

2012

comune di brusciano - na

PUC COMPONENTE strutturale

(L.R. n.16/2004 e Regolamento di Attuazione n.5/2011)

QCA.1.14 - RELAZIONE IDROLOGICA LAGNO CAMPAGNA

Adottato con delibera di G.M. n°67-12/04/2012

Adeguato alle osservazioni con delibera di G.M. n°110-01/08/2012

sindaco

dr. Angelo Antonio Romano

ass. all'urbanistica

arch. Francesco Maione

resp. ufficio di piano

arch. Gaetano D'Amore

coordinatore scientifico L.U.P.T. univ.di napoli

prof.arch. Salvatore Visone

studi tematici:

arch. Guido Grosso

supporto progetto puc e vas

arch.Santina Calabrese

studio acustico

geol.Giovanni De Falco

studio geologico

ing. Antonio De Falco

studio idraulico

dr.Marco Bellucci

studio agronomico

arch. Tommaso Napolitano

elaborazioni programmatiche

geol. Giovanni Sposito

rilievo topografico



RELAZIONE IDROLOGICA

1. GENERALITÀ

Le analisi idrologiche di seguito illustrate hanno per obiettivo la valutazione delle portate al colmo di piena che possono defluire, nel lago oggetto di studio, con assegnata probabilità di superamento. Nello specifico, allo scopo di verificare con scrupolosità il comportamento idraulico dei tronchi di alveo oggetto di questo studio, si vogliono calcolare i valori delle portate che possono essere superate, mediamente, una sola volta ogni T anni, essendo T il *periodo di ritorno* preso a riferimento (T =numero medio di anni che bisogna attendere prima che si verifichi un insuccesso, quale, ad esempio, il superamento del valore di portata posto a base del dimensionamento di un rilevato arginale). Tali valori della portata, di norma indicati in letteratura tecnica come *valori della portata corrispondente al periodo di ritorno T* , e riportati col simbolo Q_T , possono essere valutati a partire da una relazione del tipo:

$$Q_T = \xi_Q K_T \quad (1)$$

essendo ξ_Q un parametro centrale della distribuzione di probabilità della variabile idrologica Q , *massimo annuale della portata istantanea* (ad esempio: la media, la mediana, il valore modale, etc.) e K_T un coefficiente amplificativo, di norma designato come *coefficiente di crescita col periodo di ritorno T* .

Si può provare che la forma del legame

$$K_T = K_T(T) \quad (2)$$

dipende, per una data *regione omogenea rispetto alle portate al colmo di piena*, solo dal particolare modello probabilistico usato e dallo specifico parametro ξ_Q preso a riferimento.

In dettaglio, da una parte il valore di K_T risulta praticamente costante per ogni T , dal punto di vista statistico, su zone molto estese di territorio (dell'ordine delle migliaia di Km²), dall'altra il valore di ξ_Q varia notevolmente da zona a zona, per cause di natura climatica, per effetto dell'orografia regionale e,

soprattutto, per i diversi modi con cui si sviluppano i processi di trasformazione Afflussi meteorici Deflussi di piena.

D'altra parte, mentre una stima sufficientemente attendibile del parametro ξ_Q può essere effettuata, a causa della sua scarsa variabilità campionaria, già in base a pochi dati, l'affidabilità della stima dei parametri contenuti nell'espressione di K_T e, quindi, l'attendibilità della stima di K_T , risulta fortemente legata al ridotto numero di dati di norma a disposizione.

Di conseguenza, mentre la stima di K_T può essere di norma effettuata solo in base ad un'analisi regionale, condotta su due distinti livelli (*I e II Livello di analisi regionale*), la valutazione del parametro ξ_Q va effettuata tenendo conto, soprattutto, delle peculiarità proprie dello specifico bacino preso in esame. In pratica, per la scarsità dei dati di norma disponibili e per la molteplicità dei parametri da introdurre in eventuali legami di regressione tra il valore di ξ_Q e le caratteristiche climatiche e fisiografiche dei bacini, risulta di norma praticamente impossibile procedere ad un'*analisi regionale di III Livello*. Pertanto, le alternative tecnicamente possibili risultano essere due:

1. nel caso in cui è disponibile un congruo numero di dati, dedotti da misure più o meno dirette dei massimi annuali delle portate istantanee, effettuare la stima di ξ_Q a partire direttamente dai dati;
2. nei casi in cui non esistono misure dirette di portata al colmo, ricorrendo ad una tecnica basata sull'accoppiamento di un processo di massimizzazione (*approccio variazionale*) con un adeguato modello di trasformazione Afflussi-Deflussi.

Nello specifico caso preso a riferimento, mancano completamente misure di portata effettuate sistematicamente anche nei periodi di piena. Pertanto, non risulta possibile procedere ad una valutazione diretta del parametro ξ_Q . Di conseguenza, non potrà che ricorrersi al secondo dei metodi indicati, cercando di sfruttare al meglio le informazioni disponibili in merito alle caratteristiche di piovosità della zona, alle caratteristiche di permeabilità delle aree colanti e alle caratteristiche fisiografiche sia delle aste principali dei corsi d'acqua che dei bacini sottesi dalle sezioni prese a riferimento nelle valutazioni.

Tanto premesso, in quanto segue viene dapprima illustrata, brevemente, la metodologia utilizzata per la valutazione del parametro ξ_Q a partire da dati pluviometrici, di permeabilità e fisiografici caratteristici del bacino. Dopodiché, saranno illustrate le tecniche utilizzate per la valutazione dei diversi componenti del modello di trasformazione Afflussi-Deflussi preso a riferimento, e saranno riportati i risultati ottenuti, per ciascuna delle sezioni prese a riferimento, in termini di valori di ξ_Q e di Q_T , per diversi valori del periodo di ritorno T .

2. SCELTA DEL MODELLO PROBABILISTICO E DEL PARAMETRO ξ_Q

La stima dei massimi istantanei della portata di piena corrispondenti ad assegnati valori del periodo di ritorno T può essere effettuata con diversi tipi di approcci. Tra questi, vengono spesso utilizzati i modelli di Gumbel e il modello T.C.E.V..

Il primo (*Modello di Gumbel*), molto diffuso in campo tecnico per la sua capacità di prestarsi abbastanza efficacemente all'analisi dei massimi di una qualsiasi grandezza, quando applicato all'analisi dei massimi annuali delle altezze di pioggia e delle portate al colmo di piena tende, di norma, a sottostimare i valori più elevati osservati nel passato (valori corrispondenti ai periodi di ritorno più elevati). Pertanto, la sua utilizzazione può dare luogo a qualche insuccesso allorché sono da stimare valori di Q_T corrispondenti a periodi di ritorno di gran lunga superiori al periodo di osservazione.

Il *modello TCEV* (Two-Components Extreme Value), adottato ormai quasi a livello istituzionale dal Dipartimento di Protezione Civile e dagli organi di consulenza del Consiglio Nazionale delle Ricerche, risolve, di fatto, una serie di inconvenienti resisi evidenti nell'utilizzazione del modello di Gumbel e, pertanto, risulta maggiormente rispondente alle esigenze di un'attenta valutazione delle portate al colmo di piena che possono defluire nei tronchi di un corso d'acqua.

Il modello TCEV costituisce, di fatto, una generalizzazione del modello di Gumbel. Esso risulta, infatti, costituito dal prodotto di due leggi di Gumbel, la prima delle quali destinata ad interpretare e descrivere, in chiave probabilistica, i

massimi valori di piena *ordinari* (vale a dire: tecnicamente possibili allorquando valutati alla luce di un normale modello di Gumbel) e, la seconda, quelli di *straordinari* (aventi, secondo il classico modello di Gumbel., una probabilità di superamento inferiore del 5% e, quindi, talmente scarsa dal punto di vista tecnico da potersi ritenere *eccezionali*).

In base a tale modello, la portata Q_T corrispondente ad un assegnato valore del periodo di ritorno T può trarsi dall'espressione:

$$T = \frac{1}{1 - \exp\left[-\Lambda_1 e^{-\eta K_T} - \Lambda_* \Lambda_1^{1/\Theta_*} e^{-\eta K_T/\Theta_*}\right]} \quad (3)$$

nella quale

$$K_T = \frac{Q_T}{\mu_Q} \quad (4)$$

è il fattore di crescita col periodo di ritorno T , definito come il rapporto tra la portata Q_T corrispondente all'assegnato periodo di ritorno T e la media μ_Q della distribuzione di probabilità della variabile Q , Λ_* e Θ_* sono parametri adimensionali dipendenti solo dal coefficiente di asimmetria e, pertanto, stimabili solo sulla base di un'indagine regionale ad amplissima scala (*Analisi regionale di I Livello*), Λ_1 è il *numero medio di eventi di piena indipendenti, di tipo ordinario*, che si determinano nella zona (e, pertanto, è una caratteristica climatica di una zona omogenea, che può essere valutata, una volta noti Λ_* e Θ_* , attraverso un'*analisi regionale di II Livello*), ed η è un parametro strettamente dipendente da Λ_1 , Λ_* e Θ_* , attraverso un funzionale apparentemente semplice ma che, in realtà, coinvolge tutta una serie di considerazioni relative alle tecniche di stima dei parametri che non sembra qui opportuno richiamare per motivi di brevità ma che possono essere dedotti dalla vasta letteratura esistente nello specifico settore.

In virtù della (4), risulta

$$Q_T = \mu_Q K_T \quad (5)$$

Dal confronto della (5) con la (1), risultano, in definitiva

$$\xi_Q \equiv \mu_Q \quad (6)$$

$$e K_T = K_T(T, \Lambda_*, \Theta_*, \Lambda_1) \quad (7)$$

I valori di Λ_* e Θ_* validi per i bacini idrografici italiani risultano essere, con riferimento alla variabile idrologica Q , i seguenti:

$$\Lambda_* = 0.224 \quad (8)$$

$$E\Theta_* = 2.536 \quad (9)$$

Per i bacini idrografici ricadenti nella regione Campania, il valore di Λ_1 relativo alle portate al colmo di piena è dato da

$$\Lambda_1 = 37 \quad (10)$$

mentre il valore di η è dato da

$$\eta = 4.909 \quad (11)$$

I valori del coefficiente di crescita K_T sono riportati, per differenti periodi di ritorno T , nella successiva Tabella I

T	2	10	20	50	100	300
K_T	0.87	1.38	1.64	2.36	2.36	2.90

Tabella I: Coefficienti di crescita K_T per differenti valori del periodo di ritorno T

3. APPROCCIO VARIAZIONALE PER LA DETERMINAZIONE DEL PARAMETRO $\xi_Q \equiv \mu_Q$

3.1 Necessità di applicazione di un approccio variazionale

La valutazione della media dei massimi annuali delle portate istantanee al colmo di piena, μ_Q , può essere effettuata con un *approccio variazionale*, in uno con l'utilizzazione di un adeguato *modello di trasformazione Afflussi-Deflussi*.

La necessità di applicare un approccio variazionale per il calcolo di μ_Q nasce dal tipo di informazione di norma disponibile in relazione alle massime precipitazioni che possono affluire ad un bacino.

Come è noto, infatti, le informazioni normalmente disponibili per l'analisi delle massime precipitazioni fanno riferimento alle osservazioni sistematicamente effettuate dal *S.I.M.I.* (Servizio Idrografico e Mareografico Italiano), costituito a partire dall'ex *S.I.I.* (Servizio Idrografico Italiano) e, eventualmente, da osservazioni effettuate da strumenti di misura installati da Consorzi, Comunità Montane, etc.. In particolare, le osservazioni di norma disponibili sono di due tipi:

a) osservazioni pluviometriche, effettuate ad apparecchi di misura molto semplici, definiti *pluviometri*, capaci unicamente di fornire il valore cumulato di acqua affluito, in un determinato periodo di tempo, ad una superficie di raccolta di preassegnata area. Tale periodo di tempo, viene assunto, convenzionalmente, pari ad un giorno, con osservazioni ripetute alle ore 12.00 di ogni giorno;

b) osservazioni pluviografiche, effettuate da apparecchi di misura più complessi dei precedenti (i *pluviografi*), in grado di rilevare e di registrare i volumi di acqua complessivamente precipitati, su un'area di preassegnate dimensioni, in preassegnati intervalli di tempo (tipicamente, ogni 2 o 5 minuti, a seconda del tipo di strumento).

I volumi cumulati di acqua misurati in tali durate, rapportati all'area della superficie superiore dello strumento, danno luogo ad una nuova grandezza idrologica avente le dimensioni di una lunghezza e normalmente definita *altezza*

di pioggia nella durata d , essendo d la durata presa a riferimento per la valutazione dei volumi accumulatisi nell'apparecchiatura di misura. A partire da tali valori, per ogni fissata durata d , si potrà senz'altro calcolare il *massimo annuale dell'altezza di pioggia nella durata d* .

Sulla base di tali osservazioni, il Servizio Idrografico elabora e pubblica anno per anno, sui cosiddetti Annali Idrologici, le seguenti informazioni:

1. altezze di pioggia relative a piogge di breve durata e notevole intensità, h_d^* . Tali valori, di norma disponibili con riferimento a durate dell'ordine di minuti o poche decine di minuti (al più pari a 55 minuti), non costituiscono dei veri e propri massimi annuali nella durata specificata, ma solo valori che, a parere del tecnico incaricato di effettuare le elaborazioni dei dati registrati, sono tanto elevati da meritare, comunque, una annotazione in apposita tabella;

2. massimi annuali h_d delle altezze di pioggia nelle durate $d = 1$ ora, 3 ore, 6 ore, 12 ore e 24 ore. Tali valori, a meno di errori (tra cui, non infrequenti, anche quelli di stampa) costituiscono veri e propri massimi, già certificati come tali da parte del Servizio Idrografico e direttamente utilizzabili, per le successive elaborazioni statistiche previa una preliminare analisi di congruenza con gli altri valori disponibili;

3. massimi annuali h_d^{**} delle altezze di pioggia cumulate in durate da uno a cinque giorni consecutivi, ottenute mediante un processo di massimizzazione della somma delle altezze di pioggia registrate dalle ore 12.00 di un giorno alle ore 12.00 del giorno successivo;

Alla luce di tali dati, indipendentemente dal tipo di approccio o di tecnica utilizzata, risulta possibile fare previsioni soltanto con riferimento ai valori cumulati di pioggia che si possono verificare in preassegnate durate.

Rapportando le altezze di pioggia di assegnata durata alla durata stessa, si potrà ottenere l'intensità media di pioggia nella stessa durata di riferimento, e il massimo annuale $i_d = \frac{h_d}{d}$ di tale grandezza.

A proposito del significato dell'ultima grandezza introdotta, è da osservare che, poiché $\frac{\partial h_d(t)}{\partial t} \neq \frac{h_d}{d}$ (cioè, i valori istantanei dell'intensità di pioggia risultano differenti dall'intensità media di pioggia in una assegnata durata), dalle informazioni di norma disponibili non risulta in alcun modo possibile descrivere un reale un presumibile andamento delle scroscio di pioggia all'interno della prefissata durata.

Per quanto riguarda le modalità con cui l'intensità media di pioggia nella durata d varia al variare della durata d stessa, è da osservare, preliminarmente, che i_d va riducendosi all'aumentare di d . Ciò risulta vero, in particolare, sia con riferimento ad un qualsiasi anno di osservazione, sia con riferimento a parametri statistici come la media valutata su più anni, μ_{i_d} .

Viceversa, all'aumentare della durata della pioggia, aumenta la percentuale della superficie del bacino che, ad un certo istante, viene a contribuire alla formazione della portata di piena. In particolare per durate di pioggia uguali o superiori al cosiddetto *tempo di corrivazione del bacino* (tempo di corrivazione = tempo impiegato dalle particelle d'acqua che provengono dalle zone più distanti ed in quota del bacino per affluire alla sezione di chiusura del bacino stesso), tutte le aree del bacino contribuiscono alla formazione delle portate di piena e, pertanto, la percentuale di superficie contribuyente alla formazione del deflusso di piena è pari al 100% $\delta (=1)$.

Poiché, a meno di un fattore moltiplicativo costante o leggermente crescente con l'altezza di pioggia, (il cosiddetto *coefficiente di afflusso* C_f) la portata al colmo di piena risulta pari al prodotto dell'intensità media di pioggia μ_{i_d} per l'area contribuyente $A_{c,d}$, si avrà il prodotto di una funzione più o meno decrescente con la durata di pioggia per un fattore crescente con la durata d . Il prodotto di queste due funzioni darà luogo, in corrispondenza di un particolare valore d^* della durata, definita *durata critica*, ad un massimo della portata. Tale massimo può essere assunto quale il valore della portata al colmo da prendere a riferimento per le successive valutazioni.

3.2 Modalità di sviluppo dell'approccio variazionale

In assenza di misure dirette di portate, la valutazione della media dei massimi annuali delle portate al colmo di piena, μ_Q , può essere effettuata con un *approccio variazionale*, considerando eventi di pioggia di intensità costante nella durata d presa a riferimento, calcolando l'idrogramma $\{Q(t)\}_d$ corrispondente attraverso un adeguato modello di trasformazione Afflussi→Deflussi, individuandone il massimo Q_d^* e calcolando poi μ_Q come il massimo, al variare della durata d , dei valori Q_d^* .

L'approccio variazionale consta di numerosi passi, che vengono qui di seguito descritti:

1. Si considera un evento meteorico caratterizzato: a) da una durata d ; b) da un andamento delle intensità medie di pioggia nella durata d costante e pari a $\mu_{i,d}$, essendo $\mu_{i,d}$ la media dei massimi annuali delle intensità medie di pioggia nella durata d , valutabile in base a formule di regressione tarate in base alle durate disponibili:

2. Si calcola il valore $C_{f,d}$ del coefficiente di afflusso relativo a piogge di durata d ;

3. Si valuta la portata media di afflusso meteorico, efficace ai fini della formazione del deflusso di piena:

$$p_d = C_{f,d} \mu_{i,d} A \quad (12)$$

4. Si immette tale portata in un modello di trasformazione Afflussi-Deflussi, ottenendo l'idrogramma di piena corrispondente $\{Q(t)\}_d$;

5. Si individua il massimo, al variare del tempo t , della funzione $\{Q(t)\}_d$

$$Q_d^* = \max_t \{Q(t)\}_d \quad (13)$$

6. Si fissa un nuovo valore di d , e si torna al punto 1.

7. Si ripete il procedimento indicato nei punti dall'1 al 6 per un certo numero di volte, avendo cura di procedere per intervalli di durata Δd non troppo elevati;

8. Si calcola il massimo, al variare della durata d dell'evento, della grandezza Q_d^*

$$Q_* = \max_d \{Q_d^*\} \quad (14)$$

9. Si ammette che la media μ_Q dei massimi annuali delle portate istantanee al colmo di piena, risulti pari a Q_* , per cui

$$\mu_Q = Q_* = \max_d \{Q_d^*\} \quad (15)$$

3.3 Elaborazioni preliminari necessarie per l'applicazione dell'approccio variazionale

Da quanto si è detto nel paragrafo precedente, per l'applicazione dell'approccio variazionale occorrerà:

1. Individuare il legame

$$\mu_{i_d} = \mu_{i_d}(d) \quad (16)$$

valido per tutto il bacino;

2. adottare un adeguato modello di trasformazione Afflussi→Deflussi;

3. stimare in modo idoneo i parametri contenuti nel modello preso a riferimento;

4. valutare in modo realistico il valore da attribuire al coefficiente di piena C_f

Nei paragrafi che seguono, saranno illustrate le modalità con cui è stato possibile pervenire alla risoluzione delle diverse problematiche qui poste in evidenza

4. INDIVIDUAZIONE DELLE CARATTERISTICHE PLUVIOMETRICHE

L'alveo Crocella appartiene al bacino idrografico pedemontano individuato dall'Autorità di Bacino Nord-Occidentale. In particolare, le stazioni prese a riferimento sono cinque: Avella, S. Agata de' Goti, Lauro, Forino, Caserta, a queste si è aggiunta anche la stazione di Pomigliano d'Arco vista la vicinanza con la zona oggetto di tale studio. Le caratteristiche delle diverse stazioni di misura prese a riferimento sono riportate nella Tabella II.

Stazioni prese a riferimento per l'analisi idrologica		
Nome	Tipo di strumento	Quota (m.s.m.m.)
Avella	Pluviometro	90
S. Agata de' Goti	Pluviografo	150
Lauro	Pluviografo	193
Forino	Pluviografo	473
Caserta	Pluviografo	63
Pomigliano	Pluviografo	32

Tabella II: Stazioni prese a riferimento per l'individuazione del legame $\mu_{i_d} = \mu_{i_d}(d)$

Nella tabella III sono riportati i dati relativi a tali stazioni di misura, così come tratti dagli Annali Idrologici:

Stazione:AVELLA (198 m.s.m.)													
massimi annuali di altezza di pioggia (mm)													
Anno	h5	h10	H15	h20	h30	h40	h45	h50	h1	h3	h6	h12	h24
1960													
1961													
1962													
1963													
1964													
1965													
1966													
1967													
1968													
1969													
1970													
1971													
1972													
1973													
1974													
1975													
1976													
1977													
1978													
1979													
1980													
1981													
1982													
1983									19.0	29.0	43.0	54.2	55.2
1984													
1985													
1986													
1987													
1988													
1989													
1990													
1991													
1992													
1993													
1994													
1995									35.2	39.6	39.6	46.2	60.0
1996													
1997													
1998													
1999													
2000													
2001													
2002													
n°anni	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	2	2

Stazione: S. AGATA de' GOTI (150 m.s.m.)													
massimi annuali di altezza di pioggia (mm)													
anno	h5	h10	H15	h20	h30	h40	h45	h50	h1	h3	h6	h12	h24
1960													
1961													
1962													
1963													
1964													
1965													
1966									31.0	40.0	42.6	42.6	68.0
1967													
1968													
1969													
1970													
1971									40.0	85.6	85.6	86.0	90.2
1972									14.2	18.2	21.4	40.0	47.6
1973									22.8	25.6	38.2	55.2	83.0
1974									37.0	39.6	61.6	64.2	70.8
1975									22.0	32.4	37.8	43.6	51.0
1976									40.0	79.0	79.8	80.4	90.6
1977													
1978	11.2				46.0				20.0	26.0	32.0	50.0	66.0
1979													
1980													
1981					20.6								
1982													
1983													
1984		10.0	12.0		15.0								
1985													
1986													
1987													
1988													
1989													
1990													
1991													
1992													
1993													
1994													
1995													
1996													
1997													
1998													
1999													
2000													
2001													
2002													
n°anni	1	1	1	0	3	0	0	0	8	8	8	8	8

Stazione:LAURO (193 m.s.m.)													
massimi annuali di altezza di pioggia (mm)													
anno	h5	h10	h15	H20	h30	h40	h45	h50	h1	h3	h6	h12	h24
1957									14.0	23.5	25.0	32.0	
1958									25.5	25.0	30.0	35.0	70.0
1959									47.0	60.0	61.5	62.0	72.0
1960									17.0	21.5	32.0	36.0	49.0
1961									31.0	42.4	64.0	70.0	90.0
1962													
1963													
1964													
1965													
1966													
1967													
1968													
1969													
1970													
1971									14.4	23.0	38.6	56.2	73.2
1972									22.4	25.6	51.6	62.6	71.4
1973									38.4	48.8	62.4	75.2	94.0
1974									22.0	40.0	48.8	51.6	58.4
1975									24.0	32.0	47.0	66.0	73.7
1976									42.0	42.0	42.0	70.0	100.0
1977													
1978									29.6	37.0	37.0	49.0	81.0
1979													
1980													
1981									50.0	57.0	61.0	63.0	72.0
1982													
1983									30.0	32.0	51.0	56.4	56.4
1984													
1985									37.6	94.2	131.4	156.0	172.6
1986													
1987													
1988			26.4						26.6	37.0	43.4	60.6	90.4
1989													
1990					24.4				30.8	30.8	31.0	43.8	80.6
1991									14.6	21.6	26.6	42.4	58
1992					17.8				26.0	37.2	37.2	53.0	71.0
1993									17.0	28.6	37.6	56.2	71.2
1994													
1995									10.0	23.6	30.0	50.0	60.6
1996													
1997													
1998													
1999													
2000													
2001													
2002													
n°anni	0	0	1	0	2	0	0	0	21	21	21	21	20

Stazione:FORINO (473 m.s.m.)													
massimi annuali di altezza di pioggia (mm)													
anno	h5	h10	h15	H20	h30	h40	h45	h50	h1	h3	h6	h12	h24
1926			12.0		16.4	17.6			36.0	54.0	60.2	98.8	119.0
1927									23.4	35.4	46.4	46.4	78.6
1928									28.0	44.0	49.9	66.4	66.4
1929									32.2	33.4	36.0	51.6	72.0
1930									20.0	37.6	46.0	73.0	75.0
1931									13.0	13.4	17.4	27.0	37.8
1932					15.5				20.0	39.0	54.0	55.0	55.0
1933							22.4		14.0	31.0	41.0	58.0	99.0
1934									24.0	29.0	36.0	42.4	57.6
1935									21.0	35.0	40.0	57.0	79.0
1936			14.3				15.4		15.2	20.0	37.0	47.6	72.4
1937									22.2	24.6	29.2	36.6	55.0
1938									20.6	26.6	46.0	61.4	72.8
1939		11.5	15.2						18.2	23.8	24.0	37.0	48.6
1940									19.0	34.0	42.0	60.0	107.0
1941					12.5				21.0	37.2	48.4	70.0	94.0
1942					12.0				23.0	43.0	82.0	112.0	141.0
1943					14.5				39.0	43.5	49.5	61.0	70.0
1944									23.5	79.5	62.8	74.0	94.5
1945													
1946													
1947													
1948													
1949													
1950													
1951													
1952													
1953													
1954													
1955													
1956													
1957													
1958													
1959													
1960													
1961													
1962													
1963													
1964													
1965													
1966													
1967													
1968													
1969													
1970													
1971													
1972													
1973													
1974													

1975				40.0					50.0	74.0	86.6	87.6	97.6
1976	12.6								33.0	37.0	45.0	72.6	105.0
1977		18.0							16.0	22.0	32.0	49.0	71.0
1978		18.0							17.6	20.0	26.0	40.0	64.0
1979			18.0						20.4	28.0	40.0	66.0	79.6
1980			15.0						37.0	41.2	45.0	76.0	96.8
1981	11.4								40.0	53.0	66.4	66.4	70.8
1982			20.0						25.0	45.0	50.0	86.0	91.4
1983	19.0								24.0	27.0	45.0	62.0	91.4
1984	12.0								19.0	29.0	41.8	48.0	61.2
1985	10.2								18.6	43.6	78.4	114.0	144.8
1986													
1987													
1988													
1989													
1990													
1991													
1992													
1993													
1994													
1995													
1996													
1997													
1998													
1999													
2000													
2001													
2002													
n°anni	0	6	5	3	6	1	2	0	30	30	30	30	30

Stazione: CASERTA G.C. (63 m.s.m.)													
massimi annuali di altezza di pioggia (mm)													
anno	h5	h10	h15	h20	h30	h40	h45	h50	h1	h3	h6	h12	h24
1951				16.0					22.0	44.5	45.7	47.0	47.0
1952											27.8	30.8	36.8
1953				17.0					25.0	75.0	88.0	92.0	110.0
1954		6.0		11.0					22.0	38.0	46.0	56.0	63.6
1955			21.0				24.0		26.0	46.4	46.4	47.0	49.0

1956			10.0		15.8		21.0		21.6	38.0	43.6	45.5	47.7
1957			13.0	14.0	15.0				24.4	38.8	64.8	95.0	158.0
1958		13.5	12.0		14.5		16.5		30.0	38.0	45.5	47.0	61.0
1959	4.5	9.0			20.0				20.0	25.0	28.2	48.0	60.0
1960			26.4					38	30.0	41.0	48.0	55.0	72.2
1961	5.6	14.0		23.0			30.0		38.0	54.0	84.0	123.0	148.0
1962	5.0		14.0						20.0	26.0	32.0	40.4	45.0
1963		8.4		16.6			30.0						
1964													
1965													
1966		16.0						20.0					
1967					32.0								
1968		20.0			22.0			23.0	24.0	27.0	28.8	42.0	50.0
1969		20.0						14.0	24.0	33.0	46.0	50.0	52.4
1970		16.0		20.0				25.0	40.8	50.4	61.4	74.4	74.6
1971					28.0				28.8	28.8	31.0	58.0	78.2
1972									17.0	23.0	41.0	44.0	44.0
1973					32.0				42.2	58.0	63.2	63.2	63.8
1974				9.8					15.0	21.0	28.8	35.2	42.8
1975				23.0					24.2	33.2	33.2	33.2	54.0
1976		17.0			27.0				35.0	49.0	49.0	59.0	86.0
1977			15.0						16.2	16.2	26.0	47.8	53.4
1978			15.0						30.4	34.0	38.0	47.0	65.4
1979			11.4						37.0	42.8	42.8	42.8	49.0
1980					33.0				39.0	45.4	45.4	50.2	56.0
1981													
1982					17.0				33.0	60.0	69.0	71.6	74.6
1983					36.0				38.8	38.8	39.4	45.2	45.2
1984		10.8							24.0	37.0	41.4	43.4	68.9
1985			32.8						39.2	84.6	102.8	133.0	155.8
1986					26.8				40.0	53.2	56.8	58.6	66.0
1987						51.4			53.4	68.4	71.0	71.0	77.0
1988													
1989													
1990		10.4							10.4	16.2	28.2	31.8	60.0
1991													
1992		8.0	10.0		18.4				18.8	40.8	48.4	60.4	62.2
1993		9.8	13.8		22.0				22.2	26.4	26.8	27.2	37.6
1994		15.8	18.8		22.6				39.2	44.2	44.6	57.0	57.0
1995									35.4	37.8	48.0	63.4	63.4
1996													
1997													
1998													
1999													
2000													
2001													
2002													
n°anni	3	15	13	9	16	1	5	5	35	35	36	36	36

Stazione:Pomigliano (32 m.s.m.)													
massimi annuali di altezza di pioggia (mm)													
anno	h5	h10	h15	h20	h30	h40	h45	h50	h1	h3	h6	h12	h24
1960													
1961													
1962													
1963													
1964													
1965													
1966													
1967													
1968													
1969													
1970													
1971													
1972													
1973													
1974													
1975													
1976													
1977													
1978													
1979													
1980													
1981													
1982		14.0											
1983				14.0					28.0	40.0	72.6	93.2	113.0
1984		12.0							25.0	29.0	40.0	50.0	51.0
1985				23.0					27.0	34.0	47.0	81.6	94.4
1986				30.0					25.6	66.2	86.2	102.2	138.6
1987									68.4	74.6	76.4	77.0	77.6
1988													
1989													
1990				22.0					25.2	38.6	43.6	55.0	98.6
1991													
1992													
1993													
1994													
1995													
1996													
1997													
1998													
1999													
2000													
2001													
2002													
n°anni	0	2	0	4	0	0	0	0	6	6	6	6	6

Tabelle III: dati dei massimi annuali delle altezze di pioggia per le varie stazioni.

Le medie aritmetiche che da essi si ricavano sono riportate, insieme al numero di dati utilizzato per la loro valutazione, nella successiva tabella VI

Riepilogo momenti delle stazioni														
stazione	S.Agata		Lauro		Forino		Caserta G.C.		Avella		Pomigliano		medie pesata	
Durata	media	n°	media	N°	media	n°	Media	n°	media	n°	media	n°	valore	n°
5	11.20	1	0.00	0	0.00	0	5.03	3	0.00	0	0.00	0	6.58	4
10	10.00	1	0.00	0	12.78	6	12.98	15	0.00	0	13.00	2	12.81	24
15	12.00	1	26.40	1	15.50	5	16.40	13	0.00	0	0.00	4	13.71	24
20	0.00	0	0.00	0	17.67	3	16.71	9	0.00	0	22.25	4	18.28	16
30	27.20	3	21.10	2	18.48	6	23.88	16	0.00	0	0.00	0	22.84	27
40	0.00	0	0.00	0	0.00	1	51.40	1	0.00	0	0.00	0	25.70	2
45	0.00	0	0.00	0	0.00	2	24.30	5	0.00	0	0.00	0	17.36	7
50	0.00	0	0.00	0	0.00	0	24.00	5	0.00	0	0.00	0	24.00	5
1	28.38	8	27.14	21	24.46	30	28.77	35	27.10	2	33.20	6	27.36	102
3	43.30	8	37.28	21	36.79	30	40.97	35	34.30	2	47.07	6	39.39	102
6	49.88	8	47.10	21	46.80	30	47.53	36	41.30	2	60.97	6	48.07	103
12	57.75	8	59.38	21	63.43	30	56.56	36	50.20	2	76.50	6	60.27	103
24	70.90	8	78.28	20	82.28	30	67.66	36	57.60	2	95.53	6	75.74	102

Tabella VI: Dati riassuntivi relativi alle diverse stazioni di misura: medie dei massimi annuali delle altezze di pioggia di assegnata durata ($d \geq 1$ ora) e dei massimi annuali delle precipitazioni di breve durata e notevole intensità ($d < 1$ ora)

A partire da tali dati, in base all'espressione $\mu_{i_d} = \frac{\mu_{p_d}}{d}$ possono facilmente trarsi i valori delle medie dei massimi annuali delle intensità medie di pioggia nelle singole durate per cui sono disponibili dati.

A partire da tali dati, si è innanzi tutto individuato il tipo di modello di regressione in base al quale caratterizzare il legame esistente tra i valori dell'intensità media di pioggia μ_{i_d} , le durate d prese a riferimento e le quote z sul livello del mare relative alle singole stazioni di misura considerate, e si è poi passati a stimare i parametri in esso contenuti;

Per quanto riguarda la forma del legame di regressione, si è fatto riferimento all'espressione

$$\mu_{i_d} = \frac{I_o}{\left(1 + \frac{d}{d_c}\right)^{C+Dz}} \quad (17)$$

che presenta, rispetto alle più diffuse forme di tipo monomio, notevoli vantaggi:

- per durate $d \rightarrow 0$, la media $\mu_{i_d} \rightarrow I_o$ e, quindi, tende a valori finiti dell'intensità media di pioggia nella durata d

- la derivata di μ_{i_d} rispetto a d si presenta continua in tutto l'intervallo di durate, il che la rende notevolmente più duttile nella ricerca della durata critica con un approccio variazionale;
- compare direttamente la quota z sul livello del mare;

Posti

$$Y = \log_{10} \mu_{i_d} \quad (18)$$

$$X_1 = \log_{10} \left(1 + \frac{d}{d_c} \right) \quad (19)$$

$$X_2 = z \log_{10} \left(1 + \frac{d}{d_c} \right) = zX_1 \quad (20)$$

$$A_0 = \log_{10} I_o \quad (21)$$

$$A_1 = -C \quad (22)$$

$$A_2 = -D \quad (23)$$

la (17) può scriversi nella forma

$$Y = A_0 + A_1 X_1 + A_2 X_2 \quad (24)$$

nella quale le costanti A_i possono ricavarsi in base ad un modello di regressione lineare multipla, valutando per tentativi il valore del parametro d_c in corrispondenza del quale si ottiene la massima correlazione tra il modello e i dati.

Il valore del parametro d_c in corrispondenza della quale si è avuta la massima correlazione è stato di 0,16 ore.

In corrispondenza di tale valore di d_c , gli altri parametri assumono i valori riportati nella tabella V:

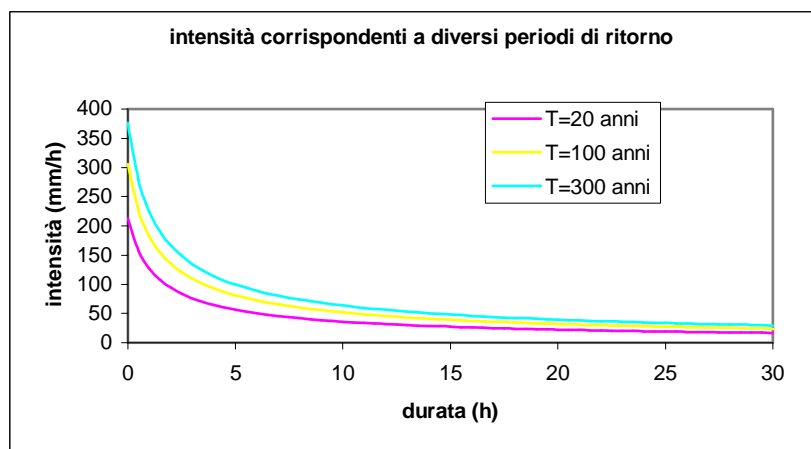
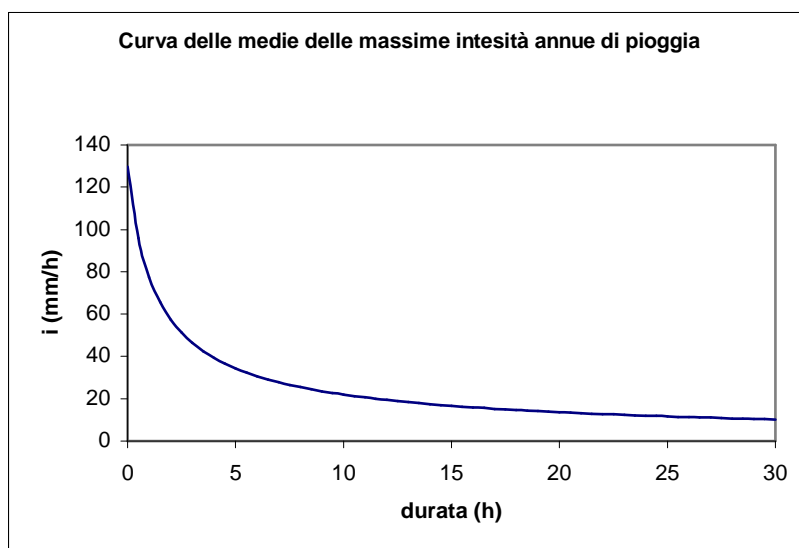
A₀	A₁	A₂	C	D	I₀
2.11297	-0.738938	-6.99*10 ⁻⁵	0.738938	0.0000699	129.71

Tabella V: Valori caratteristici della regressione multipla.

Al fine di una più pratica utilizzazione della (17), va osservato che, a causa del piccolissimo valore del parametro D , la quota sul livello del mare ha scarsa influenza sui valori di μ_{i_d} , per cui è lecito considerare come curva di probabilità pluviometrica quella rappresentata dalla seguente espressione a cui si farà riferimento nel prosieguo:

$$\mu_{i_d} = 129.71(1 + 6.25d)^{-0.739} \quad (17')$$

Graficamente rappresentata nel seguente modo:



5. MODELLO DI TRASFORMAZIONE AFFLUSSI→DEFLUSSI

Il modello di trasformazione Afflussi→Deflussi che si andrà ad utilizzare è un modello di evento, di tipo concettuale e stazionario. Esso è il modello di Nash a tre serbatoi lineari, uguali, disposti in serie.

Tale scelta risulta motivata da due distinte circostanze:

1. una volta tarati i parametri in esso contenuti, risulta tra quelli che più idonei a ricostruire eventi di piena effettivamente osservati in bacini strumentati;
2. a parità dei primi due parametri, ha una forma simile all'IUH di tipo Weibull, che fornisce, asintoticamente, la effettiva risposta di un bacino idrografico ad un evento meteorico;
3. è di facile uso.

In particolare si è applicato il modello di Nash che considera come piogge efficaci quelle ottenute tramite il coefficiente di afflusso C_f che oltre ad essere un modello stazionario, è anche un modello lineare.

Il modello di Nash contiene due soli parametri:

- il numero n di serbatoi;
- il tempo di ritardo K_0 relativo al singolo serbatoio.

La sua espressione analitica è data dal cosiddetto *integrale di convoluzione*

$$Q(t) = \int_0^t p(\tau)u(t-\tau)d\tau \quad (25)$$

nel quale $u(\tau)$ rappresenta l'IUH del modello, dato nel caso specifico da

$$u(t) = \frac{1}{(n-1)!K_o} \left(\frac{t}{K_o} \right)^{n-1} e^{-\frac{t}{K_o}} \quad (26)$$

E' possibile dimostrare che $K_0=t_r/n$, essendo t_r il tempo di ritardo del bacino. Ne consegue che, nel nostro caso, avendo già scelto $n=3$, occorrerà valutare solo il tempo di ritardo t_r di ciascuno dei bacini sottesi dalle singole sezioni prese a riferimento.

Quest'ultimo può essere valutato con diversi tipi di approcci:

- Formula di Rossi (1974)
- Metodo VAPI-Rapporto Campania (Villani & Rossi, 1995)

- Formula di Desbordes

La formula proposta da F. Rossi (1974), di struttura molto semplice, è stata tarata sui bacini del versante ionico della Basilicata per bacini naturali. Essa è data, in particolare, dall'espressione:

$$t_r = 0.77 \left(\frac{L}{\sqrt{P}} \right)^{0.295} \quad (27)$$

essendo L la lunghezza dell'asta principale (in Km), P la pendenza media dell'asta principale (in m/m) e t_r il tempo di ritardo del bacino (in ore).

La pendenza media dell'asta principale è fornita dalla formula di Taylor & Schwartz, che può essere applicata solo dopo aver suddiviso il profilo del corso d'acqua principale in una serie di NT tratti di lunghezza L_i e pendenza P_i

$$\left(\frac{L}{\sqrt{P}} \right) = \sum_{i=1}^{NT} \frac{L_i}{\sqrt{P_i}} \quad (28)$$

I valori di L_i e P_i , individuati per ciascun tronco di ciascuna delle due sezioni idrologiche prese a riferimento, sono riportati nelle tabelle VI di seguito allegate insieme allo schema di deflusso.

Lagno Crocella Bacino di Monte				
Zifondo (m.s.l.m.)	Z_i-Z_{i+1} (m)	Lungh. (m)	i (m/m)	L/rad(i) (km)
24.71				
	0.790	74.67	0.01058	0.7259
23.92				
	0.010	149.52	0.00007	18.2831
23.91				
	0.150	145.7	0.00103	4.5409
23.76				
	0.080	37.79	0.00212	0.8213
23.68				
	0.010	124.35	0.00008	13.8666
23.67				
	Ltot (km)=	0.53203	somm. L/rad(i)=	38.2378
				tr (ore) (Rossi)
				2.26

¹ Si è preferita, a vantaggio di sicurezza, la formula di Rossi rispetto alla formula di Giandotti in considerazione degli elevati tempi di ritardo calcolati con quest'ultima con conseguente riduzione delle portate.

Lagno Crocella Bacino di Valle				
Zifondo (m.s.l.m.)	Z_i-Z_{i+1} (m)	Lungh. (m)	i (m/m)	L/rad(i) (km)
24.71				
	0.790	74.67	0.01058	0.7259
23.92				
	0.010	149.52	0.00007	18.2831
23.91				
	0.150	145.7	0.00103	4.5409
23.76				
	0.080	37.79	0.00212	0.8213
23.68				
	0.010	124.35	0.00008	13.8666
23.67				
	0.010	88.8	0.00011	8.3680
23.66				
	0.010	140.6	0.00007	16.6716
23.65				
	0.020	55.50	0.00036	2.9236
23.63				
	0.010	64.29	0.00016	5.1548
23.62				
	0.010	110.73	0.00009	11.6519
23.61				
	0.010	57.38	0.00017	4.3465
23.6				
	0.010	125.54	0.00008	14.0661
23.59				
	0.010	108.43	0.00009	11.2908
23.58				
	0.080	64.21	0.00125	1.8191
23.5				
	Ltot (km)=	1.34751	somm.L/rad(i)=	114.5303
				tr (ore) (Rossi)
				3.12

Riepilogo pendenze medie e tempi di ritardo		
Asta	Pm (m/m)	Tr (ore)
Monte	0.000194	2.26
Valle	0.000138	3.12

Tabella VI: pendenze medie e tempi di ritardo per le due sezioni idrologiche considerate.

6. METODI PER LA TRASFORMAZIONE DELLA PIOGGIA NETTA IN EFFICACE

Come già accennato nel paragrafo precedente il modello di trasformazione della pioggia netta in efficace considerato è stato il metodo del coefficiente di afflusso C_f . Tale metodo è una particolarizzazione del metodo dell'indice d'infiltrazione ed ipotizza che l'area contribuente S sia divisibile in due parti, una completamente impermeabile S_1 e l'altra del tutto permeabile. Si definisce, in questo caso, come coefficiente di deflusso il seguente rapporto:

$$C_f = \frac{S_1}{S} \quad (31)$$

Il problema della valutazione del coefficiente d'afflusso dipende dalla stima di S_1 ovvero quanta parte dell'area contribuente si può considerare come completamente impermeabile.

La predetta valutazione è stata effettuata secondo la formulazione proposta da Rossi e Villani (1995), con la quale il valore di C_f è dato da:

$$C_f = C_{f_1} p_p + C_{f_2} (1 - p_p) \quad (32)$$

con

$$C_{f_1} = 0.13$$

$$C_{f_2} = 0.60$$

e

p_p = percentuale delle aree del bacino che si comportano come completamente permeabili alle precipitazioni.

La corretta valutazione di p_p risulta, pertanto, di fondamentale importanza ai fini della valutazione di C_f e, quindi, ai fini della valutazione sia delle medie delle portate al colmo di piena che delle portate al colmo di piena corrispondenti ad assegnato periodo di ritorno T . A p_p si è assegnato il valore del c.i.p. del complesso idrogeologico affiorante, i valori dei c.i.p. così come individuati da P. Celico sono sintetizzati nella seguente tabella:

Valori caratteristici del c.i.p.	
Complesso affiorante	Valore medio del c.i.p.
Calcari	90-100
Calcari dolomitici	70-90
Dolomie	50-70
Calcari marnosi	30-50
Detriti grossolani	80-90
Depositi alluvionali	80-100
Depositi argilloso-marnoso-arenacei	5-25
Lave	90-100
Depositi piroclastici	50-70
Piroclastiti e lave	70-90
Rocce intrusive	15-35
Rocce metamorfiche	5-20
Sabbie	80-90
Sabbie argillose	30-50

Tabella VII: valori del coefficiente di infiltrazione potenziale secondo Celico.

Poiché all'interno dei due sottobacini analizzati compaiono terreni con diverse caratteristiche di permeabilità, è stata effettuata una media pesata, assumendo quale funzione di peso il rapporto tra l'area con cui il singolo affioramento è presente nel sottobacino e l'area complessiva del sottobacino.

Nella tabelle VIII successive sono sintetizzati i risultati e le calcolazioni effettuate:

Coefficienti di afflusso pesati per le portate distribuite					
n° Sottobacino	Tipologia di copertura	classe di permeabilità	area (m ²)	c.i.p.	Cf
1	Terreni piroclastici a grana fine	Bassa	289445.00	60.00%	0.32
Media			289445.00	60.00%	0.32
2	Terreni piroclastici a grana fine	Bassa	284611.29	60.00%	0.32
2	Terreni piroclastici limosi-sabbiosi	Media	79099.71	70.00%	0.27
Media			363711.00	62.17%	0.31

Tabella VIII: media pesata dei c.i.p. per sottobacino..

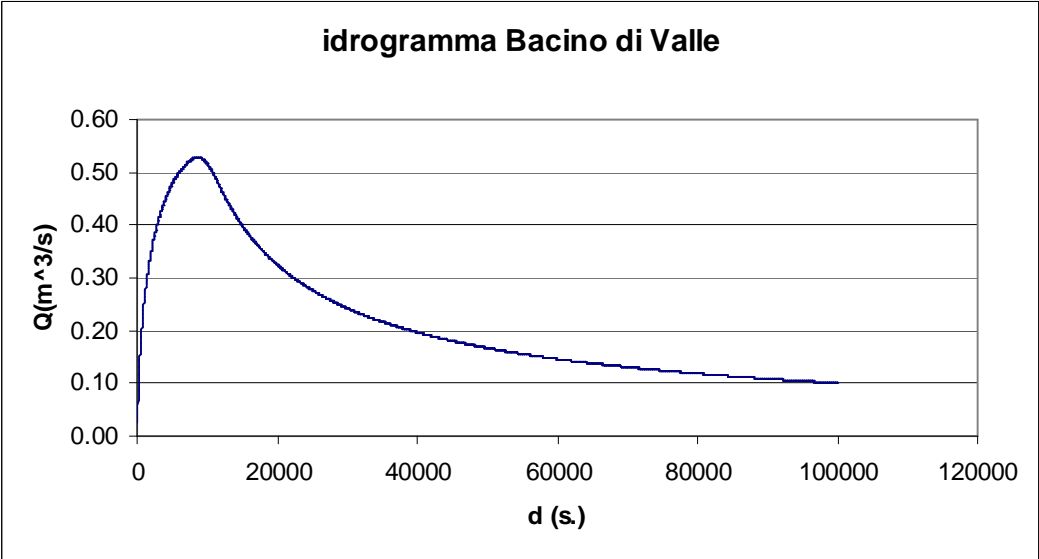
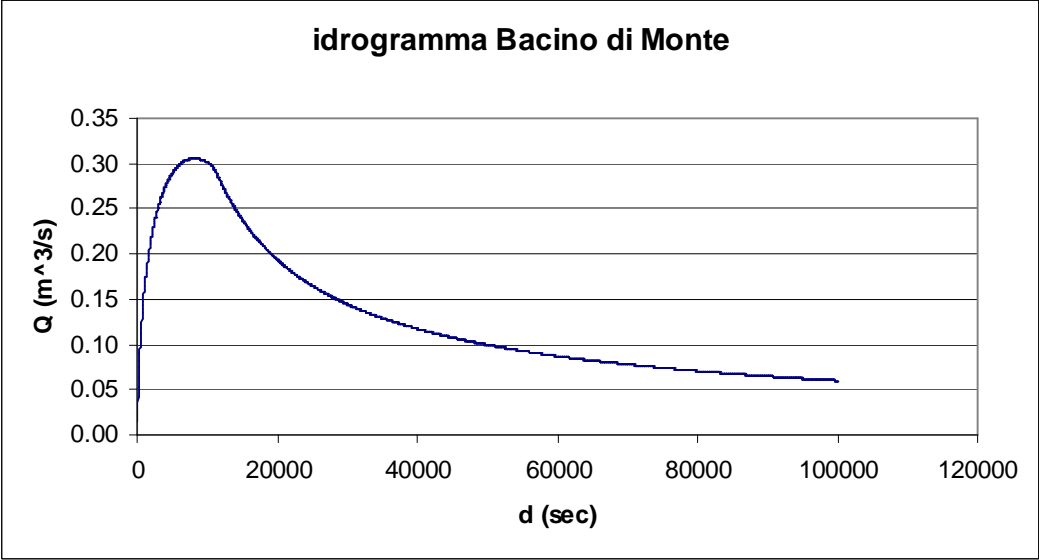
Le zone urbanizzate dei Comuni interferenti con il lago ovvero il Comune di Brusciano e quello di Mariglianella sono state tenute fuori dal calcolo essendo zone servite da due sistemi di drenaggio urbano scaricanti in maniera concentrata all'interno dell'alveo. Tali portate concentrate sono state successivamente calcolate con il metodo razionale come specificato nei successivi paragrafi.

7. Calcolo delle portate distribuite per un assegnato T .

Come già accennato nei paragrafi precedenti sono state scelte due sezioni idrologiche per il calcolo della portata al colmo di piena per un assegnato periodo di ritorno T . Per ognuna di queste sezioni, descritte nella Tabella X, è stato applicato il modello di Nash a tre serbatoi, opportunamente implementato in un programma di calcolo, considerando come tempo di ritardo quello calcolato con la formula di Rossi e come metodo della trasformazione della pioggia netta in efficace il metodo del coefficiente di afflusso. I risultati sono sintetizzati nella tabella seguente, inoltre per ogni sezione idrologica è stato riportato l'idrogramma di piena corrispondente.

Caratteristiche Idrologiche Bacini Sottesi												
Risultati modello di Nash							T=20 anni		T=100 anni		T=300 anni	
Sezione	Area Sottesa(kmq)	c.i.p.	Cf	Tr (ore)	Qp (m ³ /s)	u (l/sec*ha)	Q ₂₀ (m ³ /s)	u ₂₀ (l/sec*ha)	Q ₁₀₀ (m ³ /s)	u ₁₀₀ (l/sec*ha)	Q ₃₀₀ (m ³ /s)	u ₃₀₀ (l/sec*ha)
1	0.29	0.60	0.32	2.26	0.31	10.08	0.51	16.53	0.73	23.79	0.90	29.23
2	0.65	0.61	0.31	3.12	0.52	8.02	0.85	13.15	1.23	18.93	1.51	23.26

Tabella X: Portate al colmo calcolate per le diverse sezioni idrologiche.



8. Portate concentrate nella modellazione.

Nell'ambito della modellazione matematica finalizzata alla determinazione delle portate defluenti all'interno del Lago Crocella occorre tenere conto delle due immissioni concentrate che rappresentano lo scarico nel Lago di parte delle fognature bianche dei Comuni di Mariglianella e Brusciano.

In particolare, la parte settentrionale della rete fognaria del Comune di Brusciano utilizza il Lago Campagna quale ricettore delle acque di pioggia, infatti il collettore le acque transitanti nel collettore di Via Falcone sono derivate per la parte di prima pioggia all'interno del collettore "Marigliano" tramite un derivatore di fondo di luce rettangolare 40x20, mentre quelle di seconda pioggia vengono convogliate fino all'impianto di sollevamento localizzato sulla sponda in sinistra idraulica dell'alveo Crocella. Tale portata concentrata si è imposta pari a $1,0 \text{ m}^3/\text{s}$ essendo questa la massima portata sollevabile dall'impianto di prima pioggia.

Alla stessa maniera, la rete fognaria comunale di Mariglianella attraverso il collettore di via Sanelle deriva le portate di prima pioggia sempre nel collettore Marigliano mentre quelle di seconda pioggia proseguono verso il lago Campagna. Tale portata concentrata è stata posta pari a quella corrispondente alla portata massima convogliabile in moto uniforme dallo scatolare confluyente all'interno del lago. Tale collettore è in calcestruzzo di c.a. gettato in opera di dimensioni 1,60 m di base ed 1,20 m di altezza misurati all'interno dell'ultimo pozzetto di arrivo e con pendenza dell' $0,5\%$; applicando la formula di Gauckler - Strickler ovvero:

$$Q = K_s \cdot \sigma \cdot R^{\frac{2}{3}} \cdot i^{\frac{1}{2}}$$

Che per gli scatolari in pressione diventa

$$Q = K_s \cdot B \cdot H \cdot \left(\frac{B \cdot H}{(B + 2 \cdot H)} \right)^{\frac{2}{3}} \cdot i^{\frac{1}{2}}$$

dove i è la pendenza;

σ è la sezione idrica;

R è il raggio idraulico ovvero σ/χ dove χ è il perimetro bagnato;

K_s è il coefficiente di Strickler, in considerazione della cattiva manutenzione del collettore si è posto considerato pari a 50 ;

B è la base;

H è l'altezza

si ottiene una portata pari a $1,32 \text{ m}^3/\text{s}$.

ing. Antonio De Falco