

# Fondamenti di idrologia

## idrogramma di piena

Giancarlo Dalla Fontana  
Università di Padova

A.A. 2013/2014

---

# Idrogramma

L'idrogramma è la rappresentazione grafica dell'andamento della **portata** nel **tempo**.

La portata si esprime normalmente in  $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$  ovvero un *volume* diviso un *tempo*:

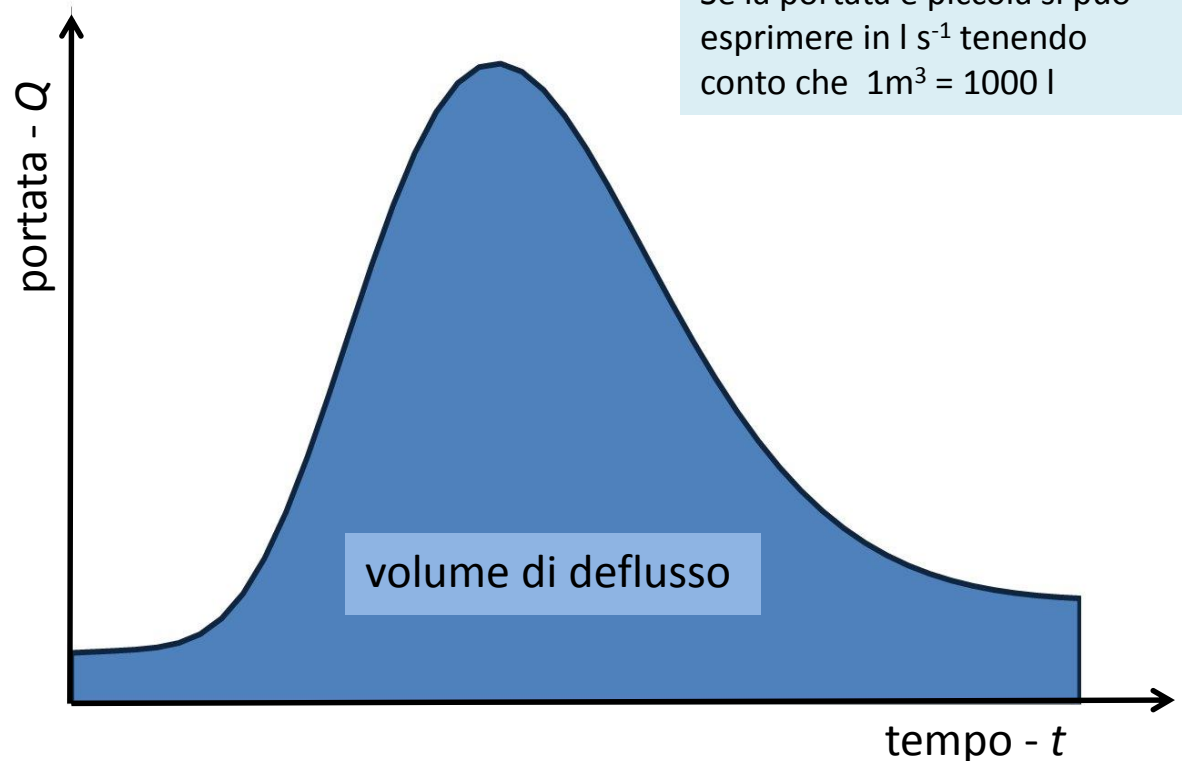
$$Q = \frac{dV}{dt}$$

ne consegue che il volume del deflusso corrisponde all'integrale della portata, ovvero all'area sottesa dalla curva dell'idrogramma:

$$V = \int_0^t Q dt$$

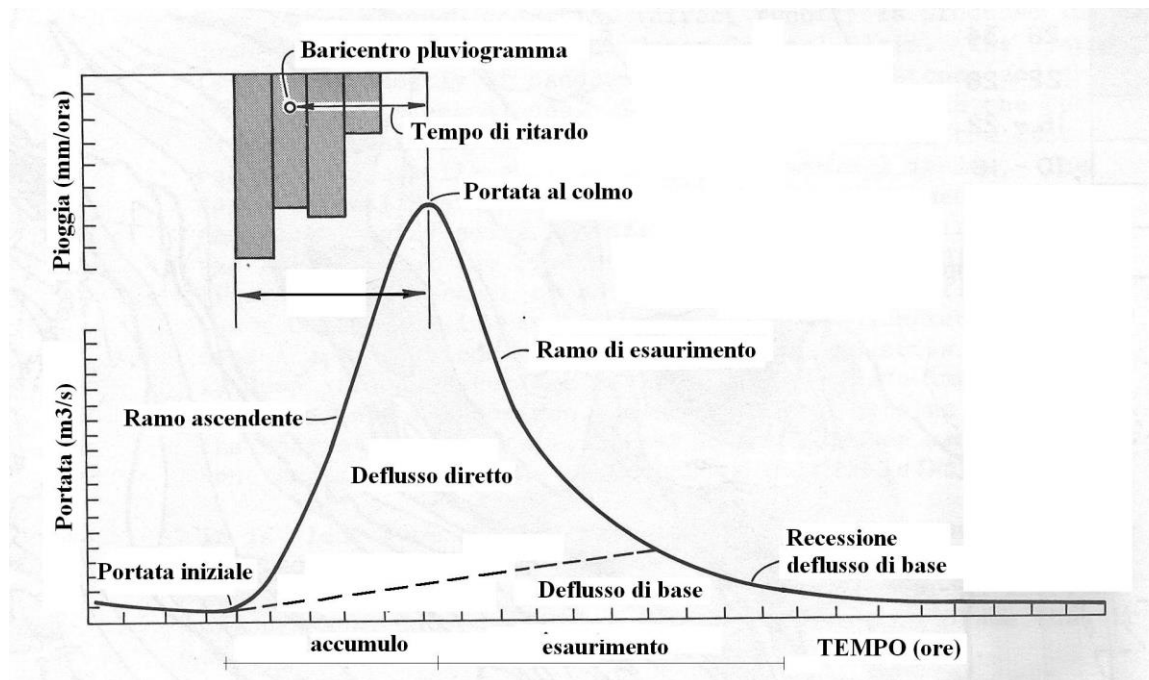
Il volume di deflusso così calcolato risulta in  $\text{m}^3$ , tuttavia normalmente viene espresso in mm dividendolo per la superficie del bacino A:

$$V_{[mm]} = 10^{-3} \frac{V_{[m^3]}}{A_{[km^2]}}$$



# Idrogramma di Piena

La **piena** è un significativo e generalmente rapido aumento della portata di un corso d'acqua, dovuto ad un consistente evento di pioggia o allo scioglimento di un rilevante manto nevoso, seguito da una diminuzione, generalmente più lenta, e dal ritorno alle condizioni originarie.

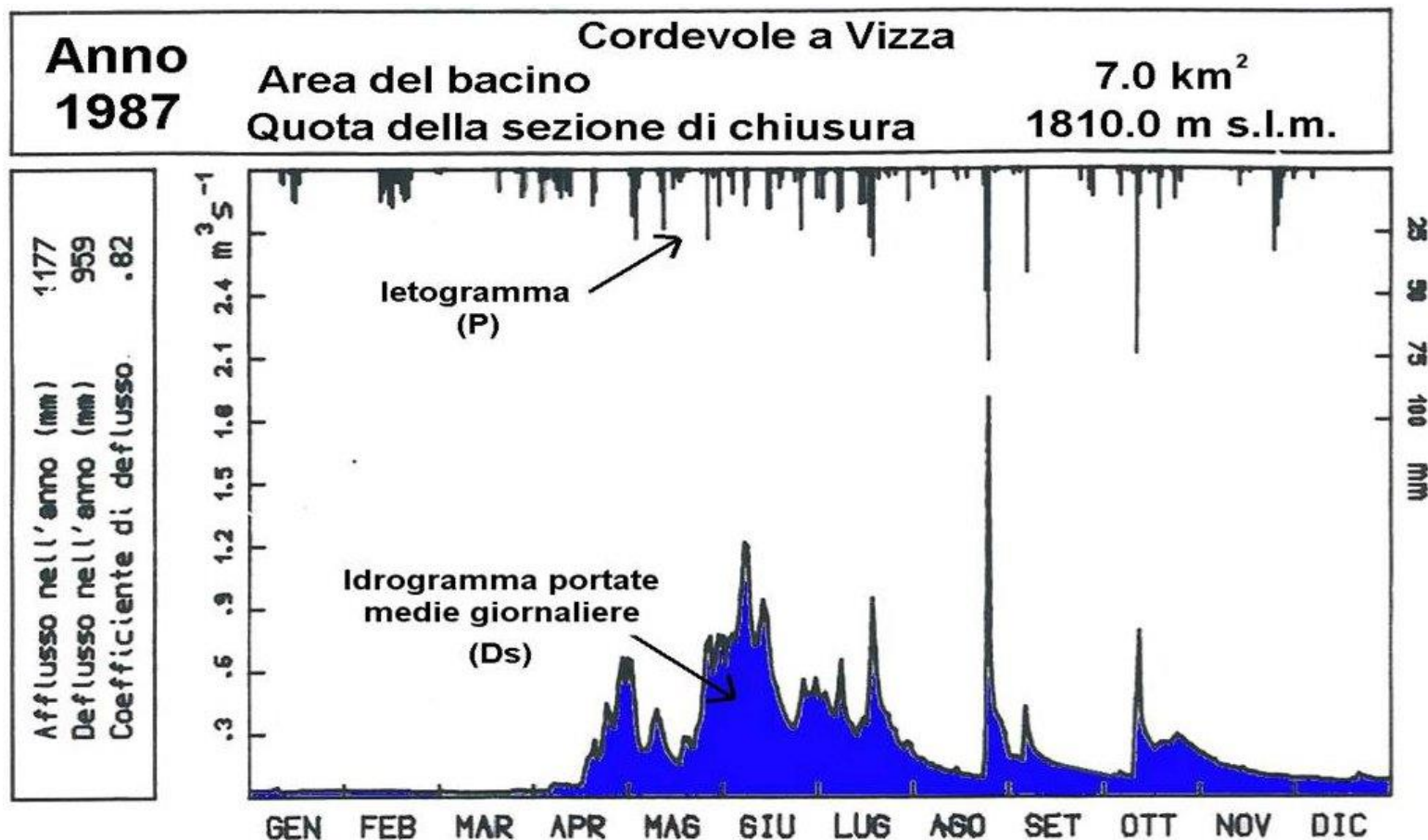


Forma caratteristica dell'idrogramma (corrisponde ad un evento di pioggia costante nel tempo ed uniforme nello spazio):

- **Ramo ascendente** (curva di concentrazione) in cui la portata aumenta sempre più rapidamente;
- **Colmo** quando si raggiunge il massimo dell'idrogramma;
- **Ramo discendente** o di esaurimento (o di recessione) in cui si ha una diminuzione continua, ma progressivamente sempre più lenta della portata.

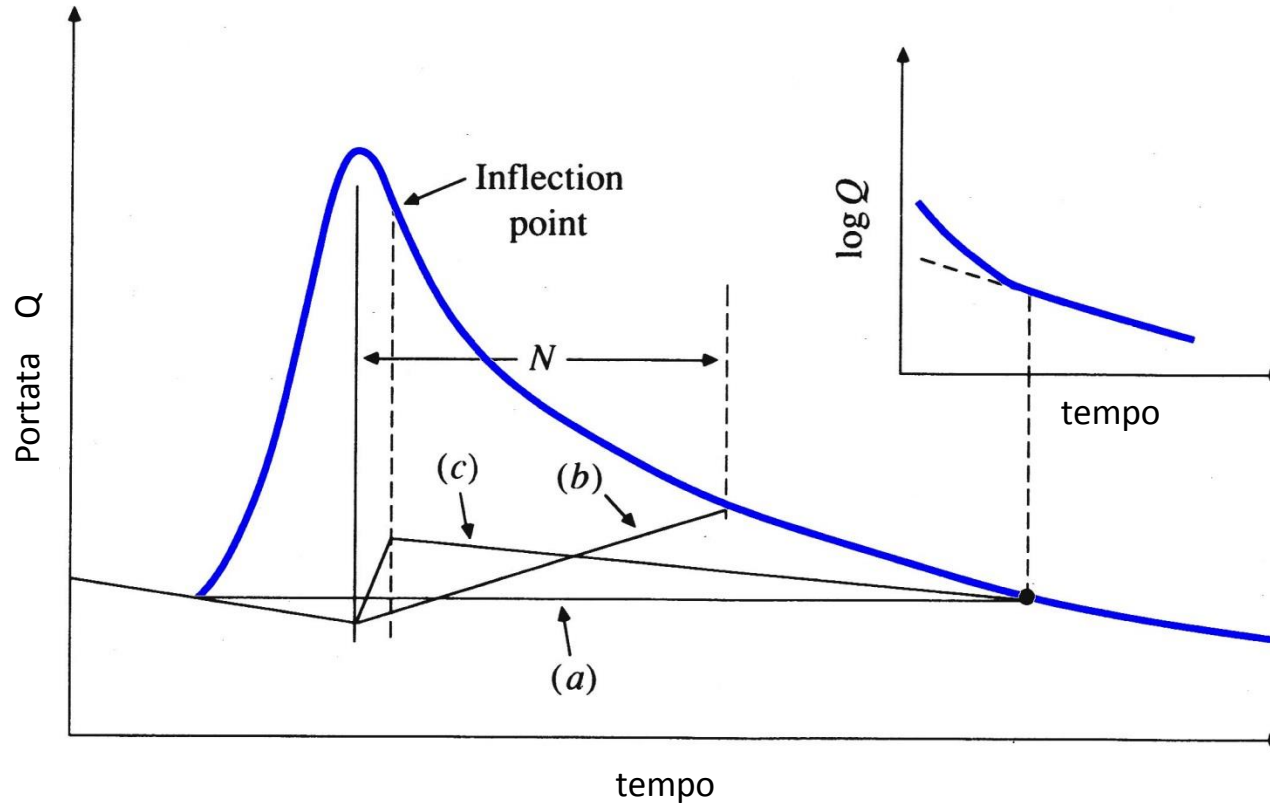
# Idrogramma annuale

Nel corso dell'anno si verificano numerosi eventi di piena di diversa magnitudine. Sono riconoscibili dai picchi dell'idrogramma annuo in cui i dati hanno scansione giornaliera. Per indagare sui singoli eventi di piena è necessario disporre di dati a scansione oraria o, se il bacino è molto piccolo, anche inferiore all'ora.



# Separazione dei deflussi

Nel corso di una piena il contributo del deflusso di base è spesso trascurabile. Tuttavia in alcuni casi è utile separare i (due) diversi tipi di deflusso. Vi sono molti metodi di separazione, tutti a base empirica, che offrono risultati piuttosto simili.



- a) Metodo della linea retta
- b) Metodo della base fissa
- c) Esaurimento e ricarica del deflusso di base

# Portate di piena e trasporto solido

Alle portate di piena sono quasi sempre associate portate solide



Nella foto a fianco il diverso comportamento dei due torrenti per quanto riguarda il trasporto è riconducibile oltre che alla diversa disponibilità di sedimenti erodibili anche ad un diverso meccanismo di risposta idrologica. Più rapido e legato a deflussi superficiali nel caso del Posina (destra orografica) più complesso a causa di meccanismi di alimentazione carsica quello di sinistra (Astico).



# Variazioni nello stato idrometrico di un corso d'acqua



← **PIENA**

**MAGRA**

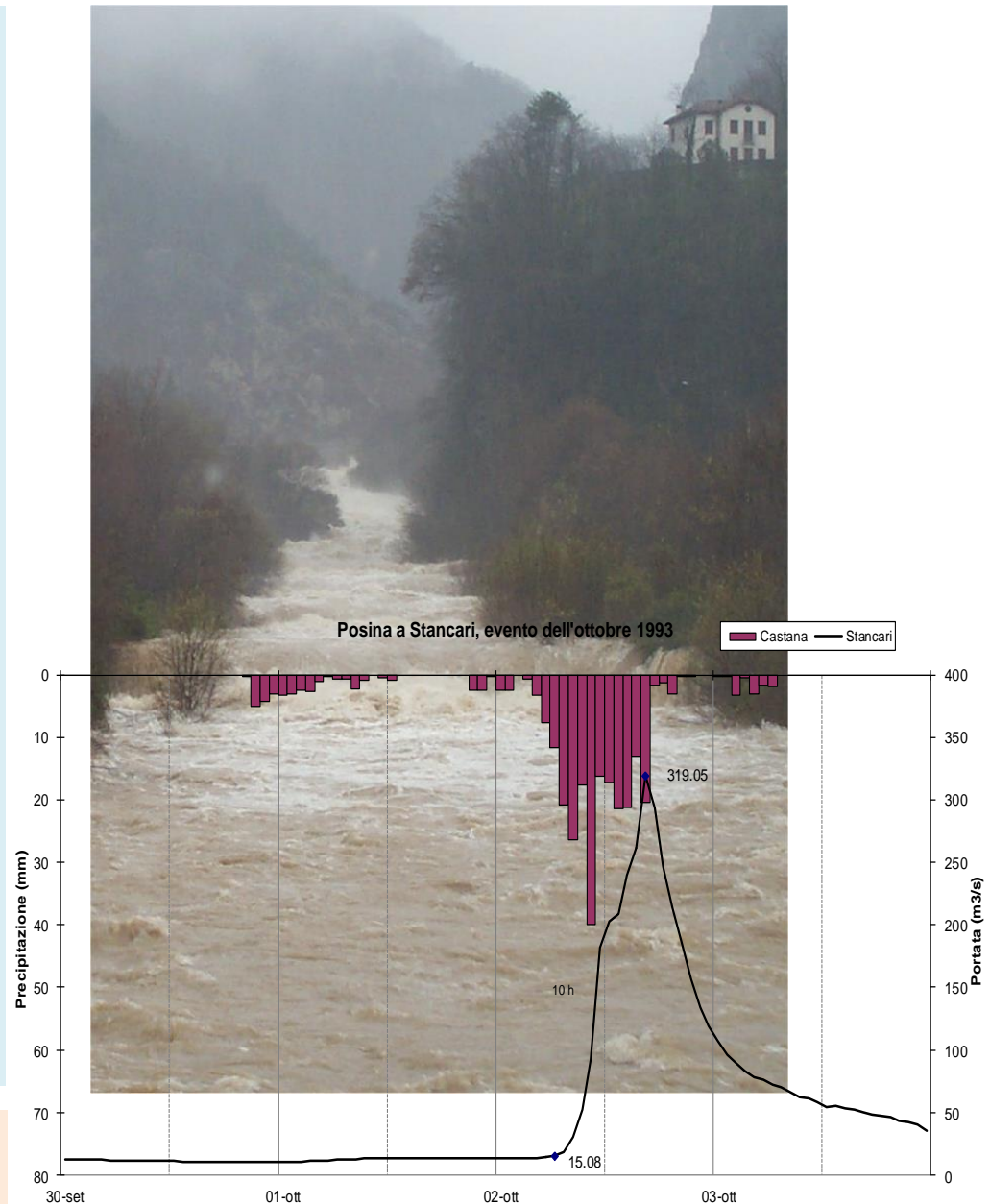


# Modellazione dell'idrogramma di piena

Per il calcolo dell'idrogramma di piena si fa riferimento a modelli matematici che descrivono in modo semplificato il fenomeno focalizzando l'attenzione su due momenti concettuali:

- l'effetto complessivo di scambio a livello del suolo (intercettazione, separazione tra ruscellamento superficiale, deflusso ipodermico e deflusso di base, perdite dovute a percolazione ed evapotraspirazione);
- la propagazione dei deflussi (superficiale, ipodermico e di falda) verso valle.

I modelli più semplici descrivono solo i processi principali





# Le velocità del deflusso

Durante un'intensa precipitazione (che genera una piena) il percorso dell'acqua che giunge al suolo inizia sul versante in forma di deflusso superficiale (o ipodermico) e prosegue nel reticolo idrografico fino alla sezione di chiusura.

In entrambi i casi il moto è governato dalla gravità e dall'attrito:

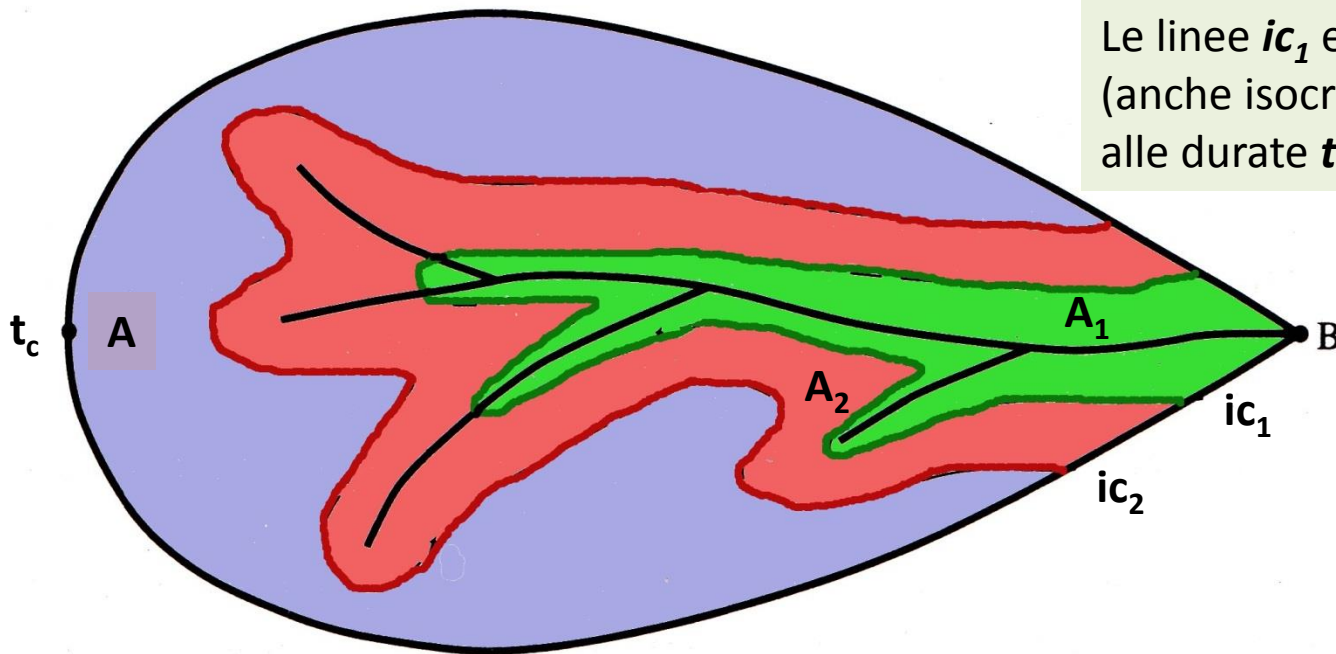
- la gravità è forza agente e opera in funzione del gradiente di potenziale rappresentato dalla pendenza del piano di scorrimento
- l'attrito è forza resistente ed è dovuto alla scabrezza della superficie di scorrimento e alle resistenze interne al fluido (viscosità, turbolenza, ecc.)

Nei due contesti, versante e reticolo, le due componenti hanno relazioni reciproche molto diverse, generando moti con caratteristiche idrauliche parimenti diverse.

In generale le velocità medie sul versante si misurano in  $\text{cm s}^{-1}$  (1 – 10  $\text{cm s}^{-1}$ ) mentre quelle nel reticolo si misurano in  $\text{m s}^{-1}$  (1 – 4  $\text{m s}^{-1}$ ) e risultano superiori di due ordini di grandezza.

# Il tempo di corrivazione

Ipotizzando una precipitazione uniforme, di intensità costante e di durata indefinita il deflusso superficiale, che si manifesta contemporaneamente su tutto il bacino, richiede un certo tempo per giungere alla sezione di chiusura (**B**). Al tempo  $t_1$  solo l'area  $A_1$  contribuisce al deflusso in **B**. Al tempo  $t_2$  l'area contribuyente si estende ad  $A_2$  (che comprende  $A_1$ ). Al tempo  $t_c$  l'intero bacino contribuisce al deflusso in **B**.



Le linee  $ic_1$  e  $ic_2$  sono le **isocorrive** (anche isocrone) corrispondenti alle durate  $t_1$  e  $t_2$

$t_c$ , **tempo di corrivazione**, è il tempo necessario al deflusso prodotto nel punto più lontano per giungere alla sezione di chiusura.

In questa definizione il termine «lontano» va inteso in senso temporale.

# Il tempo di corrivazione

Il percorso avviene lungo il versante ( $L_v$ ) e lungo la rete idrografica ( $L_r$ ), le velocità dell'acqua nei due casi sono molto diverse essendo la velocità del flusso incanalato decisamente superiore a quella del flusso sul versante.

Per la stima delle velocità si può ricorrere ad una applicazione semplificata della formula di Chezy:

## Velocità nella rete idrografica

Ipotizzando un tirante pari a 1 m, un  $k_s$  di Strickler uguale a  $10 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$  e pendenza del collettore  $i_r$  ( $\text{m m}^{-1}$ ) si può scrivere:

$$v_r = 10 i_r^{0.5}$$

es. con  $i_r = 4\% \rightarrow v_r = 2.0 \text{ m s}^{-1}$

## Velocità sul versante

Ipotizzando un tirante pari a 0.02 m, un  $k_s$  di Strickler pari a  $2 \text{ m}^{1/3} \text{ s}^{-1}$  e pendenza del versante  $i_v$  si può scrivere:

$$v_v = 0.15 i_v^{0.5}$$

es. con  $i_v = 4\% \rightarrow v_v = 0.03 \text{ m s}^{-1}$

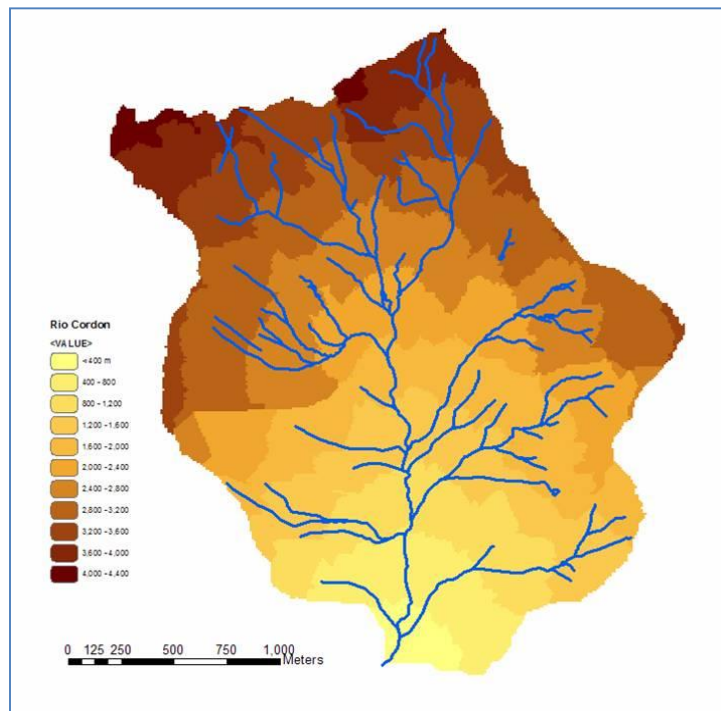
## Tempo di corrivazione

Con  $L_r$  lunghezza percorso reticolo e  $L_v$  lunghezza percorso versante:

$$t_c = \frac{L_r}{v_r} + \frac{L_v}{v_v}$$

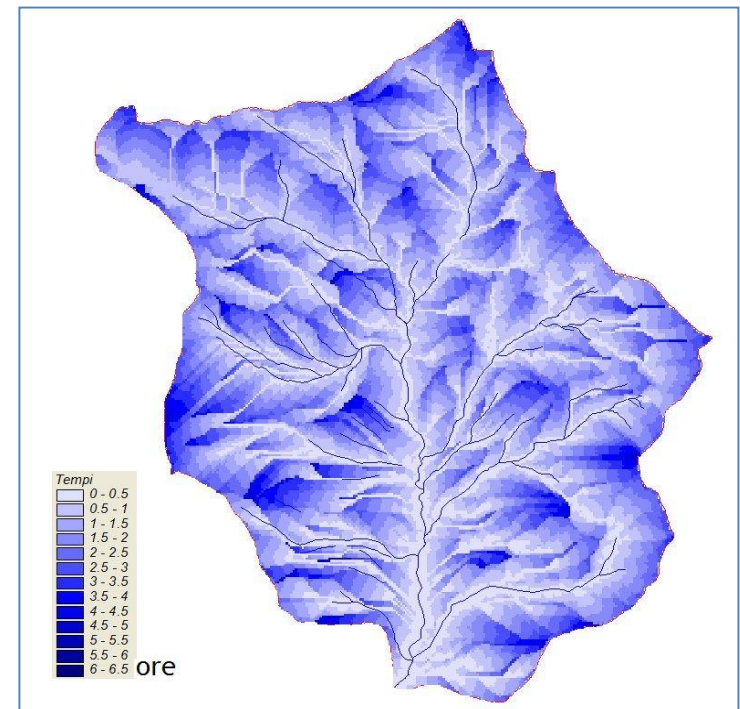
# Tempi di residenza

La portata alla sezione di chiusura del bacino è massima quando sia dato il tempo di propagare il deflusso superficiale prodotto da tutta la superficie del bacino. Nella fase iniziale di un evento di pioggia solo la porzione del bacino più vicina alla sezione di chiusura concorre alla formazione della portata. Se la precipitazione continua l'area contribuyente cresce progressivamente fino a comprendere l'intero bacino. L'istante in cui ciò avviene si chiama **tempo di corrivazione**.



*Carta delle distanze in metri tra ciascun punto del bacino e la sezione di chiusura. Si possono tenere distinti i percorsi sul versante e nel reticolo*

$$\text{tempo} = \frac{\text{distanza}}{\text{velocità}}$$



*La carta dei tempi di residenza mostrata in figura è costruita assegnando una velocità relativa al percorso sul versante e una velocità più elevata per il percorso lungo il reticolo idrografico.*



# Tempi di residenza

È il tempo necessario alla **propagazione** del deflusso da un pixel alla sezione di chiusura

Vengono assegnate velocità medie sul versante e nel reticolo, poi, note le rispettive lunghezze, si calcola la durata del percorso.

$$t_r = \frac{1}{3600} \left( \frac{L_v}{v_v} + \frac{L_r}{v_r} \right)$$

$t_r$  = tempo di residenza (ore)

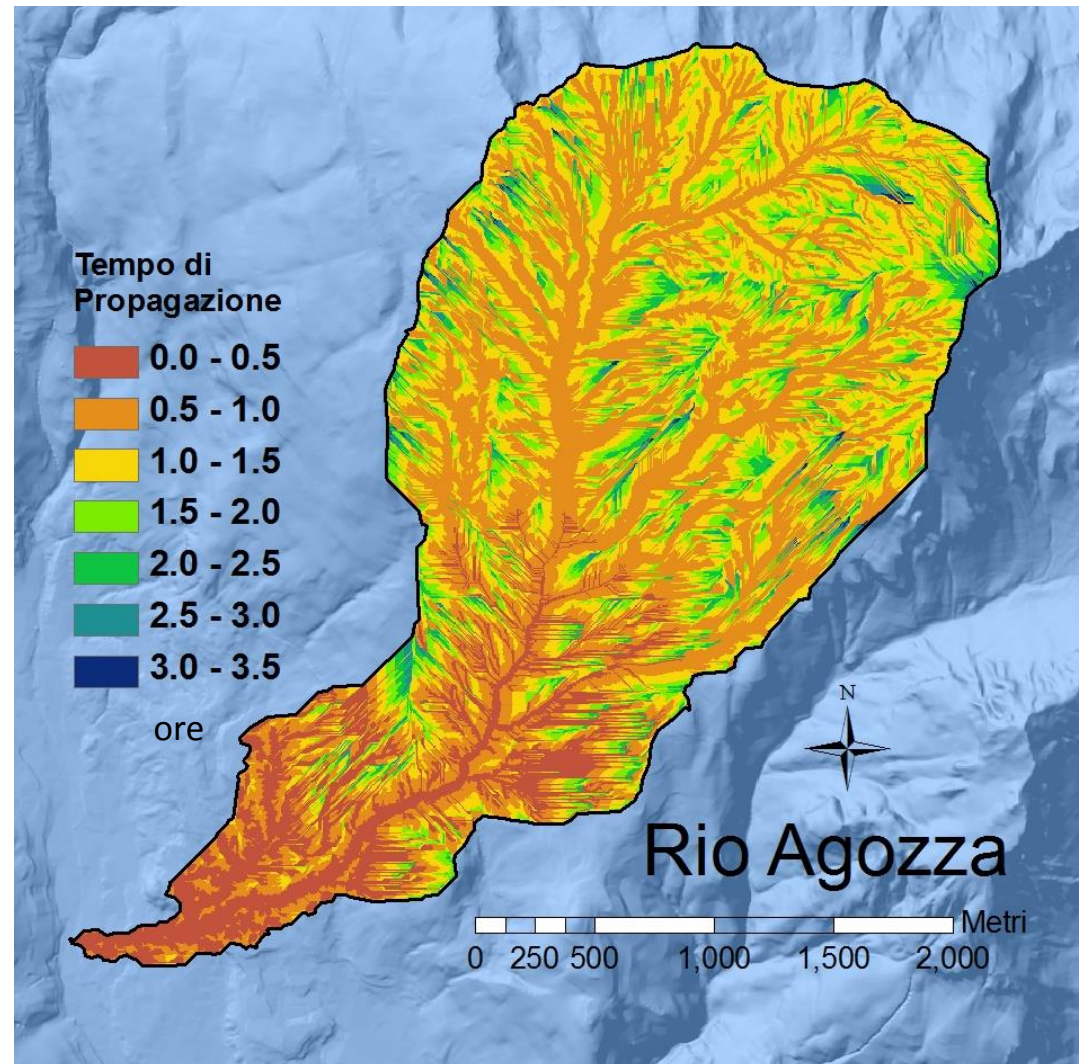
$L_v$  = lunghezza percorso versante (m)

$L_r$  = lunghezza percorso reticolo (m)

$v_v$  = velocità sul versante ( $\text{m s}^{-1}$ )

$v_r$  = velocità nel reticolo ( $\text{m s}^{-1}$ )

Il **tempo di corrivazione** corrisponde al tempo di residenza massimo



# Il tempo di corrivazione

Il concetto di tempo di corrivazione è stato formulato ben prima dell'avvento delle tecniche di analisi distribuita del DEM con tecniche GIS. Secondo la definizione classica il **tempo di corrivazione** –  $t_c$  è il tempo che impiega una “goccia d’acqua” caduta nel punto idraulicamente più lontano del bacino per giungere alla sezione di chiusura. Nelle formule successive  $t_c$  è espresso in ore.

## Formula di Giandotti

$A > 170 \text{ km}^2$

$$t_c = \frac{4\sqrt{A} + 1.5L}{0.8\sqrt{H_m - H_0}}$$

A	Area del bacino	km <sup>2</sup>
L	Lunghezza del corso d’acqua principale prolungato fino allo spartiacque	km
H <sub>m</sub>	Quota media del bacino	m s.m.
H <sub>0</sub>	Quota della sezione di chiusura	m s.m.

## Formula di Tournon

$30 < A < 170 \text{ km}^2$

$$t_c = 0.396 \frac{L}{\sqrt{i}} \left( \frac{A}{L^2} \frac{\sqrt{i}}{\sqrt{Y}} \right)^{0.72}$$

i	Pendenza del corso d’acqua principale	numero puro
Y	Pendenza media dei versanti	numero puro

## Formula di Pezzoli

bacini piccoli

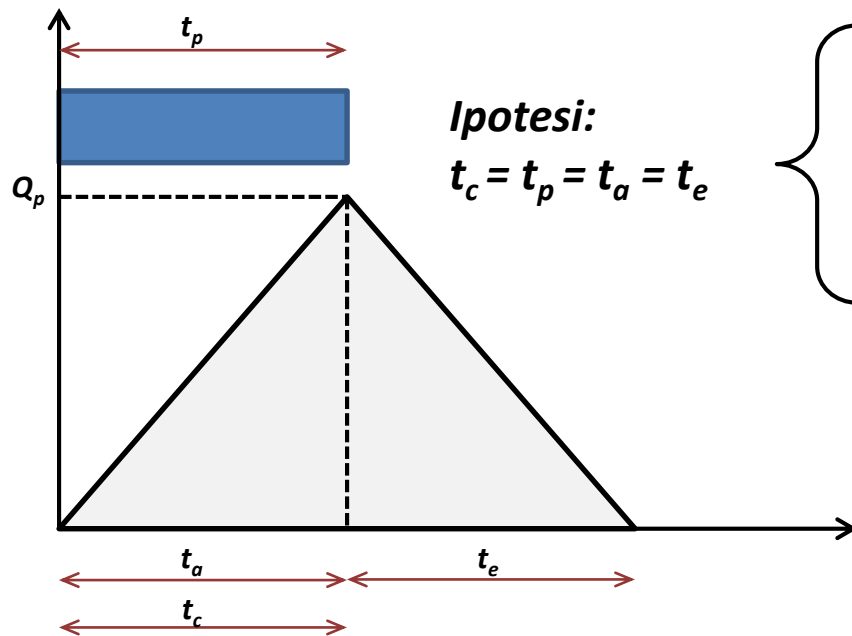
$$t_c = 0.055 \frac{L}{\sqrt{i}}$$

L	Lunghezza del corso d’acqua principale	km
i	Pendenza del corso d’acqua principale	numero puro

Si noti che in qualche modo tutte le formule empiriche determinano  $t_c$  in funzione della lunghezza idrografica del bacino e della pendenza (che surroga la velocità).

# Il metodo Razionale

L'idrogramma di piena viene approssimato da un triangolo. Viene inoltre assunta l'ipotesi che la durata  $t_p$  della precipitazione di progetto  $P$  sia pari al tempo di corrivazione  $t_c$ . All'istante  $t_c$ , quando tutta la superficie del bacino concorre alla produzione del deflusso alla sezione di chiusura, la precipitazione cessa e la portata inizia a diminuire. Quindi anche  $t_a$ , (tempo di accumulo o di concentrazione) risulta esattamente uguale a  $t_c$  e  $t_p$ . La scelta di un idrogramma simmetrico (triangolo isoscele) rende infine la durata della fase di esaurimento  $t_e$  esattamente pari alle altre grandezze.



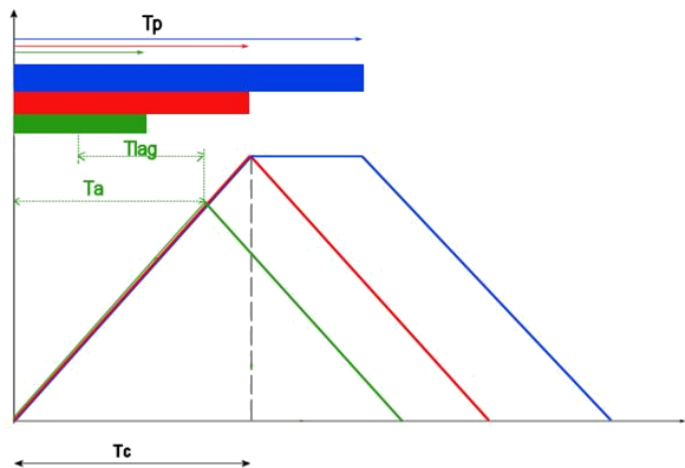
$$\left\{ \begin{array}{l} V = \frac{1}{2} \cdot 3600(t_a + t_e) Q_p = 3600 t_c Q_p \\ V = 10^3 P_e A = 10^3 CPA \end{array} \right.$$

$$Q_p = \frac{CPA}{3.6t_c}$$

La soluzione è geometrica, tenendo conto che l'area dell'idrogramma corrisponde al volume di deflusso  $V$  in  $\text{m}^3$  ed esprimendo l'area  $A$  in  $\text{km}^2$ , la precipitazione  $P$  in  $\text{mm}$  e i tempi  $t$  in ore. La portata al picco  $Q_p$  viene ovviamente espressa in  $\text{m}^3\text{s}^{-1}$  mentre il coefficiente di deflusso  $C$  è adimensionale.

# Osservazioni sul metodo Razionale

Si possono ipotizzare tre scenari per la stima della portata di progetto in funzione della durata della precipitazione critica rispetto al tempo di corrivazione



Secondo i presupposti del metodo razionale se la durata della pioggia, di intensità costante, è superiore al tempo di corrivazione, si osserva una persistenza della portata massima ma non un incremento della stessa, dato che non può aumentare la superficie del bacino che produce portata (già al 100% al tempo  $t_c$ ). L'idrogramma assume la forma di un trapezio con base minore  $(t_p - t_c)$  e base maggiore  $(t_p + t_c)$ .

Se, al contrario, la durata della precipitazione di intensità costante è inferiore al tempo di corrivazione, non si arriva alla completa contribuzione areale da parte del bacino. L'idrogramma risulta di forma triangolare ma con la portata massima minore e successiva al termine della precipitazione

È possibile utilizzare l'intensità della precipitazione :  $i = P/t_p \Rightarrow P = i t_p$

A pari intensità la portata massima risulta uguale nei primi due casi mentre risulta inferiore per  $t_p < t_c$  dato che in questo caso è  $t_a > t_p$

Tuttavia si ricordi la relazione statistica:

$$i = at^{n-1}$$

che indica una diminuzione di intensità con la durata ....

$t_p = t_c$	$Q_p = \frac{CA it_p}{3.6t_c}$	$Q_p = \frac{CA i}{3.6}$
$t_p > t_c$	$Q_p = \frac{CA it_p}{3.6t_p}$	$Q_p = \frac{CA i}{3.6}$
$t_p < t_c$	$Q_p = \frac{CA it_p}{3.6(0.5t_p + t_{lag})}$	$Q_p = \frac{CA it_p}{3.6t_a}$



# Il metodo del Soil Conservation Service

Il Soil Conservation Service dell'USDA (United States Department of Agriculture) propone di semplificare la piena di progetto con un idrogramma triangolare asimmetrico. Infatti nelle numerose piene che costituiscono la base sperimentale il SCS ha rilevato che mediamente i 3/8 (ovvero il 37.5%) del deflusso diretto transitano durante la fase di concentrazione della portata (ramo ascendente dell'idrogramma) e i restanti 5/8 durante la fase di esaurimento.

Quindi per ragioni di proporzionalità:  $t_a = \frac{3}{8}t_b = \frac{3}{8}(t_a + t_e) \rightarrow t_b = \frac{8}{3}t_a$

Il volume di deflusso coincide con la pioggia efficace:  $V = 10^3 P_e A$

Il volume di deflusso è anche pari all'area del triangolo:

$$V = \frac{1}{2} 3600 t_b Q_p = \frac{4}{3} 3600 t_a Q_p$$

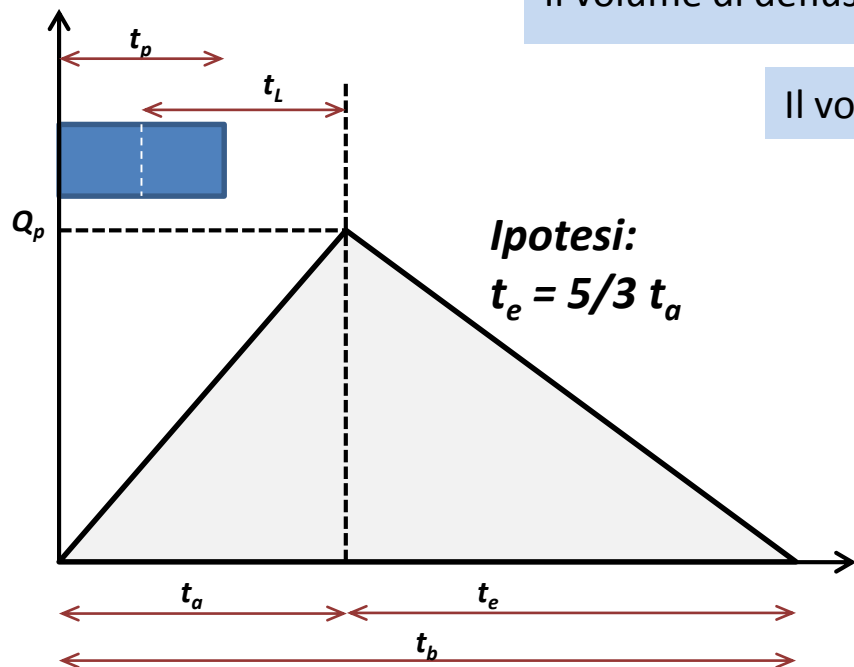
E combinando le due relazioni:

$$Q_p = \frac{3}{4} \frac{10^3 P_e A}{3600 t_a}$$

$$Q_p = 0.21 \frac{P_e A}{t_a}$$

con  $Q_p$  in  $m^3 s^{-1}$ ,  $P_e$  in mm,  $A$  in  $km^2$ ,  $t_a$  in ore

\*\* Il coefficiente 3600 viene utilizzato per trasformare le ore in secondi.



# La durata della pioggia critica nel metodo del SCS

Ancora in modo geometrico, nell'ipotesi di una pioggia di intensità costante,  $t_a$  è in relazione con  $t_p$  e  $t_L$

$$t_a = \frac{1}{2}t_p + t_L$$

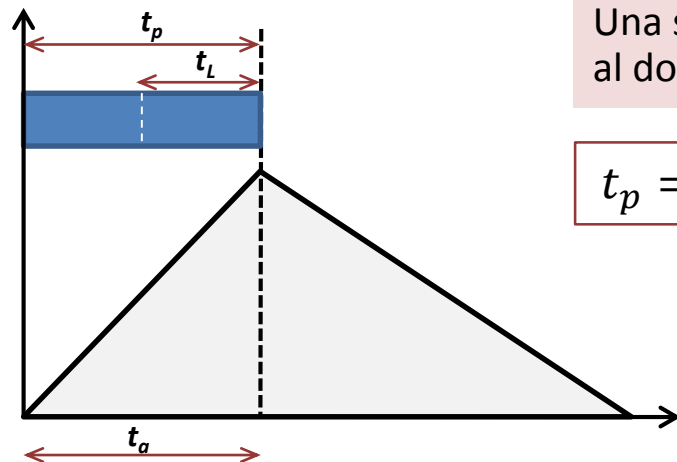
$$t_p = 2\sqrt{t_c}$$

Tuttavia nella formulazione del SCS non viene definita in modo univoco a priori la durata  $t_p$  della precipitazione critica. La formulazione classica suggerisce una durata critica legata al tempo di corrivazione  $t_c$ .

Tale formulazione può tuttavia presentare, in determinate situazioni, una condizione di incongruenza.

Infatti combinando le due equazioni, noto che  $t_L = 0.6 t_c$ , si ottiene la relazione: È immediato concludere che se  $t_L < 1.67$  ore si ha  $t_p > t_a$ . L'ipotesi di una durata della precipitazione maggiore del tempo di concentrazione, alla luce di quanto già visto a proposito del Metodo Razionale, fa cadere i presupposti statistici di definizione della pioggia critica.

$$t_a = t_L + \sqrt{\frac{t_L}{0.6}}$$



Una soluzione pratica è quella di adottare una durata di pioggia pari al doppio del tempo di ritardo:

$$t_p = 2t_L$$

E di conseguenza la durata della pioggia diventa pari al tempo di accumulo:

$$t_a = \frac{1}{2}(2t_L) + t_L = 2t_L \rightarrow t_a = 2t_L = t_p$$

# Le curve di inviluppo

Le curve di inviluppo derivano dalla semplice correlazione dei massimi di piena registrati con la superficie dei relativi bacini. Sono curve a scala regionale che offrono qualche indicazione sul comportamento dei bacini. Di norma il loro impiego non dovrebbe andare oltre alla progettazione di massima.

