



COMUNE DI MONTESCAGLIOSO

PROVINCIA DI MATERA

REGIMENTAZIONE DELLE ACQUE IN VIA SAN FRANCESCO

PROGETTO DEFINITIVO - ESECUTIVO

Il Sindaco P.T.
Geom. Vincenzo ZITO

CAPOGRUPPO RTP



Dirigente area tecnica
Ing. P. NOBILE

Stefano Tranquilli
DIRETTORE TECNICO
ing. Stefano Tranquilli
Progettista
ing. Stefano Tranquilli

Il R.U.P.
Ing. P. NOBILE

MANDANTI
Negen s.r.l. *Qui il testo*
ing. Fabio Cervino
ing. Manuela D'Aguanno

Visti/Protocolli

Elaborato 02 :
RELAZIONE IDROLOGICA



Manuela D'Aguanno

1	PREMESSA	3
2	ANALISI IDROLOGICA DEL BACINO DI DRENAGGIO URBANO	3
2.1	Valutazione delle portate pluviali- Metodologia	3
2.2	Legge di variazione dei coefficienti di crescita con il periodo di ritorno.....	5
2.2.1	Pluviometria.....	5
2.2.1.1	Pioggie giornaliere.....	5
2.2.2	Idrometria	8
2.2.2.1	Portate istantanee	8
2.3	Stima del valor medio.....	11
2.3.1	Leggi di probabilità pluviometriche	11
2.3.1.1	Pioggie puntuali.....	11
2.3.2	Metodo Razionale	17
2.4	Risultati.....	19
2.4.1	Portate di piena per la rete fognaria di drenaggio urbano.	19

1 PREMESSA

Nei paragrafi che seguono viene descritta la metodologia utilizzata per calcolare le portate meteoriche che affluiscono alla rete fognaria in via San Francesco d' Assisi nel Comune di Montescaglioso (MT) nelle condizioni attuali di antropizzazione e si riportano i risultati ottenuti.

2 ANALISI IDROLOGICA DEL BACINO DI DRENAGGIO URBANO

2.1 Valutazione delle portate pluviali- Metodologia

L'analisi idrologica condotta per il calcolo delle portate pluviali dei bacini di drenaggio urbano è di tipo probabilistico. In particolare, non essendo disponibili dati relativi ai massimi delle portate, si considerano eventi critici relativi alle piogge.

Stabilito il periodo di ritorno di progetto, cioè l'intervallo di tempo durante il quale si accetta che l'evento di piena possa verificarsi mediamente una volta ($T = 10$ anni e $T = 20$ anni nel caso in esame), ad ogni evento critico di progetto viene dunque associato un pericolo idrologico (hazard), H_t , che rappresenta la probabilità che nel periodo t , assunto in genere uguale alla durata del periodo di esercizio, si verifichi una piena superiore a quella di progetto. Tale rischio può essere piccolo quanto si vuole ma risulta comunque sempre maggiore di zero, perché non è possibile stabilire un limite superiore per l'intensità di pioggia, e quindi determinare in maniera esatta l'entità della massima piena.

L'hazard dipende dal periodo di ritorno T della piena di progetto secondo la legge:

$$H_t = 1 - \left(1 - \frac{1}{T}\right)^t \quad (1.)$$

Si definisce livello di sicurezza idrologica la probabilità che nel periodo di esercizio il sistema non subisca danni per effetto di eventi più intensi della piena di progetto. Se si assume che il superamento di tale valore produca sempre dei danni, allora si può scrivere:

$$S_t = 1 - H_t \quad (2.)$$

In realtà il superamento di una piena di progetto produce danni diversi da caso a caso. Se si definisce vulnerabilità, V , l'entità del danno in termini relativi, ($V=0$ quando non si hanno danni, $V=1$ quando si ha perdita totale della funzionalità), e si osserva che tale grandezza aumenta all'aumentare della portata di piena, ci si può riferire al suo valore medio ed esprimere il livello di sicurezza come

$$S = 1 - \bar{V} \cdot H_t \quad (3.)$$

E' importante osservare che, fissati \bar{V} e t , S_t dipende solo da T , e quindi fissare il livello di sicurezza voluto significa fissare il periodo di ritorno che caratterizza la piena di progetto.

Se si considera il rischio idrologico come danno atteso subito dal sistema per effetto delle piene in t anni, e si indica con E l'elemento a rischio, si può scrivere:

$$R_t = E \cdot \bar{V} \cdot H_t \quad (4.)$$

dove $E \cdot \bar{V}$

rappresenta il danno prodotto mediamente da un singolo superamento, e H_t il singolo superamento in t anni. Ad ogni periodo di ritorno di progetto è dunque associato un rischio di superamento che si stabilisce di accettare.

Fissato dunque il periodo di ritorno T , indicando con $m[I(d)]$ la media dei massimi annuali della intensità di pioggia di durata d , cioè l'intervallo di tempo durante il quale si accetta che l'evento di piena possa verificarsi mediamente una volta, la massima intensità di pioggia I_T corrispondente al prefissato periodo di ritorno T , può essere valutata come:

$$I_T = K_T \cdot m[I(d)] \quad (5.)$$

dove:

- $m[I(d)]$ = media della distribuzione dei massimi annuali della intensità di pioggia di durata d (legge di probabilità pluviometrica);

- K_T = fattore probabilistico di crescita delle piogge.

In realtà per i bacini urbani, essendo alta la percentuale di impermeabilizzazione, il K_T delle portate non si differenzia molto da quello delle piogge, per cui si può anche scrivere:

$$Q_T = K_T \cdot m(Q) \quad (6.)$$

dove:

- $m(Q) = f(m[I(d)])$, valore che dipende dalla media della distribuzione dei massimi annuali della intensità di pioggia di durata d ;c
- K_T = fattore probabilistico di crescita.

2.2 Legge di variazione dei coefficienti di crescita con il periodo di ritorno

Nell'ambito del Progetto VAPI del G.N.D.C.I./C.N.R. il territorio nazionale è stato suddiviso in aree idrologicamente omogenee, caratterizzate da un'unica distribuzione di probabilità dei massimi annuali delle intensità di pioggia di durata d rapportate al valore medio (legge regionale di crescita con il periodo di ritorno $K_T(T)$).

L'indagine regionale volta alla determinazione di tale legge è stata svolta per la Regione Basilicata nel Rapporto VAPI Basilicata sopra menzionato.

2.2.1 Pluviometria

2.2.1.1 Piogge giornaliere

Le ipotesi di regionalizzazione sono state poste contestualmente rispetto al primo ed al secondo livello. Le alternative valutate sono state (fig. 1):

- una in cui si considera l'intera Basilicata come unica zona omogenea al primo ed al secondo livello;
- una seconda che individua una sottozona Nord composta da 70 stazioni e ed una sottozona Sud-Ovest comprendente le rimanenti 8, con zona ancora unica al primo livello. Tale soluzione viene suggerita dalla particolare collocazione

geografica delle 8 stazioni, a ridosso del massiccio del Pollino, che individuano la sottozona Sud-Ovest.

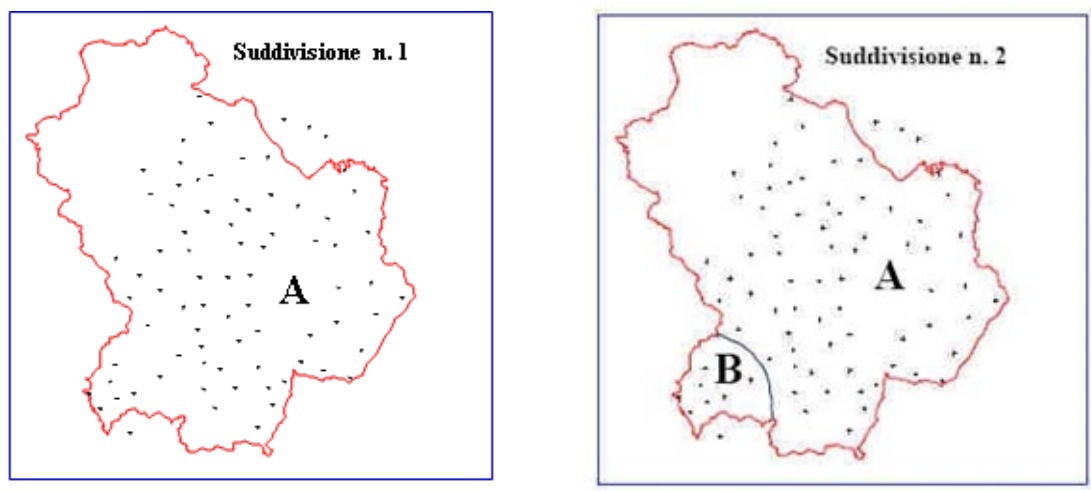


Figura 1. Ipotesi di suddivisione della Basilicata in sottozone pluviometriche omogenee.

Sottozona	Λ^*	θ^*	Λ_1	η
A	0.104	2.632	20.64	3.841
B	0.104	2.632	55.23	4.825

Tab. 2. Parametri della distribuzione di probabilità dei massimi annuali delle piogge in Basilicata.

Il confronto tra i risultati ottenuti per le suddivisioni in una o due regioni si presenta a favore di quest'ultima ipotesi, con la suddivisione in due sottozone Nord e Sud-Ovest. Quest'ultima risulta anche omogenea rispetto alla sottozona di secondo livello indicata come tirrenica nel rapporto VAPI Calabria. In definitiva, risulta che i parametri regionali stimati al primo ed al secondo livello sono quelli riportati nella Tabella 2.

Fissati i parametri di forma e di scala della distribuzione di probabilità cumulata (DPC) all'interno della SZO pluviometrica omogenea previamente identificata, resta univocamente determinata la relazione fra periodo di ritorno T e valore del coefficiente di crescita K_T :

$$T = \frac{1}{1 - F_K(k)} = \frac{1}{1 - \exp(-\Lambda_1 e^{-\eta k} - \Lambda_* \Lambda_1^{1/\theta_*} e^{-\eta k/\theta_*})} \quad (1)$$

Più utile dal punto di vista pratico è la forma inversa della (1) per cui, fissato un valore T 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. Si riportano di seguito, nella Tab. 3, i valori di K_T ottenuti numericamente dalla (1) per alcuni valori del periodo di ritorno

T (anni)	2	5	10	20	25	40	50	100	200	500	1000
K_T (SZOA)	0.92	1.25	1.49	1.74	1.83	2.03	2.14	2.49	2.91	3.50	3.97
K_T (SZOB)	0.97	1.10	1.20	1.30	1.34	1.42	1.46	1.61	1.78	2.02	2.21

Tab. 3: valori teorici del coefficiente probabilistico di crescita K_T per le piogge in Basilicata, per alcuni valori del periodo di ritorno T.

Nelle pratiche approssimazioni, è possibile anche fare riferimento ad una espressione semplificata del tipo:

$$K_T = \left(\frac{\theta_* \ln \Lambda_*}{\eta} + \frac{\ln \Lambda_1}{\eta} \right) + \frac{\theta_*}{\eta} \ln T \quad (2)$$

che, dati i valori assunti dai parametri della distribuzione TCEV in Basilicata, diventa:

$$(SZO A) K_T = -0.7628 + 0.6852 \ln T \quad (3 a)$$

$$(SZO B) K_T = -0.4032 + 0.5455 \ln T \quad (3 b)$$

Per valori del periodo di ritorno superiori a 25 anni, l'errore nell'uso delle (3) in luogo della (1) è sempre inferiore al 5 % nella SZO B, mentre un risultato analogo è valido per la SZO A solo a partire da $T = 50$ anni.

2.2.2 Idrometria

2.2.2.1 Portate istantanee

Al I° livello di regionalizzazione si sono assunti validi, per la Basilicata, i parametri nazionali Λ^* e θ^* . Si è infatti ritenuto che la rappresentatività delle serie dei dati disponibili fosse troppo bassa (poche serie e non eccessivamente lunghe) per mettere in discussione l'ipotesi di appartenenza della Basilicata alla zona unica nazionale nella quale Λ^* e θ^* sono ipotizzati costanti.

I valori assunti, validi per tutta l'Italia appenninica ed insulare, ad eccezione della Sardegna, sono:

$$\theta^* = 2.654; \quad \Lambda^* = 0.350$$

ai quali corrisponde un coefficiente di asimmetria teorico $Ca = 2.32$.

Al secondo livello si è effettuata, per ogni singolo sito idrometrografico, la stima regionale del parametro Λ_1 della TCEV, avendo vincolato la stima a Λ^* e θ^* per i quali si sono assunti i valori nazionali. La procedura di stima utilizzata è quella di massima verosimiglianza (MV). I risultati vengono riportati nella tabella 4, in cui si è escluso il valore di Agri a Le Tempe, inammissibile: data l'ampia variabilità osservata, si è portati ad escludere l'ipotesi che i bacini lucani possano appartenere ad una sottozona unica omogenea rispetto al parametro Λ_1 . D'altra parte ciò è in accordo con la variabilità dei parametri geomorfoclimatici che è possibile notare passando da un bacino all'altro. Riguardando infatti i risultati raggruppati per bacino è possibile individuare tre sottozone omogenee (fig. 9.2):

— **Sottozona A:** si identifica praticamente con l'intero bacino del Bradano. Tale

bacino è in assoluto quello caratterizzato dalla maggiore aridità di tutta la regione, caratteristica che induce bassi valori di Λ_1 , tra le altre cose, anche a causa del fatto che il suolo è il più delle volte asciutto prima delle piene. Va poi rimarcata la presenza di zone carsiche all'interno del bacino.

- **Sottozona B:** comprendente il medio e basso bacino del Basento, le cui caratteristiche sono non molto dissimili da quelle della zona A, anche se il numero medio degli eventi è leggermente maggiore. Ai fini di questa suddivisione, il basso Basento si può approssimativamente far iniziare a valle della città di Potenza.
- **Sottozona C:** dove si fa rientrare l'Agri, il Sinni e l'alto bacino del Basento ovvero la zona a monte di Potenza. In quest'ultima sottozona il numero degli eventi piovosi significativi ai fini delle piene è molto maggiore rispetto agli altri bacini del versante ionico.

La stima del parametro Λ_1 regionale è stata effettuata quindi separatamente per le tre Sottozone computando la media pesata del parametro

$$Cv_1 = \frac{0.557}{(\log \Lambda_1 - 0.251)}$$

che è meno variabile e distorto di Λ_1 , e passando poi dal valor medio di Cv_1 al valore cercato di Λ_1 . I valori regionali ottenuti per Λ_1 relativamente ad ogni sottozona omogenea sono riportati in Tab. 4.

	Stazione	C_v	Λ_1	Cv_1	Cv_{1med}	Λ_{1REG}
Zona A	Bradano a S.Giuliano	0.79	2.9757	0.7687	0.694	3.561
	Bradano a p.te Colonna	0.76	4.4492	0.6194		
Zona B	Basento a Menzena	0.63	6.4369	0.5256	0.500	7.302
	Basento a Gallipoli	0.63	8.3992	0.4739		
Zona C	Basento a Pignola	0.43	19.8687	0.3595	0.355	20.849
	Agri a Tarangelo	0.38	20.2427	0.3576		
	Sinni a Valsinni	0.55	19.7996	0.3598		
	Sinni a Pizzutello	0.25	23.8833	0.3419		

Tab. 4. Valori regionali di Λ_1 per le sottozone idrometriche considerate

In definitiva, i valori dei parametri della distribuzione TCEV, per l'intera Basilicata, vengono riportati nella successiva Tab. 5.

II LIVELLO - ZONE OMOGENEE

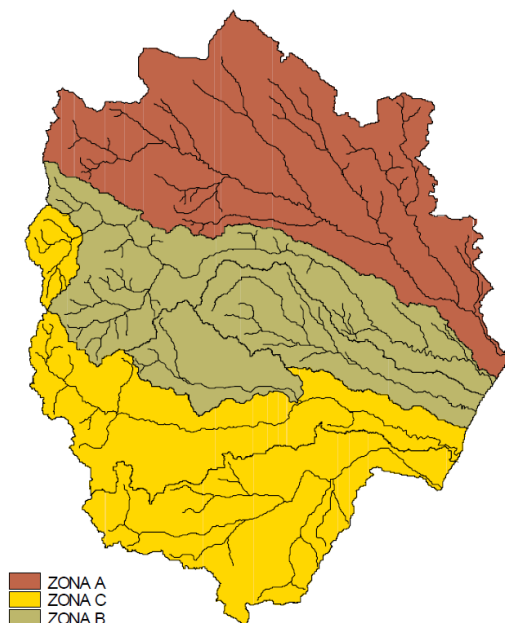


Figura 2. Sottozone omogenee al II livello di regionalizzazione delle piene.

Sottozona	Λ^*	θ^*	Λ_1	η
A	0.350	2.654	3.56	2.598
B	0.350	2.654	7.30	3.316
C	0.350	2.654	20.8	4.363

Tab. 5. Parametri della distribuzione di probabilità dei massimi annuali delle piogge in Basilicata

Si riportano, inoltre, in Tab. 6, i valori di K_T ottenuti numericamente dalla (1) per alcuni valori del periodo di ritorno

T (anni)	2	5	10	20	25	40	50	100	200	500	1000
K_T (SZOA)	0.81	1.44	1.96	2.55	2.76	3.21	3.43	3.12	4.83	5.76	6.47
K_T (SZOB)	0.85	1.34	1.75	2.21	2.38	2.73	2.90	3.45	4.00	4.73	5.29
K_T (SZOC)	0.89	1.26	1.57	1.92	2.05	2.31	2.45	2.86	3.28	3.84	4.26

Tab. 6: valori teorici del coefficiente probabilistico di crescita K_T per le piene in Basilicata, per alcuni valori del periodo di ritorno T.

Adoperando l'espressione asintotica (9.3) i fattori di crescita possono essere calcolati con

$$(SZO A) K_T = -0.5836 + 1.022 \ln T \quad (4 a)$$

$$(SZO B) K_T = -0.2407 + 0.8004 \ln T \quad (4 b)$$

$$(SZO B) K_T = 0.0575 + 0.6083 \ln T \quad (4 c)$$

Per valori del periodo di ritorno superiori a 10 anni, l'errore nell'uso delle (4) in luogo della (1) è sempre inferiore al 10 % in tutte le SZO.

2.3 Stima del valor medio

2.3.1 Leggi di probabilità pluviometriche

2.3.1.1 Piogge puntuali

Obiettivo del terzo livello di regionalizzazione dei massimi annuali delle piogge brevi è la definizione di relazioni utili alla valutazione del valor medio della distribuzione del massimo annuale della grandezza di interesse in un generico sito, o come valore caratteristico di un'area.

Data l'elevata variabilità spaziale di tale parametro di posizione, in presenza di dati la stima migliore risulta dal calcolo diretto.

Nei siti sprovvisti di stazioni di misura o i cui dati siano giudicati inaffidabili, la stima del parametro di posizione è solitamente affidata a relazioni, che vengono istituite per aree omogenee, tra il valor medio della distribuzione del massimo annuale dell'altezza di precipitazione in durata d , $m[h(d)]$, e parametri come quota, distanza dal mare, esposizione, etc.

L'individuazione delle aree omogenee al terzo livello avviene solitamente con riferimento alle medie $m(hg)$ delle piogge giornaliere, sempre per ragioni legate alla maggiore disponibilità di stazioni e dati/stazione. Tuttavia, per la regione in indagine, precedenti analisi sulla variabilità spaziale di $m(hg)$ [Dell'Aera, 1991; Gabriele e Iritano, 1994] non hanno consentito di individuare aree nelle quali fossero evidenti legami quali quelli sopra accennati.

In assenza delle indicazioni su eventuali aree omogenee al III livello, l'analisi delle medie

delle piogge brevi è consistita nell'identificazione delle isoiete di $m[h(d)]$, per le diverse durate, utilizzando un metodo geostatistico, il kriging. Tale metodo, a differenza di altri, consente di interpolare tenendo conto della relazione fra la varianza campionaria e la varianza spaziale dei dati, secondo un approccio di tipo stocastico.

Utilizzando tale tecnica, conoscendo i dati relativi alle 55 stazioni pluviografiche considerate nella regione in esame, sono stati calcolati i valori della stima di $m[h(d)]$ in corrispondenza dei nodi di una griglia regolare. Tramite questi valori si sono tracciate le isolinee di $m[h(d)]$, per le durate $d = 1, 3, 6, 12$ e 24 ore.

Per una pratica utilizzazione dei risultati dell'analisi precedente, la ricostruzione della legge intensità-durata nella regione viene effettuata in base alla relazione:

$$m[h(d)] = a d^n \quad (5)$$

In tabella 9.7, sono riportati i coefficienti a ed n stimati in ognuna delle 55 stazioni considerate. Si sono interpolati i valori osservati nelle stazioni di misura attraverso il kriging, ottenendo delle isolinee per i due parametri a ed n , rispettivamente in figura 9.3 e 9.4. Si noti che le isolinee del parametro a sono praticamente coincidenti con quelle di $m(h(l))$.

Poiché non si sono individuate aree omogenee rispetto alle leggi di probabilità pluviometriche, la loro determinazione su un'area quale può essere, ad es., un bacino idrografico viene determinata a seguito di una operazione di media sui parametri a ed n della legge di pioggia (6). Per fornire dati utili per valutazioni idrologiche speditive, questa operazione è stata eseguita non solo per tutti i bacini monitorati in passato dal SIMN in Basilicata, incluse le aree comprese tra sezioni successive lungo il corso d'acqua, ma anche per celle di 10 Km di lato che ricoprono l'intero territorio lucano, come mostrato in figura 5.

Per i bacini sottesi dalle sezioni monitorate dal SIMN e le aree comprese tra successivi sottobacini vengono forniti in tabella 8 i valori dei parametri a ed n relativi alle curve di probabilità pluviometriche medie areali. Sono invece riportati in tabella 9 i valori medi di $\log(a)$ e di n relativi alle celle rappresentate in figura 5 ed identificate da una numerazione che procede da Ovest verso Est e da Sud verso Nord.

Usando i valori medi di $\log(a)$ e di n relativi alle celle, si può ottenere l'espressione della legge di pioggia riferita ad un'area attraverso media pesata dei suddetti valori tra le celle che ricoprono l'area stessa.



Figura 9.3. Iso linee del coefficiente a della curva di probabilità pluviometrica.

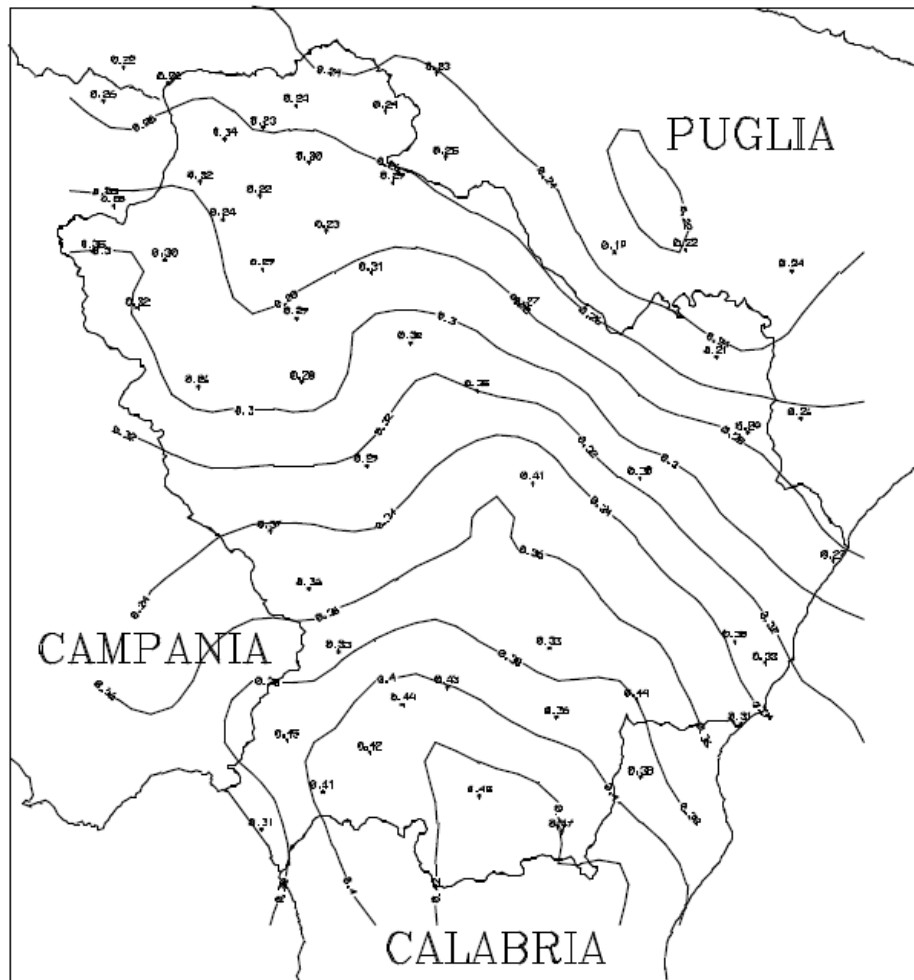


Fig. 9.4. Isolinee dell'esponente n della curva di probabilità pluviometrica.

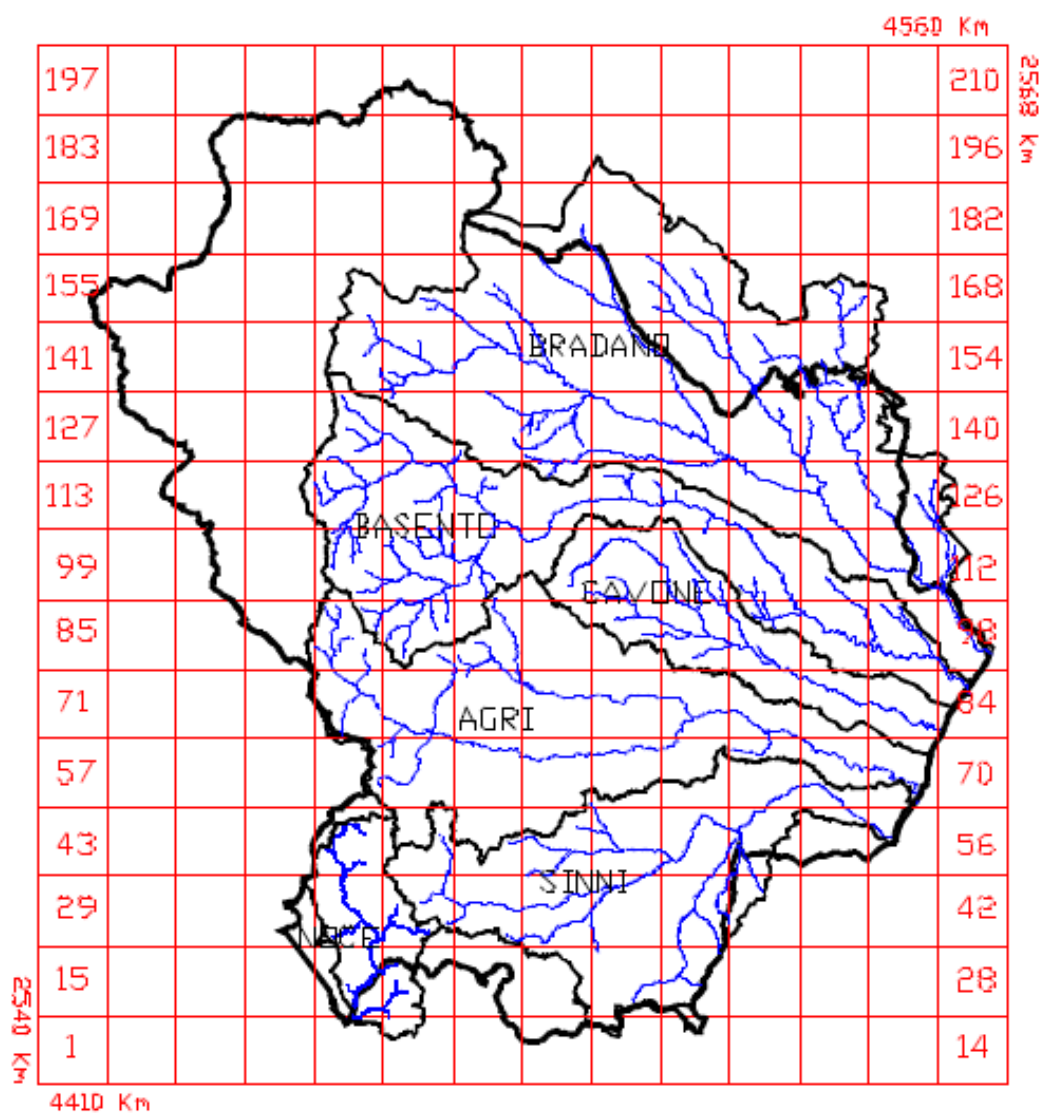


Fig. 9.5. Suddivisione della regione in esame in celle di lato 10 Km

Stazione	a	n	Stazione	a	n
Acerenza	19.96	0.31	Monticchio Bagni	23.77	0.32
Altamura	27.25	0.22	Muro Lucano	22.91	0.32
Anzi	19.20	0.29	Nova Siri Scalo	32.40	0.31
Atella	24.06	0.24	Oriolo	29.14	0.38
Calitri	24.48	0.25	Palazzo San Gervasio	20.88	0.29
Castel Lagopesole	23.70	0.29	Pescopagano	24.59	0.35
Castelsaraceno	22.06	0.44	Picerno	20.97	0.26
Cogliandrino	24.68	0.42	Policoro	24.69	0.33
Diga Rendina	22.49	0.23	Potenza	22.51	0.28
Ferrandina	22.62	0.30	Recoleta	20.87	0.35
Forenza	26.29	0.23	Ripacandida	26.30	0.22
Ginosa	30.27	0.26	Rocchetta S. Antonio	26.13	0.22
Gravina in Puglia	34.16	0.19	Rocchetta S. A. scalo	25.58	0.22
Irsina	23.06	0.27	S. Arcangelo	20.50	0.33
Isca di Tramatola	18.99	0.36	S. Chirico Raparo	16.52	0.43
Lacedonia	26.23	0.26	S. Fele	22.42	0.30
Lagonegro	29.35	0.45	S. Mauro Forte	21.35	0.41
Lauria inferiore	32.43	0.41	S. Nicola di Avigliano	18.76	0.29
Lavello	24.68	0.24	S. Severino Lucano	20.15	0.45
Maratea	31.51	0.31	Santeramo in Colle	29.02	0.24
Marsico Nuovo	20.09	0.37	Senise	22.22	0.36
Matera	28.35	0.21	Spinazzola	24.62	0.25
Melfi	23.17	0.34	Terranova del Pollino	22.80	0.47
Metaponto	28.20	0.27	Tolve	19.62	0.32
Minervino	30.66	0.23	Tricarico	19.66	0.35
Moliterno	23.48	0.33	Valsinni	25.26	0.44
Montemilone	25.03	0.24	Venosa	21.49	0.30
Montescaglioso	26.77	0.29			

Tab. 9.7. Stime puntuali dei parametri della curva di probabilità pluviometrica

Bacino	Sezione	Area [Km ²]	a	N
Bradano	P.te Colonna	461.59	22.20	0.283
	Basentello a Framarina	377.36	25.41	0.256
	S.Giuliano escluso P.te Colonna e Framarina	818.46	23.45	0.287
	S. Giuliano	1657.41	23.52	0.279
	Saglioccia ad Acquafredda	15.29	27.99	0.232
	Tavole Palatine escluso Saglioccia ad Acquafredda e S. Giuliano	1150.85	26.22	0.250
	Tav. Palatine	2823.55	25.26	0.252
Basento	Pignola	42.4	21	0.311
	P.te S. Vito escluso Pignola	107	20.99	0.298
	P.te S. Vito	149.4	20.95	0.302
	Gallipoli escluso P.te S.Vito	703.9	20.30	0.318
	Gallipoli	853.3	20.41	0.315
	Menzena escluso Gallipoli	549.52	23.26	0.314
	Menzena	1402.82	21.48	0.315
Agri	Le Tempe	173.3	21.22	0.347
	Grumento escluso Le Tempe	81.59	21.04	0.355
	Grumento	254.89	21.16	0.349
	Tarangelo escluso Grumento	254.09	21.98	0.374
	Tarangelo	508.98	21.56	0.362
Simni	Pizzutello	232.45	21.56	0.362
	Valsinni escluso Pizzutello	907.75	22.85	0.404
	Valsinni	1140.20	23.13	0.405
Noce	La Calda	40.43	26.15	0.388
	Le Fornaci escluso La Calda	142.82	28.51	0.393
	Le Fornaci	183.25	27.97	0.392

Tabella 9.8. Medie areali dei parametri della curva di probabilità pluviometrica

2.3.2 Metodo Razionale

Il metodo razionale si basa sulla formula

$$m[Q] = C * m[I_{tr}] A \quad (7.)$$

dove:

- A è l'area del bacino scolante, in km²;

- $m(Q)$ è la media dei massimi annuali delle portate al colmo di piena, in m^3/s ;
- $m[l(d)]$ è la legge di probabilità pluviometrica, come descritta al paragrafo 2.3.1;
- t_r è il tempo di ritardo, pari alla distanza tra il baricentro del pluviogramma efficace e quello dell'idrogramma superficiale, in ore;
- C^* è il fattore di piena.

In definitiva, dunque, il massimo della portata viene valutato in corrispondenza di piogge di durata pari al tempo di ritardo t_r , mentre con il fattore di piena C^* si tiene conto del fatto che in realtà il colmo si ha in corrispondenza di durate pari alla durata critica e non al tempo di ritardo.

Nella pratica tecnica per la valutazione del tempo di ritardo e del coefficiente di piena di un bacino urbanizzato si fa ricorso a formule empiriche i cui parametri sono stati stimati da alcuni ricercatori del MIT in base a dati ottenuti da un notevolissimo numero di eventi su 20 piccoli bacini urbani.

Se si vuole calcolare allora la massima portata in una determinata sezione della fognatura, detti:

- L la lunghezza in metri della condotta principale fino alla sezione, in m;
- $p.i.$ la percentuale di area impermeabile rispetto all'area totale sottesa dalla sezione;
- P la pendenza, in %, della condotta principale fino alla sezione;

si utilizza la formula razionale, dove:

$$t_r = 1.40 \cdot L^{0.24} (p.i.)^{-0.26} P^{-0.16}, \text{ (espresso in minuti);}$$

$$C^* = 0.14 + 0.65 (p.i.) + 0.05 \cdot P;$$

$$p.i. = A_{imp.}/A;$$

$$P = \left[\frac{L}{\sum_{j=1}^n \frac{l_j}{\sqrt{P_j}}} \right]^2 \quad \text{formula di Taylor \& Schwartz.}$$

2.4 Risultati

2.4.1 Portate di piena per la rete fognaria di drenaggio urbano.

Definite le caratteristiche idrologiche dei bacini scolanti attraverso la metodologia esposta ai paragrafi precedenti, particolare attenzione è stata posta, attraverso un'analisi realizzata con un software GIS, al calcolo dell'area impermeabile (strade, edifici, pertinenze,), che rappresenta per ogni bacino scolante l'aliquota di territorio contribuente alle portate di piena convogliate in fognatura. I risultati ottenuti (con particolare riferimento alla $m(Q)$ ad alla portata di piena con periodo di ritorno 10 e 20 anni) sono riportati nelle tabelle 7 e 8 che seguono.

Tratto	Tr	L	Pimp	Pm	C*	T	K _T	i(Tr)	A	Qm	Q _T
	(min)	(m)	(adim.)	(%)	(adim.)	(anni)	(adim.)	(mm/h)	(Kmq)	(mc/s)	(mc/s)
A-B	3.2	120	1	7.000	1.14	10	1.49	212.8607	0.00832	0.561	0.836
B - C	2.6	45	1	7.000	1.14	10	1.49	251.5826	0.00213	0.170	0.253
C - D	1.9	15	1	9.000	1.14	10	1.49	312.1626	0.000316	0.031	0.047
B - E	2.6	45	1	7.000	1.14	10	1.49	251.5826	0.000743	0.059	0.088
E - F	2.0	15	1	7.000	1.14	10	1.49	303.3766	0.000487	0.047	0.070

Tabella 7 – Caratteristiche geometriche e valori delle portate di piena defluenti nei collettori fognari (Kt = 10 anni).

Tratto	Tr	L	Pimp	Pm	C*	T	K _T	i(Tr)	A	Qm	Q _T
	(min)	(m)	(adim.)	(%)	(adim.)	(anni)	(adim.)	(mm/h)	(Kmq)	(mc/s)	(mc/s)
A-B	3.2	120	1	7.000	1.14	20	1.74	212.8607	0.00832	0.561	0.976
B - C	2.6	45	1	7.000	1.14	20	1.74	251.5826	0.00213	0.170	0.295
C - D	1.9	15	1	9.000	1.14	20	1.74	312.1626	0.000316	0.031	0.054
B - E	2.6	45	1	7.000	1.14	20	1.74	251.5826	0.000743	0.059	0.103
E - F	2.0	15	1	7.000	1.14	20	1.74	303.3766	0.000487	0.047	0.081

Tabella 8 – Caratteristiche geometriche e valori delle portate di piena defluenti nei collettori fognari (Kt = 20 anni).