

## PROGRAM GEO – Piena ver.3

<b>1. TEORIA E NORMATIVA.....</b>	<b>2</b>
1.1 COEFFICIENTE DI DEFLUSSO MEDIO ANNUO DI UN BACINO.....	2
1.2 BILANCIO IDROLOGICO DI UN BACINO IDROGRAFICO.....	6
<i>Definizioni.....</i>	6
<i>Precipitazioni.....</i>	6
<i>Evapotraspirazione reale.....</i>	7
<i>Schema del bilancio idrologico secondo Thornthwaite.....</i>	9
<i>Evaporazione di uno specchio d'acqua.....</i>	10
1.3 CALCOLO DELLE CURVE DI POSSIBILITÀ CLIMATICA.....	11
1.4 STIMA DELLE PRECIPITAZIONI EFFICACI.....	15
<i>Metodo Curve Number del Soil Conservation Service.....</i>	16
<i>Metodo di Rasulo e Gisonni (1997).....</i>	22
<i>Metodo di Green e Ampt (1911).....</i>	23
1.5 ELABORAZIONE DELLA PIOGGIA DI PROGETTO.....	26
<i>Stima dell'altezza pluviometrica.....</i>	26
<i>Calcolo del coefficiente di ragguaglio.....</i>	26
<i>Simulazione dello ietogramma.....</i>	27
<i>Pioggia di progetto a intensità costante.....</i>	28
<i>Pioggia di progetto con ietogramma triangolare (metodo di Chicago)(1953).....</i>	28
<i>Pioggia di progetto con il metodo di Sifalda (1973).....</i>	29
1.6 CURVA IPSOMETRICA.....	30
1.7 ANALISI MORFOLOGICA DEL BACINO.....	32
<i>Gerarchizzazione del reticolo idrografico secondo STRAHLER.....</i>	32
<i>Parametri morfometrici.....</i>	33
<i>Altri parametri morfometrici.....</i>	35
<i>Diagrammi relativi ai parametri morfometrici.....</i>	36
1.8 PORTATE DI MASSIMA PIENA.....	38
<i>Metodi cinematici.....</i>	38
<i>Asfalto.....</i>	41
<i>Metodi statistici.....</i>	43
<i>Analisi statistiche locali (Gumbel).....</i>	43
<i>Analisi statistiche regionali (T.C.E.V.).....</i>	44
<i>Stima dell'idrogramma di piena (metodo di Nash).....</i>	46
<i>Stima dell'idrogramma di piena (metodo S.C.S.).....</i>	49
<i>Stima dell'idrogramma di piena (metodo razionale.).....</i>	50
1.9 EROSIONE DI UN BACINO E TRASPORTO SOLIDO.....	53
<i>Stima dell'erosione di un bacino.....</i>	53
1.10 VERIFICA DI SEZIONI D'ALVEO.....	58
<i>Verifiche in condizione di moto uniforme.....</i>	58
<i>Verifiche in condizione di moto permanente.....</i>	60

## 1. Teoria e Normativa

### 1.1 Coefficiente di deflusso medio annuo di un bacino.

Per coefficiente di deflusso medio annuo (Cd) si intende il rapporto fra il deflusso annuale del corso d'acqua, riferito ad una determinata sezione di chiusura, e il volume delle precipitazioni cadute durante lo stesso periodo all'interno del suo bacino imbrifero. Non va confuso con il coefficiente di afflusso, che è il rapporto fra il volume d'acqua che defluisce in superficie e la precipitazione meteorica *riferiti ad un unico evento piovoso*.

Il programma utilizza, per il calcolo di questo parametro idrologico, il metodo semplificato di Kennessey, applicabile soprattutto a piccoli bacini.

Questo metodo passa attraverso la stima di tre indici parziali, legati rispettivamente all'acclività media del bacino (Ca), alla sua copertura vegetale (Cb) e alla permeabilità delle rocce affioranti (Cp), che sono, insieme a quelli climatici, i principali fattori influenzanti il volume del deflusso superficiale.

- Acclività media del bacino.

In generale una maggiore acclività media comporta un aumento del deflusso superficiale, sfavorendo il ristagno delle acque meteoriche e di conseguenza l'infiltrazione e l'evapotraspirazione.

- Copertura vegetale del bacino.

Una fitta copertura vegetale fa diminuire il valore del coefficiente di deflusso, sia perchè è maggiore in questi casi il volume d'acqua disperso per traspirazione dalle piante, sia perchè la vegetazione tende ad ostacolare il deflusso superficiale, rallentandolo e favorendo quindi l'infiltrazione.

- Permeabilità media del bacino.

E' evidente che un'elevata permeabilità media favorisce l'infiltrazione delle acque meteoriche, riducendo di conseguenza il deflusso superficiale.

- Fattori climatici (piovosità e temperatura) .

### PROGRAM GEO – Piena ver.3

Più che dai valori annuali delle precipitazioni e della temperatura, il valore del coefficiente di deflusso è influenzato dalla loro distribuzione nel corso dell'anno.

Si possono verificare due casi estremi.

1. Le massime precipitazioni coincidono con i massimi valori di temperatura: in questo caso è da attendersi un'intensa evapotraspirazione, con forte riduzione del deflusso superficiale e di conseguenza del coefficiente di deflusso.
2. Le massime precipitazioni coincidono con i minimi valori di temperatura: in questo caso è da attendersi una perdita per evapotraspirazione minima ed un elevato deflusso superficiale.

Tutte le altre possibili combinazioni fra valori di temperatura e piovosità si collocano ovviamente fra questi due estremi.

Una stima dell'influenza dei fattori climatici sul valore di Cd può essere fatta attraverso l'INDICE DI ARIDITA', definito come segue:

$$I_a = [ P / (T+10) + 12 \times p / t ] / 2$$

con : P = afflusso medio annuo;

T = temp. media annua;

p e t = afflusso e temperatura del mese più arido.

Il valore di  $I_a$  cresce all'aumentare del rapporto fra precipitazioni totali annue e temperatura media annuale e del rapporto fra precipitazioni del mese meno piovoso e relativa temperatura mensile. In generale quindi ci si deve aspettare, a parità di temperature, un maggior deflusso superficiale al crescere dell'altezza delle precipitazioni e viceversa, e a parità di afflusso meteorico, un aumento di Cd al diminuire delle temperature.

Il metodo di Kennesey individua tre intervalli di valori di  $I_a$ , ad ognuno dei quali corrisponde una serie differente di coefficienti di deflusso parziali.

**PROGRAM GEO – Piena ver.3**

Coefficiente	Valore	Ia < 25	25 ≤ Ia ≤ 40	Ia > 40
Ca-acclività	> 35%	0.22	0.26	0.30
	10 - 35	0.12	0.16	0.20
	3.5 - 10	0.01	0.03	0.05
	< 3.5	0.00	0.01	0.03
Cp-permeabilità	Molto bassa	0.21	0.26	0.30
	Bassa	0.17	0.21	0.25
	Mediocre	0.12	0.16	0.20
	Buona	0.06	0.08	0.10
	Elevata	0.03	0.04	0.05
Cv-vegetazione	Roccia	0.26	0.28	0.30
	Pascolo	0.17	0.21	0.25
	Coltivo	0.07	0.11	0.15
	Bosco	0.03	0.04	0.05

La procedura da seguire per la valutazione del coefficiente di deflusso medio annuo secondo Kennesey è la seguente.

- Si calcola l'Indice di Aridità, utilizzando la relazione vista sopra;
- Per ogni singolo fattore (acclività, vegetazione e permeabilità) si valuta la distribuzione dell'area del bacino all'interno delle categorie viste in tabella.

Esempio, per il fattore vegetazione: Area totale bacino = 16 Km <sup>2</sup> , Ia<25;
4 km <sup>2</sup> presentano una copertura di tipo boschivo (25% del totale);
6 km <sup>2</sup> sono coltivati (37.5% del totale);
3 km <sup>2</sup> sono destinati a pascolo (18.75% del totale);
3 km <sup>2</sup> sono privi di vegetazione (18.75% del totale).

- Si moltiplicano le aree percentuali per i relativi coefficienti parziali.

PROGRAM GEO – Piena ver.3

Esempio per il fattore vegetazione:
0.03 (coefficiente per la copertura boschiva) x 0.25 = 0.0075;
0.07 (coefficiente per la copertura a coltivo) x 0.375 = 0.0263;
0.17 (coefficiente per la copertura a pascolo) x 0.1875 = 0.0319;
0.27 (coefficiente per la mancanza di vegetazione) x 0.1875 = 0.0506.

- Si sommano i risultati per ogni singolo fattore, ottenendo i coefficienti parziali.

Esempio per il fattore vegetazione: $C_v=0.0075+0.0263+0.0319+0.0506=0.116$
--

- Si sommano i tre coefficienti di deflusso parziali  $C_v, C_a$  e  $C_p$  e si ottiene  $C_d$ , coefficiente di deflusso medio annuo del bacino.

Per quanto riguarda la precisione di questo metodo, facendo un confronto con i valori di  $C_d$  ottenuti per uno stesso bacino, attraverso misure dirette del volume di deflusso, si è valutato che l'errore non superi generalmente il 10%. Il procedimento di Kennessey non può sostituire quindi la misura diretta delle acque di deflusso, ma può fornire una buona stima nei bacini non attrezzati e quindi, in particolare, è utile per bacini arealmente ridotti.

Va ricordato che il valore di  $C_d$  ottenuto rappresenta solo un dato medio, in quanto durante l'anno, al modificarsi dei fattori climatici, anche il coefficiente di deflusso subisce delle variazioni significative.

Il metodo di Kennessey consente di valutare infine il bilancio idrologico anche solo di singoli settori di bacino, fatto questo utile per la stima, per esempio, dell'infiltrazione efficace. Limitando infatti la stima del bilancio solo a quelle aree all'interno del bacino che si ritiene siano, per condizioni morfologiche e di permeabilità favorevoli, zone d'infiltrazione, si possono ottenere valori più attendibili, della quantità d'acqua che s'infiltra nel terreno.

## **1.2 Bilancio idrologico di un bacino idrografico.**

### **Definizioni.**

Il bilancio idrologico è la stima dei volumi idrici che entrano ed escono da un bacino idrografico in un determinato intervallo di tempo (generalmente un anno).

In maniera sintetica, può essere espresso nella seguente forma:

$$P = D + ET \pm DR;$$

con P = precipitazioni totali nell' intervallo di tempo considerato (mm);

D = deflusso totale (superficiale e sotterraneo) (mm);

ET= evapotraspirazione reale (mm);

DR= variazione delle riserve idriche (mm).

Se i parametri P, D ed ET sono mediati su un lungo intervallo di tempo (per esempio 30 anni) DR tende ad annullarsi, perchè nel lungo periodo le positive e negative delle riserve si compensano. In questo caso si parla di Bilancio Idrologico Annuo Medio.

### **Precipitazioni.**

Definito l'intervallo di tempo da utilizzare per mediare i parametri del bilancio (per es.20 anni), si procede valutando l'afflusso idrico medio nel periodo stesso.

Il parametro P del bilancio viene espresso generalmente sotto forma di altezze meteoriche (mm) ed è ricavabile attraverso la costruzione di una Carta delle Isoiete medie annue o più semplicemente attraverso il metodo di Thiessen, attraverso l'interpolazione dei valori registrati nelle stazioni di misura, facendo attenzione ad escludere punti di misura eccessivamente distanti dall'area esaminata e/o in condizioni climatiche differenti.

### PROGRAM GEO – Piena ver.3

#### **Evapotraspirazione reale.**

Può essere ricavata direttamente attraverso la formula di Turc o indirettamente attraverso la stima dell' evapotraspirazione potenziale (formula di Thornthwaite o di Serra).

- Evapotraspirazione reale secondo Turc.

E' il volume d'acqua che viene realmente perso per evapotraspirazione. La relazione è la seguente:

$$ET = P / \sqrt{(0.9 + P^2 / L^2)};$$

con  $P(\text{mm}) =$  precipitazioni medie annue;  
 $L = 300 + 25 \times T + 0.05 \times T^2$ ;  
 $T(\text{C}^\circ) =$  temperatura media annua dell'aria.

Questa relazione fornisce risultati soddisfacenti per tutti i climi, anche se va utilizzata con prudenza nel caso di piccoli bacini, dove tende a fornire valori generalmente sovrastimati.

- Evapotraspirazione potenziale (EP).

E' il volume d'acqua massimo che potrebbe essere perso per evapotraspirazione. Può non coincidere con ET, quando non vi è sufficiente disponibilità idrica nel bacino. La relazione più utilizzata per il calcolo di EP è quella di Thornthwaite, che necessita come input solo dei valori della temperatura media mensile.

La formula del Thornthwaite ha la seguente forma:

$$EP = K \times 16 \times (10 \times T / ic)^a;$$

**PROGRAM GEO – Piena ver.3**

con EP(mm) = evapotraspirazione media mensile;

T(C°) = temperatura media mensile dell'aria;

ic = indice mensile di calore dato da:

$$ic = (T / 5)^{1.514};$$

con T ≥ 0 (C°) (se T < 0 si pone T=0);

$$a = \frac{675 \times ic^3}{10^9} - \frac{771 \times ic^2}{10^7} + \frac{1792 \times ic}{10^5} + 0.49239;$$

K = coefficiente correttivo che tiene conto dell'insolazione.

per le latitudini del Centro-Nord Italia si usano i seguenti 12 valori mensili:

G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
0.81	0.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.3	1.2	1.04	0.95	0.81	0.77

nella pratica spesso K viene posto uguale a 1.

L'evapotraspirazione media annua è data dalla somma dei 12 valori mensili. Anche questa relazione fornisce risultati in buon accordo con le misure dirette.

Altra relazione di uso comune è quella di Serra, che però richiede, per la stima dei valori mensili di EP, anche la conoscenza dell'umidità relativa.

La formula di Serra per il calcolo dell'evapotraspirazione potenziale annua è la seguente:

$$EP(mm) = 270 \times e^{0.0644 \times T};$$

quella per l'evapotraspirazione mensile:

$$EP(mm) = 22.5 \times [(1 - Um) / 0.25] \times [1 - (\Delta T / 2) / 1000] \times e^{0.0644 \times T};$$

con Um (mm) = umidità media relativa del mese;

T (C°) = temperatura media del mese;

ΔT (C°) = differenza fra le temperature estreme del mese.



### PROGRAM GEO – Piena ver.3

- Deflusso (superficiale e sotterraneo).

Rappresenta il volume d'acqua che esce dal bacino scorrendo in superficie o in profondità. Il deflusso superficiale può essere fornito attraverso misure dirette delle portate dei corsi d'acqua alla sezione di sbocco del bacino oppure attraverso il prodotto fra gli afflussi meteorici e il coefficiente di deflusso calcolato con il metodo di Kennessey:

$$Q_s(\text{mm}) = P \times C_d;$$

L'infiltrazione sotterranea viene quindi calcolata per differenza fra gli altri parametri del bilancio:

$$I_e(\text{mm}) = P - ET - Q_s.$$

Può accadere che  $I_e$  risulti negativo. Questo si verifica, quando ET presenta un valore eccessivamente elevato (per esempio se si applica la formula di Turc in bacini arealmente poco estesi).

#### **Schema del bilancio idrologico secondo Thornthwaite.**

Calcolando l'EP mensile con il metodo di Thornthwaite, è possibile costruire uno schema delle variazioni mensili dei volumi idrici entranti ed uscenti dal bacino, contenente i seguenti dati:

riga n.1	precipitazioni mensili;
riga n.2	evapotraspirazione potenziale mensile;
riga n.3	differenza P-EP;
riga n.4	acqua trattenuta dallo strato superficiale ( $R_s$ ), variabile normalmente da 50 a 400 mm (diminuisce con l'aumentare della permeabilità dello strato superficiale ed aumenta con il crescere della copertura vegetale);
riga n.5	evapotraspirazione reale, corrispondente a quella potenziale solo se si ha $P \geq EP$ oppure se $P < EP$ , ma $R_s \geq EP - P$ ; in caso contrario sarà $ET < EP$ ;

**PROGRAM GEO – Piena ver.3**

riga n.6	variazione del volume d'acqua trattenuto dallo strato superficiale, positiva se $P > EP$ , negativa se $P < EP$ ;
riga n.7	surplus idrico, cioè quantità d'acqua che defluisce in superficie o s'infiltra; si ha quando $P > EP$ ed $R_s$ ha raggiunto il suo valore massimo;
riga n.8	deficit idrico; si ha quando $ET < EP$ ed è dato dalla differenza fra i due parametri ( $EP - ET$ ).

Si noti che un aumento del valore di  $R_s$  porta ad un valore più elevato di  $ET$  annuo. Valori indicativi di  $R_s$  possono essere ricavati dalla tabella seguente:

Tipo di suolo	$R_s$ (mm)
Terreno sabbioso con scarsa copertura vegetale	50
Terreno sabbioso-argilloso con pascolo o vegetazione arbustiva	100
Terreno sabbioso-argilloso con terra coltivata, boscata	200
Terreno argilloso-sabbioso con pascolo o vegetazione arbustiva	250
Terreno argilloso-sabbioso con terra coltivata, boscata	300
Terreno argilloso-sabbioso con grande foresta matura	400

**Evaporazione di uno specchio d'acqua.**

Una valutazione di massima del volume di acqua perso da uno specchio d'acqua per evaporazione durante l'anno può essere effettuata attraverso la formula di Conti (1924). La relazione ha la seguente espressione:

$$E(mm / mese) = \frac{760kcV}{p}$$

dove:

$kc$  = coefficiente variabile con il mese di calcolo;

$V$ (mm Hg) = tensione di vapore saturo media mensile;

$P$ (mm Hg) = pressione barometrica media mensile.

Il parametro  $kc$  può essere ottenuto direttamente dalla seguente tabella:

G	F	M	A	M	G	L	A	S	O	N	D
4,4	4,5	5,3	6,0	7,5	6,4	6,3	5,9	5,9	5,8	4,7	3,8

### PROGRAM GEO – Piena ver.3

La tensione di vapore saturo è funzione della temperatura media mensile e può essere estrapolata dalla seguente tabella:

Temperatura°C	V (mm Hg)
0	4,58
10	9,21
15	12,80
20	17,50
25	23,80
30	31,80
50	92,50

#### **1.3 Calcolo delle curve di possibilità climatica.**

Partendo dai dati pluviometrici forniti da una stazione di misura, è possibile eseguire le elaborazioni necessarie per ottenere le curve che descrivono l'altezza delle precipitazioni (h) in funzione della loro durata (t). L'equazione che collega queste due variabili ha la seguente forma:

$$h \text{ (mm)} = a t^n;$$

dove  $a$  = variabile funzione del tempo di ritorno;  
 $n$  = costante per un dato valore di  $t$ ;

e prende il nome di *curva o linea segnalatrice di possibilità climatica o pluviometrica*.

Tale equazione permette, per esempio, di calcolare l'altezza meteorica (h) relativa ad una precipitazione di 30 minuti (t), con un tempo di ritorno di 10 anni.

I dati pluviometrici necessari al calcolo sono reperibili sugli Annali Idrologici delle stazioni pluviografiche. Su tali documenti vengono generalmente fornite, in forma di tabella, le massime precipitazioni registrate anno per anno, per determinate durate di riferimento. Normalmente si distinguono i dati relativi alle precipitazioni con durata inferiore ad 1 ora (piogge di notevole intensità e breve durata), da quelle di

**PROGRAM GEO – Piena ver.3**

durata superiore. Le durate di riferimento sono generalmente standard, prendendo in considerazione durate di 10, 15, 30, 45 minuti, nel caso di piogge brevi ed intense, e di 1, 3, 6, 12 e 24 ore nel caso di precipitazioni orarie.

N	t = 10 minuti	t = 15 minuti	t = 30 minuti	t = 45 minuti	anno
1	17.0	19.0	22.4	30.4	1985
2	10.6	14.2	21.0	29.6	1986
3	5.4	7.8	15.8	30.2	1987
4	9.2	10.4	23.0	35.8	1988

Tabella 1 - precipitazioni di durata inferiore a 1 h.

N	t = 1 h	t = 3 h	t = 6 h	t = 12 h	t = 24 h	anno
1	10.0	20.0	22.0	33.4	43.4	1985
2	37.0	38.0	39.8	39.8	41.0	1986
3	28.0	31.2	31.2	43.8	61.2	1987
4	54.0	68.6	71.2	71.2	71.2	1988

Tabella 2 - precipitazioni di durata superiore a 1 h.

Una stima sufficientemente attendibile della curva segnalatrice di possibilità climatica richiede l'utilizzo di registrazioni che coprano almeno un intervallo di 30-35 anni. Minore l'intervallo di registrazione minore l'attendibilità dei risultati.

Volendo ricavare le curve relative a precipitazioni di durata superiore ad un'ora (Tabella 2), bisogna procedere come segue:

- per ogni durata di riferimento, si ordinano e si numerano i valori delle precipitazioni ricavati dagli Annali Idrologici, regolarizzati con il metodo di Gumbel (vedi di seguito), in senso decrescente, ponendo quindi i valori massimi registrati per ogni intervallo di tempo sulla prima riga della tabella, quelli minimi sull'ultima; di conseguenza, se per esempio

### PROGRAM GEO – Piena ver.3

l'intervallo di registrazione è di 30 anni, la prima riga sarà indicata con il numero 30, l'ultima con il numero 1.

- utilizzando i dati di ogni riga e impostando un calcolo di regressione, si ricavano i valori dei parametri  $a$  e  $n$  relativi ad ogni anno; il numero identificativo di ogni riga rappresenta il tempo di ritorno dell'evento meteorico; nel caso, per esempio, di un'intervallo di registrazione di 30 anni, si ricavano 30 curve segnalatrici di possibilità climatica ( quindi 30 valori di  $a$  e di  $n$ ); i parametri  $a$  e  $n$  relativi alla prima riga sono quelli riferiti ad eventi meteorici di durata inferiore ad 1 h con tempo di ritorno di 30 anni, quelli dell'ultima riga ad eventi meteorici con tempo di ritorno di 1 anno.

Lo stesso va adottato per durate pluviometriche inferiori ad 1 h (Tabella 1), quando questa è disponibile.

Ricavate le curve, si potrà notare che, mentre  $n$  rimane più o meno costante, il parametro  $a$  tende ad assumere valori differenti in funzione del tempo di ritorno, tendendo a crescere con esso.

Attraverso procedure statistiche è possibile ricavare stime del parametro  $a$  anche per tempi di ritorno superiori al numero massimo di registrazioni annuali disponibili.

Il metodo statistico utilizzato generalmente è quello di Gumbel. Di seguito viene esposta la procedura da seguire.

- Eseguito il calcolo delle curve segnalatrici di possibilità climatica per gli  $N$  anni di cui si dispongono le registrazioni pluviometriche, si ordinano i valori di  $a$  ricavati in ordine crescente, attribuendo il numero 1 al valore massimo, il valore  $N$  a quello minimo.
- Si calcolano gli  $N$  rapporti:

$$P_i = i / (N + 1);$$

con  $i$  compreso fra 1 e  $N$ . Questi rapporti indicano la probabilità che il corrispondente valore di  $a$  non venga raggiunto o superato. I valori di  $P_i$  ricavati permettono di definire la scala dei tempi di ritorno:

$$T_i = 1 / (1 - P_i).$$

### PROGRAM GEO – Piena ver.3

- Si riportano le  $N$  coppie di valori  $(T_i, a_i)$  in un diagramma semilogaritmico (l'asse X - l'asse dei tempi di ritorno - va costruito in scala logaritmica), interpolando fra i punti una retta: il diagramma consente di ricavare il valore di  $a$  per qualsiasi tempo di ritorno.

Per ottenere, per esempio, l'altezza di precipitazione per un evento meteorico di durata corrispondente a 1,3 ore, con tempo di ritorno di 50 anni, si procede come segue:

1. dal diagramma Tempo di ritorno - Parametro  $a$  si ricava il valore di  $a$  corrispondente ad un tempo di ritorno di 50 anni;
2. si calcola il parametro  $n$  facendo la media dei valori di  $n$  ottenuti dalle curve segnalatrici di possibilità pluviometrica;
3. si introducono infine i valori di  $a$  e  $n$  nella relazione  $h = a \times t^n$ ; ponendo  $t = 1.3$  ore.

E' evidente che l'estrapolazione del parametro  $a$  non deve andare troppo oltre il periodo di registrazione.

#### **1.4 Stima delle precipitazioni efficaci.**

Per precipitazione efficace s'intende la frazione della precipitazione complessiva, non trattenuta dal terreno e dalla vegetazione, che partecipa alla formazione del deflusso superficiale. Il rapporto fra precipitazione efficace e precipitazione lorda prende il nome di coefficiente di afflusso.

Il valore della precipitazione efficace dipende principalmente da tre fattori:

- *il grado di saturazione del terreno superficiale al momento del verificarsi dell'evento meteorico*: maggiore è il grado di saturazione, legato ad eventi meteorici precedenti, minore è la capacità del terreno di assorbire altra acqua e di conseguenza maggiore è la frazione del volume d'acqua precipitato che va ad alimentare il deflusso superficiale;
- *la permeabilità delle litologie superficiali*: ovviamente una maggiore permeabilità dei terreni superficiali favorisce l'infiltrazione dell'acqua meteorica, comportando una conseguente diminuzione del deflusso superficiale;
- *l'uso del suolo*: la destinazione del suolo influisce notevolmente sul volume del deflusso superficiale: una fitta copertura vegetale, per esempio, tende a diminuirlo, un'intensa urbanizzazione, diminuendo la permeabilità superficiale del terreno, tende viceversa ad aumentarlo.

### **Metodo Curve Number del Soil Conservation Service.**

Una metodologia per la stima delle precipitazioni efficaci che trova ampia applicazione è quella proposta dal Soil Conservation Service (1972).

Il metodo, detto Metodo del numero di curva (Curve Number), si basa sulla relazione:

$$P_e = (P - I_a)^2 / (P - I_a + S);$$

dove:  $P_e$  = altezza di precipitazione efficace (mm);  
 $P$  = altezza di precipitazione lorda (mm);  
 $I_a$  = assorbimento iniziale (mm);  
 $S$  = volume specifico di saturazione (mm).

La grandezza  $I_a$  rappresenta la quantità d'acqua meteorica assorbita inizialmente dal terreno e dalla vegetazione: fino all'istante in cui non si ha  $P > I_a$  il deflusso superficiale è da ritenersi praticamente assente.

Il parametro  $S$  corrisponde al volume idrico trattenuto dal terreno e dalla vegetazione, e quindi sottratto al deflusso superficiale, dopo l'istante in cui si ha  $P > I_a$ : mentre  $I_a$  assume un valore costante,  $S$  cresce nel corso dell'evento meteorico fino a raggiungere un valore massimo.

Il Metodo del numero di curva correla la grandezza  $S$  ad un parametro CN funzione della permeabilità della litologia superficiale, dell'uso del suolo e del grado di saturazione del terreno prima dell'evento meteorico. Per quanto riguarda quest'ultima variabile, il procedimento SCS richiede come input l'altezza complessiva di pioggia caduta nei cinque giorni precedenti l'evento meteorico preso in esame, definendo tre categorie di umidità:



**PROGRAM GEO – Piena ver.3**

AMC	Stagione di riposo	Stagione di crescita
I	< 13 mm	< 36 mm
II	13 - 28 mm	36 - 53
III	> 28 mm	> 53 mm

I termini ‘stagione di riposo’ e ‘stagione di crescita’ si riferiscono alla vegetazione; va cioè considerato in quale periodo dell’anno, in relazione alla fase di crescita della vegetazione, si è verificato l’evento meteorico esaminato.

In base alla classe di umidità scelta vengono definiti i corrispondenti valori di CN, rispettivamente CN<sub>I</sub>, CN<sub>II</sub> e CN<sub>III</sub>.

Ricadendo nella categoria di umidità II, è possibile ricavare i valori di CN<sub>II</sub> nel bacino ricorrendo alla seguente tabella:

USO DEL SUOLO			LITOLOGIA SUPERFICIALE			
Tipo	Trattamento	Drenaggio	A	B	C	D
Arato	Linee rette	-----	77	86	91	94
Coltivazione per fila	“	Povero	72	81	88	91
	“	Buono	67	78	85	89
	Isoipse	Povero	70	79	84	88
	“	Buono	65	75	82	86
	terrazzato	Povero	66	74	80	82
	“	Buono	62	71	78	81
Graminacee allo stato iniziale	Linee rette	Povero	65	76	84	88
	“	Buono	63	75	83	87
	Isoipse	Povero	63	74	82	85
	“	Buono	61	73	81	84
	terrazzato	Povero	61	72	79	82
	“	Buono	59	70	78	81
Seminativo intenso o prateria	Linee rette	Povero	66	77	85	89

PROGRAM GEO – Piena ver.3

	“	Buono	58	72	81	85
	Isoipse	Povero	64	75	83	85
	“	Buono	55	69	78	83
	terrazzato	Povero	63	73	80	83
	“	Buono	51	67	76	80
Pascolo	Linee rette	Povero	68	79	86	89
	“	Medio	49	69	79	84
	“	Buono	39	61	74	80
	Isoipse	Povero	47	67	81	88
	“	Medio	25	59	75	83
	“	Buono	6	35	70	79
Prato	-----	Buono	30	58	71	78
Bosco	-----	Povero	45	66	77	83
	-----	Medio	36	60	73	79
	-----	Buono	25	55	70	77
Fattoria	-----	-----	59	74	82	86
Centri commerciali	-----	-----	89	92	94	95
Distretti industriali	-----	-----	81	88	91	93
Area residenziale	65% impermeabile	-----	77	85	90	92
“	38% impermeabile	-----	61	75	83	87
“	30% impermeabile	-----	57	72	81	86
“	25% impermeabile	-----	54	70	80	85
“	20% impermeabile	-----	51	68	79	84
Parcheggi pavimentati	-----	-----	98	98	98	98
Strade	asfaltate	-----	98	98	98	98
“	con fondo in ghiaia	-----	76	85	89	91

**PROGRAM GEO – Piena ver.3**

“	con fondo in terra battuta	-----	72	82	87	89
---	----------------------------	-------	----	----	----	----

Le classi litologiche A, B, C e D sono espressione del grado di permeabilità dei depositi superficiali, secondo la seguente tabella:

Classe litologica	Permeabilità
A	Alta
B	Media
C	Bassa
D	Nulla

Nell'ipotesi che l'evento meteorico esaminato ricada nelle condizioni di umidità I o III, per ricavare i corrispondenti valori di  $CN_I$  e  $CN_{III}$  vanno utilizzate le seguenti correlazioni con  $CN_{II}$ :

$$CN_I = CN_{II} / (2.3 - 0.013 \times CN_{II});$$

$$CN_{III} = CN_{II} / (0.43 + 0.0057 \times CN_{II}).$$

Determinato il parametro CN, a seconda della classe di umidità considerata, la grandezza S può essere valutata con l'espressione:

$$S \text{ (mm)} = 254 \times [(100 / CN) - 1];$$

Il parametro  $I_a$  a sua volta può essere correlato a S attraverso la formula:

$$I_a = c \times S;$$

dove  $c$  è un coefficiente di valore variabile fra 0.1 e 0.2, ma normalmente posto uguale a 0.2.

### PROGRAM GEO – Piena ver.3

Avendo stimato  $I_a$  e  $S$ , nota la precipitazione meteorica lorda, si hanno tutti gli elementi per stimare l'altezza di precipitazione efficace.

Operativamente si procede come segue:

- si costruisce una carta della permeabilità superficiale del bacino in esame, considerando le quattro categorie viste in precedenza (A, B, C e D);
- si costruisce una carta dell'uso del suolo del bacino, utilizzando le categorie elencate nella tabella per il calcolo di  $CN_{II}$ ;
- si incrociano le due carte tematiche assegnando ad ogni sotto-area individuata il corrispondente valore di  $CN_{II}$  (vedi tabella);
- si calcola il valore di  $CN_{II}$  totale del bacino, facendo una media pesata dei valori parziali: se per esempio si sono individuate all'interno del bacino 4 sotto-aree con i seguenti valori di  $CN_{II}$  e di estensione areale:

Valori di $CN_{II}$	Area (kmq)
51	2
87	3
35	5
65	6

il valore di  $CN_{II}$  totale verrà dato da:

$$CN_{II} = (51 \times 2 + 87 \times 3 + 35 \times 5 + 65 \times 6) / (2 + 3 + 5 + 6) = 58;$$

- considerando le precipitazioni totali avvenute nei cinque giorni precedenti l'evento esaminato, si individua la classe di umidità da introdurre nel calcolo (I, II o III); nel caso si rientri nelle categorie I o III, si calcola il valore di  $CN_I$  o  $CN_{III}$  in funzione di  $CN_{II}$  con la relazione vista in precedenza;
- stimato  $CN$  si calcola  $S$  e  $I_a$ ; infine nota la precipitazione lorda  $P$  si trova la precipitazione efficace.

### **PROGRAM GEO – Piena ver.3**

Il principale pregio di questo metodo è la sua capacità di condurre a previsioni quantitative sulla variazione del deflusso superficiale in funzione dei cambiamenti che avvengono nell'uso del suolo ( per esempio a causa di opere di urbanizzazione). Un limite è nella soggettività che influenza la selezione di alcuni parametri, che in alcuni casi può condurre a differenze significative nella stima della precipitazione efficace.

**PROGRAM GEO – Piena ver.3**

**Metodo di Rasulo e Gissoni (1997).**

Si tratta di un metodo semplificato, che consente di stimare il coefficiente di afflusso di un bacino in funzione del tempo di ritorno dell'evento meteorico. La relazione è la seguente:

$$c_a = c_{ap} (1 - A_{imp}) + c_{ai} A_{imp}$$

dove:

$c_a$  = coefficiente di afflusso;

$c_{ap}$  =coefficiente di afflusso per le aree permeabili del bacino;

$c_{ai}$  =coefficiente di afflusso per le aree impermeabili del bacino;

$A_{imp}$  =rapporto fra l'area impermeabile e l'area totale del bacino.

Sia  $c_{ap}$  che  $c_{ai}$  vengono tabellati dagli Autori in funzione del tempo di ritorno dell'evento meteorico.

Tempo di ritorno(anni)	$c_{ap}$	$c_{ai}$
<2	0-0.15	0.60-0.75
2-10	0.10-0.25	0.65-0.80
>10	0.15-0.30	0.70-0.90

**Metodo di Green e Ampt (1911).**

Con il termine tasso d'infiltrazione potenziale (f) s'intende la quantità massima di acqua superficiale che può infiltrarsi nel terreno, posto che tale quantità sia disponibile. Il tasso d'infiltrazione reale potrà quindi essere inferiore a quello potenziale nell'ipotesi in cui la quantità d'acqua presente in superficie, dovuta, per esempio, ad una precipitazione piovosa, non sia sufficiente. Non potrà in ogni caso essere superiore.

Il tasso d'infiltrazione potenziale dipende essenzialmente dalla permeabilità del terreno e dal grado di saturazione iniziale dello stesso. Maggiore è la permeabilità, maggiore è il tasso potenziale di infiltrazione. Maggiore è il grado di saturazione, minore è il tasso potenziale di infiltrazione. Il valore di f può variare da diverse decine di mm all'ora in terreni molto permeabili e asciutti fino a meno di un mm all'ora per terreni poco permeabili e saturi.

Un modello per la stima di f molto usato nella pratica è quello di Green e Ampt. Si immagina che il fronte di saturazione si sposti verso il basso nel tempo, dividendo in maniera netta il volume di terreno già saturato, in cui il contenuto di umidità è quindi uguale alla porosità ( $\eta$ ), da quello, più profondo, non ancora raggiunto, in cui il contenuto di umidità è uguale a quello iniziale ( $\theta$ ).

Ad un determinato tempo t dopo l'inizio del processo d'infiltrazione, l'infiltrazione cumulata F, cioè la quantità d'acqua che si è infiltrata fino a quel momento, può essere espressa con la seguente relazione:

$$F(t)(mm) = Kt + \Delta\theta(h_0 + \psi) \ln \left( 1 + \frac{F(t)}{\Delta\theta(h_0 + \psi)} \right)$$

dove:

K(m/h) = permeabilità verticale del terreno, che può essere posta, in prima approssimazione uguale alla metà di quella orizzontale;

t(h) = tempo di calcolo dall'inizio del processo d'infiltrazione;

$\psi$ (mm) = carico di suzione;

$h_0$ (mm) = altezza del battente idraulico rispetto al piano campagna;

$\Delta\theta$  =  $\eta - \theta$ ;

### PROGRAM GEO – Piena ver.3

Poiché la grandezza  $F$  compare in ambedue i membri dell'equazione, la soluzione va cercata con un procedimento iterativo, imponendo un primo valore di  $F$  nel secondo membro, calcolando il nuovo valore di  $F$ , risolvendo l'equazione, e sostituendolo al secondo membro. Il calcolo andrà ripetuto fino a quando la differenza fra i valori di  $F$  nei due membri sia sotto un valore minimo prestabilito (per esempio 0,001).

Il parametro di più difficile determinazione è il carico di suzione, che può essere definito come l'altezza di risalita dell'acqua in un terreno non saturo per via delle tensioni capillari. In linea di massima è inversamente proporzionale alla permeabilità del terreno e indicativamente può essere dedotto dalla seguente tabella (dove  $H$  corrisponde a  $\psi$ ):

Tipo terreno	H (m)
Ghiaia	0,05-0,30
Sabbia grossa	0,03-0,80
Sabbia media	0,12-2,40
Sabbia fine	0,30-3,50
Limo	1,50-12,0
Argilla	>10,0

Stimata l'infiltrazione cumulata, il tasso d'infiltrazione potenziale è ricavabile dalla relazione:

$$f(t)(mm/h) = K \frac{F(t) + \Delta\theta(h_0 + \psi)}{F(t)}$$

Per la stima delle precipitazioni efficaci si procede dividendo la durata dell'evento meteorico in intervalli di tempo in cui l'intensità della pioggia può essere ritenuta costante. Per ogni intervallo il valore di  $f(t)$  calcolato deve essere confrontato con l'intensità di precipitazione  $i(t)$ . Si possono verificare due casi.

- 1)  $f(t) > i(t)$ : in questo caso l'intera altezza di pioggia si infila nel sottosuolo e lo scorrimento superficiale è nullo.
- 2)  $f(t) \leq i(t)$ : in questo caso invece una frazione della pioggia non si infila e scorre in superficie.



### **PROGRAM GEO – Piena ver.3**

Le altezze di pioggia totali infiltrate o che defluiscono superficialmente si ottengono sommando i contributi per ogni passo temporale di calcolo in cui è stata suddiviso l'evento meteorico.

### **1.5 Elaborazione della pioggia di progetto.**

Il calcolo della portata di massima piena e l'elaborazione del relativo idrogramma devono essere preceduti dalla determinazione della pioggia di progetto, cioè dell'evento meteorico più gravoso per un determinato tempo di ritorno.

Tre i passaggi necessari per giungere alla sua determinazione:

- stima dell'altezza pluviometrica dell'evento;
- ragguglio della pioggia;
- costruzione dello ietogramma.

#### **Stima dell'altezza pluviometrica**

Fissato il tempo di ritorno dell'evento meteorico e la sua durata, l'altezza di precipitazione meteorica può essere stimata attraverso la curva di possibilità climatica della stazione pluviometrica di riferimento (vedi paragrafo 1.3):

$$h = at^n$$

Nel caso all'interno del bacino o nelle immediate vicinanze siano localizzate più stazioni di misura si può procedere alla determinazione di  $h$  attraverso la seguente procedura:

- si stimano i valori di  $h$  dalle curve di possibilità climatica di ogni stazione;
- con il metodo dei topoieti si individuano le aree d'influenza di ogni stazione;
- si calcola un valore di  $h_{\text{medio}}$  facendo la media pesata, in funzione dell'area d'influenza di ogni stazione, dei singoli valori di  $h$  calcolati.

#### **Calcolo del coefficiente di ragguglio**

Si tratta di un fattore moltiplicativo, variabile da 0 a 1, che serve a tener conto del fatto che l'altezza di precipitazione tende a diminuire

### PROGRAM GEO – Piena ver.3

all'aumentare dell'area interessata dall'evento meteorico. L'altezza di precipitazione misurata dalla stazione pluviometrica è infatti un dato puntuale e va quindi corretto in funzione dell'area sulla quale si considera distribuito l'evento piovoso.

Nel caso di piccoli bacini (fino a 100 kmq) si può utilizzare il criterio del DEWC (1981). La relazione su cui si basa il metodo è la seguente:

$$R = 1 - at^b$$

dove:

$$a = 0.0394A^{0.354}$$

$$b = 0.40 - 0.0208\ln(4.6 - \ln A) \text{ per } A \leq 20 \text{ kmq}$$

$$b = 0.40 - 0.00382\ln(4.6 - \ln A)^2 \text{ per } A > 20 \text{ kmq}$$

A = area del bacino in kmq

Un altro metodo utilizzabile è quello proposto da Desbordes et Alii (1982), basato sulla semplice relazione:

$$R = (100A)^{-0.05}$$

dove A è l'area del bacino espressa in kmq.

Si tenga presente che spesso, in piccoli bacini, a favore della sicurezza, il coefficiente di ragguglio viene posto uguale a 1.

Calcolato il coefficiente di ragguglio R, l'altezza di precipitazione raggugliata viene stimata attraverso la relazione:

$$h_r = hR.$$

### Simulazione dello ietogramma

Nel caso si voglia determinare, oltre che il valore della portata di massima piena al colmo, anche l'idrogramma dell'evento è necessario ricostruire il modo in cui l'intensità della precipitazione meteorica varia nell'intervallo di durata della pioggia. Il grafico che mostra l'andamento dell'intensità di

### PROGRAM GEO – Piena ver.3

precipitazione nel tempo prende il nome di ietogramma. In letteratura sono stati proposti diversi metodi di calcolo.

Pioggia di progetto a intensità costante

Si parte dall'ipotesi che l'intensità della precipitazione rimanga costante per tutta la durata dell'evento. In pratica si pone:

$$i(mm/h) = \frac{h_r}{t_p}$$

dove:

- i = intensità della precipitazione meteorica;
- $h_r$  = altezza della pioggia ragguagliata;
- $t_p$  = durata dell'evento meteorico.

Pur partendo da un'ipotesi non realistica, si tratta di un metodo molto usato nella pratica, soprattutto per bacini molto piccoli.

Pioggia di progetto con ietogramma triangolare (metodo di Chicago)(1953)

S'ipotizza in questo caso che l'intensità di precipitazione cresca in maniera continua fino a raggiungere un picco massimo, oltre il quale tende a decrescere gradualmente. La parte crescente della curva è fornita dalla relazione:

$$i(t) = ant_1^{n-1}$$

dove:

- a = fattore a della curva di possibilità climatica;
- n = fattore n della curva di possibilità climatica;
- $t_1 = (rt_p - t)/r$  con t che varia da 0 a  $rt_p$
- $t_p$  = durata dell'evento meteorico;
- r = posizione del picco, variabile a 0 a 1 e spesso posto = 0.5.

La parte decrescente del grafico è invece fornita dalla relazione:

### PROGRAM GEO – Piena ver.3

$$i(t) = ant_2^{n-1}$$

dove:

$t_2 = (t - t_p)/r$  con  $t$  che varia da  $t_p$  a  $t_p$ .

Nella pratica si fissa un passo di calcolo temporale, di solito 1 ora, la posizione del picco e si applicano le due relazioni, facendo variare  $t$  in maniera discreta nell'intervallo  $0 - t_p$ , con il passo di calcolo scelto.

Questo metodo, che fornisce rispetto al precedente una rappresentazione più realistica dell'andamento dell'intensità della precipitazione, può essere usato di fatto per bacini con un'estensione areale di almeno alcune centinaia di kmq e per durate di precipitazione di almeno alcune ore. L'uso di passi di calcolo troppo piccoli ( $< 0.5$  h) può condurre ad un'accentuazione eccessiva del picco centrale.

Pioggia di progetto con il metodo di Sifalda (1973)

Lo ietogramma viene considerato diviso in tre parti. Nella parte centrale, che comprende un intervallo di tempo compreso fra  $0.14t_p$  e  $0.70t_p$ , con  $t_p$  uguale alla durata complessiva dell'evento meteorico, si assegna un'intensità di precipitazione data da:

$$i_c = \frac{h_c}{0.25t_p}$$

dove  $h_c$  è l'altezza di precipitazione che si ricava dalla curva di possibilità climatica inserendo  $t = 0.25 t_p$ .

Nel primo tratto del grafico, che va da  $t = 0$  a  $t = 0.14t_p$ , si assume che l'intensità cresca in maniera lineare da un valore minimo di  $0.065i_c$  ad un valore massimo di  $0.435i_c$ . Nell'ultima parte dello ietogramma, da  $t = 0.70t_p$  a  $t = t_p$ , si ipotizza che l'intensità decresca, sempre in maniera lineare, da un valore massimo di  $0.435i_c$  a un valore minimo di  $0.087i_c$ .

### 1.6 Curva ipsometrica

L'analisi dell'assetto morfologico del bacino viene riassunta nella curva ipsometrica (o ipsografica percentuale). La curva si traccia in base alle altezze e alle rispettive aree cumulate, suddividendo il bacino in intervalli di quota (per es.10), dalla quota minima a quella massima, e valutando l'area del bacino che ricade in ogni intervallo. Si devono quindi eseguire i rapporti tra le aree dei singoli intervalli (a) e l'area totale del bacino (A), e quelli tra i dislivelli degli intervalli rispetto al piano di base (h) ed il dislivello totale del bacino (H). La funzione della curva che si ottiene è del tipo:

$$y = f(x) \text{ dove: } y=h/H \text{ e } x=a/A.$$

Per integrale della curva ipsometrica s'intende l'area sottesa dalla curva rispetto all'asse delle X.

Dalla curva ipsometrica si ricava l'altezza media del bacino, impiegando la relazione:

$$H_m = (1 / A) \times \sum a_i \times h_i.$$

con A = area totale del bacino;

$a_i$  = area del bacino compresa nell'intervallo i-esimo di quota;

$h_i$  = altitudine media dell'intervallo di quota i-esimo.

L'analisi della curva ottenuta permette di valutare il grado di evoluzione raggiunto dal bacino esaminato.

In merito allo stadio evolutivo di un bacino si deduce, che esso può trovarsi in una delle seguenti fasi.

FASE GIOVANILE:	la curva ipsometrica presenta una prevalente convessità verso l'alto con un valore medio dell'integrale superiore al 60 %.
FASE MATURA:	la curva è del tipo a flesso con un integrale prossimo al 50 %.
FASE SENILE:	la curva ipsometrica presenta una prevalente concavità verso l'alto con un valore medio dell'integrale inferiore al 30 %.

### **PROGRAM GEO – Piena ver.3**

Poichè in una curva ipsometrica la distribuzione relativa delle aree e delle quote è subordinata alla forma della proiezione orizzontale di quella del bacino, la curva assume un significato positivo solo se la forma del bacino stesso è regolare e di tipo subrettangolare, cosa difficile da verificarsi.

Quindi bisogna limitare l'analisi alla parte centrale della curva ipsometrica, cioè di quella che è compresa tra il 15 e l'85 % dell'area totale, in quanto è quella che permette l'indagine appropriata del grado di evoluzione raggiunto.

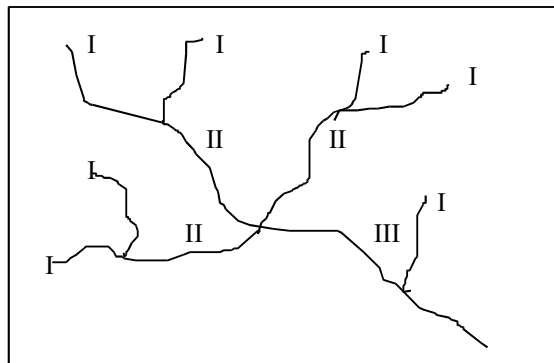
### **1.7 Analisi morfologica del bacino.**

Per l'analisi morfologica, il reticolo del bacino è classificato in funzione dei segmenti che sono compresi tra le varie confluenze. Ad ognuno di questi si assegna un numero (ordine) che dipende dalla sua posizione nell'ambito del reticolo stesso, come proposto da STRAHLER.

#### **Gerarchizzazione del reticolo idrografico secondo STRAHLER.**

I segmenti del reticolo vengono distinti con un numero d'ordine crescente in funzione dei rami di ordine inferiore che vi confluiscono.

Tutti i segmenti che sono privi di affluenti si dicono di I ordine. Per creare un ramo di ordine II è necessaria la confluenza di almeno due rami di ordine I, per un ramo di ordine III ne occorreranno almeno due di ordine II, ecc.. In generale quindi un segmento di ordine N è dato dalla confluenza di almeno due rami di ordine N-1.



Gerarchizzazione sec.Strahler.



PROGRAM GEO – Piena ver.3

**Parametri morfometrici.**

Si definiscono i seguenti parametri:

$Rb=N_u / N_{u+1}$	Rapporto di biforcazione
$Rbd=N_{ud}/N_{u+1}$	Rapporto di biforcazione diretto
$Ib=Rb-Rbd$	Indice di biforcazione
$Su=(Rb/2)-1$	Indice di conservatività
Ga	numero di anomalia gerarchica
$Dga=Ga/A$	densità di anomalia gerarchica
$Iga= Ga/N_1$	indice di anomalia gerarchica

dove:

$N_u$ = somma del numero totale di segmenti di ordine u; $N_{ud}$ =somma del numero di segmenti di ordine u che confluiscono direttamente in quelli d'ordine u+1; $N_{u+1}$ = somma del numero totale di segmenti di ordine u+1; A = area totale del bacino; $N_1$ = numero dei segmenti di I ordine.
---

Il rapporto di biforcazione (Rb) fornisce indicazioni sulla struttura dell'intero reticolo idrografico. Il valore di Rb da prendere come rappresentativo del bacino è quello ottenuto dalla media (aritmetica o pesata) degli Rb parziali, riferiti alle singole coppie di ordine u e u+1. Rb risulta normalmente compreso tra 3 e 5, con un minimo teorico di 2 (due rami di ordine u per ogni ramo di ordine u+1). In generale maggiore è il valore di Rb minore è il grado di gerarchizzazione del bacino. Valori superiori a 5 sono molto rari e testimoniano di un forte controllo tettonico sullo sviluppo del reticolo.

Bacini con uguale valore di Rb possono essere distinti sulla base dei valori del rapporto di biforcazione diretta (Rbd). Per uno stesso bacino, valori differenti di Rb e Rbd, stanno ad indicare la presenza di confluenze anomale, cioè confluente di ordine u in segmenti di ordine u+2 o superiore.

### PROGRAM GEO – Piena ver.3

Di maggior significato è quindi l'indice di biforcazione (differenza fra  $R_b$  e  $R_{bd}$ ), che normalmente assume valori compresi fra 0.2 e 4. Valori anormali si possono riscontrare quando lo sviluppo dei reticoli è fortemente controllato da fattori litologici e strutturali.

Il massimo grado di gerarchizzazione si ha quando l'indice di biforcazione assume il valore di 0 ( $R_b = R_{bd}$ ), cioè quando tutti i rami di ordine  $u$  confluiscono nei rami di ordine  $u+1$ . Valori prossimi a 0 sono tipici di bacini in fase evolutiva matura o senile. Valori elevati di  $I_b$  sono tipici di bacini in fase giovanile.

Un caso limite si ha quando  $I_b=0$  e  $R_b=R_{bd}=2$ , cioè quando il reticolo fluviale ha massima gerarchizzazione accompagnata da massima conservatività (bacini in fase senile).

Un reticolo conservativo è quello che presenta il numero minimo di segmenti necessari a costituire l'ordine più alto del reticolo. La conservatività di un reticolo è espressa dall'indice di conservatività ( $S_u$ ), che assume come valore minimo 0 (massima conservatività).

In generale si può dire che il grado di gerarchizzazione, espresso dalla grandezza  $I_b$ , ed il livello di conservatività, espresso dal parametro  $S_u$ , diminuiscono nel tempo ( $I_b$  e  $S_u$  che tendono a 0) in relazione all'evolversi del reticolo idrografico. Ciò è vero ovviamente in assenza di un forte controllo tettonico o litologico (litologie a differente erodibilità) sul reticolo idrografico o di eventi che possono interrompere la normale evoluzione del reticolo (per es. variazioni improvvise del livello di base).

Un altro parametro che permette di definire il grado di organizzazione gerarchica di un bacino è il numero di anomalia gerarchica, definito come il numero minimo di segmenti del I ordine necessari a far divenire il reticolo perfettamente gerarchizzato. Analiticamente questa grandezza è espressa dalla sommatoria del numero di segmenti anomali di ordine ( $i$ ) che confluiscono in segmenti di ordine ( $r$ ), con  $i \leq r-2$ , nell'ambito di un bacino di ordine ( $s$ ):

$$G_a = \sum_{da\ i=1\ a\ s-2} \sum_{da\ r=i+2\ a\ s} N_{i,r} \times f_{i,r};$$

con  $N_{i,r}$  = numero di segmenti anomali di ordine  $i$  che confluiscono in segmenti di ordine  $r$ ;

$$f_{i,r} = 2^{r-2} - 2^{i-1}.$$

### PROGRAM GEO – Piena ver.3

In generale un valore più elevato di questo parametro indica un minor grado di gerarchizzazione del reticolo idrografico. Questa grandezza può essere utilizzata per ricavare la densità e l'indice di anomalia gerarchica, parametri che consentono di confrontare il grado di evoluzione del bacino con altri di estensione areale differente ed in condizioni climatiche diverse, cosa che non è possibile fare utilizzando le grandezze  $I_b$  e  $S_u$  viste in precedenza. Indicazioni più precise sul livello evolutivo di un bacino si possono ottenere dal confronto del grado di gerarchizzazione del reticolo con la curva ipsometrica: se, ad esempio, un bacino presentasse un basso grado di gerarchizzazione ed una curva ipsografica indicante una fase matura, ciò potrebbe significare che ci sono state recenti variazioni del livello di base, risentite dal reticolo idrografico ma non dal rilievo nel suo insieme.

#### **Altri parametri morfometrici.**

Oltre ai parametri descritti nel paragrafo precedente, se ne possono definire altri.

- Coefficiente di uniformità ( $K_c$ ), dato da:

$$K_c = P_b / (2 \times \sqrt{\pi \times A});$$

con  $P_b$ =perimetro del bacino;  
 $A$ = area del bacino;

- Rapporto di circolarità ( $K_r$ ), dato da:

$$K_r = A / (0.0796 \times P_b^2);$$

ambidue i parametri forniscono una indicazione di quanto il bacino si discosta dalla forma circolare (forma raccolta). Valori di  $K_c$  e  $K_r$  lontani dall'unità sono tipici di bacini di forma allungata e viceversa nel caso di  $K_c$  e  $K_r$  prossimi a 1. Un bacino raccolto a parità di altri fattori avrà tempi di

### PROGRAM GEO – Piena ver.3

corrivazione minori e piene più improvvise e marcate, con un idrogramma caratterizzato da una forma stretta ed appuntita.

- Densità di drenaggio ( $D_r$ ), data da:

$$D_r = \sum l / A;$$

con  $\sum l$  = somma delle lunghezze di tutti i rami dei vari ordini del reticolo idrografico.

- Frequenza di drenaggio ( $F_r$ ), data da:

$$F_r = N / A_b;$$

$N$  = numero dei segmenti idrografici presenti nel bacino (somma dei rami dei vari ordini).

Sono due parametri che forniscono un'indicazione del grado di sviluppo del reticolo idrografico. Bassi valori di  $D_r$  e  $F_d$  sono tipici di bacini poco evoluti o impostati su litologie resistenti all'erosione e/o permeabili ed in presenza di una fitta copertura vegetale. Mediamente i valori di  $D_r$  oscillano fra 2 e 4, quelli di  $F_d$  fra 6 e 12.

- Rapporto delle lunghezze ( $R_l$ ): si ottiene facendo il rapporto fra la lunghezza media dei rami di ordine  $i$  e la lunghezza media dei rami di ordine  $i-1$ .
- Rapporto delle aree ( $R_a$ ): si ottiene facendo il rapporto fra l'area media dei bacini di ordine  $i$  e l'area media dei bacini  $i-1$ .

#### **Diagrammi relativi ai parametri morfometrici.**

- Diagramma N.ordine - N.segmenti per ordine.

### PROGRAM GEO – Piena ver.3

Se il reticolo idrografico è organizzato i punti rappresentativi del numero dei segmenti fluviali e del loro ordine si devono trovare su una retta, in un diagramma semilogaritmico. Se non accade significa che sono presenti distribuzioni anomale dei segmenti.

- Diagramma N. ordine - lunghezza media dei segmenti.
- Diagramma N. ordine - area media dei sottobacini costituenti il bacino idrografico.
- Diagramma N. ordine - pendenza media dei sottobacini costituenti il bacino idrografico.

Le variazioni delle lunghezze, delle aree e delle pendenze devono seguire la legge lineare (in scala semilogaritmica) e quindi i grafici devono mostrare un andamento rettilineo. Se ciò non accade, vanno ricercate le cause per esempio nella differente distribuzione della permeabilità nel bacino, nella eterogeneità litologica, nel controllo strutturale, ecc.

### **1.8 Portate di massima piena.**

Trascurando le formule empiriche, che forniscono solo stime grossolane e necessitano di essere calibrate localmente, i metodi di calcolo più impiegati sono quelli cinematici e statistici.

#### **Metodi cinematici.**

Si tratta di relazioni che si basano sulla stima del *tempo di corrivazione* ( $\tau_c$ ) del bacino.

Per tempo di corrivazione s'intende il tempo necessario, perchè le acque di afflusso meteorico raggiungano la sezione di chiusura del bacino, rispetto alla quale viene eseguito il calcolo della portata di massima piena, partendo dai punti più lontani del bacino. Questo parametro è una costante per ogni bacino, in quanto funzione esclusivamente della morfologia, delle litologie affioranti e della copertura vegetale.

Alcuni fra i metodi di calcolo più usati nella pratica sono elencati di seguito.

- Formula di Giandotti:

$$\tau_c(h) = \frac{4\sqrt{S_b} + 1,5L_p}{0,8\sqrt{H_m}}$$

- Formula di Pezzoli:

$$\tau_c(h) = \frac{0,055L_p}{\sqrt{0,01P_m}}$$

**PROGRAM GEO – Piena ver.3**

- Formula F.A.O.:

$$\tau_c(h) = \frac{L_p^{1.15}}{15h_{\max}^{0.38}}$$

- Formula di Kirpich:

$$\tau_c(h) = 0,003245 \left( \frac{1000L_p \sqrt{1000L_p}}{\sqrt{h_{\max}}} \right)^{0,77}$$

- Formula di Ventura:

$$\tau_c(h) = 0,1272 \left( \frac{S_b}{0,01S_a} \right)^{\frac{1}{2}}$$

- Formula di Pasini modificata:

$$\tau_c(h) = \frac{0,0864^3 \sqrt{S_b L_p}}{\sqrt{0,01S_a}}$$

- Formula di Ongaro:

$$\tau_c(h) = 4,32^3 \sqrt{S_b L_p}$$

dove :

$S_b$  (kmq) = superficie del bacino;

$L_p$  (km) = lunghezza dell'asta principale;

$P_m$  (%) = pendenza media del bacino;

$H_m$  (m) = altezza media del bacino rispetto alla sezione di chiusura;

$h_{\max}$  (m) = altezza massima del bacino rispetto alla sezione di chiusura.

$L$  (ft) = lunghezza del corso d'acqua principale esteso fino allo spartiacque;

CN = Curve Number del bacino;

$S_a$  (%) = inclinazione media del corso d'acqua principale.

### PROGRAM GEO – Piena ver.3

Le relazioni sono impiegabili per bacini di piccola e media estensione. La formula di Giandotti fornisce per bacini molto piccoli (inferiori a 100 kmq) valori generalmente sovrastimati. La formula di Ongaro va utilizzata esclusivamente per bacini di pianura con area inferiore a 1 kmq.

Stimato il valore di  $\tau_c$  è possibile passare alla valutazione delle portate di massima piena al colmo.

Il primo dato che occorre ricavare è la pioggia di progetto, per un tempo di ritorno fissato, corrispondente ad una durata uguale al tempo di corrivazione. Tale grandezza può essere ricavata attraverso le procedure di elaborazione dei dati pluviometrici viste in precedenza.

L'altezza di precipitazione ricavata (h) va introdotta in una delle formule cinematiche disponibili in letteratura. Tra le più utilizzate sono le formule del metodo razionale, di Giandotti e di Merlo.

- Formula del metodo razionale.

Ha la seguente espressione:

$$Q_{\max} (mc/s) = 0.278 \frac{k_f c_a h A}{\tau_c}$$

dove:

$Q_{\max}$  (mc/s) = portata di massima piena al colmo per un dato tempo di ritorno;

$c_a$  = coefficiente di afflusso, variabile da 0 a 1 (vedi paragrafo 3.4);

A (kmq) = area del bacino;

h (mm) = altezza di precipitazione ragguagliata riferita a  $\tau_c$  per un dato tempo di ritorno;

$k_f$  = fattore di frequenza funzione del tempo di ritorno.

$\tau_c$  (h) = tempo di corrivazione.



### PROGRAM GEO – Piena ver.3

Il parametro  $c_a$  può essere ricavato con uno dei metodi proposti nel paragrafo 3.4. In alternativa può essere stimato, in maniera approssimativa attraverso relazioni semplificate, come quella di Schaake et Alii (1967):

$$c_a = 0.14 + 0.65A_{imp} + 0.05i_c$$

dove:

$A_{imp}$  = rapporto fra l'area impermeabile del bacino e quella totale;

$i_c$  = pendenza media, in %, del corso d'acqua principale.

o dedotto dalla seguente tabella (Chow et al., 1988)

Tipo di superficie	$c_a$
Asfalto	0,657
Calcestruzzo, tetti	0,657
Coltivazioni(i=0-2%)	0,375
Coltivazioni(i=2-7%)	0,395
Coltivazioni(i>7%)	0,401
Pascoli(i=0-2%)	0,349
Pascoli(i=2-7%)	0,381
Pascoli(i>7%)	0,395
Boschi(i=0-2%)	0,316
Boschi(i=2-7%)	0,368
Boschi(i>7%)	0,381

Nel caso di bacini molto piccoli (area di alcuni kmq) e prevalentemente impermeabili il coefficiente di afflusso può anche essere posto, a favore della sicurezza, prossimo a 1.

Il fattore di frequenza può essere ricavato dalla seguente tabella:

Tempo di ritorno	$k_f$
10	1,23
20	1,33
30	1,38
50	1,42

**PROGRAM GEO – Piena ver.3**

100	1,47
200	1,50
500	1,52

Questo parametro consente di tenere in considerazione nel calcolo la variazione del coefficiente di afflusso del bacino con il variare dell'altezza meteorica. La grandezza  $c_a$  infatti dipende da fenomeni, come l'infiltrazione nel terreno e l'evapotraspirazione, che sono a loro volta funzione del volume d'acqua precipitato e dell'intensità della pioggia. Maggiore è l'altezza di precipitazione, e quindi il volume affluito e l'intensità meteorica, minore è la quantità d'acqua, in proporzione, che viene trattenuta dal bacino, cioè maggiore è l'afflusso superficiale. Poiché ad altezze meteoriche più elevate corrispondono tempi di ritorno maggiori, anche  $c_a$  deve essere posto in funzione del tempo di ritorno dell'evento piovoso.

I dati possono essere interpolati per ottenere i valori di  $k_f$  corrispondenti a tempi di ritorno intermedi.

Si ricorda che, utilizzando il fattore di frequenza, il valore di  $c_a$  da inserire deve corrispondere a quello relativo a un tempo di ritorno di 1 anno.

- Formula di Giandotti.

La relazione è la seguente:

$$Q_{\max} (mc/s) = 0.278 \frac{ChA}{\tau_c}$$

dove C in bacini con area inferiore ai 300 kmq deve essere posto uguale a 1.25. In alternativa, Visentini (1938) ha proposto di ricavare il parametro C attraverso la relazione:

$$C = 6.19A^{-0.319}$$

dove A è l'area del bacino espressa in kmq.

L'esperienza ha dimostrato, però, che questa relazione tende a sovrastimare le portate nel caso di piccoli bacini (poche decine di kmq), in quanto inizialmente calibrato su bacini con estensione superiore ai 500 kmq.

### PROGRAM GEO – Piena ver.3

- Formula di Merlo.

La relazione è la seguente:

$$Q_{\max} (mc / s) = C_m hA$$

dove:

$$C_m = 0.0363 + 0.0295 \times \ln(T_r);$$

$T_r$  (anni) = tempo di ritorno.

Questo metodo è stato calibrato su piccoli bacini, ed è quindi particolarmente utile per valutazioni eseguite in tale contesto.

#### **Metodi statistici.**

I metodi statistici affrontano il problema della previsione delle piene, partendo dal presupposto che siano fenomeni puramente casuali, che si ripetono nel tempo senza alcuna relazione fra loro. Le analisi statistiche possono essere distinte in locali e regionali.

#### **Analisi statistiche locali (Gumbel)**

Il metodo statistico più utilizzato per l'analisi di serie locali è quello di Gumbel.

Di seguito viene esposta la procedura da seguire.

- disponendo di N valori di massima piena annuali ( $Q$ ), si ordinano tali dati in ordine crescente, attribuendo il numero 1 al valore massimo, il valore N a quello minimo.
- Si calcolano gli N rapporti:

$$P_i = i / (N + 1);$$

### PROGRAM GEO – Piena ver.3

con  $i$  compreso fra 1 e  $N$ . Questi rapporti indicano la probabilità che il corrispondente valore di  $Q$  non venga raggiunto o superato. I valori di  $P_i$  ricavati permettono di definire la scala dei tempi di ritorno:

$$T_i = 1 / (1 - P_i).$$

- Si riportano le  $N$  coppie di valori  $(T_i, Q_i)$  in un diagramma semilogaritmico (l'asse  $X$  - l'asse dei tempi di ritorno - va costruito in scala logaritmica), interpolando fra i punti una retta: il diagramma consente di ricavare il valore di  $Q$  per qualsiasi tempo di ritorno.

E' evidente che l'estrapolazione dei valori di portata non deve andare troppo oltre il periodo di registrazione.

#### Analisi statistiche regionali (T.C.E.V.)

Il limite delle analisi statistiche locali è che presuppone la disponibilità di serie di misure delle portate massime annuali per bacino di calcolo. Nel caso in cui il bacino non sia attrezzato questa metodologia non è applicabile. I metodi di analisi statistica regionale tentano di superare questo limite attraverso l'individuazione di zone, a livello regionale, in cui la funzione di distribuzione della probabilità delle portate di massima annuale  $F(x)$  possa essere considerata praticamente identica. La grandezza  $F(x)$  prende il nome di *Curva di crescita regionale* e consente di identificare, all'interno della zona omogenea, l'andamento delle portate di massima piena, a meno di un fattore di scala, in funzione del tempo di ritorno.

Il progetto di ricerca VAPI del GNDCI adotta il modello T.C.E.V. in cui la funzione  $F(x)$  ha a seguente espressione:

$$F(x) = \exp[-\lambda_1 \exp(-\eta x) - \lambda_* \lambda_1^{1/\theta_*} \exp(-\eta x / \theta_*)]$$

Le grandezze  $\lambda_1$ ,  $\lambda_*$ ,  $\theta_*$ ,  $\eta$  sono i parametri regionalizzati della curva di crescita, quindi invarianti all'interno della zona omogenea alla quale si riferiscono. In pratica si tratta di applicare il metodo di Gumbel a due insieme di dati, il primo riferito alle piene ordinarie, il secondo a quelle eccezionali, combinando poi i risultati. Proprio perchè i dati delle piene

**PROGRAM GEO – Piena ver.3**

eccezionali sono scarsi, il procedimento deve essere esteso su base regionale, coinvolgendo più stazioni di misura.

Segue l'elenco dei parametri regionalizzati per le principali zone omogenee italiane.

ZONA OMOGENEA	$\lambda_1$	$\lambda_*$	$\theta_*$	$\eta$
Bacino del Po dal Sarca al Sesia	24,74	1,210	3,28	6,51
Bacino del Po dalla Dora Baltea al Tanaro	16,31	0,215	7,33	4,80
Bacino del Po dallo Scrivia al Trebbia	13,68	0,564	5,21	5,55
Bacino del Po dal Taro al Panaro	9,39	0,129	1,34	2,97
Liguria Tirrenica	9,74	0,298	4,90	4,11
Triveneto	15,86	0,894	2,02	4,56
Romagna e Marche	9,50	0,745	2,51	4,22
Campania	13,00	0,350	2,65	3,89
Puglia	5,00	0,350	2,65	2,94
Calabria tirrenica	10,15	0,350	2,65	3,65
Calabria centrale	5,52	0,350	2,65	3,04
Calabria ionica	3,05	0,350	2,65	2,44
Sicilia occidentale	9,63	0,832	3,31	4,80
Sicilia orientale	6,71	0,832	3,31	4,44
Sicilia meridionale	4,19	0,832	3,31	3,97
Sardegna occidentale	6,29	0,394	5,89	4,36
Sardegna orientale	4,57	0,394	5,89	4,04

La procedura di calcolo da seguire per stimare la portata di massima piena al colmo di un bacino, di area  $A_b$ , per un determinato tempo di ritorno  $T_0$  è la seguente:

- s'identifica la zona omogenea in cui ricade il bacino e si ricostruisce la curva di crescita regionale; il grafico della curva viene ottenuto facendo variare  $x$ , con passo regolare, all'interno di un intervallo predefinito, per esempio 0 – 10, e calcolando i corrispondenti valori di  $F(x)$ ; solitamente lungo l'asse delle ordinate invece di  $F(x)$  viene riportato direttamente il tempo di ritorno  $T$  relativo, dato da:

$$T = \frac{1}{1 - F(x)}$$

- fissato  $T_0$  si ricerca lungo l'asse delle ascisse il corrispondente valore di  $x$ ;

### PROGRAM GEO – Piena ver.3

- la portata di massima piena al colmo del bacino si ottiene con la relazione:

$$Q = xq^*$$

in cui  $q^*$  è la portata indice.

La grandezza  $q^*$  può essere ottenuta direttamente, applicando correlazioni empiriche locali, in cui la portata indice viene legata a caratteristiche morfologiche o climatiche del bacino, o indirettamente, correggendo con un fattore di scala, dato dal rapporto fra le aree dei bacini, il valore della portata massima annuale media stimata in un bacino attrezzato ricadente all'interno della stessa zona omogenea. In quest'ultimo caso si procede come segue:

- s'individua nella zona omogenea a cui appartiene il bacino da verificare un corso d'acqua attrezzato, per il quale siano disponibili i dati relativi alle portate massime annuali per un intervallo di tempo sufficientemente lungo (almeno dieci anni);
- si calcola la portata massima annuale media  $Q_m$ , mediando i dati di portata misurati.
- si calcola l'area del bacino  $A_r$  rispetto alla sezione dell'alveo in corrispondenza della quale è stato posto il misuratore di portate;
- si stima la portata indice con la relazione:

$$q^* = Q_m \frac{A_b}{A_r}$$

#### **Stima dell'idrogramma di piena (metodo di Nash).**

In alcune situazioni oltre al valore della portata di massima piena al colmo, può essere necessario fare una stima dell'andamento dell'onda di piena nella sezione di riferimento. In pratica cioè può essere richiesta la previsione dell'idrogramma di piena, cioè dell'andamento delle portate in funzione del tempo.

Il metodo di Nash, che permette di costruire l'idrogramma di piena, partendo dai dati dell'andamento dell'afflusso meteorico efficace (ietogramma), si basa sulla relazione:

### PROGRAM GEO – Piena ver.3

$$Q (m \times \Delta t) = S_b \times \sum_{da \ i=1 \ a \ m} e^{-i \times \Delta t/k} \times (i \times \Delta t/k)^{n-1} \times h_{m-i+1} \times \Delta t; \\ [k \times \Gamma(n)]$$

dove:

- Q (m x Δt) = portata all'istante m x Δt, con m che varia da 1 a N, con N=numero max d'intervalli temporali considerati;  
Δt (h) = intervallo temporale di calcolo (generalmente posto uguale a 1 h);  
m = numero dell'intervallo di calcolo;  
Γ(n) = funzione gamma;  
S<sub>b</sub> (kmq) = area del bacino;  
h<sub>m-i+1</sub> (mm) = afflusso efficace nell'intervallo (m-i+1);  
k,n = coefficienti caratteristici del bacino, che variano normalmente nell'intervallo 1-10;

Il metodo richiede la conoscenza dei parametri *k* e *n*, ottenibili per tentativi, noti gli idrogrammi di piena ed i relativi ietogrammi di eventi precedenti, riferiti alla stessa sezione di chiusura.

In alternativa le due grandezze *k* e *n* possono essere stimate correlandole con grandezze geometriche o parametri morfometrici del bacino. In questo caso l'idrogramma ottenuto prende il nome di *idrogramma sintetico*. Diverse le correlazioni disponibili in letteratura come suggerito, tra le quali citiamo quella di Rosso(1984), Nash (1960) e Mc Sparran (1968).

- Rosso (1984)

L'Autore correla i fattori *k* e *n* con alcuni parametri morfometrici del bacino, attraverso le relazioni:

$$n = 3.29 \times (Rb / Ra)^{0.78} \times RI^{0.07}; \\ k = 0.70 \times [Ra / (Rb \times RI)]^{0.48} \times (L / v);$$

- dove: Rb = rapporto di biforcazione del bacino;  
Ra = rapporto delle aree del bacino;  
RI = rapporto delle lunghezze del bacino;

### PROGRAM GEO – Piena ver.3

L (m)= lunghezza dell'asta principale;  
v(m/s) = velocità media di propagazione dei deflussi nella rete idrografica.

Mentre Rb, Ra, Rl e L sono facilmente ricavabili dall'analisi della cartografia, il parametro v è di più difficile valutazione e, almeno in prima approssimazione, può essere posto uguale a quello misurato in altri bacini di dimensioni e altimetria simili a quello esaminato. Di più immediata utilizzazione sono le relazioni di Nash e Mc Sparran.

- Nash (1960)

Posto:

$$m_1 = nk$$
$$m_2 = \frac{nk^2}{m_1^2}$$

n e k possono essere determinati, ricavando le grandezze  $m_1$  e  $m_2$  attraverso le seguenti relazioni:

$$m_1 = 27.6A^{0.3}i_b^{-0.3}$$
$$m_2 = 0.41L^{-0.1}$$

dove:

A = area del bacino espressa in miglia quadrate;  
L = lunghezza del corso d'acqua principale prolungato allo spartiacque espressa in miglia (1 miglio= 1.609 km);  
 $i_b$  = pendenza media del bacino espressa in parti per 10000.

- Mc Sparran (1968)

Mc Sparran propone le seguenti relazioni:



### PROGRAM GEO – Piena ver.3

$$n = 4.1 \frac{t_p}{k_1}$$
$$k = \frac{t_p}{n - 1}$$

dove  $t_p$  e  $k_1$  hanno le seguenti espressioni:

$$t_p = 5.52 A^{0.208} i^{-0.447}$$
$$k_1 = 3.34 A^{0.297} i^{-0.354}$$

in cui:

A = area del bacino espressa in miglia quadrate;

i = pendenza media del corso d'acqua principale in parti per mille.

### Stima dell'idrogramma di piena (metodo S.C.S.).

Si basa sulla relazione del metodo SCS usata per il calcolo della precipitazione efficace:

$$P_e = (P - I_a)^2 / (P - I_a + S);$$

Viene usato un idrogramma unitario triangolare in cui il picco viene raggiunto al tempo  $T_p$  dall'inizio del singolo impulso di pioggia.  $T_p$  è dato da:

$$T_p = t_r/2 + t_p$$

dove:

$t_r$  = durata del singolo impulso di pioggia efficace;

$t_p$  =  $0.6 t_c$ , con  $t_c$  = tempo di corrivazione calcolato con la formula SCS

**PROGRAM GEO – Piena ver.3**

$$\tau_c (\text{min}) = \frac{100L^{0.8} \left[ \left( \frac{1000}{CN} \right) - 9 \right]^{0.7}}{1900S_a^{0.5}}$$

in cui :

- L (ft) = lunghezza del corso d'acqua principale esteso fino allo spartiacque;
- CN = Curve Number del bacino;
- S<sub>a</sub>(%) = inclinazione media del corso d'acqua principale.

La portata di picco corrispondente al singolo impulso di pioggia viene fornito dalla relazione:

$$q_p = 2.08 A/T_p$$

in cui A è l'area del bacino in kmq.

La durata totale dell'idrogramma unitario è uguale a:

$$T_f = 2.67 T_p$$

L'idrogramma relativo all'evento piovoso scelto si ottiene quindi applicando l'equazione di convoluzione discreta:

$$Q_n = \sum_{m=1}^{n \leq M} P_m U_{n-m+1}$$

dove:

- Q<sub>n</sub> = portata al n-esimo passo di calcolo;
- P<sub>m</sub> = m-esimo impulso di pioggia efficace (M=numero totale impulsi)
- U<sub>n-m+1</sub> = idrogramma unitario corrispondente al singolo impulso di pioggia efficace

**Stima dell'idrogramma di piena (metodo razionale).**

La precipitazione efficace si ottiene applicando la relazione:

$$P_e = c_a P;$$

### PROGRAM GEO – Piena ver.3

in cui  $c_a$  è il coefficiente di afflusso e  $P$  l'altezza di pioggia.

Viene usato un idrogramma unitario triangolare in cui il picco viene raggiunto al tempo  $T_p$  dall'inizio del singolo impulso di pioggia.  $T_p$  è dato da:

$$T_p = t_r/2 + t_p$$

dove:

$t_r$  = durata del singolo impulso di pioggia efficace;

$t_p$   $0.6 t_c$ , con  $t_c$  = tempo di corrvazione calcolato con la formula SCS

$$t_c \text{ (min)} = \frac{100L^{0.8} \left[ \left( \frac{1000}{CN} \right) - 9 \right]^{0.7}}{1900S_a^{0.5}}$$

in cui :

$L$  (ft) = lunghezza del corso d'acqua principale esteso fino allo spartiacque;

$CN$  = Curve Number del bacino;

$S_a$ (%) = inclinazione media del corso d'acqua principale.

La portata di picco corrispondente al singolo impulso di pioggia viene fornito in base al metodo di calcolo scelto (metodo razionale o formula di Giandotti).

La durata totale dell'idrogramma unitario è uguale a:

$$T_f = 2.67 T_p$$

L'idrogramma relativo all'evento piovoso scelto si ottiene quindi applicando l'equazione di convoluzione discreta:

$$Q_n = \sum_{m=1}^{n \leq M} P_m U_{n-m+1}$$

dove:

$Q_n$  =portata al n-esimo passo di calcolo;

$P_m$  =m-esimo impulso di pioggia efficace (M=numero totale impulsi)

$U_{n-m+1}$  =idrogramma unitario corrispondente al singolo impulso di

**PROGRAM GEO – Piena ver.3**

pioggia efficace

## **1.9 Erosione di un bacino e trasporto solido.**

### **Stima dell'erosione di un bacino**

La valutazione quantitativa dell'erosione nei bacini di drenaggio può essere affrontata con varie metodologie, che differiscono fra loro sia per il significato dei risultati, che per le condizioni di applicabilità.

- Metodo di Gavrilovic.

Richiede l'introduzione dei dati geometrici del bacino e di parametri legati all'erodibilità (in funzione del tipo di vegetazione, dei litotipi e delle condizioni morfologiche) del settore del bacino stesso soggetto ad erosione. Viene fornito come risultato la quantità di materiale che può essere perduta dal bacino in un anno per erosione.

La relazione, sui cui si basa il metodo, è la seguente:

$$W(mc / anno) = Fh\pi \sqrt{\frac{t^\circ}{10} + 0.1} \sqrt{[m_1 + m_2 m_3]^3}$$

dove:

- F = area del bacino o sottobacino in kmq;
- h = altezza di precipitazione media annua del bacino in mm;
- $t^\circ$  = temperatura media annua del bacino in °C;
- $m_1$  = fattore legato all'uso del suolo;
- $m_2$  = fattore legato alla litologia superficiale;
- $m_3$  = fattore legato all'acclività del bacino.

I fattori  $m_1$ ,  $m_2$  e  $m_3$  sono ricavabili attraverso le relazioni:

$$m_1 = \frac{0.2A + 0.5B + 0.8C + 1.0D}{F}$$

in cui:

**PROGRAM GEO – Piena ver.3**

- A = superficie del bacino coperta da boschi o frutteti in kmq;  
 B = superficie del bacino coperta da prati e pascoli in kmq;  
 C = superficie del bacino coperta da coltivi in kmq;  
 D = superficie del bacino priva di vegetazione.

$$m_2 = \frac{1.6J + 0.8K + 0.3L + 1.6M}{F}$$

in cui:

- J = superficie con rocce incoerenti affioranti in kmq;  
 K = superficie con rocce pseudo o semi-coerenti affioranti in kmq;  
 L = superficie con rocce coerenti affioranti in kmq;  
 M = sviluppo delle faglie in km x 0.1km in kmq.

$$m_3 = \theta + \sqrt{I}$$

dove  $\theta$  è funzione del rapporto V/F e fornisce un'indicazione del grado di dissesto morfologico del bacino. V è dato dalla relazione:

$$V(kmq) = 0.2N + 4.2P + 4.9Q + 2.25R + 0.75S + 2U$$

in cui:

- N = superficie con aree generalmente franose in kmq;  
 P = superficie con frane in rocce sciolte e pseudo e semi-coerenti in kmq;  
 Q = superficie con forme pseudo calanchive per tettonizzazione in rocce coerenti in kmq;  
 R = superficie con numerosi crolli in kmq.  
 S = superficie con crolli diffusi in kmq;  
 U = superficie con valanghe (sviluppo in km x 0.1 km) in kmq.

Stimato V la grandezza  $\theta$  si ricava dalla seguente tabella:

V/F	$\theta$
0	0
0.5	0.2
2	0.4

**PROGRAM GEO – Piena ver.3**

4	0.6
6	0.8
7	0.9
7.5	0.95

Dove, per valori di V/F intermedi, si può procedere per interpolazione.  
Il fattore I esprime invece l'influenza dell'acclività del bacino e si ricava dalla relazione:

$$I = \frac{\sum_{m=1}^6 I_m i_m}{F}$$

in cui:

- I<sub>1</sub> = superficie del bacino in kmq con acclività fra 0-10% ; i<sub>1</sub>=0.05
- I<sub>2</sub> = superficie del bacino in kmq con acclività fra 10-20% ; i<sub>2</sub>=0.15
- I<sub>3</sub> = superficie del bacino in kmq con acclività fra 20-40% ; i<sub>3</sub>=0.30
- I<sub>4</sub> = superficie del bacino in kmq con acclività fra 40-60% ; i<sub>4</sub>=0.50
- I<sub>5</sub> = superficie del bacino in kmq con acclività fra 60-80% ; i<sub>5</sub>=0.70
- I<sub>6</sub> = superficie del bacino in kmq con acclività fra >80% ; i<sub>6</sub>=2.00

La grandezza W ricavata rappresenta la quantità di sedimento disponibile nel bacino per il trasporto. La quantità effettiva che transiterà nell'intervallo di tempo considerato attraverso la sezione di chiusura è fornita invece dalla relazione:

$$Q_s (mc / anno) = \frac{4\sqrt{PH}}{L + 10} W$$

valida per piccoli bacini, dove:

- P = perimetro del bacino in km;
- H = altezza media del bacino rispetto alla sezione di chiusura in km;
- L = lunghezza dell'asta principale in km.

Poichè prende in considerazione tutti i quattro fattori principali che condizionano l'entità dell'erosione in un bacino (litologia affiorante,

### PROGRAM GEO – Piena ver.3

copertura vegetale, acclività media e clima), attraverso parametri di semplice determinazione, può essere considerato, fra i metodi proposti quello che meglio combina semplicità d'uso e attendibilità dei risultati.

Si tratta di un metodo calibrato su un notevole numero di bacini in tutta Europa, in condizioni climatiche, morfologiche e litologiche molto differenti.

Può essere utilizzato agevolmente per la realizzazione di una carta della erodibilità suddividendo il bacino principale in un numero adeguato di sottobacini.

- Metodi che utilizzano gli indici climatici.

Viene fornita la portata solida del bacino alla sezione di chiusura attraverso le relazioni di Langbein & Schumm e Fournier.

#### **Langbein & Schumm.**

$$S(mc / kmq) = \frac{1.631(0.03937P)^{2,3}}{1 + 0.0007(0.03937P)^{3,3}}$$

dove:

S (mc/kmq) = trasporto solido annuo per kmq di bacino;

P (mm) = precipitazioni annue effettive, stimabili moltiplicando l'altezza di precipitazione annua per il coefficiente di deflusso del bacino.

#### **Fournier.**

$$\text{Log}_{10} D_s (t / kmq) = 2.65 \text{Log}_{10} \left( \frac{P^2}{P} \right) + 0.461 \text{Log}_{10} \left( \frac{H^2}{S_b} \right) - 1.56$$

dove:

$D_s$  (t/kmq) = trasporto solido annuo per kmq di bacino;



### **PROGRAM GEO – Piena ver.3**

$p$  (mm) = precipitazioni mese più piovoso;

$P$  (mm) = precipitazioni totali annue;

$H$  (m) = altezza media del bacino rispetto alla sezione di chiusura;

$S_b$  (kmq) = area del bacino.

Si tratta in generale dei procedimenti meno attendibili fra quelli presi in considerazione.

Possono fornire stime significative solo per bacini di notevole estensione, dove l'influenza dei fattori morfologia, litologia e copertura vegetale tende ad annullarsi.

### **1.10 Verifica di sezioni d'alveo.**

#### **Verifiche in condizione di moto uniforme**

La portata che defluisce per una determinata sezione d'alveo è fornita dalla relazione:

$$Q \text{ (mc/s)} = A \times v_m;$$

dove:

$A$  (mq) = area della sezione trasversale dell'alveo;

$v_m$  (m/s) = velocità media della corrente.

Assumendo il criterio del moto uniforme, cioè immaginando che la linea piezometrica abbia la stessa inclinazione dell'alveo nella direzione della corrente, criterio valido in corsi d'acqua a debole pendenza, la velocità media della corrente può essere espressa dalla relazione Manning-Strickler:

$$v_m \text{ (m/s)} = K_s \times R_h^{2/3} \times (i/100)^{1/2};$$

dove:

$K_s$  ( $m^{1/3}s^{-1}$ ) = coefficiente di resistenza di Strickler;

$R_h$ (m) = raggio idraulico =  $A$  / Perimetro bagnato;

$i$  (%) = pendenza dell'alveo nel tratto considerato.

Nel caso di una condotta circolare non in pressione la formula si semplifica come segue:

$$v_m \text{ (m/s)} = K_s \times (D/4)^{2/3} \times (i/100)^{1/2};$$

in cui  $D$  è il diametro della condotta.

Utilizzando invece la relazione di Chézy-Tadini, l'espressione della velocità media assume la seguente forma:

$$v_m \text{ (m/s)} = \chi \times (R_h \times i/100)^{1/2};$$

PROGRAM GEO – Piena ver.3

dove il parametro  $\chi$  è fornito dalla relazione:

$$\chi = \frac{100}{1 + \frac{m}{\sqrt{R_h}}}$$

con  $m$  = fattore di scabrezza secondo Kutter.

Valutata la velocità della corrente, noto il valore dell'area della sezione del corso d'acqua, si può calcolare la portata smaltibile, da confrontare con la portata di piena di riferimento.

Per i valori di  $K_s$  (Strickler) e di  $m$ (Kutter) letteratura vengono proposti i valori presentati nella seguente tabella:

Tipo superficie	$m$ (m <sup>1/2</sup> )	$K_s$ (m <sup>1/3</sup> s <sup>-1</sup> )
<b>CANALI APERTI (Rh ≈ 1)</b>		
<i>Rivestiti con:</i>		
conglomerati bituminosi	0,33-0,76	57-75
mattoni	0,39-0,76	57-72
calcestruzzo	0,29-0,76	57-77
pietrame ad opera incerta	1,00-4,00	20-50
pietre	2,33-5,67	15-30
<i>Scavati o dragati:</i>		
in terra diritti ed uniformi	0,67-2,33	30-60
in terra con curve uniformi	1,00-4,00	20-50
in terra senza manutenzione o in roccia	1,00-4,00	20-50
<b>CORSI D'ACQUA MINORI (Rh ≈ 2) (larghezza in piena &lt;30 m)</b>		
con sezioni regolari	1,39-4,89	20-45
con sezioni irregolari	3,62-6,99	15-25
torrenti con pochi massi	2,19-4,89	20-35
torrenti con grossi massi	3,63-6,99	15-25
<b>CORSI D'ACQUA MAGGIORI (Rh ≈ 4) (larghezza in piena ≥ 30 m)</b>		
con sezioni regolari	1,53-3,29	30-45
con sezioni irregolari	3,29-5,94	20-30

**PROGRAM GEO – Piena ver.3**

AREE GOLENALI		
a pascolo	1,50-4,00	20-40
coltivate	1,00-4,00	20-50
con vegetazione spontanea	2,33-4,00	20-30

Il fattore  $K_s$  può anche essere valutato direttamente con la relazione, valida in particolare per torrenti e per il tratti medio - alto di fiumi:

$$K_s \text{ (m}^{1/3}\text{s}^{-1}\text{)} = 26 / d_{90}^{1/6};$$

$d_{90}$  (m) = diametro del passante al 90%.

**Verifiche in condizione di moto permanente**

In questo caso si suppone che la linea piezometrica abbia un'inclinazione differente rispetto a quella dell'alveo. Nel caso di un corso d'acqua a portata costante , cioè senza immissioni o perdite significative nel tratto verificato, il procedimento è quello descritto di seguito.

- 1) Si fissa la portata di piena di riferimento per la quale effettuare la verifica della sezione.
- 2) Si individuano le sezioni di verifica e di controllo, poste ad una distanza l'una dall'altra  $\Delta X$ . La sezione di controllo è quella, per la quale deve essere nota l'altezza idrometrica per la portata di calcolo o in cui si abbia una situazione di altezza critica. Si ha una condizione di altezza idrometrica critica, quando una determinata portata passa con la minima energia rispetto al fondo (situazione che si ha per esempio in corrispondenza di un salto di fondo). In quest'ultimo caso l'altezza idrometrica è ricavabile utilizzando la relazione:

$$\alpha_c \frac{Q^2 b}{gA^3} = 1$$

dove:

### PROGRAM GEO – Piena ver.3

- Q(mc/s) = portata del corso d'acqua;  
b(m) = larghezza dell'alveo;  
g(m/s<sup>2</sup>) = accelerazione di gravità = 9.81;  
A(mq) = area della sezione liquida;  
 $\alpha_c$  = coefficiente di Coriolis.

Il coefficiente di Coriolis deve essere calcolato con la seguente formula:

$$\alpha_c = \frac{A_{tot} \sum_{i=1}^n \frac{C_i^3}{A_i^2}}{C_{tot}}$$

in cui:

- n = numero punti del profilo della sezione – 1  
 $A_i$  = area della sezione liquida compresa fra il punto (i) e il punto (i+1) della sezione;  
 $C_i$  = capacità di portata dell'alveo fra il punto (i) e il punto (i+1) della sezione, data da:  $C_i = K_{si} A_i R_{hi}^{2/3}$ , dove  $K_{si}$  è il coefficiente di scabrezza, sec. Gaukler-Strickler, dell'alveo e  $R_{hi}$  il raggio idraulico nel tratto (i);  
 $A_{tot}$  = area totale della sezione liquida;  
 $C_{tot}$  = capacità di portata totale dell'alveo, dato dalla sommatoria delle capacità di portata dei singoli tratti.

Se la corrente è di tipo rapido (numero di Froude > 1) la sezione di controllo dovrà essere quella di monte. Viceversa, nel caso di corrente lenta, la sezione di controllo dovrà essere scelta a valle.

3) Si calcola la velocità della corrente nella sezione di controllo attraverso la relazione:

$$v_c = \frac{Q}{A_{tot}}$$

**PROGRAM GEO – Piena ver.3**

4) Si stima la quota della linea di energia della sezione di controllo con la formula:

$$E_c = h + z + \alpha \frac{v^2}{2g}$$

dove:

h = altezza idrometrica rispetto al punto più profondo dell'alveo;

z = quota s.l.m. del punto più profondo dell'alveo.

5) Si calcola la pendenza della linea di energia J, sempre nella sezione di controllo attraverso il rapporto:

$$J_c = \frac{Q^2}{C_{tot}^2}$$

6) Si ipotizza un primo valore a tentativo di altezza idrometrica per la sezione di verifica ( $h_v$ ); in genere si utilizza la stessa altezza inserita o calcolata per la sezione di controllo.

7) Si calcola il coefficiente di Coriolis della sezione di verifica, utilizzando la stessa procedura vista per la sezione di controllo.

8) Si stima la pendenza della linea di energia della sezione di verifica con la formula:

$$J_v = \frac{Q^2}{C_{tot}^2}$$

in cui, ovviamente  $C_{tot}$  è riferito alla sezione di verifica.

9) Si calcola la quota della linea di energia della sezione di verifica con la formula:

$$E_v = E_c + \frac{1}{2}(J_v + J_c)\Delta x$$

10) Si valuta la quota della linea di energia per il valore fissato di  $h_v$  con la formula:

**PROGRAM GEO – Piena ver.3**

$$E'_v = h_v + z_v + \frac{Q^2}{2gA_v^2}$$

dove:

$z_v$  = quota s.l.m. del punto più profondo dell'alveo della sezione di verifica;

$A_v$  = area della sezione bagnata nella sezione di verifica corrispondente all'altezza idrometrica  $h_v$ .

11) Si esegue la differenza fra  $E'_v$  e  $E_v$ . Se questa è inferiore a qualche millimetro si considera la verifica terminata e  $h_v$  è l'altezza idrometrica cercata. Se questa invece è superiore a qualche millimetro, si calcola una correzione  $\Delta y$  da applicare alla  $h_v$ . La correzione  $\Delta y$  è fornita dalla:

$$\Delta y = \frac{E'_v - \left[ E_c + \frac{1}{2}(J_c + J_v)\Delta x + k \left| \alpha_v \frac{v_v^2}{2g} - \alpha_c \frac{v_c^2}{2g} \right| \right]}{1 - \alpha_v \frac{Q^2 b_v}{g A_v^3} \pm k \alpha_v \frac{Q^2 b_v}{g A_v^3}}$$

in cui:

$k$  = coefficiente che misura la perdita di energia per espansione o contrazione della corrente (per es. per restringimento o allargamento della sezione) e varia da 0.1 a 0.3 per le correnti in contrazione e da 0.3 a 0.5 per le correnti in espansione; ai valori più elevati corrispondono le variazioni più brusche;

$b_v$  = larghezza della sezione di verifica.

12) Si ottiene un nuovo valore corretto di altezza idrometrica sommando  $h_v$  e  $\Delta y$  e si ripete la sequenza di calcolo dal punto 7.

**Attenzione:** le coordinate dei due profili d'alveo (controllo e verifica) vanno inserite rispetto ad un comune piano di riferimento (per esempio il livello del mare).

**PROGRAM GEO – Piena ver.3**