

山地源頭部における渓床堆積物中の水分動態および土砂流出に関する研究

STUDY ON MISUTURE CHANGES IN DEPOSIT ON RIVERBED AND SEDIMENT MOVEMENT IN THE MOUNTAINIOUS WATERSHED

速見 智¹・里深 好文²・藤本 将光³・堤 大三⁴

Satoshi HAYAMI, Yoshifumi SATOFUKA, Masamitsu FUJIMOTO and Daizo Tsutsumi

¹立命館大学理工学研究科（〒525-8577 滋賀県草津市野路東1-1-1）

E-mail: rd005067@ed.ritsumei.ac.jp

²立命館大学理工学研究科（〒525-8577 滋賀県草津市野路東1-1-1）

E-mail: satofuka@se.ritsumei.ac.jp

³立命館大学理工学研究科（〒525-8577 滋賀県草津市野路東1-1-1）

E-mail: m-fuji@fc.ritsumei.ac.jp

⁴京都大学工学研究科（〒506-1422 岐阜県高山市奥飛騨温泉郷中尾436-13）

E-mail: tsutsumi@sabom.dpri.kyoto-u.ac.jp

Key Words: field experiment, mountain watershed, unsaturated flow, debris flow, numerical simulation

1. 研究概要

山地河川においては、裸地斜面から生産され渓流に供給される土砂と、渓床に堆積した土砂の内部における雨水の浸透過程が、土砂の流出や土石流の発生に大きな影響を与えており、しかしながら、水理実験や数値計算では多くの場合、河床の飽和度は一定として検討されている。また、土砂の生産域である急勾配な渓流における土砂の流出に関しては、観測事例があまりないため、水理実験や数値シミュレーションによって得られた知見が、実現象と一致するかどうか検証が十分に行われていない。そこで、本研究では山地源頭部における渓床堆積物中の水分動態が土砂流出に与える影響について検討するために、渓床堆積物の流動化に関する現地実験を行った。

また、不飽和堆積物上の流れを計算できるシミュレーションモデルにより数値計算を行い、実験の結果と数値解析結果の比較を行った。

2. 現地実験地の概要と観測方法

(1) 観測地の概要

京都大学防災研究所穂高砂防観測所の観測流域である足洗谷の支流ヒル谷源頭部にて、渓床堆積物の流動化に関する現地実験を行った。ヒル谷源頭部は花崗斑岩からなる裸地斜面になっている。冬期の凍結融解作用によって、裸地斜面から活発な土砂生産があり、生産された土砂は渓流上に堆積する。ヒル谷源頭部では無降雨時は流水が現れず枯れており、降雨時のみに渓流上に流水が観測されることが判っている¹⁾。生産された土砂は夏期の降雨によって土石流となり流下していることが捉えられている¹⁾。近年の土砂生産の傾向としては、渓流右岸に多くの土砂が堆積するようになっている(図-1)。ヒル谷源頭部では2011年～2012年にかけて渓岸堆積物の水分動態と土砂移動の観測を行われている²⁾。観測より渓岸堆積物は比較的高強度の雨が降っている場合にも全層が飽和状態に至ることはなく、堆積層の一部が飽和状態に至るに限られているということが判っている。また、渓岸堆積物が流動化する場合にも、堆積層の一部が飽和状態であればよいことが判っている。



図-1 ヒル谷源頭部裸地斜面(下流部より撮影)

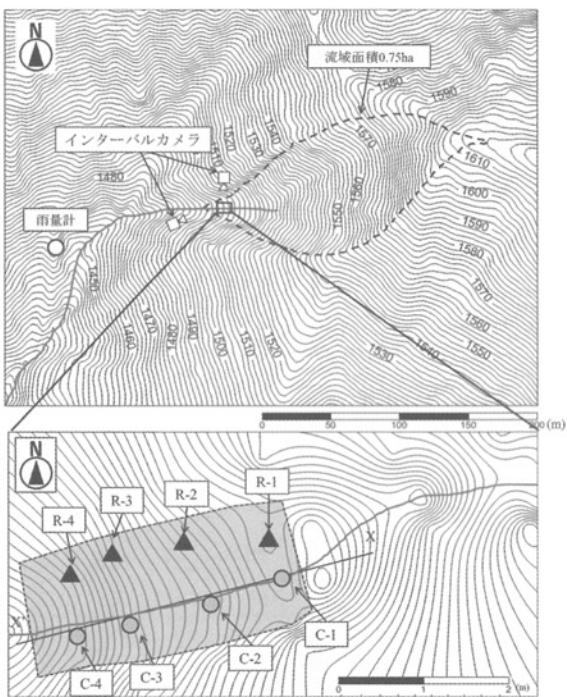


図-2 ヒル谷源頭部地形図(下図の等高線間隔は1m)

(2) 実験方法

実験では、降雨によって渓床堆積物へ雨水が供給され、流水の作用によって砂礫が流出していく状況を再現した。ヒル谷源頭部の本流に裸地斜面から生産された土砂を堆積させて、比較的空疎な状態の渓床堆積物による土層を再現した。実験の期間は、夏季から秋季にかけての降雨による土砂流出を捉えるために、予備実験を2013年8月9日～8月26日に行い、本実験を2013年10月4日～10月31日の期間に行った。

図-2はヒル谷源頭部の地形を示している。上図の実線部がヒル谷の本流を示している。ヒル谷源頭部の実験領域の流域面積は0.75haである。

図-2の下図の点線で囲った部分が堆積層にあた

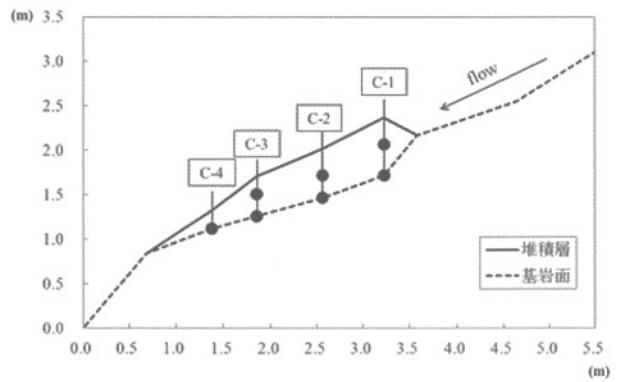


図-3 堆積層の縦断形状(本実験)

表-1 本実験のテンシオメーターの設置深度

ID	計測深度(cm)	
C1	65	30
C2	55	30
C3	40	20
C4	20	
R1	52	30
R2	55	30
R3	45	30
R4	30	

表-2 予備実験のテンシオメーターの設置深度

ID	計測深度(cm)	
C1	58	30
C2	52	30
C3	40	20
C4	25	
R1	56	30
R2	48	30
R3	35	
R4	10	

る。図-3は図-2におけるX-X'のラインにおける縦断形状を表している。堆積層の層厚は、本実験では30～65cm(予備実験では30cm～58cm)となるように作成している。上流部の層厚の方が大きく、下流に行くほど層厚は小さくなっている。

堆積層の水分動態の観測にはテンシオメーターを用いて、間隙水圧を計測した。表-1はおよび表-2は本実験と予備実験のテンシオメーターの設置深度を示している。計測点は2つのラインを設定した。ヒル谷の本流の流路中心にCラインを設定した。また、右岸側の斜面が左岸に比べて勾配が緩やかであり、比較的堆積層の厚さが大きいため、Cラインから1.0m程右岸寄りの地点にRラインを設定した。テンシオメーターの設置点は図-2、図-3のように設置している。テンシオメーターの計測時間の間隔は1分に設定した。

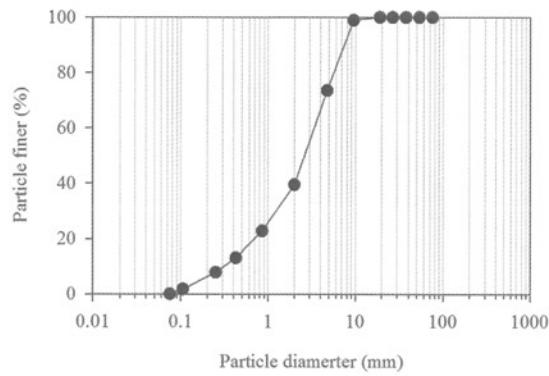


図-4 堆積層の粒径加積曲線

降雨量は 150m 下流の地点に転倒枠雨量計(1 転倒 0.5mm, 予備実験時は 0.256mm)を設置して計測した。また、溪流の水位については堆積物の上流側に圧力式水位計を設置して観測を行った。土砂の流出過程については、実験対象の右岸側及び下流の 2 地点(図-2)にインターバルカメラを設置して、撮影を行っている。撮影の間隔は 1 分に設定した。

図-4 は実験に用いた渓岸堆積物の粒径加積曲線である。土層の 90%以上が砂となっている。また、実験に用いた堆積層から土砂サンプルを採取して土質試験を行った。堆積層の嵩密度は 2.00g/cm^3 であり、飽和透水係数は $1.55 \times 10^{-1}\text{cm/s}$ となっている。

3. 実験結果

(1) 本実験

実験結果は観測データの収集の状況より、本実験の結果を先に示す。

本実験では 2013 年 10 月 11 日に発生した降雨によって、堆積層が流動化する様子が捉えられた。10 月 11 日の降雨イベントにおける積算雨量は 18.0mm であり、最大 10 分間雨量は 2.5mm/10min であった。図-5 は流動化が発生した時刻付近における堆積層の様子を右岸側より撮影したものである。20:30～20:40 にかけて最大 10 分間雨量である 2.5mm/10min の降雨があった時刻より、実験堆積層の上流部の水位が上昇し始めた。水位が上昇した後に 20:50 の時点より、徐々に堆積層の上流部分から表面流が形成されるのが確認された。21:00 の時点より堆積層の表面流の流れの作用によって土砂が流出していく様子が確認できた。図-6 は渓床堆積物の流動化が発生した 20:00～22:00 までの 10 分間雨量、水位、堆積層の間隙水圧の関係を示したものである。図-6 より降雨によって堆積層の上流部の水位が上昇し、それに

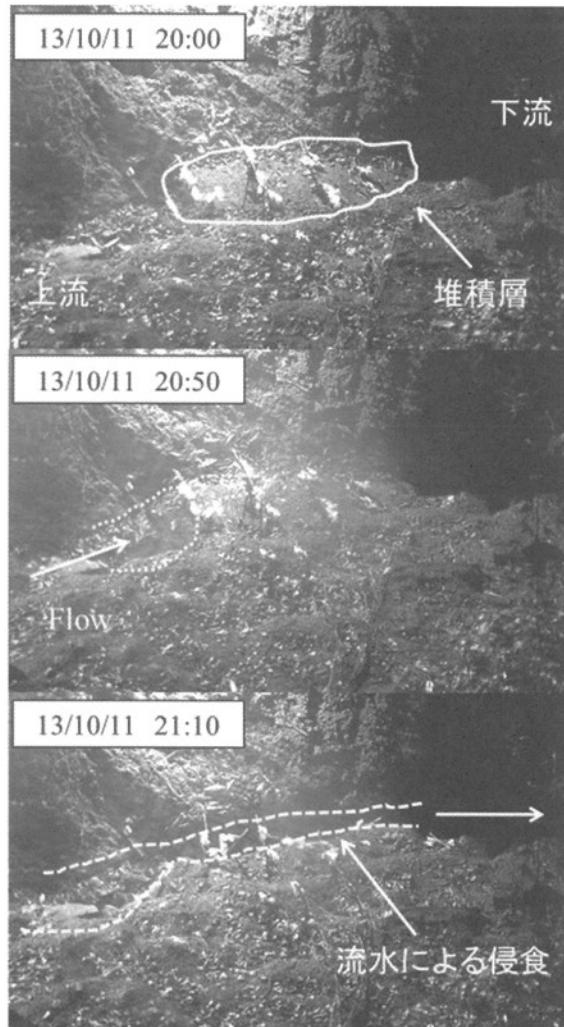


図-5 流動化の状況(右岸より撮影)

伴い堆積層内部の間隙水圧が上昇していくことがわかる。最も上流部に設置した R1-52 の観測点は、上流の水位上昇とよく対応していることがわかる。また、R2-30 の観測点は堆積層が流動化する直前に至っても不飽和の状態である。その他の点の間隙水圧は上昇と下降を繰り返しながら飽和状態に至った後に、流動化が発生している。図-7 は堆積層の間隙水圧の等圧分布の縦断図である。図-7 より上流部の水位が上昇すると、堆積層の基岩部に近い部分から水圧が上昇していくことが見て取れる。また、堆積層は流動化の直前に至るまで表層に近い多くの部分で不飽和の状態であったことが判った。

堆積層の流動化は表面流の形成が確認された時刻より後に発生しているため、堆積層へ雨水が上流から供給され、流れの作用によって侵食されることによって土砂が流出していったと考えられる。

本実験の結果より土砂の流動化が発生する際には、山地源頭部における渓床堆積物の水分状態は一様で

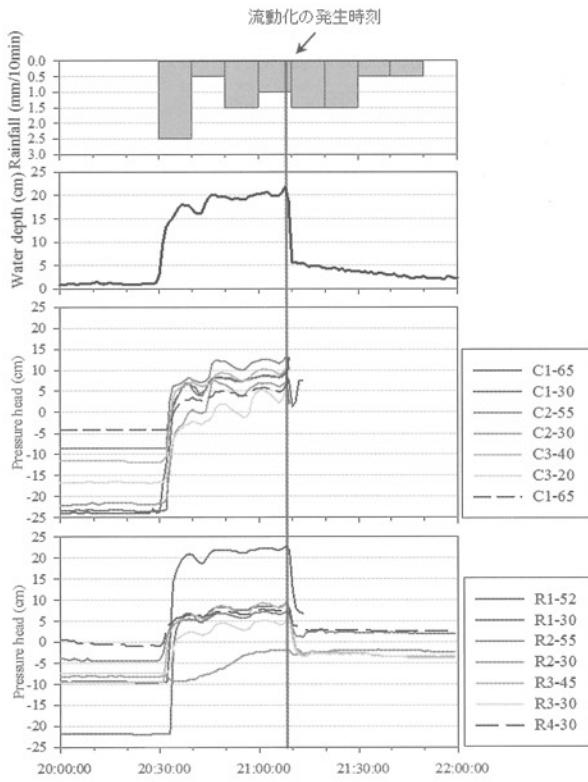


図-6 10分間雨量、水深、間隙水圧の関係(本実験)

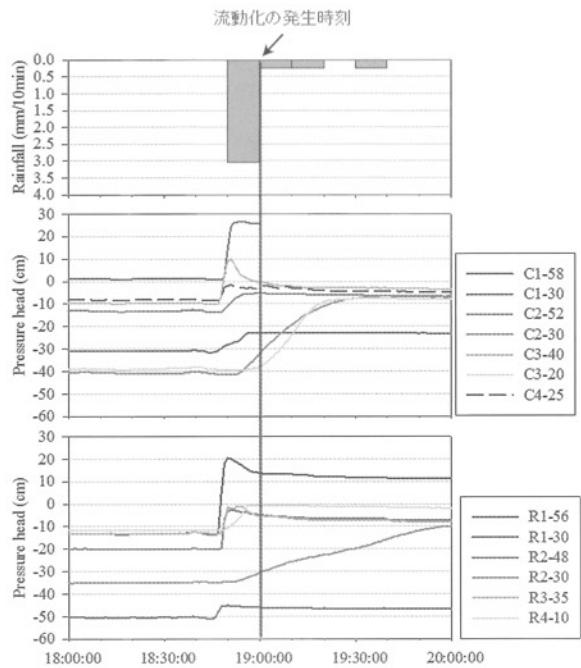


図-8 10分間雨量、間隙水圧の関係(予備実験)

はないことが確認された。堆積層に表面流が形成されるような状態では堆積層の一部では不飽和の状態であるため、表面流と浸透流の水のやりとりが発生する。そのため、山地渓流で土砂流出を予測する場合は、堆積物中の浸透流の影響を考慮しなければならない。

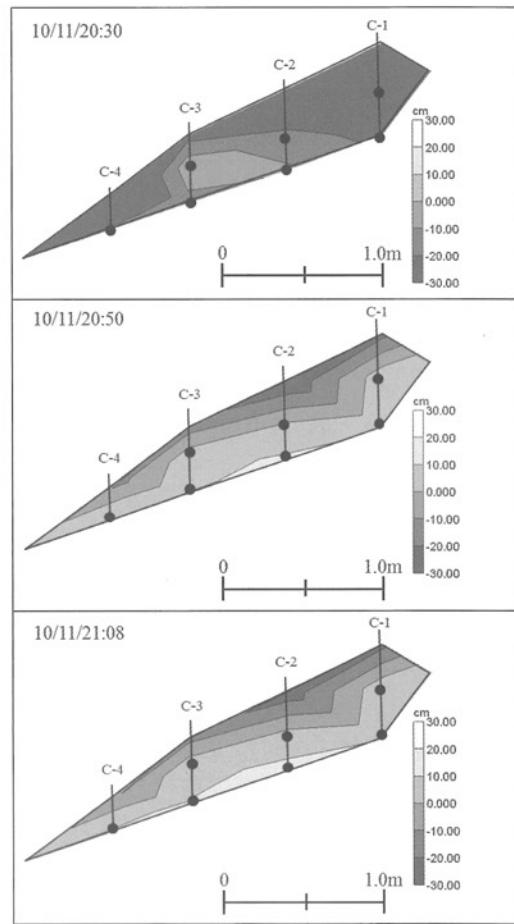


図-7 間隙水圧の圧力分布(縦断面)

(2) 予備実験

図-8は予備実験の際に発生した流動化の8月20日18:00～20:00における10分間雨量、堆積層の間隙水圧の関係を示したものである。堆積物の流動化はC1-58及びR1-56付近で19:00頃に発生した。C1-58, R1-56の観測点では飽和状態に至っているが、他の点に関しては不飽和の状態のままである。また、間隙水圧が上昇するタイミングも一様ではない。このことからも、山地渓流で土砂流出を予測する場合は、浸透流の影響を考慮しなければならないと言える。

4. 数値計算

比較的急勾配の不飽和堆積層上に上流から流水が供給される時の河床変動を再現するために、鉛直二次元場を対象として、河床堆積物中の浸透流れと河床上の非定常流れを同時に解析するモデルを用いて数値計算を行った。河床表面を介した水移動は、河床表面からわずかに堆積層の内部に入った地点の圧力と河床表面に作用する流動層の圧力によって求

められる圧力勾配および堆積層の透水係数から計算される。堆積物中の流れおよび河床上の流れはともに非定常流れとし、陽解法によって解いている。流動層と堆積層との間の水移動に関する詳しい計算方法については、里深ら³⁾と小笠原⁴⁾の研究に詳述されているため説明は省略する。

(1) 基礎方程式

堆積物中の非定常浸透流に関しては Richards の式を用いて、鉛直二次元場の計算を行った。河床基岩面と平行に x 軸をとり、 x 軸と垂直上向きに z 軸をとると、圧力水頭 ψ と体積含水率 θ および透水係数 K の間には以下の式が成り立つ⁶⁾。

$$\begin{aligned} & \left(\frac{\partial \theta}{\partial \psi} + \beta S_s \right) \frac{\partial \psi}{\partial t} \\ & = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} - \sin \alpha \right) \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + \cos \alpha \right) \right\} \end{aligned} \quad (1)$$

$$\theta = (\theta_s - \theta_r) \left(\frac{\psi}{\psi_0} + 1 \right) \exp \left(- \frac{\psi}{\psi_0} \right) + \theta_r \quad (2)$$

$$K = K_s \left\{ \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right\}^m \quad (3)$$

ここで、 θ_s は飽和堆積含水率、 θ_r は残留体積含水率、 ψ_0 は水分特性曲線の変曲点における圧力水頭、 K_s は飽和透水係数、 m は係数である。

流れ場の計算は一様砂礫を対象とした一次元非定常流れのものを用いる。

全流量(土砂+水)の質量保存則は

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial u h}{\partial x} = w_i + i_b \left\{ C_* + (1 - C_*) \frac{\theta}{\theta_s} \right\} \quad (4)$$

と表される。ここで h は流動深、 u は断面平均流速、 i_b は河床の侵食・堆積速度(侵食が正)、 C_* は河床の容積土砂濃度である。また、 w_i は河床表面を介した水交換フラックスである。

土石流中の砂礫の質量保存則は、以下の式で表される。

$$\frac{\partial Ch}{\partial t} + \frac{\partial u Ch}{\partial x} = i_b C_* \quad (5)$$

流れの運動方程式は以下の式で表される。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{uw_i}{h} = g \sin \alpha - \frac{\partial(z+h)}{\partial x} g \cos \alpha - \frac{\tau_b}{\rho h} \quad (6)$$

ここで、 g は重力加速度、 τ_b は河床せん断力、 ρ は水の密度である。

河床せん断力は以下のように与える。

$[C \geq 0.4C_*, \text{ 土石流の時}]$

$$\frac{\tau_b}{\rho h} = \frac{d^2 u |u|}{bh^3 \{C + (1 - C)\rho/\sigma\} \{(C_*/C)^{1/3} - 1\}^2} \quad (7)$$

$[0.01 < C < 0.4C_*, \text{ 掃流状集合流動の時}]$

$$\frac{\tau_b}{\rho h} = \frac{1}{0.49} \frac{d^2}{h^3} u |u| \quad (8)$$

$[0.01 \leq C \text{ あるいは } h/d \geq 30, \text{ 亂流の時}]$

$$\frac{\tau_b}{\rho h} = \frac{gn_m^2 u |u|}{h^{4/3}} \quad (9)$$

ここで、 σ は砂礫の密度、 d は砂礫の粒径、 n_m はマニングの粗度係数である。

河床の侵食・堆積速度は以下の式で求めた。

$[C < C_\infty, \text{ 侵食のとき}]$

$$i_b = \delta_e \frac{C_\infty - C}{C_* - C_\infty} \frac{q}{d} \quad (10)$$

$[C \geq C_\infty, \text{ 堆積のとき}]$

$$i_b = \delta_d \frac{C_\infty - C}{C_*} \frac{q}{h} \quad (11)$$

ここで、 C_∞ は平衡土砂濃度、 q は単位幅流量、 δ_e は侵食係数、 δ_d は堆積係数である。

平衡土砂濃度は次式で求めている。

$$C_\infty = \frac{\rho \tan \theta_w}{(\sigma - \rho)(\tan \phi - \tan \theta_w)} \quad (12)$$

ここで、 θ_w は水面勾配、 ϕ は内部摩擦角である。

(2) 計算条件

前述の計算モデルを用いて不飽和堆積物上における河床変動に関する数値シミュレーションを行った。堆積物の計算条件は、現地実験にて作成した堆積層より採取したサンプルに土質試験を行い決定した。流路長は 2.5m、流路幅は 1.0m、堆積層の厚さはヒル谷源頭部に作成した堆積層を元に作成した。河床砂の粒径を 2.0mm、内部摩擦角を 30 度、河床堆積物の容積土砂濃度を 0.6、砂礫の密度を 2.65g/cm³とした。マニングの粗度係数は 0.05m^{-1/3}・s としている。飽和体積含水率は 0.44、残留体積含水率は 0.05、水分特性曲線の変曲点における圧力水頭は -0.05m、飽和透水係数は 1.55×10⁻¹cm/s、比貯留係数は 1.0、 m は 3 とそれぞれ設定した。 $\Delta x = 0.1$ m、 $\Delta z = 0.1$ m、時間ステップを 0.0001 秒として計算を行った。供給流量は一定の 0.004m/s としている。

これらの計算条件の下、上流から水だけを供給した際の堆積層の流動化及び土石流化の再現を行った。

(3) 計算結果と考察

図-9 は河床の縦断形状の時間的な変化を示した

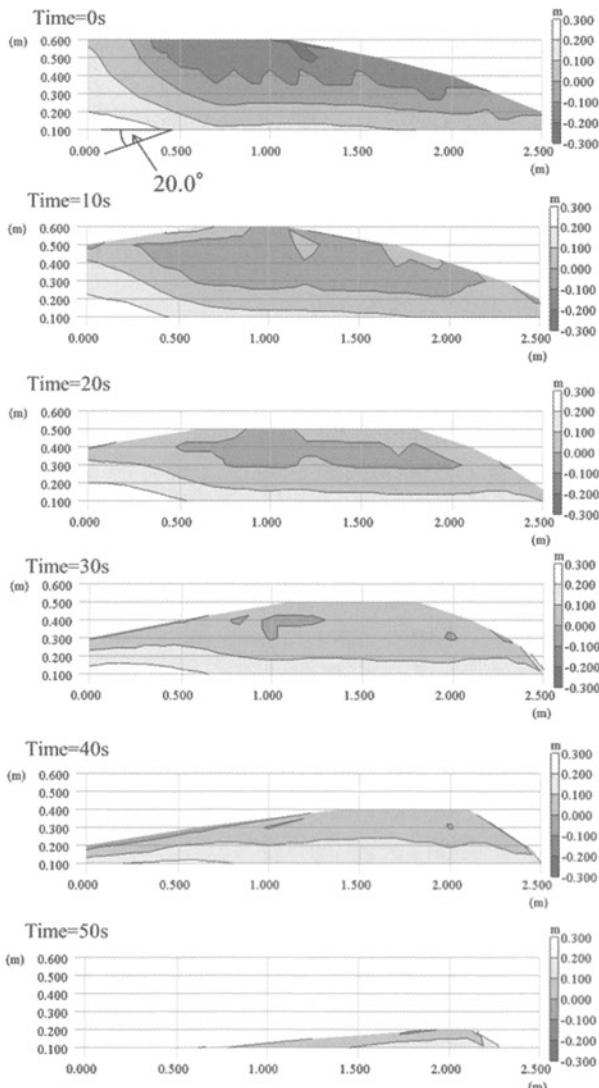


図-9 計算結果の縦断面図

ものである。縦軸は堆積層の高さを示し、横軸は堆積層の上流端からの距離を示している。図は堆積層内部の圧力水頭の変化も示しており、色が濃い領域ほど不飽和であることを表している。縦断図より堆積層の基岩に近い部分では飽和状態にあるが、表層に近い部分では不飽和状態となっている。また、堆積層の侵食は上流部から進行して、下流へと拡大していくことが確認できる。現地実験の結果では堆積層の流動化の直前の状態でも表層の部分は不飽和であることが確認されている。また、その流動化は上流部から流水の作用によって侵食されていく様子が確認できている。これらのことを考慮すると現地実験の結果と数値計算の結果がよく一致することが確かめられる。図-10は下流端からの流出流量 Q と、流砂量 Q_b に関する計算結果を示したものである。河床の侵食が下流へと伝わった時点から大きな流出流量と流出流砂量となることが判る。

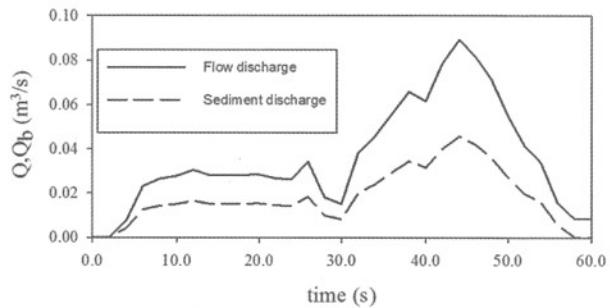


図-10 流出流量および流出流砂量

5. おわりに

今回の現地実験によって比較的急勾配の山地渓流の堆積層では表面流が形成されるような状態であっても、部分的に堆積層は不飽和の状態であることがわかった。また、山地渓流で土砂流出を予測する場合は、浸透流の影響を考慮したシミュレーションモデルによって再現が可能であることが判った。

参考文献

- 1) 藤田正治・澤田豊明・水山高久：山地小流域における土砂動態のモニタリング手法, 京大防災研究所年報, 第 46 号, B, pp. 213-224, 2003
- 2) 速見智・里深好文：山地源頭部における渓岸堆積物の水分動態と土砂移動の観測, 土木学会論文集 B1(水工学), Vol. 69, No. 4, I_943-I_948, 2013
- 3) 里深好文・水山高久：渓床堆積物の不飽和浸透過程を考慮した石礫型土石流の発生・発達に関する数値計算, 水工学論文集, 第 53 卷, pp. 697-702, 2009
- 4) 小笠原基・関根正人：浸透が卓越する場に形成される堆積地形に関する数値解析, 水工学論文集, 第 51 卷, pp. 979-984, 2007
- 5) 里深好文・水山高久：砂防ダムが設置された領域における土石流の運動・堆積に関する数値計算, 砂防学会誌, Vol. 58, No. 1, pp. 14-19, 2005.
- 6) 谷 誠：一次元鉛直不飽和浸透によって生じる水面上昇の特性, 日本林学会誌, Vol. 64, pp. 409-418, 1982.

(2014. 5. 9 受付)