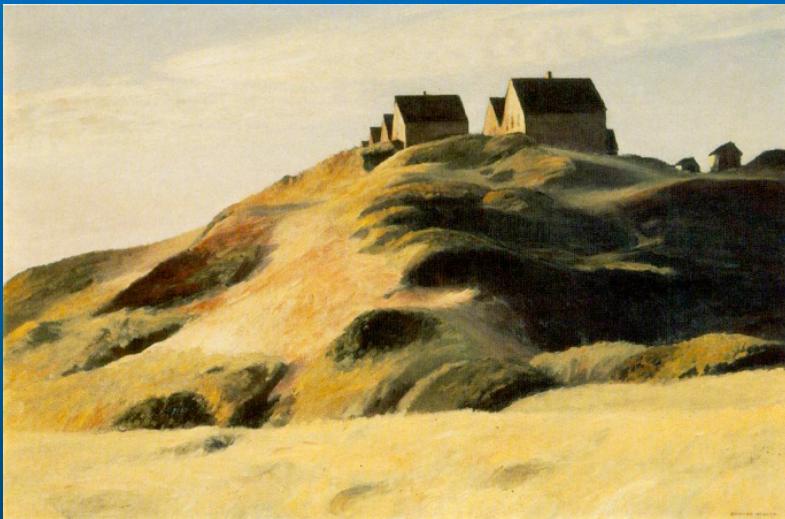


Infiltrazione

Modelli semplificati e analisi a scala di versante

R. Hopper, Harsh New England landscape, 1930



Riccardo Rigon



Infiltrazione

Obiettivi

- Introdurre in modo semplificato i processi di infiltrazione e comprendere come agiscano a scala di versante
- Parlare della generazione del deflusso superficiale
 - per eccesso alla capacità di infiltrazione
 - per deflusso su suoli saturi
 - per flussi "di ritorno", non stazionari
- Approfondire l'analisi stazionario dei deflussi subsuperficiali nei versanti, come prologo all'analisi di stabilità semplificata dei pendii

L'equazione di Richards!

In realtà Richards-Mualem-vanGenuchten

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \nabla \cdot \left(K(\theta_w) \vec{\nabla} (z + \psi) \right) \rightarrow \text{Bilancio di massa}$$

$$K(\theta_w) = K_s \sqrt{S_e} \left[\left(1 - (1 - S_e)^{1/m} \right)^m \right]^2 \rightarrow \text{Param. Mualem}$$

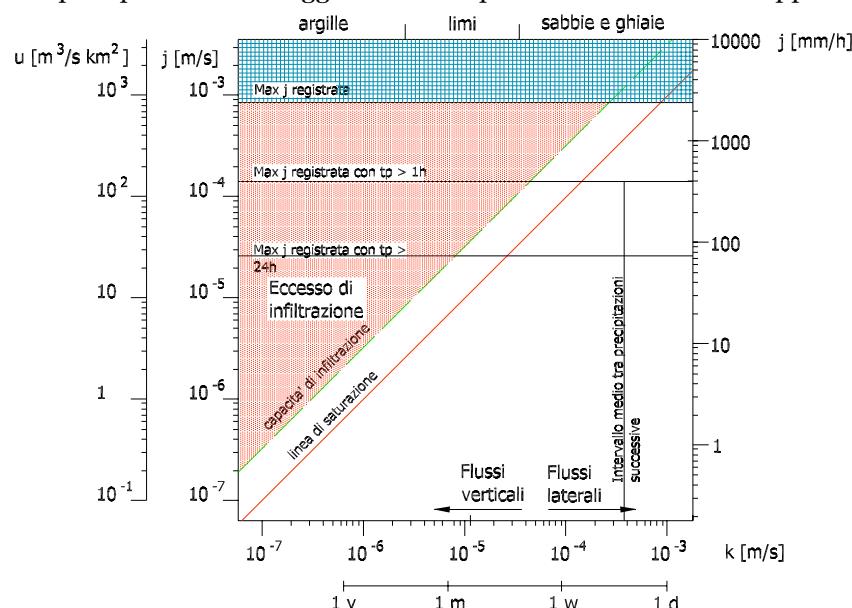
$$S_e = [1 + (-\alpha \psi)^m]^{-n} \rightarrow \text{Param. van Genuchten}$$

$$C(\psi) := \frac{\partial \theta_w(\psi)}{\partial \psi} \quad S_e := \frac{\theta_w - \theta_r}{\phi_s - \theta_r}$$

3

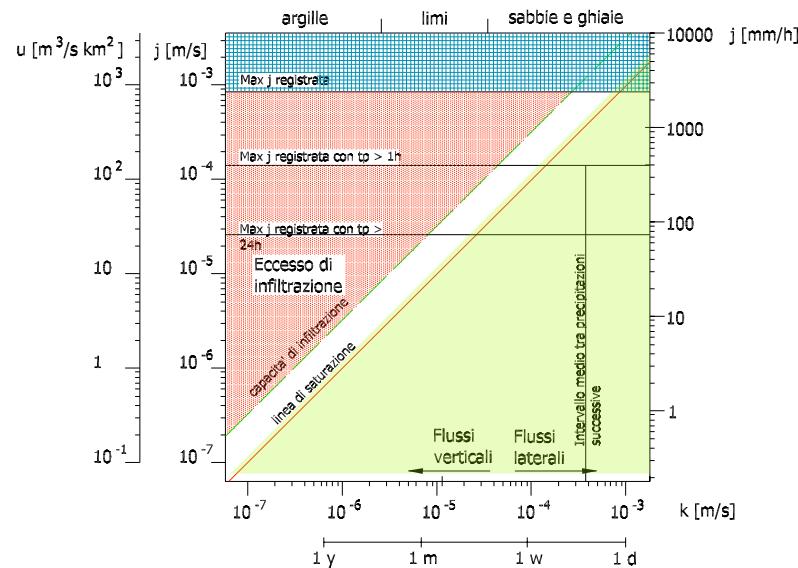
Infiltrazione

Due casi : La precipitazione è maggiore della capacità di infiltrazione oppure minore



4

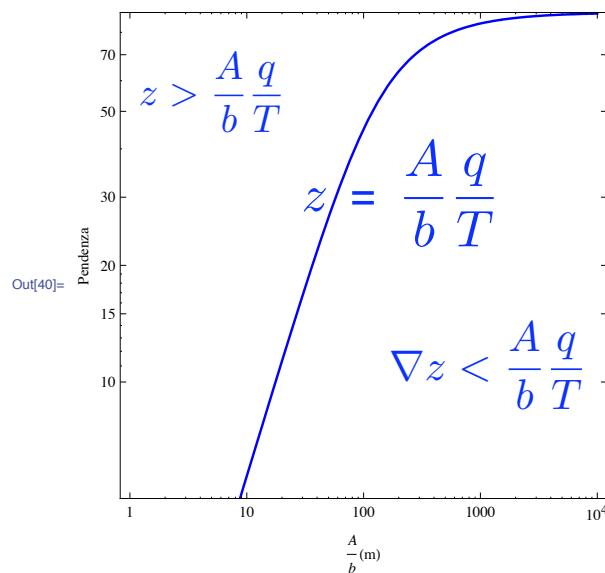
La precipitazione è minore della capacità di infiltrazione



Tutto si infiltra!

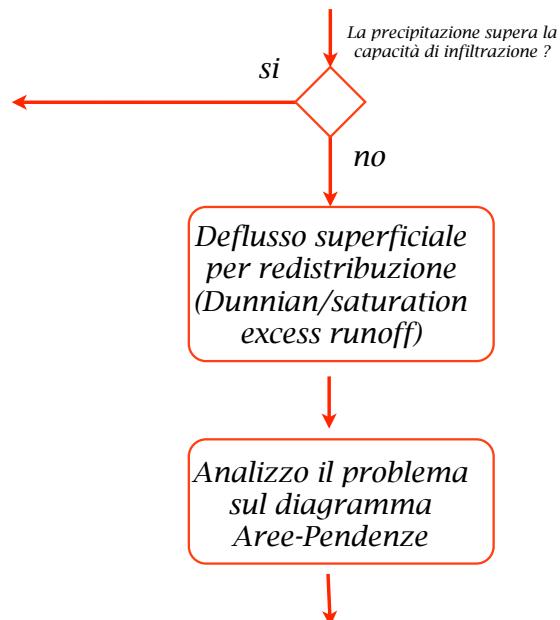
5

Questo si può analizzare in modo semplificato
nel piano Aree - Pendenze



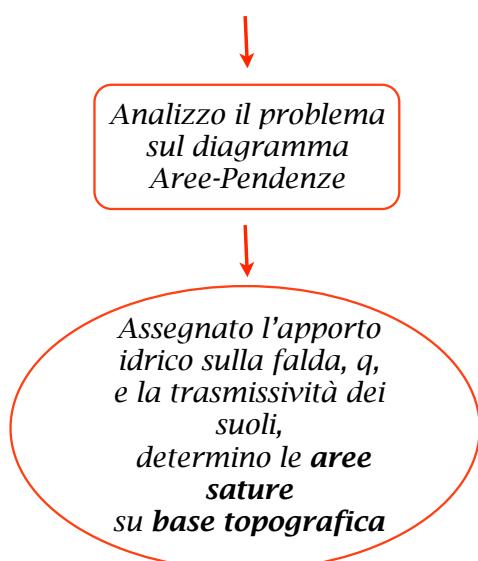
6

Azioni



7

Azioni



8

L'INDICE TOPOGRAFICO

L'equazione di bilancio



$$T / q = A / (b \nabla z)$$

9

L'INDICE TOPOGRAFICO

Dipende da elementi idrologici e da elementi topografici

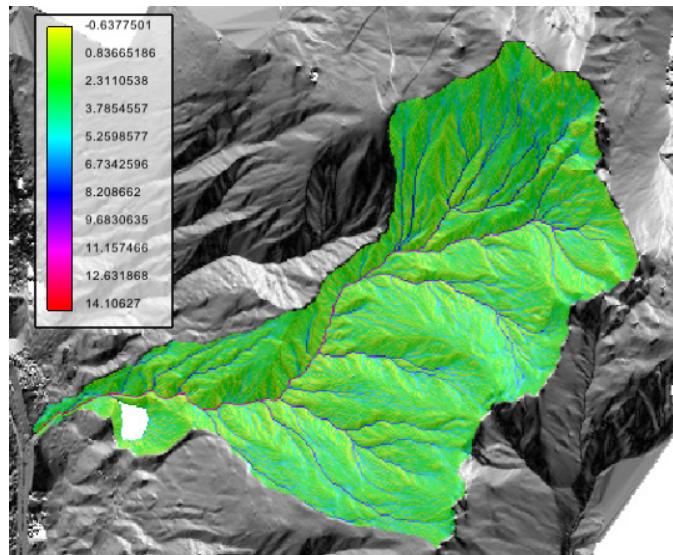


$$T / q = A / (b \nabla z)$$

10

L'INDICE TOPOGRAFICO

$$It = \log A / \log (b \nabla z)$$



È più elevato per i punti che saturano prima

11

Riccardo Rigon

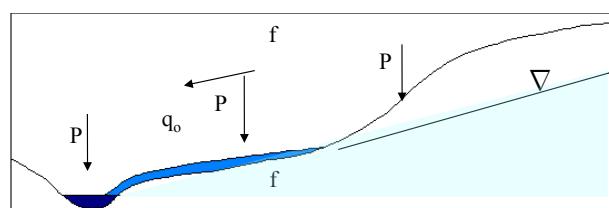


Saturation excess

Determinazione dei meccanismi di deflusso superficiale

Deflusso Dunniano (Black and Dunne, 1978) : il deflusso superficiale avviene su suoli già saturi. Il concetto di area di saturazione parziale

Modificato da Maidment

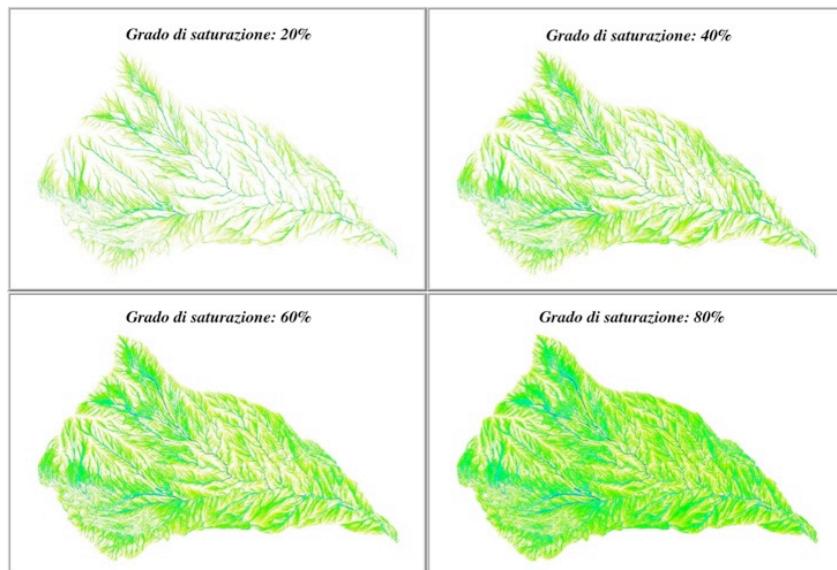


12

Riccardo Rigon



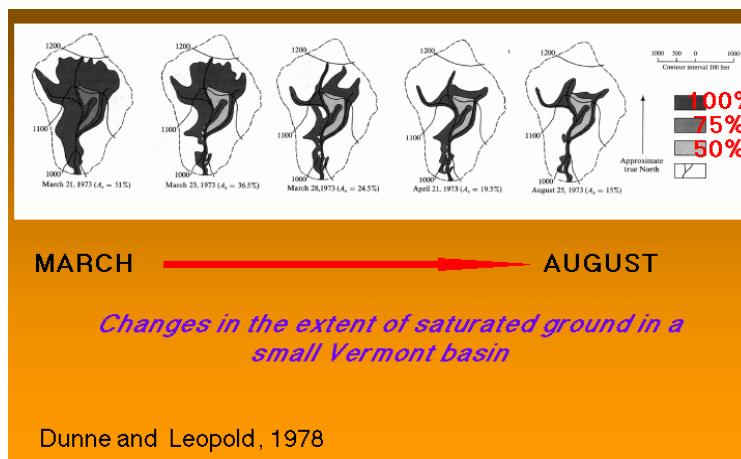
Determinazione dei meccanismi di deflusso superficiale



13

Determinazione dei meccanismi di deflusso superficiale

Il deflusso per saturazione su suoli saturi presenta uno sviluppo stagionale (nei climi temperati e umidi), anche se l'area satura può, di per sé variare considerevolmente anche durante un evento

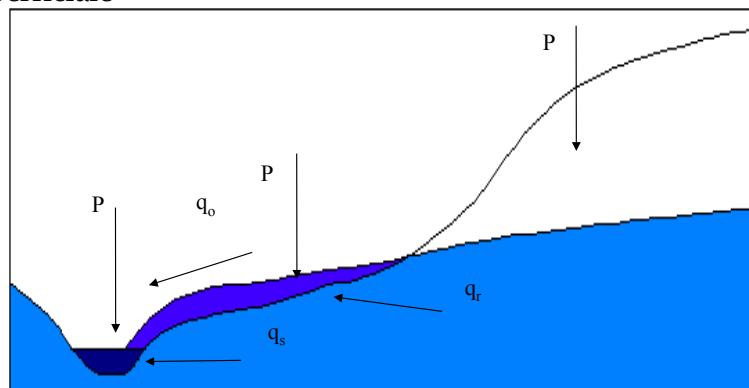


14

Determinazione dei meccanismi di deflusso superficiale

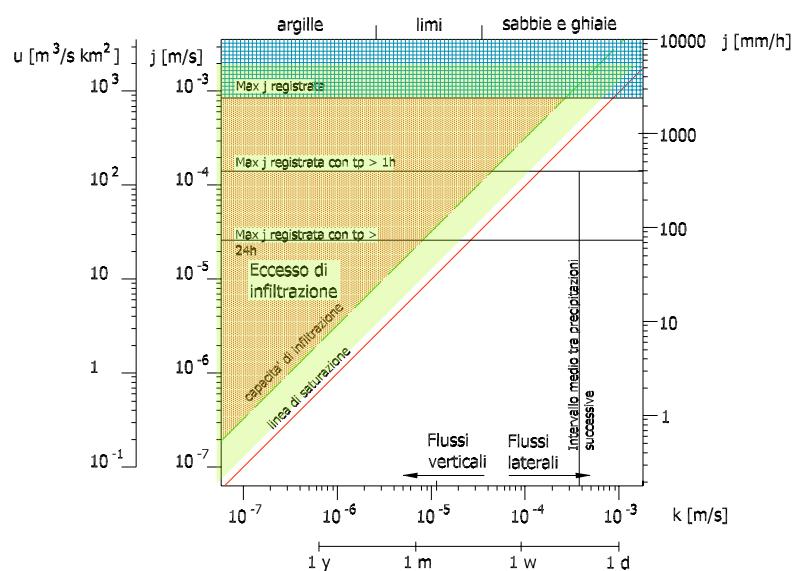
In realtà anche gli stessi processi responsabili della saturazione dei suoli provocano deflusso superficiale per effetto della convergenza della topografia. La ridistribuzione del deflusso può provocare la saturazione: questo è un **effetto NON stazionario** del deflusso sub-superficiale

Modificato da Maidment



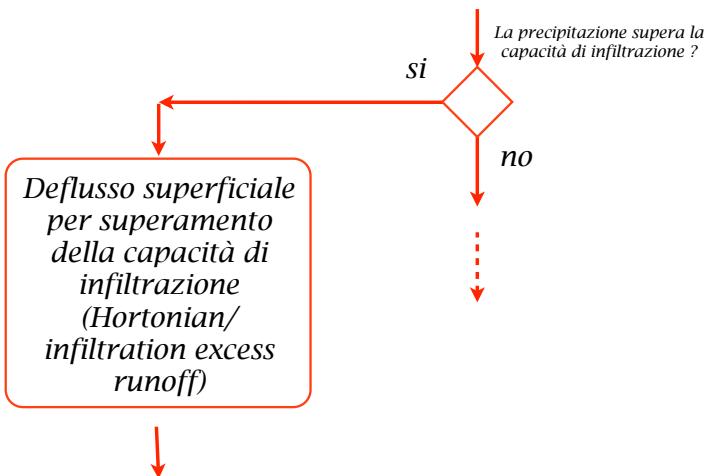
15

Non tutto si infiltra



16

Azioni

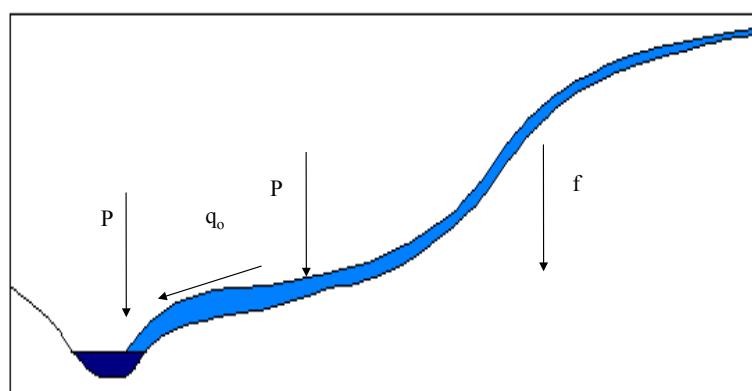


53

Determinazione dei meccanismi di deflusso superficiale

Deflusso Hortoniano (Horton, 1945) : il deflusso superficiale avviene per superamento della capacità di infiltrazione

Modificato da Maidment



18

Determinazione dei meccanismi di deflusso superficiale

Il deflusso Hortoniano dipende prevalentemente dal rapporto tra intensità di un evento piovoso ed conducibilità idraulica dei suoli e va risolto su scale temporali "di evento". Le condizioni di umidità iniziale dei suoli contano poco.



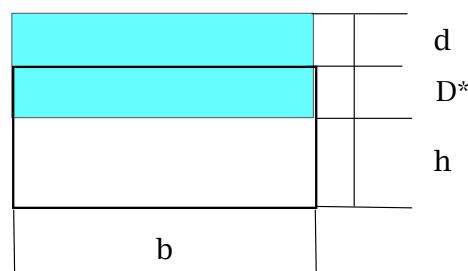
19

Determinazione dei meccanismi di deflusso superficiale

Flusso superficiale = Area * Velocità

$$\text{Area} = b \cdot d$$

$$\text{Velocità} = u$$



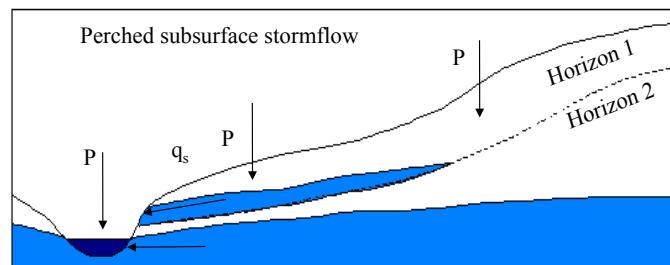
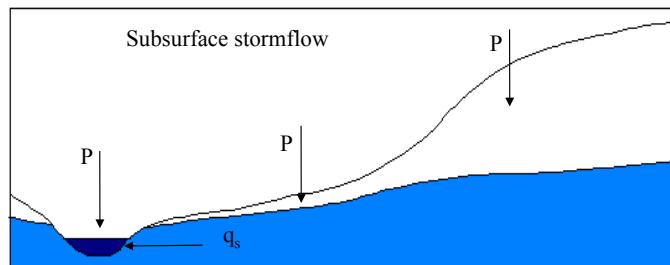
$$\text{Flusso superficiale} = u \cdot b \cdot d$$

$$\text{Flusso subsuperficiale} = b \cdot D^* \cdot K_s \cdot \nabla h \approx K_s \cdot D^* \cdot b \cdot \nabla z = T_H \cdot b \cdot \nabla z$$

20

Ma naturalmente, nel bilancio, non c'è solo il deflusso superficiale

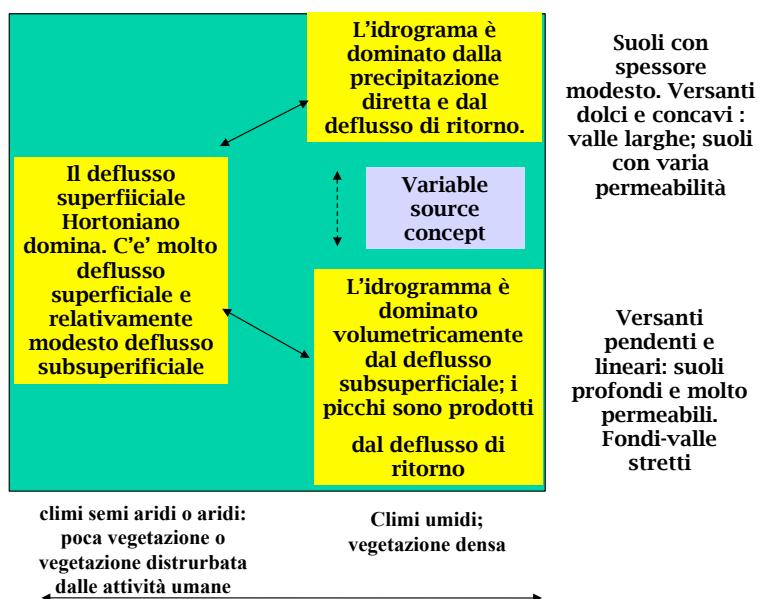
Modificato da Maidment



21

Alla ricerca dei processi dominanti

Dunne e Leopold, 1978



22

Infiltrazione <-> Deflusso superficiale

In assenza di evaporazione e/o traspirazione **localmente*** risulta:

$$f = P - OR$$

↓ ↓ ↓
 c a p a c i t à d i D e f l u s s o
 infiltrazione di superficiale
 Precipitazione hortoniano

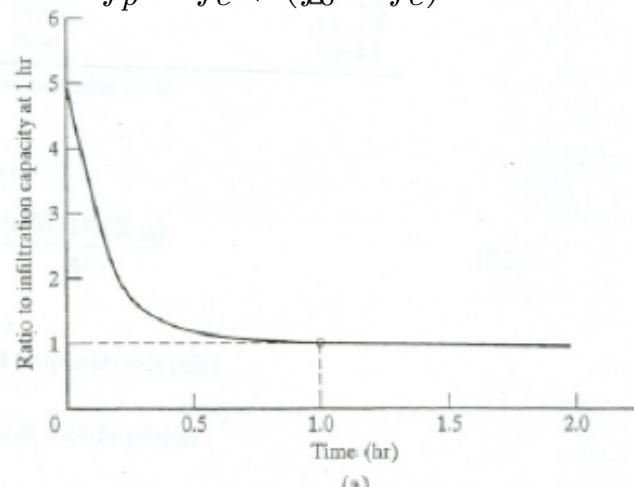
* *OR non è tutto il deflusso superficiale (che può quindi essere generato da fenomeni diversi rispetto all'infiltration excess), perché acqua infiltratasi altrove (e in tempi anche remoti) può uscire nel punto considerato. Si rifletta però che la relazione sopra è sempre valida.*

23

Nel caso dell'eccesso di infiltrazione si sono spesso usati metodi **concettuali**

Horton

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



24

Metodi **concettuali** per la stima dell'infiltrazione

Metodo di Horton

Green-Ampt

SCS

Metodi **semplificati** per la stima dell'infiltrazione

Richards 1D linearizzato

+

Richards 2D
semplificato

25

Riccardo Rigon



Nel caso dell'eccesso di infiltrazione si sono usati metodi **concettuali**

Horton

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

costante di
decremento
dell'infiltrazione

capacità di infiltrazione iniziale

capacità di infiltrazione all'equilibrio

capacità di infiltrazione di infiltrazione

26

Riccardo Rigon



Nel caso dell'eccesso di infiltrazione si sono usati metodi **concettuali**
Horton

TABLE 7.1 Typical f_1 Values

Soil group	f_1 (in./hr)	f_1 (mm/h)
High (sandy soils)	0.50–1.00	12.50–25.00
~Intermediate (loams, clay, silt)	0.10–0.50	2.50–12.50
Low (clays, clay loam)	0.01–0.10	0.25–2.50

Source: After ASCE Manual of Engineering Practice, No. 28.

27

Nel caso dell'eccesso di infiltrazione si sono usati metodi **concettuali**
Horton

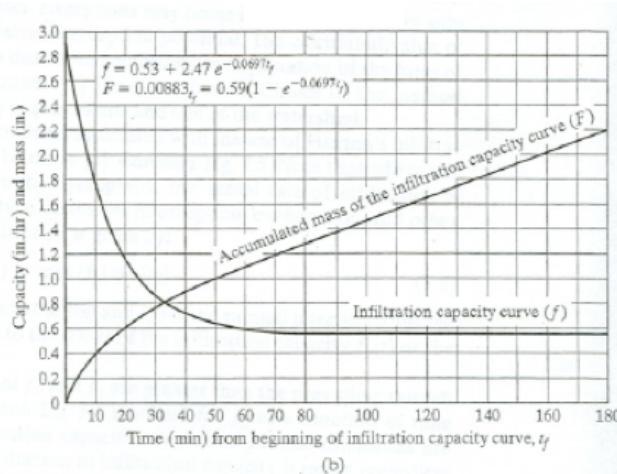


FIGURE 7.6

(a) Typical infiltration curve. (b) Infiltration capacity and mass curves for normal antecedent conditions of turf areas.

[After A. L. Tholin and Clint J. Kiefer, "The Hydrology of Urban Runoff," Proc. ASCE J. Sanitary Eng. Div. 84(SA2), 56 (Mar. 1959).]

28

Green-Ampt

Il metodo di Green-Ampt (1911), che precede la formulazione delle equazioni di Richards, semplifica il processo di infiltrazione, osservando che, in molti casi, la presenza di un fronte di bagnatura ben definito che, anche visualmente, da l'impressione di una discontinuità tra zona umida e zona asciutta.



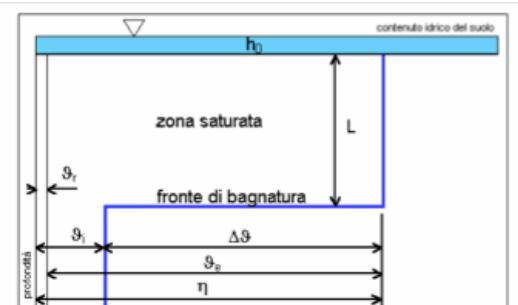
29

Green-Ampt (1911)

Il metodo di Green-Ampt assume dunque che il fronte di bagnatura sia “a scalino” e il movimento dell’acqua “a pistone”.

Si assume inoltre che:

- il **suolo sia omogeneo**
- e nel suolo via via sia un profilo di **umidità costante** con la profondità
- che la capacità di infiltrazione nel suolo sia inferiore dell’intensità di precipitazione

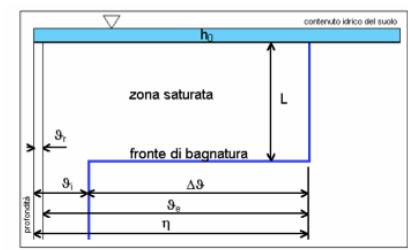


30

Green-Ampt (1911)

- Continuamente rifornito dalla presenza in superficie di una sottile lama d'acqua, di spessore h_0 , il fronte di bagnatura si muove verso il basso in dipendenza della differenza di potenziale di suzione. Se la porosità del suolo è ϕ_s , dato un certo contenuto idrico iniziale $\theta_w i$, il processo di bagnatura rifornisce istantaneamente il suolo di un volume (frazione di volume, in verità)

$$\Delta\theta_w = \phi_s - \theta_w i$$

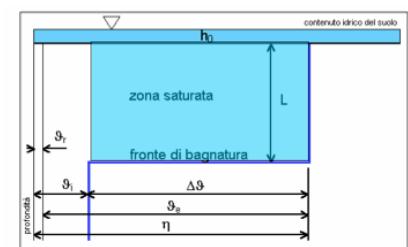


31

Green-Ampt (1911)

Osservando il fenomeno al tempo t , quando il fronte di bagnatura ha raggiunto la profondità L , l'infiltrazione cumulata sarà:

$$F(t) = L (\phi_s - \theta_w i) := L\Delta\theta_w$$



32

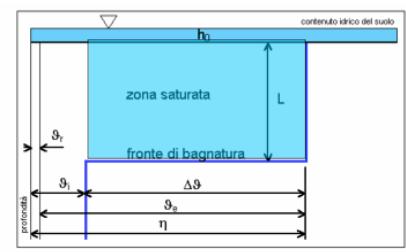
Green-Ampt (1911)

Il fatto che il moto avvenga con completa saturazione della colonna permette di usare l'equazione di Darcy:

$$J_v := -K_s \frac{\partial h}{\partial z}$$

nella sua forma discretizzata, alle differenze finite:

$$J_w \approx K_s \frac{h_2 - h_1}{z_2 - z_1}$$



33

Green-Ampt (1911)

Il carico idraulico h_1 è dato dal carico idrostatico della lama d'acqua h_0 ; il carico nel suolo asciutto appena sotto il fronte di bagnatura è:

$$h_2 = -\psi - L$$

dal potenziale di matrice più il potenziale gravitazionale. Trascurando h_0 , molto più piccolo di h_2 si ha:

$$J_v = K_s \frac{\psi + L}{L}$$

dove ad L si può sostituire la sua espressione derivante dal bilancio di massa.

$$L = \frac{F(t)}{\Delta \theta_w}$$

34

Green-Ampt (1911)

Dalle precedenti equazioni di ottiene dunque:

$$J_v = K_s \frac{\psi \Delta \theta_w + F(t)}{F'(t)}$$

Dove, per definizione, è anche:

$$F(t) = \int_0^t J_v(t) dt \quad \text{o} \quad J_v(t) = \frac{dF(t)}{dt}$$

35

Green-Ampt (1911)

L'integrazione dell'equazione porta a:

$$F(t) = K_s t + \psi \Delta \theta_w \log \left(1 + \frac{F(t)}{\psi \Delta \theta_w} \right)$$

che assegna in forma implicita l'infiltrazione cumulata.

36

Green-Ampt (1911)

Per $t \rightarrow \infty$ $\psi = 0$ e dunque:

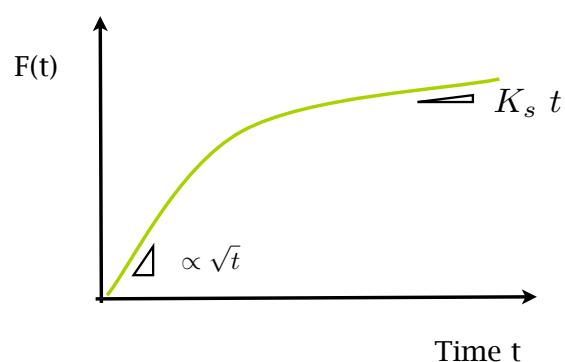
$$F(t \rightarrow \infty) = K_s t$$

Per $t \rightarrow 0$, sviluppando il termine logaritmico al secondo membro in serie di Taylor si ottiene:

$$\frac{\Delta\theta_w K_s}{\psi} t = \frac{1}{2} F^2(t) \quad \text{o} \quad F(t) = \sqrt{\frac{2\Delta\theta_w K_s}{\psi} t}$$

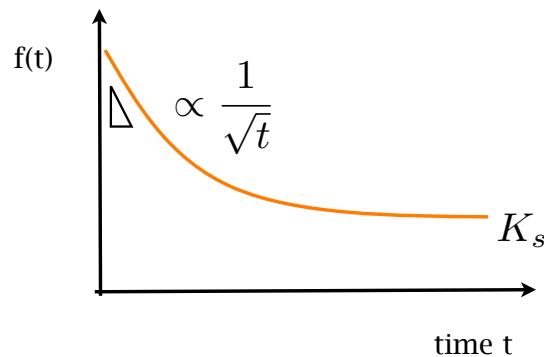
37

Green-Ampt (1911)



38

Green-Ampt (1911)



39

Green-Ampt (1911)

Nel caso generale di tempi non asintotici, l'equazione:

$$F(t) = K_s t + \psi \Delta \theta_w \log \left(1 + \frac{F(t)}{\psi \Delta \theta} \right)$$

Va risolta con metodi iterativi. Per esempio al passo primo si pone

$$F^{;1}(t) = K_s t + \psi \Delta \theta_w \log \left(1 + \frac{K_s t}{\psi \Delta \theta_w} \right)$$

40

Green-Ampt (1911)

e, in seguito

$$F^{;n}(t) = K_s t + \psi \Delta \theta_w \log \left(1 + \frac{F^{;n-1}(t)}{\psi \Delta \theta_w} \right)$$

fermandosi quando la differenza di infiltrazione cumulata è sufficientemente trascurabile, ovvero :

$$|F^{;n}(t) - F^{;n-1}(t)| < \epsilon$$

41

I parametri del modello di Green-Ampt si trovano variamente tabulati

Valori dei parametri per diversi tipi di suolo

Classe di suolo	Porosità	Porosità efficace	Conduttività idraulica satura	Potenziale di suzione al fronte di bagnatura	Potenziale di suzione al fronte di bagnatura
	η	J_e	K	Ψ - medio	Ψ - dev.std.
			cm h^{-1}	cm	cm
sabbioso	0.437	0.417	11.78	4.95	0.97-25.36
franco sabbioso	0.453	0.412	1.09	11.01	2.67-15.47
franco	0.463	0.434	0.34	8.89	1.33-59.38
franco limoso	0.501	0.486	0.65	16.68	2.92-95.39
franco argilloso	0.464	0.309	0.10	20.88	4.79-91.10
argilloso sabbioso	0.430	0.321	0.06	23.90	4.08-140.2
argilloso limoso	0.479	0.423	0.05	29.22	6.13-139.4
argilloso	0.475	0.385	0.03	31.63	6.39-156.5

Si noti la grande variabilità del potenziale di suzione. I valori in tabella sono da considerarsi solamente come valori di riferimento.

42

Green-Ampt (1911)

E' chiaro che il modello di Green-Ampt soffre di varie limitazioni, sia dovute alle ipotesi di base, che alle condizioni iniziale, che allo schema "a pistone" del moto, e la soluzione, diretta, numerica delle equazioni di Richards è senz'altro da preferirisi. Cio nonostante, la trattazione appena fatta consente di mettere in rilievo alcuni elementi importanti:

- negli **istanti iniziali sono i processi diffusivi** a dominare il processo di infiltrazione e l'avanzamento del fronte cresce proporzionalmente alla radice del tempo.
- per **tempi lunghi**, il processo di infiltrazione è dominato dalla gravità e il fronte procede con **velocita' pari alla conducibilità idraulica a saturazione**.

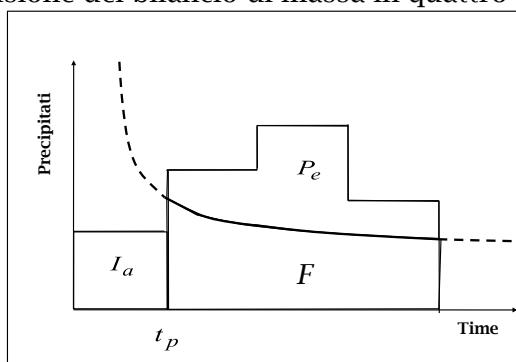
43

SCS

- Il metodo del Soil Conservation Service (SCS) ha fondamento puramente empirico e, in verità, non è dedicato a trovare l'infiltrazione, ma la parte complementare di questo fenomeno: il **deflusso superficiale**. Va anche detto che usa informazioni che riguardano oltre che i suoli, anche la copertura vegetale e le condizioni idrologiche antecedenti all'istante considerato.
- Il metodo è basato sulla suddivisione del bilancio di massa in quattro parti:

$$P = P_e + I_a + F$$

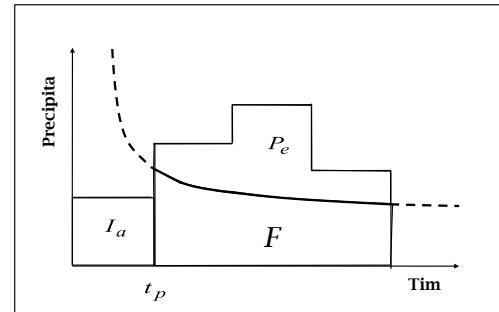
↓ ↓ ↓
 precipitazione efficace perdite iniziali infiltrazione
 precipitazione perde iniziali



44

SCS

- In generale, $P_e \leq P$
- Quando poi inizia il deflusso superficiale
 $F \leq [S_t]$ \rightarrow porosità efficace più immagazzinamento
- Il deflusso superficiale potenziale è:
 $P - I_a$



45

SCS

- L'assunzione principale del modello è che, per ogni t :

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

- Che combinata con la conservazione della massa:

$$P = P_e + I_a + F$$

- implica:

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

46

SCS

- Valutazioni empiriche hanno portato a caratterizzare

$$I_a = 0.2 S_t$$

- Cosicchè

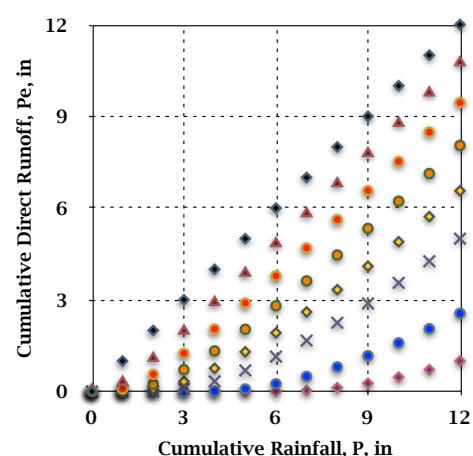
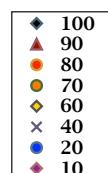
$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P + 0.8 S_t}$$

47

SCS

- L'immagazzinamento, a sua volta è assegnato in funzione del “Curve Number” (numero di curva):

$$S_t = \begin{cases} \frac{1000}{CN} - 10 & \text{(in pollici)} \\ \frac{25400}{CN} - 254 & \text{(in mm)} \end{cases}$$



48

SCS Method (Cont.)

- S_t e CN dipendono dalle condizioni antecedenti di precipitazioni, suddivise in tre classi:
- Condizioni Normali, AMC(II)
- Condizioni secche, AMC(I)

$$CN(I) = \frac{4.2CN(II)}{10 - 0.058CN(II)}$$

- Condizioni umide, AMC(III)

$$CN(III) = \frac{23CN(II)}{10 + 0.13CN(II)}$$

SCS

- I Curve numbers dipendono dal **tipo** e dall'**uso** del suolo

Group	Minimum Infiltration Rate (cm/hr)	Soil type
A	> 0.75	Infiltrazioni elevate. Sabbie profonde e ben drenate
B	0. 35 – 0. 75	Infiltrazioni moderate. Suoli ben drenati di tessitura intermedia. (Limo o franco limoso)
C	0.1 - 0.35	Basse infiltrazioni, suoli stratificati e tessiture moderatamente fini (franco argilloso)
D	0.- 0.1	Argille, falde in prossimità della superficie.

After W.M. Merwade and T. Jantzen

Esempio - SCS una applicazione

- Pioggia: 12.7 cm
- Area: $4.05 \cdot 10^6 \text{ m}^2$
- Suoli:
 - Classe B: 50%
 - Classe C: 50%
- Condizioni di umidità del suolo: AMC(II)
- Uso del suolo
 - Residenziale
 - 40% con un 30% di copertura impermeabile
 - 12% con un 65% di copertura impermeabile
 - Strade pavimentate: 18% con fognature pluviali
 - Terreno agricolo o similare: 16%
 - 50% erba rada
 - 50% erba fitta
 - Parcheggi, etc.: 14%

Esempio - SCS una applicazione

	Tipo di suolo					
	B			C		
Uso del suolo	%	CN	Prodotto	%	CN	Prodotto
Residenziale (30% impermeabile)	20	72	14.40	20	81	16.20
Residenziale (65% impermeabile)	6	85	5.10	6	90	5.40
Strade	9	98	8.82	9	98	8.82
Aree Agricole con buona copertura	4	61	2.44	4	74	2.96
Aree Agricole con bassa copertura	4	69	2.76	4	79	3.16
Parcheggi	7	98	6.86	7	98	6.86
Totale	50		40.38	50		43.40

$$CN = 40.38 + 43.40 = 83.8$$

Esempio - SCS una applicazione

- Una stima mediana

$$CN = 83.8$$

$$S_t = (1000/83.8 - 10) * 2.54 = 4.9 \text{ cm}$$

$$P_e = \frac{(P - 0.2 S_t)^2}{P + 0.8 S_t} = \frac{12.7 - 0.2 * 4.9)^2}{12.7 + 0.84.9} = 8.26 \text{ cm}$$

- Una stima "umida"

$$CN(III) = \frac{23CN(II)}{10 + 0.13CN(II)} = \frac{23*83.8}{10 + 0.13*83.8} = 92.3$$

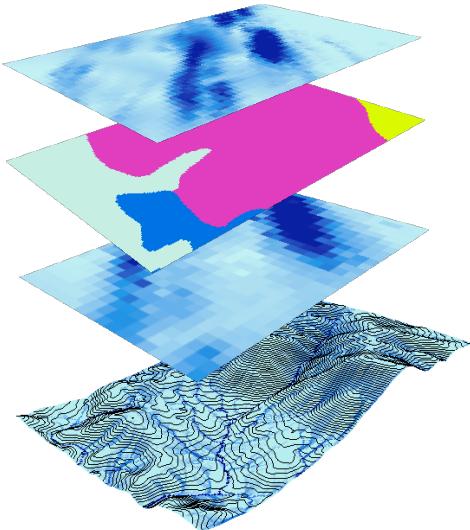
$$P_e = 10.5 \text{ cm}$$

SCS sintesi

- Correla le precipitazioni con il runoff attraverso il CN ($0 < CN < 100$)
- Calcolato da **tabelle** in funzione **del suolo e dell'uso del suolo**
- Tutti i suoli US sono raggruppati in quattro **Gruppi idrologici** (A, B, C, D) dove A è sabbia e D è argilla
- Anche in Italia, diverse parti del paese sono state mappate in questo modo facendo la felicità degli utenti GIS

SCS sintesi

- fa la felicità degli utenti GIS



- Precipitazioni
- Uso del suolo
- Formula di generazione runoff
- Accumulazione del flusso

Modificato da Maidment

55

L'equazione Richards 1-D

Assumendo $K \sim$ costante e trascurando i termini sorgente

$$C(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = K_z 0 \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2}$$



$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = D_0 \cos^2 \theta \frac{\partial^2 \psi}{\partial t^2}$$

$$D_0 := \frac{K_z 0}{C(\psi)}$$

56

L'equazione Richards 1-D

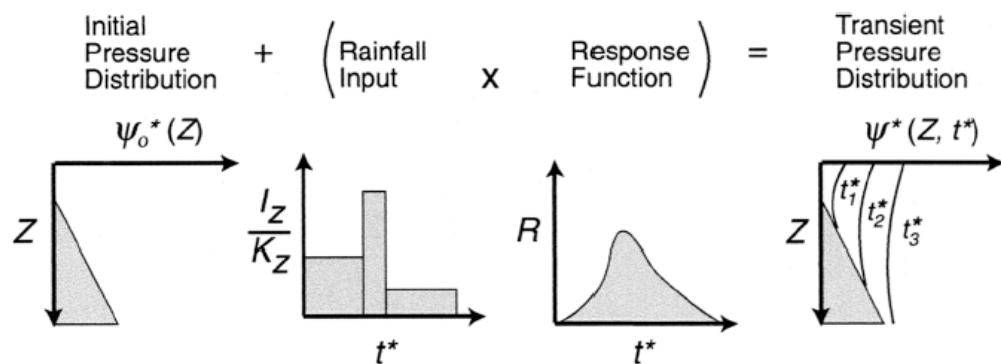
$$\frac{\partial \psi}{\partial t} = D_0 \cos^2 \theta \frac{\partial^2 \psi}{\partial z^2}$$



L'equazione diventa **LINEARE** e, trovata una soluzione con **un impulso unitario istantaneo** al contorno, la soluzione dipendente da una precipitazione variabile viene a dipendere dalla **convoluzione** di questa soluzione e la precipitazione.

57

L'equazione Richards 1-D



58

L'equazione Richards 1-D

Per un impulso di precipitazione di intensità costante, la soluzione può scriversi:

$$\psi = \psi_0 + \psi_s$$

$$\psi_0 = (z - d) \cos^2 \theta$$

$$\psi_s = \begin{cases} \frac{q}{K_z} [R(t/T_D)] & 0 \leq t \leq T \\ \frac{q}{K_z} [R(t/T_D) - R(t/T_D - T/T_D)] & t > T \end{cases}$$

59

L'equazione Richards 1-D

In quel caso l'equazione ammette una soluzione analitica

$$\psi_s = \begin{cases} \frac{q}{K_z} [R(t/T_D)] & 0 \leq t \leq T \\ \frac{q}{K_z} [R(t/T_D) - R(t/T_D - T/T_D)] & t > T \end{cases}$$

$$R(t/T_D) := \sqrt{t/(\pi T_D)} e^{-T_D/t} - \text{erfc} \left(\sqrt{T_D/t} \right)$$

$$T_D := \frac{z^2}{D_0}$$

60

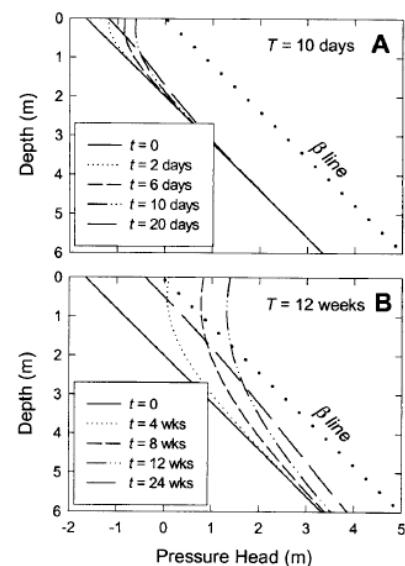
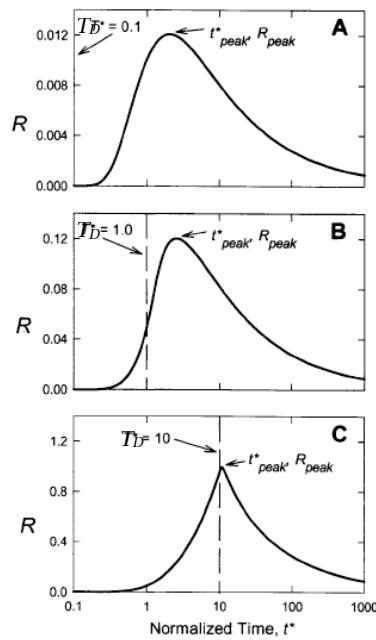
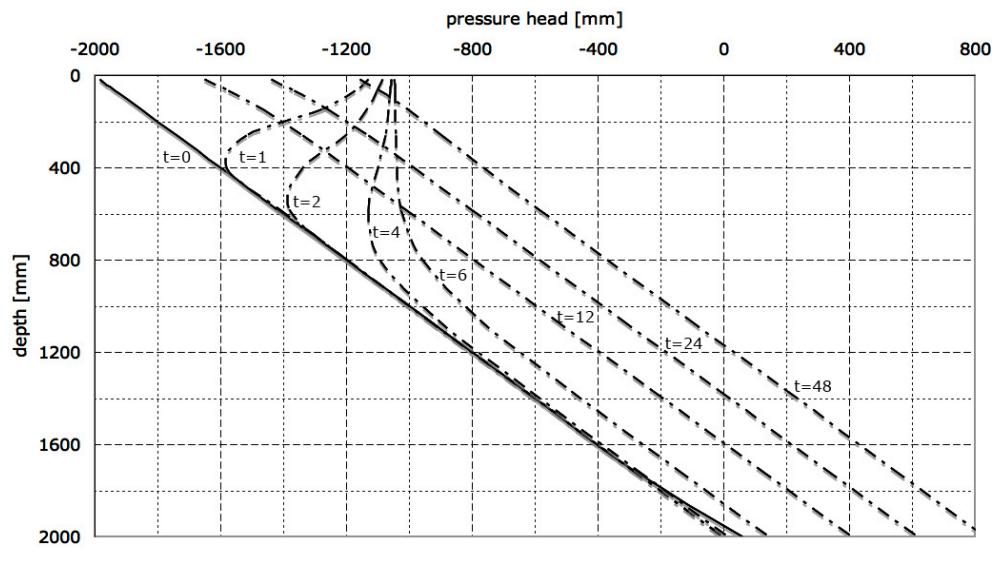


Figure 7. Pressure head responses predicted by equations (27a)–(27e) for conditions representative of the clay-rich Minor Creek landslide [Iverson and Major, 1987] for a normalized rainfall intensity $I_Z/K_Z = 1$ and contrasting rainfall durations (a) $T = 10$ days and (b) $T = 12$ weeks. Pressure heads above the β line are physically unrealistic and can be amended to equal $Z\beta$.

L'EQUAZIONE DI RICHARDS 1D

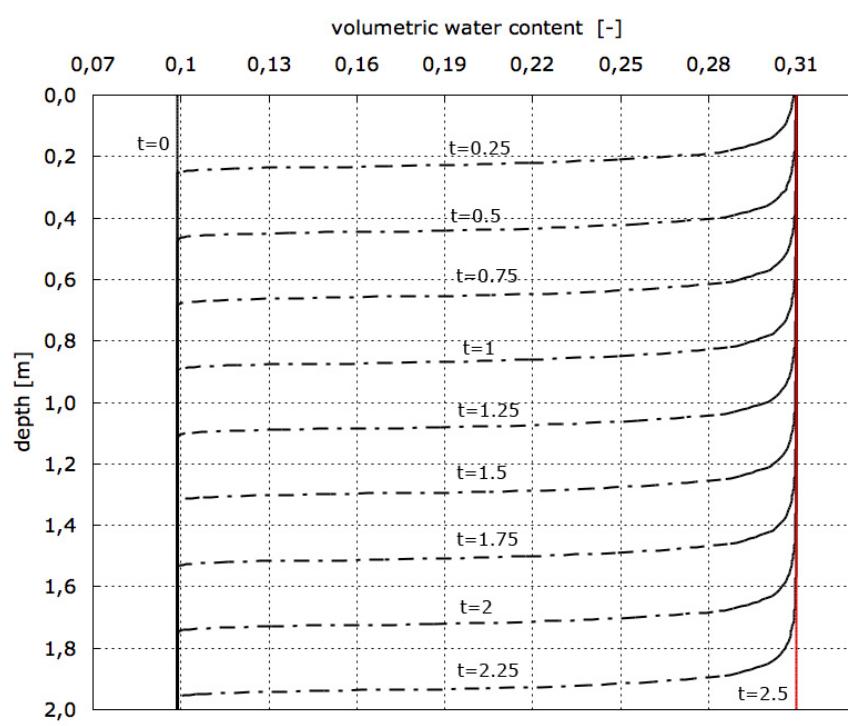
Simoni, 2007



63

L'EQUAZIONE DI RICHARDS 1D

Simoni, 2007



64

Software:

- Hydrus-1D - by Simunenk et al.
- Lavagna - by Cordano, 2008

65

Riccardo Rigon



Stabilità dei versanti SHALSTAB



J. Wall, The Destroyed Room, 1978

Riccardo Rigon

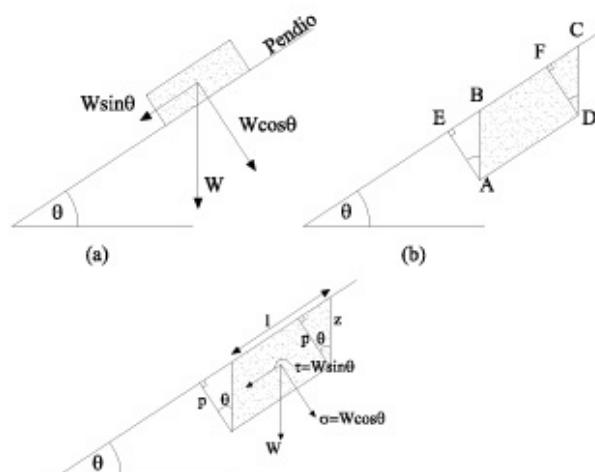


Obiettivi

- Introdurre e discutere il modello del pendio infinito
- Accoppiarlo ad una analisi idrologica semplificata e stazionaria dei deflussi subsuperficiali, di cui si discutono i limiti
- Introdurre il modello SHALSTAB
 - Affrontare il problema della determinazione dell'ammontare del detrito/suolo disponibile
 - Discutere qualitativamente le formazione delle piene con grande trasporto solido

67

ANALISI di STABILITÀ: modello del pendio infinito



$$FoS = \frac{\text{somma}^{(c)} \text{ delle forze resistenti}}{\text{somma delle forze motrici}}$$

68

Pendio infinito

La formula

$$FoS = \frac{c'}{\gamma_s z \cos \zeta_s \sin \zeta_s} + \frac{\tan \phi_c}{\tan \zeta_s} - \frac{\gamma_w \eta_w \tan \phi_c}{\gamma_s z \tan \zeta_s}$$

Symbol	Name	nickname	Unit
FoS	Factor of Safety	fos	[/]
c'	cohesion	chsn	[M L ² T ⁻²]
ϕ_c	columbian friction angle	cfa	[/]
η_w	position of the water table surface	pwts	[L]
z	depth of soil	ds	[L]
γ_s	soil/terrain density	std	[M L ⁻¹ T ⁻²]
γ_w	density of liquid water	dlw	[M L ⁻¹ T ⁻²]
ζ_s	slope of terrain surface	sts	[/]

69

Pendio infinito

La formula

$$FoS = \frac{c'}{\gamma_s z \cos \zeta_s \sin \zeta_s} + \frac{\tan \phi_c}{\tan \zeta_s} - \frac{\gamma_w \eta_w \tan \phi_c}{\gamma_s z \tan \zeta_s}$$

*Coesione**Mohr-Coulomb**Idrologia*

70

Pendio infinito

Coesione non presente

$$FoS = \frac{\tan \phi_c}{\tan \zeta_s} - \frac{\gamma_w \eta_w \tan \phi_c}{\gamma_s z \tan \zeta_s}$$

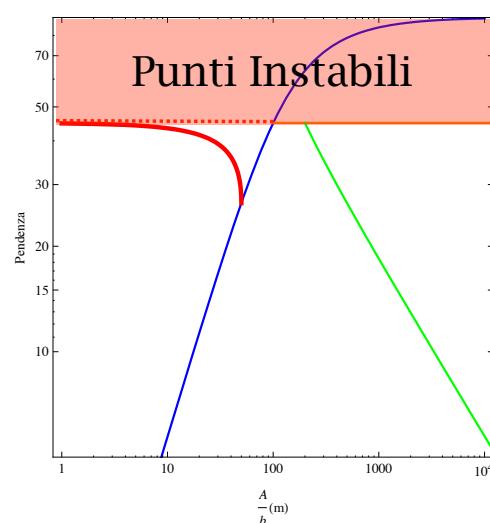
+ Acqua NON presente

$$FoS = \frac{\tan \phi_c}{\tan \zeta_s}$$

71

Nel grafico Pendenza Areae

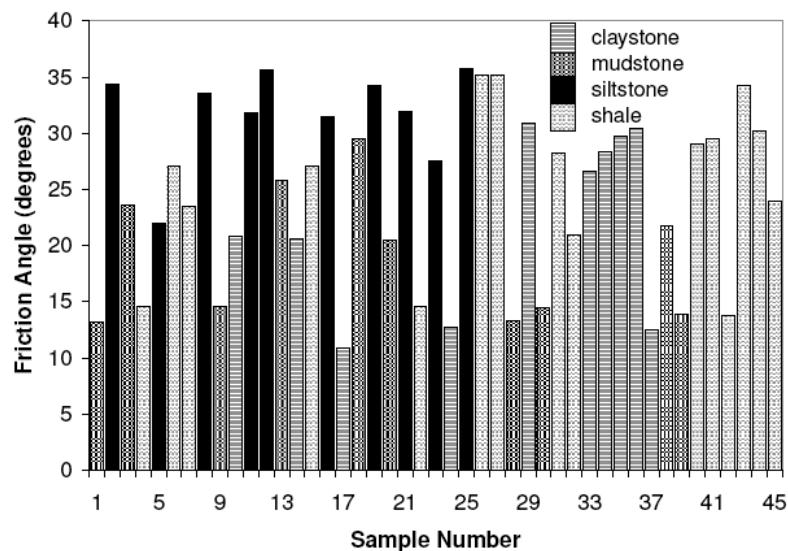
$$\tan \zeta_s \geq \tan \phi_c$$



72

Angolo di attrito

Hajdarwish, 2006



73

Pendio infinito

Falda al piano di campagna

$$\eta_w \leftarrow z$$

$$FoS = \frac{\tan \phi_c}{\tan \zeta_s} - \frac{\gamma_w}{\gamma_s} \frac{\tan \phi_c}{\tan \zeta_s} = \frac{\tan \phi_c}{\tan \zeta_s} \left(1 - \frac{\gamma_w}{\gamma_s} \right)$$

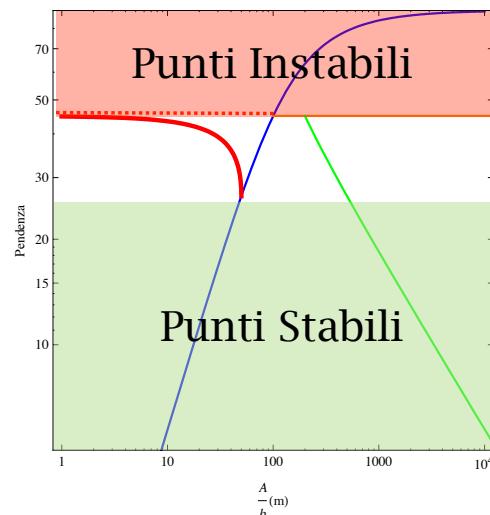
La condizione di stabilità diventa

$$\tan \zeta_s \leq \tan \phi_c \left(1 - \frac{\gamma_w}{\gamma_s} \right) \sim 0.5 \tan \phi_c$$

74

Nel grafico Pendenza Aree

$$\tan \zeta_s \leq \tan \phi_c \left(1 - \frac{\gamma_w}{\gamma_s} \right) \sim 0.5 \tan \phi_c$$



75

SHA.L.STAB

(Montgomery and Dietrich, 1992,1994)

$$FoS = \frac{c'}{\gamma_s z \cos \zeta_s \sin \zeta_s} + \frac{\tan \phi_c}{\tan \zeta_s} - \frac{\gamma_w \eta_w \tan \phi_c}{\gamma_s z \tan \zeta_s}$$

↑ ↑

1 \geq

$FoS <---- 1$

$c' <--- 0$

76

SHA.L.STAB

(Montgomery and Dietrich, 1992,1994)

$$1 \geq \frac{\tan \phi_c}{\tan \zeta_s} \left(1 - \frac{\gamma_w \eta_w}{\gamma_s z} \right)$$

Ovvero un punto è instabile (**condizionatamente** alla presenza di una falda alla quota relativa η_w)

$$\tan \zeta_s \geq \tan \phi_c \left(1 - \frac{\gamma_w \eta_w}{\gamma_s z} \right)$$

77

SHA.L.STAB

Ma come si calcola la posizione della falda ?

$$\frac{q A}{b T \sin \zeta_s} = \frac{K_s \eta_w \sin \zeta_s \cos \zeta_s}{K_s \sin \zeta_s \cos \zeta_s} = \frac{\eta_w}{z}$$

Sostituita l'espressione sopra in quella della slide precedente

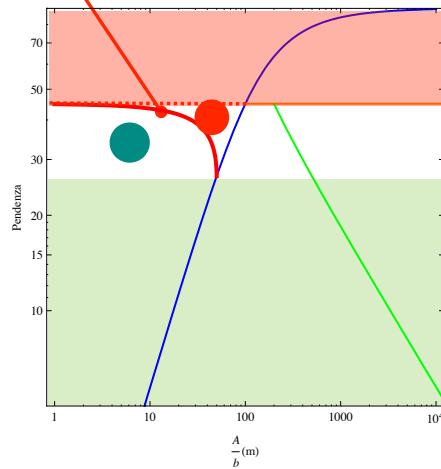
$$\frac{A}{b} = \frac{\gamma_s}{\gamma_w} \left(1 - \frac{\tan \zeta_s}{\tan \phi} \right) \frac{T}{q} \tan \zeta_s$$

78

SHA.L.STAB

Stabilità condizionale

$$\tan \zeta_s = \frac{A}{b} \left[\frac{\gamma_s}{\gamma_w} \left(1 - \frac{\tan \zeta_s}{\tan \phi} \right) \frac{T}{q} \right]^{-1}$$



79

La Linea verde

$$\boxed{\tau} = \gamma_w \boxed{d} |\nabla z|$$

s f o r z o
 tangenziale
 dovuto al
 deflusso
 superficiale tirante
 deflusso
 superficiale

80

La Linea verde
rappresenta una soglia all'erosione

$$\tau = \gamma_w d |\nabla z|$$

$$d = \frac{1}{u b} (q A - T \nabla z)$$

$$u = \left(\frac{2 g d \nabla z}{f} \right)$$

↓
resistenza al moto

81

La Linea verde
rappresenta una soglia all'erosione

$$\tau = \gamma_w d |\nabla z|$$

$$d = \frac{1}{u b} (q A - T \nabla z)$$

$$u = \left(\frac{2 g d \nabla z}{f} \right)$$

$$f = k \left(\frac{u d}{\nu} \right)$$

↓

numer di Reynolds

82

La Linea verde

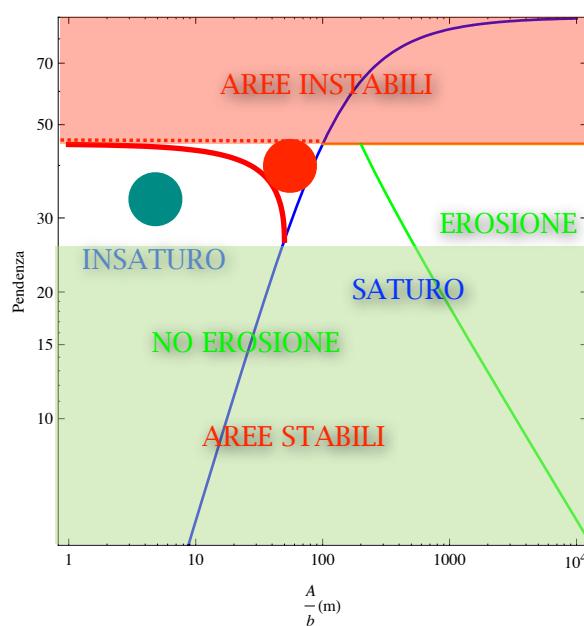
rappresenta una soglia all'erosione

Con le opportune sostituzioni si ottiene la condizione necessaria per innescare l'erosione:

$$\frac{A}{b} > \frac{\alpha}{q (\nabla z)^{2/(2+c)}} + \frac{T}{q} \nabla z$$

83

Tutto insieme



84

Nota

Si noti che le considerazioni precedenti valgono separatamente per ogni punto del pendio, in quanto le curve di separazione sono diverse da punto a punto (anche se nei lavori in letteratura, per esempio tutti i punti di un versante sono tracciati sullo stesso grafico. Per ogni area omogenea.

- traccia le linee separatrici nel piano pendenze-aree
- disegna il punto
- stabilisci le condizioni di stabilità
- ripeti l'operazione per tutti i punti

85

Just SHALSTAB

$$\tan \zeta_s = \frac{A}{b} \left[\frac{\gamma_s}{\gamma_w} \left(1 - \frac{\tan \zeta_s}{\tan \phi} \right) \frac{T}{q} \right]^{-1}$$

Oltre alle grandezze morfologiche: A , b , ζ_s

↓
Si mappa l'angolo di attrito

↓
Si mappa $\frac{\gamma_s}{\gamma_w} \sim 2$



86

Just SHALSTAB

$$\tan \zeta_s \geq \frac{A}{b} \left[\frac{\gamma_s}{\gamma_w} \left(1 - \frac{\tan \zeta_s}{\tan \phi} \right) \frac{T}{q} \right]^{-1}$$

Rimane da determinare T/q che, dal punto di vista di SHALSTAB e' un unico parametro.

In pratica questo diventa un parametro di taratura

87

Just SHALSTAB

Anche se, in letteratura, vi sono tentativi di determinare T sulla base dell'analisi dei suoli o dei detriti presenti e q sulla base delle precipitazioni antecedenti, mediate su un certi intervallo temporale.

Ma questo ha solo un valore euristico.

Da un altro punto di vista , si può pensare di considerare la trasmissività

$$T = K_s h_s$$

(*Mappa della*) conducibilità idraulica
a saturazione

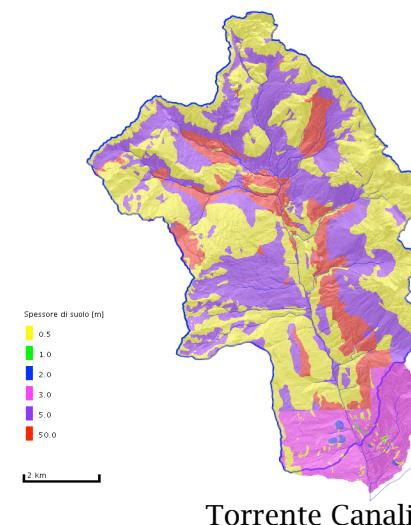
(*Mappa dello*) spessore dei suoli

88

Just SHALSTAB

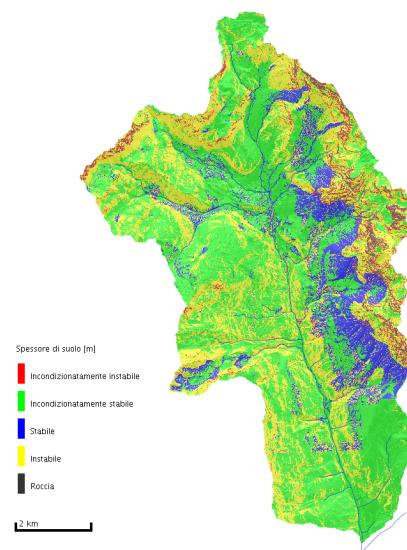
Bisognerebbe considerare poi che dove non c'e' detrito/sedimento ...
non c'è nulla da portare via.

A. Sperandio



89

SHALSTAB



90

SHALSTAB

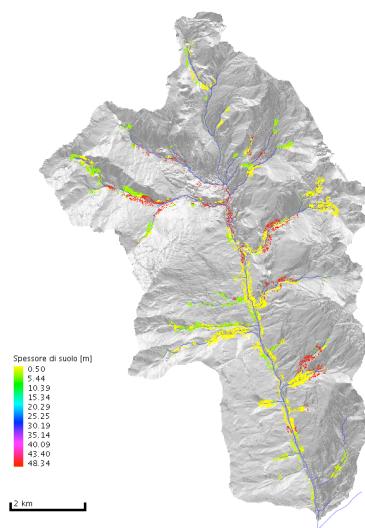
Dopo aver consultato il genio di Aladino e combinato le varie mappe mostrate nelle slide precedenti



91

SHALSTAB

Si selezionano i volumi di sedimento che possibilmente possono fluire nell'alveo



92

Si può tentare di usare questa informazione

Per alimentare dei modelli di propagazione del sedimento, o semplicemente, usare l'informazione così com'è, se serve.



Potremmo terminare qui, ma si possono tentare di fare alcune ulteriori considerazioni

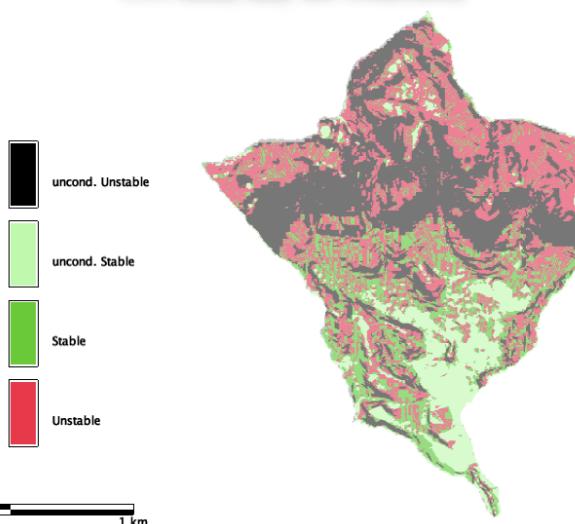
93

Riccardo Rigon



Precipitazioni

110 mm/day no cohesion



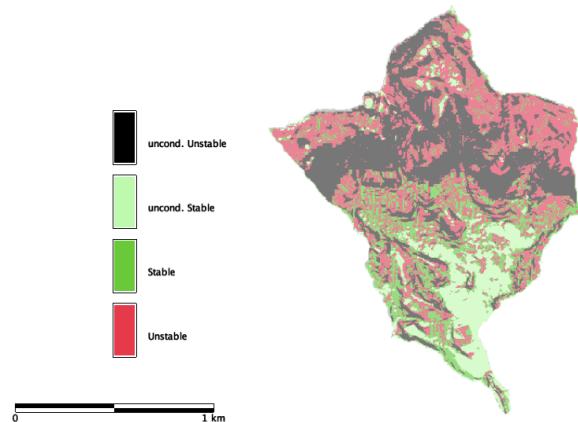
94

Riccardo Rigon



Precipitazioni

110 mm/day no cohesion



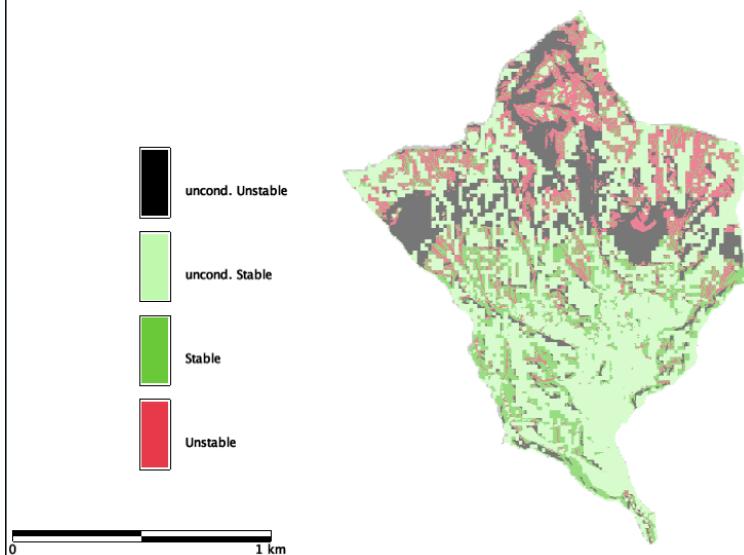
Usando precipitazioni
ragionevolmente intense i nostri
bacini alpini tendono a
presentare aree di instabilità
troppo estese per essere
realistiche

95

Riccardo Rigon



**10 mm/day
no cohesion**



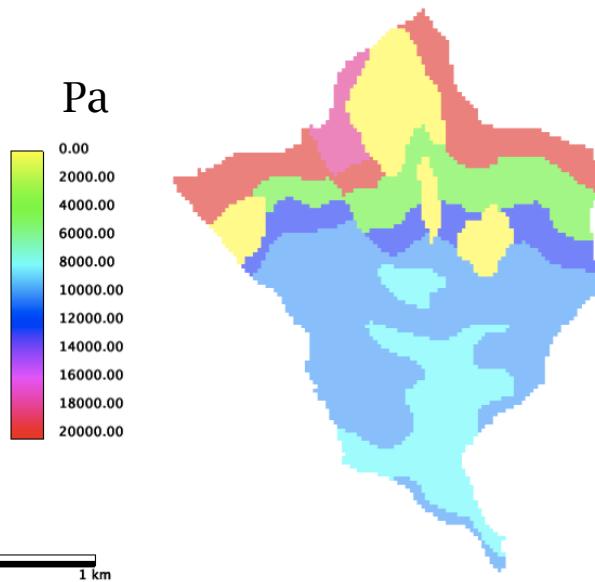
Ragionevolmente
questo è il pattern
di instabilità che si
ottiene.

96

Riccardo Rigon

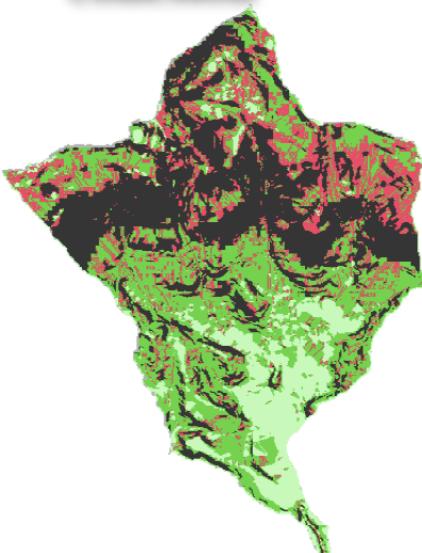
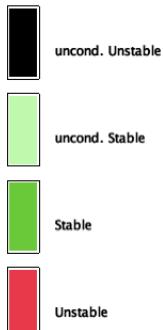


Se si introduce la coesione



97

**10 mm/day
cohesion**

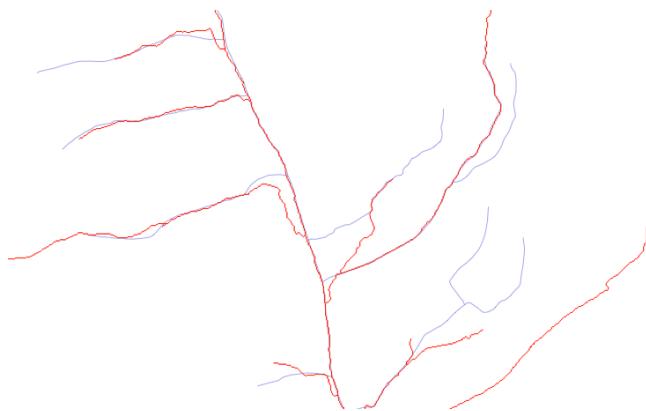


0 1 km

98

Varie altre questioni legate alla mappatura del pericolo

- Il reticolo idrografico estratto dai DTM ufficiali NON coincide con quello estratto dal DEM



In blu il reticolo ufficiale della P.A.T. (formato shape) ed in rosso la rete estratta dal DTM a 5x5m.

99

Varie altre questioni legate alla mappatura del pericolo

- Anche i rilievi laser-altimetrici possono presentare degli errori



100

Varie altre questioni legate alla mappatura del pericolo

- La determinazione quantità di suolo/sedimento/detrito disponibile al trasporto richiede analisi geologiche e geofisiche normalmente non disponibili (e soprattutto che le amministrazioni non si rendono conto di dover produrre o considerare)

101

Just for SHALSTAB o TopIndex

Un work-around

In alcuni casi in cui compare la trasmissività come parametro medio (di bacino).
Si potrebbe usare

$$T' = \boxed{T} \boxed{K_s} \boxed{h_s}$$

La vecchia
 Trasmissività che
 diventa un
 parametro

Condutibilità
 idraulica a
 saturazione

Spessore del suolo

102

Usereste SHALSTAB in terreni argillosi ?

Fenomeni tipici di instabilità di versante

1. Definizione del problema

M.Berti

Complex earthflow basins

103

Riccardo Rigon

SOME RIGHTS RESERVED

Q: Usereste SHALSTAB in terreni argillosi ?

(Si vedano i lavori di Matteo Berti)

A: In terreni argilosì l'acqua praticamente **non si muove lateralmente**.

La falda si trova in posizioni approssimativamente stabili che rispecchiano l'**andamento stagionale/climatico delle precipitazioni**. In Appennino la falda è spesso prossima alla superficie (il terreno è completamente saturo o quasi).

Le condizioni di stabilità sono praticamente ben definite e variano di poco, in dipendenza dell'infiltrazione verticale (che avviene anche attraverso crack e macropori).

E' questa infiltrazioni che causa i successivi riattivarsi delle frane.

Q: Conta di più l'infiltrazione verticale o la redistribuzione laterale ?

(Si vedano vari contributi di Montgomery-Dietrich, R. Iverson e D'Odorico et al.,)

Hanno ragione Bill e David ?



O Dick ?



105

Riccardo Rigon



Q: Conta di più l'infiltrazione verticale o la redistribuzione laterale ?

(Si veda Lanni et al. 2010 ... quando riusciremo a finirlo)

A: La risposta in generale è: dipende!

- Dalla conducibilità dei suoli
- Dalla pendenza
- Dal volume d'acqua precedentemente presente nel versante

106

Riccardo Rigon



**Q: Esistono modelli idrologici e di
Franamento più completi di SHALSTAB
o BTW di TRIGRS ?**

(Quest'ultimo di Baum et al. 2002)

107

Riccardo Rigon



This is it !

water
cycle



GEOTOP
www.geotop.org

snow, ice,
permafrost



shallow
landslides



108

Riccardo Rigon



Grazie per l'Attenzione

G. Ulrich - 2000?



riccardo.rigon@ing.unitn.it

109