



Corso Luigi Einaudi, 55 - Torino

Appunti universitari

Tesi di laurea

Cartoleria e cancelleria

Stampa file e fotocopie

Print on demand

Rilegature

NUMERO: 1443A -

ANNO: 2015

A P P U N T I

STUDENTE: Piazzese

MATERIA: Idraulica Fliviale. Prof.Revelli

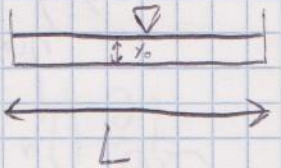
Il presente lavoro nasce dall'impegno dell'autore ed è distribuito in accordo con il Centro Appunti.

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.**

MORFODINAMICA FLUVIALE

Ipotesi di acque basse = SHALLOW-WATER

$$\delta = \frac{y_0}{L} = \text{molto piccolo} = \frac{\text{tirante idrico}}{\text{largh. fondo}}$$


In condizioni di acque basse c'è PRESSIONE IDROSTATICA.

$$P = \rho g (h - z)$$

$$\frac{\partial P}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} [\rho g (h - z)] = \rho g \frac{\partial h}{\partial x}$$

$$\frac{\partial P}{\partial y} = \frac{\partial}{\partial y} [\rho g (h - z)] = \rho g \frac{\partial h}{\partial y}$$

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial U}{\partial t} + \vec{v} \cdot \text{grad} U + g \frac{\partial h}{\partial x} + \nabla \cdot (\bar{\mu} \vec{v}) &= 0 \\ \frac{\partial V}{\partial t} + \vec{v} \cdot \text{grad} V + g \frac{\partial h}{\partial y} + \nabla \cdot (\bar{\mu} \vec{v}) &= 0 \end{aligned} \right\} \begin{array}{l} \text{conservazione} \\ \text{delle q.ta} \\ \text{di moto lungo } x \text{ e } y \end{array}$$

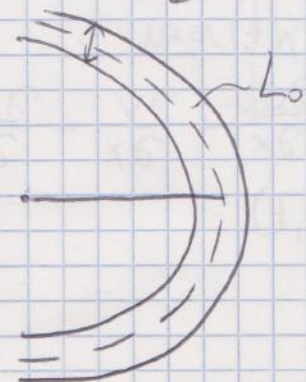
$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad \text{eq. ne continuita'}$$

EQ. NI SHALLOW WATER 3D

$$U, V, W = f(x, y, z)$$

⇒ Queste eq. n. funzionano in condizioni di $\frac{y_0}{L}$ piccola.

Sono usate per studiare
il campo di moto elicoidale
in curva (meandro) *eee*



$$\textcircled{1} \int_{\eta}^h \frac{\partial U}{\partial x} dz = \frac{\partial}{\partial x} \int_{\eta}^h U dz - U(x, y, h) \frac{\partial h}{\partial x} + U(x, y, \eta) \frac{\partial \eta}{\partial x}$$

$$\textcircled{2} \int_{\eta}^h \frac{\partial V}{\partial y} dz = \frac{\partial}{\partial y} \int_{\eta}^h V dz - V(x, y, h) \frac{\partial h}{\partial y} + V(x, y, \eta) \frac{\partial \eta}{\partial y}$$

$$\textcircled{3} \int_{\eta}^h \frac{\partial w}{\partial z} dz = w(x, y, h) - w(x, y, \eta)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \int_{\eta}^h U dz = -U \Big|_h \frac{\partial h}{\partial x} + U \Big|_{\eta} \frac{\partial \eta}{\partial x} +$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \int_{\eta}^h V dz = -V \Big|_h \frac{\partial h}{\partial y} + V \Big|_{\eta} \frac{\partial \eta}{\partial y} +$$

$$\frac{\partial}{\partial z} \int_{\eta}^h w dz = -w \Big|_h \frac{\partial h}{\partial z} + w \Big|_{\eta} \frac{\partial \eta}{\partial z} = 0$$

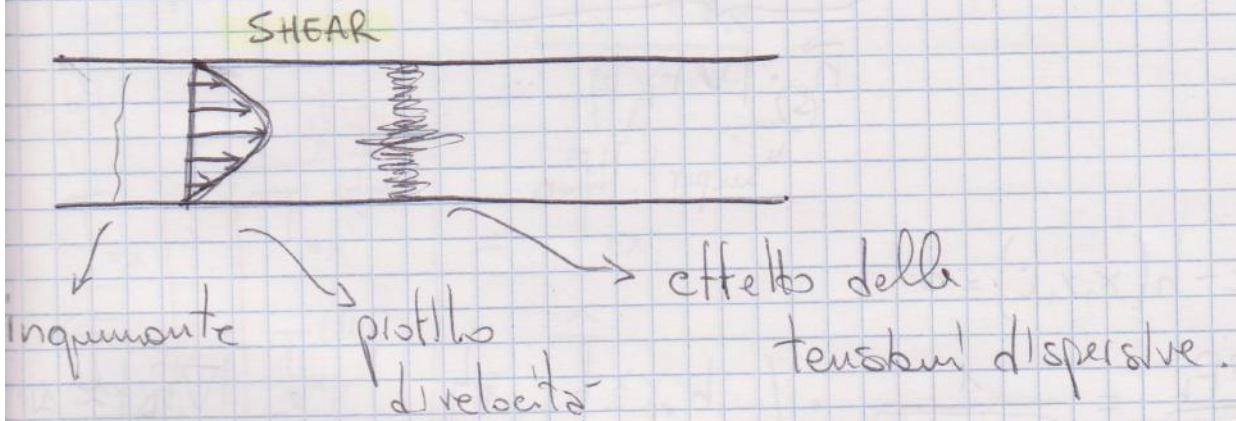
$$\frac{\partial h}{\partial z} \Rightarrow \text{ma } \boxed{h - \eta = y}$$

$\tau_{xy}^{(turbolenta)}$ = $-\rho \overline{u'v'}$ = sforzo di Reynolds mediato nell' del prodotto di 2 fluttuazioni!

$\tau_{xx}^{(turbol)}$ = $-\rho \overline{u'^2}$

U (maiuscola) è mediata (sulla turbolenza)

DISPERSIVA \neq turbolenta \Rightarrow dispersione e la capacità di un flusso di trasportare una quantità (uno SCALARE o un VETTORE) in maniera dipendente da come è fatto il flusso stesso.



$$\rho \left[\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{v} \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} \right] - \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial (\rho \tau_{xx}^{(disp)})}{\partial x} + \frac{\partial (\rho \tau_{xy}^{(disp)})}{\partial y} \right]$$

$$\int_{-h}^h \nabla \cdot (\overline{U \vec{v}}) dz = \int_{-h}^h - \frac{1}{\rho} \left[\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \right] dz$$

↓ ↓ ↓
Tensioni di Reynolds

$\nabla \left\{ \begin{array}{l} T = \text{matrice } 3 \times 3 \\ n_s = \text{vettore} \end{array} \right.$

$$\Rightarrow A = \left\{ T_{xx}, T_{xy}, T_{xz} \right\} \cdot \vec{n}_s = -\frac{1}{\rho} T_x^{(s)}$$

$$B = -\frac{1}{\rho} \left\{ T_{xx}, T_{xy}, T_{xz} \right\} \cdot \eta = -\frac{1}{\rho} T_x^{(F)}$$

\Rightarrow tensione al fondo

$$\frac{1}{\gamma} \int_h^h \nabla(\vec{u} \vec{v}) dz = \frac{1}{\rho \gamma} \left[\frac{\partial}{\partial x} (\gamma \hat{T}_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y} (\gamma \hat{T}_{xy}) - \frac{T_x^s + T_x^f}{\rho \gamma} \right]$$

↑ turbol	\hat{T}_{xx}	+	$T_{xx}^{(disp)}$	=	\hat{T}_{xx}
	\hat{T}_{xy}		$T_{xy}^{(disp)}$		\hat{T}_{xy}
	\hat{T}_{yy}		$T_{yy}^{(disp)}$		\hat{T}_{yy}

↑
dispersione

$$\frac{D\tilde{U}}{Dt} = -g \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\hat{T}_x^{(F)} + \hat{T}_x^{(s)}}{\rho \gamma} + \frac{1}{\rho \gamma} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} (\gamma \hat{T}_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y} (\gamma \hat{T}_{xy}) \right\}$$

$$\frac{D\tilde{V}}{Dt} = -g \frac{\partial h}{\partial y} + \frac{\hat{T}_y^f + \hat{T}_y^s}{\rho \gamma} + \frac{1}{\rho \gamma} \left\{ \frac{\partial}{\partial x} (\gamma \hat{T}_{xy}) + \frac{\partial}{\partial y} (\gamma \hat{T}_{yy}) \right\}$$

$$\frac{\partial \gamma}{\partial t} + \frac{\partial (\gamma \tilde{u})}{\partial x} + \frac{\partial (\gamma \tilde{v})}{\partial y} = 0$$

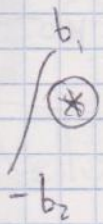
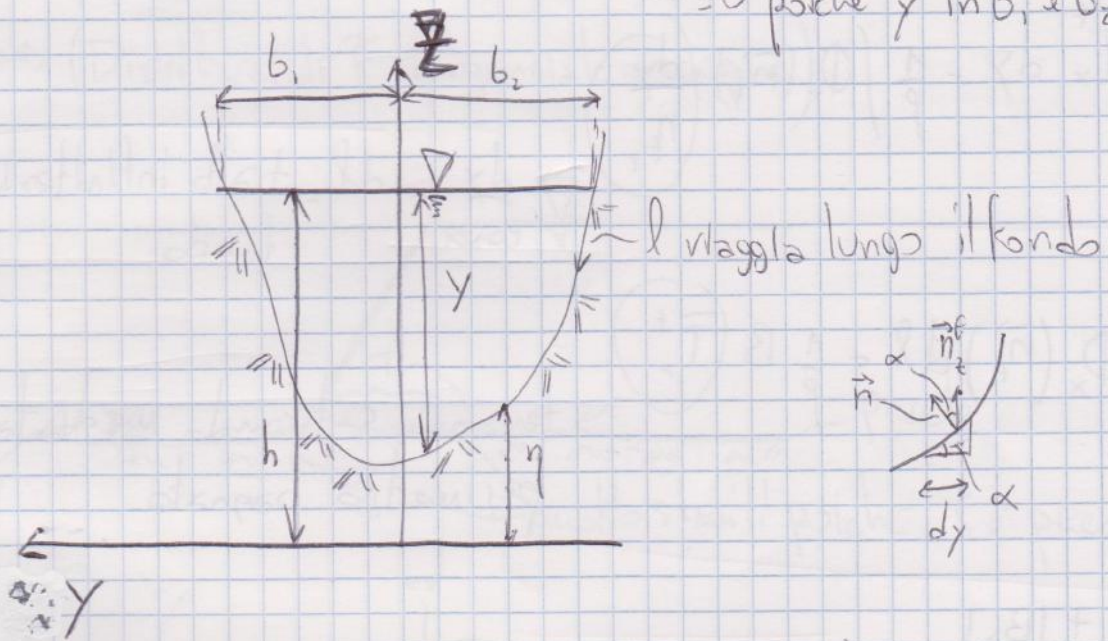
$$\left(\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \tilde{u} \frac{\partial}{\partial x} + \tilde{v} \frac{\partial}{\partial y} \right) \Leftarrow \underline{\underline{2D SHALLOW WATER}}$$

$$\frac{1}{\rho} T_{xy}^{(Hlep)} = (1 - \beta_2) \bar{u} \cdot \bar{v}$$

$$\beta_1 = \frac{1}{\gamma \bar{u}^2} \int_{\eta}^h u^2 dz \quad \text{e} \quad \beta_2 = \frac{1}{\gamma \bar{u} \bar{v}} \int_{\eta}^h uv dz$$

$$(*) \Rightarrow \frac{\partial(\gamma \bar{u})}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} (\beta_1 \gamma \bar{u}^2) + \frac{\partial}{\partial y} (\beta_2 \gamma \bar{u} \bar{v}) = -g \gamma \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{T_x^r}{\rho}$$

= 0 poiché γ in b_1 e $b_2 = 0$



$$\frac{\partial}{\partial t} \int_{\Omega} \gamma \bar{u} dy + \frac{\partial}{\partial x} \int_{\Omega} \beta_1 \gamma \bar{u}^2 dy = -g \frac{\partial h}{\partial x} \int_{\Omega} \gamma dy + \int_{\Omega} \frac{T_x^r}{\rho} dy$$

$$\bar{u} = \frac{1}{\Omega} \int u d\Omega \quad \bar{u} = \bar{u}(x)$$

$$\beta = \frac{1}{\bar{u}^2} \int u^2 d\Omega \quad \Rightarrow u = u(x, y, z)$$

TRASPORTO SOLIDO

STEP 1

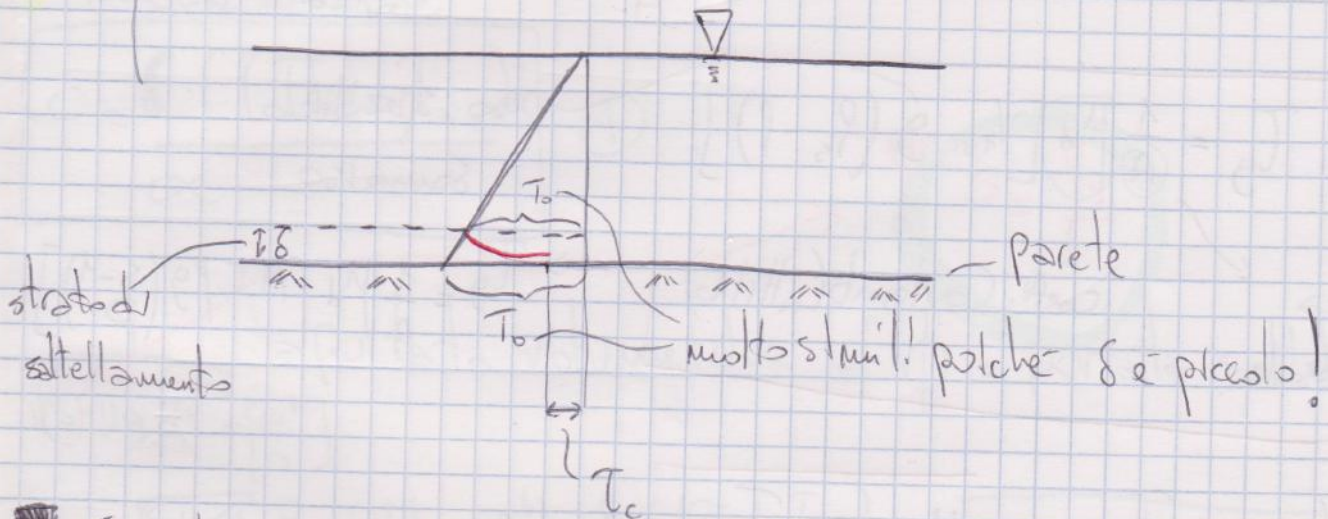
$$\textcircled{1} \quad q = V_p \cdot C$$

$C = \text{concentraz. areale particelle}$
 $V_p = \text{velocità particellare}$

$$\textcircled{2} \quad \frac{V_p}{\sqrt{(s-1)g_d}} = F(\tau_*^{\frac{1}{2}} - \tau_{*0}^{\frac{1}{2}})$$

STEP 2

(Bagnold/Seminara Solari (1999))
 \Rightarrow (Distribuz. di τ tangenziale in acqua)



! $\delta \approx d_{grani}$

Nello strato δ di saltellamento, si ha una perdita di tensione (di energia del solido) \Rightarrow **tratteggiata in rosso**

τ_c = critico, di mobilitazione del sedimento (movimento incipiente)

Ma in realtà, se abbiamo trasporto solido, non dobbiamo ipotizzare di avere $\tau = \tau_c$, ma essendo già avviato il trasporto solido $\Rightarrow \tau \text{ sarà } > \tau_c = \tau_b$

S
T
E
P
3

$$\left\{ \begin{array}{l} D = E \\ D = \text{tasso di } \underline{\text{deposito}} \text{ delle particelle solide} \\ E = \text{tasso di } \underline{\text{erosione}} \text{ delle particelle solide} \\ D = \alpha C \text{ (concentrazione areale delle particelle in movimento)} \end{array} \right.$$

$D \frac{1}{\alpha} = \delta = \text{spessore dello strato di saltellamento.}$

$$E \propto (T_{*b} - T_{*c})$$

↑
tensione
residua al fondo.

↑ tensione residua in condizioni di movimento incipiente.

$$C = \frac{\delta \cdot f(T_{*b} - T_{*c})}{\alpha} \quad (A)$$

$$S = \frac{\rho_s}{\rho}$$

$\frac{q}{(\rho_s - \rho) g d^3} = \text{portata volumetrica} = \phi = \text{portata solida.}$

$(\rho_s - \rho) g d^3 = \left[\frac{M^2}{L^2} \right]$

$$\phi = \frac{(\rho_s - \rho) g d \cdot F \cdot (T_*^{\frac{1}{2}} - T_{*0}^{\frac{1}{2}}) \cdot \frac{\delta}{\alpha} f(T_{*b} - T_{*c})}{d \sqrt{(\rho_s - \rho) g d}}$$

$$= \frac{f \delta}{\alpha d} (T_*^{\frac{1}{2}} - T_{*0}^{\frac{1}{2}}) f(T_{*b} - T_{*c})$$

Se $T_* \rightarrow \infty \Rightarrow \phi \rightarrow T_*^{\frac{3}{2}}$

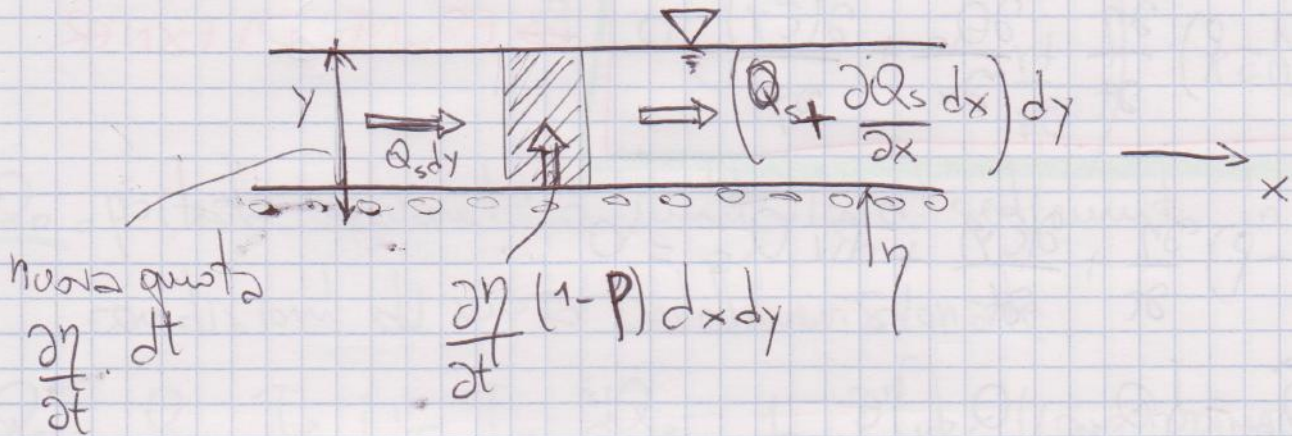
$f(T_{*b} - T_{*c}) = \hat{A}(T_{*b} - T_{*c})$

$\Rightarrow C = \frac{\delta}{\alpha} \cdot \hat{A}(T_{*b} - T_{*c})$

$$T_* - T_{*c} = T_{*0} - T_{*c} + \frac{\mu_0 C}{d}$$

EQUAZIONE DI EXNER

È l'equazione che descrive la variazione della quota di fondo.



Volume di controllo $dx dy y$

$Q_s =$ portata solida per unità di lunghezza

$$Q_s \propto \frac{\partial \eta}{\partial t}$$

$$Q_s = \frac{\partial \eta}{\partial t} (1-p) dx dy \quad p = \text{porosità}$$

$(\bar{c} \cdot y) dx dy =$ materiale solido nel volume di controllo

$\bar{c} = \frac{1}{y} \int_{\eta}^{\eta+y} \bar{c} dz$ concentrazione locale mediata sulla turbolenza di materiale solido.

$$\Rightarrow Q_s = Q_s^{(H)} = Q_s^{(S)} = \int_{\eta}^h (\bar{c}(x,y,z) v_p(x,y,z) dz$$

$$\vec{Q}_s = Q_0 \frac{\vec{T}}{|\vec{T}|} (1 + M \nabla \eta) \leftarrow \text{La vuole sapere!}$$

$$f(T_*) \Rightarrow M_{\text{matrice}} = \begin{pmatrix} -T_{*0} \frac{dQ_0}{dT_*} \frac{1}{Q_0} & 0 \\ 0 & -\frac{r}{\sqrt{T_*}} \end{pmatrix} \quad r \approx 0,5-0,6$$

Q_0 = portata volumetrica unitaria di sedimenti in condizioni di moto unidimensionale.

$$Q_{sx} = Q_0 \frac{T_x}{|\vec{T}|} \left(1 - \frac{T_{*0}}{\mu} \frac{dQ_0}{dT_*} \cdot \frac{1}{Q_0} \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \quad (\text{LONGITUDINALE})$$

$$Q_{sy} = Q_0 \frac{T_y}{|\vec{T}|} \left(1 - \frac{r}{\sqrt{T_*}} \cdot \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \quad (\text{TRASVERSALE})$$



effetto della gravità - se il trasporto solido deve risalire

DIMOSTRAZIONE DEL SOLO TERMINE $M_{1,1} =$

$$T_* = \frac{|\vec{T}|}{(\rho_s - \rho) d g}$$

$$|\vec{T}| = \gamma R |\nabla(\eta + y)|$$

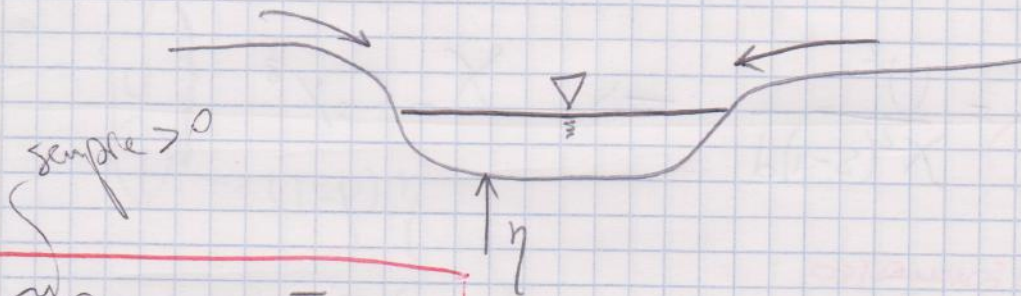
$$Q_{sx} = Q_{sx} \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} \right) = Q_{sx_0} + \frac{\partial Q_{sx}}{\partial \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} \right)} \cdot \frac{\partial \eta}{\partial x}$$

Ripartendo dall'eq.ne di Exner,

$$(1-p) \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial Q_{sx}}{\partial x} + \frac{\partial Q_{sx}}{\partial y} = 0$$

$$(1-p) b_y \frac{\partial \eta}{\partial y} + b_f \frac{\partial Q_s}{\partial x} = q_{se}$$

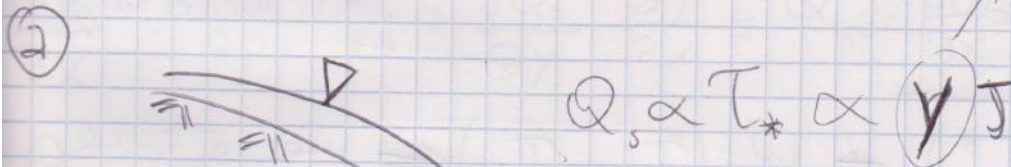
$$\bar{Q}_s = \frac{1}{b_f} \int_0^{b_f} Q_{sx} dy$$



$$(1-p) \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial \bar{Q}_s}{\partial x} = 0$$

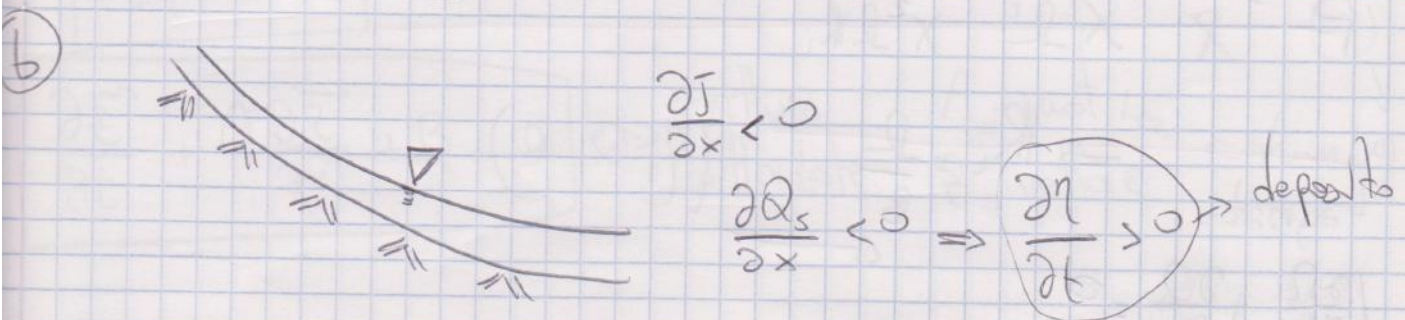
EXNER

$Y \approx R \approx$ raggio \approx fronte idalico



$$\frac{\partial J}{\partial x} > 0$$

$$\frac{\partial Q_s}{\partial x} > 0 \Rightarrow \frac{\partial \eta}{\partial t} < 0 \rightarrow \text{erosione}$$



$$\frac{\partial J}{\partial x} < 0$$

$$\frac{\partial Q_s}{\partial x} < 0 \Rightarrow \frac{\partial \eta}{\partial t} > 0 \rightarrow \text{deposito}$$

$$\begin{cases} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \\ \frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\beta \frac{Q^2}{R} \right) + g R \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{Q}{R X^2 R_i} = 0 \\ (1-p) \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial Q_{sx}}{\partial x} = 0 \end{cases}$$

conduttanza

(η, Q, R)

p.ta moto
(max. parte
liquida)

exner

$h = \eta + \gamma \rightarrow$ dove: $\gamma = \frac{R}{b_s}$ $U = \frac{Q}{R}$

$R = R(h(x,t), \eta(x,t), x, t)$

$\vec{z} = \begin{Bmatrix} \eta \\ U \\ \eta \end{Bmatrix} \rightarrow (1-p)\eta$

$Q_s = Q_s(\tau^*) = Q(U, \eta)$

$\frac{\partial Q_s}{\partial x} = \frac{\partial Q_s}{\partial U} \cdot \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial Q_s}{\partial \eta} \cdot \frac{\partial \eta}{\partial x} = Q_{s,U} \cdot \frac{\partial U}{\partial x} + Q_{s,\eta} \cdot \frac{\partial \eta}{\partial x}$

$\frac{Q^2}{X^2 R} = J$

\Rightarrow conduttanza $C \Rightarrow C^2 = \frac{X^2}{g}$

$\Rightarrow \frac{Q^2}{C^2 R_i} = g \cdot J$

$\frac{\partial \vec{z}}{\partial t} + A \frac{\partial \vec{z}}{\partial x} + B = 0 \rightarrow$ scrittura vettoriale $A =$ matrice $B =$ vettore

① $C_{1,2} = U \pm \sqrt{gY}$

② $C_3 = \frac{U}{1-Fr^2} \left(\frac{Q_{s,u}}{Y} - \frac{Q_{s,l}}{U} \right) \leftarrow \text{vale per } \begin{cases} Fr > 1,2 \\ Fr < 0,8 \end{cases}$

! $Fr = \frac{U}{\sqrt{gY}}$

! $|C_3| \ll |C_{1,2}|$

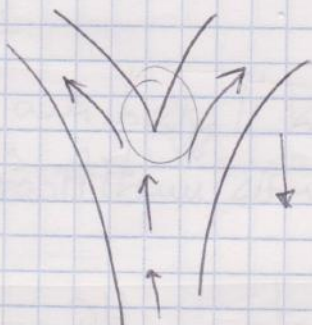
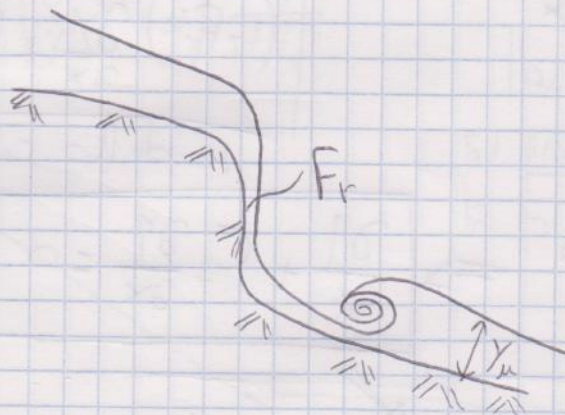
↓
dovute alla
morfodinamica

↓
dovute alla
superficie

③ C_3

$C_3 \rightarrow > 0$ se $Fr < 1$
 $C_3 \rightarrow < 0$ se $Fr > 1$

poiché la q.tà $\left(\frac{Q_{s,u}}{Y} - \frac{Q_{s,l}}{U} \right) > 0$ sempre



↓ verso monte poiché $C_3 < 0$

$\frac{\partial U}{\partial t} = \frac{\partial Y}{\partial t} = 0$

⇐ trascuro le variazioni temporali ⇒ tutto si adatta ISTANTANEAMENTE ALLE VARIAZIONI DEL FONDO η (a secando; transistori)

QUASI STEADY APPROXIMATION

Ipotesi di quasi stazionarietà (quasi steady approximation)

$$\gamma \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{v \partial \gamma}{\partial x} = 0$$

$$v \frac{\partial v}{\partial x} + g \frac{\partial \gamma}{\partial x} + g \eta = -g J \quad \rightarrow \text{non più } \frac{\partial \eta}{\partial x} \text{ (}\eta \text{ resta fisso)}$$

$$\frac{\partial v}{\partial x} Q_{s,\gamma} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = 0 \quad \text{EXNER}$$

$$\Rightarrow (1 - Fr^2) \frac{\partial \gamma}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial t} = -J$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \left(\frac{v}{\gamma} \frac{\partial \gamma}{\partial x} \right) Q_{s,\gamma}$$

MODELLO CINEMATICO

$J=0$ (NO PERDITE DI CARICO)

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + c_2 \frac{\partial \eta}{\partial x} = 0 \quad \rightarrow \text{la cui soluzione è } \eta = f(x - c_2 t)$$

dove $c_2 = \left(\frac{v}{\gamma} Q_{s,\gamma} \right) \frac{1}{1 - Fr^2}$

l'onda di deposito
si propaga mantenendo
la forma invariata

velocità di
propagazione

$$\frac{\partial Q_s}{\partial x}$$

$$\frac{\partial Q_s}{\partial x} \Rightarrow Q_{s,\gamma} = 0$$

Carico specifico

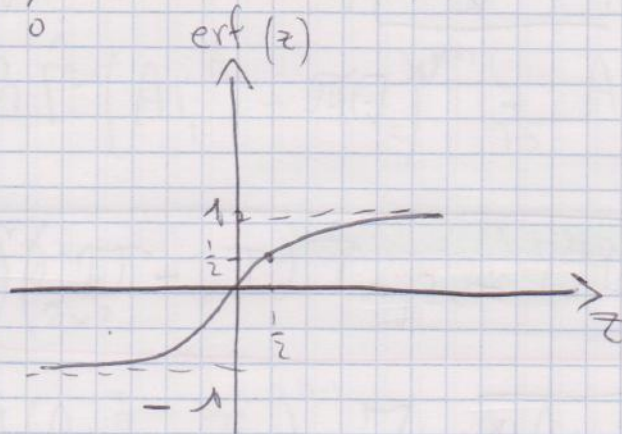
$$J = - \frac{\partial H}{\partial x}$$

dove $H = z + \frac{p}{\gamma} + \frac{v^2}{2g} = \eta + \gamma + \frac{v^2}{2g} = \eta + \bar{E}$

$$i = - \frac{\partial \eta}{\partial x}$$

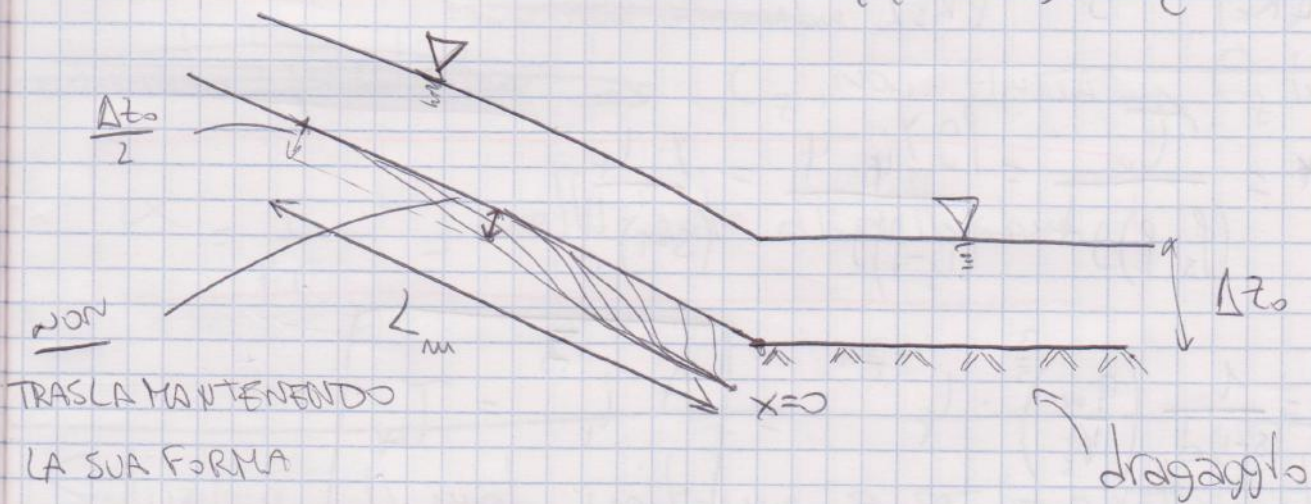
\Rightarrow in condizioni di moto uniforme $\Rightarrow J = \begin{pmatrix} \text{Ale} \\ \text{Chéz} \end{pmatrix}$

$$\operatorname{erf}(z) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^z e^{-r^2} dr$$



Esercizio:

Dato un corso d'acqua che sbocca in un serbatoio, il quale subisce al tempo $t=0$, un'abbassamento pari a Δz_0 (il serbatoio). A seguito di ciò, nella sezione di sbocco, si ha il medesimo abbassamento del fondo. CALCOLARE DOPO QUANTO TEMPO T , HA CHE $\Delta \eta(L_m, T) = \frac{\Delta z_0}{2}$



$$\frac{\Delta \eta}{\eta(0,T) - \eta(0,0)} = \frac{\Delta \eta}{\Delta z_0} = 1 - \operatorname{erf}(z) = \frac{1}{2} \Rightarrow z = \frac{1}{2}$$

$$\Rightarrow \frac{x}{2\sqrt{\int_0^t k_z(t) dt}} = \frac{1}{2} \quad k_z = \text{cost} \Rightarrow \frac{L_m}{2\sqrt{kT}} = \frac{1}{2}$$

$$\frac{\partial q_s}{\partial x} = n \hat{\Gamma} (A_{if}^{10^4} - \tau_{*c})^{n-1} \cdot \frac{7}{10} A_{if}^{-\frac{3}{10}} \frac{\partial \eta}{\partial x}$$

$$\frac{\partial q_s}{\partial x} = -n \hat{\Gamma} (A_{if}^{10^4} - \tau_{*c})^{n-1} \frac{7}{10} A_{if}^{-\frac{3}{10}} \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2}$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = F(\eta) \frac{\partial^2 \eta}{\partial x^2}$$

MODELLO DIFFUSIVO
NON LINEARE

$$F(\eta) = \frac{n \hat{\Gamma} (A_{if}^{10^4} - \tau_{*c})^{n-1}}{1-p} \cdot \left(\frac{7}{10} \right) A_{if} \left(-\frac{\partial \eta}{\partial x} \right)^{-\frac{3}{10}}$$

1-p → porosità

$\frac{\partial \eta}{\partial x} \leftarrow$ SEMPRE

Il modello cinematico è ancora un modello iperbolico
 ⇒ prevede una C_z FINITA ⇒ e poi si passa al momento
 parabolico ⇒ ~~C_z FINITA~~ ⇒ e poi si passa al
 momento parabolico ⇒ ~~ma non alternative~~

~~momento parabolico~~ ⇒ C_z NON FINITA ⇒ C_z infinita

$$\alpha = \frac{k}{\rho C_z} = \text{coefficiente di diffusione}$$

Soluzione di moto uniforme a sezione rettangolare

largia:

$$\frac{\partial}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} = 0$$

Ip: abbiamo due alvei (1) e (2) che differiscono per larghezza e pendenza e che hanno la stessa portata

$$\begin{cases} Q = \text{cost} \\ \frac{\partial}{\partial x} (b_t \cdot Q_s) = 0 \end{cases}$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial x} \left(\beta \frac{Q^2}{-R} \right) + g \cdot R \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{Q^2}{-R C^2 R_i} \right) = 0$$

$$C^2 = \frac{g R^3}{g} = \text{conduttanza}$$

PROFILI DI RISURGITO MORFODINAMICO

$$T_{*c} = T_{*c_0} \left(\cos \alpha - \frac{1}{(s-1)\mu} \cdot \sin \alpha \right) \quad \text{con } \alpha = \text{pendenza fondo}$$

dove $\tan \alpha = -\frac{\partial \eta}{\partial x} \Rightarrow \tan \alpha \approx \sin \alpha$
 dove $\mu = (s-1)\mu$

$$T_{*c} \approx T_{*c_0} \left(1 + \frac{1}{(s-1)\mu} \cdot \frac{\partial \eta}{\partial x} \right)$$

$$T_{*c} = T_{*c_0} \cdot \left(1 + \frac{1}{\mu} \frac{\partial \eta}{\partial x} \right)$$

$$q_s = \frac{(T_* - T_c)^n}{\text{costante}}$$

$$T_* - T_{*c_0} - \frac{T_{*c_0}}{\mu} \cdot \frac{\partial \eta}{\partial x} = \text{cost} = T_{*u} - T_{*c_0} + \frac{T_{*c_0}}{\mu} i_f$$

T_* di punto uniforme.

NON REBBE ESSERE SE VALE:

$$T_* - T_{*c} = T_{*u} - T_{*c} \quad \text{NON UNIF. UNIF.}$$

⇒ INFATTI DOPO NELLA FORMULA RISULTA COSTANTE

$$\frac{\partial}{\partial} \left(\frac{Q^2}{\Omega} \right) + g \Omega \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{Q^2}{\Omega c^2 \gamma} = 0$$

$$\frac{Q^2}{b} \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{\gamma} \right) + g \Omega \left(\frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{Q^2}{\Omega c^2 \gamma} = 0$$

$\frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial \gamma}{\partial x}$

$$\frac{Q^2}{b \gamma^2} \frac{\partial \gamma}{\partial x} + g \Omega \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial \gamma}{\partial x} \right) + \frac{Q^2}{\Omega c^2 \gamma} = 0$$

MULTIPLICA
E DIVIDI PER $\frac{b g \gamma}{b g \gamma}$

ERRORE, È
IL NON È

$$\left(-\frac{\gamma_c^3 b^2}{b \gamma^2} \cdot \frac{\gamma}{\gamma} \right)$$

$$-g \left(\frac{\gamma_c}{\gamma} \right)^3 b \cdot \gamma \cdot \frac{\partial \gamma}{\partial x} + g \Omega \left(\frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial \gamma}{\partial x} \right) + \frac{Q^2 b g \gamma}{\Omega^2 b g c^2 \gamma^2}$$

$$-\left(\frac{\gamma_c}{\gamma} \right)^3 \frac{\partial \gamma}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial \gamma}{\partial x} + \frac{Q^2}{b g c^2 \Omega \gamma^2}$$

$$\frac{Q^2}{g b c^2 \Omega^2 \gamma^2} = \frac{b^2 c^2 g \gamma \eta_m \gamma_m^2}{g b^2 c^2 \gamma^3} = \eta \left(\frac{\gamma_m}{\gamma} \right)^3$$

ha sbagliato lui
stesso si è confuso.

RISULTATO È COMUNQUE

$$\frac{\partial \gamma}{\partial x} = \eta \frac{-\left(\frac{\gamma_m}{\gamma} \right)^3 - \eta \frac{\partial \eta}{\partial x}}{1 - \left(\frac{\gamma_c}{\gamma} \right)^3}$$

Scritta meglio \Rightarrow

$$\frac{\partial \gamma}{\partial x} = \eta \frac{1 - \left(\frac{\gamma_m}{\gamma} \right)^3}{1 - \left(\frac{\gamma_c}{\gamma} \right)^3}$$

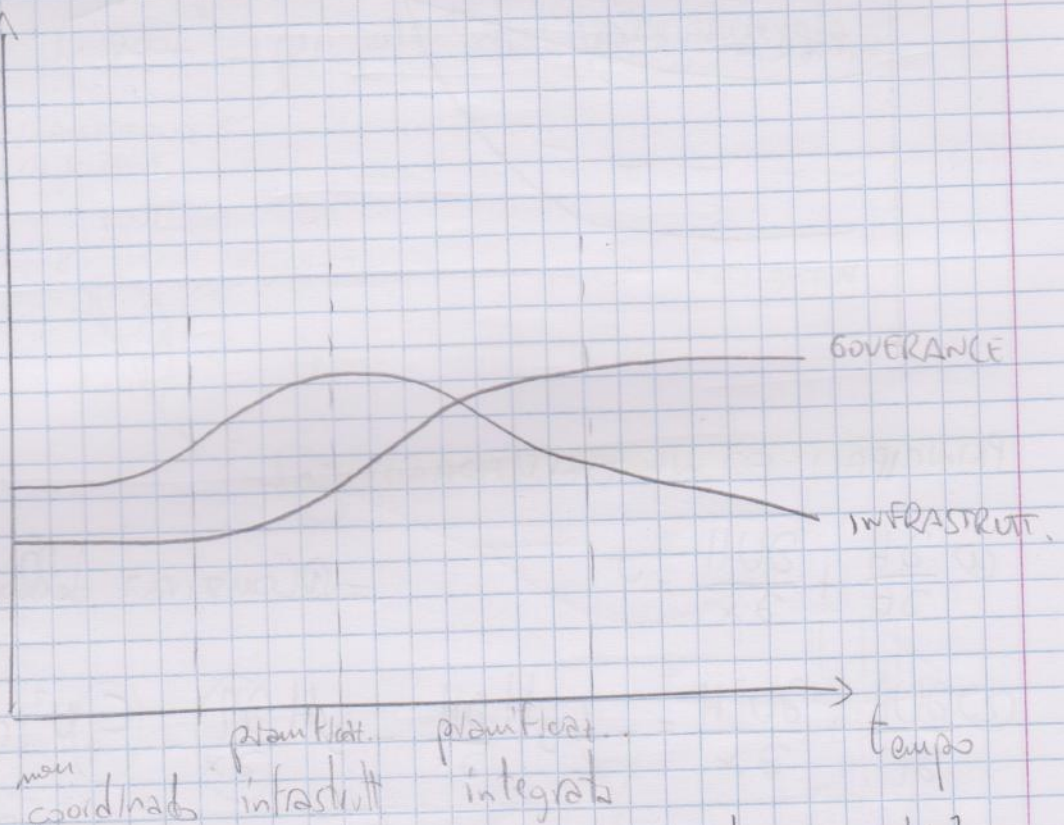
\rightarrow eq. ne di Bresse

REVENUE

CICLO INTEGRATO DELLE ACQUE

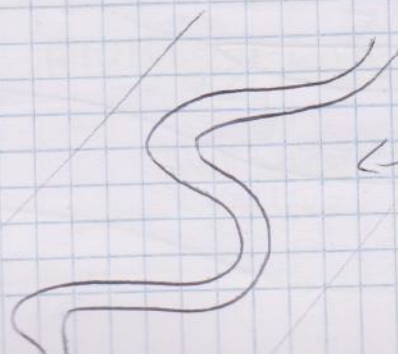
acquedotti, fognature, si ripulisce l'acqua prima di
ri buttarla nell'ambiente.

gestione.



FIUME: sistema che sposta acqua e materia solida,
sposta anche le persone e interagisce con
l'ambiente.

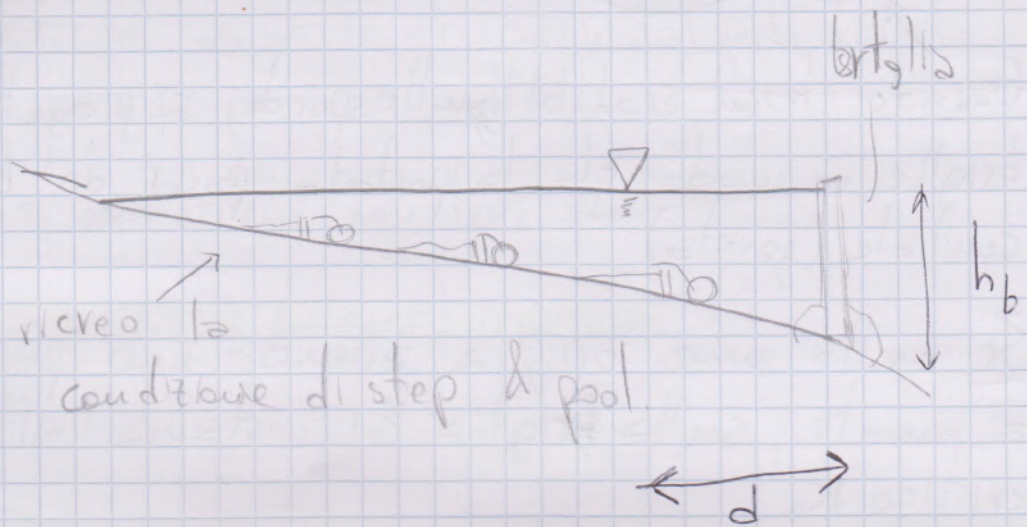
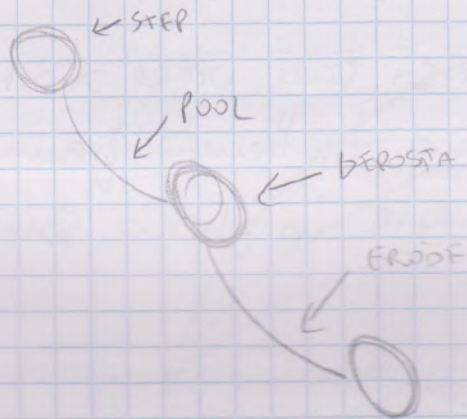
EROSIONE: tensione critica di Shields \Rightarrow è stata
superata \Rightarrow particelle solide vengono
portate via \Rightarrow trasporto solido.



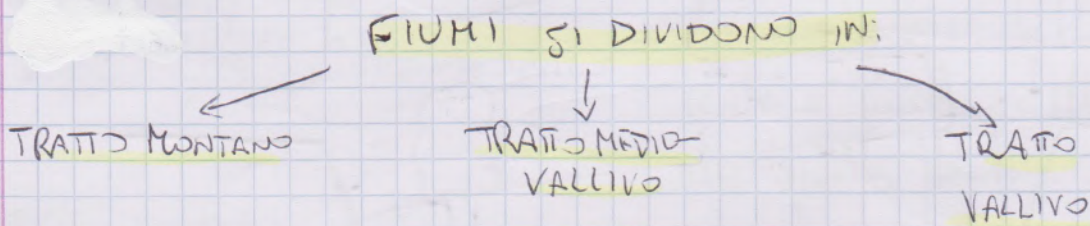
← Flusso tridimensionale
non monodimensionale.

La zona IPOREICA regola i rapporti tra il fiume e lo ambiente

In REGIME TORRENTIZIO, il torrente si mette in condizioni di "STEP & pool", per poter dissipare energia

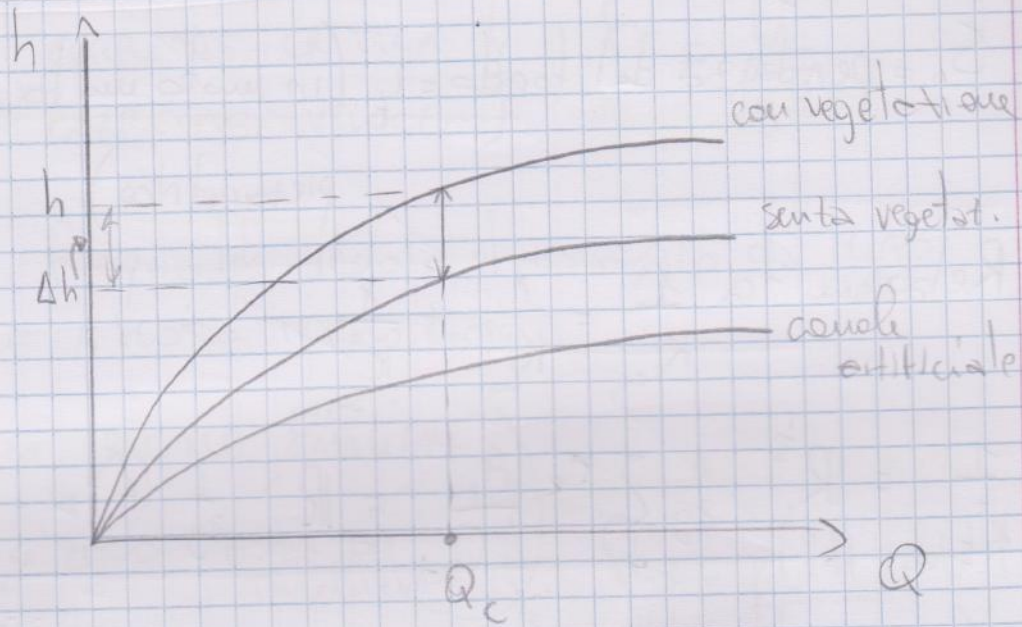


$$d = \frac{h_b}{4}$$



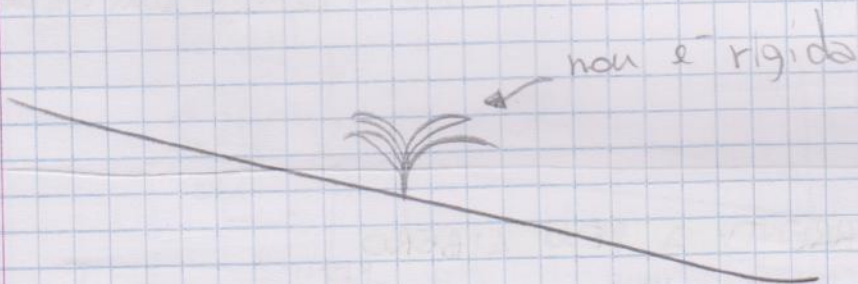
SCALA DI DEFUSSO:

lega l'altezza del livello idrico con la portata che passa in una sezione data.



{ se $\Delta h \approx 1,2$ em \Rightarrow è trascurabile dal p.to di vista ingegneristico
 { se $\Delta h \approx 20 \div 40$ em non lo è per.

SCALA DI DEFUSSO IN ALVEO VEGETATO.

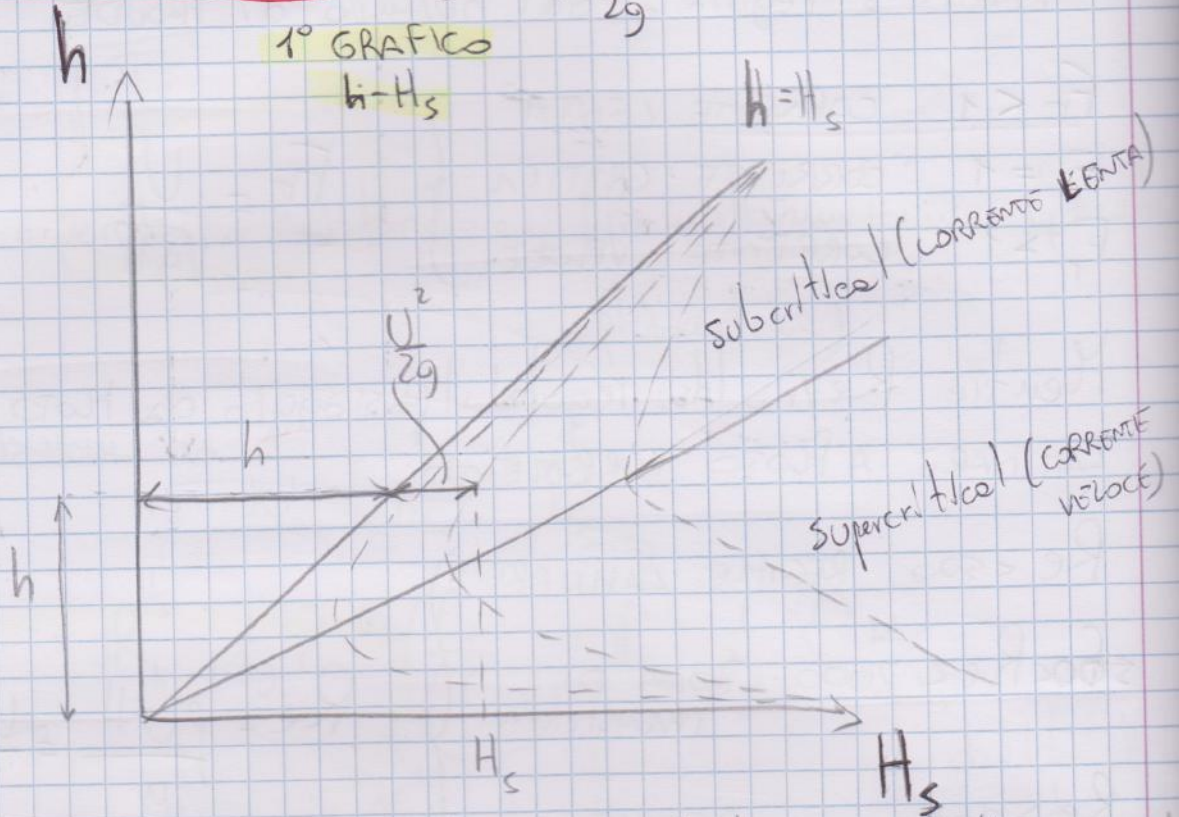


! Se $h_{veg} \approx h_{tirante}$ idrico \Rightarrow la scala di deflusso reale è molto differente da quella ideale.

! $T_0 = \gamma(R \cdot i)$ \rightarrow cedente piezometrica.
 raggio idraulico $\frac{R}{C} = \frac{altezza}{contorno bagnato}$

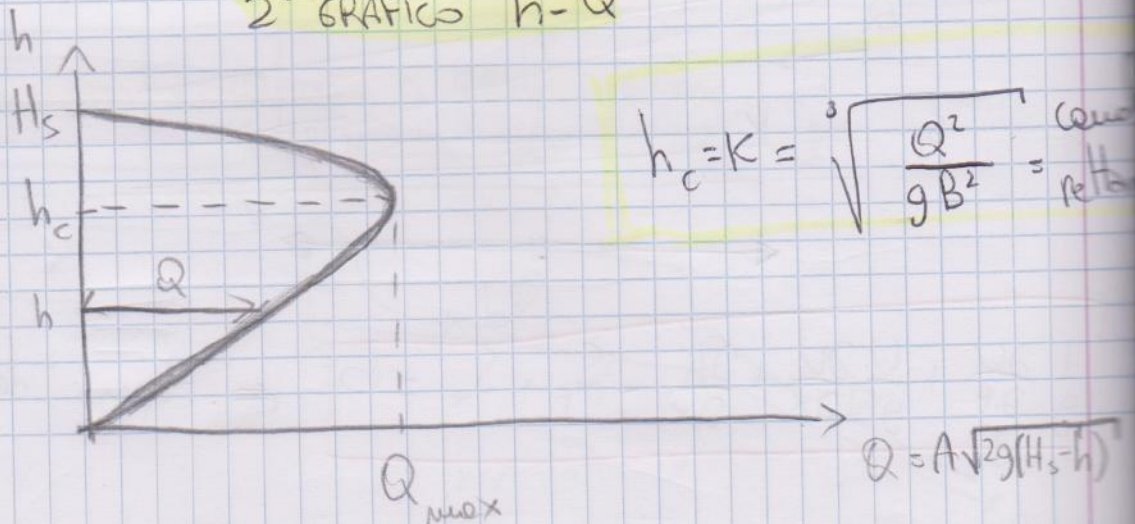
ENERGIA SPECIFICA: $H_s = h + \frac{U^2}{2g}$

1° GRAFICO
 $h - H_s$



ALTEZZA CRITICA: fissata la portata, è l'altezza cui compete la minima energia specifica, fissata l'energia specifica è l'altezza cui compete la massima portata.

2° GRAFICO $h - Q$



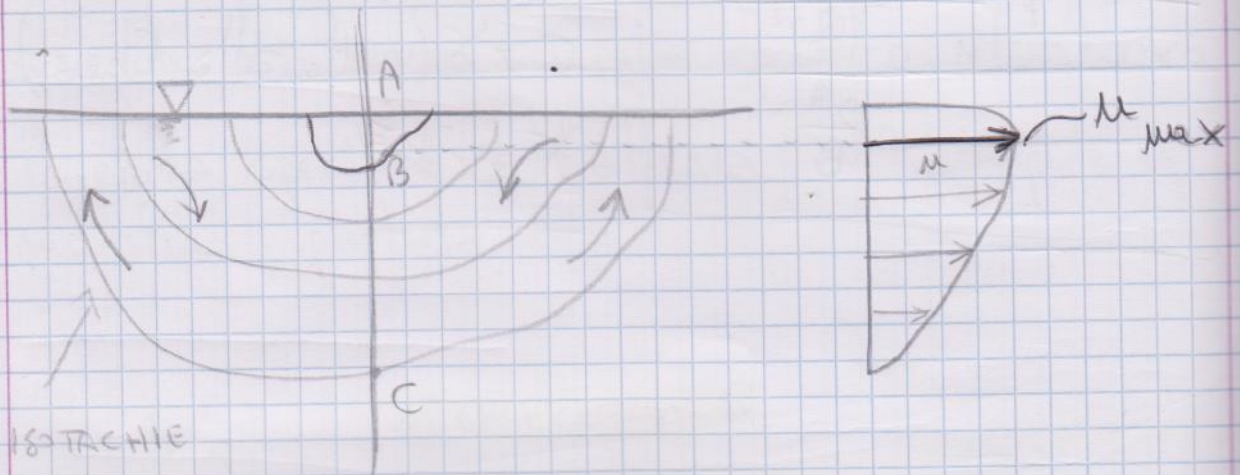
$$h_c = K = \sqrt[3]{\frac{Q^2}{gB^2}} = \text{costante}$$

SCALE DI DEFUSSO IN ALVEI NATURALI

↙ ↘
 CANALI CON SCABREZZA " " "
 CONFRONTABILE CON IL " " " " " " "
 TIRANTE IDRICO COL TIRANTE IDRICO

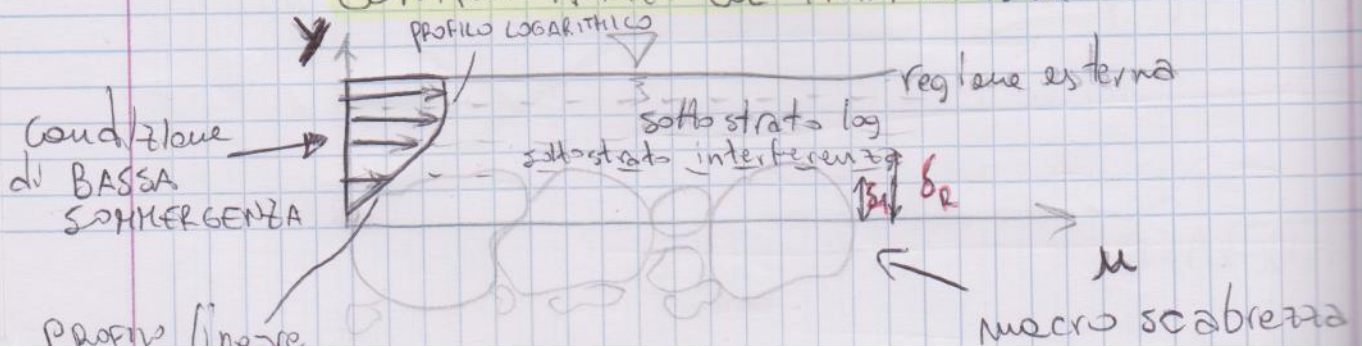
CIRCOLAZIONI SECONDARIE

Nelle correnti a pelo libero, si manifesta la presenza di correnti secondarie in prossimità degli angoli e della superficie libera. Uno degli effetti più rilevanti è rappresentato dal fatto che il massimo delle velocità nelle sezioni verticali si verifica al di sotto della superficie libera.



CANALI CON SCABREZZA

CONFRONTABILE COL TIRANTE IDRICO.



È possibile definire una legge di moto uniforme di tipo logaritmico: $\Rightarrow \frac{U}{u_*} = \sqrt{\frac{g}{f}} = A_1 \ln X + B_1$

A_1, X e $B_1 \Rightarrow$ sono tabellati.

o di tipo potenza $\Rightarrow \frac{U}{u_*} = \sqrt{\frac{g}{f}} = a Y^b$

confrontandola con la formula di Gauckler-Strickler si dovrebbe dedurre un exp di circa $\frac{1}{6} \approx 0,167$

FORMULE DI PRATICO UTILIZZO INGEGNERISTICO

① $Q = A \cdot K_s R_h^{2/3} \cdot I^{1/2} E$ \leftarrow con queste si disegna la scala di deflusso.
 coeff. alla Strickler, Meyer-Peter Muller o Limerinos.

② $Q = A \frac{1}{n} R_h^{2/3} \cdot I^{1/2} E$ \leftarrow disegno la scala di deflusso
 $n \approx f(d_{50}, d_{84}, \text{ e del } R_h).$

\Rightarrow **NON SEMPRE IL LIVELLO h del pelo libero aumenta con la SCABREZZA.**

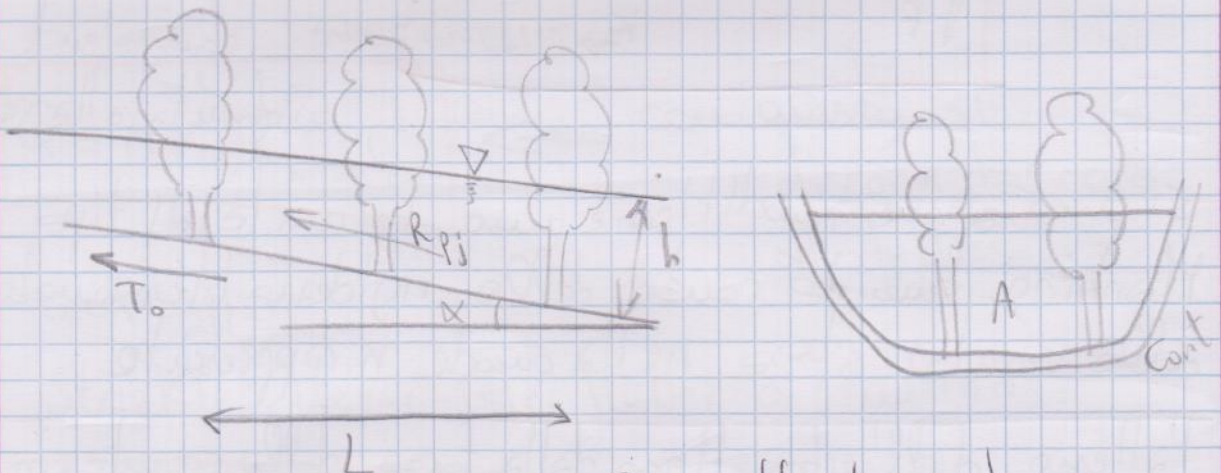
SCABRETTA EQUIVALENTE DOVUTA A VEGETAZIONE RIGIDA, PARZIALMENTE

SOMMERSA

Nel caso di piante o cespugli particolarmente rigidi, distribuiti in maniera non troppo densa, la resistenza viene calcolata analizzando la resistenza offerta dalla singola pianta.

$$\rho_g \cdot A \cdot L \cdot i_e = T_0 \text{Cont} L + \sum R_{pj}$$

forza peso resistenza al res. idraulico
 contorbo della pianta.



$$R_{pj} = C_R \rho A_{pj} \frac{U^2}{2} \Rightarrow$$

C_R = coeff. di resistenza 1-1,5
 A_{pj} = ingombro medio delle piante
 U = vel. media.

CANALI A SEZIONE COMPOSTA.



Qui non si può applicare Chezy poiché vale solo per sez. compatte.

$$\text{tipo } Q = A \times R_h^{\frac{1}{2}} \times i^{\frac{1}{2}}$$

ISOTACHIE: linee a uguale velocità (lungo tutte isotachia non c'è trasmissione di sforzi tangenziali).

$$Q = \sum_i^N (Q_i) \quad \bar{V} = \sum_1^N \left(\gamma_i \cdot \frac{A_i}{A} \right) \leftarrow \text{somme dei pesi liberi mediate.}$$

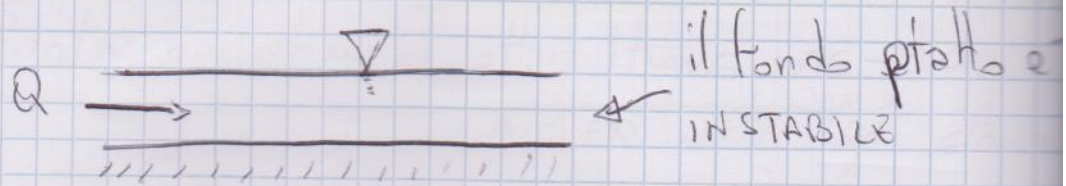
Spesso si cerca un coeff. di scabrezza da inserire in una formula di tipo Barré - Strickler (slide 22)

=> es: complicata ma più corretta

$$R_h = \frac{\sum_{j=1}^N A_j^{3/2} (C_{\text{ant } j}^{-1/2})^2}{\sum_{j=1}^N A_j^2}$$

ma se le scabrezze lungo il contorno di una sezione sono molto diverse, formule di questo tipo possono solo stimare le resistenze.

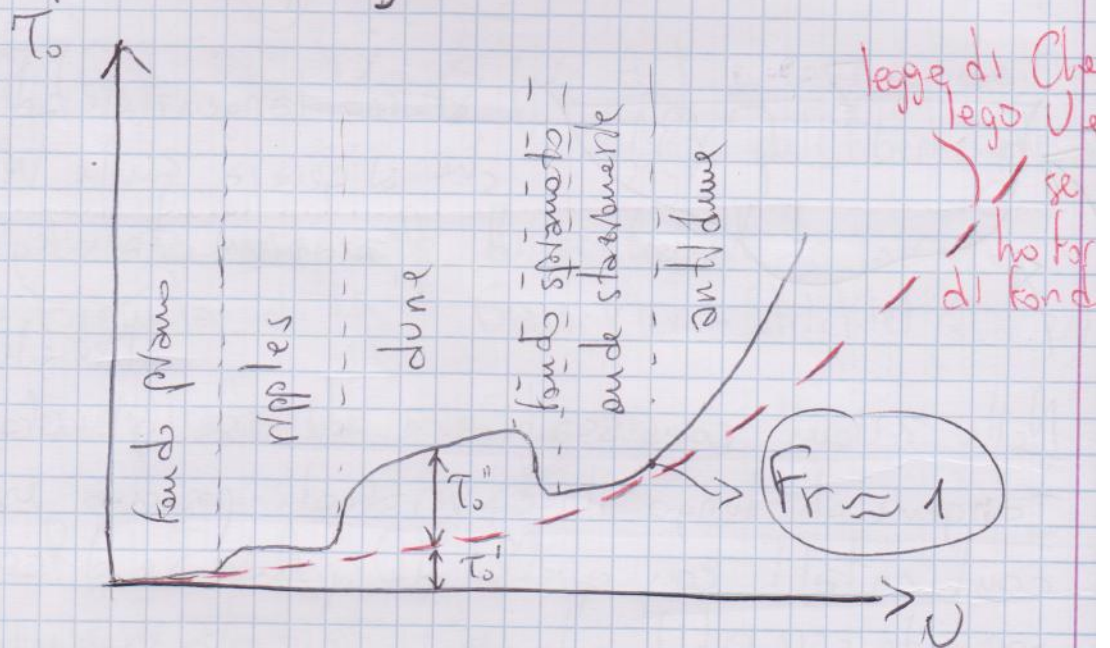
FORME DI FONDO



Si devono necessariamente creare allora delle forme di fondo.

FORME DI FONDO: fondo piano, Ripple, Dune, fondo splanato, onde stazionarie, antidune

Aggiungiamo delle resistenze a causa della geometria del sistema, oltre a quelle dovute alla presenza del grano!



DUNE: fenomeno non stazionario, scendono il corso d'acqua e sono fuori fase col pelo libero

ANTI DUNE: fenomeno non stazionario, risalgono lungo il corso d'acqua.

RESISTENZA DOVUTA ALLE FORME DI FONDO



T_0' = dovuto alla scabrezza del grano.

T_0'' = dovuto alla scabrezza delle forme di fondo

T_0''' = dovuto alle interazioni tra i grani.

ma trascurando T_0''' per ipotesi

$$\Rightarrow \bullet T_0 = T_0' + T_0'' \quad (\text{tens. tang})$$

$$\bullet u_*^2 = (u_*')^2 + (u_*'')^2 \quad (\text{velocità})$$

$$\bullet f = f' + f'' \quad (\text{coeff. } \lambda \text{ di H. R. S.})$$

$$\bullet \frac{1}{X^2} = \frac{1}{(X^2)'} + \frac{1}{(X^2)''} \quad (\text{coeff. Manning})$$

$$\bullet i_E = i_E' + i_E'' \quad (\text{pendenza della linea dell'energia})$$

$$\bullet h = h' + h'' \quad (\text{carico piezometrico}) \Rightarrow \text{altre del pelo libero}$$

⇒ avendo il rapporto $\frac{U}{u_*''}$ si entra in un grafico (Einsten-Barbarossa) per la resistenza di forme. NON SI APPLICA IN PRESENZA DI RIPPLES.

$$\frac{U}{u_*''} \text{ e } X'' = \sqrt{g} \frac{U}{u_*''} \Rightarrow R_h = R_h' + R_h'' = \frac{u_*'}{g \cdot i_f} + \frac{u_*''}{g \cdot i_f}$$

$$\frac{1}{X^2} = \frac{1}{(X^2)'} + \frac{1}{(X^2)''}$$

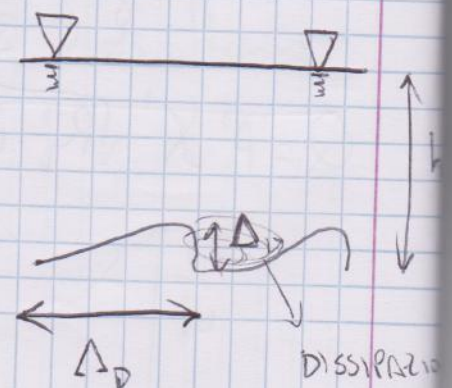
$$U = \frac{Q}{A} = X \sqrt{R_h \cdot i_f}$$

CRITERIO DI ENGELUND

Le perdite di carico dovute ad una singola duna può essere assimilata a una perdita di carico di tipo Borda per brusco allargamento.

$$\text{PERD. DI CARICO} = \Delta E = \alpha_D \left(\frac{\Delta_D}{h} \right)^2 \frac{U^2}{2g}$$

$$i_E'' = \frac{\Delta E}{\Delta_D} = \frac{\alpha_D}{\Delta_D} \left(\frac{\Delta_D}{h} \right)^2 \frac{U^2}{2g}$$



CRITERIO DI VAN RIJN

Attraverso l'analisi di moltissimi dati sperimentali, anche di campo, van Rijn propone una descrizione geometrica delle dune.

ALTEZZA DELLA

DUNA:
$$\frac{\Delta_D}{h} = 0,11 \cdot \left(\frac{d_{50}}{h}\right)^{0,3} (25-T)(1-e^{-0,5T})$$

PENDENZA

DELLA DUNA:
$$\frac{\Delta_D}{\Lambda_D} = 0,015 \left(\frac{d_{50}}{h}\right)^{0,3} (25-T)(1-e^{-0,5T})$$

INDICE DI

TRASPORTO

$$T = \frac{M_*^2 - M_{*c}^2}{M_{*c}^2} \quad \text{Indice di trasporto}$$

dove $M_* = \frac{U \sqrt{g}}{X}$

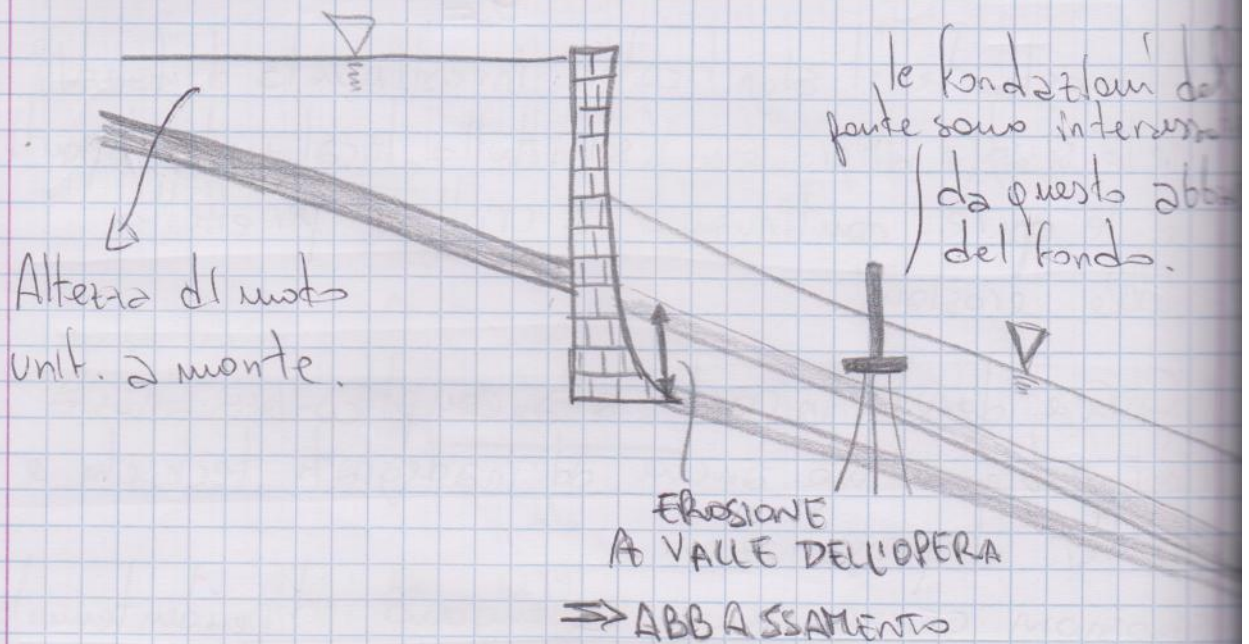
$$\frac{X}{\sqrt{g}} = 18 \log \left(12 \frac{R_b}{k_e} \right)$$

$$k_e = \underbrace{3d_{90}}_{\text{grani}} + \underbrace{1,1 \Delta_D}_{\text{geometria delle dune}} (1 - e^{-25(\Delta_D/\Lambda_D)})$$

dove $\Lambda_D = 7,3 h \iff$ punto debole poiché non è sempre vero che la distanza tra le dune è 7,3 volte la profondità dell'acqua.

CONDIZIONE DI ACQUE CHIARE: assenza di trasporto solido.

CONDIZIONE DI LETTO VIVO MEDIO: condizione frequente in natura con trasporto solido.



$$S_e \cdot Q \propto Q_s \cdot d_{50}$$

dove S_e = pendenza della linea delle energie.

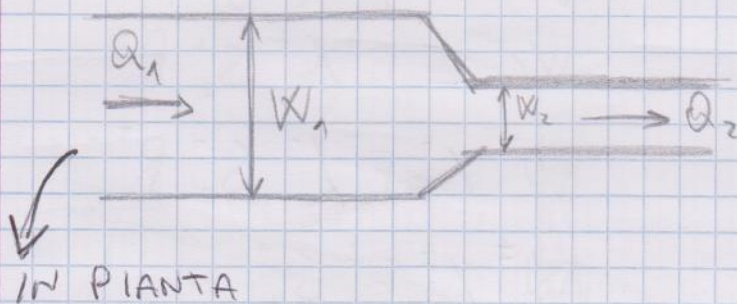
Q = portata

Q_s = portata solida

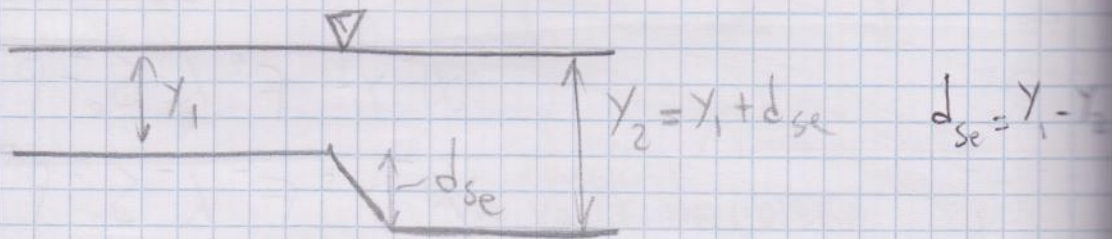
d_{50} = granulometria.

Per quanto riguarda le erosioni generalizzate, esistono innumerevoli formule empiriche per il calcolo della PROFONDITÀ DI EROSIONE \Rightarrow slide 30-36 tra cui le erosioni in corrispondenza di confluenze.

EROSIONI PER CONTRAZIONE

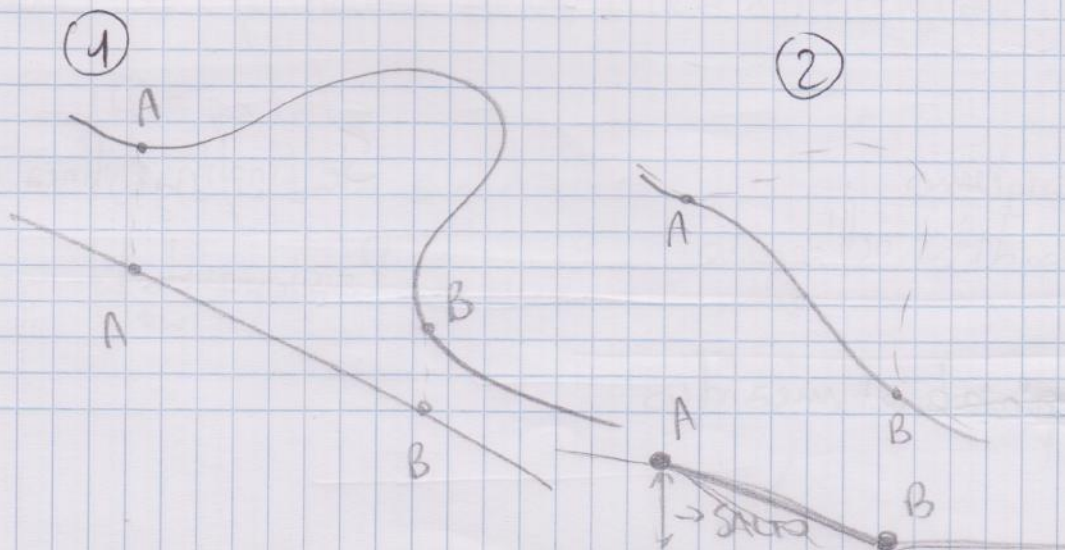


$$\beta = \frac{W_1}{W_2} = \text{rapporto di contrazione}$$



ESERCIZIO:

Supponendo che il fiume passi da uno stato ① a uno stato ② (salto di meandro)



EROSIONE STIMATA $\Rightarrow \delta Y_{25} = f(d_a, e, P_c)$

dove: d_a = dimensione minima di armatura
 e = porosità del letto
 P_c = frazione decimale del sedimento originale più grande del diametro critico.

$\delta Y_{25} \propto d_a, \alpha$ e $\frac{1}{\alpha} P_c$

①! STIMA DELL'EROSIONE IN CORRISPONDENZA DEL TALWE
 (ovvero il luogo che unisce i punti più bassi di ogni sezione che conosciamo)



$$Y_{ts} = Y + \frac{h_t}{2} = Y \left(1 + \frac{4W S_e}{1650 d_{50}} \right)$$

dove: W = larghezza alve
 $Y = \frac{A}{w}$ = altezza me
 S_e = pendenza mot
 L_t = lungh. d'onda meandro
 h_t = ampiezza meandro

$$L_t = 8W \quad \text{e} \quad h_t = \frac{8W Y S_e}{1650 d_{50}}$$

$$Y_{cs} = 0,19 Q_t^{0,352} d_{50}^{0,12} (2,24 + 0,031 \Theta) \text{ per } d_{50} = 0,95 \pm$$

Q_t = portata complessiva (ramo dx + ramo sx)

FATTORI CHE INFLUENZANO LE EROSIONI

LOCALIZZATE

<u>LIQUIDO</u>	<u>SOLIDO</u>	<u>GEOMETRIA</u>	<u>TEMPO</u>
Densità ρ	d_{50}	Largh. B	Tempo t
Viscos. ν	Dev. std. σ_g	Forma S_h	
Vel. media V	Densità ρ_s	Allineamento A	
Altezza H_2O γ	Vel. critica V_c		
Correnti secondarie e distribuz. laterali di flusso G			
Gravità g			

$$d_s = f(\rho, \nu, V, \gamma, G, g, d_{50}, \sigma_g, \rho_s, V_c, B, S_h, A, t)$$



$$\frac{d_s}{B} = f\left(\frac{V}{V_c}, \frac{\gamma}{B}, \frac{B}{d_{50}}, \frac{V \cdot t}{B}, \frac{V}{\sqrt{g \cdot B}}, G, \sigma_g, S_h, A\right)$$

Supposte costanti ρ, ρ_s e ν } Nelle slides da 46
 in poi delle EROSIONI
 LOCALIZZATE ci sono i grafici
 per il calcolo empirico

DEFUSSO MINIMO VITALE

DMV

DEF - DMV: la portata che deve garantire la salvaguardia delle caratteristiche FISICHE dei corsi d'acqua, CHIMICO - FISICHE delle acque nonché il mantenimento delle BIocenosi tipiche delle condizioni naturali LOCALI. (Dlgs. 152/1999 e D. Lgs 258/2000). Il deflusso che, in un corso d'acqua, deve essere presente a valle DELLE CAPTAZIONI IDRICHE al fine di mantenere vitali le condizioni di funzionalità e di qualità degli ecosistemi interessati. (Autorità di Bacino del Fiume Po).

ELEMENTI IN GIOCO:

- Mantenimento delle biocenosi tipiche locali
- Qualità delle acque
- Dinamiche morfologiche
- Aspetto Paesaggistico
- Funzione ricreativa e Sportiva
- Usi potabili, agricoli, industriali.

RISCHI E PERICOLI:

- Diminuzione delle capacità di autodepurazione delle acque.
- Diminuzione del potere di diluizione e rischi di inquinamento.
- Alterazione e trasformazione dei microambienti

identificano lo stato di qualità delle acque.

- Parametri biologici IBF (Indice Biotico Esteso), carica microbica totale ed escherichiacoli, flora e fauna acquatica e, ove si evidenziano Zone a elevato pregio naturalistico, anche flora e fauna ripariale.
- IFF (Indice di Funzionalità Pluviale)
- Presenza di aree a specifica tutela.
- Prelevati e immissioni d'acqua, portate relative e caratteristiche chimico-fisiche e loro variabilità.

APPROCCIO METODOLOGICO.

INDAGINI DI TIPO TEORICO: si ricava il DMV per via indiretta tramite alcuni parametri correlabili con il DMV stesso.

INDAGINI DI TIPO SPERIMENTALE: la portata viene data ad obiettivi specifici, ad esempio la protezione di una determinata specie. La portata è ricavata dalla relazione tra una variabile idraulica o strutturale del corso d'acqua ed esigenze ecologiche di una specie vivente.

DA QUESTE 2 TIPOLOGIE SCATURISCONO TRE FAMIGLIE METODOLOGICHE:

- METODI TEORICI
- METODI SPERIMENTALI
- METODI IBRIDI (combinazione dei due precedenti).

- Metodi olistici: il DMV viene determinato attraverso il confronto tra più esperti di diverse discipline, mediante, mediante la valutazione delle componenti ambientali, ma anche di quelle economiche e sociali. La procedura è quella di valutare l'ecosistema fluviale a scala di bacino dalla foce alle sorgenti esaminando le conseguenze ecologiche delle variazioni quantitative e temporale delle portate. Ne costituisce un esempio, il caso del fiume Barlow-Darling in Australia, dove un gruppo di esperti (idrologi, idrobiologi, naturalisti) valutò e stabilì il DMV considerando gli usi a cui il fiume era sottoposto.

VANTAGGI/SVANTAGGI

	<u>VANTAGGI</u>	<u>SVANTAGGI</u>
<u>M. TEORICO</u>	Semplice, pochi dati applicabile a tutte le situazioni, risposte univoche	Richiede verifiche non c'è fondamento scientifico, non conto dell'ecosistema
<u>M. SPERIMENTALE</u>	Fissa obiettivi di protezione e qualità. Tiene conto dell'ecologia. Parametri biologici serve per pianificazione	Richiede raccolta onerosa, comparsa e tempi lunghi di molte specie alla
<u>M. IBRIDO</u>	Non è necessariamente complicato, include var. biologiche.	Non ha obiettivi chiari

METODO VACTELUNA

* $DMV \left[\frac{l}{D \cdot Km^2} \right] = 1,6 \cdot P \cdot A \cdot F_A$

dove fattore ambientale $F_A = 1 + Q + N + F_R + M$

COEFFICIENTE MORFOLOGICO **M**

Da un punto di vista ecologico, più che la portata di per sé, sono importanti i valori di profondità, velocità e larghezza dell'alveo biogeno che esso determina, ovvero come l'acqua si distribuisce nell'alveo.

COEFFICIENTE DI NATURALITÀ **N**: (tabellato)

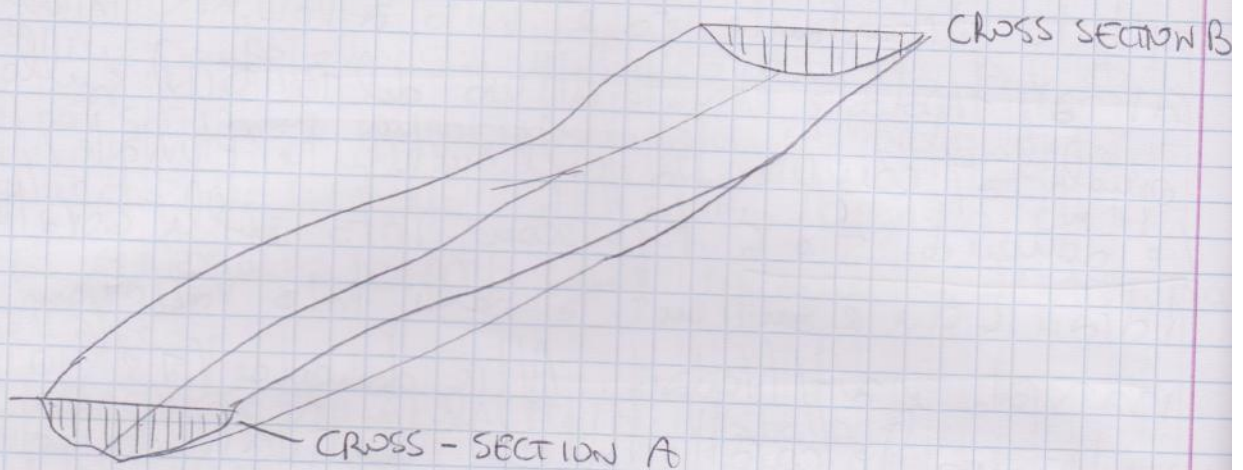
- F_n deve essere messo in presenza di vincoli di tutela.
- Nel caso di assenza di vincoli la Naturalità viene attribuita attraverso la scheda **RCE-2**.

COEFFICIENTE DI QUALITÀ **Q**: (tabellato)

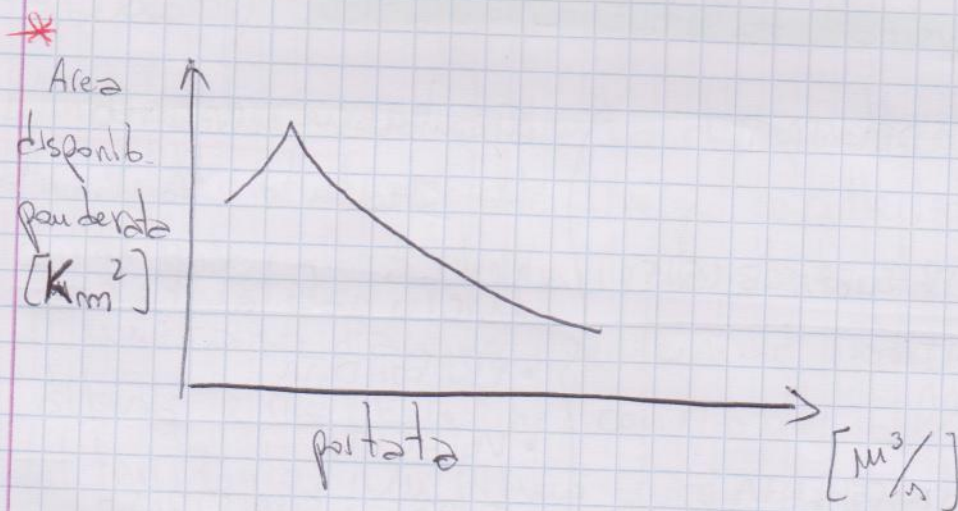
- La valutazione della qualità ecologica dell'acqua viene effettuata sulla base delle classi dell'IBE.

COEFFICIENTE DI FRUIZIONE F_r : La logica è quella di una maggior tutela degli ambienti di pregio rispetto a quelli di scarso interesse per la fruizione (sempre tabellato)

↳ L'indice RCE-2 è definito da quattro gruppi di domande relative alle diverse caratteristiche che contribuiscono a definire lo stato di "naturalità" di un corso d'acqua e le sue potenzialità di "difesa e reazione" nei confronti dell'antropizzazione del territorio. Un primo gruppo di quattro domande riguarda le condizioni vegetazionali delle rive e...



Il tratto di fiume studiato viene diviso in celle con caratteristiche idrauliche omogenee. Con adatti modelli si determinano, per diversi valori di portata, le grandezze idrauliche di interesse, quali tirante h , velocità v , etc. ed altre ad esse connesse (granulometria, substrato vegetale s). Si utilizzano *curve di preferenza che quantificano l'affinità di una specie per le condizioni di habitat con cifre di merito comprese tra 0 e 1. (Suitability index SI).



la naturalità (N), la qualità dell'acqua (Q), la fruizione e le esigenze di modulazione della portata a valle del pletter (T); nel corso dell'esercitazione, tratto compreso fra il Sangone e la Dora Riparia, il DMV è $13 \frac{m^3}{s}$.

ALTRI CORSI D'ACQUA NATURALI DEL TERRITORIO PIEMONTE

Il DMV di Base in una determinata sezione è calcolato con la formula seguente:

$$DMV_{base} = K \cdot q_{meda} \cdot S \cdot M \cdot A$$

dove:

K = frazione della portata media annua (parametro sperimentale determinato per singole aree omogenee)

q_{meda} = portata specifica media annua naturale per unità di superficie del bacino sotteso, espressa in $\left[\frac{l}{s \cdot km^2} \right]$

S = superficie del bacino sotteso dalla sezione del corpo idrico, espresso in km^2 .

M = parametro morfologico.

A = parametro che tiene conto dell'interazione tra le acque sotterranee.

L'Altitudine media del bacino può essere calcolata, in alternativa al metodo ipsografico, per mezzo della seguente relazione semplificata:

$$H = 0,5 (0,9 \cdot H_{\max} + H_{\min})$$

con H_{\max} , altezza della vetta più elevata del bacino
 H_{\min} , altezza del fondo dell'alveo nella sezione di prelievo.

(
 Si segnala che l'utilizzo dell'approccio semplificato comporta una potenziale sovrastima dell'altitudine media del bacino e di conseguenza una sovrastima della componente idrologica del DMV.

(b) RICOSTRUIENDO, ATRAVERSO CRITERI DI SIMILITUDINE IDROLOGICA, LA Q_{media} della sez. di prelievo a partire dalle info delle stazioni idrometriche, che dispongano di una serie storica di rilevazione di dati giornalieri di sufficiente estensione (almeno 10 anni) previa quantificazione degli effetti che i prelievi situati a monte producono sulla generazione delle portate fluenti nella sezione monitorata.

(c) IMPIANTANDO UNA STAZIONE DI MONITORAGGIO ad hoc nella sezione di alveo in cui si prevede di prelevare acque con acquisizione in continuo delle misure di deflusso giornaliero relative a

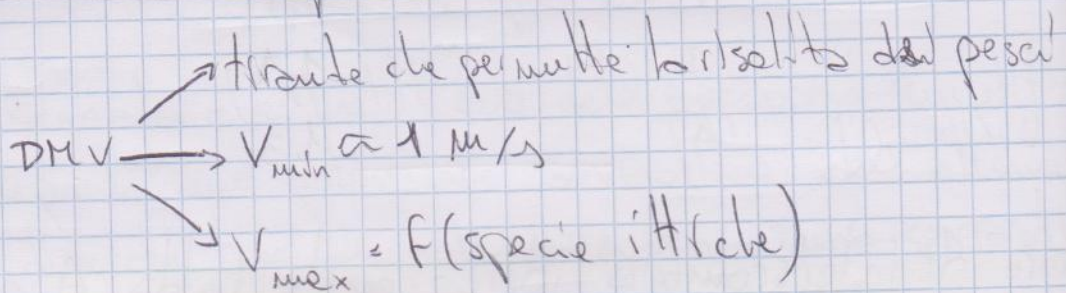
ASPETTI DA CONSIDERARE NELLA PROGETTAZIONE

Aspetti Idraulici

Portata transitante: almeno pari al DMV, determinata dalle amministrazioni locali.

$1 < DMV < 5\%$ portata dal corso d'acqua.

Velocità dell'acqua e tirante idrico:



Localizzazione:

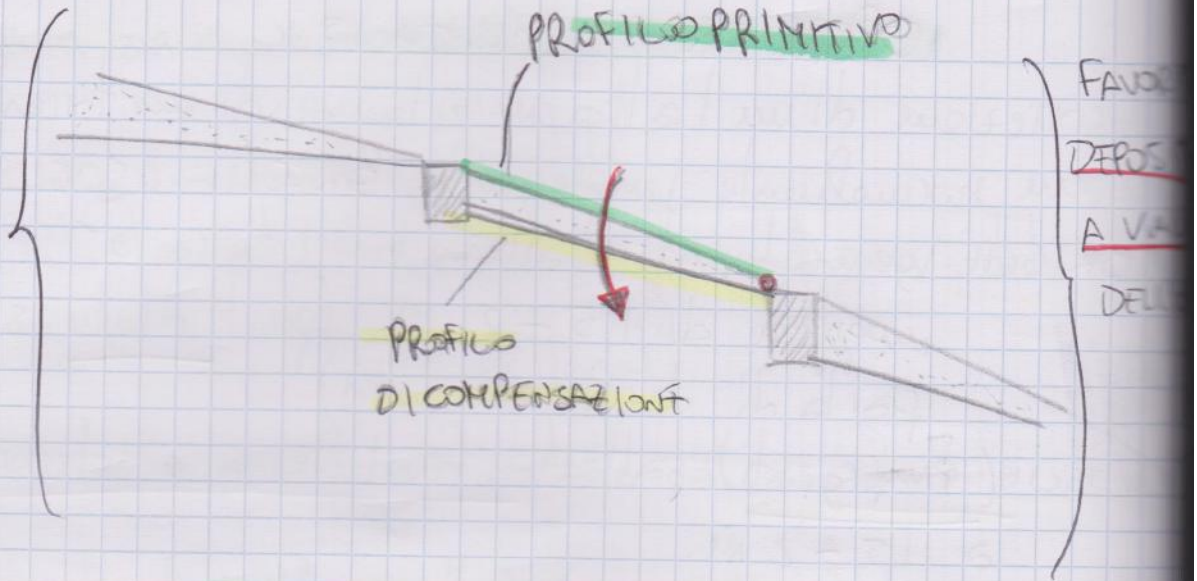
- Sulle sponde (velocità minore)
- Ingresso il più vicino possibile all'ostacolo.

Se sono rispettati tutti questi parametri, la scala di risalita risulta facilmente accessibile.

CONNI DI LEGISLAZIONE
(SLIDES)

KONTAKO

CON
LIE

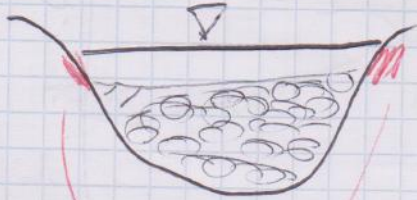


BRIGLIE



BISOGNA PRO
UNA SCALA DIR
PER PESCI che
mentr non ries
a risalire salt
le briglie.

NO



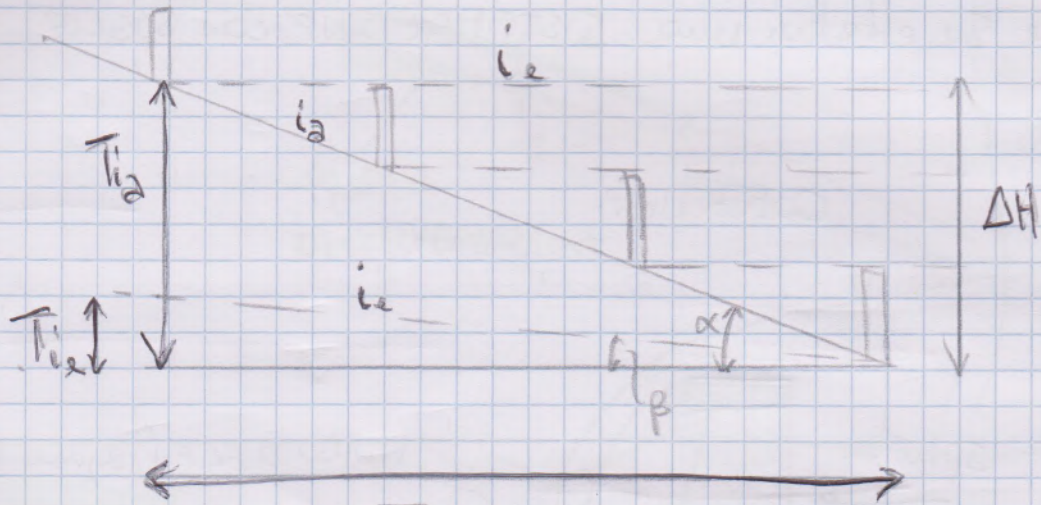
EROSIONE
LATERALE

SI



ROMANO

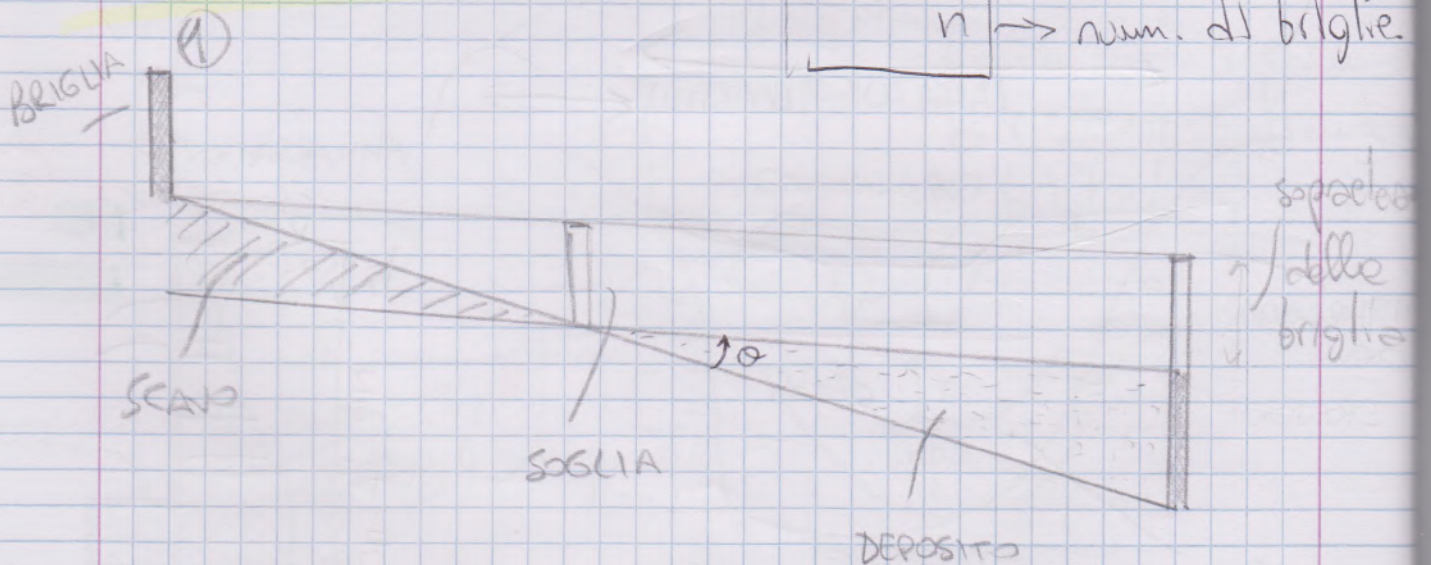
Dato un tratto di torrente lungo T :



$\Delta H = (i_a - i_e) T$ \Leftrightarrow si passa da i_a più grande a i_e più dolce.

Numero di briglie: $n = \frac{\Delta H}{H}$ \rightarrow altezza di ogni briglia.

Distanza tra le briglie: $D = \frac{T}{n}$ \rightarrow num. di briglie.



Montano

La priorità nel DIMENSIONAMENTO IDRAULICO è la SCELTA delle sezioni ove deve defluire (gaveta, luce, fessura) LA PORTATA DI PROGETTO.

$$Q_{\text{PROGETTO}} = f(T_{R, \text{PROGETTO}}) \quad T_R = \text{tempo di ritorno}$$

(a) Per protezione di un manufatto a monte (es. ponte)



$$T_{R, \text{BRIGLIA}} = T_{R, \text{OPERA DA DIFENDERE}}$$

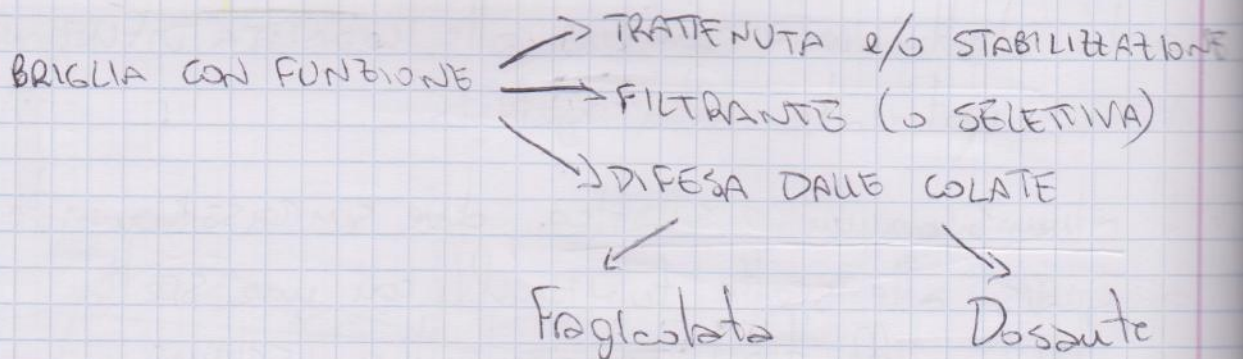
(b) Se la briglia ha la funzione di stabilizzare l'alveo



$$T_{R, \text{BRIGLIA}} \approx 50 \div 100 \text{ anni}$$

(c) Se la briglia ha particolari funzioni di salvaguardia di un nucleo abitato \Rightarrow

$$T_{R, \text{BRIGLIA}} \approx 100 \div 500 \text{ anni}$$

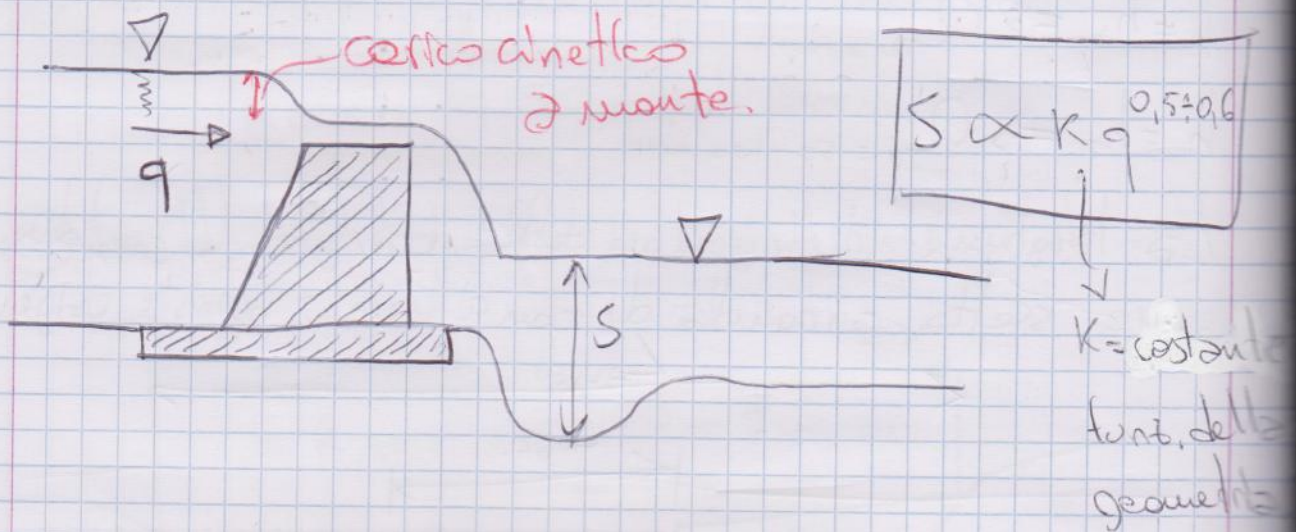


Per la briglia tradizionale (a parete piena) è opportuno assicurare una gaveta tale da contenere, con un certo franco (se tempo depositi) la Q progetto prevedendo,

Vantaggi: limita il pericolo di aggraviamenti (erosioni a lato) => allontanano il pericolo di erosione delle sponde.

Svantaggi: cresce il carico idraulico sulla soglia e, a parità di z , aumenta il volume costruttivo dell'opera; la portata unitaria ($q = \frac{Q_{\text{prog}}}{L_{\text{GAV}}}$) è più

elevata e si incrementa la massima profondità del gorgo a valle (erosione => fosso a valle).

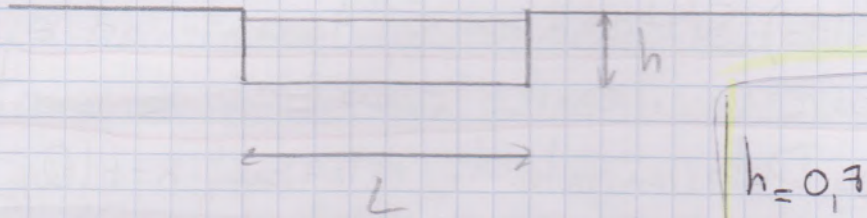


TIPLOGIE DI GAVETA

AGEOMETRIA SEMPLICE => $\left. \begin{array}{l} \text{RETTANGOLARE} \\ \text{TRAPEZIA} \\ \text{TRIANGOLARE} \\ \text{A CORDA MOLLE (o CATENARIA)} \end{array} \right\} \begin{array}{l} \text{SIMMETRICO} \\ \text{O NON SIMMETRICO} \end{array}$

A GEOMETRIA COMPOSTA => $\left. \begin{array}{l} \text{DOPPIA TRAPEZIA} \\ \text{TRIANGOLARE + TRAPEZIA} \\ \text{CORDA MOLLE + TRAPEZIA} \end{array} \right\}$

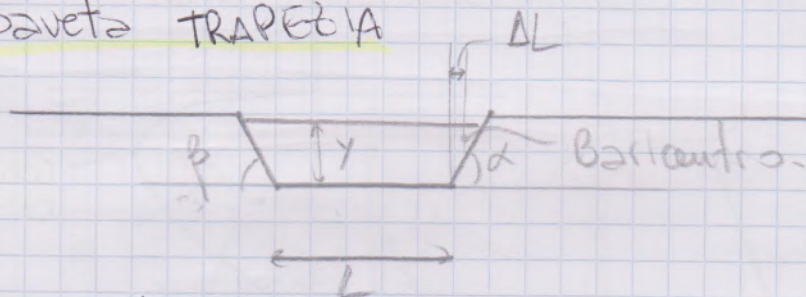
① Se la gaveta è RETTANGOLARE: $q = \frac{Q}{L}$



$$h = 0,7 \left(\frac{Q_{\text{PROG.}}}{L} \right)^{2/3}$$

dimens. IDRAULICO

② Gaveta TRAPEZIA



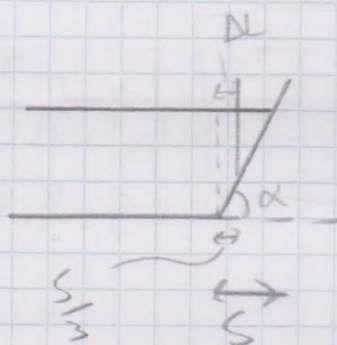
BENINI:

$$L^* = L + 2\Delta L$$

ΔL è il contributo di ciascun triangolo:

$$\Delta L = \frac{1}{3} \left(\frac{y}{\tan \alpha} \right)^{**} \quad \text{Per } \alpha = 45^\circ \Rightarrow \Delta L = 0,33 y$$

ROMITI \Rightarrow per $\alpha = 45^\circ \Rightarrow \Delta L = \frac{2}{3} y$



N.B.: $y = h =$ altezza gaveta da dimensionare

** fissato per tentativi $\Rightarrow h = 0,7 \left[\frac{Q}{L + \frac{2}{3} \frac{y}{\tan \alpha}} \right]$

DIM. IDRAULICO

Sempre per corda molle,

EQ. NE CORDA MOLE: $\gamma = U \cdot c \cdot h \left(\frac{L}{2} - 1 \right)$

Calcolo $h = F$, U si trova risolvendo per tentativi l'eq. ne $\Rightarrow F = U \left(c \cdot h \frac{L}{2} - 1 \right)$

SPESSORE AL CORONAMENTO: S

$S = 0,8 + 2 A D_c = [m]$ = spessore della BRIGLIA

$A = \left[\frac{1 - 1,5 i_c}{(1 + i_c^2)} \right]^{\frac{1}{2}} \approx 1$

i_c	A
0,02	0,98
0,1	0,92
0,16	0,89
0,2	0,83
0,3	0,73

ZOLI: dice che $\Rightarrow S = 0,7 + (0,1 \div 0,2) \cdot z$

↑
 altezza delle
 briglie fino alla
 base delle gavete

Si esegue (generalmente) un calcolo di tipo "bidimensionale" considerando il comportamento statico di un tronco di briglia di larghezza unitaria [1 m].

• se $(h+f) \ll z$: si sceglie usualmente come rappresentazione la sez. A-A (in asse alla gaveta)

• se $(h+f) > 2m$ e $\frac{(h+f)}{z} > 0,5 \Rightarrow$ è opportuno considerare la sez. B-B (la più sollecitata).

⚠ Nel calcolo bidimensionale tassato, a favore della sicurezza, l'appoggio statico delle sponde \Rightarrow concio di 1 m NON RICEVE (DALLA STRUTTURA CUI APPARTIENE) alcuna forza stabilizzante.

