



Appunti universitari

Tesi di laurea

Cartoleria e cancelleria

Stampa file e fotocopie

Print on demand

Rilegature

NUMERO: 2200A

ANNO: 2017

A P P U N T I

STUDENTE: Solazzo Enrico

**MATERIA: Protezione idraulica del territorio - Teoria + Esercizi
- Prof. Ganora**

Il presente lavoro nasce dall'impegno dell'autore ed è distribuito in accordo con il Centro Appunti.

Tutti i diritti sono riservati. È vietata qualsiasi riproduzione, copia totale o parziale, dei contenuti inseriti nel presente volume, ivi inclusa la memorizzazione, rielaborazione, diffusione o distribuzione dei contenuti stessi mediante qualunque supporto magnetico o cartaceo, piattaforma tecnologica o rete telematica, senza previa autorizzazione scritta dell'autore.

**ATTENZIONE: QUESTI APPUNTI SONO FATTI DA STUDENTIE NON SONO STATI VISIONATI DAL DOCENTE.
IL NOME DEL PROFESSORE, SERVE SOLO PER IDENTIFICARE IL CORSO.**

Esonero scritto previa valutazione della relazione o
Esame orale classico

1)
4-10-2016

Protezione idraulica del territorio

Doc. Daniele Ganoza

4-11 Presso città metropolitana di Torino

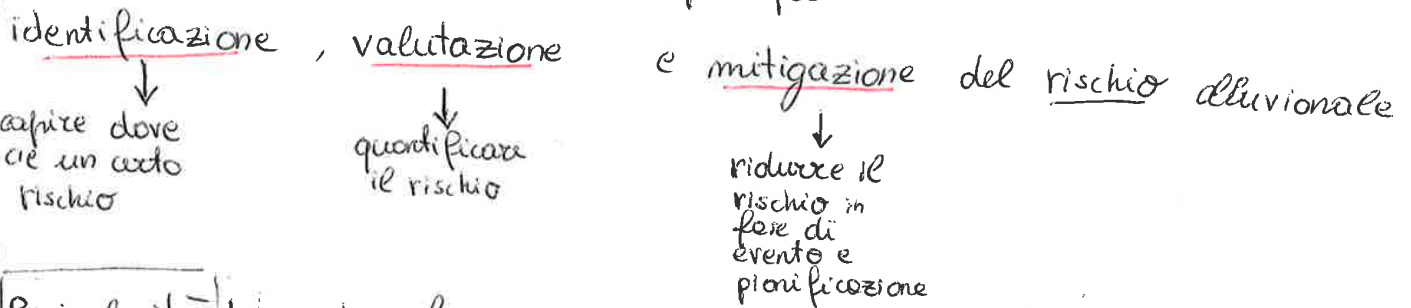
Evento sul rischio alluvionale (50 anni alluvione di Firenze)

palazzo della Provincia vicino grattacielo di Renzo Piano

daniele.ganoza@polito.it

www.idrologia.polito.it

obiettivo principale



Pericolosità ha a che fare con l'accadimento dell'evento
rischio ha a che fare con il verificarsi dell'evento

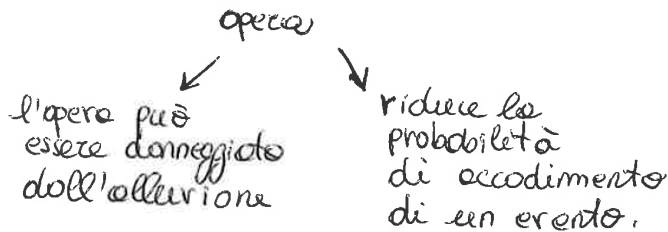
Intercventi più frequenti: cassa di laminazione (es. Torrente Belbo a Conelli)

In Italia ci sono 530 dighe di interesse nazionale (quindi grandi dighe) e molteplici piccole dighe

Diga: sbarramento e opere che trattengono l'acqua riducendo il picco di piena a valle

In termini di deflusso la diga ha un effetto benefico e valle di essa ma può avere un effetto non benefico nel caso di crollo (concetto di pecezione) 3)

concetto di identificazione: voluto la severità dell'evento e il tempo di ritorno



Eventi Storici

- ▲ 25/26 ottobre 1954
Solerno 500 mm/24h > evento pluviometrico
italiano della storia
- ▲ 1966 Firenze
- ▲ 1998 Sarno

Identificazione: recupero delle informazioni oggettive riguardo le zone a rischio.

- Descrizione della climatologia del sito
- Dati storici (es. annali idrologici)
- variazioni naturali e antropiche (es. uso del suolo. Se urbanizzo un'area essa diventa vulnerabile e fa ↑ i deflussi; e ↑ le velocità di trasferimento perché le superfici sono lisce)
- descrizione aree alluvionate e livelli

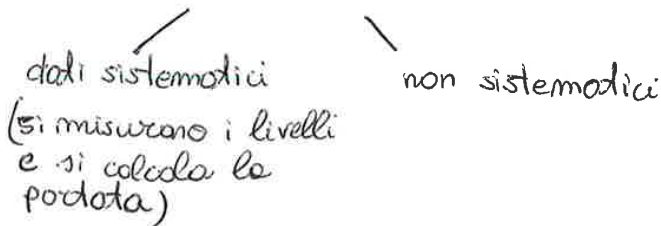
5-10-2015

Il concetto di percezione da informazioni su zone già ¹⁾ soggette ad eventi.

La prevenzione si effettua in fase di pianificazione
 Il preannuncio fa riferimento ad eventi imminenti o appena iniziati (es. preannuncio di un'ondata di piena sapendo i tempi di propagazione)

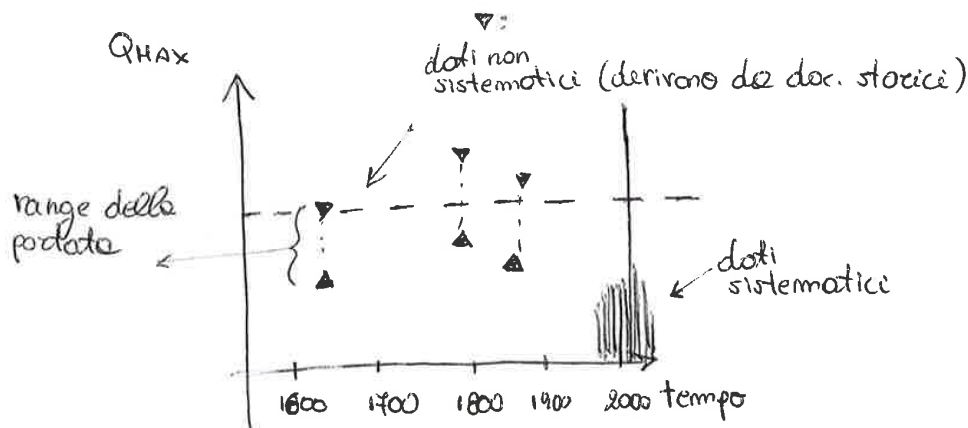
Identificazione del rischio idrogeologico

- mappatura ^{preliminare} delle aree soggette ad alluvioni e frane
- valutazione qualitativa di vulnerabilità di un territorio mediante esame dell'estensione degli eventi passati e relativi danni
- valutazione quantitativa dell'identificazione del rischio:
 - analisi di dati di documenti storici



- per gli eventi di piena → determinazione delle portate massime istantanee e inclusioni in campioni statistici
- per eventi di nubifragio → ricostituzione rarità evento pluvio (esecuzione 1)

[ISPRA: istituto superiore protezione e ricerca ambientale]



Il problema per i dati non sistematici è quantificare la portata di picco non avendo a disposizione misure e combinarli con i dati sistematici

Le autorità di bacino verificano

- lo stato del bacino
- effettua le mappature

3)

Gli elaborati di bacino hanno VALORE DI PIANO TERRITORIALE

Problema legge 89: non fissa scadenze!

- 1992 la legge 225/92 istituisce il servizio di protezione civile che gestisce l'emergenza in tempo reale
- Nel 1998 la legge 267 "sarno" impone l'adozione dei PAI ENTRO UN ANNO e le misure di salvaguardia

- Nel 2000 la legge "Soverato" impone l'adozione di rete radar nazionale e perimetrazione almeno delle aree a rischio molto elevato
- Inoltre stabilisce i compiti di bacino e autorità regione

In sintesi

- 1989 piani di bacino (ma non stabilisce date)
- 1998 PAI → adozione dei piani entro un anno
- 2000 WFD Direttiva 2000/60 ✓ (ma non parla di rischio alluvionale) ^{sul quadro delle acque}
- 2007 Direttiva 2007/60 che introduce il piano di gestione del rischio alluvionale

NB: ogni 6 anni aggiornano le valutazioni preliminari del rischio. (La prossima sarà nel 2017)

(1)

12-10-2016

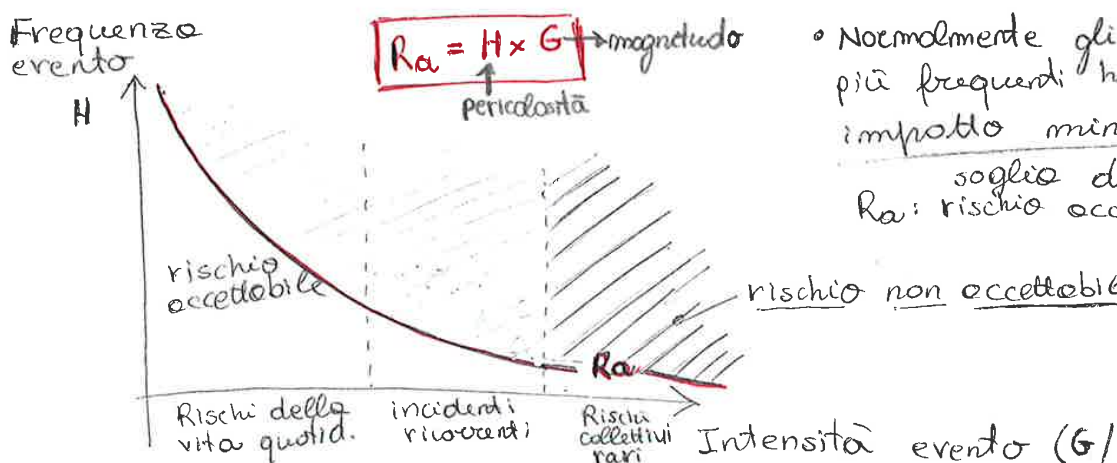
RISCHIO IDRAULICO

Basi PER LA DEFINIZIONE DEL RISCHIO IDRAULICO

2007/60/CE art 2 definisce

- 1) «alluvione» → allagamento temporaneo di aree non abitualmente coperte di acqua.
- 2) «rischio alluvionale»: combinazione delle probabilità di un evento alluvionale e delle potenziali conseguenze sulla salute umana

Curva di accettabilità del rischio alluvionale



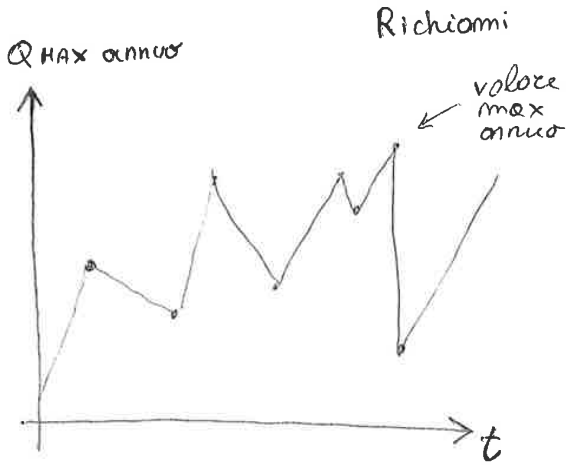
• Normalmente gli eventi più frequenti hanno impatto minore
 soglia di R_a : rischio accettabile

si può intervenire riducendo

- la frequenza dell'evento
- l'intensità dell'evento

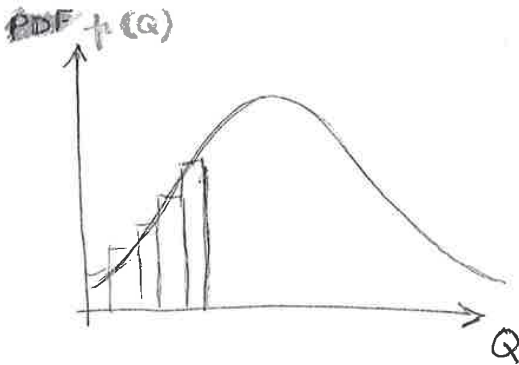
• La curva è funzione del legame costi-benefici
 In aree urbanizzate la curva di rischio accettabile è più "schiacciata" perché si hanno più risorse economiche per ridurre il rischio e ^{non} sono disposte ad accettare rischi più alti.

• Un'area in via di sviluppo è disposta ad accettare maggiori rischi perché hanno valori dei beni limitati e meno risorse per ridurre il rischio



(3)

Ogni anno possiamo dire che i valori sono indipendenti
 => studio la densità di frequenza

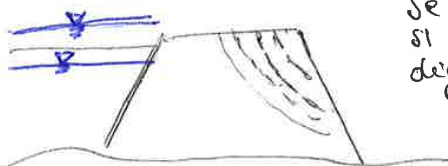


In teoria anche E e V dovrebbero essere considerate distribuzioni di probabilità
 E.V dovrebbe essere l'integrale ^{del prodotto} delle distribuzioni di probabilità (convoluzione)

Perché può essere complicato stimare le distribuzioni di E e V, la normativa stabilisce di lavorare per SCENARI

Classi di pericolosità e vulnerabilità

- H è ripartita in 4 livelli pari a $H = 0,02 - 0,01 - 0,005 - 0,002$ corrispondenti a T_r rispettivamente di 50-100-200-500 anni
- V



Se ↑ il livello dell'acqua si ha erosione della diga in materiale sciolto

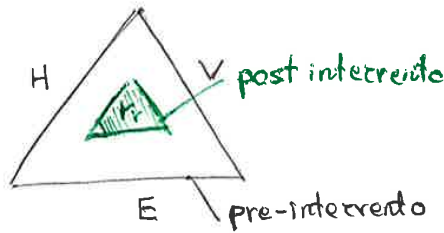
$V=1$ diga in materiale sciolto

$V=0$ Bunker anti atomico

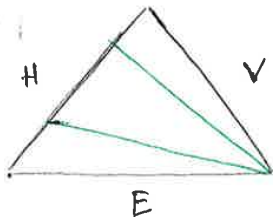
Quando si ritiene a rischio la vita umana $V=1$

(5)

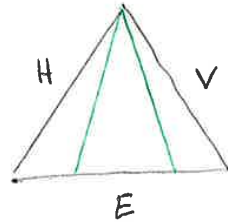
In teoria



In pratica...



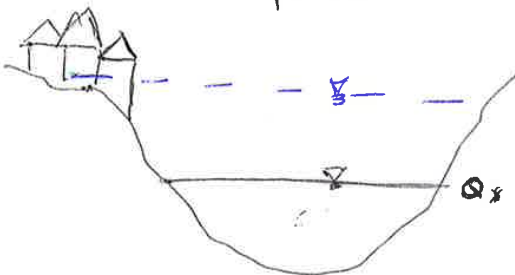
riduce il rischio es. costruendo argini ↓ H



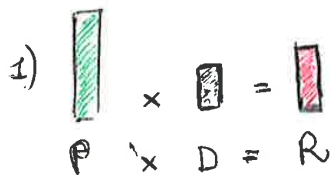
si sposta la popolazione da un'area a rischi ⇒ si riduce E

Paradosso degli argini

prima



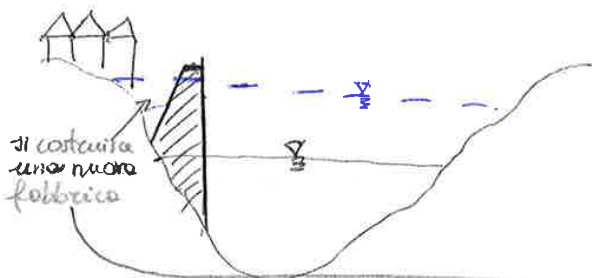
L'esposizione
1) aumento con l'aumento del livello dell'acqua



dopo

2) Si Interviene con la costruzione di un argine

3) la maggiore percezione (evitata) di sicurezza induce all'incrementi di attività economiche. Cosa succede al rischio?



Se post intervento costruissero il paradosso degli argini, perché ho una minor percezione del rischio si aumenta il danno e quindi ↑ Rischio



(*)

Nel PAI vengono stabilite le fasce di pertinenza fluviale, cioè il territorio di naturale competenza del fiume

Nelle mappe di oggi il concetto è \neq : si fissa un livello di pericolosità e si ricostruiscono scenari di alluvione
 caratteristiche mappature idrauliche

Le mappature di pericolosità idraulica devono avere scala non inferiore al 1:25.000

avere identificati alcuni punti critici quali:

- sezioni trasversali (con indicazioni di livelli, velocità e Q media per argenti)
- ottoversamenti, porti, aree a rischio sommo
- aree soggette ad erosione / sommo
- restringimenti naturali o artificiali
- tratti tombati (es. Genova)

↳ tratto in cui il canale viene coperto ed esempio da una strada

Tratti tombati

$$Q = A \cdot \chi \cdot \underbrace{\sqrt{IRJ}}_{V_{media}}$$



J: fornisce l'energia impegnata in quel tratto

$$IR = \frac{A}{\text{perimetro bagnato}}$$

$$\chi = K \cdot IR^{\frac{1}{6}}$$

$$\Rightarrow Q \propto IR^{\frac{2}{3}}$$

Il problema idraulico è legato all'aumento del perimetro bagnato $\Rightarrow R$ diminuisce $\Rightarrow Q \downarrow$



In tempi rapidissimi la portata diminuisce di colpo, quindi ne del tratto tombato ed una parte deve fuoriuscire necessariamente

Esempi di fonti per la classificazione: (1)

Livello minimo

- "CORINE LAND COVER"
- GEOP. NAZIONALI e REGIONALI
- CARTOGRAFIA I.G.M
- DATI ISTAT

*4 Classi di Donno Potenziale
 $D = EV$ posta $V=1$

Livello di dettaglio

- STRUMENTI di PIANIFICAZIONE VIGENTI
- CTR
- INDAGINI IN CAMPO

D ₄ tessuto resistenza denso	D ₃ condiati	D ₂ Vignati	D ₁ Aree eleganti
⋮	⋮	⋮	⋮

*

4 Classi di rischio idrologico - idraulico

classe	gravosità	valore	deviazione effetti
R ₁	moderata	$\leq 0,002$	dati economici
R ₂	media	$\leq 0,005$	dati infrastrutture
R ₃	elevata	$\leq 0,01$	Problemi x persone
R ₄	molto gravosa	$\leq 0,02$	perdita di vite umane

MATRICE DI RISCHIO



CLASSI DI RISCHIO		CLASSI DI PERICOLOSITÀ		
		P ₃	P ₂	P ₁
CLASSI D A N N O	D ₄	R ₄	R ₄	R ₂
	D ₃	R ₄	R ₃	R ₁
	D ₂	R ₃	R ₂	R ₁
	D ₁	R ₁	R ₁	R ₁

Incertezze principali derivano da:

- incertezza nella stima delle portate di piena (idrologica)
- incertezza nella stima dei livelli di piena (idraulica)
- incertezza nella delimitazione delle aree inondabili
- effetti del cambiamento climatico sul rischio idraulico

19-10-20

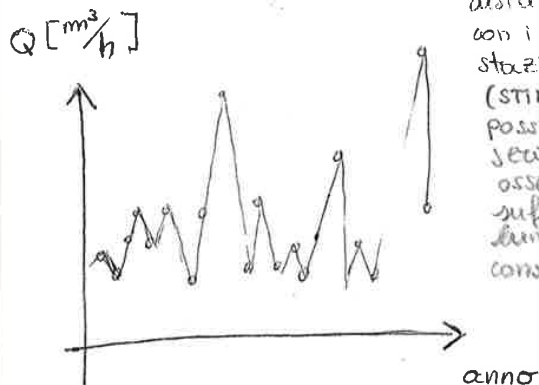
1) Analisi regionale di frequenza delle piene

Obiettivo:

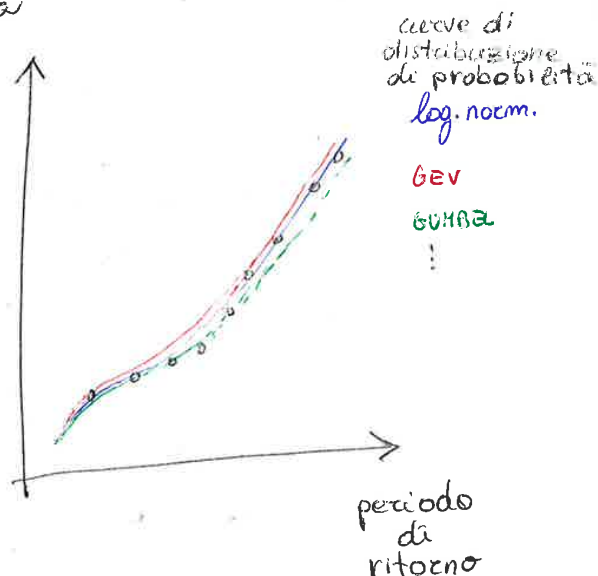
Quantificazione della portata di piena (massime annue) al colmo di piena

- progettazione delle infrastrutture (es. ponte)
- opere di protezione idraulica del territorio

Stima locale



La determinazione portata della curva di distribuzione di prob. con i soli dati della stazione di interesse (STIMA LOCALE) è possibile solo se la serie storica di osservazioni è sufficientemente lunga. Benson (1968) consiglia $n > T/2$



- scelta distribuzione di probabilità
- scelta del metodo della stima dei parametri (L-momenti)
- Test di adattamento (Anderson Darling) ↳ meno sensibile ai valori estremi
- Calcolo del quantile (portata di progetto)

Problema: non sempre sono presenti i dati e possono essere insufficienti (servirebbe una numerosità di dati almeno pari alla metà del T_R) $n > T/2$. Qualora non sia possibile rispettare la condizione

Posso raggruppare altri dati da bacini simili
 ⇒ ho un campione equivalente più grande

STIMA REGIONALE

La carenza di info di una singola serie di osservazioni è colmata sostituendo lo spazio ~~con~~ al tempo. L'insieme delle osservazioni in una REGIONE OMOGENEA viene impiegato per costruire un campo di frequenze osservate > rispetto a quello coperto da una serie di osservazioni.

Fuori dai bacini

si hanno pochi dati

3)

- per bacini molto piccoli V si utilizza il metodo afflussi-deflussi
- per bacini molto grandi $(> 1000 \text{ km}^2)$ le piene possono essere influenzate da più fattori a grande scala si utilizzano metodi di simulazione (includono il controllo idraulico sulle portate di piena a valle).

Metodi indiretti afflussi-deflussi (metodo razionale)

↳ si lavora con le piogge e da queste si ricavano poi le portate

1. Si fissano le piogge massime P corrispondenti al periodo di ritorno scelto
2. si fissa il coeff. di afflusso ψ
3. Modello di transf. afflussi-deflussi (es. tcorini)
4. si pone $Q_T = Q_{colta}$

N.B (si hanno normalmente più valori pluviometrici che idrometriche)

$$Q = \frac{\psi A i(d, T)}{3,6}$$

Hip: distribuzione delle piogge costanti sul bacino

Si utilizza tale metodo di applicazione $\times T_r$ medio-piccoli e dimensioni medio-piccoli dei bacini

problemi:

Il problema principale è nella stima di ψ e l'ipotesi di isofrequenza (cioè si ipotizza che il T_r della piena $\equiv T_r$ pioggia). Tuttavia piogge poco intense talora possono generare portate elevate, causate ad esempio dallo scioglimento delle nevi.

L'ipotesi di isofrequenza viene meno ~~per~~ all'aumentare delle dimensioni del bacino e del T_r

Utilità:

Per i problemi in cui non esistono o sono scarsi dati diretti sulle portate al colmo di piena e per bassi periodi di ritorno.

i : intensità di pioggia, funzione della durata critica che massimizza l'effetto della pioggia, è stimabile ad esempio con la formula di Giordotti, e tempo di ritorno (EAP)

ψ : coeff. di deflusso

A : area bacino

$$t_c = \frac{z \sqrt{A+1,5L}}{0,8 \cdot \sqrt{z_{max}-z_0}}$$

Q indice è normalmente la media della distribuzione $Q(t)$ 5)

Come faccio a sapere se la regione è omogenea?

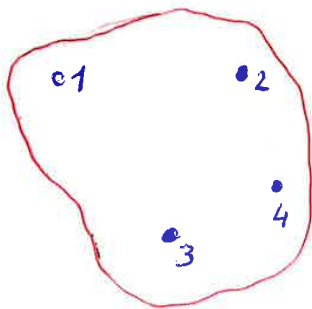
- scelgo un pooling group (ad esempio bacini vicini che presumibilmente avranno stessa geologia e influenza climatica)
- verifico se è una regione omogenea

⇒ verifica di eterogeneità di una regione (test di Hew)

confronta quindi sono variabili gli L momenti del gruppo di bacini con una variabilità di riferimento

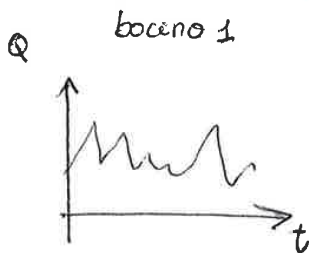
- 1) verifico la variabilità effettiva di ogni gruppo
- 2) lo confronto con una variabilità teorica di riferimento

L_1 : posizione
 L_2 : scala
 L_3 : simmetria



In una regione omogenea, per definizione, i valori teorici degli L mom sono costanti in tutti i siti. I valori osservati saranno \neq a causa della variabilità campionaria

Hew ritengono V (la varianza campionaria di L_{cv}) il parametro più significativo ai fini della individuazione delle regioni omogenee



⇒ $\begin{matrix} L_1 \\ L_2 \\ L_3 \end{matrix} \rightarrow t_1 = L_{cv}$



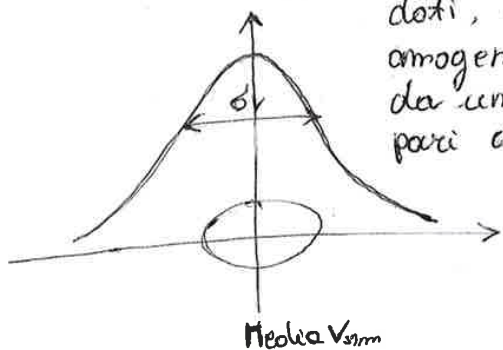
$\begin{matrix} L_1 \\ L_2 \\ L_3 \end{matrix} \rightarrow t_2 = L_{cv}$

⋮
 bacino n

→ $t_n = L_{cv}$

⇒ $t^R = \frac{\sum_{i=1}^k n_i \cdot t^i}{\sum_{i=1}^k n_i} \rightarrow V$
 ↓
 CONFRONTO con V_{sim} .

$t = L_{cv} = \frac{L_2}{L_1}$ è un valore adimensionale (si chiama anche Z)



Mediante la generazione ripetuta di dati, appartenenti ad una regione omogenea, con serie generate, da una distribuzione kappa, di lunghezza pari a quelle osservate, si possono calcolare media e dev. standard di V e, conseguentemente, l'indice Θ_{HW1} di eterogeneità

Se V code fuori \Rightarrow la variabilità osservata è maggiore di quella attesa \Rightarrow la regione considerata non è omogenea

$$\Theta_{HW1} = \frac{V - \mu V_{sim}}{\delta V_{sim}}$$

$\Theta_{HW1} < 1 \Rightarrow$ regione omogenea

$1 < \Theta_{HW1} < 2 \Rightarrow$ regione possibilmente eterogenea

$\Theta_{HW2} > 2 \Rightarrow$ regione sicuramente eterogenea

⊗

Come generare gli scenari ?

HW consigliano di generare a random da una distribuzione kappa a 4 parametri, stimabili da L-MOM regionali ($L_1, L_2, L_{skewness}, L_{kurtosis}$)

come si effettua la selezione iniziale dei bacini? (Pre Test)

- regione piogge = regione piene (VAPi standard)
- omogeneità idrografica (es. tutto il bacino del Tanaro)
- regioni climaticamente omogenee

◻ omogeneità morfo-climatica (pendenza bacino, area bacino, piovosità bacino \rightarrow ROI-cluster analysis)

- Non regioni, ma legami tra caratteri morfo-climatici e L-mom (ARPIEM)

nb | La distribuzione TCEV è un mix tra due Gumbel, una per valori ordinari e una per valori straordinari.

È una distribuzione a 4 parametri

$$F_x(x) = \exp[-\lambda_1 \cdot e^{-\lambda_2 x_1}] \exp[-\lambda_2 \cdot e^{-\lambda_1 x_2}]$$

1)

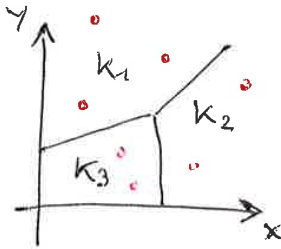
26-10-2016

Regione: insieme di bacini con caratteristiche di omogeneità

- come si osservano? 1)
- come si valida l'omogeneità? → Test $H_e W$: valida L_{cv} . Si confronta la variabilità osservata con quella teorica

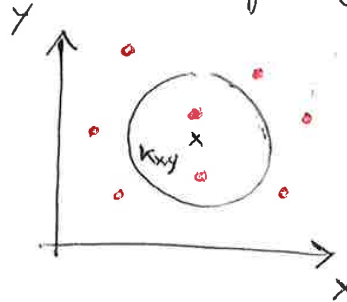
1)

Cluster analysis



Spazio
descrittori
geo-
morf-
dinomici

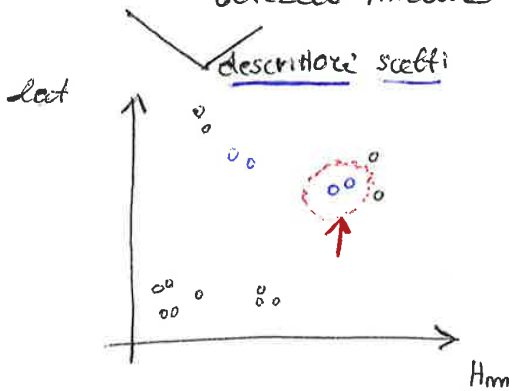
Region of influence



scegliamo descrittori che sono legati alla distribuzione di frequenza

* La cluster analysis stabilisce mediante diversi algoritmi, gruppi e cluster con caratteristiche simili

Es: da analisi preliminari si vede una correlazione latitudine - altezza media e curve di cascata



• Algoritmo agglomerativo di cluster analysis: Algoritmo di Ward

L'algoritmo parte come ipotesi che ogni bacino sia un cluster. Si iniziano ad unire i più vicini in un nuovo bacino equivalente situato nel baricentro. Si uniscono successivamente i gruppi con baricentri più vicini. Si ottiene una struttura ad albero

→ Si effettua poi il test di omogeneità per ogni macro-classe al fine di ottenere gruppi omogenei. Non sempre si ottengono zone omogenee

Non sempre i descrittori hanno le caratteristiche idrologiche delle curve di cascata

Stime delle piene indice

metodi a base geomorfoclimatica (es. formula razionale) 3)
 metodi basati su regressioni rispetto a parametri morfo-climatici
 forse regioni ma

Dipende dal bacino considerato => non ha senso

1) Metodo offlussi-deflussi

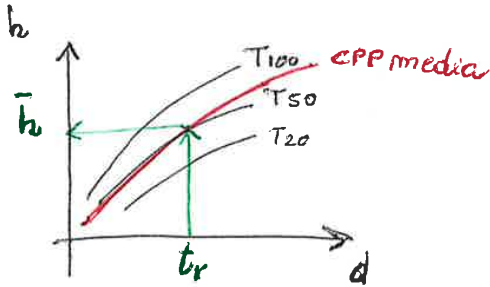
Formula razionale geomorfoclimatica

$$m(Q) = \frac{C_p K_a (tr) \cdot m[I(tr)] \cdot A}{3,6}$$

$$Q = \frac{\varphi \cdot A \cdot i(d, T)}{3,6}$$

FORMULA RAZIONALE + coeff. correttivi

I: intensità media



$$\frac{\bar{h}}{tr} = I$$

m(Q): portata media annua

q: coeff. attenuazione fuoco di piena

K_a: coeff. riduzione orosc del fuoco di piena

C_p: coeff. di permeabilità

A: area bacino

m[I(tr)] = media del max annuo dell'intensità di pioggia di durata tr

relazione di potenza: $m[I(d)] = a \cdot d^{n-1}$

$$\frac{a \cdot d^n}{d} = a \cdot d^{n-1}$$

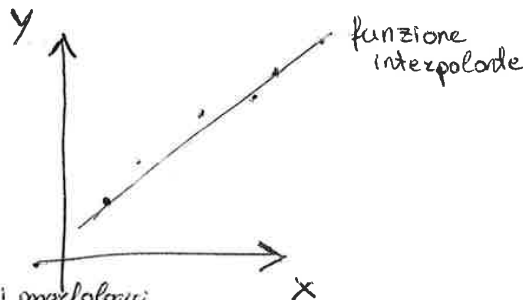
L'implementazione della formula razionale dipende dalle zone considerate. I fattori correttivi dipendono da zone e zona

2) metodi statistici basati sulla regressione lineare semplice

regressione: sistema per mettere in relazione due entità. Fornisce una relazione di previsione

Y: piena indice

x: descrittori di bacino



$$y = X \cdot b + e$$

$$Y = \begin{cases} \bullet Q_{indice} \\ \bullet Q_{indice}/A \\ \bullet \ln(Q_{indice}) \\ \bullet \ln \frac{Q_{ind}}{A} \end{cases}$$

$$X = \begin{cases} \bullet \text{parametri morfologici} \\ \bullet \text{parametri climatici} \\ \bullet \text{parametri uso suolo} \end{cases}$$

b: coeff. di regressione
 e: residui della regressione

Posso usare più regressioni $Y = \beta_0 + \beta_1 \cdot X + \beta_2 \cdot X_2 + \dots + \beta_{p-1} \cdot X_{p-1} + \epsilon$ 5)

Si possono poi confrontare le varie regressioni tramite il coefficiente di determinazione R^2

SS_E : sommatoria del quadrato dei residui $= \sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2$

$$R^2 = 1 - \frac{SS_E}{SS_y}$$

x modelli
ovanti tutti
lo stesso
numero
di parametri

$R=1 \Rightarrow$ perfetto
adattamento
del modello

SS_y : variabilità delle grandezze osservate rispetto alla media delle grandezze osservate $= \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2$

Sceglie il modello con R^2 maggiore

R^2 fornisce la quota di variabilità di y spiegata attraverso le variabili esplicative x_i

Il fattore $\left(\frac{n-1}{n-p}\right)$ tiene conto dei gradi di libertà

\Rightarrow posso confrontare anche regressioni con un numero diverso di parametri

$$R^2_{adj} = 1 - \frac{SS_E}{SS_y} \cdot \left(\frac{n-1}{n-p}\right)$$

x modelli
con \neq numeri
di parametri p

Esempio: stima delle piene indice x i bocani piemontesi

$$\ln q = \ln c_0 + c_1 \ln A$$

$$Y = a_0 + a_1 X_1$$

$$c_0 = e^{a_0}$$

ESEMPIO di modello moltiplicativo che diventa lineare applicando i logaritmi

Qualità di adattamento

- ✓ RMSE
- ✓ MAE
- ✓ MAPE

\rightarrow indici di adattamento

Si è effettuata in realtà una regressione pesata per dare più o meno peso ai residui in base all'incertezza

Come si sono scelti i descrittori ?

Si sono utilizzati 120 descrittori e si sono effettuati test (Tstudent) statistici con tutte le combinazioni dei vari descrittori e si sono eliminati i modelli che non superarono le test

Si arriva così ad 1 modello moltiplicativo che come vantaggio non fornisce mai valori negativi.

$$Q_{ind} = L \cdot area^c \cdot IOF_a^B \cdot IOF_h^Y \cdot LCV_{,h}^{\delta}$$

modello ARPIEM
vale per tutto il Piemonte

L-cv è anch'esso stimato con una regressione

L-ca è = = = =

$$Q_T = Q_{IND} \cdot K_T (L_{cv}, L_{ca})$$

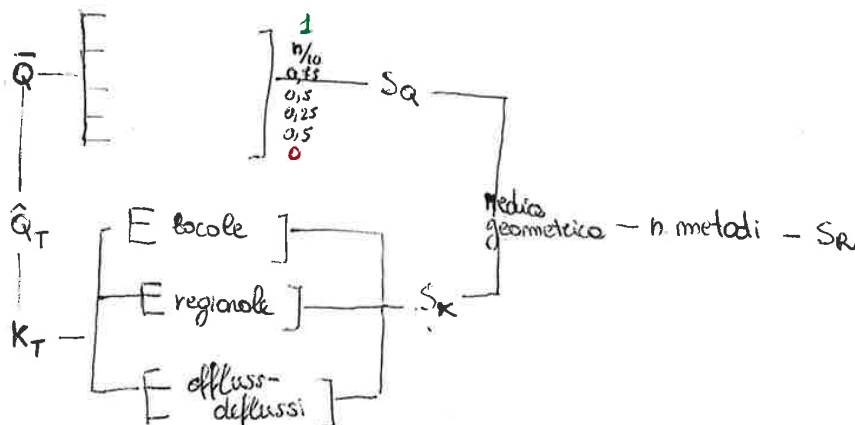
Vedi slide

2-11-2016

calcolo portata di progetto del fiume Belbo nella sezione di Canelli dove non sono presenti misure.

→ si utilizzano modelli regionali (VAPI e ARPIEM)

Problema: si hanno tante relazioni tecniche che stimano ad esempio la portata al colmo per una diga e si vuole verificare se tali relazioni sono veritiere



\hat{Q} : stima piena di progetto

\bar{Q} : stima del valore indice

K_T : stima fatti cresita

S_i : indici di qualità

S_R : indice di qualità finale

A: area bacino km²

m: n. pluviometri

⇒ ottengo un modello afflussi - deflussi a parametri calibrati (punteggio 0,5). Se i parametri sono presi da letteratura il punteggio attribuito è nullo

► Stima del fattore di crescita K_T

In genere richiede più dati, perché è una curva

- L O C A L E**
- stima locale $n > 100$ → punteggio 0,7
 - stima locale $30 \leq n \leq 120$ → punteggio $\frac{n-30}{100}$
 - stima locale $n < 20$ → punteggio \emptyset

	$d \leq 0,02$	$0,02 < d \leq 0,06$	$d > 0,06$
$n > 100$	0,5	0,75	1
$300 < n < 1000$	0,25	0,5	0,75

- A T T R I B U I T O**
- K_T (piogge) stima locale → punteggio 1
 - K_T (piogge) stima regionale con validazione → punteggio 1 m: n. stazioni
 - K_T (piogge) stime locali $m < 10$ → punteggio $\frac{m}{10}$
 - K_T (piogge) stima regionale senza validazione → punteggio 0,5
 - interpolazione quantili (es. PAI) → punteggio 0 perché non è verificabile!

Noi utilizzeremo una combinazione di metodi usando però solamente modelli regionali

[rivista Natural Hazards and Earth System Sciences]

FASE 2) INTERPOLAZIONE SPAZIALE DEGLI L-MOM

2.A : calcolo dei descrittori geo-morfoclimatici per tutti i bacini chiusi da sezioni strumentatate

2.B : Definizione delle relazioni tra L-MOM e descrittori tramite regressioni lineari multiple

descrittori
scelti

PIENA MEDIA

$$Q_{ind} = d \cdot Area_{bac} \cdot IDF_{\alpha} \cdot IDF_{\beta} \cdot LCV_{in}$$

$Q_T = Q_{ind} \cdot K_T(L_{cv}, L_{ca})$

Conclusioni

- Arpiem è un metodo particolarmente adatto a situazioni con forte eterogeneità morfoclimatica.
- Permette l'uso ottimale dei dati idrometrici disponibili, anche nel caso di serie brevi.

* ad esempio invece, nel metodo offlussi-deflussi

$$K_T = \left\{ 1 - CV_d \cdot \left[\gamma_E \cdot \frac{\sqrt{6}}{\pi} + \frac{\sqrt{6}}{\pi} \cdot \ln(-\ln(1 - \frac{1}{T})) \right] \right\}$$

con $CV_d = \frac{S_{hd}}{T_{hd}}$

S_{hd} = scarto q. medio delle
dette di pioggia
di durata d

1 INTRODUZIONE AL METODO

Il metodo qui presentato per la previsione delle portate per assegnato periodo di ritorno nei bacini non strumentati si base su uno schema recentemente proposto da Laio et al. (2011), che introduce alcune novità concettuali rispetto alle procedure precedenti. Il metodo è stato denominato *Analisi Regionale delle PIENE nei bacini Montani (ARPIEM)*. La procedura adottata riprende la formulazione del classico metodo della piena indice (Dalrymple, 1960),

$$Q_T = Q_{ind} \cdot K_T \tag{1}$$

in cui la portata di progetto Q_T è rappresentata come prodotto di un fattore di scala (la piena indice, Q_{ind}), determinato a scala locale, e di un fattore di crescita K_T determinato a scala regionale e funzione del periodo di ritorno. La piena indice utilizzata nella procedura è rappresentata dal valore medio dei massimi annui al colmo di piena.

La piena indice può essere facilmente determinata nei siti strumentati a partire dalle osservazioni. Può essere, in alternativa, stimata in ogni bacino non strumentato attraverso modelli di regressione che saranno presentati nel seguito. La determinazione della curva di crescita, ovvero della curva di frequenza resa adimensionale rispetto alla media, presenta invece i maggiori elementi di novità, che rendono il modello proposto una generalizzazione dell'equazione (1). In particolare, non si ricorre alla divisione del dominio di interesse in regioni omogenee e la scelta della distribuzione di probabilità per descrivere la curva di crescita viene effettuata solo in fase di calcolo del quantile in funzione del periodo di ritorno e non preliminarmente alle analisi, come nei metodi standard. Queste novità sono particolarmente rilevanti perché evitano le difficoltà che si incontrano in prossimità del confine tra regioni (dove, con un piccolo spostamento si ricade in regioni diverse) e nei casi in cui le caratteristiche statistiche della distribuzione si dimostrino poco stabili all'interno delle stessa regione. L'assenza di regioni omogenee permette alle statistiche delle piene di poter variare con continuità da sito a sito, e facilita la valutazione delle incertezze di stima. Sulla base di quanto detto si considera quindi la regionalizzazione di grandezze *distribution-free*, nel caso specifico i rapporti adimensionali L_{CV} ed L_{CA} . Questi sono rispettivamente indicatori di dispersione e asimmetria della distribuzione analogamente al coefficiente di variazione e di asimmetria, ma basati sulla teoria degli L-momenti (Hosking e Wallis, 1997).

vantaggi
non regioni

La regionalizzazione di L_{CV} ed L_{CA} , permette la ricostruzione della curva di crescita K_T utilizzando successivamente le relazioni tra parametri ed L-momenti disponibili per molte distribuzioni di probabilità. L'equazione (1) diventa quindi:

$$Q_T = Q_{ind} \cdot \mathcal{F}(L_{CV}, L_{CA}, T) \tag{2}$$

dove T è il periodo di ritorno, \mathcal{F} una generica distribuzione, e Q_{ind} , L_{CV} ed L_{CA} , sono tutti elementi variabili da sito a sito.

Una particolarità del metodo è quella di consentire, in un sito caratterizzato da una serie storica breve, di sfruttare l'informazione locale presente: per esempio è possibile calcolare Q_{ind} ed L_{CV} basandosi sui dati campionari, e lasciare alla procedura regionale la valutazione di L_{CA} .

regionalizzazione = determinazione in siti non strumentati

dove con $Q_{(i)}$ si indica l' i -esimo valore di portata al colmo del campione ordinato in senso crescente. Ai fini pratici, si noti che

$$b_1 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(i-1)}{(n-1)} Q_{(i)}, \quad (6)$$

$$b_2 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(i-1) \cdot (i-2)}{(n-1) \cdot (n-2)} Q_{(i)}, \quad (7)$$

$$b_3 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{(i-1) \cdot (i-2) \cdot (i-3)}{(n-1) \cdot (n-2) \cdot (n-3)} Q_{(i)}, \quad (8)$$

mentre b_0 corrisponde alla media.

Dai valori dei PWM è immediato calcolare i rapporti tra L-momenti, che forniscono statistiche adimensionali:

$$L_{CV} = \frac{2b_1 - b_0}{b_0}, \quad (9)$$

$$L_{CA} = \frac{6b_2 - 6b_1 + b_0}{2b_1 - b_0}, \quad (10)$$

noti appunto come coefficiente di L-variazione e coefficiente di L-asimmetria (o L-skewness).

3.2 Incertezza delle statistiche campionarie

Una volta valutati i coefficienti di L-variazione e di L-asimmetria risulta importante valutare l'incertezza associata, attraverso la deviazione standard (o la varianza) associata alla stima stessa. Tale valutazione può essere effettuata facendo riferimento alle equazioni di Elamir e Scheult (2004) che riportano una procedura per la stima indistorta e *distribution-free* delle varianze e covarianze degli L-momenti campionari. Tali equazioni sono piuttosto complesse e non sono riportate in questo manuale, ma sono state implementate in diversi software, ad esempio nel pacchetto nsRFA (Viglione, 2007a) del software R (<http://cran.r-project.org/web/packages/nsRFA/>).

In presenza di campioni molto brevi, nel caso in cui la varianza di stima non converga o risulti negativa, si può ricorrere all'uso di formulazioni semplificate ottenute da Viglione (2007b). Tali ultime equazioni, che possono anche essere utilizzate per valutazioni speditive, definiscono la deviazione standard di stima di L_{CV} come

$$\sigma_{L_{CV}} = \frac{0.9 \cdot L_{CV}}{\sqrt{n}}, \quad (11)$$

Tabella 1: Descrittori necessari per il calcolo di Q_{ind} , L_{CV} ed L_{CA} attraverso le formulazioni dei modelli regionali di regressione.

Simbolo	Descrizione	U.M.
area	area del bacino	km ²
H_{min}	quota minima del bacino	m. s.l.m.
IDF_a	media a scala di bacino del coefficiente pluviometrico della curva di possibilità pluviometrica nella forma $h = a \cdot d^n$	mm/h
IDF_n	media a scala di bacino dell'esponente della curva di possibilità pluviometrica nella forma $h = a \cdot d^n$	-
$CV[IDF_a]$	coefficiente di variazione spaziale a scala di bacino del coefficiente pluviometrico della curva di possibilità pluviometrica nella forma $h = a \cdot d^n$	-
LCV_{1h}	media a scala di bacino del L_{CV} delle precipitazioni intense di durata oraria	-
LCA_{6h}	media a scala di bacino del L_{CA} delle precipitazioni intense di durata 6 ore	-
$CV[LCV_{6h}]$	coefficiente di variazione spaziale a scala di bacino del L_{CV} delle precipitazioni intense di durata 6 ore	-
$CV[LCA_{24h}]$	coefficiente di variazione spaziale a scala di bacino del L_{CA} delle precipitazioni intense di durata 24 ore	-
$fourier_{B2}$	media a scala di bacino del coefficiente B_2 del regime pluviometrico	-
NDVI	media a scala di bacino dell'indice di vegetazione NDVI	-
clc2	percentuale di superficie di bacino ricadente nel raggruppamento 2 delle classi di uso di suolo del CORINE Land Cover	%

Modello regionale per il calcolo di L_{CV} .

$$L_{CV} = 0.17719 \cdot H_{\min}^{0.20969} \cdot NDVI^{0.71067} \cdot CV[IDF_a]^{0.21581} \cdot CV[L_{CV_{6h}}]^{-0.19252}$$

I descrittori utilizzati sono la quota media del bacino; il valore dell'indice di vegetazione NDVI medio annuo; il coefficiente di variazione spaziale del parametro a della curva di possibilità pluviometrica e il coefficiente di variazione spaziale del L_{CV} delle piogge intense di durata 6 ore. Si noti che, per le variabili che presentano il simbolo $CV[\cdot]$, è necessario considerare il coefficiente di variazione del descrittore a scala di bacino, anziché il valore medio. Esso è facilmente determinabile in ambiente GIS, dividendo la deviazione standard ottenuta considerando i valori relativi alle singole celle per la media spaziale. L'incertezza del modello può essere valutata come:

$$\sigma_{L_{CV}}^2 = L_{CV}^2 \cdot \left[\exp(\sigma_{\hat{y}}^2) - 1 \right].$$

dove

$$\sigma_{\hat{y}}^2 = 0.04267 + x \begin{pmatrix} 0.03953 & -0.00835 & -0.00975 & -0.00172 & 0.00067 \\ -0.00835 & 0.00284 & 0.00304 & 0.00078 & 0.00137 \\ -0.00975 & 0.00304 & 0.00714 & 0.00117 & -0.00043 \\ -0.00172 & 0.00078 & 0.00117 & 0.00258 & -0.00151 \\ 0.00067 & 0.00137 & -0.00043 & -0.00151 & 0.0045 \end{pmatrix} x^T.$$

Il vettore dei descrittori di bacino è pari a

$$x^T = \begin{pmatrix} 1 \\ \log(H_{\min}) \\ \log(NDVI) \\ \log(CV[IDF_a]) \\ \log(CV[L_{CV_{6h}}]) \end{pmatrix}.$$

con

$$y = \begin{cases} -k^{-1} \log\{1 - k(x - \zeta)/\alpha\} & k \neq 0 \\ (x - \zeta)/\alpha & k = 0 \end{cases} \quad (15)$$

$y = f(\xi, \alpha, k)$

dove ζ è il parametro di posizione, α il parametro di scala e k il parametro di forma. La relativa funzione di frequenza cumulata è

$$F(x) = \Phi(y) \quad (16)$$

dove $\Phi(\cdot)$ è la distribuzione di frequenza cumulata della distribuzione Normale standardizzata. Il campo di esistenza della distribuzione è $-\infty < x \leq \zeta + \alpha/k$ se $k > 0$; $-\infty < x < \infty$ se $k = 0$; $\zeta + \alpha/k \leq x < \infty$ se $k < 0$.

Per valutare i parametri della distribuzione, gli L-momenti teorici della distribuzione possono essere eguagliati a quelli stimati. Il parametro di forma k può essere stimato in funzione del solo L_{CA} . Non esiste una soluzione esplicita possibile, ma la seguente approssimazione ha un'accuratezza relativa di 2.5×10^{-6} per $|L_{CA}| \leq 0.94$, corrispondente a $|k| \leq 3$:

$$k \approx -L_{CA} \frac{E_0 + E_1 \cdot L_{CA}^2 + E_2 \cdot L_{CA}^4 + E_3 \cdot L_{CA}^6}{1 + F_1 \cdot L_{CA}^2 + F_2 \cdot L_{CA}^4 + F_3 \cdot L_{CA}^6} \quad (17)$$

I coefficienti usati nell'approssimazione sono quelli indicati nella tabella 2. Gli altri parametri sono quindi ottenibili come

$$\alpha = \frac{Q_{ind} \cdot L_{CV} \cdot k \cdot e^{-k^2/2}}{1 - 2\Phi(-k/\sqrt{2})} \quad (18)$$

$$\zeta = Q_{ind} - \frac{\alpha}{k} (1 - e^{k^2/2}) \quad (19)$$

Tabella 2: Coefficienti di approssimazione per le equazioni dei parametri (ridotta, da Hosking e Wallis (1997)).

$E_0 = 2.0466534$	
$E_2 = 1.8396733$	$F_1 = -2.0182173$
$E_3 = -0.20360244$	$F_3 = -0.21741801$

Noti i parametri della distribuzione valutati con il metodo degli L-momenti si calcola la variabile ridotta normale standard y in funzione della frequenza di non superamento F (o analogamente del periodo di ritorno T)

$$y = \Phi^{-1}(F) = \Phi^{-1}\left(1 - \frac{1}{T}\right) \quad (20)$$

dove Φ^{-1} indica la funzione quantile della distribuzione Normale standard.

Tabella 3: Tipologia di distribuzione da cui campionare le variabili per il calcolo delle fasce di confidenza. Le variabili sono assunte indipendenti eccetto il caso di L_{CV} e L_{CA} provenienti entrambi da stima campionaria, per cui si adotta una distribuzione normale bivariata. Il simbolo \mathcal{N} indica la distribuzione Normale; $\log \mathcal{N}$ indica la distribuzione log-Normale.

Variabile	Metodo di stima	Distribuzione da utilizzare per il campionamento
Q_{ind}	campionaria	$Q_{ind}^* \sim \mathcal{N}(Q_{ind}, \sigma_{Q_{ind}}^2)$
Q_{ind}	regionale	$Q_{ind}^* \sim \log \mathcal{N}(Q_{ind}, \sigma_{Q_{ind}}^2)$
L_{CV} e L_{CA}	entrambi campionari	$(L_{CV}^*, L_{CA}^*) \sim \mathcal{N}(L_{CV}, \sigma_{L_{CV}}^2, L_{CA}, \sigma_{L_{CA}}^2, \rho)$ stimati congiuntamente da una distribuzione Normale bivariata. Il coefficiente di correlazione ρ può essere valutato con l'equazione (13).
L_{CV}	campionario	$L_{CV}^* \sim \mathcal{N}(L_{CV}, \sigma_{L_{CV}}^2)$
L_{CA}	regionale	$L_{CA}^* \sim \mathcal{N}(L_{CA}, \sigma_{L_{CA}}^2)$
L_{CV}	regionale	$L_{CV}^* \sim \log \mathcal{N}(L_{CV}, \sigma_{L_{CV}}^2)$
L_{CA}	regionale	$L_{CA}^* \sim \mathcal{N}(L_{CA}, \sigma_{L_{CA}}^2)$

Sulla base dei valori di tali descrittori, applicando le equazioni fornite in precedenza, si ottengono le stime regionali di Q_{ind} , L_{CV} ed L_{CA} accompagnate dalla loro incertezza di stima (deviazione standard):

Variabile	media	dev. standard
Q_{ind}	199.5	69.34
L_{CV}	0.3866	0.0589
L_{CA}	0.2333	0.0961

Utilizzando le equazioni (17)-(19) si ottengono i tre parametri della distribuzione log-Normale

$$\left. \begin{matrix} Q_{ind} \\ L_{CV} \\ L_{CA} \end{matrix} \right\} \rightarrow \left\{ \begin{matrix} k = -0.48372 \\ \alpha = 123.99 \\ \xi = 167.69 \end{matrix} \right. ,$$

grazie ai quali sono facilmente calcolabili la portata di progetto Q_T e il fattore di crescita $K_T = Q_T/Q_{ind}$ in funzione di un prefissato periodo di ritorno T (o, analogamente, per una frequenza di non superamento F). In questo esempio si ottiene:

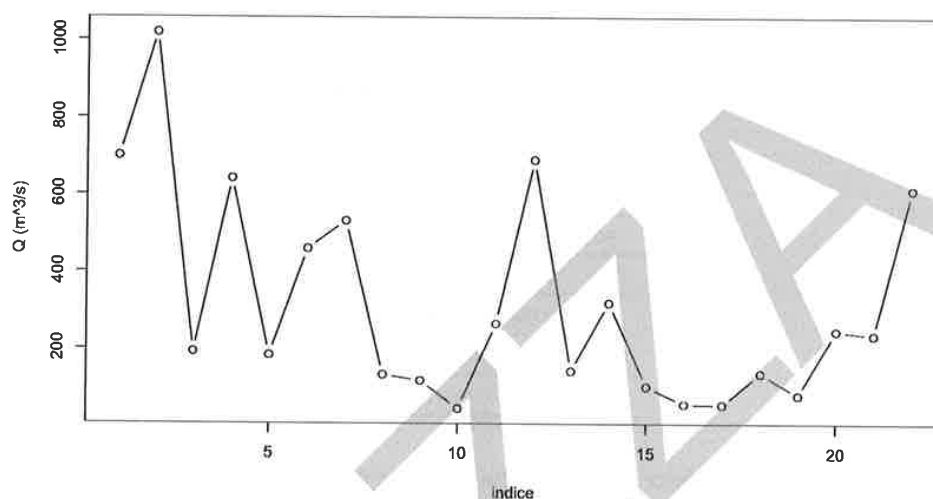
T	F	Q_T	K_T
10	0.900	387.8	1.94
20	0.950	479.4	2.40
50	0.980	603.6	3.03
100	0.990	701.1	3.51
200	0.995	802.4	4.02
500	0.998	942.8	4.73
1000	0.999	1054.2	5.28

La costruzione delle fasce di confidenza della curva di frequenza appena ottenuta richiede l'utilizzo di campionamenti pseudo-casuali di triplette delle grandezze Q_{ind}^* , L_{CV}^* ed L_{CA}^* , ognuna estratta dalla propria distribuzione (caratterizzata dal valore medio e dalla deviazione standard stimati in precedenza.) Seguendo le indicazioni dei paragrafi precedenti, essendo Q_{ind} , L_{CV} ed L_{CA} tutti determinati su base regionale, si procede al campionamento dalle seguenti distribuzioni:

Variabile	Distribuzione
Q_{ind}	log-Normale: $Q_{ind}^* \sim \log \mathcal{N}(199.5, 69.34^2)$
L_{CV}	log-Normale: $L_{CV}^* \sim \log \mathcal{N}(0.3866, 0.0589^2)$
L_{CA}	Normale: $L_{CA}^* \sim \mathcal{N}(0.2333, 0.0961^2)$

5.2 Sezione strumentata

Il secondo esempio di applicazione è caratterizzato dalla presenza di una serie di misure disponibili nella sezione di interesse. Per semplicità, si consideri la sezione già utilizzata nell'esempio precedente, per la quale sono utilizzabili 22 dati di portata annua al colmo di piena, sintetizzati nella seguente figura.



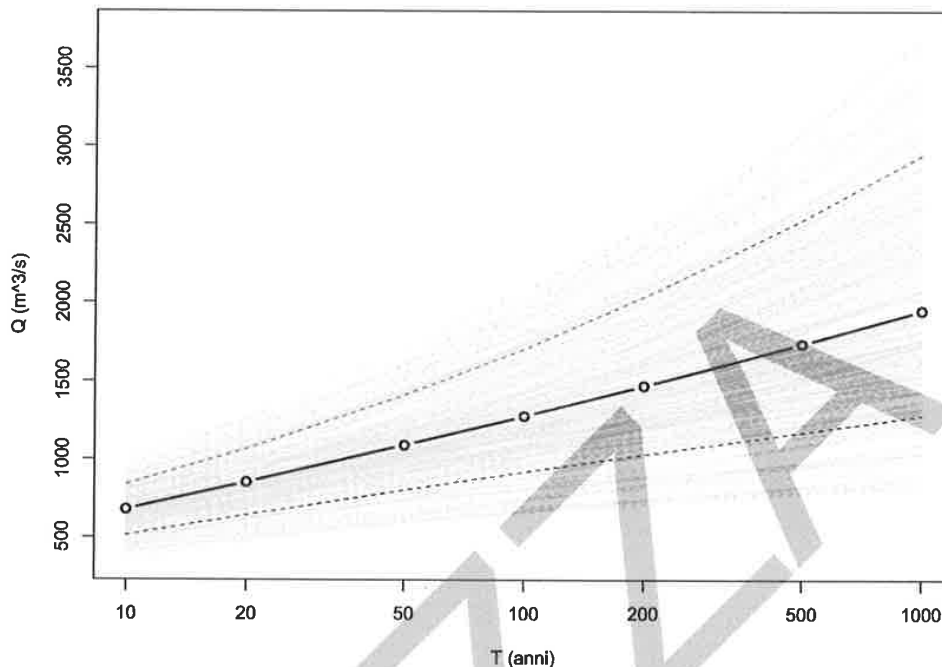
Sulla base questi dati, applicando le equazioni fornite in precedenza per il calcolo degli L-momenti campionari, si ottengono le stime di Q_{ind} , L_{CV} ed L_{CA} accompagnate dalla loro incertezza di stima (deviazione standard):

Variabile	media	dev. standard
Q_{ind}	317.1	57.62
L_{CV}	0.4650	0.0403
L_{CA}	0.3114	0.1083

Confrontando i risultati con quelli dell'analisi puramente regionale dell'esempio precedente si può osservare come la presenza di un campione di osservazioni possa migliorare la qualità della stima di Q_{ind} , ma anche di L_{CV} , sebbene la serie abbia una lunghezza non particolarmente elevata. Sul campione si è ottenuto infatti una deviazione standard minore.

La stima di L_{CA} risulta invece più efficiente se effettuata mediante il metodo regionale, e questo non stupisce vista la scarsa consistenza del campione e il fatto che L_{CA} è un L-momento del terzo ordine, che richiede campioni più lunghi per restituire stime campionarie robuste.

Si procede quindi considerando un approccio misto regionale-campionario dove Q_{ind} ed L_{CV} sono determinati su base campionaria, e solo L_{CA} su base regionale. Tale approccio non influenza la procedura per la stima dei parametri della distribuzione che, sempre sulla base delle equazioni (17)-(19) permette di ottenere:



RIFERIMENTI BIBLIOGRAFICI

- EAH Elamir e AH Seheult. Exact variance structure of sample L-moments. *Journal Of Statistical Planning And Inference*, 124(2):337-359, SEP 1 2004. ISSN 0378-3758. doi: {10.1016/S0378-3758(03)00213-1}. (Cited on page 3.)
- JA Greenwood, JM Landwehr, NC Matalas, e JR Wallis. Probability weighted moments - definition and relation to parameters of several distributions expressible in inverse form. *Water Resources Research*, 15(5):1049-1054, 1979. (Cited on page 2.)
- JRM Hosking e JR Wallis. *Regional Frequency Analysis: An Approach Based on L-Moments*. Cambridge University Press, 1997. (Cited on pages 1, 8, 9, and 10.)
- A Viglione. *nsRFA: Non-supervised Regional Frequency Analysis*, 2007a. URL <http://cran.r-project.org/web/packages/nsRFA/>. R package version 0.4-5. (Cited on page 3.)
- A Viglione. A simple method to estimate variance and covariance of sample L-CV and L-CA. http://www.idrologia.polito.it/~alviglio/lavori/varcov_t_t3.pdf, December 2007b. (Cited on page 3.)

2)

Il carico totale specifico E varia perché varia l'altezza d'acqua lungo s

$\Rightarrow E = E(y(s))$

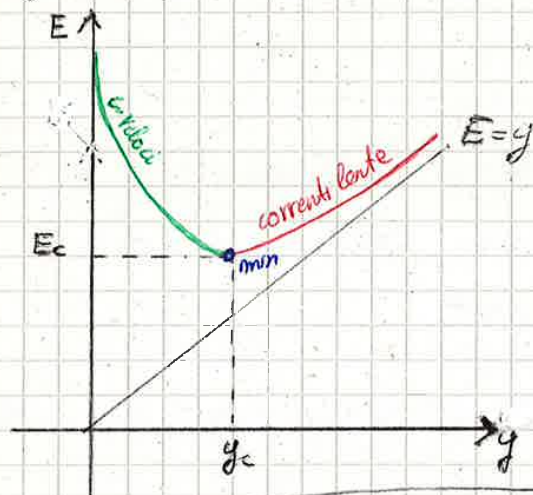
$\frac{dE}{ds} = \frac{dE}{dy} \cdot \frac{dy}{ds}$

$\frac{dE}{dy} \cdot \frac{dy}{ds} = if - J$

\Rightarrow

$$\frac{dy}{ds} = \frac{if - J}{\frac{dE}{dy}}$$

(*) $J = \frac{U^2}{\chi^2 R} = \frac{Q^2}{\chi^2 R S^2}$



$E = y + \frac{U^2}{2g} = y + \frac{Q^2}{2gS^2}$

se $y \rightarrow 0, S \rightarrow 0, U \rightarrow \infty \Rightarrow E \rightarrow \infty$

$y \rightarrow \infty, S \rightarrow \infty, U \rightarrow 0 \Rightarrow E \rightarrow \infty$

$\Rightarrow E$ ha un minimo in y_c

STUDIO SEGNO denominatore

numer

$\uparrow y \uparrow S \downarrow J$ da (*)

$y < y_c \Rightarrow$ correnti veloci $\Rightarrow \frac{dE}{dy} < 0$

$y > y_0 \quad N > 0$

$y > y_c \Rightarrow$ correnti lente $\Rightarrow \frac{dE}{dy} > 0$

$y < y_0 \quad N < 0$

$y = y_c \Rightarrow$ stato critico $\Rightarrow \frac{dE}{dy} = 0$

$y = y_0 \quad N = 0$

Alvei a debole pendenza $if < ic \Rightarrow y_0 < y_c$

Alvei a forte pendenza $if > ic \Rightarrow y_0 > y_c$

Studiando il segno del num e del den. di E è possibile ricostruire i vari profili. es: alveo a debole pendenza



$D_1 \quad \frac{N > 0}{D > 0} \Rightarrow \frac{dy}{ds} > 0$

$D_2 \quad \frac{N < 0}{D > 0} \Rightarrow \frac{dy}{ds} < 0$

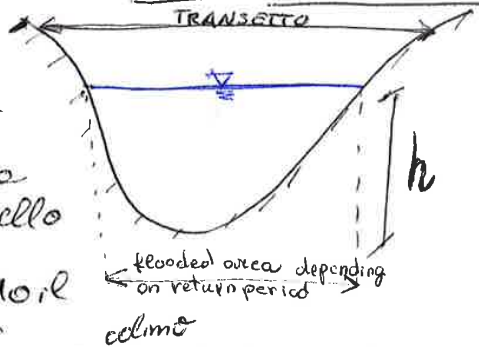
$D_3 \quad \frac{N < 0}{D < 0} \Rightarrow \frac{dy}{ds} > 0$

Mappatura Idraulica - Perimetrazione aree inondabili

1)

METODO TOPOGRAFICO

→ basato sul confronto tra le quote idriche nel corso d'acqua in condizioni di moto permanente e la topografia delle aree circostanti,



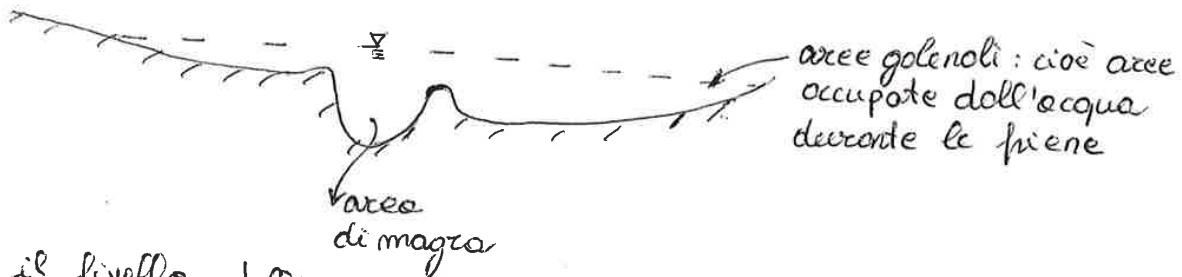
Il principio alla base del metodo ipotizza che nel corso della piena si realizza un livello del pelo libero orizzontale in tutto il trasverso.

Nota: la portata Q si calcola al tirante idrico

moto uniforme
 $Q, \tau = \text{cost}$

moto permanente
 $Q = \text{cost}$ nel tempo

Esempio alveo di pianura

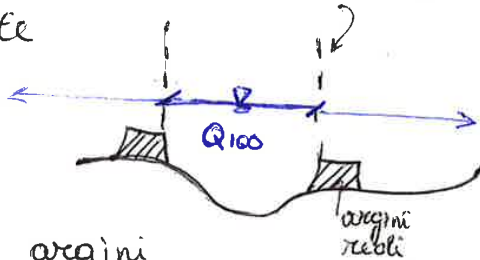


se \uparrow il livello dell'acqua è possibile che non sia del tutto contenuta nelle aree golenali

Nota: Q al colmo di piena \rightarrow tirante idraulico
Confronto il livello d'acqua con il modello digitale del terreno.

DETERMINAZIONE AREE INONDATE

Hip 1) argini infinitamente alti \Rightarrow tutta la portata sta nell'alveo principale



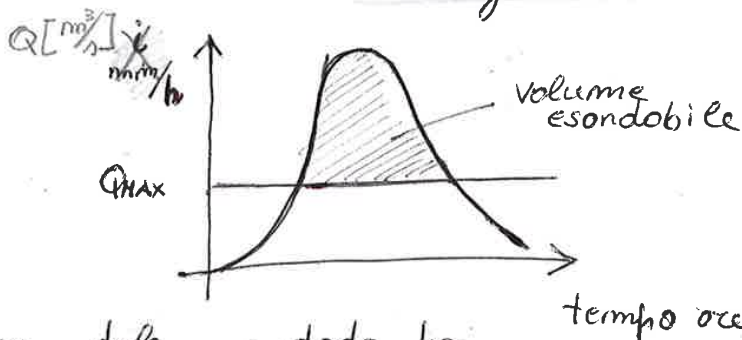
Si considerano argini infinitamente alti in grado di contenere qualsivoglia livello idrico

prolungo e vedo tutte l'estensione dell'area inondata che sarà notevolmente sovrastimata, a favore di sicurezza e va bene per una mappatura "speditiva"

⇒ con il metodo topologico si stima la zona in cui il flusso si divide. La determinazione delle aree inondabili viene eseguita cercando sulla planimetria la zona più vicina del p.c. che ha quota minore o uguale a quella del punto di esondazione. critica 3)

METODO VOLUMETRICO

Tenete conto oltre allo portate di colmo che si ha un'onda di piena che si muovono sul territorio. Fornisce informazioni sulla vera dinamica di allagamento.



idrogramma di piena

Una volta determinato il volume d'acqua eccedente, si determina l'ampiezza dell'area ipotizzando \neq tiranti idrici

Per applicare tale metodo ho bisogno di conoscere tutta la curva.

Noi considereremo modelli idraulici 1D (e quindi parte di acqua esce dal sistema) dove considerare portate minime che vanno a valle. Nei modelli 2D si ha una discretizzazione del territorio e vengono considerati anche i flussi laterali.

prosegue il corso d'acqua principale e non vede il territorio

Anche in questi casi i metodi idraulici vanno pesati da caso a caso.

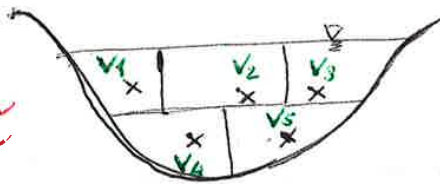
La simulazione idraulica riguarda la modellazione matematica delle relazioni tra portate, velocità e livelli idrici sia all'interno dell'olivo che nelle zone circostanti.

In prima approssimazione si possono adoperare rappresentazioni in moto permanente.

Nelle sezioni idrometriche strumentate, un idrometro misura ^{2) e 3)} l'altezza d'acqua; mediante la scala di deflusso si può ricavare Q .

Con il modello, inserisco Q e vedo che scabrezza si ottiene. Il problema è che la scala di deflusso non è sempre facile da realizzare perché non sempre è facile collocare la portata Q . Quest'ultima è misurabile tramite un mulinello idraulico che trasforma la velocità di rotazione dell'elica in velocità del flusso d'acqua.

Problema stima della scabrezza



Integrando su tutta la sezione si ricavano i valori medi di velocità

1)

Il controllo del modello, tramite la calibrazione con la scabrezza è effettuabile solo se è presente una scala di deflusso

2) Avere dei punti della scala di deflusso in caso di piena è estremamente complicata.

Soluzioni:

- posso estendere il modello fino ad una sezione in cui si ha una scala di deflusso
- si fa qualche misura di portata per calibrare il modello
- analisi di sensitività: si fa variare λ leggermente e si vede, a parità di Q e geometria quanto varia l'altezza d'acqua

Se il livello cambia poco va bene e si avrà un errore trascurabile, viceversa si prova con b

Misure per la mitigazione del rischio

5)

- Interventi strutturali : variano l'estensione delle aree allagabili in caso di alluvione
- Interventi non strutturali

$$R = H \cdot E \cdot V$$

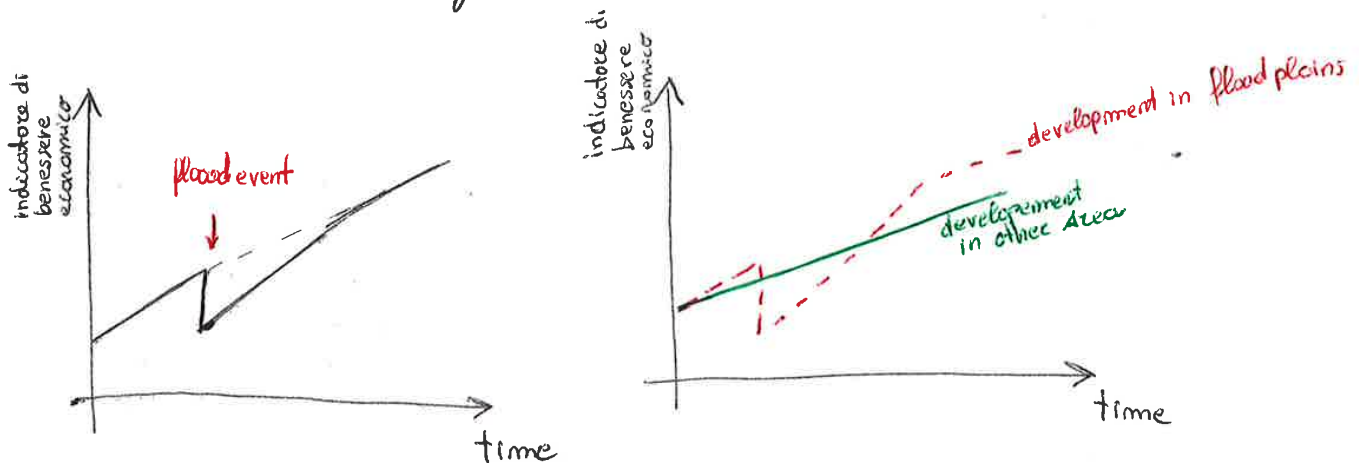
es: si può intervenire delocalizzando gli elementi a rischio $\downarrow E$

si può operare sulla vulnerabilità ad esempio rinforzando una casa

Riduce la pericolosità con interventi che riducono la pericolosità dell'evento

$$r_{t,T} = 1 - (1 - r)^T$$

Bisogna in ogni caso tener conto del rischio residuo affrontabile con misure non strutturali come ad esempio un'assicurazione degli elementi presenti



Devo scegliere se stare in una zona più pericolosa dove si hanno forti perdite in caso di alluvione ma \rightarrow benessere in assenza di eventi, o delocalizzare in altre aree accettando un minor livello generale di benessere ma evitando forti perdite economiche in caso di alluvione.

- Il SOGGETTO della difesa idraulica è l'area di rischio
- Il SOGGETTO della sistemazione idraulica è il tratto o la sezione di corso d'acqua o il versante che possono costituire fattori di rischio
- Entroambi concorrono alla DIFESA DEL SUOLO.
 - Regioni di Piana \rightarrow riduzione della portata o dei livelli in olveo
 - Regioni montane \rightarrow stabilizzazione dell'olveo

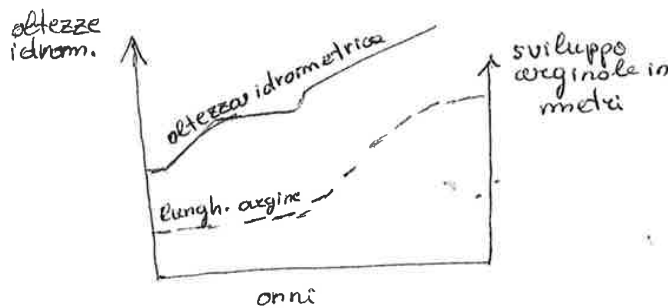
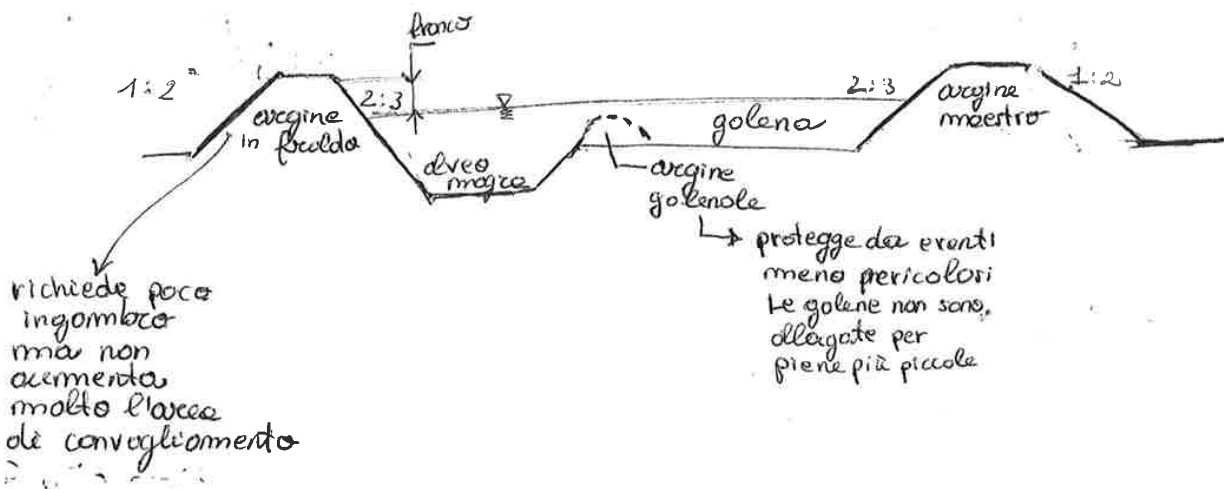
7)

Per arginature



Gli argini possono essere più o meno vicini ai corsi d'acqua o associati ad uno scavo

Se l'olivo è piccolo la forma è tipicamente trapezoidale

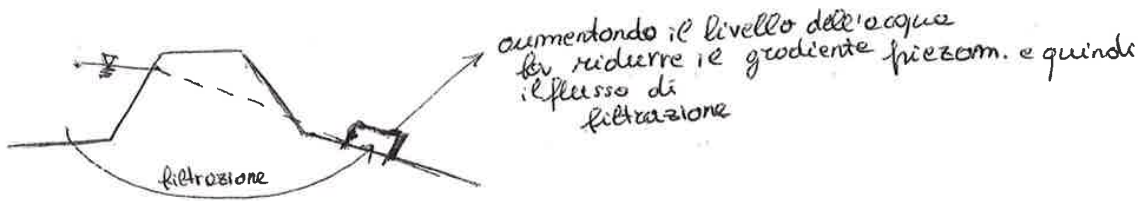


Cause di inefficacia della protezione arginale

- sovranto → il livello dell'acqua supera l'argine
- erosione → l'argine colpito obliquamente dalla corrente viene intaccato al piede e frana verso fiume
- sfiancamento → a causa della lunga durata della piena o per cattiva consistenza del rialzo, l'argine si rommolisce e cede lato compagno
- sifonamento → quando l'acqua filtra al di sotto o all'interno del corpo arginale e fuoriesce sulla parte esterna dello stesso, o sul terreno di compagno all'equo (fontanezzi)

Rimedi al sovrimento possono essere messi in atto durante l'evento rialzando la sommità dell'argine con ad esempio sacchetti permeabili di sabbia

Quando si ha il sifonamento o la filtrazione, si può risolvere il problema dei cd fontanazzi con delle coronelle



vedi biblioteca polito treatise on water science

16-11-2015

Misure strutturali passive

- b)
- Argine: costi bassi, bassa difficoltà nella realizzazione dell'opera. Opere maggiormente utilizzate
 - Drizzagno: raddrizzamento dell'alveo. Consente di ↑ il deflusso in una sezione di un corso d'acqua aumentandone la velocità. Es Fiume Tevere



È stato raddrizzato il corso d'acqua con una canalizzazione. Si sono collegati i due punti A e B con un percorso minore ⇒ aumenta la pendenza ⇒ aumenta la velocità.

PROBLEMA! [A parità di $Q \downarrow h$ ma a valle aumenta la pericolosità perché si concentra l'onda di piena più a valle. $\uparrow V$]

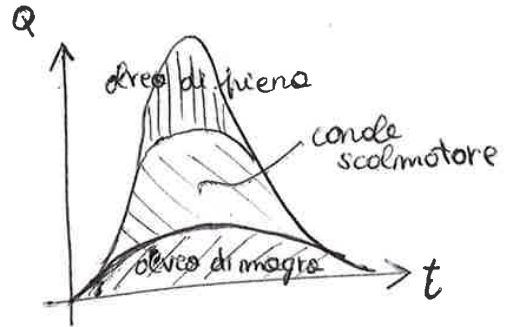
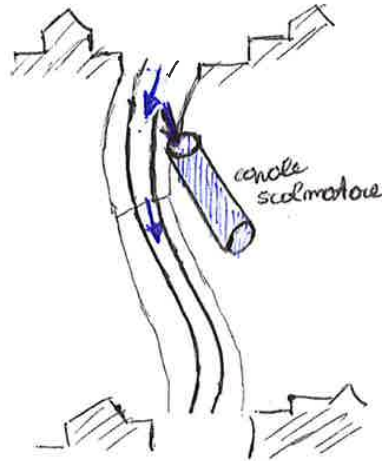
Esso perché oggi sono interventi di protezione idraulica poco utilizzati

vedi esempio diversivo di Vienna

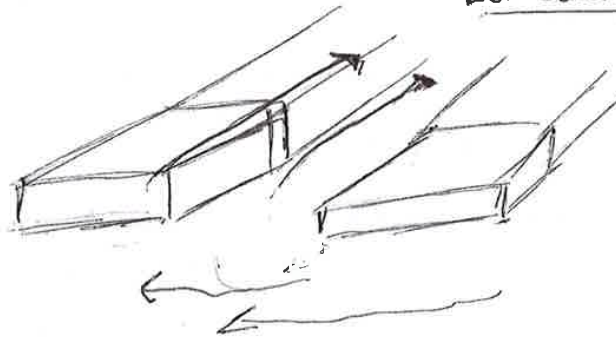
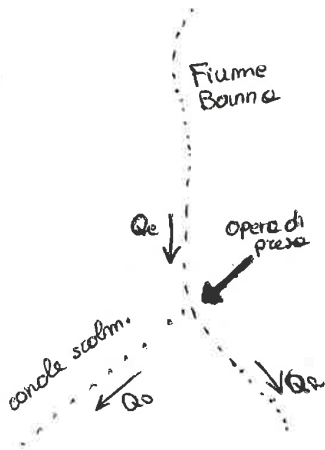
2)

Canali scalmatori

es. Genova

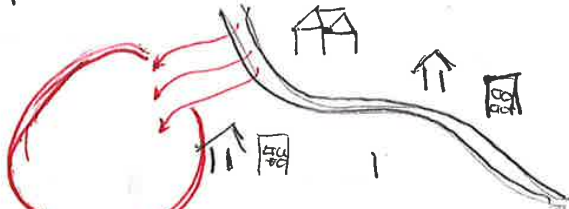


Es. Balongeco



Il gradino guida l'acqua in un altro canale quando si super il livello del gradino

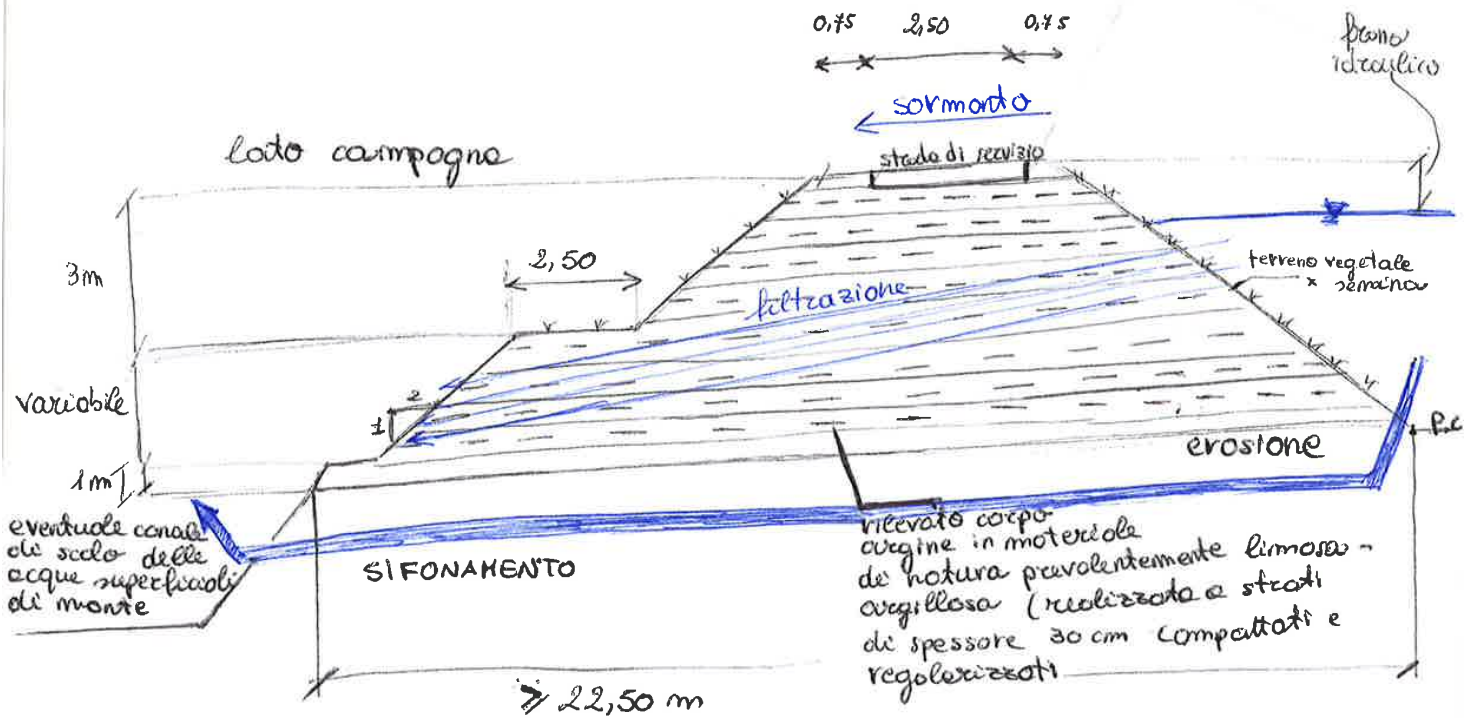
Esempio nodo idraulico di Ivrea



Hanno visto che esisteva un paleovalve naturale in cui si potevano far defluire le acqua
=> riattivazione di un paleovalve

4)

ARGINE



c)

Deviazione delle portate di piena

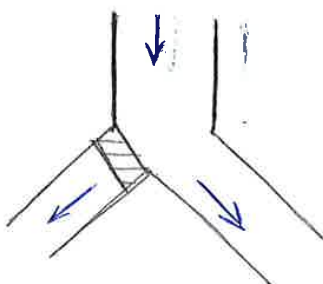
1)

- diversivi: canali artificiali a soglia regolata e non, sempre attraversati dalla corrente idrica, che derivano acqua dal fiume e la convogliano in un recipiente che spesso è lo stesso corso d'acqua, più a valle

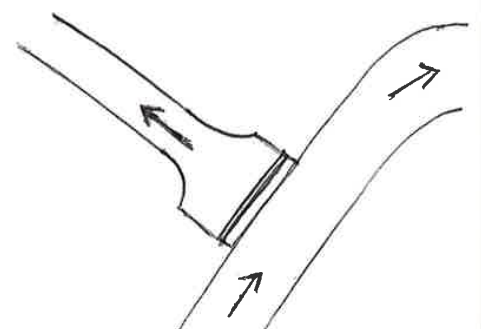
2)

- canali scalmatori: hanno come finalità quella di attenuare il solo colmo di piena e pertanto sono attivi solo al seguito del superamento di portate significative, durante le piene

1)



2)



Misure strutturali

6)

PASSIVE

- intercessono in modo diretto o indiretto le onde fluviali
- riducono la portata in sezioni di interesse
- richiedono solo la stima di Q_{ricco} (Tr)

a) ▲ Inocemento coperto convogliamento corso d'acqua

x SCAVO
x arginatura

b) ▲ rettifiche fluviali (DRIZZAGNI)

c) ▲ Deviazione di portata di piena

diversivi conde scalinate

ATTIVE

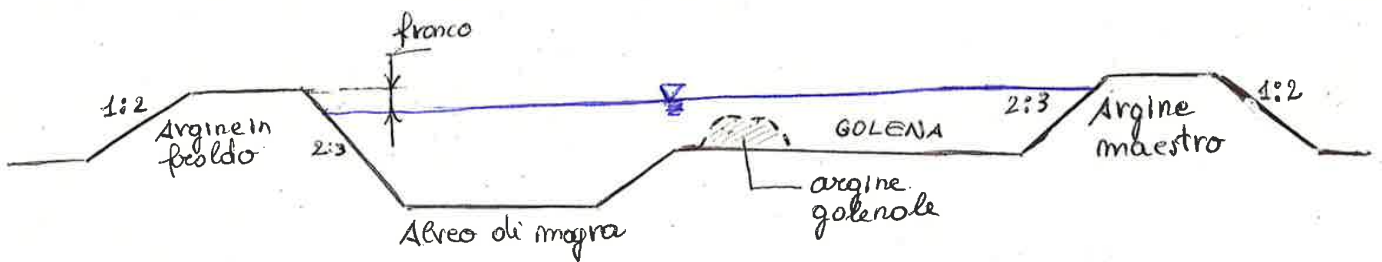
- modificano le caratteristiche delle onde di piena
- richiedono valutazione V_{piena} e Q_{ricco} (Tr)

- d) ▲ serbatoi di laminazione
- e) ▲ casse di espansione

a) x SCAVO



x arginatura



b) drizzagni

Si modifica l'assetto planimetrico di un corso d'acqua, normalmente mediante il taglio di uno o più meandri esistenti. Si realizzano > velocità della corrente in corrispondenza del tratto rettificato

Se si teme modifica del trasporto solido è opportuno stabilizzare il fondo mediante rivestimento

Casse di espansione

8)

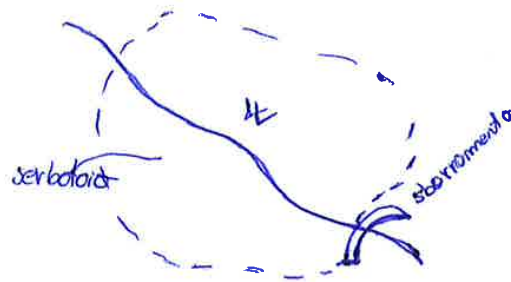
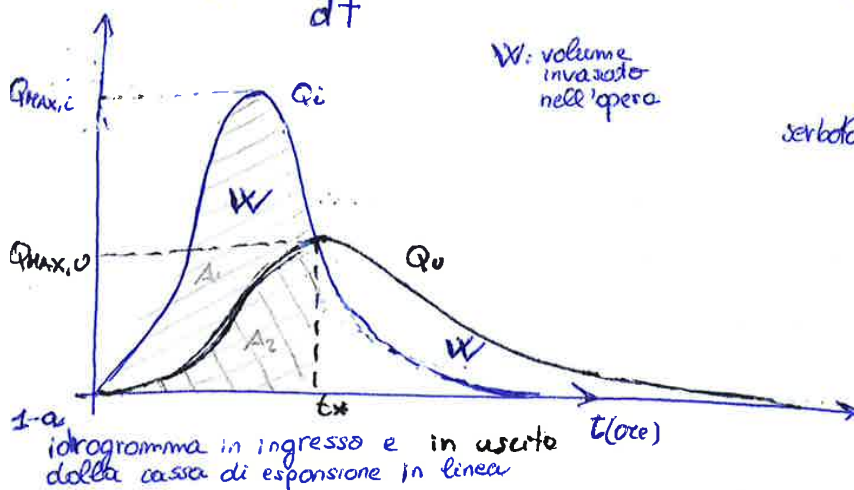
Sono opere di accumulo dei volumi idrici e consentono di ottenere la riduzione della portata di colmo di un'onda di piena attraverso il temporaneo invaso di parte del suo volume

I fattori che influiscono sono:

- caratteristiche geometriche e idrauliche dei manufatti di alimentazione e scarico
- capacità della cassa

La forma dell'onda di piena in uscita da una cassa di espansione in linea ha la seguente figura (1-a) descritta dalla seg. equazione

$$Q_i(t) - Q_o(t) = \frac{dW}{dt}$$



Fino al tempo t^* la portata uscente è inferiore a quella entrante e la cassa si riempie progressivamente. Dopo t^* l'andamento si inverte e la cassa inizia a svuotarsi.

$$W = \int_{t_0}^{t^*} (Q_i(t) - Q_o(t)) \cdot dt = (A_1 - A_2) \cdot dt$$

↳ rappresenta il volume totale invaso, nonché il volume necessario a realizzare della portata di colmo del valore $Q_{max,i}$ di valore $Q_{max,o}$

VASCHE DI LAMINAZIONE O' CASSE DI ESPANSIONE

Area delimitata da un'arginatura e soggetta ad allagamenti preordinati; è collegata direttamente al corso d'acqua potendo essere in linea o in derivazione.

Linea

ADATTE AD ALVEI NON PENSILI

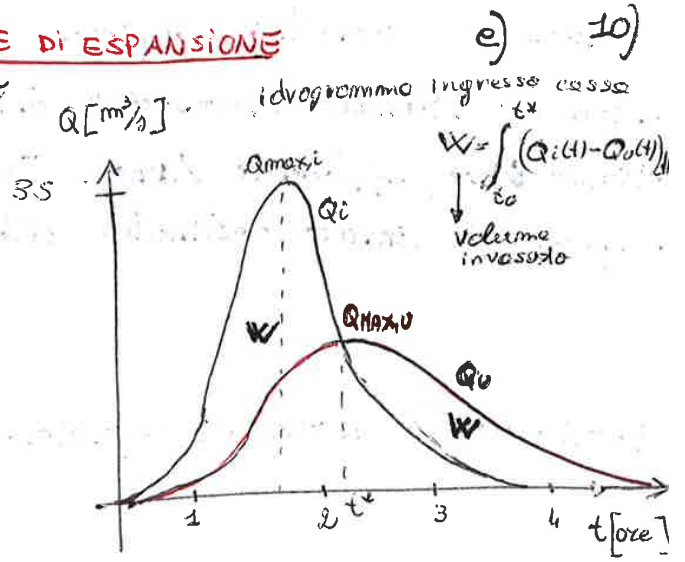


- Sfruttano il volume ottenuto dal rigurgito provocato da un'opera trasversale (saglia, traversa)
- funzionamento semplice ed efficace (no organi di manovra)

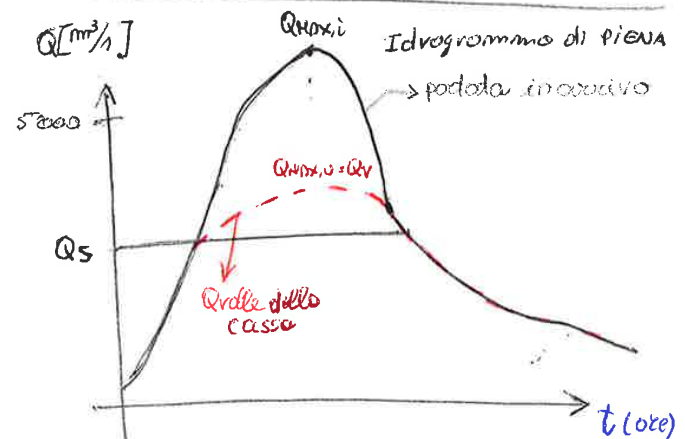
IN DERIVAZIONE



- Sfruttano porzioni di territorio che si sviluppano parallelamente all'olreo
- efficienza teorica elevata
- funzionamento complesso (organi di regolazione)



- È impossibile decapitare l'idrogramma
- Bassa efficienza, il volume invasato impone la portata in uscita $Q_{out} = Q_{in}(h)$
- basso impatto sul territorio ma alto impatto ambientale



- Decapitazione dell'idrogramma (ma solo con organi di direzione di tipo attivo)
- alta efficienza di laminazione γ
- basso impatto ambientale
- Alto impatto sul territorio

Efficienza di laminazione

$$\gamma = 1 - \frac{\max(Q_u)}{\max(Q_i)}$$

Misure strutturali di difesa attiva

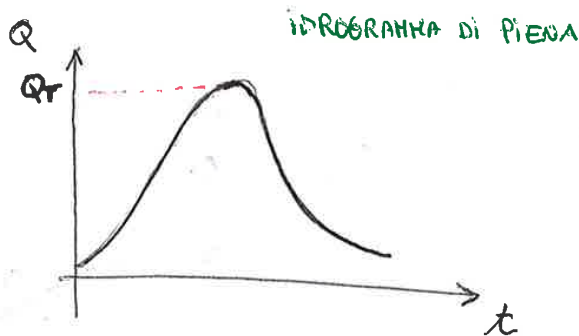
23-11-2016

1)

Laminazione delle piene

Obiettivo: diminuire la pericolosità idraulica di un tratto del corso d'acqua.

Può essere attuata in otica di regolazione degli afflussi dell'intero corso d'acqua



Nelle opere di protezione precedenti l'obiettivo era "eliminare" la portata al colmo Q_T

Per la laminazione serve tutto l'idrogramma

Si prende una parte del volume dell'idrogramma e lo si mette da parte

Una vasca di laminazione o cassa di espansione è un'area delimitata da una arginatura e soggetta ad alloggiamenti preordinati; è collegata direttamente al corso d'acqua, potendo essere vista in linea e in deviazione

LINEA

area alloggiabile
sbarcoamento
 Q^*

Q^* : max portata che può transitare a valle e che vogliamo che transiti

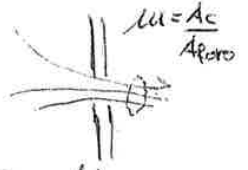


Si accumula temporaneamente il volume ad esempio creando un'area allagata in cui viene immagazzinato temporaneamente il volume. Nei laghi naturali ^{anche} questo processo avviene già in natura o nelle aree golenali molto ampie.

Può essere considerata come una soglia che non può essere superata in una sezione (es. sotto un ponte)

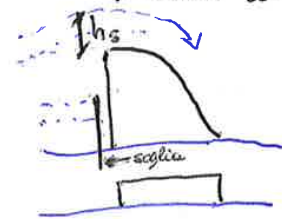
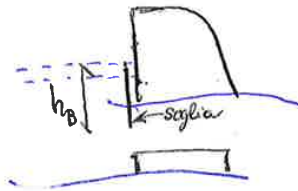
Per avere un taglio netto dell'idrogramma dovrai avere 3) una soglia che funziona prima come battente

$$Q_0 = \mu \cdot A \cdot \sqrt{2g} \cdot h^{1/2} \Rightarrow Q_0 \propto h_B^{1/2} \quad B) \text{ e poi,}$$

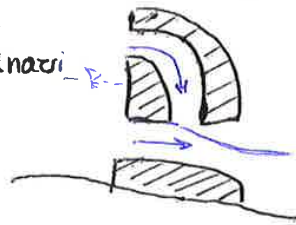


Quando l'acqua supera la soglia, ha la funzione di uno stromazzo

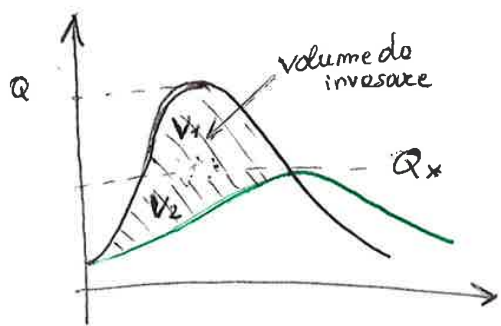
$$Q_0 = \alpha h_s^{3/2} \quad 5)$$



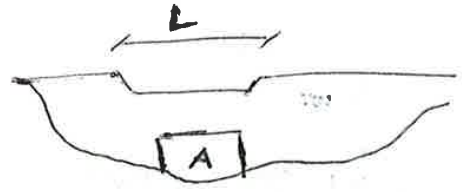
La realizzazione di scarichi più complessi del tipo in figura possono essere più efficienti ed avvicinarsi al modello teorico con taglio netto dell'idrogramma ma...



...ma con la necessità però di avere un modello fisico che legghi Q_{out} e h facendo delle misure in laboratorio con il modello in scala $Q_{out} = f(h)$



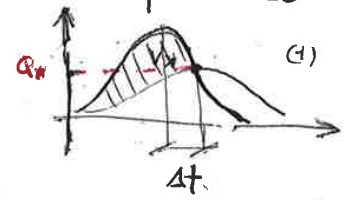
Deve avere un'opera che limiti la portata



Non avendo un taglio netto dell'idrogramma, non basta tenere conto solo di V_1 ma anche di $V_1 + V_2 = V_x$; Il volume V_2 deriva dal fatto che la portata in uscita dopo la laminazione è $Q_{out} = Q_{out}(h)$

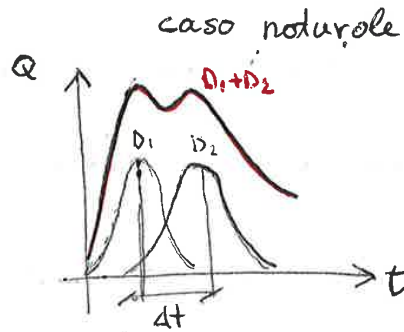
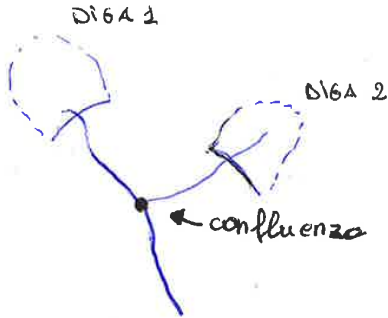
Per portate elevate se A non è in grado di far fluire la portata interviene anche il funzionamento della luce in superficie

• Quando ho il max di $Q \Rightarrow Q_E = Q_U$ quando $Q_U = Q_{MAX}$ 5.)
 (è il motivo per il quale il massimo si ha in corrispondenza dell'incontro dei due idrogrammi)



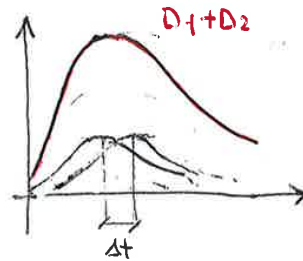
Altro problema: Shift dei colmi di piena

Laminazione \Rightarrow spostare di Δt il colmo



Le onde lamineate sono più basse ma bisogna tenere conto delle altre eventuali laminazioni secondo dei cd piani di laminazione

Si hanno picchi più bassi ma quest'ultimi essendo più vicini tra di loro possono "sommarsi"



L'equazione ** si risolve in modo iterativo:

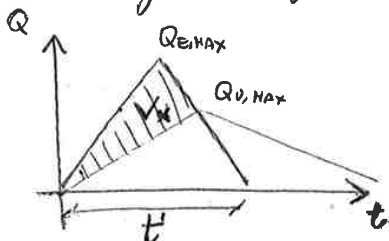
- Analisi approssimata dove si dimensiona il sistema
- Analisi più dettagliata

Come si fa a capire la dimensione degli scarichi?

1° metodo
 Si dimensiona lo scarico in funzione di Q^* . Si trova l'altezza in base a Q^* . una prima perimetrazione dell'area allagabile (vedi grafico (1))

2° metodo

Considerare degli idrogrammi semplificati



Hip: non considera gli scarichi

$$V_* = \frac{Q_{E,MAX} \cdot t'}{2} - \frac{Q_{U,MAX} \cdot t'}{2}$$

$Q_{U,MAX}$ non è noto ma lo si impone io

- In κ è presente c , in cui è presente la grandezza di progetto [7]
- $V_0 e^{-\kappa t}$ è una curva di esaurimento \Rightarrow se si hanno più picchi è possibile che l'invaso si ancora parzialmente pieno, perché la curva non è ancora arrivata a 0
- Se $Q_E(t)$ è una funzione semplice può essere risolto numericamente l'integrale

Soluzione numerica delle differenze finite

\Rightarrow Verifica funzionamento idraulico della cassa

$$Q_E(t) - Q_U(t) = \frac{dV(t)}{dt}$$

$$\frac{Q_E(t+\Delta t) - Q_E(t)}{\Delta t} - \frac{Q_U(t+\Delta t) - Q_U(t)}{\Delta t} = \frac{V(t+\Delta t) - V(t)}{\Delta t}$$

$$\frac{Q_E(t+\Delta t) - Q_E(t)}{\Delta t} - \frac{Q_U(h(t+\Delta t)) - Q_U(h(t))}{\Delta t} = \frac{V(h(t+\Delta t)) - V(h(t))}{\Delta t}$$

legge di efflusso *legge di invaso*

$$Q_U(h(t+\Delta t)) = Q_E(t+\Delta t) - Q_E(t) - \frac{\Delta V}{\Delta t} (V(h(t+\Delta t)) - V(h(t))) - Q_U(h(t))$$

\uparrow noti \uparrow noti \uparrow noto dallo step precedente

\uparrow noto dal calcolo dello step precedente

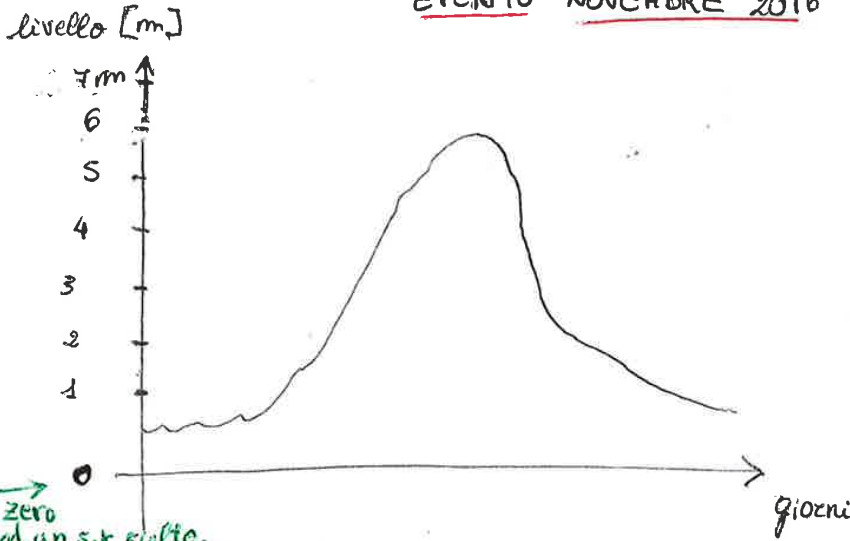
$h(t+\Delta t)$ la si ricava numericamente per un singolo step temporale.

$$\text{Quando } t=0 \quad \left. \begin{array}{l} Q_U(t=0) = 0 \\ V(t=0) = 0 \end{array} \right\} \text{C.I.} \Rightarrow \text{trovo } h(t+\Delta t)$$

30-11-2016 1)

Laminazione: bisogna tenere conto del volume d'acqua

EVENTO NOVEMBRE 2016 PO' a TORINO



Si trasformano le altezze d'acqua in portate mediante la scala di deflusso che va tarata e ricalibrata dopo eventi importanti per ogni stazione
 ⇒ otteniamo l'idrogramma ma

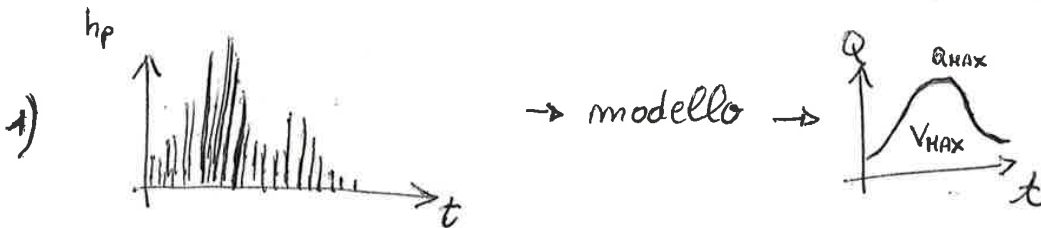
livello zero rispetto ad un s.r. scelto. Non coincide con il fondo del fiume

Nella banca dati idrologica di ARPA è possibile scaricare la scala di deflusso

Nota la portata, il volume sarà un'area sottesa a tale portata

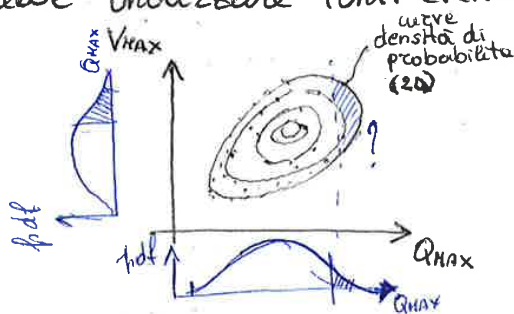
Come ottenere dati sul volume di piena

- Modellazione diretta → afflussi deflussi 1)
- Modellazione statistica



ci sono molti parametri da tenere sotto controllo.

Bisognerebbe analizzare tanti eventi osservati



Si potrebbe consentire un'analisi statistica mediante una distribuzione bidimensionale

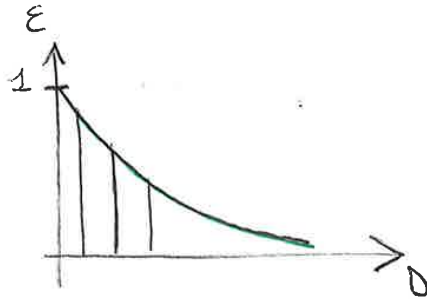
Problemi:

- scarsità di dati
- la distribuzione di probabilità bivariata è più complicata e non è più univoco il tempo di ritorno

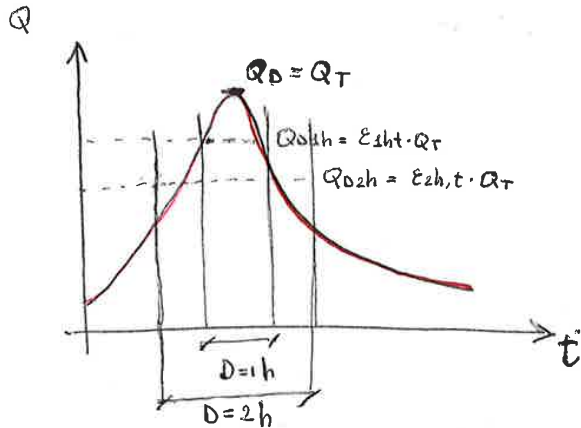
curve di riduzione colpi piena

3)

$$\varepsilon = \frac{Q_{D,MAX}}{Q_{D=0}}$$



Da queste curve è possibile costruire degli **IDROGRAMMI SINTETICI**



È congruente con le curve di riduzione

$$\varepsilon = f(\dots)$$

$$\varepsilon_D = \left[1 + b \cdot D\right]^{-c}$$

NERC 1975

b, c: parametri empirici

Il problema è calcolare b e c quando non si hanno dati.

Fiorantino nel 1985 ha introdotto un metodo per stimare i parametri con le

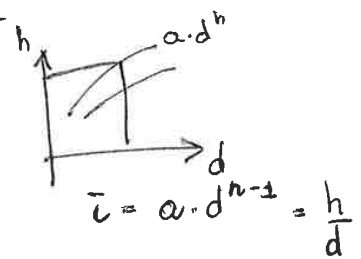
Ipotesi:

- stima del colmo di piena con il metodo razionale

$$Q_0 = \frac{\varphi \cdot A \bar{v}[t_c]}{3,6} \quad \text{dove } \bar{v} \text{ deriva da:}$$

Anche la portata è stimabile con una formula razionale:

$$- \bar{Q}_D = \frac{\varphi \cdot A \cdot \bar{v}[t_c + D]}{3,6}$$



$$\Rightarrow \varepsilon_D = \frac{\bar{v}[t_c + D]}{\bar{v}[t_c]} = \frac{a \cdot (t_c + D)^{n-1}}{a \cdot (t_c)^{n-1}} = \left(\frac{t_c + D}{t_c}\right)^{n-1} = \left(1 + \frac{D}{t_c}\right)^{n-1}$$

confrontando ε_D con la formula NERC si trova l'equivalenza dei parametri

$$b = \frac{1}{t_c}$$

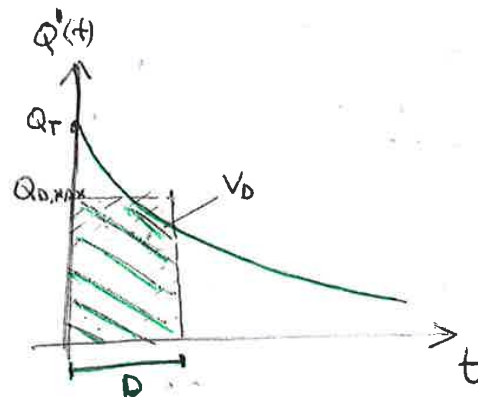
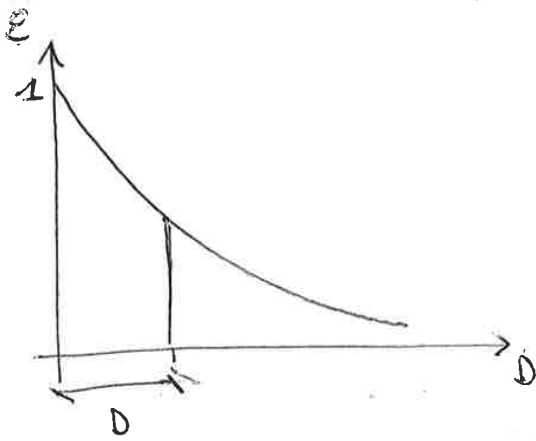
$$c = 1 - n$$

t_c : tempo convoluzione

n: esponente CPP

caso 1)

5)



$$V_D = \underbrace{Q_T \cdot \varepsilon_D}_{\bar{Q}_D} \cdot D$$

$$Q(t) = \frac{d}{dt} (Q_T \cdot \varepsilon_D \cdot D)_{D=t} = \frac{d}{dt} (Q_T \varepsilon_T \cdot t) = \underbrace{Q_T \cdot \varepsilon_T}_{\substack{\text{dall'analisi} \\ \text{idrologica}}} \cdot 1 + Q_T \cdot t \frac{d\varepsilon_T}{dt}$$

generica *dallo curva di riduzione*

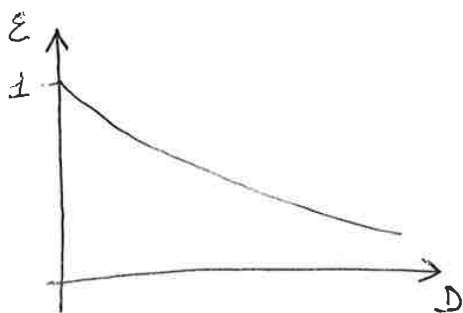
Se avessimo una curva NERC di riduzione, Inserendo la formula NERC si ottiene:

$$\frac{d\varepsilon_D}{dt} = -cb \cdot (1+bt)^{-c-1}$$

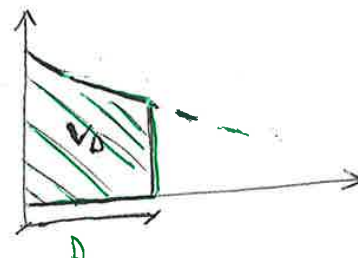
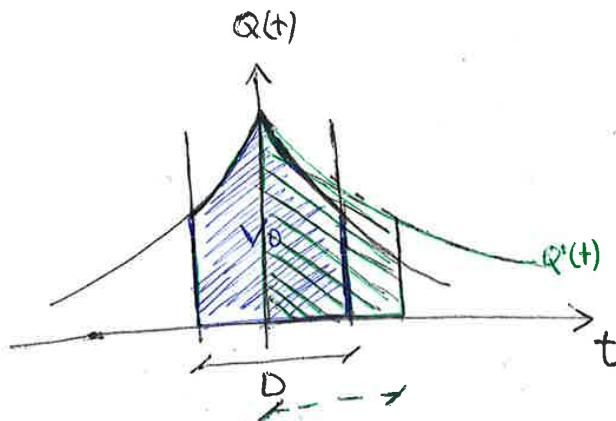
$$\Rightarrow \frac{Q(t)_{NERC}}{Q_T} = (1+bt)^{-c} = -cbt(1+bt)^{-c-1}$$

b e c non dipendono dal tempo di ritorno

caso 2) confrontato con caso 1



$$V_D = \varepsilon_D \cdot D \cdot Q_T$$



1) stima curva NERC

*)

2) Discretizzazione numerica dell'idrogramma teorico ogni 5 minuti

Questo serve a costruire onde di piena o sintetiche in cui il picco è funzione del Tr e la modalità con cui si forma l'onda dipende dal tipo di bacino ed è costante nel tempo