

# 粘着性を考慮した土石流・泥流数値シミュレーションモデルの開発

京都大学 防災研究所 竹 林 洋 史



# 粘着性を考慮した 土石流・泥流数値シミュレーションモデルの開発

Development of a numerical simulation model  
for debris/mud flows with cohesive characteristics

竹林 洋史<sup>1</sup>

Hiroshi TAKEBAYASHI

<sup>1</sup> 京都大学 防災研究所 准教授

## 要 旨

既存の土石流・泥流の数値シミュレーションモデルの多くは非粘着性材料を対象としたものである。しかし、2021年7月に静岡県熱海市で発生した泥流や1926年に北海道十勝岳で発生した融雪火山泥流など、微細土砂を多く含む流れは土質力学的な粘着性を含む材料が含まれており、粘着性により氾濫域が大きく変化すると考えられる。そこで、本研究では、粘着性を考慮した土石流・泥流の数値シミュレーションモデルを構築し、土石流・泥流中の固体材料の粘着性が土石流・泥流の流動特性に与える影響について検討を行った。その結果、以下のようなことが明らかとなった。1. 土砂の粘着性が強くなると、平衡勾配は急となる。つまり、土石流・泥流の発達には土砂の粘着性によって抑制され、氾濫範囲も狭くなると考えられる。また、粘着性が強くなるとともに濃度の違いによる平衡勾配の違いは小さくなる。2. 濃度の増加に伴い、平衡勾配が急となる。これは、地盤内の空隙が水で飽和していない場合などのように、発生した土石流・泥流の濃度は高い場合、粘性が強く作用するため、平衡勾配が急となり、粘着力の増加によって溪床が浸食されにくい。その結果、土石流・泥流はあまり発達せず、非粘着性材料の場合と比較して斜面勾配が急な場所で土石流・泥流が停止する。3. 流動深が小さい方が粘着力の増加による平衡勾配の増加率が大きい。これは、斜面崩壊が小さく、初期流動深が小さい場合は平衡勾配が大きくなるため、比較的急勾配の場所であっても土石流・泥流が停止することを示している。一方、土石流フロントのように、局所的であっても流動深が深くなると平衡勾配が河床勾配以上となり、土石流・泥流が発達する。4. 蛇行溪流における土石流の数値シミュレーションを実施した。粘着性を考慮すると、土石流発生直後は堆積が卓越したが、土石流フロントの流動深が深くなると浸食が卓越し、土石流が発達して下流まで流動した。その結果、粘着性を考慮した土石流の伝播速度は非粘着性の土石流の伝播速度と比べて上流域で著しく遅くなった。

《キーワード：iRIC；粘着性；土石流；泥流；平衡勾配；数値シミュレーション》

## 1. はじめに

既存の土石流・泥流の数値シミュレーションモデルの多くは非粘着性材料を対象としたものである。しかし、2021年7月に静岡県熱海市で発生した泥流や1926年に北海道十勝岳で発生した融雪火山泥流など、微細土砂を多く含む流れは土質力学的な粘着性を含む材料が含まれており、粘着性により氾濫域が大きく変化すると考えられる。火山で発生する泥流は、火山の噴火中や噴火後に起こる災害の中でも広範囲に大きな被害をもたらす現象として知られており、数値シミュレーションによる泥流の流動範囲の予測は避難方法や被害範囲の検討のために非常に有効である。既存の泥流研究の多くは、マグマ噴火後に発生しやすい非粘着性泥流を対象としたものである<sup>1),2)</sup>。一方、熱水変質帯が発達する火山では粘着性泥流が発生することが知られているが<sup>3)</sup>、粘着性泥流から非粘着性泥流までの広い粘着力の範囲の泥流現象の流動特性については十分な知見が得られていないのが現状である。

本研究では、粘着性を考慮した土石流・泥流の数値シミュレーションモデルを構築し、土石流・泥流中の固体材料の粘着性が土石流・泥流の流動特性に与える影響について検討を行った。

## 2. 粘着性を考慮した土石流・泥流の基礎方程式

解析に用いた基礎方程式を以下に示す。デカルト座標系と一般座標系の変換に用いるメトリックスは以下の様である。

$$J = \frac{1}{\begin{pmatrix} \frac{\partial x}{\partial \xi} \frac{\partial y}{\partial \eta} - \frac{\partial x}{\partial \eta} \frac{\partial y}{\partial \xi} \end{pmatrix}} \quad (1-1)$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial x} = J \frac{\partial y}{\partial \eta} \quad (1-2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial x} = -J \frac{\partial y}{\partial \xi} \quad (1-3)$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial y} = -J \frac{\partial x}{\partial \eta} \quad (1-4)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial y} = J \frac{\partial x}{\partial \xi} \quad (1-5)$$

ここに、 $\xi$ と $\eta$ は一般座標系における流下方向と横断方向の座標であり、 $x$ と $y$ はデカルト座標系での座標である。

水及び土砂の混合物の質量保存則は地盤の間隙の水による飽和度 $S_r$ の変化を考慮した以下の式を用いる<sup>4)</sup>。

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{h}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left( \frac{hU}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left( \frac{hV}{J} \right) = \frac{E}{c_* J} \left( 1 - (1 - c_*) \left( 1 - \frac{S_r}{100} \right) \right) \quad (2)$$

ここに、 $t$ は時間、 $z$ は水位である。表面流の水深は $h$ である。 $U$ と $V$ は $\xi$ と $\eta$ 方向における反変速度成分であり、以下のように定義される。

$$U = \frac{\partial \xi}{\partial x} u + \frac{\partial \xi}{\partial y} v \quad (3)$$

$$V = \frac{\partial \eta}{\partial x} u + \frac{\partial \eta}{\partial y} v \quad (4)$$

ここに、 $u$ と $v$ は $x$ と $y$ 方向における流速成分、 $c_*$ は静止堆積層の砂礫の堆積濃度、 $E$ は河床の浸食速度であり、以下の式<sup>9)</sup>を用いる。

$$\frac{E}{\sqrt{u^2 + v^2}} = c_* \tan(\theta - \theta_e) \quad (5)$$

ここに、 $\theta$ は流動方向の河床勾配であり、以下の関係がある。

$$\sin \theta = \frac{u \sin \theta_x + v \sin \theta_y}{\sqrt{u^2 + v^2}} \quad (6)$$

ここに、 $\theta_x$ は $x$ 方向の河床勾配、 $\theta_y$ は $y$ 方向の河床勾配である。 $\theta_e$ は水及び土砂の混合物中の鉛直平均土砂濃度 $\bar{c}$ に関する流動方向の平衡河床勾配であり、以下の関係がある。

$$\tan \theta_e = \frac{\left(\frac{\sigma}{\rho} - 1\right) \bar{c} \tan \phi_s + \frac{c_o}{\rho g h \cos \theta} \frac{h_s}{h}}{\left(\frac{\sigma}{\rho} - 1\right) \bar{c} + 1} \quad (7)$$

ここに、 $c_o$ は粘着力、 $\phi_s$ は土砂の内部摩擦角である。流体中の土砂の質量保存則は以下のものである。

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\bar{c} h}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left( \frac{\bar{c} h U}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left( \frac{\bar{c} h V}{J} \right) = \frac{E}{J} \quad (8)$$

運動量保存則は以下のものである。

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{hU}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left( U \frac{hU}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left( V \frac{hU}{J} \right) \\ & - \frac{hu}{J} \left( U \frac{\partial}{\partial \xi} \left( \frac{\partial \xi}{\partial x} \right) + V \frac{\partial}{\partial \eta} \left( \frac{\partial \xi}{\partial x} \right) \right) - \frac{hv}{J} \left( U \frac{\partial}{\partial \xi} \left( \frac{\partial \xi}{\partial y} \right) + V \frac{\partial}{\partial \eta} \left( \frac{\partial \xi}{\partial y} \right) \right) \\ & = -(g - a_z) h \left( \frac{1}{J} \left( \left( \frac{\partial \xi}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial \xi}{\partial y} \right)^2 \right) \frac{\partial z_b}{\partial \xi} + \frac{1}{J} \left( \frac{\partial \xi}{\partial x} \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial \xi}{\partial y} \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) \frac{\partial z_b}{\partial \eta} \right) - a_\xi \frac{h}{J} \cos \theta \\ & - \frac{1}{\rho_m} \left( \frac{1}{J} \left( \left( \frac{\partial \xi}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial \xi}{\partial y} \right)^2 \right) \frac{\partial P}{\partial \xi} + \frac{1}{J} \left( \frac{\partial \xi}{\partial x} \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial \xi}{\partial y} \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) \frac{\partial P}{\partial \eta} \right) - \frac{\tau_{b\xi}}{\rho_m J} \end{aligned} \quad (9)$$

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{hV}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left( U \frac{hV}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left( V \frac{hV}{J} \right) \\
& - \frac{hu}{J} \left( U \frac{\partial}{\partial \xi} \left( \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) + V \frac{\partial}{\partial \eta} \left( \frac{\partial \eta}{\partial x} \right) \right) - \frac{hv}{J} \left( U \frac{\partial}{\partial \xi} \left( \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) + V \frac{\partial}{\partial \eta} \left( \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) \right) \\
& = -(g - a_z) h \left( \frac{1}{J} \left( \frac{\partial \xi}{\partial x} \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial \xi}{\partial y} \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) \frac{\partial z_b}{\partial \xi} + \frac{1}{J} \left( \left( \frac{\partial \eta}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial \eta}{\partial y} \right)^2 \right) \frac{\partial z_b}{\partial \eta} \right) - a_\eta \frac{h}{J} \cos \theta \\
& - \frac{1}{\rho_m} \left( \frac{1}{J} \left( \frac{\partial \xi}{\partial x} \frac{\partial \eta}{\partial x} + \frac{\partial \xi}{\partial y} \frac{\partial \eta}{\partial y} \right) \frac{\partial P}{\partial \xi} + \frac{1}{J} \left( \left( \frac{\partial \eta}{\partial x} \right)^2 + \left( \frac{\partial \eta}{\partial y} \right)^2 \right) \frac{\partial P}{\partial \eta} \right) - \frac{\tau_{b\eta}}{\rho_m J}
\end{aligned} \tag{10}$$

ここに、 $g$ は重力、 $z_b$ は河床位である。 $a_z$ は鉛直方向の地震加速度、 $a_\xi$ と $a_\eta$ は $\xi$ と $\eta$ 方向における反変地震加速度成分であり、以下のように定義される。

$$a_\xi = \frac{\partial \xi}{\partial x} a_x + \frac{\partial \xi}{\partial y} a_y \tag{11}$$

$$a_\zeta = \frac{\partial \eta}{\partial x} a_x + \frac{\partial \eta}{\partial y} a_y \tag{12}$$

ここに、 $a_x$ と $a_y$ は $x$ と $y$ 方向における地震加速度成分である。 $P$ は圧力であり、以下の関係を用いる。

$$P = \int_0^h \rho_m g (h - z) \cos \theta dz \tag{13}$$

ここに、 $z$ は鉛直方向の軸である。 $\rho_m$ は以下の関係がある。

$$\rho_m = (\sigma - \rho) \bar{c} + \rho \tag{14}$$

ここに、 $\rho$ は間隙流体の密度、 $\sigma$ は土砂の密度である。本解析では、細粒土砂の相変化を考慮する。細粒土砂は水と混合して運動すると液体のように振る舞う。そのため、本研究では0.2mm以下の細粒土砂は液化するとし、間隙流体の密度を水と0.2mm以下の細粒土砂の混合物の密度とした。例えば、静止堆積濃度が0.6で0.2mm以下の土砂が40%含まれている場合、土砂の密度が2.65g/cm<sup>3</sup>であれば、泥流の土砂濃度は0.36となり、間隙流体の密度は1.62g/cm<sup>3</sup>となる。これらの影響は、平衡勾配の値などの現れ、平衡勾配が小さくなるため、泥流が低勾配領域まで輸送されることとなる。

$\tau_{b\xi}$ と $\tau_{b\eta}$ は $\xi$ と $\eta$ 方向における反変掃流力成分であり、以下のように定義される。

$$\tau_{b\xi} = \frac{\partial \xi}{\partial x} \tau_{bx} + \frac{\partial \xi}{\partial y} \tau_{by} \tag{15}$$

$$\tau_{b\eta} = \frac{\partial \eta}{\partial x} \tau_{bx} + \frac{\partial \eta}{\partial y} \tau_{by} \tag{16}$$

ここに、 $\tau_x$ と $\tau_y$ は $x$ と $y$ 方向におけるの掃流力成分であり、以下のようである。

$$\tau_{bx} = \left\{ \tau_y + \rho f_b (u^2 + v^2) \right\} \frac{u}{\sqrt{u^2 + v^2}} \tag{17}$$

$$\tau_{by} = \left\{ \tau_y + \rho f_b (u^2 + v^2) \right\} \frac{v}{\sqrt{u^2 + v^2}} \tag{18}$$

ここに、 $\tau_y$ は降伏応力であり、以下の関係を用いる。

$$\tau_y = \left( \frac{\bar{c}}{c_*} \right)^{\frac{1}{n}} \left[ (\sigma - \rho) \bar{c} g h \cos \theta \tan \phi_s + c_o \right] \quad (19)$$

ここに、 $n$ は常数であり、ここでは5を用いる。 $f_b$ は抵抗係数であり、土石流の場合の以下の関係を用いる。

$$f_b = 72\alpha^2, \quad \alpha = \frac{\kappa}{6} \quad (\text{乱流域}) \quad (20)$$

$$f_b = \frac{25}{4} \left\{ k_f \frac{(1-\bar{c})^{\frac{5}{3}}}{\bar{c}^{\frac{5}{3}}} + k_d \frac{\sigma}{\rho} (1-e^2) \bar{c}^{-\frac{1}{3}} \right\} \left( \frac{h}{d} \right)^{-2} \quad (\text{層流域})^5 \quad (21)$$

ここに、 $k_f=0.16$ 、 $k_d=0.0828$ 、 $d$ は土砂の平均粒径である。 $e$ は粒子の反発係数であり、粘着性を有する場合は、以下の関係を用いる。

$$e = e^\infty - \frac{K}{u_p e^\infty} \quad (22)$$

$$u_p = \sqrt{u^2 + v^2} \quad (23)$$

ここに、 $K$ は温度、粒径、土砂の比重に関連した係数、 $e^\infty$ は非粘着性材料における反発係数である。河床位方程式は以下のようである。

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{z_b}{J} \right) = -\frac{E}{c_* J} \quad (22)$$

ここに、 $t$ は時間、 $z$ は水位である。表面流の水深は $h$ である。 $U$ と $V$ は $\xi$ と $\eta$ 方向における反変速度成分であり、以下のように定義される。

### 3. 土砂の粘着性が平衡勾配に与える影響

式(7)を用いて、土砂の粘着性が平衡勾配に与える影響について検討する。図1は、内部摩擦角が $34^\circ$ 、土砂濃度が0.3、河床勾配が $20^\circ$ の場合の流動深と粘着力が平衡勾配に与える影響を示している。ここで平衡勾配とは、土石流・泥流が渓流を流動しても渓床が浸食されず、土砂も堆積しない勾配である。なお、渓床の勾配が平衡勾配よりも急であれば渓床が浸食され、緩やかであれば渓床に土砂が堆積する。図に示すように、粘着力の増加に伴い、平衡勾配が急となることが分かる。つまり、粘着力の増加によって渓床が浸食されにくくなり、土石流・泥流はあまり発達せず、非粘着性材料の場合と比較して斜面勾配が急な場所で土石流・泥流が停止することが分かる。また、流動深が浅い方が粘着性の影響が強く表れ、平衡勾配が大きくなることが分かる。これは、小規模な斜面崩壊が起源で土石流・泥流が発生する場合、初期流動深が浅くなるため、粘着性が効いて平衡勾配が急となり、土石流・泥流が発達せず、急勾配域で停止しやすくなることが分かる。一方、大規模な斜面崩壊が起源で土石流・泥流が発生する場合、初期流動深が深くなるため、粘着性があまり効かず、平衡勾配が緩やかとなる。そのため、土石流・泥流が発達して、緩勾配域まで土石流・泥流が流動することが分かる。

図2は、内部摩擦角が $34^\circ$ 、流動深が3m、河床勾配が $20^\circ$ の場合の土砂濃度と粘着力が平衡勾配に与える影響を示している。図に示すように、濃度の増加に伴い、平衡勾配が急となることが分かる。また、粘着性が強くなるとともに濃度の違いによる平衡勾配の違いは小さくなる。これは、例えば、前期降雨が少ない中、急な高強度の雨で表層崩壊が発生した場合、地盤内の空隙が水で飽和するに至っていない

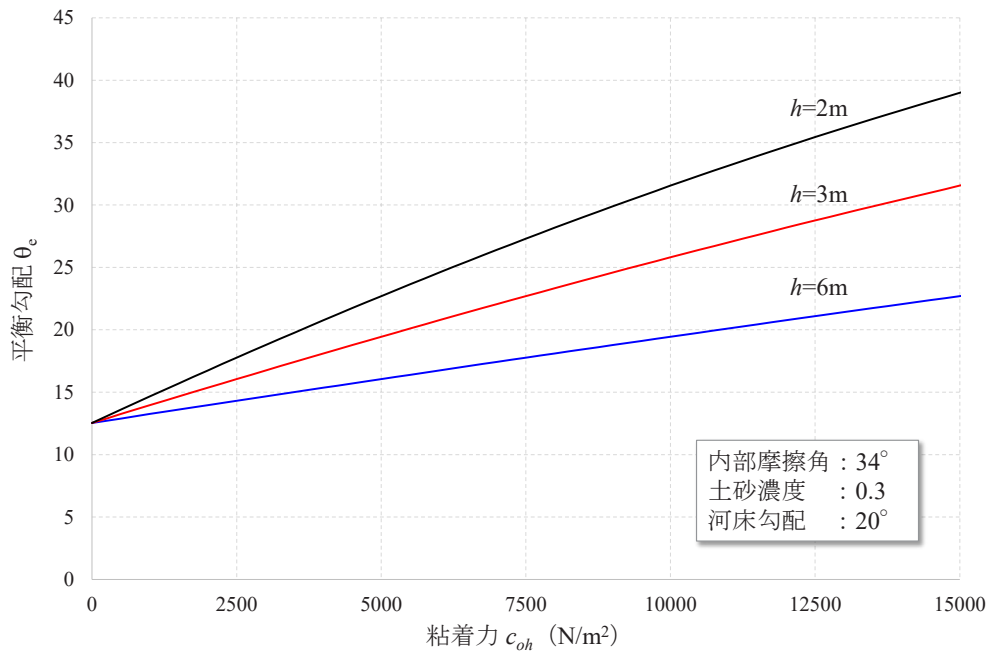


図1 流動深と粘着力が平衡勾配に与える影響

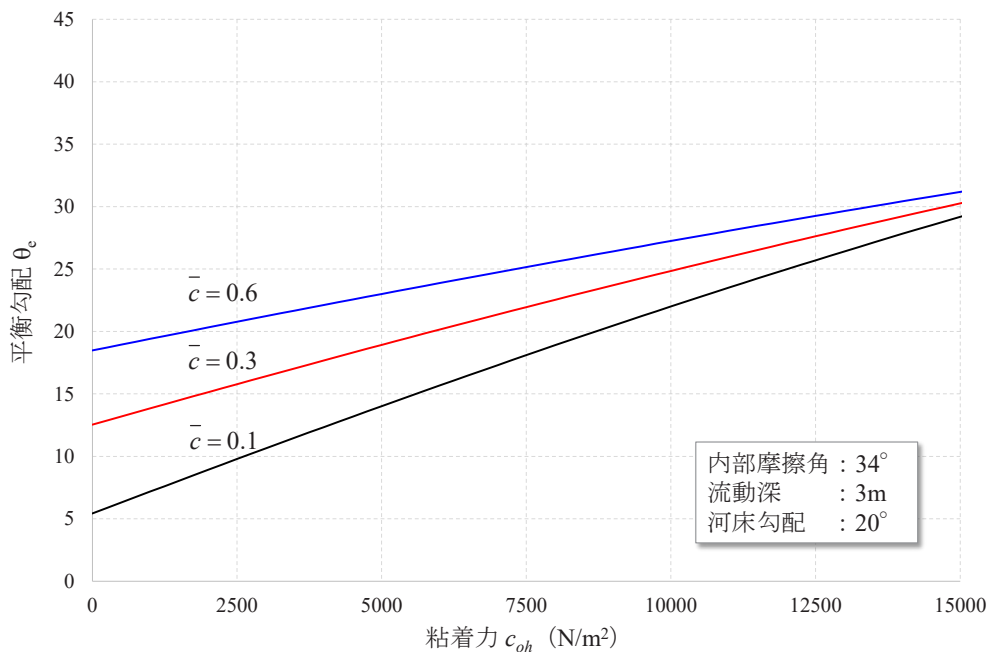


図2 土砂濃度と粘着力が平衡勾配に与える影響

ことが多く、発生した土石流・泥流の濃度は高くなる。このような場合、粘性が強く作用するため、平衡勾配が急となり、粘着力の増加によって溪床が浸食されにくい。その結果、土石流・泥流はあまり発達せず、非粘着性材料の場合と比較して斜面勾配が急な場所で土石流・泥流が停止する。

#### 4. 土砂の粘着性が土石流・泥流の流動特性に与える影響

3章で示した基礎方程式を用いて土石流・泥流の数値シミュレーションを実施し、土砂の粘着性が土石流・泥流の流動特性に与える影響について検討した。

図3に解析に用いた計算格子と初期地盤高を示す。水路幅は100m、流路中心線に沿った水路長は



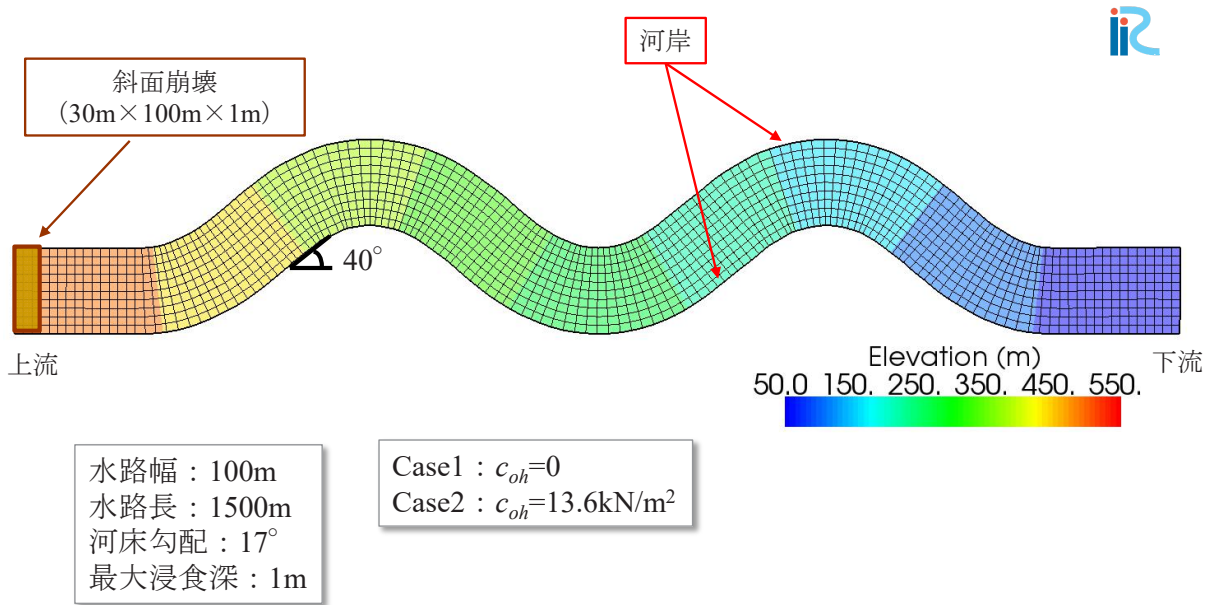


図3 計算格子と初期地盤高

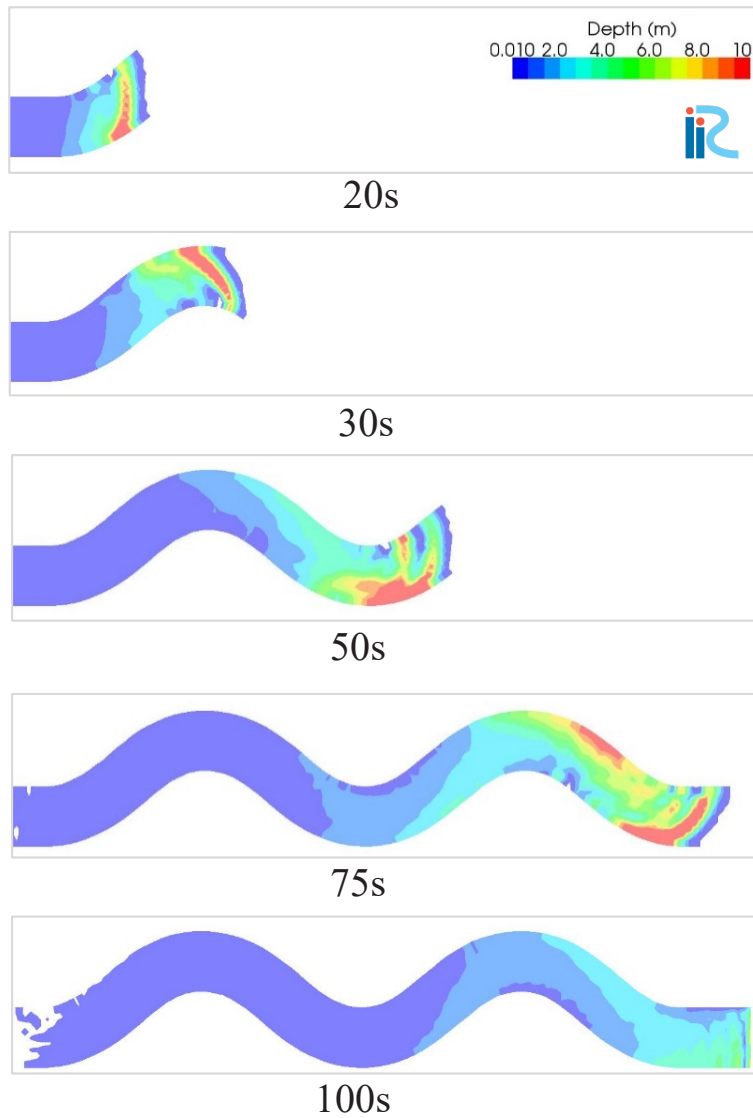


図4 流動深の時空間的な変化 (Case1 (非粘着性土砂))

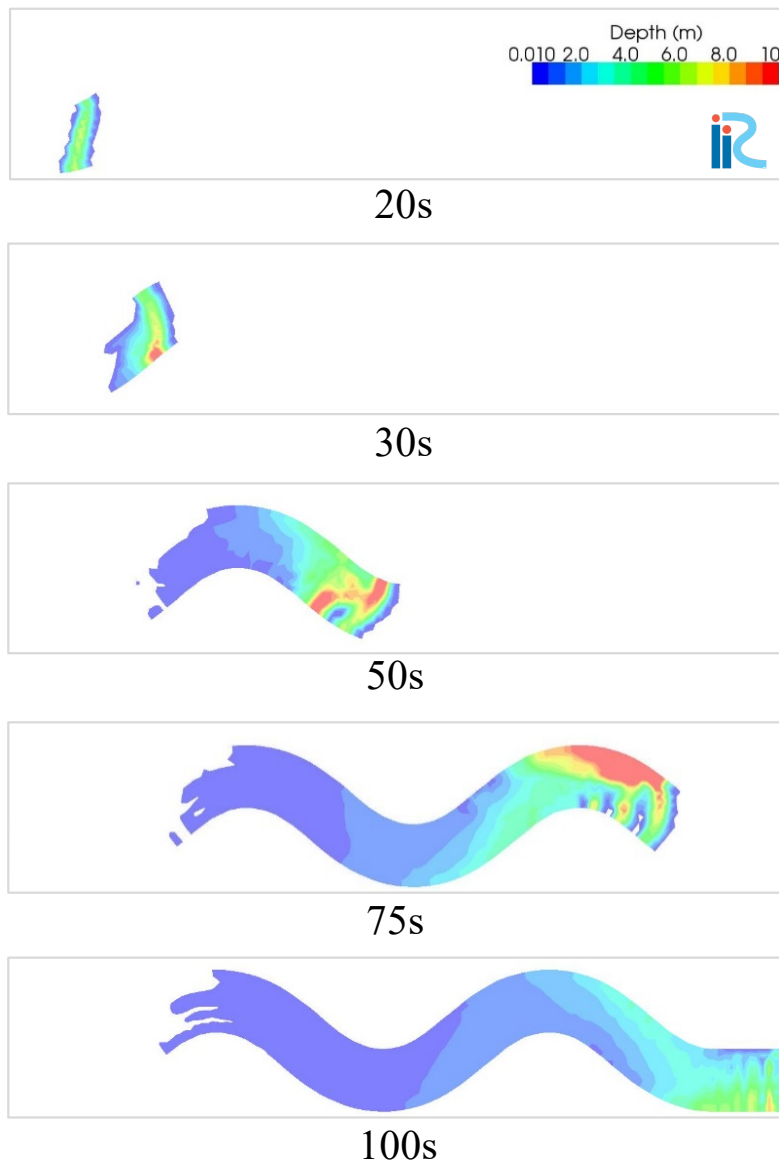


図5 流動深の時空間的な変化 (Case2 (粘着性土砂))

1500m, 最大蛇行角は40°、河床勾配は17°, 最大浸食深は1mである。計算開始とともに、解析区間上流端で斜面崩壊を発生させた。斜面崩壊の形状は、横断方向の幅100m, 流下方向の長さ30m, 深さ1mである。解析は2つの条件で実施した。Case1は土砂を非粘着性の土砂として扱った。Case2は13.6kN/m<sup>2</sup>の粘着力を有する土砂とした。

図4にCase1 (非粘着性土砂) の流動深の時空間的な変化を示す。土石流はフロントを形成して時間とともに流下しながら発達し、約80秒で計算領域下端に到達している。最大流動深は10mを超えている。フロントの平均伝播速度は約22.5m/sである。

図5にCase2 (粘着性土砂) の流動深の時空間的な変化を示す。Case1と同様に、土石流はフロントを形成して時間とともに流下している。ただ、上流域での発達が遅いことが分かる。また、フロントは明確に確認できるが、フロント上流の浅水域が存在しないことが分かる。Case1と比べて土石流フロントの伝播速度は遅く、87秒で計算領域下端に到達している。平均伝播速度は上流域と下流域で大きく異なっており、上流域では約14.5m/sであり、下流域で約21.5m/sである。これは、図1で示したように、流動深が浅いときが深いときよりも土砂の粘着性の影響が強くなるためである。つまり、土石流発生時は土石流の平均流動深が浅いため、フロントにおいても浸食速度が小さく、土石流があまり発達しないた

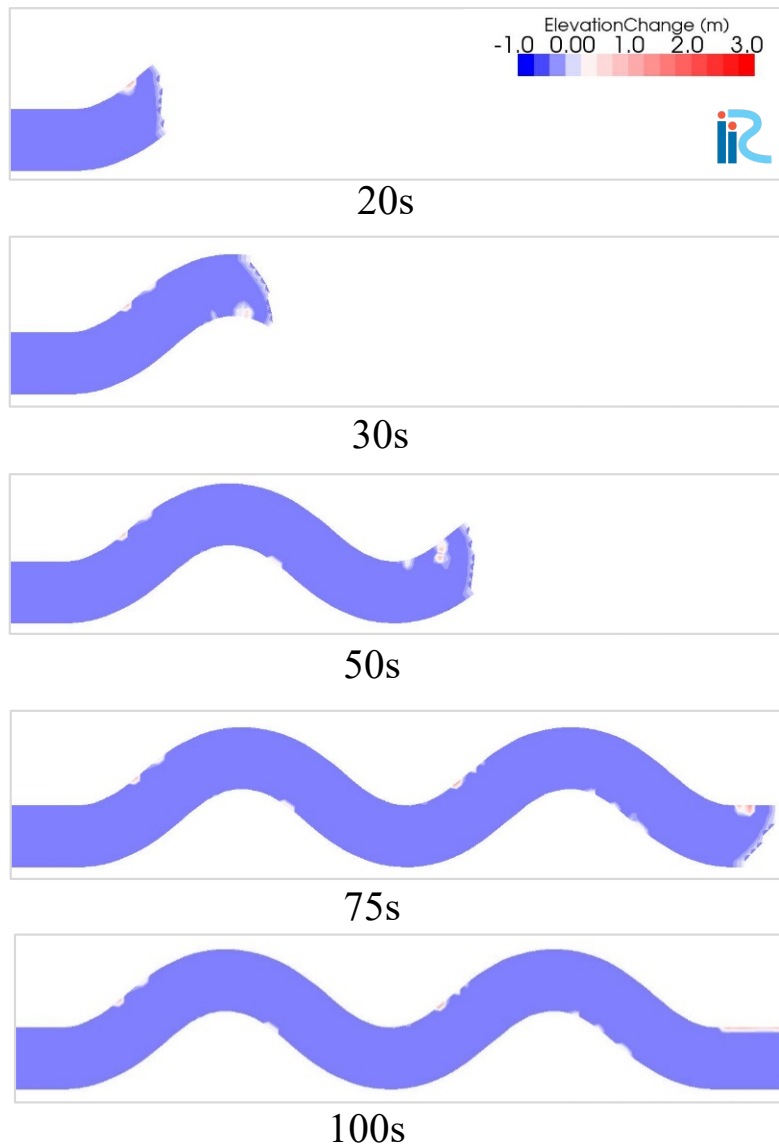


図6 河床変動量の時空間的な変化 (Case1 (非粘着性土砂))

め、下流への伝播速度が遅かったと考えられる。また、浅水域においては、平衡勾配が河床勾配よりも急となり流動が停止したものと考えられる。

図6にCase1 (非粘着性土砂) の河床変動量の時空間的な変化を示す。非粘着性土の場合、一時的に土砂の堆積域が形成される場所もあるが、最終的にはほとんどの場所で浸食が卓越した。

図7にCase2 (粘着性土砂) の河床変動量の時空間的な変化を示す。図に示すように、上流域で土砂が堆積していることがわかる。下流域については、Case1と同様に、浸食が卓越して堆積域は形成されていない。これは、図1で示したように、流動深が浅いと土砂の粘着性の影響によって平衡勾配が急となるため、土砂が堆積するものと考えられる。土石流のフロント部は流動深が深いいため、土砂の粘着性の影響が小さく、下流域まで伝播することが可能であるが、浅水域の土砂は堆積してしまうことが分かる。一方、土石流フロントの伝播によって土石流が発達して流動深が深くなると粘着性の影響が小さくなって平衡勾配が緩やかとなるため、浸食が卓越する。上流の堆積領域の形状に着目すると、直線区間から蛇行区間に入った地点では、堆積は左岸側のみで右岸側は浸食が卓越している。これは、図5と合わせて見ると明らかなように、直線区間から蛇行区間に入った地点では、流動深が深い場所が右岸側に位置しており、粘着性の影響が弱く、浸食が卓越したと判断できる。

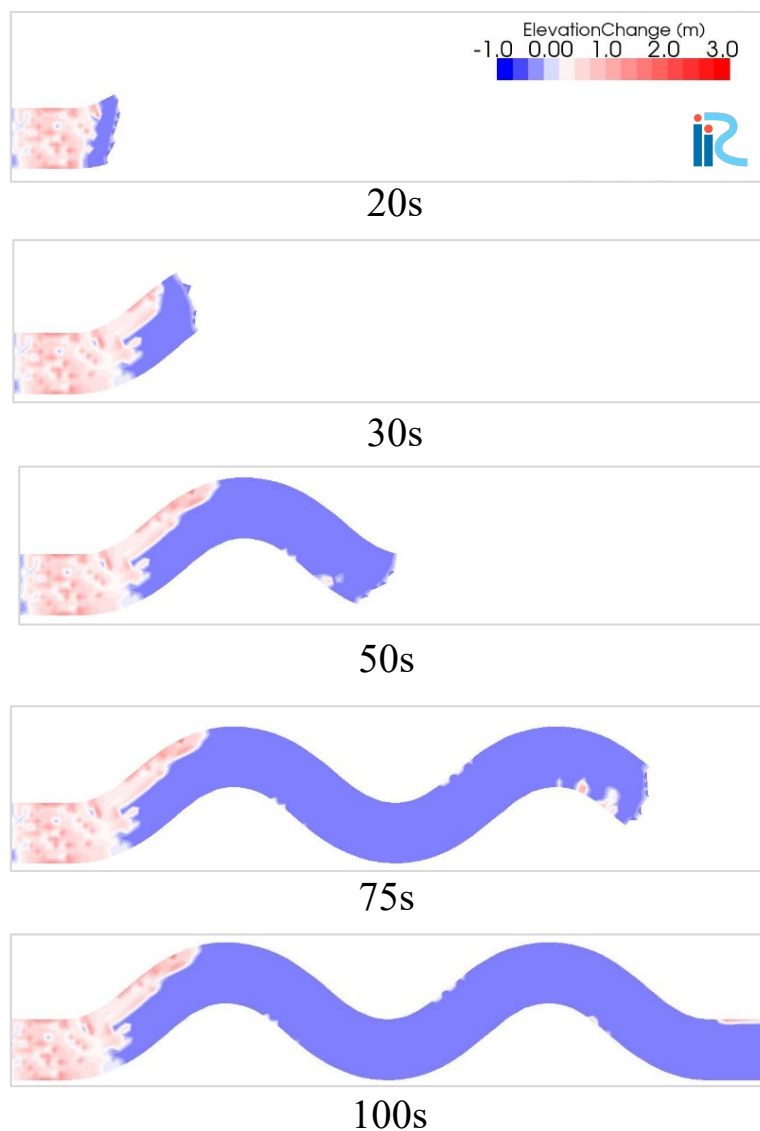


図7 河床変動量の時空間的な変化 (Case2 (粘着性土砂))

## 5. 結論

粘着性を考慮した土石流・泥流の数値シミュレーションモデルを構築し、土石流・泥流中の固体材料の粘着性が土石流・泥流の流動特性に与える影響について検討を行った。得られた成果をまとめると以下のようなものである。

1. 土砂の粘着性が強くなると、平衡勾配は急となる。つまり、土石流・泥流の発達には土砂の粘着性によって抑制され、氾濫範囲も狭くなると考えられる。また、粘着性が強くなるとともに濃度の違いによる平衡勾配の違いは小さくなる。
2. 濃度の増加に伴い、平衡勾配が急となる。これは、地盤内の空隙が水で飽和していない場合などのように、発生した土石流・泥流の濃度は高い場合、粘性が強く作用するため、平衡勾配が急となり、粘着力の増加によって溪床が浸食されにくい。その結果、土石流・泥流はあまり発達せず、非粘着性材料の場合と比較して斜面勾配が急な場所で土石流・泥流が停止する。
3. 流動深が小さい方が粘着力の増加による平衡勾配の増加率が大きい。これは、斜面崩壊が小さく、初期流動深が小さい場合は平衡勾配が大きくなるため、比較的急勾配の場所であっても土石流・泥流が停止することを示している。一方、土石流フロントのように、局所的であっても流動深が

深くなると平衡勾配が河床勾配以上となり、土石流・泥流が発達する。

4. 蛇行溪流における土石流の数値シミュレーションを実施した。粘着性を考慮すると、土石流発生直後は堆積が卓越したが、土石流フロントの流動深が深くなると浸食が卓越し、土石流が発達して下流まで流動した。その結果、粘着性を考慮した土石流の伝播速度は非粘着性の土石流の伝播速度と比べて上流域で著しく遅くなった。

#### 参考文献

- 1) Pierson, T. C., Daag, A. S., Reyers, P. J. D., Regalado, Ma. T. M., Solidum, R. U. and Tubianosa, B. S., 1996, Flow and deposition of post-eruption hot lahars on the east side of Mount Pinatubo, July–October 1991. In Newhall, C. G. and Punongbayan, R. S., eds., Fire and Mud. Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines. Univ. Washington Press, 921-950.
- 2) Kataoka, K. S., Urabe, A., Manville, V. and Kajiyama, A., 2008, Breakout flood from an ignimbrite-dammed valley after the 5 ka Numazawako eruption, northeast Japan. Geol. Soc. Amer. Bull., 120, 1233-1247.
- 3) K.S. Kataoka, T. Matsumoto, T. Saito, K. Kawashima, Y. Nagahashi, T. Iyobe, A. Sasaki, K. Suzuki Lahar characteristics as a function of triggering mechanism at a seasonally snow-clad volcano: Contrasting lahars following the 2014 phreatic eruption of Ontake Volcano, Japan Earth Planets Space., 70 (2018), p. 113
- 4) 竹林洋史, 藤田正治: 2016年4月熊本地震時に発生した山王谷川の土石流の流動特性, 土木学会論文集B1 (水工学), 74 (5), I\_1093-I\_1098, 2018.
- 5) 江頭進治, 伊藤隆郭: 土石流の数値シミュレーション, 日本流体力学会数値流体力学部門Web会誌, Vol. 12, No. 2, pp. 33-43, 2004.