

# 2023年7月豪雨により発生した久留米市田主丸町の流木を伴った土石流の数値シミュレーション

## NUMERICAL SIMULATION OF DEBRIS FLOW WITH LARGE WOOD IN THE CHINOO RIVER, KURUME CITY, JAPAN

福岡 尚樹<sup>1</sup>・橋本 晴行<sup>2</sup>

Naoki FUKUOKA and Haruyuki HASHIMOTO

<sup>1</sup>西日本技術開発(株) 土木本部 水工部 (〒810-0004 福岡市中央区渡辺通1-1-1)

E-mail: n-fukuoka@wjec.co.jp

<sup>2</sup>元九州大学大学院工学研究院教授

E-mail: hashimoto.haruyuki@gmail.com

**Key Words:** debris flow, woody debris, large wood, two-layer flow model, Tanushimaru Town

### 1. はじめに

2023年7月7日から10日にかけて、九州北部の福岡県、大分県、佐賀県の広範囲にわたって記録的な大雨が発生し<sup>1)</sup>、久留米市、日田市、唐津市を中心に洪水氾濫による浸水被害や崩壊・土石流による土砂災害が発生した<sup>2,3)</sup>。特に、筑後川支流巨瀬川流域の久留米市田主丸町では広範囲の浸水とともに、耳納山地に崩壊を起因とした土石流が発生した。その結果、同町竹野地区において流木を伴った土石流が流下し、谷出口付近の住宅街を襲った。住宅の全・半壊10棟、人的被害6名(負傷5人、死亡1人)および多数の家屋の浸水被害が発生した<sup>4,5)</sup>。特に流木が被害を拡大したものと推測され、流木を伴った土石流の流出規模や特性を調べることは重要である。

この竹野地区の土石流については既に調査研究が実施されているが<sup>6,7)</sup>、いずれも現象論的あるいは定性的な調査に終始しており、流出規模、流砂濃度、流木流量などに関する定量的な調査研究はない。

流木を伴った土石流については、数値シミュレーションモデルによる事例研究や流木模型を用いた水路実験などが実施されてきた<sup>8~12)</sup>。流木の発生源は主に崩壊源頭部と侵食された河道側岸部である。著者らはそれらを考慮した土石流の数値シミュレーション

モデルを構築してきており<sup>10~12)</sup>、これまでに2017年福岡県朝倉市や2018年広島県坂町などの土石流災害に適用してきた。本研究は、このモデルを用いて数値シミュレーションを行い、土石流や流木の流出特性について考察したものである。ここに本論文で使用している用語の「土石流」は急勾配河道の種々の土砂移動形態<sup>13)</sup>である土石流、泥流、掃流状集合流動、高濃度浮流砂流を総称したものである。

### 2. 災害の概要

#### (1) 降雨と災害の概要

田主丸町は久留米市東部に位置しており、北に筑後川、中心部を巨瀬川が流れ、南に耳納連山が連なる果樹栽培が盛んな地域である。その竹野地区において土石流が発生した。土石流流下河道の位置を図-1に示す。土石流は崩壊源頭部を耳納山系発心山付近に発し、溪流斜面を北に向かって流下した。

豪雨は、7月7日9時頃から10日15時頃までの長時間に渡って継続した。その雨域は筑後川流域の久留米市、朝倉市、日田市などの広範囲に渡った。中でも、筑後川支流巨瀬川流域の久留米市田主丸町で強い降雨が発生した。崩壊源頭部に最も近い発心北観測所では累加雨量676mm、10日6時から7時ま



図-1 久留米市田主丸町竹野地区周辺の地図<sup>14)</sup>

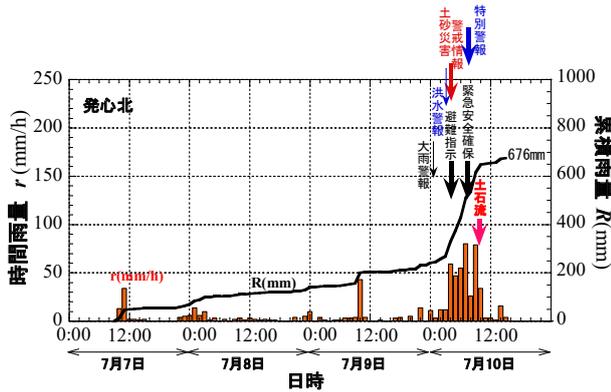


図-2 発心北観測所における降雨状況<sup>15)</sup>

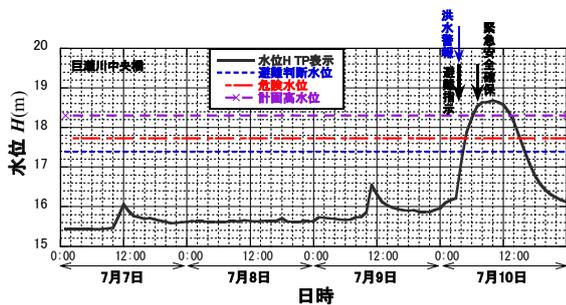


図-3 巨瀬川中央橋における水位Hの時間変化<sup>15)</sup>

での最大時間雨量 80 mm/h を記録した (図-2)。

7日9時から10日未明の3時までには「やや強い雨」が長時間続いたが、その後急激に10日3時から10時までの7時間で380mmもの「非常に激しい雨」となった。その結果、9時過ぎ土石流が竹野地区で発生した。耳納山系に設置された他の雨量観測所においても同様な記録的豪雨となり、耳納山系からは土砂や流木が多く支川に沿って流出した。

このような豪雨に対応して巨瀬川の水位は中央橋観測所で10日4時過ぎに避難判断水位、危険水位を超過するが、さらに急上昇を続けた(図-3)。そのため巨瀬川に沿って広く浸水被害が発生した。久留米市は他の中小河川(高良川、山ノ井川など)に沿って浸水被害が続出した。

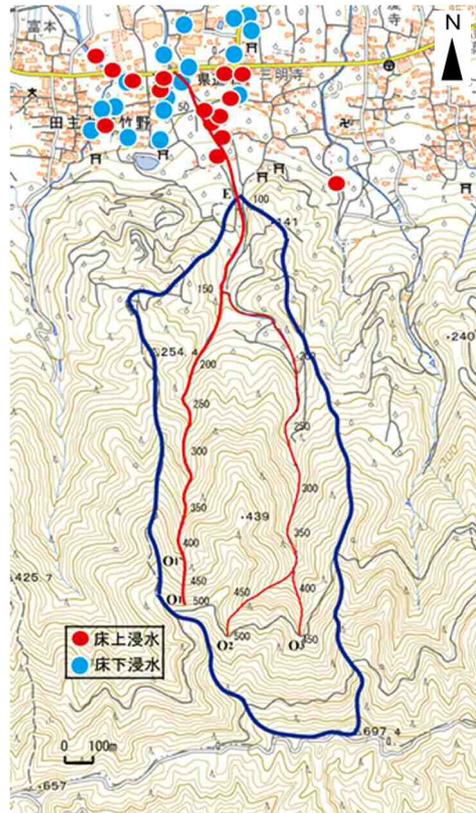


図-4 田主丸町千之尾川流域図<sup>14, 17)</sup>

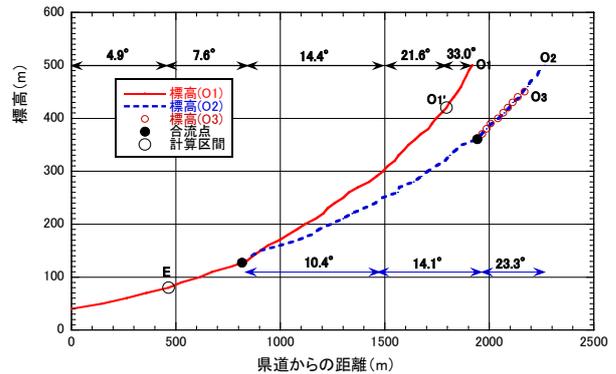


図-5 田主丸町千之尾川の縦断面図<sup>14)</sup>

気象庁は久留米市に対して10日3時42分洪水警報、4時土砂災害警戒情報、7時半特別警報(浸水害)、9時半特別警報(浸水害、土砂災害)を立て続けて発表した<sup>1)</sup>。久留米市は10日3時45分避難指示、7時34分緊急安全確保を発令した<sup>16)</sup>。

## (2) 土石流の流下河道

土石流が流下した千之尾川の流域および縦断面図を図-4、5に示す。土石流は約33°の急勾配の源頭部O<sub>1</sub>から崩壊を引き金にして発生した<sup>6,7)</sup>。勾配22°~14°の河道を流下した土石流は右側からの本川と合流し、8°の河道を経て谷出口Eに達した。谷出口における流域面積はA ≒ 0.88 km<sup>2</sup>であった。

### 3. 流木を伴った土石流の流動シミュレーション

千之尾川流域で発生した土石流は流木を先頭部に伴っていたと言われている<sup>6)</sup>。このような土石流の数値シミュレーションモデルは著者らにより既に提案されている<sup>11,12)</sup>(図-6)。すなわち、土石流段波先端部は流木のみで1層流モデルとし、後続本体部は土砂・水混相流(土石流)の主流層と流木・土砂・水混相流の表層との2層構造モデルとした。

特に、土石流先端部に集積した流木は流下の過程で、橋梁や河道閉塞などを引き起こすと考えられ、その規模を評価することは重要である。本研究では、土石流先端部への流木の集積現象をモデル化し、先端部流木群の代表スケールとしてその高さおよび河道方向長さを評価することができる。

流木を伴った土石流シミュレーションの基礎式を以下に示す。

#### (1) 土石流流動モデル(本体部主流層)の基礎式

流路断面は長方形で近似し、側岸は水平方向に侵食され、即座に流れに取り込まれるものとする<sup>18,19)</sup>。

土石流(主流層)の運動方程式:

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial(vQ)}{\partial x} = -gBh \frac{\partial H}{\partial x} - (B+2h) \frac{v^2}{\phi^2} \quad (1)$$

土石流(主流層)の連続式:

$$\frac{\partial(Bh)}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = \varepsilon_z i_s + Bi_b + q_{in} \quad (2)$$

土砂の連続式:

$$\frac{\partial(CBh)}{\partial t} + \frac{\partial(C_T Q)}{\partial x} = C_* \varepsilon_z i_s + C_* Bi_b + q_{sin} \quad (3)$$

河床の変動式:

$$i_b = -\partial z / \partial t \quad (4a)$$

河床の侵食速度式 ( $C_{T\infty} > C_T$  の場合):

$$i_b = k_b (C_{T\infty} - C_T)^p v \quad (4b)$$

河床の堆積速度式 ( $C_{T\infty} < C_T$  の場合):

$$i_b = -k_b (C_T - C_{T\infty})^p v \quad (4c)$$

側岸の侵食式:

$$i_s = \partial B / \partial t \quad (5a)$$

側岸の侵食速度式:

$$i_s = k_s (v - \kappa_c v_c) \quad (5b)$$

側岸の限界侵食速度:

$$v_c = \phi u_{*c} = \phi \sqrt{sgd\tau_{*c}} \quad (5c)$$

ここに、 $t$ : 時間,  $x$ : 流下方向の距離,  $Q$ : 水と土砂の流量,  $v$ : 断面平均流速,  $h$ : 水深,  $z$ : 河床高,  $H$ : 水位 ( $H = h + z$ ),  $B$ : 流路幅,  $\phi$ : 流速係数 ( $\phi = v/u_*$ ),  $u_*$ : 摩擦速度,  $\varepsilon_z$ : 両岸侵食に伴って崩落する河岸の高さ,  $i_s$ : 両岸の侵食速度,  $i_b$ : 河床の変動速度,  $C$ : 断面平均流砂濃度,  $C_T$ : 流砂の輸送濃度,  $C_*$ : 堆積土砂濃度 ( $C_* = 0.7$ ),  $q_{in}$ : 河道単位長さ当たり

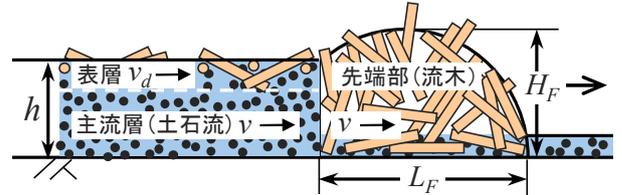


図-6 流木を伴った土石流の先端部と本体部のモデル

の横流入量,  $q_{sin}$ : 河道単位長さ当たりの横流入流砂量,  $C_{T\infty}$ : 平衡流砂濃度,  $v_c$ : 側岸の限界侵食速度,  $k_c$ : 補正係数,  $u_{*c}$ : 限界摩擦速度,  $s = (\sigma - \rho)/\rho$ : 土砂の水中比重,  $d$ : 土砂の粒径,  $\tau_{*c}$ : 無次元限界掃流力である。

流砂の濃度分布は一様と仮定すると  $C_T = C$  となる。係数  $k_b$ ,  $p$ ,  $k_s$  は、水路実験による値  $k_b = 0.01$ ,  $p = 0.7$ ,  $k_s = 0.002$  とした<sup>18)</sup>。また補正係数  $k_c = 3$  とした。

以上の基礎式において未知数は  $Q$ ,  $h$ ,  $z$ ,  $B$  および  $C$  (すなわち  $C_T$ ) の5つである。

平衡流砂濃度を平衡流砂量  $q_{s\infty}$  で表すと

$$C_{T\infty} = Bq_{s\infty} / Q \quad (6)$$

平衡流砂量  $q_{s\infty}$  は、広範な土砂移動現象に適用可能な式<sup>13)</sup>により評価した。

$$\frac{q_{s\infty}}{\sqrt{sgd^3}} = 4.7\tau_*^{3/2} \left(1 - \frac{\tau_{*c}}{\tau_*}\right) \frac{1}{(\alpha - I_f) \cos \theta} G\left(I_f, \frac{h}{d}, \frac{w_0}{u_*}\right) \quad (7a)$$

$$G\left(I_f, \frac{h}{d}, \frac{w_0}{u_*}\right) = 1 + 0.1 \left(\ln\left(\frac{h}{d}\right)\right)^2 (I_f)^{-0.8} \exp\left[-2.5\left(\frac{w_0}{u_*}\right)^{0.5}\right] \quad (7b)$$

ここに、 $\tau_*$ : 無次元掃流力,  $I_f$ : エネルギー勾配,  $\theta$ : 河床傾斜角,  $w_0$ : 土砂粒子沈降速度, 係数  $\alpha = 0.875$  である。

#### (2) 流木流動モデル(本体部表層)の基礎式

後続の流木は本体部主流層の表面に乗って流下するものとして、基礎式は次の連続式となる。

流木相(表層部)の連続式:

$$\frac{\partial V_d}{\partial t} + \frac{\partial Q_d}{\partial x} = n_0 i_s \frac{\pi}{4} d_d^2 l_d \quad (8)$$

$$V_d = Bn_d \frac{\pi}{4} d_d^2 l_d \quad (9)$$

$$Q_d = V_d v_d \quad (10)$$

$$N_d = Bn_d v_d \quad (11)$$

ここに、 $V_d$ : 河道単位長さ当たりの流木の体積,  $Q_d$ : 流木流量,  $n_0$ : 側岸斜面における単位面積当たりの樹木本数,  $d_d$ : 樹木の直径,  $l_d$ : 樹木長さ,  $n_d$ : 河道単位面積当たりの流木本数,  $v_d$ : 流木速度,  $N_d$ : 流木本数フラックス。

流木速度  $v_d$  は土石流(本体部主流層)の平均流速  $v$  に関連付けて

$$v_d = a_s v \quad (12)$$

係数  $a_s$  は、表面流速と平均流速との比を意味しており、流木の流速を主流層の表面流速で近似すると、 $a_s$  は約 1.25 である<sup>13)</sup>。従って、 $a_s = 1.25$  とした。

### (3) 流木流動モデル（先端部）の基礎式

土石流段波先端部の流木相と後続本体部との境界において、本体部主流層の平均速度を  $v$ 、本体部表層の流木速度を  $v_d$  とすると、先端部には後続本体部表層を移動してきた流木が相対速度  $(v_d - v)$  で集積する。従って先端部流木相の連続式は

$$\frac{\partial V_F}{\partial t} = (v_d - v)V_d = \frac{a_s - 1}{a_s} Q_d \quad (13)$$

$$V_F = Bk_F H_F L_F \lambda_d \quad (14)$$

$$L_F = 2H_F, k_F = \pi/4 \quad (15)$$

ここに、 $V_F$ ：先端部流木相全体の体積、 $V_d$ ：河道単位長さ当たり存在する流木の体積、 $H_F$ ：先端部流木相の代表厚さ、 $L_F$ ：先端部流木相の代表長さ、 $k_F$ ：形状係数、 $\lambda_d$ ：流木相の実積率（流木濃度）である。

式(13)右辺の各量は本体部と先端部の境界における値である。また先端部の形状は半円形で近似した。

段波先端部の流木相は後続本体部の先頭に位置し、本体部の計算後に、付随的にその計算が実施される。本体部速度は  $v$ 、流木相先端の速度は  $v + dL_F/dt$  となる。段波は崩壊に起因して発生するので、崩壊がない場合は、段波先端部流木相は存在しないものとして取り扱う。

### (4) 境界条件および初期条件

#### a) 上流端の境界条件

上流端では崩壊発生時とそれ以外の時刻における境界条件を区別した。

崩壊時の境界条件 ( $t_L \leq t \leq t_L + T$ ) :

$$Q = Q_{w0} + Q_0, h = h_\infty, C_T = C_0, Q_d = Q_{d0} \quad (16a)$$

$$Q_0 = \frac{C_s V_s}{TC_0}, Q_{d0} = \frac{n_0 A_s \pi}{T} d_d^2 l_d \quad (16b)$$

崩壊不発生時の境界条件 ( $0 \leq t < t_L, t_L + T < t$ ) :

$$Q = Q_{w0}, h = h_\infty, C_T = C_{T\infty}, Q_d = 0 \quad (17)$$

ここに、 $Q_{w0}$ ：上流端流域からの雨水流量、 $Q_0$ ：土石流の初期流量、 $h_\infty$ ：等流水深、 $C_0$ ：土石流の初期濃度、 $Q_{d0}$ ：流木の初期流量、 $t_L$ ：崩壊開始時刻、 $T$ ：崩壊継続時間である。雨水流量  $Q_{w0}$  は合理式（流出係数 0.9）で評価し、崩壊不発生時の流砂濃度は平衡流砂濃度と仮定した。崩壊条件は表-1 のとおり仮定した。

#### b) 初期条件

初期条件として河床高と流路幅を与えた。初期河床高は等高線データを用いた<sup>14)</sup>。初期流路幅  $B$  は笠井ら<sup>20)</sup>の式  $B = 10.72 A^{0.37}$  を用いて評価し、災害前の状況に合わせた。

#### c) その他の計算条件

対象河道は、土石流が流下した千之尾川支川の崩壊源頭部  $O_1$  から谷出口  $E$  までである。ただし、計算は原点  $O_1'$  から谷出口  $E$  までの区間 1,350m とした。

表-1 崩壊等の条件

崩壊開始時刻	$t_L = 9:00$ (令和 5 年 7 月 10 日)
崩壊継続時間	$T = 30$ sec
崩壊土砂量	$V_s = 5,000$ m <sup>3</sup>
崩壊面積	$A_s = 2,000$ m <sup>2</sup>
土石流の初期濃度	$C_0 = 0.5$
土砂の粒径	$d = 30$ mm
河床侵食可能深さ	$D = 10$ m (岩盤深度)
側岸崩壊深	$\varepsilon = 3$ m

表-2 流木条件

側岸斜面上の樹木数密度	$n_0 = 0.14$ 本/m <sup>2</sup>
胸高直径	$d_d = 0.3$ m
樹高	$l_d = 24$ m
先端部流木群の実積率 <sup>21)</sup>	$\lambda_d = 0.2$

計算対象時間は、7月10日3時00分から10時00分までの7時間とし、時間格子間隔  $\Delta t = 0.05$  sec、空間格子間隔  $\Delta x = 50$  m とした。降雨条件は、発心北観測所における時間雨量とした。流速係数  $\phi$  は 8 とした。流木条件は、流木の主な供給源である側岸斜面上に生ずる立木の数密度、直径、樹高の現地調査結果より設定した。また、流木群の実積率は他事例での調査結果を基に 0.2 とした<sup>21)</sup> (表-2)。

## 4. 計算結果と考察

### (1) 土石流の動態およびハイドログラフ

数値シミュレーションで得られた土石流の動態を整理すると、以下のとおりである。源頭部崩壊により発生した土石流は、溪岸侵食により土砂と流木を流れに取り込みながら平均移動速度 11 m/s で溪流を流下した。土石流が谷出口 ( $x = 1,350$  m) に到達するまでに要した時間は約 120 秒であった。

図-7 に土石流のハイドログラフを示す。源頭部 ( $x = 0$  m) で初期流量 234 m<sup>3</sup>/s、初期濃度 0.5 の土石流は、中腹の溪流区間 ( $x = 550$  m) をピーク流量 200 m<sup>3</sup>/s、流砂濃度 0.3 程度で流下し、谷出口 ( $x = 1,350$  m) ではピーク流量 83 m<sup>3</sup>/s、流砂濃度 0.1 となった。従って、上流では高濃度であった土石流は流下する過程で変化し下流には洪水流に近い土石流となって到達したものと推測される。

谷出口における各ピーク値を表-3 に示す。ピーク値は、流量 83 m<sup>3</sup>/s、流速 7.4 m/s、水深 0.7 m と評価された。崩壊発生時点での谷出口における流量の計算値は 11 m<sup>3</sup>/s だったので、段波の発生により約 7.5 倍まで増加したことになる。また、流砂量のピークは 8.6 m<sup>3</sup>/s と見積もられた。土石流本体部の流木流量は 47 m<sup>3</sup>/s で、単位河道長さ当たり含まれる流木の体積は 5 m<sup>2</sup> と見積もられた。

さらに、土石流先端部に集積した流木群の体積は、515 m<sup>3</sup> (空隙を含む) であり、その形状を半円形に

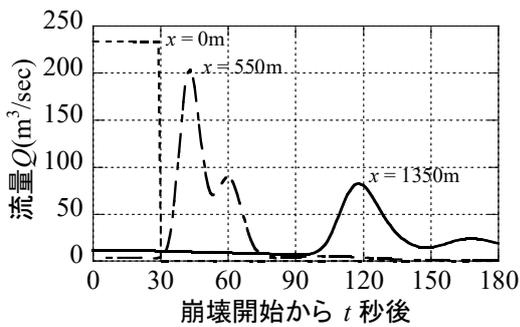


図-7 土石流のハイドログラフ

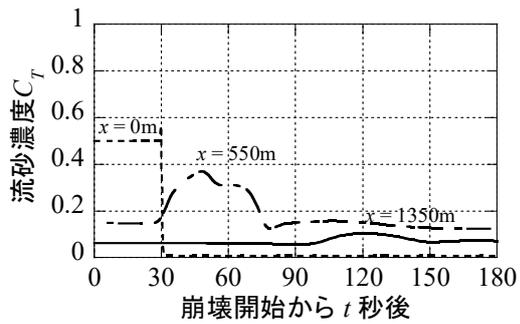


図-8 流砂濃度のハイドログラフ

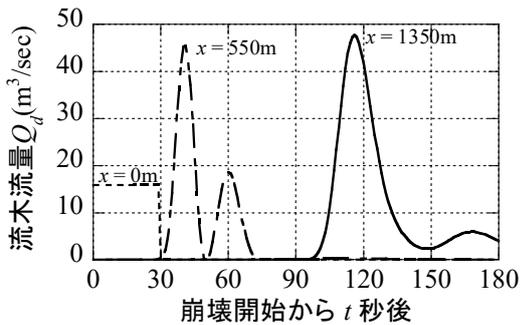


図-9 流木流量のハイドログラフ

表-3 谷出口におけるピーク値

流量	$Q_0$	83	$\text{m}^3/\text{s}$
谷出口到達までに要した時間	$t$	118	sec
水深	$h$	0.7	m
流下幅	$B$	16.1	m
断面平均流速	$v$	7.4	$\text{m/s}$
流砂量	$Q_s$	8.6	$\text{m}^3/\text{s}$
流砂濃度	$C_T$	0.1	
流木流量	$Q_d$	47.3	$\text{m}^3/\text{s}$
先端部流木群の体積(空隙を含む)	$V_F$	515	$\text{m}^3$
先端部流木群の高さ	$H_F$	4.5	m
先端部流木群の河道方向長さ	$L_F$	9	m

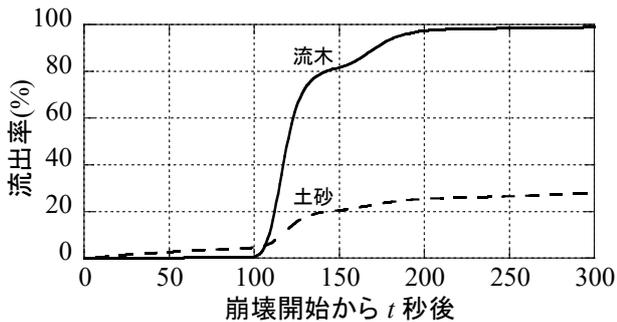


図-10 累加流出流木量および土砂量の時間変化(谷出口)

盛り上がった形と仮定すると、流木群の高さは約 4.5 m、流下方向の長さ約 9 m と見積もられた。土石流先端部の流木群の集積は、「1 回目の土石流では、最初に流木が到達し、その後、土砂が襲ってきた」という住民の証言<sup>6)</sup>と対応するものである。

谷出口での総流出量は、流出土砂量約 12,500  $\text{m}^3$  (空隙を含む体積 18,000  $\text{m}^3$ )、流出流木量約 2,740  $\text{m}^3$  (空隙を含む体積 13,700  $\text{m}^3$ ) と見積もられた。しかし、この流出量には右岸本川からの土砂・流木量が含まれていないので過小評価となっている。

計算結果と現地調査の結果を比較すると、現地の川幅 9.8 m ~ 20 m に対し計算では 6.5 m ~ 16 m (最大侵食幅 7.7 m) が得られた。砂防学会の調査報告によると<sup>7)</sup>、溪流を流下する土石流の断面平均流速は 8 ~ 12  $\text{m/s}$ 、ピーク流量は 250 ~ 600  $\text{m}^3/\text{s}$  程度、航空レーザ測定の差分解析による流出土砂量 36,300  $\text{m}^3$  と推定されている。本シミュレーションでは若干過小評価ではあるが、概ね妥当な計算結果であると判断される。

## (2) 流砂濃度および流木流量のハイドログラフ

図-8 に流砂濃度のハイドログラフを示す。計算の結果、源頭部崩壊により初期濃度 0.5 で発生した土石流のピーク流砂濃度は、中腹の溪流区間 ( $x = 550\text{m}$ ) で 0.37、谷出口 ( $x = 1,350\text{m}$ ) で 0.11 であり、いずれも土石流段波のピーク到達時に発生した。従って、上流では高濃度であった土石流は流下する過程で濃度が低下し、下流では洪水流に近い土石流となって流出したと考えられる。

図-9 に流木流量のハイドログラフを示す。流木流量は源頭部 ( $x = 0\text{m}$ ) で初期流量 16  $\text{m}^3/\text{s}$ 、中腹の溪流区間 ( $x = 550\text{m}$ ) でピーク流量 46  $\text{m}^3/\text{s}$  程度、谷出口 ( $x = 1,350\text{m}$ ) ではピーク流量 47  $\text{m}^3/\text{s}$  と評価された。また、土石流流量と流木流量の総和に占める流木流量の割合を流木濃度として求めると、源頭部 ( $x = 0\text{m}$ ) における初期流木濃度は 0.06、中腹の溪流区間 ( $x = 550\text{m}$ ) では 0.18 程度であったのに対し、下流の谷出口 ( $x = 1,350\text{m}$ ) では最大 0.36 まで増加した。従って、土石流中の流木成分は、源頭部および上流域では比較的低濃度だったが、流下の過程でその量と濃度を増しながら下流域に流出したと推測される。

## (3) 流木の流出特性

図-10 は崩壊発生以降に谷出口を通過した土砂と流木の累加流出率である。流出率は土砂と流木の各累加流出量をそれぞれの総流出量で除して求めた。

流木の流出率は、崩壊開始から約 100 秒後に急増しており、150 秒後までの間に約 80%の流木が流出し、200 秒後にはほぼ全ての流木が流出している。従って、谷出口に到達した流木のほとんどは、約 100 秒というごく短時間のうちに流出した。

一方、土砂の流出率も崩壊開始から 100 秒後に増加しているが、流木に比べて比較的緩やかに増加しており、崩壊開始から 300 秒後の時点で約 30%となっている。これは、土石流の通過後も土砂が継続的に流出し続けていたためであると考えられる。

## 5. おわりに

以上、2023 年 7 月に発生した田主丸町千之尾川流域における流木を伴った土石流について、土石流の 1 次元流動シミュレーションを実施し、土砂と流木の流動・流出特性を考察した。

崩壊源頭部で初期流量 234 m<sup>3</sup>/s、初期濃度 0.5 の土石流は、中腹の溪流をピーク流量 200 m<sup>3</sup>/s、流砂濃度 0.3 で流下し、谷出口ではピーク流量 83 m<sup>3</sup>/s、流砂濃度 0.1 となった。上流で高濃度の土石流は流下する過程で変質し、下流には洪水流に近い土石流となって到達した。

流木は河岸侵食と源頭部斜面崩壊に伴って発生したと考えられ、その流出ピークは源頭部崩壊時に発生した。崩壊により発生した土石流段波の先端部には流木が集積し、その流木相高は谷出口で  $H_F = 4.5$  m、後続本体部水深は  $h = 0.7$  m と評価された。

谷出口における土砂、流木の総流出量は、それぞれ約 12,500 m<sup>3</sup> (空隙を含む体積 18,000 m<sup>3</sup>)、約 2,740 m<sup>3</sup> (空隙を含む体積 13,700 m<sup>3</sup>) と見積もられた。

本論文では、計算の安定性の観点から空間格子間隔を比較的大きな値 ( $\Delta x = 50$  m) に設定した。また、土石流における土砂の粒径を単一粒径 ( $d = 30$  mm) で代表した。これらについては、今後の課題である。

## 参考文献

- 1) 福岡管区気象台：災害時気象資料-令和 5 年 7 月 7 日から 10 日にかけての山口県・福岡県・大分県・佐賀県の大雨について-, pp. 1-62, 2023.
- 2) 国土交通省九州地方整備局：令和 5 年 7 月 9 日から 7 月 10 日の梅雨前線に伴う出水概要 (速報版)(第 1 報), 2023.
- 3) 国土交通省砂防部：令和 5 年の土砂災害, 2024.
- 4) 久留米市役所：特集 令和 5 年 7 月大雨災害, 広報久留米 8 月号, pp. 4-9, 2023.
- 5) 久留米市役所：『令和 5 年 7 月 7 日から 10 日にかけての大雨』による被害状況, pp. 1-23, 2023.

- 6) (公益社団法人)地盤工学会：令和 5 年 7 月九州北部豪雨による地盤災害報告会, 2023.
- 7) 清水収, 地頭園隆, 執印康裕, 水野秀明, 秋田寛己, 天野祐一朗, 植弘隆, 大石博之 他 25 名：2023 年 7 月の大雨により福岡県久留米市と佐賀県唐津市で発生した土砂災害, 砂防学会誌, Vol. 76, No. 4, pp. 33-43, 2023.
- 8) Nagano, H., Hashimoto, H. and Miyoshi, T.: One-dimensional model of landslide-induced debris flow with woody debris, Proc. of the 35th IAHR World Congress, CD-ROM, 2013.
- 9) 福岡尚樹, 山本泰己, 永野博之, 池松伸也, 橋本晴行：流木を伴った土石流の先端部の抵抗則に関する実験的研究, 第 66 回 H29 砂防学会研究発表会概要集, pp. 94-95, 2017.
- 10) 永野博之, 福岡尚樹, 橋本晴行：2017 年九州北部豪雨により発生した朝倉市白木谷川流域の流木・土砂・水混相流の流出規模に関する研究, 河川技術論文集, 24 巻, pp. 487-492, 2018.
- 11) 福岡尚樹, 橋本晴行：2018 年 7 月広島県坂町総頭川で発生した流木を伴った土石流の特性, 河川技術論文集, 25 巻, pp. 681-686, 2019.
- 12) 福岡尚樹, 永野博之, 橋本晴行：流木を伴った土石流の流動シミュレーション - 2018 年広島県坂町総頭川を事例として -, 第 10 回土砂災害に関するシンポジウム論文集, pp. 237-242, 2020.
- 13) 橋本晴行：土砂の移動現象とそのメカニズム, ながれ 29, pp.193-202, 2010.
- 14) 国土地理院：地理院地図 (電子国土 Web), 2024.
- 15) 国土交通省：川の防災情報, 2023.
- 16) 久留米市役所：令和 5 年 7 月 大雨被害と対応, 2023.
- 17) アジア航測株式会社：九州での記録的大雨被害状況 (2023 年 7 月), 2023.
- 18) 高岡広樹：高濃度流れによる河道侵食と土砂流出に関する研究, 九州大学博士論文, 2006.
- 19) Takaoka, H., Hashimoto, H. and Hikida, M. : Simulation of landslide-induced debris flow-The Atsumari debris flow disaster in Minamata City, Japan, Proceedings of 4th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction, and Assessment, pp. 353-363, 2007.
- 20) 橋本晴行, 渡辺勝利, 全柄徳, 上野賢仁, 山中稔, 笠井美青, 野上昭治, 緒方勤：リモートセンシングを用いた嘉瀬川ダム流域の被覆状況調査と流出土砂量の推定, 水工学論文集, 第 45 巻, pp.805-810, 2001.
- 21) 楠窪正和, 赤野久志, ムハマド イスラミ ルシダ, 池松伸也, 永野博之, 橋本晴行：2013 年 7 月島根県津和野名賀川流域で発生した流木氾濫に関する調査, 第 7 回土砂災害に関するシンポジウム論文集, pp. 103-108, 2014. (2024. 5. 31 受付)