

## Modelli afflussi-deflussi per la valutazione delle portate di piena



Prof. Ing. A. Cancelliere

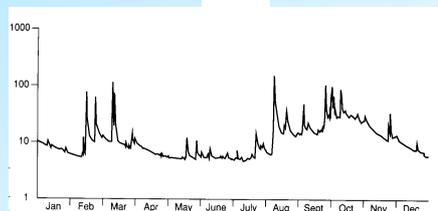
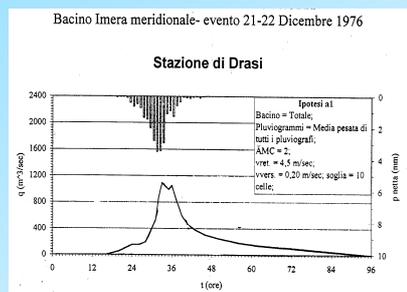


Dipartimento di Ingegneria Civile e Ambientale

Università di Catania

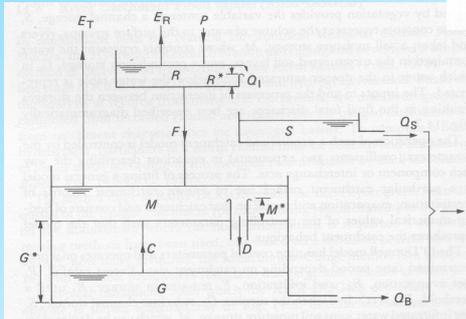
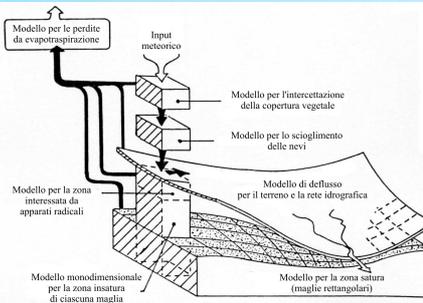
## Modelli afflussi-deflussi

- Modelli che consentono di determinare la risposta idrologica di un bacino (deflussi superficiali e/o sotterranei) in corrispondenza a input di pioggia predefiniti, attraverso la simulazione dei processi che intervengono nella trasformazione tra gli afflussi e i deflussi
- In generale possono essere distinti in funzione della scala temporale dei fenomeni in:
  - Modelli di evento
  - Modelli completi



## Modelli afflussi deflussi

- Inoltre possiamo distinguere:
  - Modelli fisicamente basati
  - Modelli concettuali
  - Modelli empirici

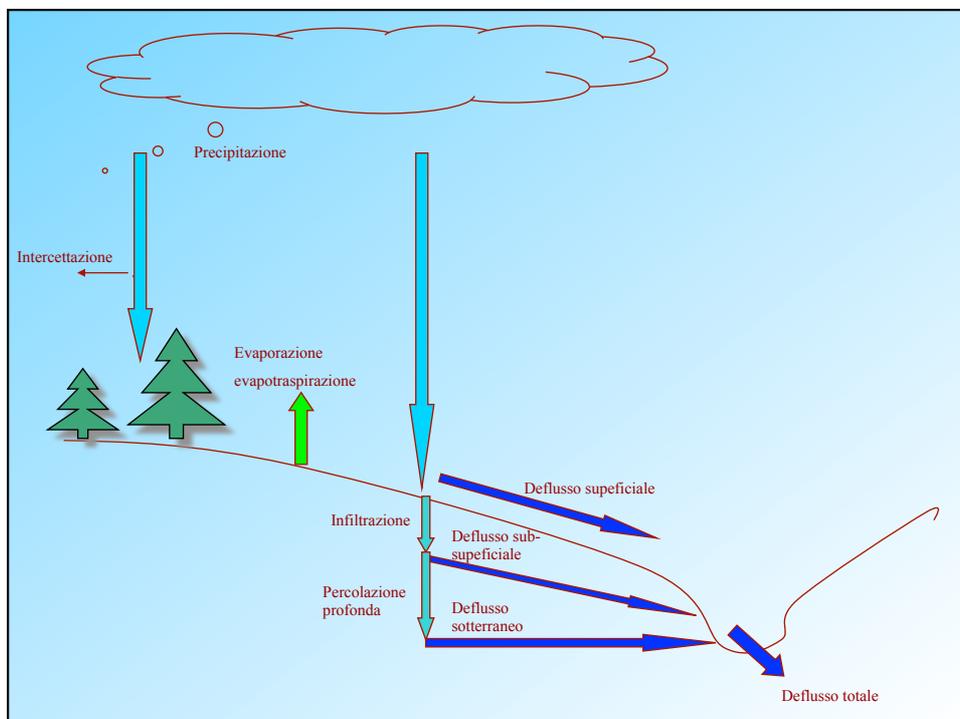


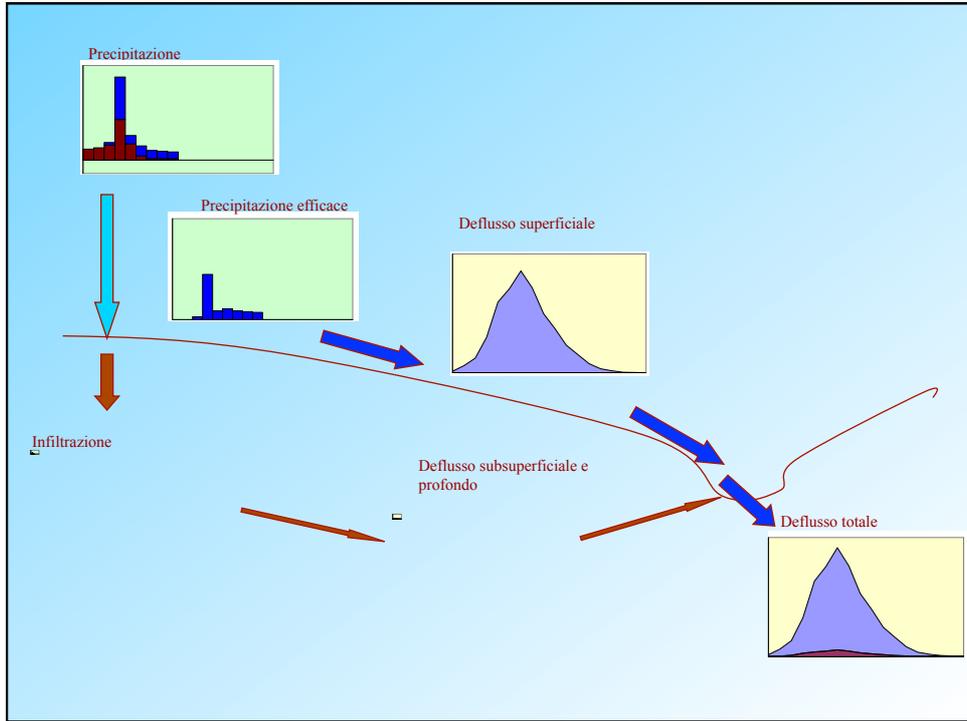
## Necessità dei modelli afflussi-deflussi

- Nella pratica, spesso risulta necessario determinare le portate di piena in una sezione di un corso d'acqua per problemi di:
  - Progetto: portate di fissato tempo di ritorno
  - Verifica: portate che si sono verificate a seguito di un evento pluviometrico
- La disponibilità di informazioni idrologiche relative ai deflussi superficiali è limitata 
- Anche qualora si disponga di sufficienti informazioni idrometrografiche per effettuare una analisi diretta di tipo probabilistico, può essere necessario valutare la risposta idrologica del bacino a seguito di modifiche del territorio (ad es. urbanizzazione), della rete idrografica, del clima
- Da un punto di vista teorico, i modelli afflussi-deflussi costituiscono uno strumento indispensabile per meglio comprendere i meccanismi di formazione dei deflussi di piena

### Utilizzo dei modelli afflussi-deflussi nello studio delle piene

- Stima indiretta di piene di progetto a partire da eventi pluviometrici per:
  - Dimensionamento di manufatti idraulici
  - Valutazione delle aree inondabili
- Ricostruzione di eventi storici
  - Stima del tempo di ritorno
  - Verifica di manufatti idraulici
- Simulazione delle conseguenze di modifiche idrologiche/ idrauliche nel bacino
  - uso del suolo
  - rete idrografica
  - cambiamenti climatici (?)
- Previsione (forecast) in tempo reale delle piene, sulla base di precipitazioni osservate e/o previste





Trasformazione della pioggia totale in pioggia efficace

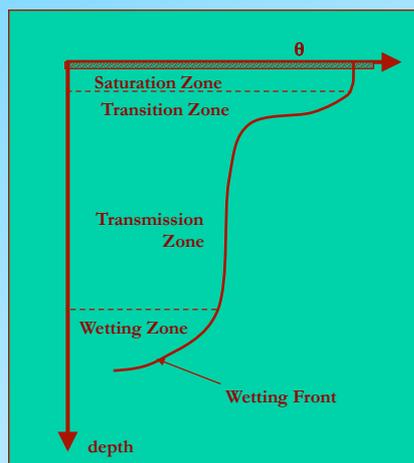
## Stima dell'infiltrazione

- L'infiltrazione avviene a causa della natura porosa dei suoli
- Il processo è governato dalle leggi che regolano il moto dei fluidi nei mezzi non saturi:
  - Forze non gravitazionali (capillari) hanno il sopravvento
  - Tali forze dipendono dalla struttura dei suoli e dal loro contenuto idrico
  - Ulteriori complicazioni derivano dalla natura bifase (liquido/vapore) del fluido
- Generalmente si considera soltanto il movimento verticale dell'acqua, governato dall'equazione differenziale:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} + K_z(\theta) \right]$$

- Dove:
  - Z profondità
  - $\theta$  contenuto idrico del suolo
  - $D(\theta)$  diffusività
  - $K_z(\theta)$  conduttività idraulica

Soluzione complessa  
all'infuori di semplici casi!



## Richard's Equation

- **Recall**
  - Darcy's Law  $q_z = -K \frac{\partial h}{\partial z}$
  - Total head  $h = \Psi + z$
- **So Darcy becomes**  $q_z = -K \frac{\partial(\Psi + z)}{\partial z} = -K \frac{\partial \Psi}{\partial z} - K$ 
  - $D = K \frac{\partial \Psi}{\partial \theta}$
  - Soil water diffusivity
  - $= -\left( K \frac{\partial \Psi}{\partial \theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} + K \right)$
  - $= -\left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} + K \right)$
- **Continuity becomes**  $\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} + K \right)$

## Equazione di Philips

- **Equazione di Richard**  $\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D \frac{\partial \theta}{\partial z} + K \right)$ 
    - Assumiamo che K e D sono funzioni solo di  $\theta$ , e non di z
  - **S – Sorptivity**
    - Parametro da determinare sperimentalmente
- $$F(t) = St^{1/2} + Kt$$
- $$f(t) = \frac{1}{2} St^{-1/2} + K$$

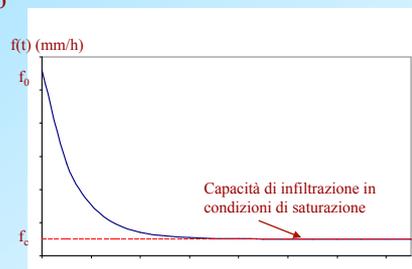
## Equazione di Horton

- Ipotizza che la capacità di infiltrazione di un terreno in condizioni di illimitata disponibilità di acqua nella superficie (saturazione) decresca esponenzialmente con il tempo:

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c) e^{-kt}$$

Dove:

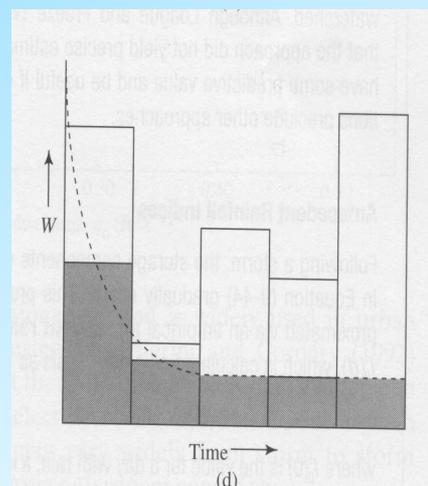
- $f_c$  = capacità di infiltrazione di terreno saturo
- $f_0$  = capacità di infiltrazione iniziale
- $k$  = parametro



## Equazione di Horton

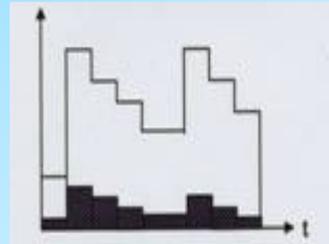
- I valori di  $f_c$ ,  $f_0$  e  $k$  sono tabellati in funzione delle caratteristiche del terreno
- Ad es:

	$f_c$ (mm/h)
Argilla, limo argilloso	0 ÷ 1.3
Sabbia argillosa	1.3 ÷ 3.8
Limo	3.8 ÷ 7.6
Sabbia, sabbia limosa	7.6 ÷ 11.4

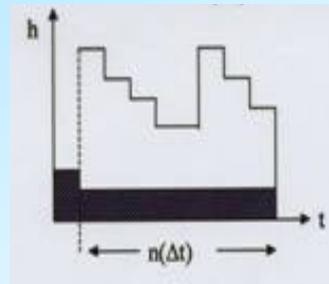


## Metodi empirici

- Coefficiente di deflusso C: rapporto tra la pioggia efficace e quella totale



- Perdita iniziale e costante



## Coefficienti di deflusso secondo Frevert

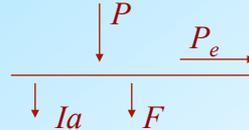
Caratteristiche del bacino			Coefficiente di deflusso C		
Manto vegetale	Morfologia del suolo	Pendenza dell'asta principale della rete idrografica [%]	Terreno con sabbia grossa	Terreno con argilla e limo	Terreno con argilla compatta
<i>Bosco</i>	pianeggiante	0÷5	0.10	0.30	0.40
	ondulato	5÷10	0.25	0.35	0.50
	montuoso	10÷30	0.30	0.50	0.60
<i>Pascolo</i>	pianeggiante	0÷5	0.10	0.30	0.40
	ondulato	5÷10	0.16	0.36	0.55
	montuoso	10÷30	0.22	0.42	0.60
<i>Coltivato</i>	pianeggiante	0÷5	0.30	0.50	0.60
	ondulato	5÷10	0.40	0.60	0.70
	montuoso	10÷30	0.52	0.72	0.82

## Metodo del Curve Number (CN) -Soil Conservation Service (SCS)

- Ipotesi: il volume specifico di deflusso superficiale (pioggia efficace  $P_e$ ) è proporzionale all'altezza di pioggia totale  $P$  depurata dall'assorbimento iniziale  $I_a$  nel rapporto tra volume specifico infiltrato  $F$  e volume specifico di saturazione del terreno  $S$

$$\frac{P_e}{P - I_a} = \frac{F}{S}$$

Finchè  $P < I_a \rightarrow P_e = 0$



poiché  $F = P - I_a - P_e$

$$\frac{P_e}{P - I_a} = \frac{P - I_a - P_e}{S}$$

Dopo semplici passaggi:

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S}$$

## Metodo SCS-CN

Generalmente si assume una perdita iniziale  $I_a = 0.2S$ ;

$$P_e = \frac{(P - 0.2S)^2}{P + 0.8S}$$

Il termine  $S$  viene parametrizzato in funzione della natura del terreno e dell'uso del suolo, attraverso il parametro CN (Curve Number)

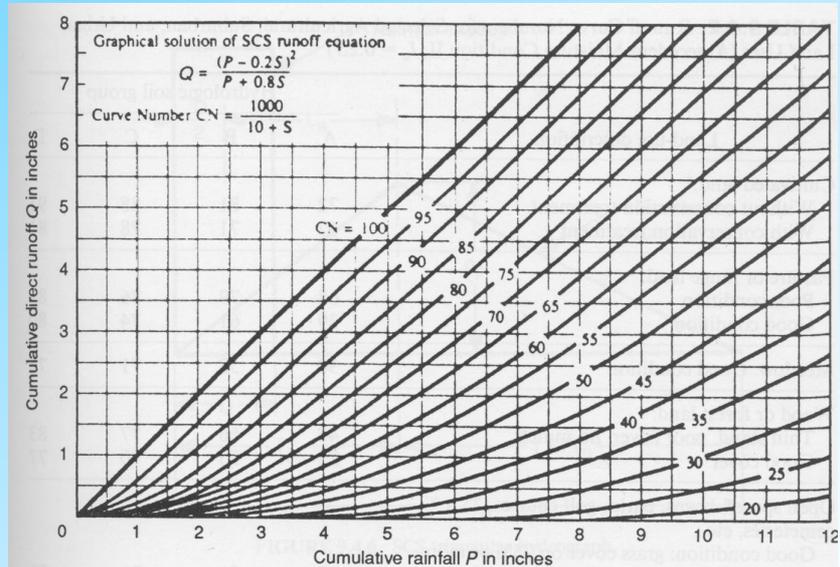
$$S = S_0 \left( \frac{100}{CN} - 1 \right)$$

$$0 < CN < 100$$

$$S_0 = 254 \text{ mm} - 10 \text{ inches}$$

CN maggiori -> ridotta capacità di infiltrazione

## Metodo SCS-CN



## Metodo SCS-CN

CN= attitudine a produrre deflusso superficiale da valutare

a) sulla base delle caratteristiche geo-pedologiche  
Gruppi di suolo

A – bassa capacità di deflusso (sabbia e ghiaia)  
infiltrazione > 0.76 cm/h

B – moderata infiltrabilità 0.38 < Inf. < 0.76 cm/h

C – bassa infiltrabilità 0.13 < Inf < 0.38 cm/h

D – capacità elevata deflusso (argilla) 0 < Inf. < 0.13  
cm/h

b) Sulla base della destinazione colturale e del tipo di sistemazione

Il CN va corretto sulla base della pioggia nei 5 gg. precedenti e del periodo vegetativo

Valori del parametro CN (adimensionale) Classe AMC II	Tipo idrologico Suolo			
	A	B	C	D
↓ Tipologia di Uso del Territorio				
Coltivazioni, in presenza di pratiche di conservazione del suolo	62	71	78	81
Coltivazioni, in assenza di pratiche di conservazione del suolo	72	81	88	91
Terreno da pascolo: cattive condizioni	68	79	86	89
Terreno da pascolo: buone condizioni	39	61	74	80
Boschi, in presenza di copertura rada e senza sottobosco	45	66	77	83
Boschi e foreste, in presenza di copertura fitta e con sottobosco	25	55	70	77
Spazi aperti con manto erboso superiore al 75% dell'area	39	61	74	80
Spazi aperti con manto erboso compreso tra il 50 ed il 75% dell'area	49	69	79	84
Spazi aperti con manto erboso inferiore al 50% dell'area	68	79	86	89
Zone industriali (area impermeabile 72%)	81	88	91	93
Zone commerciali e industriali (area imperm. 85%)	89	92	94	95
Zone residenziali, lotti fino a 500 m <sup>2</sup> (area imperm. 65%)	77	85	90	92
Zone residenziali, lotti di 500+1000 m <sup>2</sup> (area imperm. 38%)	61	75	83	87
Zone residenziali, lotti di 1000+1500 m <sup>2</sup> (area imperm. 30%)	57	72	81	86
Zone residenziali, lotti di 1500+2000 m <sup>2</sup> (area imperm. 25%)	54	70	80	85
Zone residenziali, lotti di 2000+5000 m <sup>2</sup> (area imperm. 20%)	51	68	79	84
Zone residenziali, lotti di 5000+10000 m <sup>2</sup> (area imperm. 12%)	46	65	77	82
Parcheggi, tetti, autostrade, ....	98	98	98	98
Strade pavimentate o asfaltate, dotate di drenaggio	98	98	98	98
Strade con letto in ghiaia	76	85	89	91
Strade battute in terra	72	82	87	89

### Altezze di pioggia nei 5 gg precedenti

Classe AMC	Stagione di riposo	Stagione di crescita
I	< 12.7 mm	<35.5 mm
II	12.7-28.0 mm	35.5-53.3 mm
III	>28.0 mm	>53.3 mm

$$CN(I) = \frac{CN(II)}{2.3 - 0.013CN(II)}$$

$$CN(III) = \frac{CN(II)}{0.43 + 0.0057CN(II)}$$

### Trasformazione della pioggia efficace in deflusso superficiale

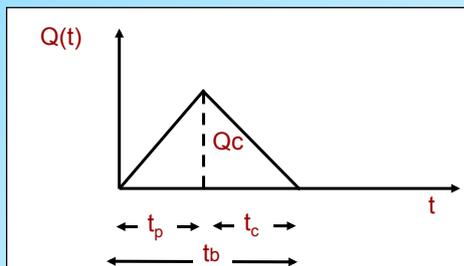
## Relazioni afflussi-deflussi: formule cinematiche

Consentono di valutare la portata di piena al colmo sulla base del tempo di corrivazione considerando per ogni sezione una durata critica della pioggia posta generalmente uguale al tempo di corrivazione

Tempo di corrivazione = tempo che impiega la particella d'acqua idraulicamente più lontana a raggiungere la sezione di chiusura del bacino.

## Formula di Turazza (1/2)

- Formula di Turazza o metodo razionale
- Ipotesi:
  - Pioggia costante  $h$  uniformemente distribuita sul bacino di durata pari al tempo di corrivazione
  - Pioggia efficace calcolata tramite il coefficiente di deflusso  $C$
  - Idrogramma di forma triangolare



Volume di pioggia efficace =  $C \cdot h \cdot A$

$$\text{Volume di deflusso} = \frac{Q_c \cdot (t_c + t_c)}{2} = Q_c \cdot t_c$$

Eguagliando i due volumi e risolvendo per  $Q_c$ :  $Q_c = \frac{C \cdot h \cdot A}{t_c}$

Esprimendo  $h$  in [mm],  $A$  in [ $\text{km}^2$ ] e  $Q_c$  in [ $\text{m}^3/\text{s}$ ]

$$Q_c = 0,277 \cdot \frac{C \cdot h \cdot A}{t_c}$$

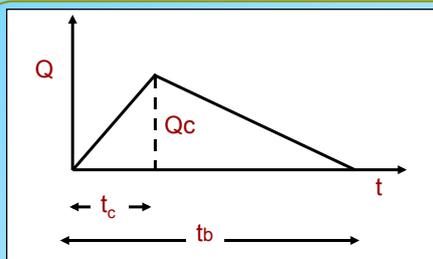
## Formula di Turazza (2/2)

- Semplice utilizzo
- Tiene conto delle caratteristiche del bacino ( $t_c$  e  $c$ )
- Consente una valutazione probabilistica attraverso l'uso della pioggia  $h(tc, Tr)$  che può ricavarsi dalla curva di probabilità pluviometrica.

### Limiti

- $t_c$  invariante del bacino
- è trascurata la capacità di invaso
- probabilità della piena = probabilità della pioggia (non si tiene conto della variabilità delle altre grandezze in gioco, ad es. il coefficiente di deflusso)

## Formula di Giandotti



$\lambda$  rappresenta il rapporto tra la portata al colmo  $Q_c$  e la portata media  $Q_m$

Se l'idrogramma è triangolare  $\Rightarrow \lambda=2$

$$Q_c = \lambda \frac{Vol. piena}{k t_c} = \lambda Q_m = \lambda \frac{c h A}{k t_c}$$

$$Q_c = \frac{\lambda c h A 10^{-3} \cdot 10^6}{k t_c \cdot 3600}$$

$$0.277 \lambda c \frac{h A}{k t_c} \quad [m^3 / s]$$

A (km <sup>2</sup> )	$\lambda$	k	c
$\leq 300$	10	4.0	0.50
301÷500	8	4.0	0.50
501÷1.000	8	4.5	0.40
1.001÷8.000	6	5.0	0.30
8.001÷20.000	6	5.5	0.25
20.001÷70.000	6	6.0	0.20

## Valutazione del tempo di corrivazione

### Bacini di medie dimensioni

#### Formula di Giandotti

$$t_c = \frac{4\sqrt{A} + 1.5L}{0.8\sqrt{\bar{H} - H_0}} \text{ con } A \text{ (km}^2\text{); } L \text{ (km); } \bar{H} \text{ e } H_0 \text{ (m s.m.m.)}$$

### Piccoli bacini

$$\text{Kirpich } t_c = 0.066L^{0.77} / i^{0.385} \quad L(\text{km})$$

$$\text{Pezzoli } t_c = 0.055 \frac{L}{\sqrt{i}} \quad L(\text{km})$$

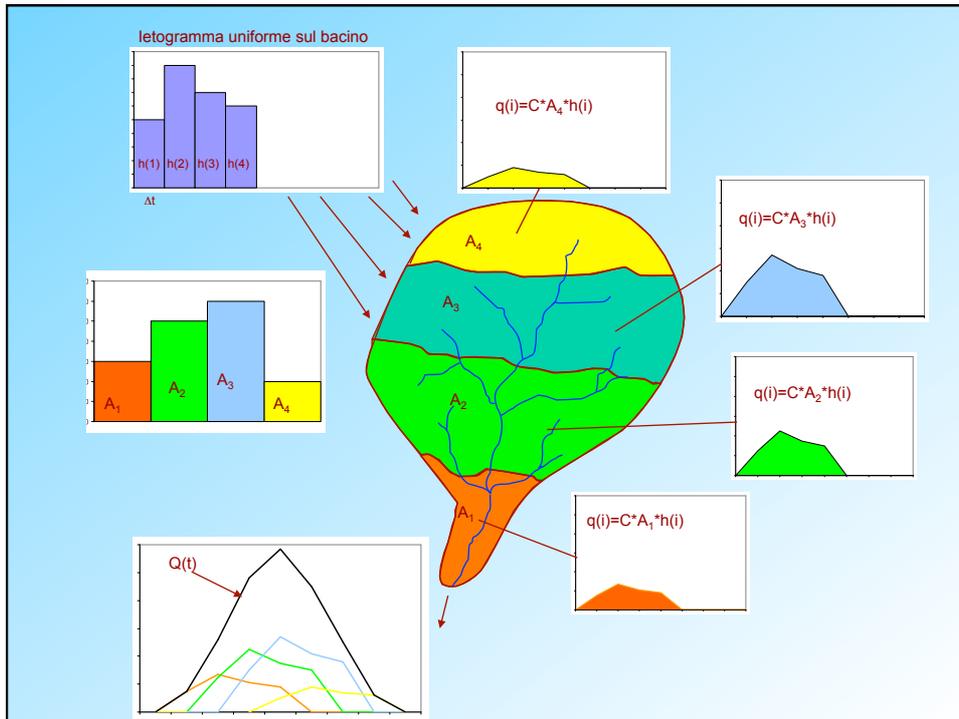
$$\text{velocità fittizia } t_c = \frac{L}{v_f}$$

$$t_c = \frac{L_v}{v_{fv}} + \sum \frac{L_{ai}}{v_{fai}}$$

$v_{fv}$  = funzione della pendenza versante  
 $v_{fai}$  = funzione della pendenza dell'asta fluviale  
 $L_v$  = lunghezza versante  
 $L_{ai}$  = lunghezza asta i esima

## Metodo della corrivazione

- Ipotesi di base:
  - il tempo impiegato dalla precipitazione efficace per raggiungere la sezione di chiusura a partire da un generico punto del bacino è invariante e dipende soltanto dalla posizione del punto di origine.
- Si assume che si possa suddividere il bacino in un numero di fasce, dette isocorrive, delimitate da linee che uniscono i punti di uguale tempo di corrivazione rispetto alla sezione di chiusura.
- Sotto l'ipotesi di linearità e stazionarietà, è quindi possibile considerare la portata nella sezione di chiusura in un generico istante come somma dei contributi delle diverse fasce isocorrive, opportunamente traslati nel tempo per tenere conto del tempo di corrivazione di ciascuna fascia.
- Dal punto di vista operativo si procede nel modo seguente:
  - Si fissano  $m$  fasce isocorrive nel sottobacino di area  $A_i$ ,  $i=1,2,\dots,m$ , con ;
  - indicati con  $h_k$ ,  $k=1,2,\dots,m$  le  $m$  altezze di precipitazione dello ietogramma efficace negli intervalli  $k$  di durata  $\Delta t$ , si determina l'idrogramma superficiale di ogni fascia isocorrive  $i$  come il prodotto tra lo ietogramma efficace e l'area della fascia:
 
$$q_i(k \Delta t) = A_i h_k / \Delta t$$
 dove  $q_i(k \Delta t)$  rappresenta la portata media prodotta dalla  $i$ -esima fascia durante l'intervallo compreso tra il tempo  $(k-1)\Delta t$  e  $k \Delta t$ ;
  - l'idrogramma complessivo del sottobacino si ottiene sommando i contributi delle diverse fasce isocorrive, opportunamente traslati nel tempo di una quantità pari al tempo di corrivazione di ciascuna fascia:
 
$$Q(k \Delta t) = \sum_{i=1}^m \frac{A_i h_{k-i+1}}{\Delta t} \quad k=1,2,\dots \text{ con } hk-i+1=0 \text{ se } k-i+1 \leq 0 \text{ oppure } k-i+1 > m.$$
  - Tradizionalmente, seguendo l'ipotesi di Viparelli, si assume che le linee isocorrive coincidano con le linee isopse, cioè le linee di eguale quota

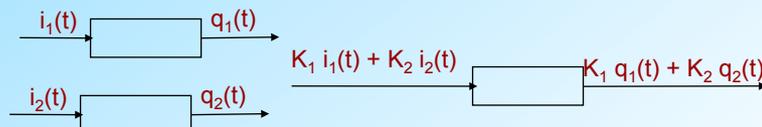


## Modelli di piena stazionari e lineari

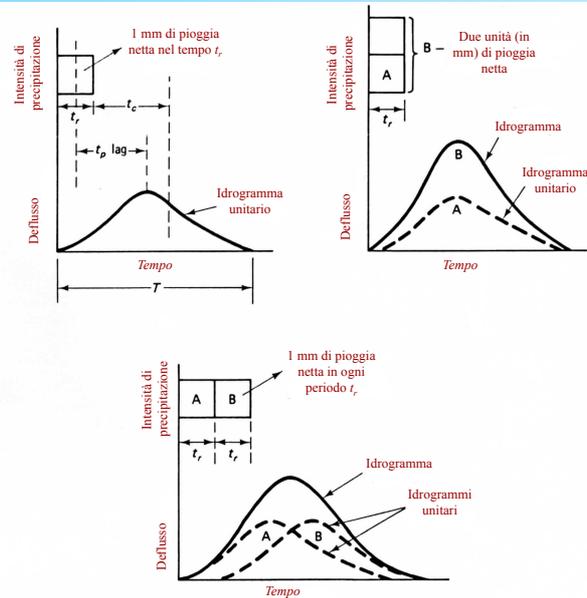
Sistema stazionario = quando 2 ingressi uguali sfasati di un intervallo temporale  $\tau$  producono uscite uguali sfasate di  $\tau$



Sistema lineare = quando ad un ingresso combinazione lineare di 2 ingressi, corrisponde in uscita una combinazione lineare delle uscite relative ai 2 ingressi (sovrapposizione degli effetti)



## Idrogramma unitario



## Idrogramma istantaneo unitario (IUH)

Per un sistema stazionario lineare la relazione ingresso-uscita si può scrivere come un'equazione differenziale lineare a coefficienti costanti

$$a_0 \frac{d^n q}{dt^n} + a_1 \frac{d^{n-1} q}{dt^{n-1}} + \dots + a_{n-1} \frac{dq}{dt} + a_n q = i(t)$$

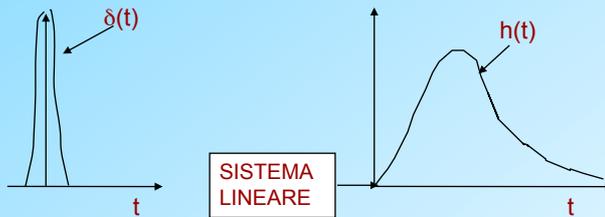
Con  $a_0 \neq 0$  e condizioni iniziali  $t=0$ ;  $\frac{d^n q}{dt^n} = \frac{d^{n-1} q}{dt^{n-1}} = q(0) = 0$

Tale equazione ha come integrale generale  $q(t) = \int_0^t i(\tau) h(t - \tau) d\tau$

$q(t)$  = integrale di convoluzione  
 $h(t)$  = risposta ad un impulso unitario

## Idrogramma istantaneo unitario (IUH)

$h(t)$  è la risposta ad un impulso unitario, cioè ad un'onda rettangolare di base  $\Delta t$  e area  $A \cdot \Delta t = 1$  per  $A \rightarrow \infty$   $\Delta t \rightarrow 0$  [funzione di Dirac].

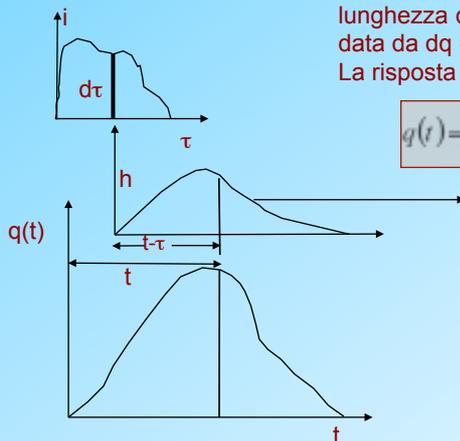


## Idrogramma istantaneo unitario (IUH)

Per una immissione  $i(t)$  divisa in elementi di lunghezza  $d\tau$  la risposta all'impulso infinitesimo è data da  $dq = i(\tau) h(t-\tau)d\tau$ .

La risposta complessiva ponendo  $t-\tau = v$  si scrive

$$q(t) = \int_0^t i(\tau) \cdot h(t-\tau) d\tau = \int_0^t i(t-v) \cdot h(v) dv$$



con  $h(t)=0$  per  $t \geq t_b$

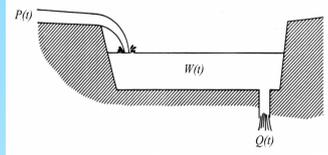
$$\int_0^{\infty} h(t) dt = 1$$

L'integrale può essere sostituito con la  $\Sigma$

$$q(k) = \sum_{j=0}^k i(j) H(k-j+1) \quad \text{con} \quad H(k-j+1) = \int_{(k-1)_t}^{(k-j+1)} h(t) dt$$

## Metodo dell'invaso lineare

Il metodo si basa sull'ipotesi che il bacino si comporti come un serbatoio lineare: portata in uscita  $Q(t)$  è funzione lineare del volume invasato



Equazione di continuità del serbatoio

equazione diff. lineare e coeff. costanti

moltiplicando per  $e^{t/k}$

$$P(t)e^{t/k} = Q(t)e^{t/k} + k \frac{dQ(t)}{dt} \cdot e^{t/k} \text{ che equivale a}$$

$$\text{e integrando} \quad k Q(t)e^{t/k} = \int_0^t P(\tau)e^{t/k} d\tau + c$$

$$Q(t) = \frac{1}{k} w(t)$$

$$P(t) - Q(t) = \frac{dw(t)}{dt}$$

$$P(t) = Q(t) + k \frac{dQ(t)}{dt}$$

$$P(t)e^{t/k} = \frac{d}{dt} (k Q(t)e^{t/k})$$

Condizioni iniziali:

per  $t=0$ ;  $Q(t)=0 \rightarrow c=0$

$$Q(t) = \int_0^t P(\tau) \frac{1}{k} e^{-\frac{(t-\tau)}{k}} d\tau$$

Equivale alla risposta di un sistema lineare con risposta impulsiva (IUH):

$$h(t) = \frac{1}{k} e^{-\frac{t}{k}}$$

Se  $P(t) = \text{cost}$ , l'integrazione porge:

per  $t < t_p$

$$Q(t) = P(t) \left( 1 - e^{-\frac{t}{k}} \right)$$

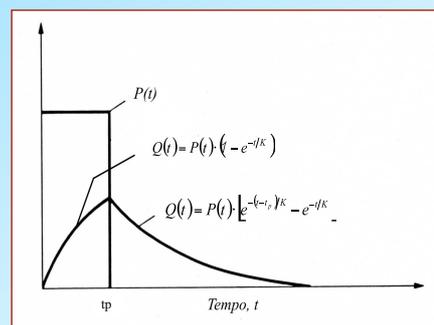
per  $t = t_p$  portata al colmo

$$Q_p = P(t_p) \left( 1 - e^{-\frac{t_p}{k}} \right)$$

per  $t > t_p$  portata al colmo

$$Q(t) = Q_p e^{-\frac{(t-t_p)}{k}}$$

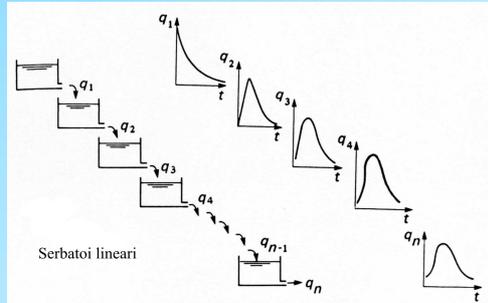
ramo discendente dell'idrogramma



## Modello di Nash

Risposta impulsiva del singolo serbatoio → funzione esponenziale

$$h(t) = \frac{1}{k} e^{-\frac{t}{k}}$$



Risposta impulsiva n serbatoi lineari in serie → convoluzione di n funzioni esponenziali = funzione gamma

IUH:

$$h(t) = \frac{1}{k} \left( \frac{t}{k} \right)^{n-1} \frac{1}{\Gamma(n)} e^{-\frac{t}{k}}$$

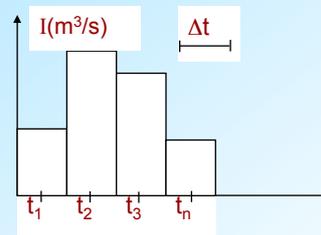
Poiché la funzione gamma esiste anche per  $n > 0$  non intero, si può estendere il modello al caso  $n$  reale, anche se perde di significato fisico.

## STIMA DEI PARAMETRI DEL MODELLO DI NASH

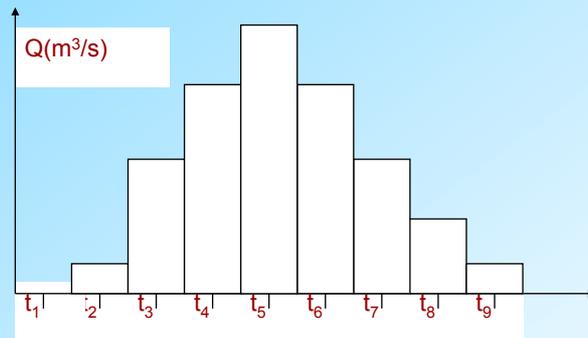
I parametri  $k$  ed  $n$  possono calcolarsi disponendo di uno ietogramma e di un idrogramma. I momenti sullo ietogramma netto:

$$M_{I1} = \frac{\sum_i I_i \cdot \Delta t \cdot t_i}{\sum_i I_i \cdot \Delta t}$$

$$M_{I2} = \frac{\left[ \sum_i (I_i \cdot \Delta t) \cdot t_i^2 \right] + \left[ \sum_i \frac{I_i \cdot \Delta t^3}{12} \right]}{\sum_i I_i \cdot \Delta t}$$



I momenti sull'idrogramma di piena  $M_{Q1}$  e  $M_{Q2}$  con analoghe formule



$$M_{Q1} - M_{I1} = nK$$

$$M_{Q2} - M_{I2} = n(n+1)k^2 + 2nK M_{I1}$$

### G.I.U.H. (modello geomorfologico della risposta impulsiva)

Ipotesi di base: l'IUH in funzione di grandezze geomorfologiche (reticolo idrografico). Applicabile in bacini sprovvisti di misure di piene

Rodriguez-Iturbe, Valdes (1979)

IUH = alla funzione di densità di probabilità del tempo di corrvazione

$$h_B(t) = \frac{dP(T_b \leq t)}{dt} = \sum_{s \in S} f_{T_{r_i}}(t) * \dots * f_{T_{r_\Omega}}(t) P(s)$$

Approssimazione  $f_{T_{rw}}(t) = K_w \exp(K_w t)$

con  $K_w = \frac{V}{L_w}$  cioè  $\frac{1}{K_w} =$  tempo medio di corrvazione per il canale di ordine  $w$

### G.I.U.H. (modello geomorfologico della risposta impulsiva)

A partire dal GIUH, sono stati sviluppate espressioni che consentono di determinare i parametri dell'IUH di Nash in funzione delle caratteristiche geomorfologiche del bacino

$$n = 3.29 \left( \frac{R_b}{R_A} \right)^{0.78} R_L^{0.07}$$

$$k = 0.70 \left( \frac{R_A}{R_b R_L} \right)^{0.78} \frac{L_\Omega}{V}$$

$R_b$  = rapporto di biforcazione

$R_A$  = rapporto delle aree

$R_L$  = rapporto delle lunghezze

$L_\Omega$  = lunghezza dell'asta di ordine massimo

$V$  = velocità media di propagazione dei deflussi nella rete idrografica

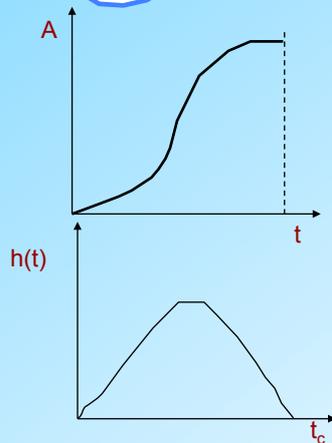
### Interpretazione del metodo della corrivazione in chiave IUH



L'input  $i(t)$  caduto su  $dA$

$$\text{provoca } dq(t) = i(t - \tau) \frac{dA}{A}$$

con  $\tau$  tempo intercorso tra  $dA$  e sezione di chiusura

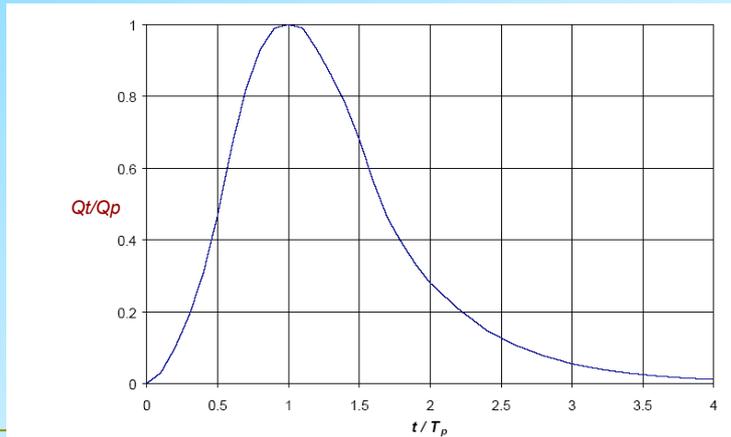


$$q(t) = \int_0^t \int_0^{A(t)} i(t - \tau) \frac{dA}{A} d\tau = \frac{1}{A} \int_0^t i(t - \tau) \frac{dA}{dt} dt$$

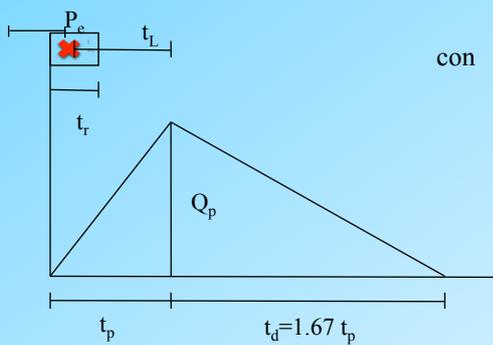
$$h(t) = \frac{1}{A} \frac{dA}{dt}$$

## Idrogramma unitario adimensionale del SCS

E' un idrogramma unitario sintetico, ottenuto da una serie di idrogrammi unitari di numerosi bacini, reso adimensionale in funzione della durata del ramo ascendente dell'idrogramma  $T_p$  e della portata al colmo  $Q_p$



## Determinazione del tempo di picco $t_p$



con  $Q_p = [\text{mc/s*mm}]$   
 $P_e = [\text{mm}]$   
 $A = [\text{km}^2]$   
 $t_p = [\text{ore}]$

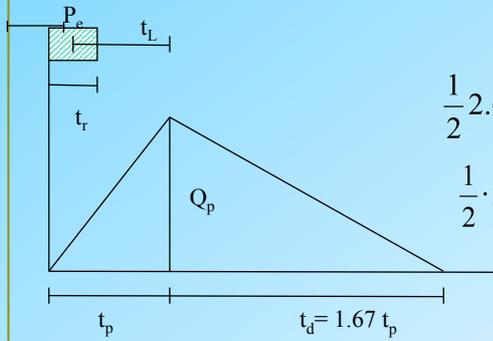
$t_p$  = tempo di picco: durata del ramo ascendente dell'idrogramma

$$t_p = \frac{t_r}{2} + t_L$$

$t_r$  = durata della pioggia efficace  
 $t_L \approx 0.6 t_c$  lag (tempo di ritardo)

### Determinazione di $Q_p$

$Q_p$  = portata al colmo ottenuta da un idrogramma triangolare (con  $t_d = 1.67 t_p$ )



$$\frac{1}{2} \cdot 2.67 \cdot t_p \cdot Q_p = P_e \cdot A$$

$$\frac{1}{2} \cdot 2.67 \cdot t_p \cdot Q_p \cdot 3.6 \cdot 10^3 = P_e \cdot 10^{-3} \cdot A \cdot 10^6$$

$$Q_p = 0.208 \cdot \frac{P_e \cdot A}{t_p}$$

con	$Q_p$	=	[mc/s*mm]
	$P_e$	=	[mm]
	$A$	=	[km <sup>2</sup> ]
	$t_p$	=	[ore]