

平成21年度基礎水理シンポジウム

溪流河床内の水分動態観測と 不飽和浸透過程を考慮した 土石流の発生モデル

立命館大学 理工学部
都市システム工学科 里深好文



2009年7月の豪雨によって土石流が発生した溪流
(山口県防府市石原)

はじめに(2/2)

- 渓流における土石流の発生・発達を考える際、河床は飽和していることを前提としている場合が多い
- 通常、強い雨の際に土石流は発生するので、ある意味当然の事とされてきた
- 河床堆積物の内部構造がよくわかっていないことも一因となっている

不飽和堆積物上に発生する土石流に関して 考えられること

- 河床表面を介して、河床堆積物（堆積層）と河床上の流れ（流動層）の間に水の移動が生じる
- 飽和河床上なら土石流が発生するような勾配と流量の条件であっても、河床に水が奪われると、土石流が発達しない可能性がある
- 逆に、そのような場所で限界を超える流量が与えられると、大規模な土石流が発生するかもしれない

研究目的と方法

- 降雨時の溪流堆積物の**水分動態**について
現地調査を行い、実態を明らかにする
- 河床堆積物内の**不飽和浸透**過程を考慮した**土石流の発生**モデルを開発する

残念ながら、現時点ではできてません。

溪流堆積物の水分動態に関する連続観測

- 京都大学大学院 農学研究科 森林科学専攻
山地保全学分野(水山研究室)による現地観測
- 京都大学防災研究所 穂高砂防観測所の観測領域内のヒル谷支流源頭部
- 裸地斜面直下の溪流河床堆積物中に**テンシオメータ**を複数設置
- 降雨時および平時の水分状態を観測

調査地

穂高 ヒル谷支流源頭部

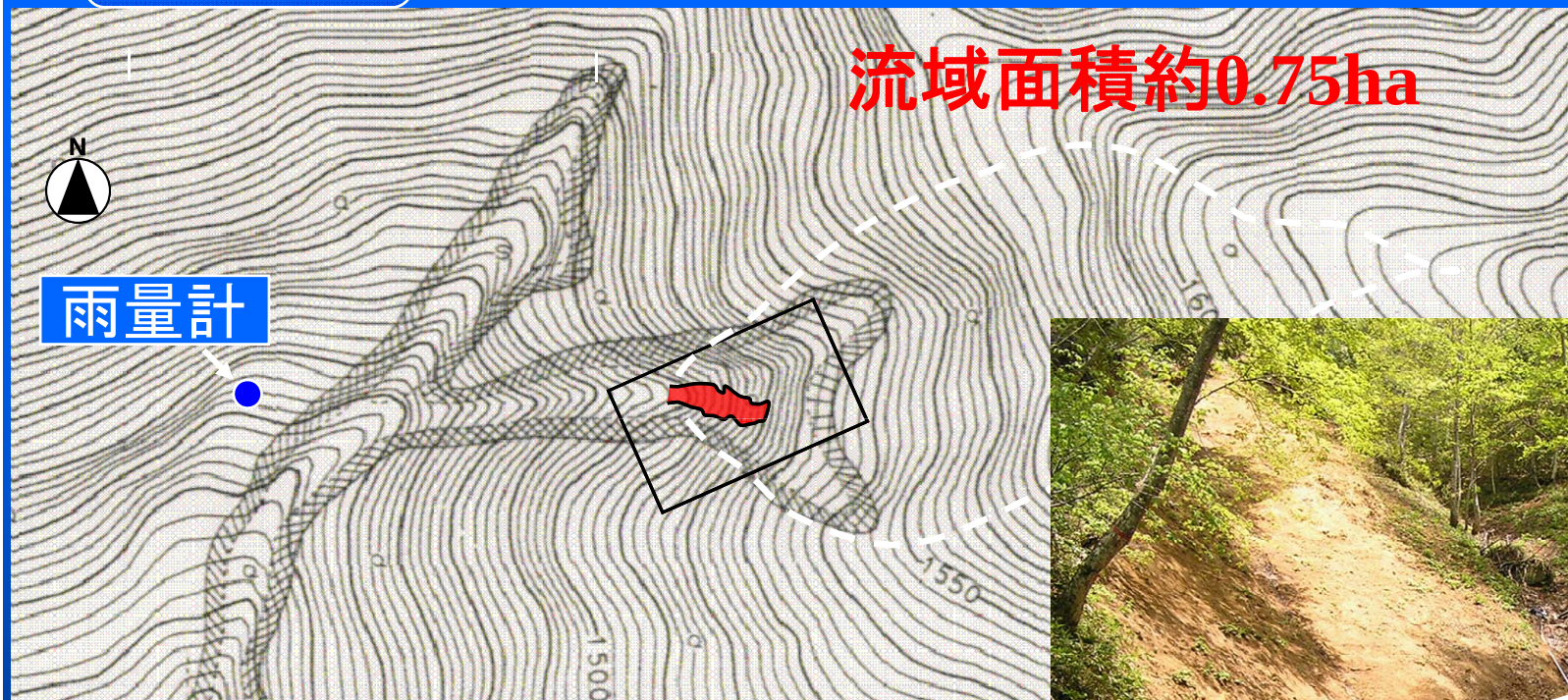
ヒル谷支流源頭部

足洗谷

ヒル谷



調査地



100m

溪床勾配: 34°

側岸(右岸)の勾配: 47°

2009/12/28

(2008年5月21日撮影)



既往の研究(藤田ら, 2003)によると

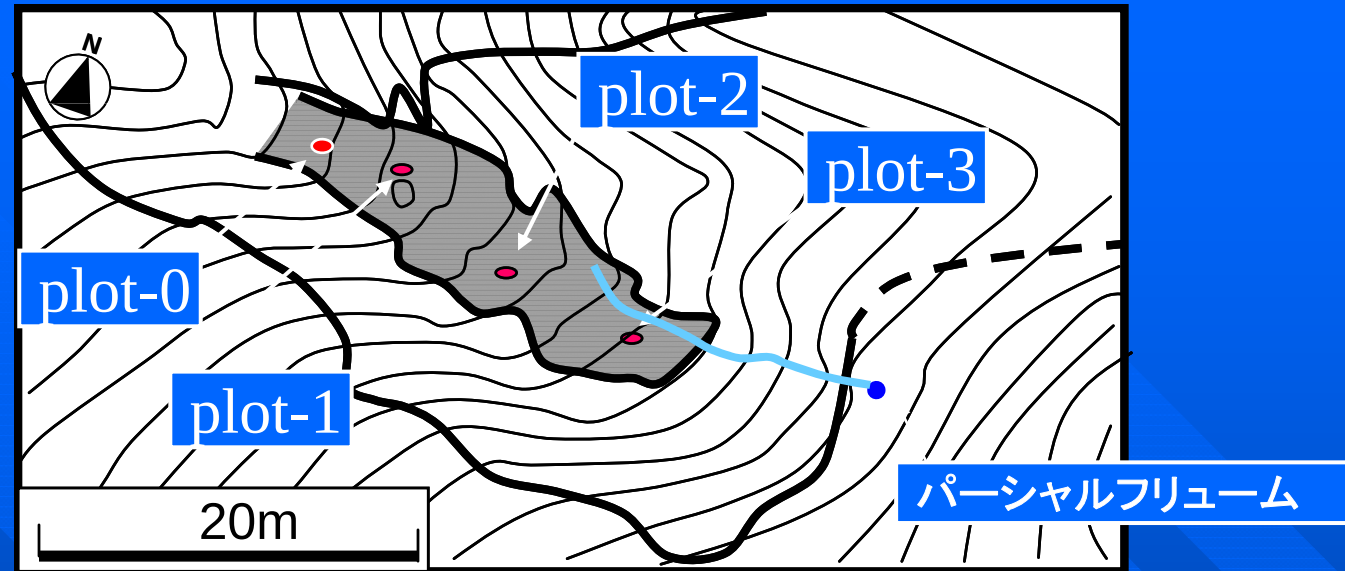
- ヒル谷支流源頭部では、毎年凍結融解作用により、約 15m^3 の土砂が生産され溪床に堆積する。
- 凍結融解作用により生産される土砂の粒径は $0.1\text{ mm} \sim 20\text{ mm}$
- 出水期にほぼ全てが侵食され下流へ流下する
- 土石流のような形態で流下することもある(2000/6/23)

引用文献

藤田正治・澤田豊明・水山高久(2003): 山地小流域における土砂動態のモニタリング手法, 京大防災研年報, 第46号, B, p 213-223

2009/12/28

調査地



2007年度

	名前	深度(cm)	基岩の深さ(cm)
plot-1	1[30]	30	183
	1[60]	60	
	1[100]	100	
plot-2	2[20]	20	87
	2[40]	40	
	2[65]	65	
plot-3	3[25]	25	115
	3[50]	50	
	3[81.5]	81.5	

2009/12/28

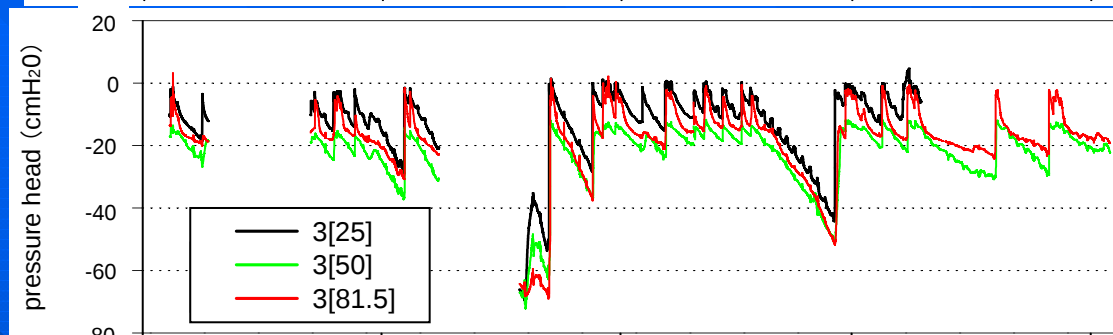
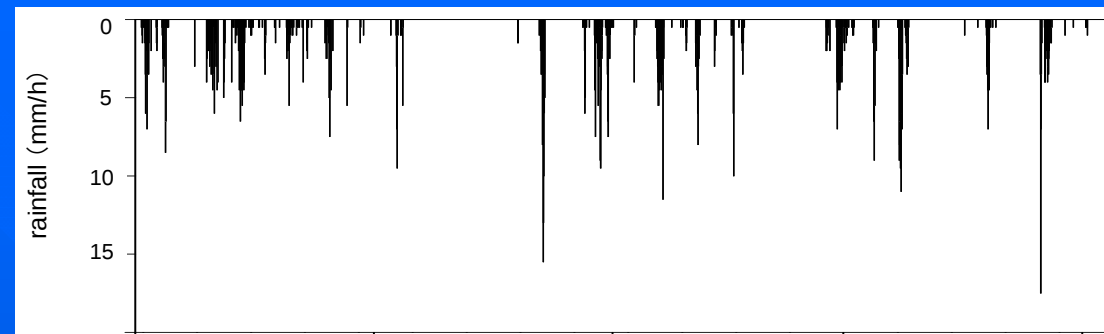
2008年度

	名前	深度(cm)	基岩の深さ(cm)
plot-0	0[50]	50	164
	0[95]	90	
plot-1	1[35]	35	166
	1[70]	70	
	1[100]	100	
	1[130]	130	
plot-2	2[25]	25	98
	2[60]	60	
	2[95]	95	
plot-3	3[30]	30	145
	3[75]	75	
	3[135]	135	

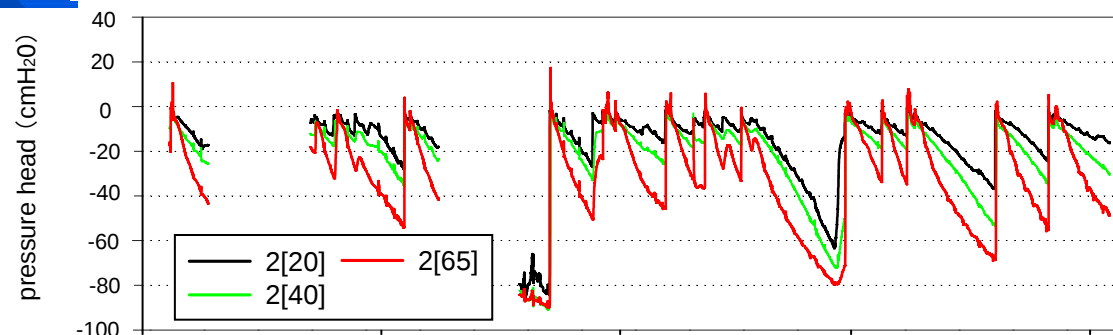
観測結果

2007年 全期間
(7/4~11/3)

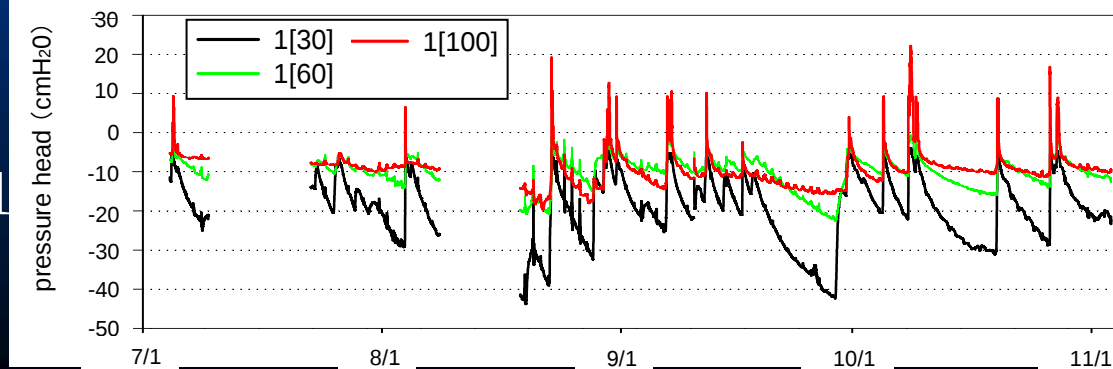
plot-3



plot-2



plot-1



2009/12/28

観測結果

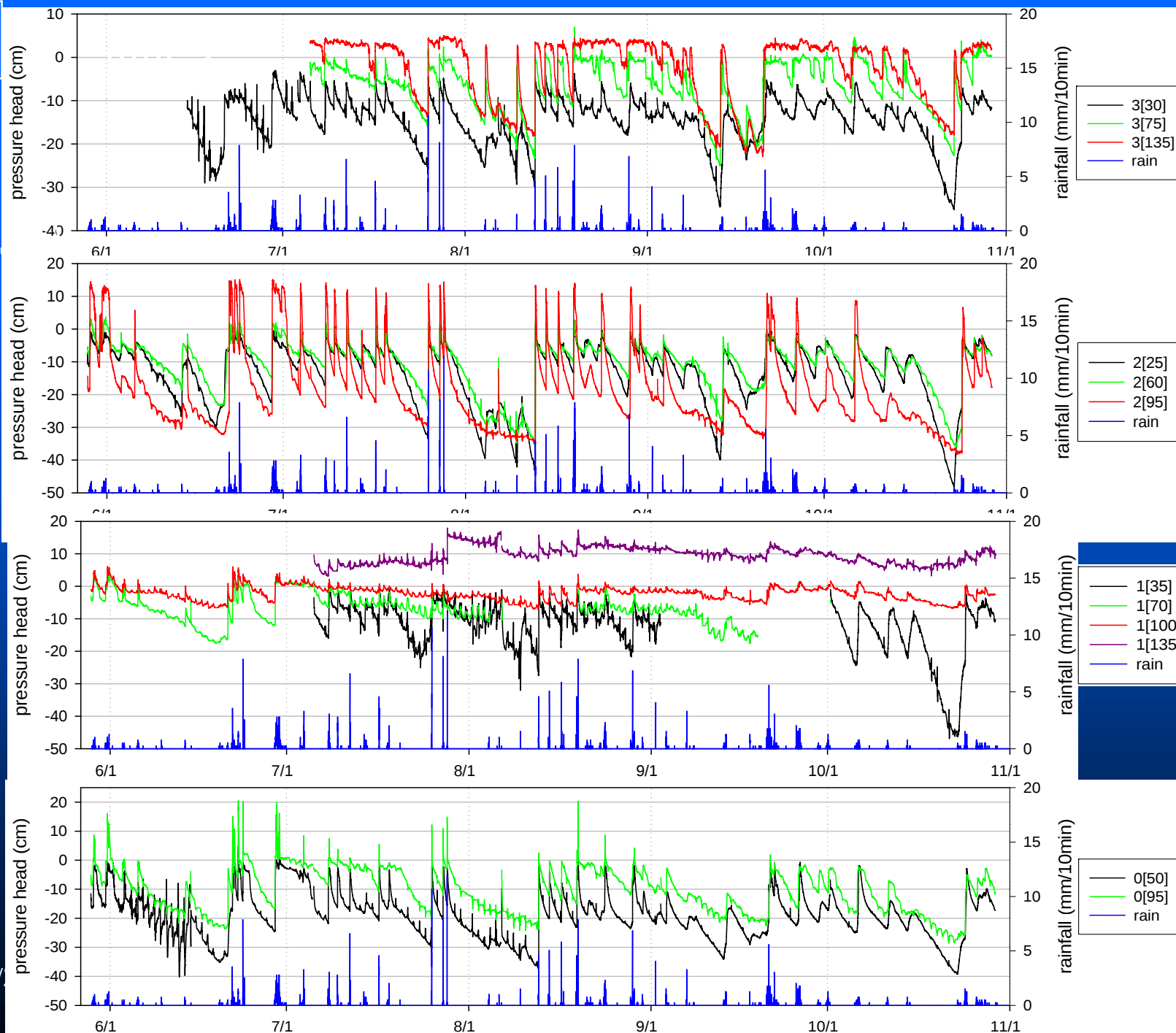
2008年
全期間
(5/28~10/1)

plot-2

plot-1

plot-0

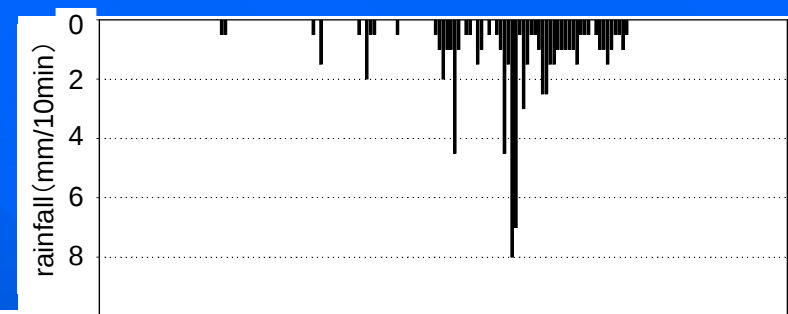
2009/12/



観測結果

2007/8/22 6:00～8/23 12:00

plot-3

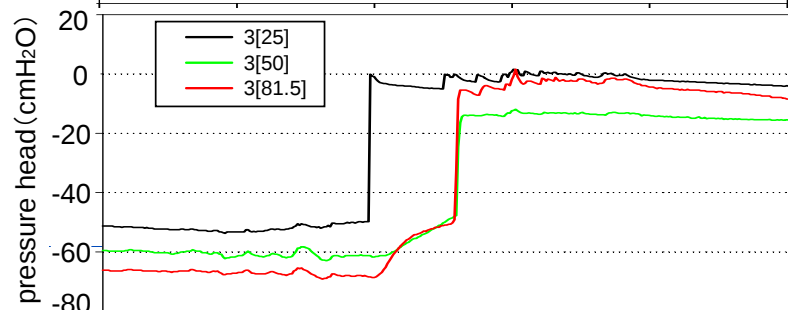


最大10分間雨量 8 mm (23:50～0:00)

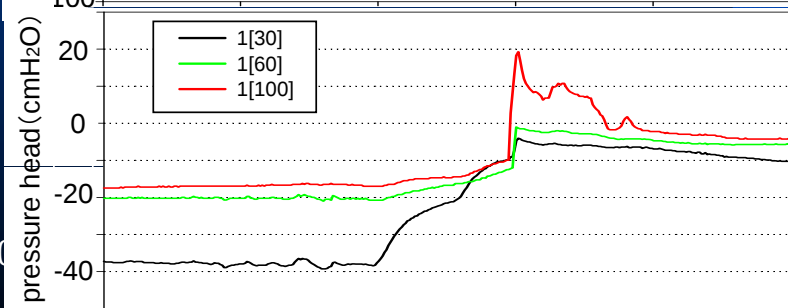
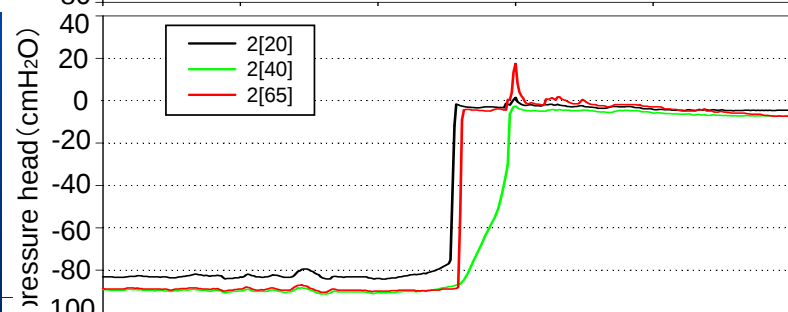
最大1時間雨量 24.5mm (23:30～0:30)

24時間雨量 75mm

plot-2



plot-1
200

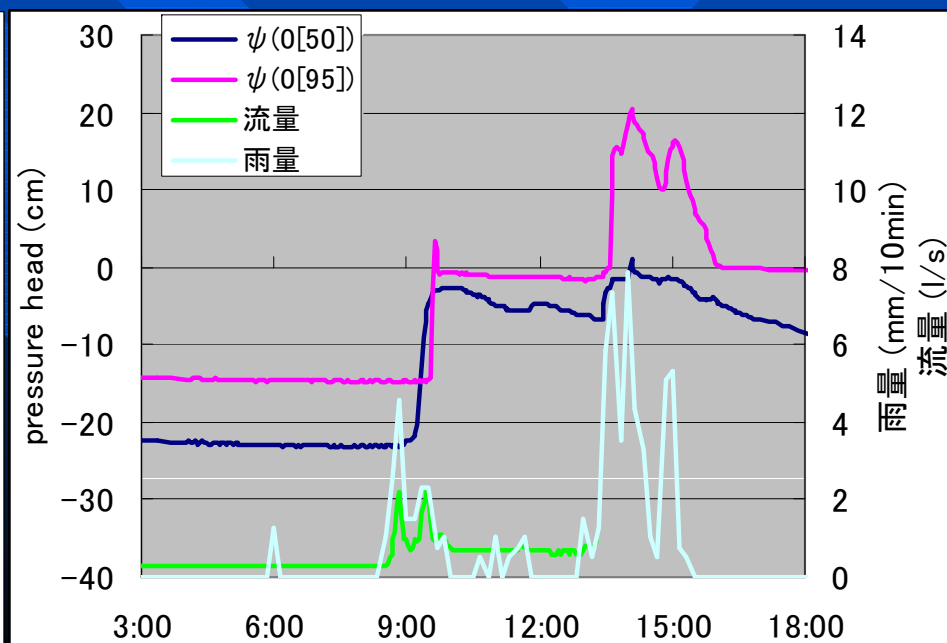
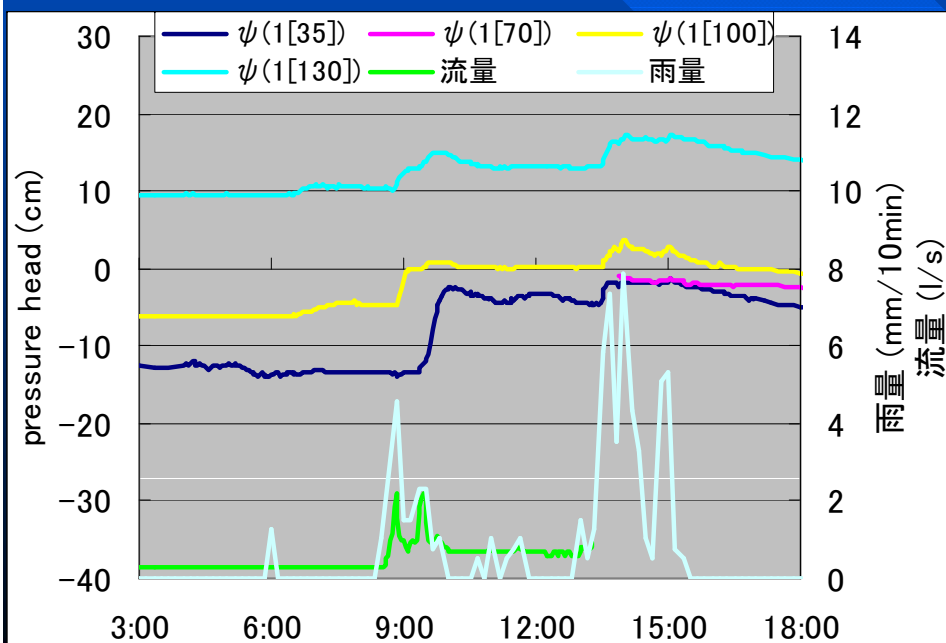
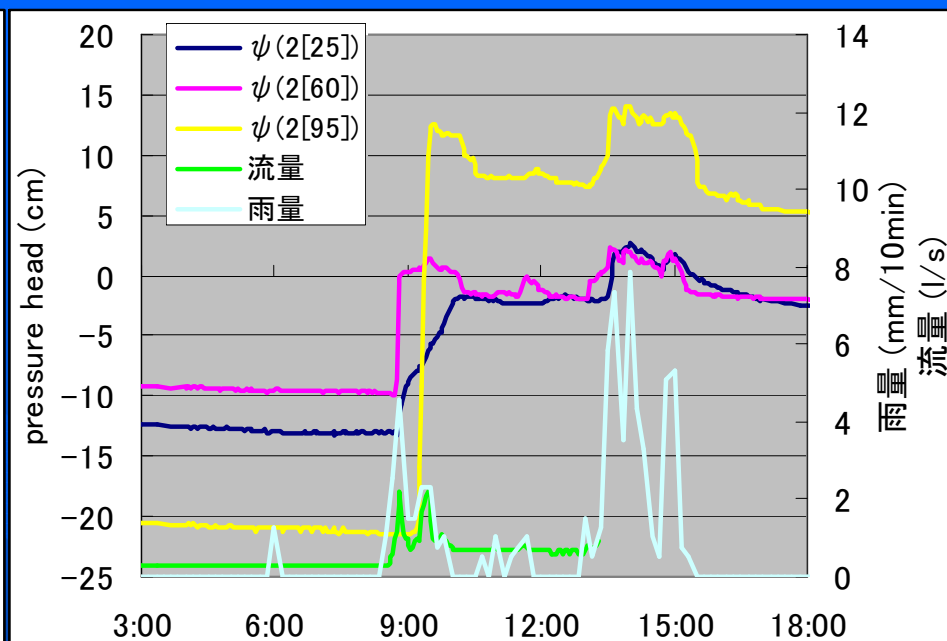
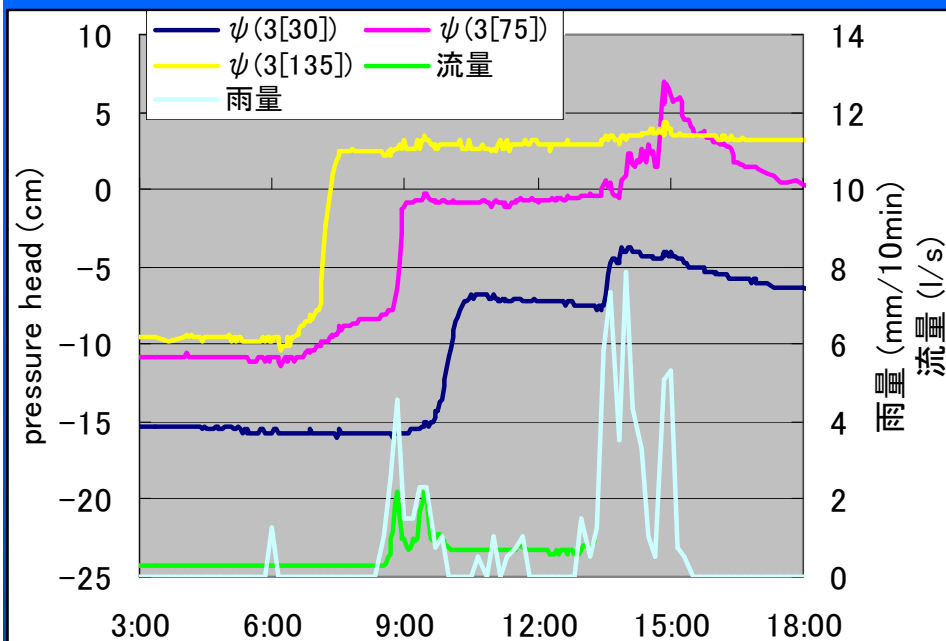


観測結果

2008/8/19

最大10分間雨量 8 mm (13:50~14:00)

最大1時間雨量 32 mm (13:20~14:20)



観測結果より

2007年 上層・下層が飽和している時でも、中層は飽和していない
比較的高強度の雨(8mm/10min、24.5mm/h)に対しても、
中層は飽和しなかった。

2008年 中層・下層が飽和している時でも、上層は飽和していない
比較的高強度の雨(8mm/10min、32mm/h)に対しても、上
層は飽和しなかった。

土石流が発生していない。



全層が飽和しなければ土石流化しない？

流動化しなかった理由

①輸送可能な土砂量を超えて堆積している。

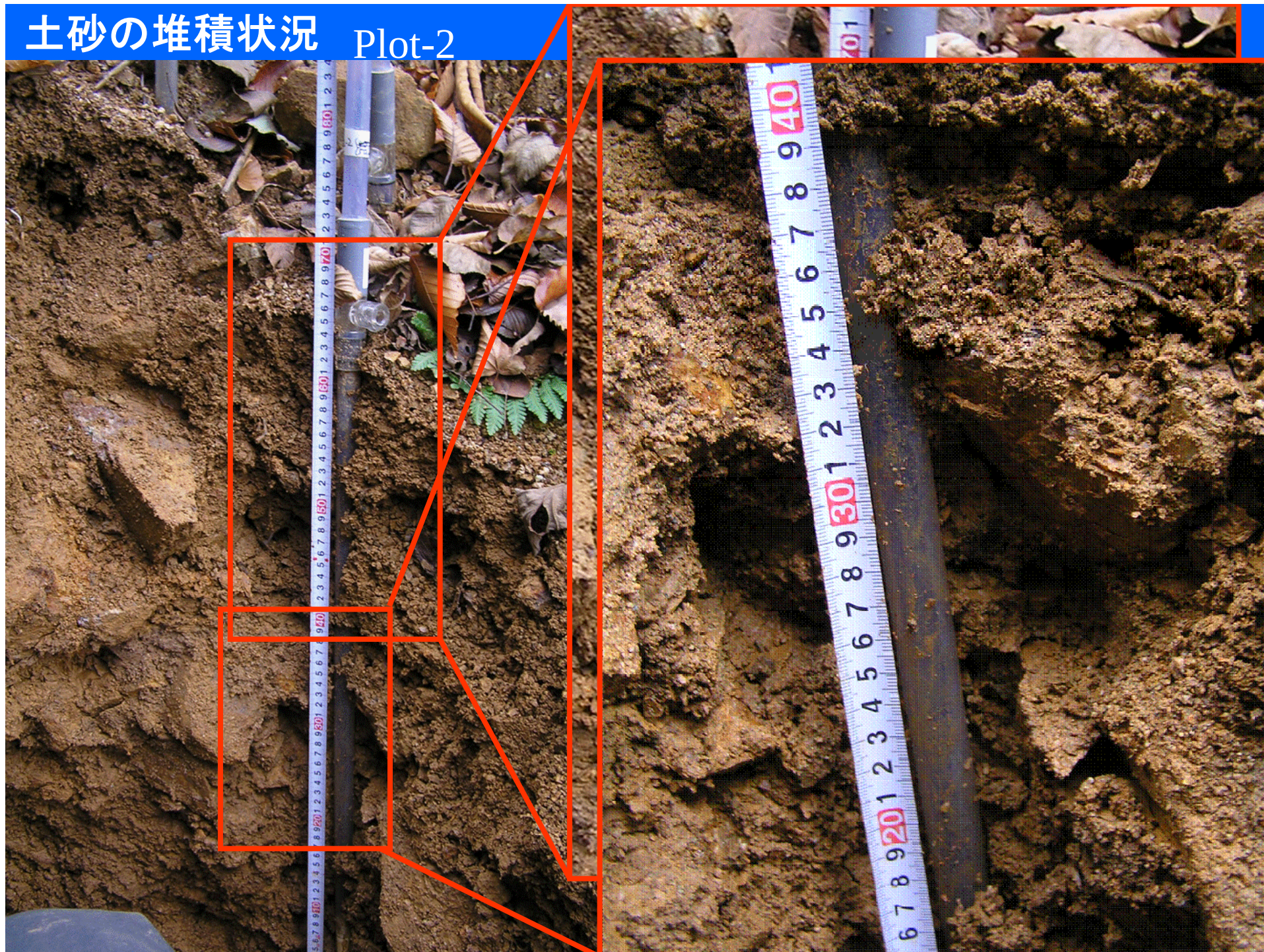
（年間約15m³程度しか輸送出来ない？）

2006年の豪雨によって生じた堆積物の量は約70 m³。

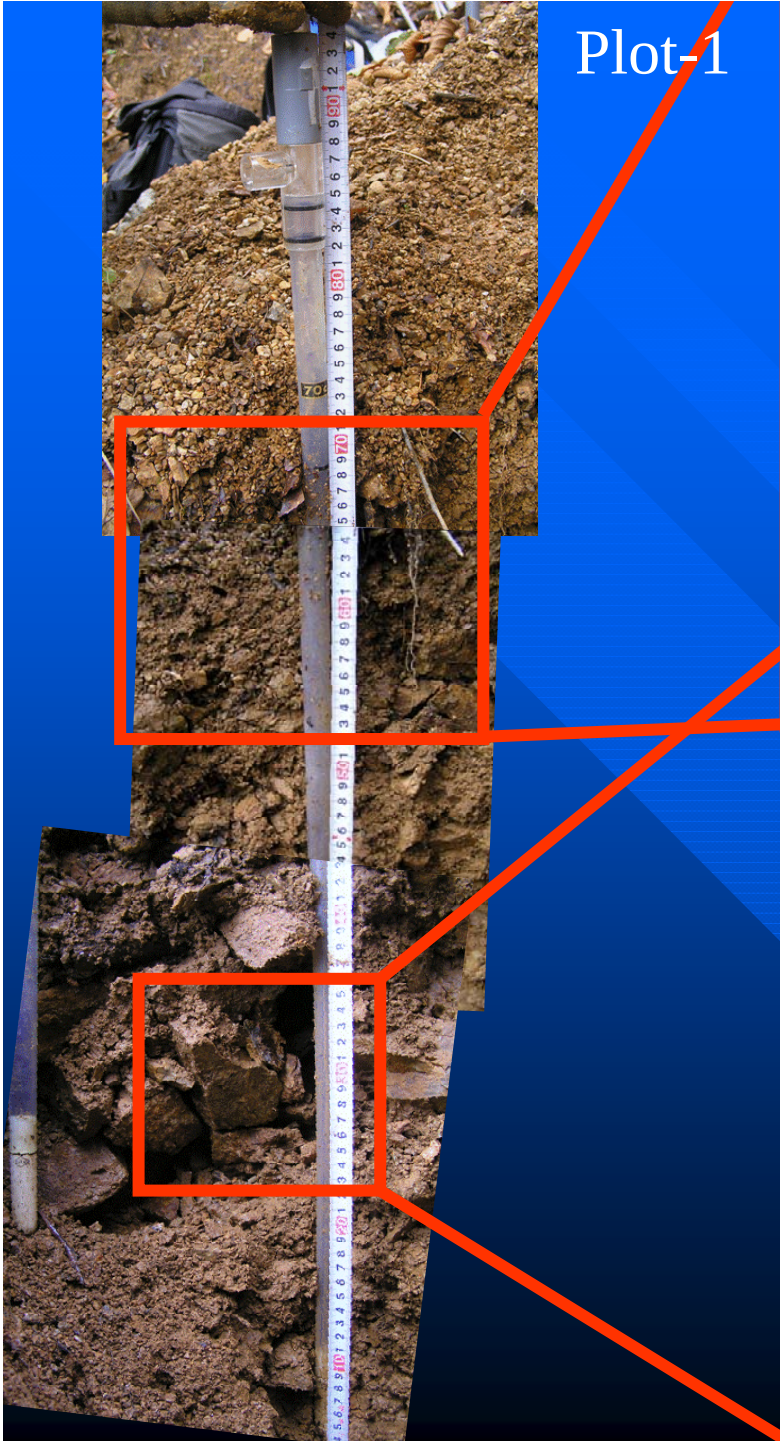
②樹木あるいは大きな礫が引っかかっているために動かない。

③透水性の高い層が存在するために飽和しない。

土砂の堆積状況 Plot-2



Plot-1



土砂の堆積状況

地表から20cm程度まで

各プロットとも、小粒径の土砂が堆積。 ← 凍結融解作用によ

とにかく溪床堆積物が不均質であること、
しかもその状態が経年的に変化している可能性
があることはわかった…… そこで…

土砂が堆積。

下層には巨礫も存在した。

所々に粒径がそろった土砂が層状に堆積。

透水性が高そう

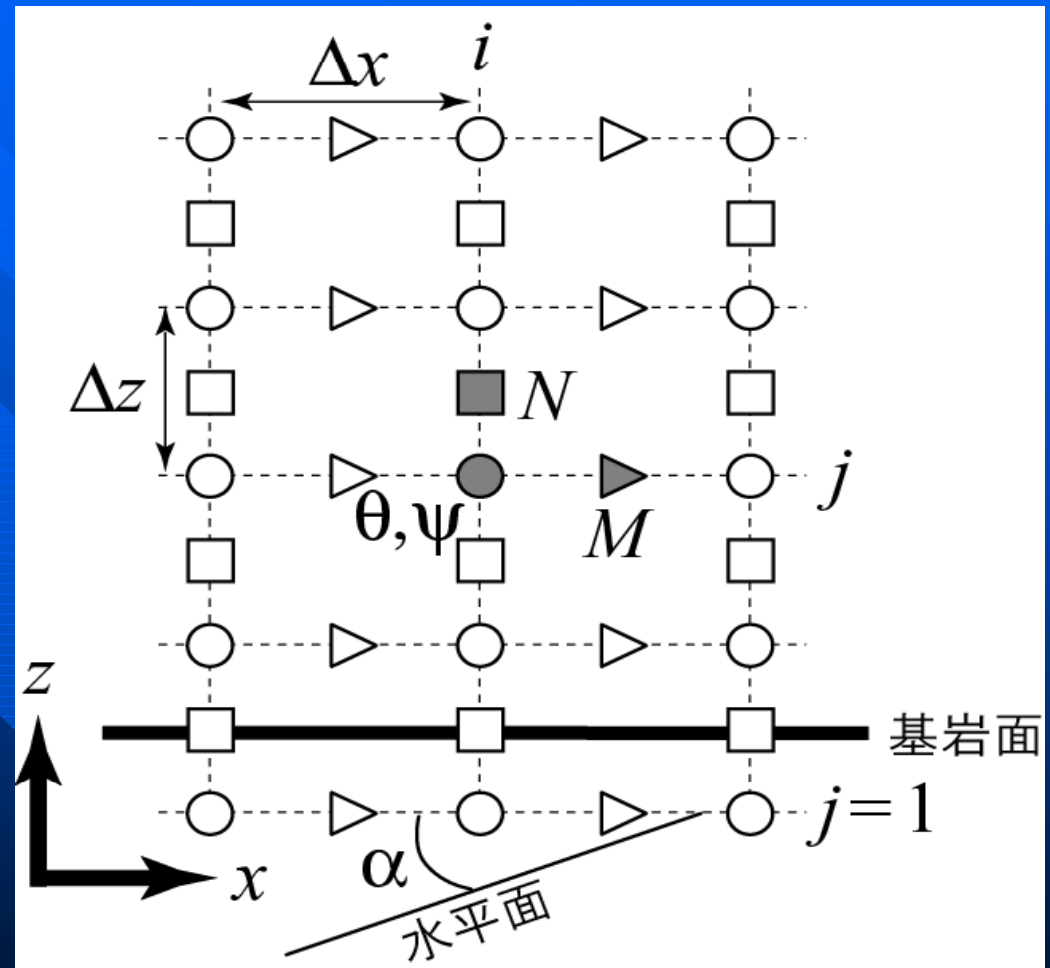
巨礫の存在・透水性の高い層の存在が土砂の土石流
の発生を抑制している原因ではないか？

河床堆積物内の不飽和浸透過程を考慮した 土石流発生モデルの概要

- 河床堆積層内の浸透流を非定常流れのモデルを用いて解析する
- 堆積層と流動層の間の水の輸送量を評価する
- 流動層の流れに関しては、通常の一次元土石流モデルを用いて解析する

非定常流モデルによる浸透流解析

- 鉛直二次元の直交直線座標系を採用
- スタッガードスキームを用いて基礎式を差分化
- 流れと圧力を交互に解く(陽解法)



浸透流の基礎式(1)

■ Richardsの式

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial \psi} + \beta S_s \right) \frac{\partial \psi}{\partial t} = - \left(\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial z} \right)$$

: 含水率

: 圧力水頭

: 比貯留係数

: 浸透フラックス

$$M = -K \left\{ \frac{\partial \psi}{\partial x} - \sin \alpha \right\}$$

: 透水係数

$$N = -K \left\{ \frac{\partial \psi}{\partial z} + \cos \alpha \right\}$$

: 飽和透水係数

$$K = K_s \left\{ \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right\}^m$$

: 飽和含水率

: 残留含水率

浸透流の基礎式(2)

■ Richardsの式

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial \psi} + \beta S_s \right) \frac{\partial \psi}{\partial t} = - \left(\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial z} \right)$$

■ $\theta < \theta_s$ の時(不飽和の時) $\beta = 0$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial z} \right)$$

水の移動が**含水率**の
変化を介して**圧力**の
変化を生む(**負圧**)

■ $\theta = \theta_s$ の時(飽和の時) $\beta = 1$

$$S_s \frac{\partial \psi}{\partial t} = - \left(\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial z} \right)$$

水の移動が直接**圧力**
の変化を生む(**正圧**)

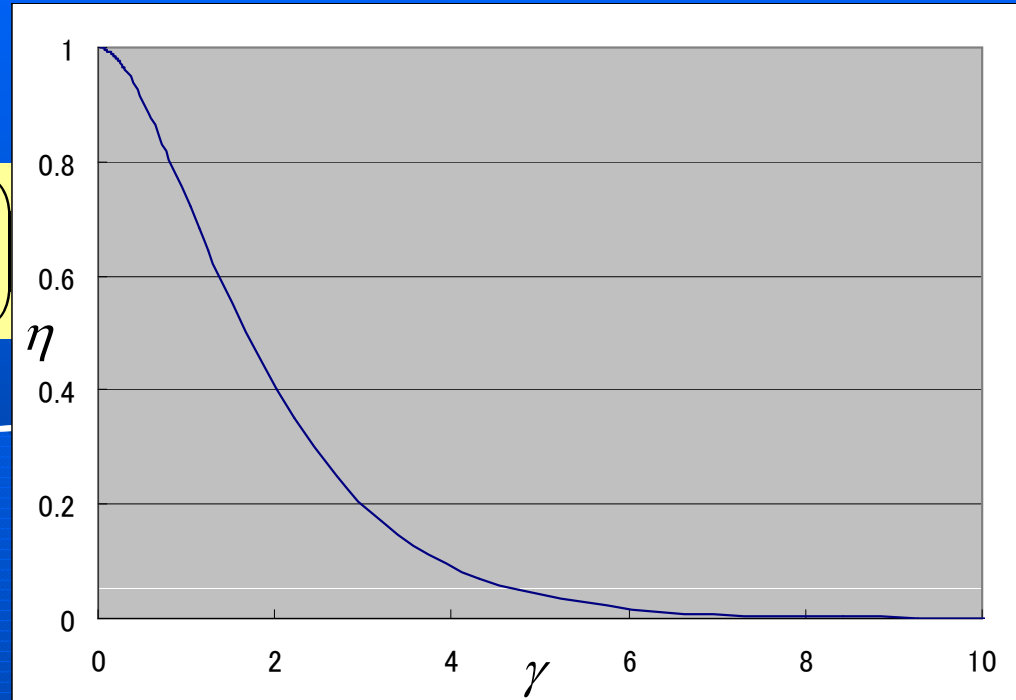
浸透流の基礎式(3)

■ 水分特性曲線

$$\theta = (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{\psi}{\psi_0} + 1 \right)$$

■ $\frac{\psi}{\psi_0} = \gamma$, $\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \eta$ とす

$$\eta = (1 + \gamma)e^{-\gamma}$$



■ η は γ の単調減少関数

逆関数を求めれば, η から γ が決定できる

すなわち, θ から ψ が求められる

圧力水頭の近似

- 逆関数が求められないので近似式を作成した

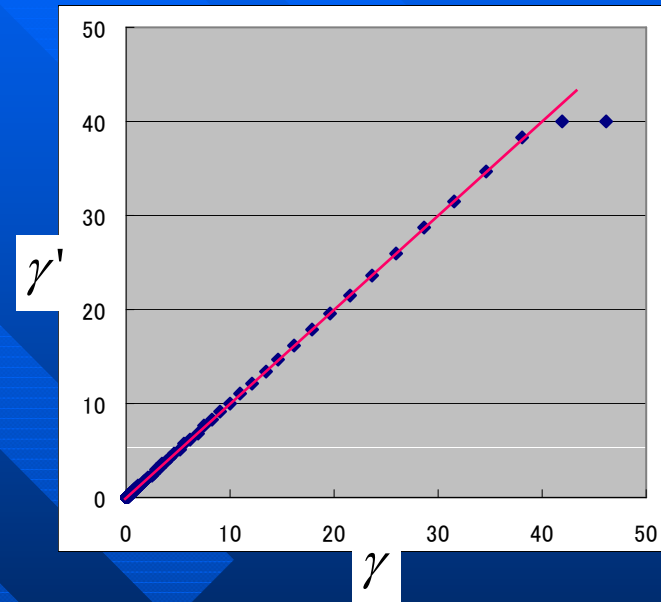
- 圧力水頭の無次元値 $\gamma = \psi / \psi_0$ を0から100の範囲で与える

- 次式から η を求める

$$\eta = (1 + \gamma)e^{-\gamma}$$

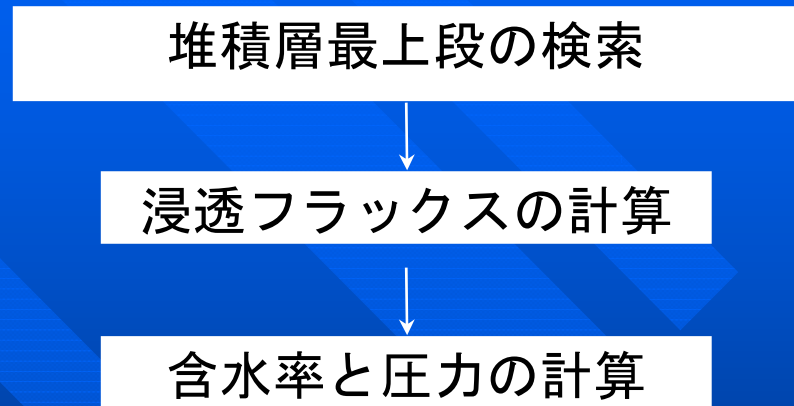
- 近似式を用いて η から γ' を求める

- γ と γ' を比較すると右図のようになる



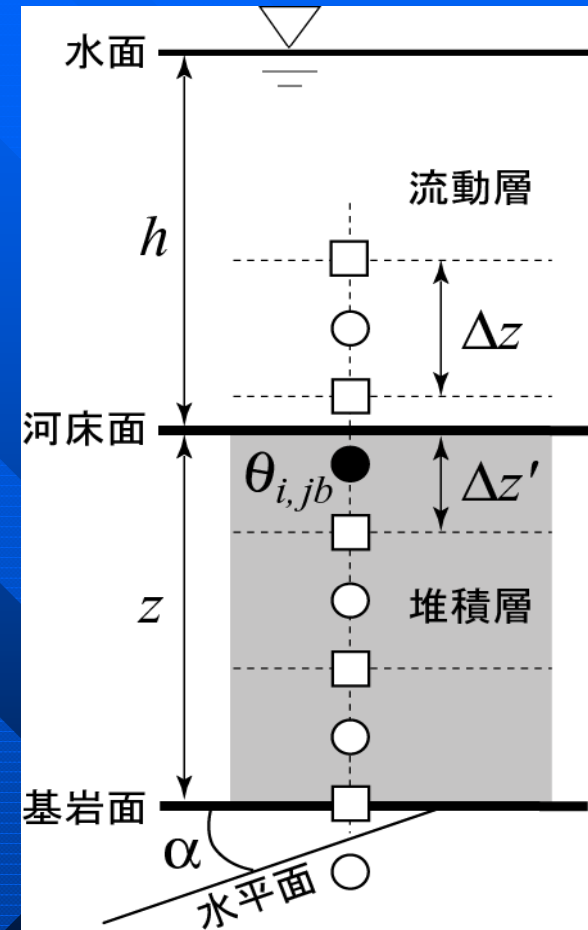
浸透流計算手順

- 堆積層の厚さから最上段 j_b を求める
- 前ステップの圧力場から浸透フラックスを求める
- Richardsの式および水分特性曲線から圧力水頭と含水率を求める



堆積層の厚さから最上段を求める

- 河床変動により堆積層の厚さは時間的に変化する
- 十分な堆積厚さに対応できるように、深さ方向に計算点は多めにとっておく
- 流動層との水の交換を考える時、河床面がどの段(計算グリッド)に存在するのか知っておく必要がある
- 最上段の層厚は $0 < \Delta z' \leq \Delta z$



浸透フラックスを求める

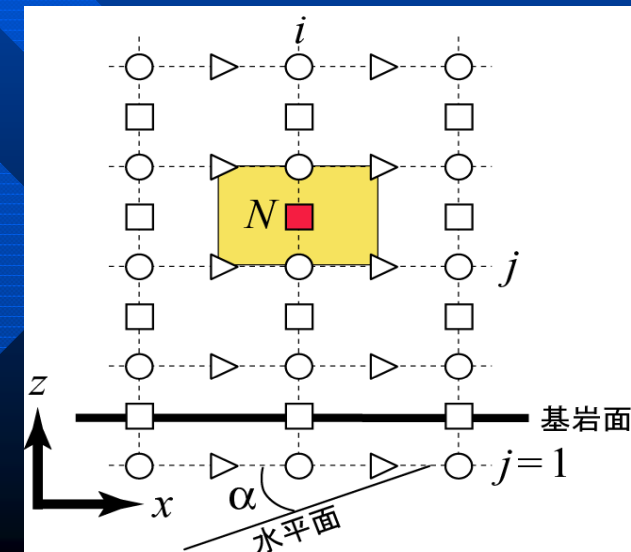
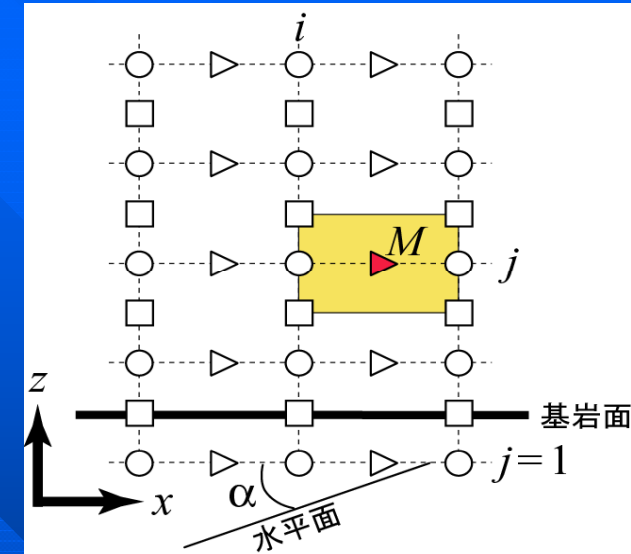
- 前ステップの圧力, 含水率を用いて

$$M = -K \left\{ \frac{\partial \psi}{\partial x} - \sin \alpha \right\}$$

$$N = -K \left\{ \frac{\partial \psi}{\partial z} + \cos \alpha \right\}$$

を計算する

- 透水係数は含水率の評価点で求められているので, 2点のうち小さいほうを採用する



圧力水頭と含水率を求める

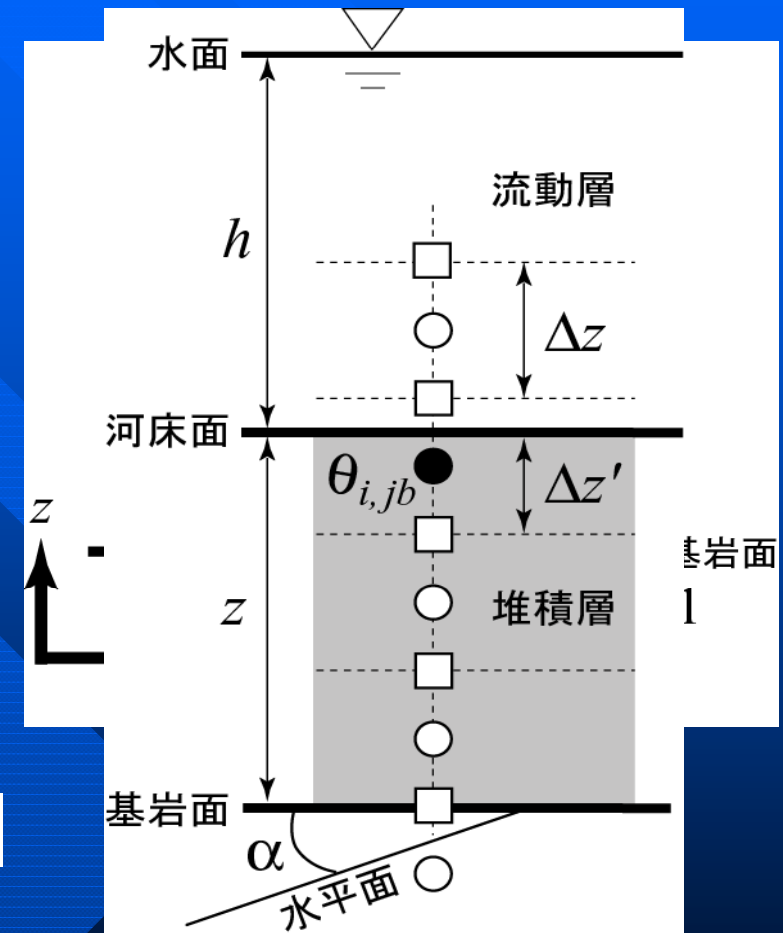
- M と N を用いて

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \left(\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial z} \right)$$

$$S_s \frac{\partial \psi}{\partial t} = - \left(\frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial z} \right)$$

を計算する

- 飽和から不飽和へ, あるいは, 不飽和から飽和へ変化する際, 若干の工夫が必要
- 最上段では Δz の代わりに $\Delta z'$ を用いる



流動層と堆積層の水交換フラックス

- 流動層と堆積層との水交換フラックスは、最上段の圧力水頭と流動深(水深)から求められる

$$w_i = -K \left\{ \frac{h \cos \alpha - \psi_{jb-1}}{\Delta z' + \Delta z / 2} + \cos \alpha \right\}$$

$$w_i = -K \left\{ \frac{h \cos \alpha - \psi_{jb}}{\Delta z' - \Delta z / 2} + \cos \alpha \right\}$$

$$K = K_s \left\{ \frac{\theta_{jb} - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right\}^m$$

$$K = K_s \left\{ \frac{\theta_{jb} - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right\}^m$$

土石流の発生・発達に関する一次元計算 (支配方程式)

■ 全流量の保存則

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} = w_i + i_b \left\{ C_* + (1 - C_*) \frac{\theta}{\theta_s} \right\}$$

河床面を介した水
交換フラックス

■ 流水中の土砂の保存則

$$\frac{\partial Ch}{\partial t} + \frac{\partial uCh}{\partial x} = i_b C_*$$

侵食速度

土石流の発生・発達に関する一次元計算 (支配方程式)

■ 運動方程式

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{uw_i}{h} = g \sin \alpha - \frac{\partial(z+h)}{\partial x} g \cos \alpha - \frac{\tau_b}{\rho h}$$

河床面を介した水
交換に伴う運動
量の変化(多分無
視できる)

■ 河床せん断力

土石流

$$\frac{\tau_b}{\rho h} = \frac{d^2 u |u|}{8h^3 \{C + (1-C)\rho/\sigma\} \{(C_*/C)^{1/3} - 1\}^2}$$

掃流状集合流動

$$\frac{\tau_b}{\rho h} = \frac{1}{0.49} \frac{d^2}{h^3} u |u|$$

掃流

$$\frac{\tau_b}{\rho h} = \frac{gn_m^2 u |u|}{h^{4/3}}$$

土石流の発生・発達に関する一次元計算 (支配方程式)

■ 侵食速度式

$$i_b = \delta_e \frac{C_\infty - C}{C_* - C_\infty} \frac{q}{d}$$

■ 堆積速度式

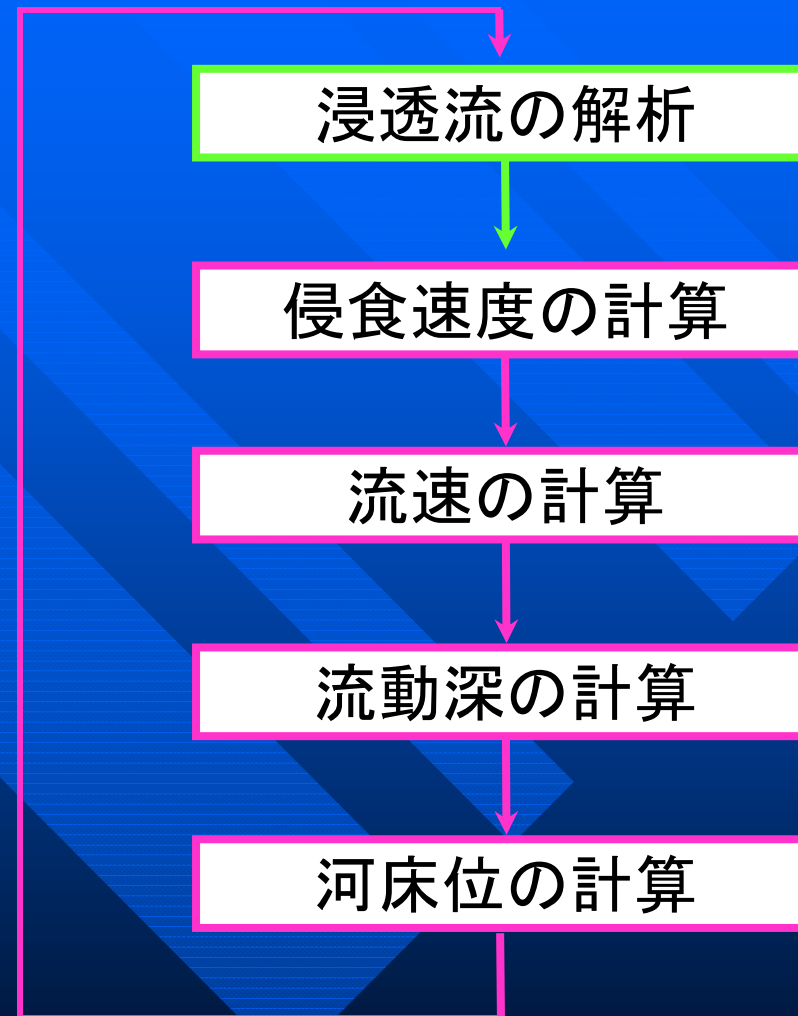
$$i_b = \delta_d \frac{C_\infty - C}{C_*} \frac{q}{h}$$

■ 平衡土砂濃度式

$$C_\infty = \frac{\rho \tan \theta_w}{(\sigma - \rho)(\tan \phi - \tan \theta_w)}$$

土石流の発生・発達に関する一次元計算

- 上流端から一定流量を供給する
- 初期堆積厚さは一様



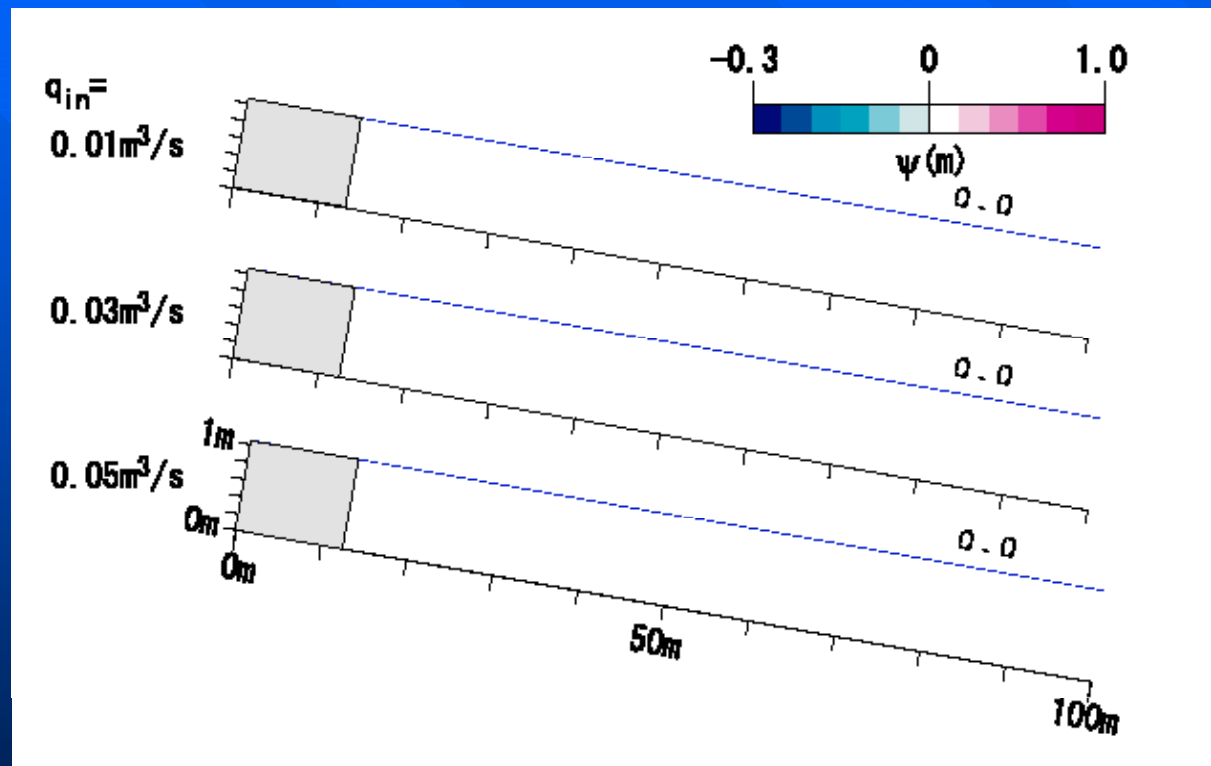
計算条件(1)

- 一様勾配, 一様な初期堆積厚の河床
- 流路長1000m, 流路幅1m
- 初期堆積厚1.05m
- 河床砂の粒径5cm, 内部摩擦角37度
- 河床堆積物の容積濃度0.6
- 粗度係数0.05
- 砂の密度2650kg/m³

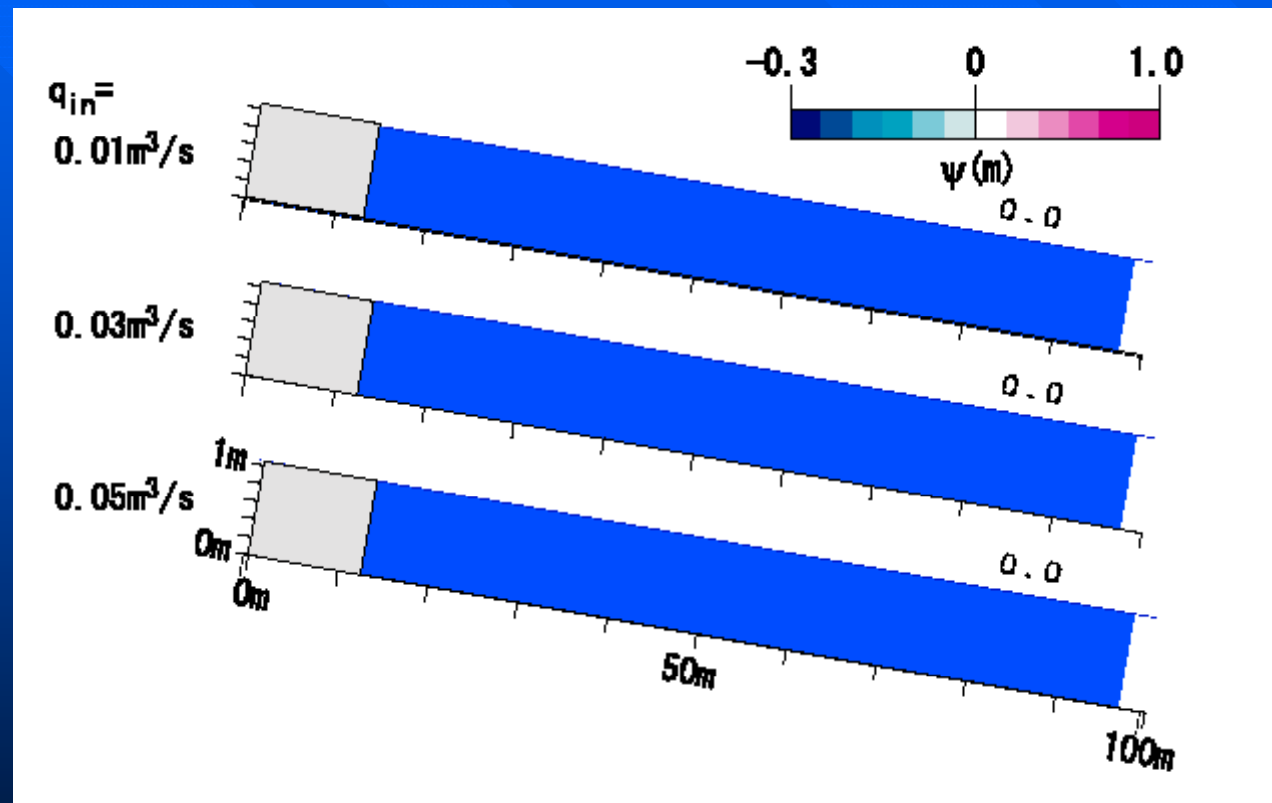
計算条件(2)

- $\Delta x = 5.0\text{m}$
- $\Delta z = 0.1\text{m}$
- $\Delta t = 0.001\text{sec}$
- $\psi_0 = -0.05$
- $\theta_s = 0.4, \theta_r = 0.001$
- $k_s = 5.0 \text{ cm/s}$
- $S_s = 1.0$
- $m = 3$

河床變動過程(飽和河床)

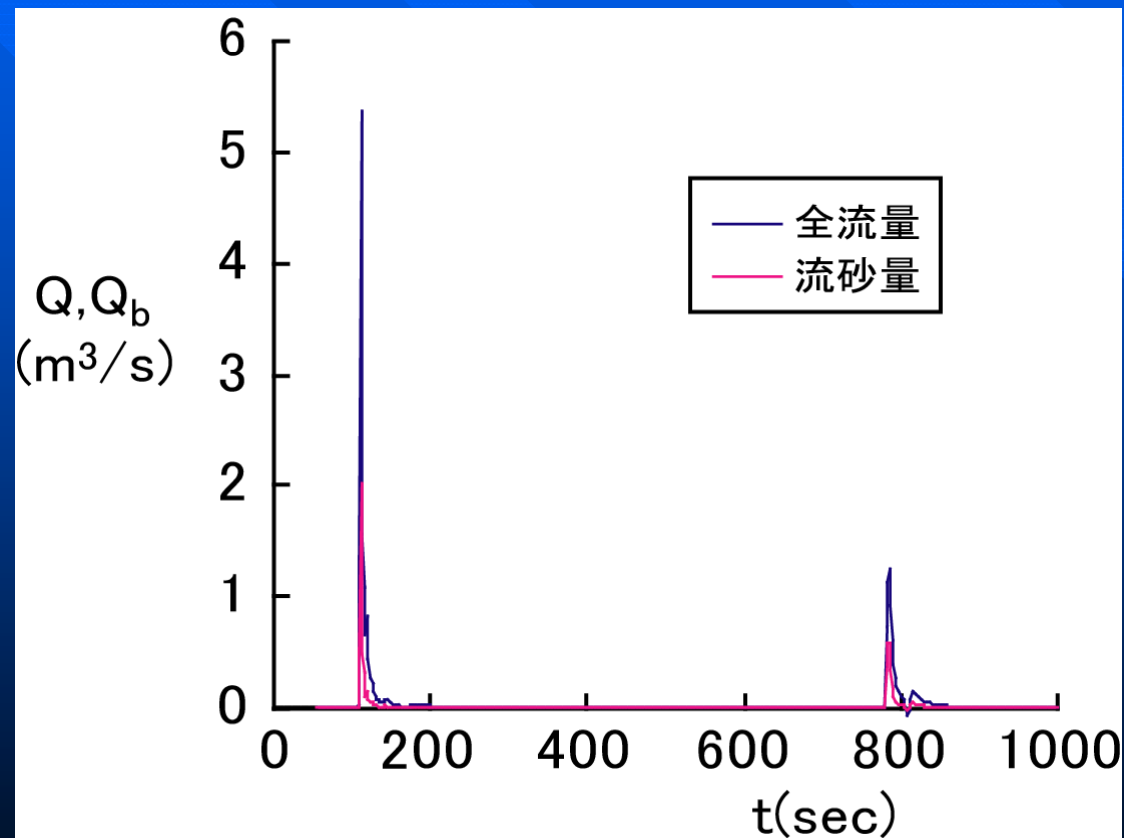


河床變動過程(不飽和河床)



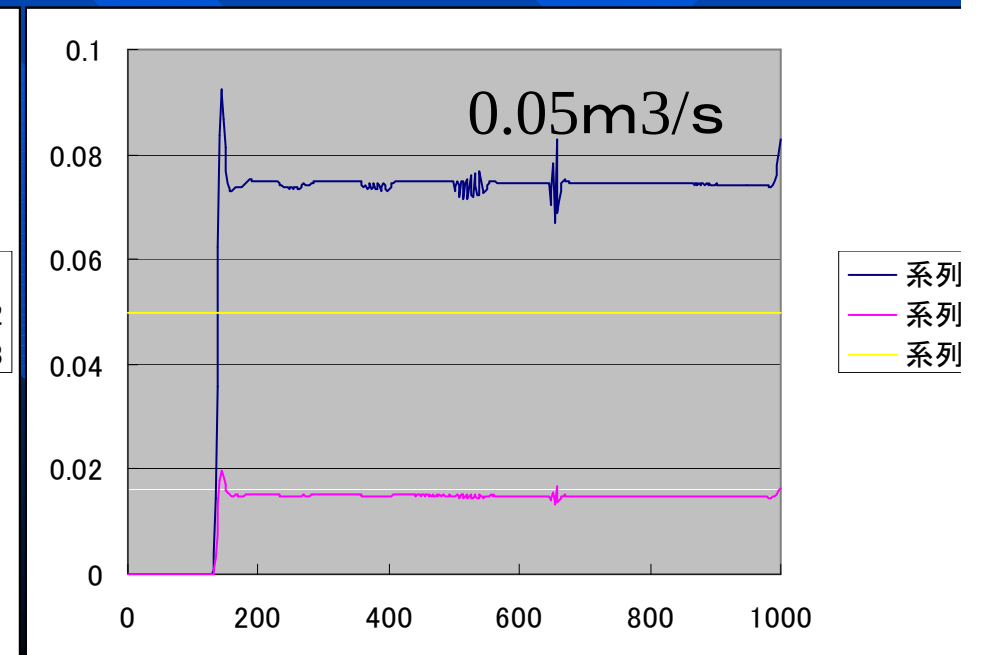
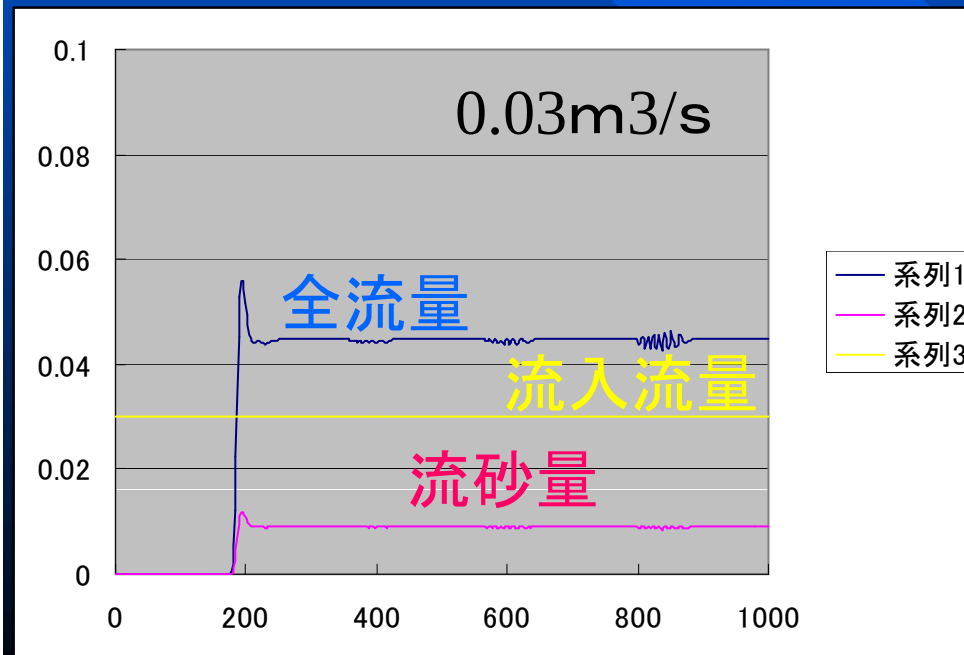
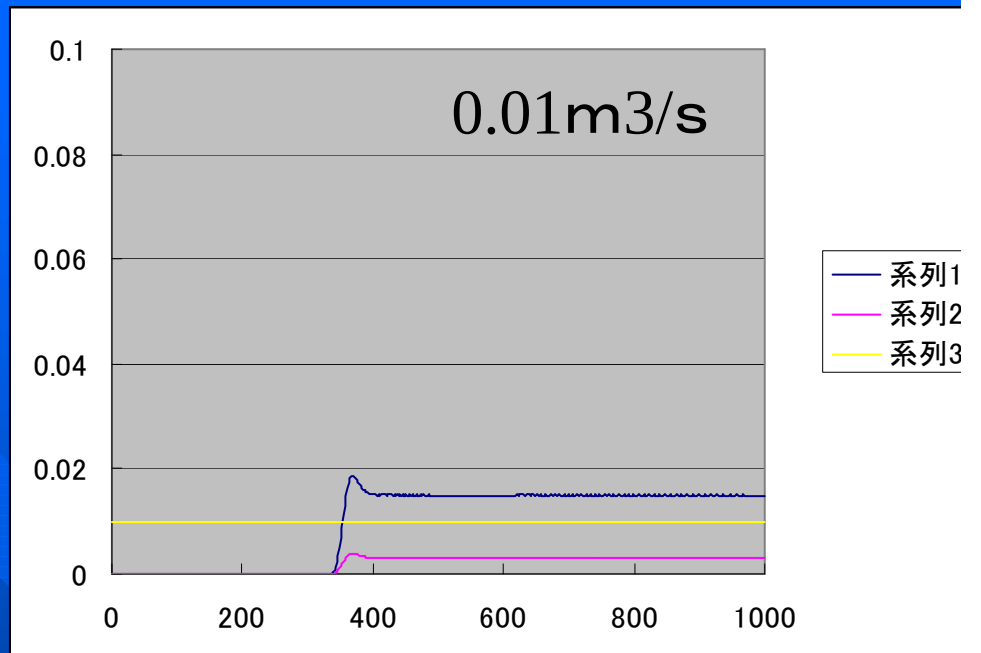
計算結果の一例

- 河床勾配 10° ，流入流量50 lit/sのとき



計算結果の一例

- 勾配10°
- 河床が飽和



まとめ

- Richardsの式および土石流の基礎方程式を有限差分法を用いて解くことにより、河床堆積物中の流れと河床上の流れを同時に解くことができた。
- 河床勾配や流入流量に応じて、土石流のハイドログラフが大きく変化することが判明した