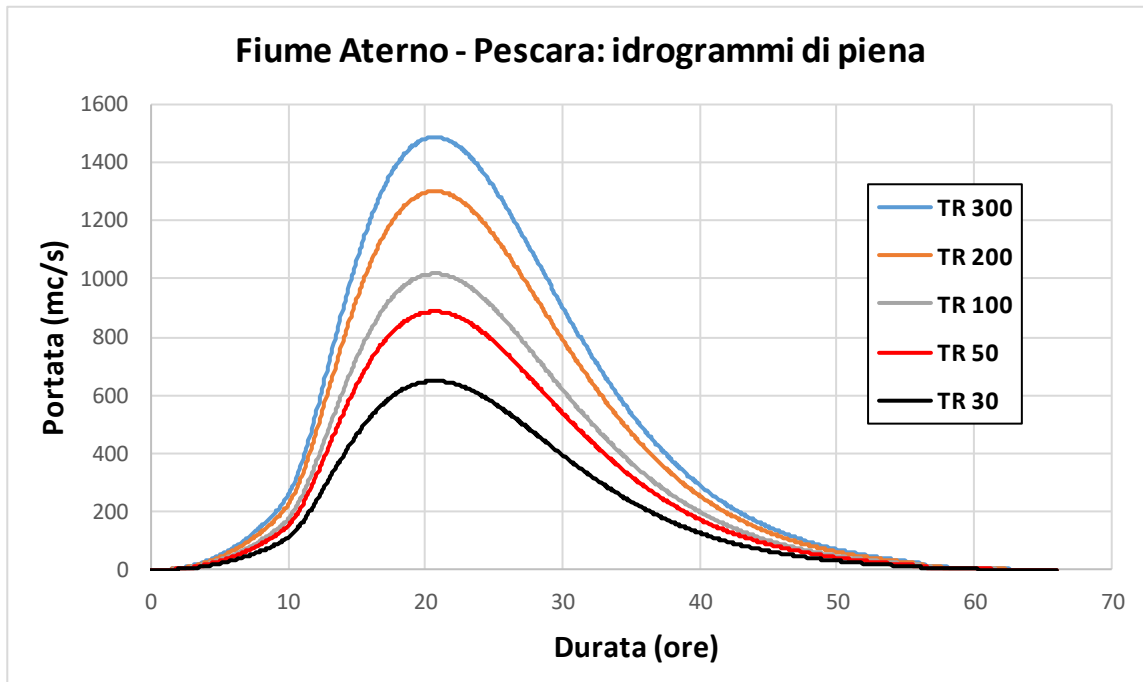


Fig. 11 – F. Aterno-Pescara: idrogrammi di piena di progetto.

#### 4.4.2. Corsi d'acqua minori

Per corsi d'acqua relativi ai bacini 46, 47, gli idrogrammi di piena sono stati valutati assumendo:

- 1) LEGGE DI PIOGGIA: Metodologia VA.PI., curva di probabilità pluviometrica a tre parametri, i cui valori sono riportati in Tab. 7
- 2) IETOGRAMMA NETTO: tipo rettangolare, CN come sopra determinato
- 3) MODELLO IDROGRAMMA: metodo dell'invaso  $k = 0.7 \cdot t_c$

Nelle figure seguenti, i corrispondenti idrogrammi di piena, per i vari tempi di ritorno considerati.



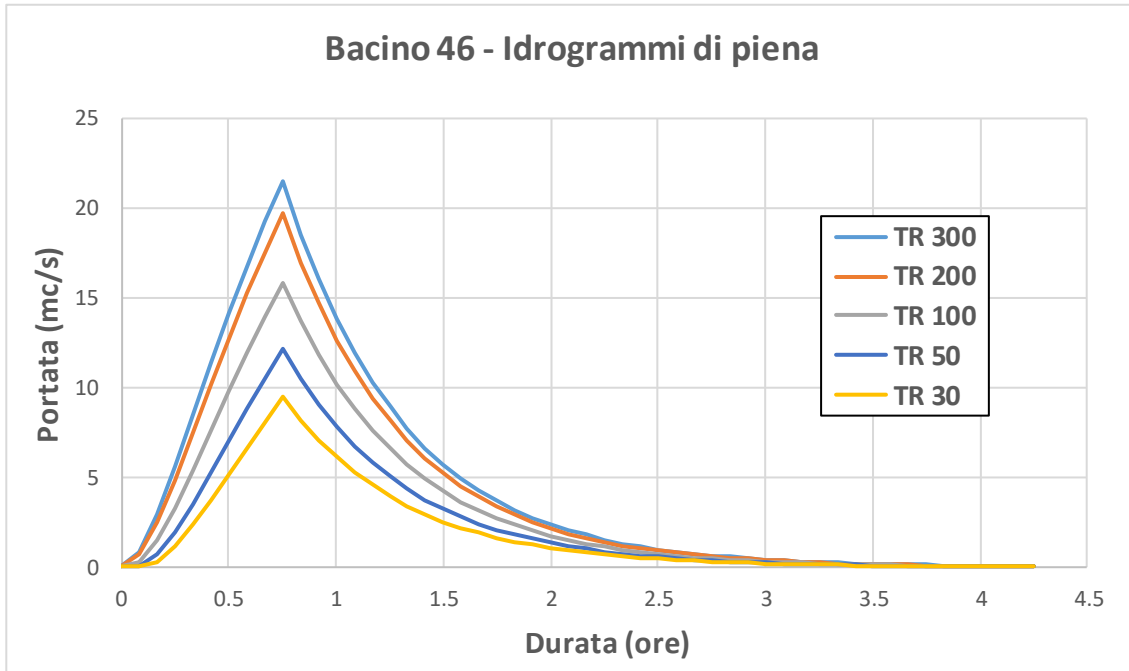


Fig. 12 – Bacino 46: idrogrammi di piena di progetto.

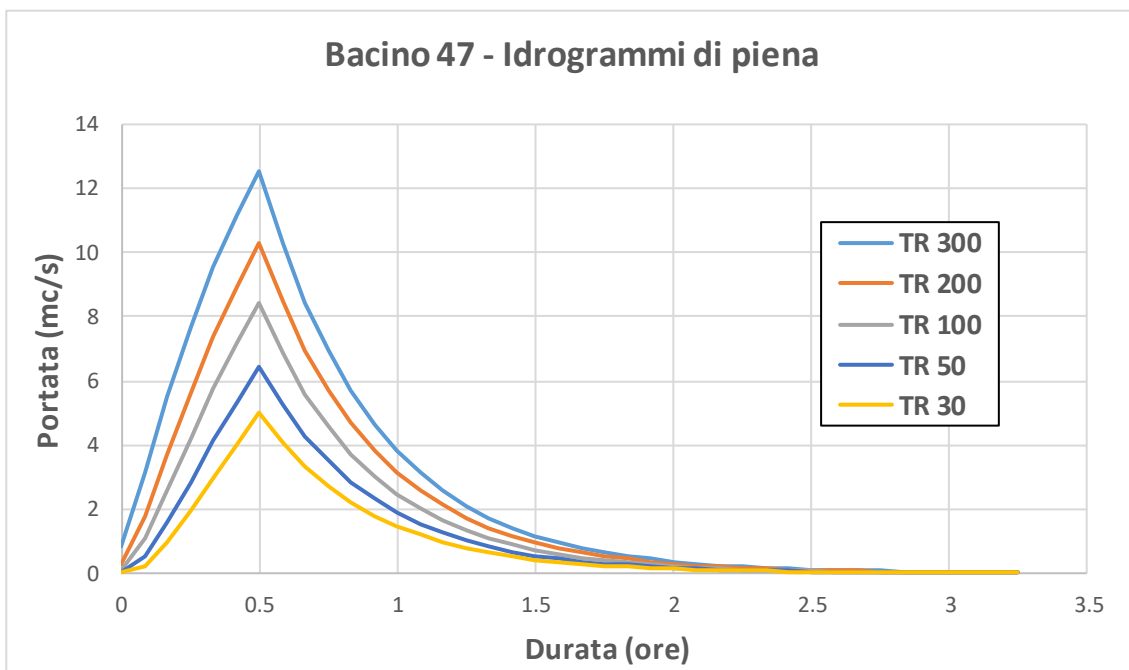


Fig. 13 – Bacino 47: idrogrammi di piena di progetto.

	<b>VELOCIZZAZIONE DELLA LINEA ROMA - PESCARA RADDOPPIO FERROVIARIO TRATTA CHIETI-INTERPORTO D'ABRUZZO (LOTTO 3)</b>					
	<b>PROGETTO DEFINITIVO</b>					
<b>RELAZIONE IDROLOGICA</b>	COMMESSA	LOTTO	CODIFICA	DOCUMENTO	REV.	FOGLIO
	IA6F	03 D 09	RI	ID0001 001	A	50 di 52

#### 4.5 Definizione delle portate “di cantiere” per il dimensionamento delle opere provvisionali

Durante la costruzione delle opere (nel caso specifico delle opere di attraversamento sui corsi d'acqua minori interferenti con la linea FS in progetto), cioè prima che le stesse abbiano raggiunto il loro assetto definitivo, si pone il problema della definizione del periodo di ritorno al quale fare riferimento, per il dimensionamento delle eventuali opere provvisionali in alveo nel periodo transitorio. L'importanza dell'opera, la durata della sua esecuzione, l'ambiente di lavoro o i possibili impatti possono poi suggerire quale debba essere l'approfondimento necessario per valutare il grado di rischio accettabile durante la costruzione.

Con riferimento alla metodologia dell'Autorità di Bacino del Fiume Po (Direttiva n.2/1999), l'assegnazione del periodo di ritorno  $T_r$  della portata di progetto per il dimensionamento di un'opera idraulica, e quindi al controllo di un definito evento limite, comporta l'assunzione di un parimenti definito grado di rischio. La misura del rischio cui l'opera è esposta può calcolarsi definendo, prefissato  $T_r$ , la durata della vita dell'opera; o meglio, la durate della vite dell'opera: per esempio, l'opera fondamentale, prima; quelle provvisionali, poi. Il rischio  $R(N)$ , se  $N$  è il numero d'anni che misura la durata della vita dell'opera, per un definito  $T_r$ , si esprime mediante la seguente relazione:

$$R(N) = 1 - \left(1 - \frac{1}{T_r}\right)^N$$

Con riferimento al Manuale di Progettazione RFI (e alle NTC2018), il tempo di ritorno di progetto per le piene dei corsi d'acqua, con  $S < 10 \text{ km}^2$ , attraversati da ponti/viadotti ferroviari, è pari a:  $T_r = 200$  anni. Fissata in  $N = 100$  anni la durata della vita utile (VU) delle opere in progetto, il rischio che possano essere superati gli eventi di riferimento vale:  $R(200) = 0.394$ .

Per il dimensionamento delle opere provvisionali necessarie alla costruzione delle opere di attraversamento e per la verifica di compatibilità idraulica delle stesse nonché di eventuali aree di cantiere annesse, assunta una durata della fase transitoria pari a  $D = 1.5$  anni, circa, il tempo di ritorno di riferimento, valutato come:

$$T_r = \frac{1}{1 - (1 - R(N))^{1/D}}$$

si attesta a  $T_r = 3$  anni.

 <b>ITALFERR</b> GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	<b>VELOCIZZAZIONE DELLA LINEA ROMA - PESCARA</b> <b>RADDOPPIO FERROVIARIO TRATTA CHIETI-INTERPORTO D'ABRUZZO</b> <b>(LOTTO 3)</b>  <b>PROGETTO DEFINITIVO</b>					
	<b>RELAZIONE IDROLOGICA</b>	COMMESSA IA6F	LOTTO 03 D 09	CODIFICA RI	DOCUMENTO ID0001 001	REV. A

Nella tabella seguente sono riportati dunque i valori della portata di “cantiere” ( $T_r = 3$  anni) per i bacini dei corsi d’acqua minori interferenti con la linea FS in progetto, valutati mediante il metodo razionale, considerando le curve di possibilità pluviometrica derivanti dall’applicazione della metodologia VA.PI., più cautelative rispetto a quelle derivanti dall’analisi statistica (Gumbel) dei dati di pioggia disponibili.

Id.	Portate al colmo (VAPI)
	$Q (T_r 3)$ (mc/s)
41bis	0.69
42	0.71
43	1.14
44	0.77
45	0.46
46	1.67
47	0.69

Tab. 21 – Corsi d’acqua minori: portate “di cantiere” di progetto.

Le verifiche idrauliche delle opere provvisionali previste (per le portate “di cantiere”, come sopra determinate) sono riportate negli elaborati specialistici di OO.CC..

 <b>ITALFERR</b> GRUPPO FERROVIE DELLO STATO ITALIANE	<b>VELOCIZZAZIONE DELLA LINEA ROMA - PESCARA</b> <b>RADDOPPIO FERROVIARIO TRATTA CHIETI-INTERPORTO D'ABRUZZO</b> <b>(LOTTO 3)</b>  <b>PROGETTO DEFINITIVO</b>					
	<b>RELAZIONE IDROLOGICA</b>	COMMESSA IA6F	LOTTO 03 D 09	CODIFICA RI	DOCUMENTO ID0001 001	REV. A

## 5. RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

AA. VV. *Manuale di Ingegneria Civile e Ambientale*, Zanichelli ESAC, Bologna, 2003.

ADIS . *Linee guida e indirizzi operativi per l'attuazione del principio della invarianza idraulica*. Articolo 47 delle NTA del PAI della Regione Sardegna, 2008.

Autorità dei Bacini Regionali e Interregionali della Fiume Sangro, Piano Stralcio Difesa Alluvioni (PSDA) – Studio idrologico, 2002.

Circolare esplicativa delle NTC2018, n.7 del 21 gennaio 2019.

Da Deppo L., Datei C., *Fognature*, Edizioni Libreria Cortina, Padova, 2005.

Ferro V., *La sistemazione dei bacini idrografici*, McGraw-Hill, Milano, 2006.

Maione U., *Appunti di idrologia 3*. Le piene fluviali, La Goliardica Pavese, 1977

Marani M., *Processi e modelli dell'Idrometeorologia*, Dispense, 2005.

Manuale di Progettazione - RFI

Nuove Norme Tecniche per le costruzioni 2018, DECRETO 17 gennaio 2018 . Aggiornamento delle «Norme tecniche per le costruzioni», MINISTRO DELLE INFRASTRUTTURE.

Rossi F., Fiorentino M., Versace P., *Two component extreme value distribution for Flood Frequency Analysis*, Water Resources Research, Vol. 20, N.7, 1984.

Surendra, K. M., Vijay., P. S. *Soil Conservation Service Curve Number (SCS-CN) Methodology*. Springer, pp. 84-146, 2003.