

小溪流(松山市)で発生した土石流と下流部での土砂流の特性

Study on Debris Flow in a Small Mountain Torrent
and Sediment Flow in the Downstream Reach

鈴木幸一*・渡辺政広**・栗原 崇***・瀬川利明****

By Koichi SUZUKI, Masahiro WATANABE, Takashi KURIHARA and Toshiaki SEGAWA

Based on the field investigation of a debris flow which occurred in a small mountain torrent (Hase River) in Matsuyama on 5th, July 1991, it is proved that the debris flow was caused by a sudden flush of water from a small pond and settled at the river section where the bed slope changes from 12° to 5.5° , which caused sediment flow in the downstream reach. Large rocks and some raw trees were deposited at the middle reach and large amount of trees and finer sand eroded there were transported to the downstream reach. The flood discharge is simulated by the numerical method in the kinematic assumption and the amount of sediment deposited at the downstream reach is well estimated with the above calculated flow discharge.

Keywords : debris flow, sediment flow, flood flow, field research

1. はじめに

松山市郊外山間部にある流域面積が約 0.15km^2 の小溪流(長谷川)で、1991年7月5日午後3時30分頃発生した土石流は、下流部で土砂流を引き起こし3名の命を奪い数個の家屋を全半壊させた。この土石流は大量の流木と細砂を下流域に堆積させたが、上流からの急な河床勾配がやや緩やかに変化する中流域には流木とともに石礫を堆積させていた。これは、上流域での石礫を主体とする土石流が中流部で停止し、中下流部で細砂を主体とする掃流状集合流動(土砂流)¹⁾があったことを示している。

本報告は、災害発生直後に現地調査を行い今回の土石流がどのような原因で発生し、土石の流動がどのようなであったかを推定したものであって、土石流の実態に関する一事例を示したものである。

2. 地形特性と土石流発生時の降雨状況

長谷川の流域は図-1に示すように、幅が80m~200m程度で長さ約1kmの細長い羽状をしており、長谷川自体は幅数メートルの小溪流である。上流端A地点付近は畑地として人工的にやや緩傾斜地となっており、その約200m下流のB地点には貯水容量 1000m^3 程度の池(長谷池)があった。この池から約160m下流のC地点まで

* 正会員 工博 愛媛大学教授 土木海洋工学科

(〒790 松山市文京町3)

** 正会員 工博 愛媛大学助教授 土木海洋工学科(同上)

*** 正会員 工修 愛媛大学助手 土木海洋工学科(同上)

**** 学生会員 愛媛大学大学院 工学研究科(同上)

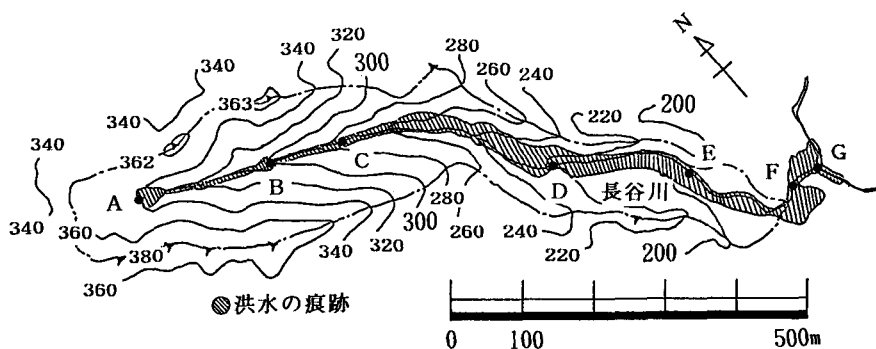


図-1 長谷川流域と洪水痕跡

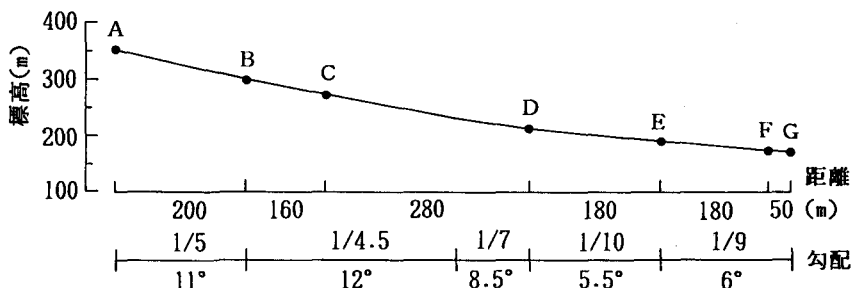


図-2 河床縦断形状と河床勾配

はV字谷となっており、B地点付近の兩岸の急傾斜地には流木となった直径20～50cmの杉が植えられていた。C地点から下流D地点までの約280m区間は、右岸側の地形は依然として急峻なもの、左岸側は河床より約2m高いところは台地となっている。D地点からE地点までの約180m区間は逆に左岸側の傾斜がきつく、右岸側は緩やかで畑地として利用されている。E地点からF地点までの区間の中央部約1/3は狭窄部で河道は岩あるいはコンクリートで固定されており、それより下流は小さな扇状地となっている。図-2は長谷川の河床縦断形状の概略を示したものであるが、上流のA地点からC地点までの河床勾配は1/4.5～1/5であるが下流のD地点からF地点までは1/9～1/10程度と上流部の約1/2の河床勾配となっている。中流部のC地点からD地点までの区間で河床勾配が大きく変化していることが認められる。

隣接する流域にある果樹試験場での時間雨量データによると前日の7月4日には71mmとかなりの降雨があったが、図-3にみられるように7月5日の土石流発生の約3時間前には雨は完全にやんでいた。図-4にみられるように5日間の先行総降雨量は198mmで、最大日雨量は76.5mmであり、松山気象台開設以来の大雨といわれる1979年6月の5日間の総雨量407mm、最大日雨量169mmと比較すると5日間の総雨量・日雨量ともその約半分であった。今回は6月20日から断続的に比較的強い雨が長期間あったところに特徴がある。

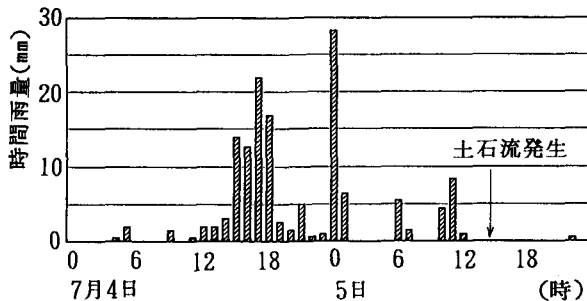


図-3 土石流発生直前の時間雨量

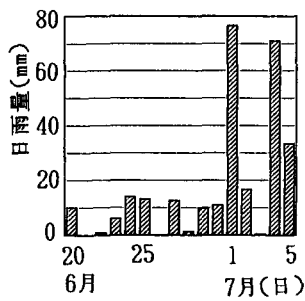


図-4 2週間の先行日雨量

3. 洪水・土砂移動の痕跡と挙動

前出図-1の斜線部分は災害発生直後の現地調査および目撃した住民より提供された資料による洪水の痕跡および土砂・流木の堆積場所を示している。図中A地点で斜面が崩壊し、一部土砂が流動化してB地点の長谷池までの兩岸の崩落とそれに伴う杉木の流出を誘発したが流動土砂は長谷池までの河道に堆積し、その先端は長谷池を埋め尽くした。長谷池周辺の痕跡からは池を越えての土砂の流出した痕跡は認められなかったが池の堤頂部およびその直下流での洪水痕跡は堤頂部での越流水深が2~3mに及んだことを示していた(写真-1)。このことから、長谷池では上流からの土砂の流入で一時に池の貯水が越流したか、流木等で水が一時的に堰止められその水が流木とともに一時に流れ出したかのどちらかと推定された。この洪水流のため、ダム直下流部の両河岸部の大量の杉木が流失した。長谷池(B地点)からC地点までのV字谷では河床のほとんどに岩が露出しており河床堆積物は流送されていたが、兩岸の侵食は顕著ではなかった(写真-2)。C地点付近では、河床から5m以上のところに流木が残っており洪水位は高かったが、岸の表層の一部が侵食されていたものの、この辺りで大量の土砂が流された形跡はなかった。D地点の下流部の河床幅は1~2m程度であるが、ここに多くの石礫が堆積していた。この堆積による堰上げによって右岸の台地に洪水が流れ畑地の土砂を流出させるとともに、流木の一部を堆積させた(写真-3)。狭窄部となっているE地点からF地点においては土砂の流下した痕跡が認められたが、土砂の堆積や侵食はほとんど見られなかった。F地点より下流の扇状地に大量の細砂・流木の堆積があり、家屋の欠壊を招いた(写真-4)。



写真-1 下流側から見た長谷川堰堤

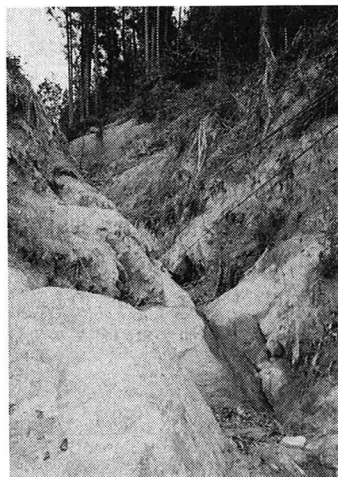


写真-2 V字谷(B~C区間)



写真-3 堆積した流木と石礫(D地点の下流)

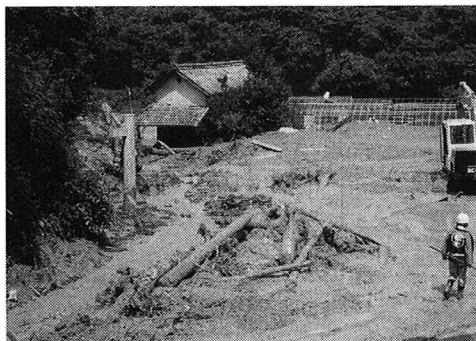


写真-4 流木と土砂の堆積(F地点)

以上、洪水・土砂の挙動をまとめると表-1 になる。高橋²⁾の土砂移動形態の発生領域区分図によると土石流は河床勾配が約14°以上のところで発生するが、B～C 区間は勾配が12°、C～D 区間は8.5°であるので石礫は集合流動よりは掃流に近い形で流送されたとも考えられる。いずれにしても河床勾配が5.5°のD地点の下流部に石礫を含む土砂を堆積させ、そこから細砂の侵食と畑地の侵食により下流部の土砂流が発生した。

表-1 各河道区間での土砂・流木の流送状態

区間	流 況	土砂の流動形態
A～B	崩壊土砂の移動・堆積	土石流 (あるいは 石礫の掃流)
B～C	洪水、流水の通過、	
C～D	河床堆積物(石礫)の侵食	
D～E	河道での石礫の堆積、細砂の流送、 台地での流木の堆積と土・細砂の侵食	
E～F	洪水・流木・土砂の通過	土砂流
F～G	流木・土砂の堆積	

4. 洪水流量と掃流力の推定

土石流・土砂流においてその解析対象となるのは水と一体となった土砂の集合流動であるが、痕跡調査の結果から、今回の災害では上流の長谷池の水が一時に越流しD地点より上流部での流砂は石や礫を主体としてはいるがその量は少ないので、水のみの流れとして洪水流解析を行う。解析は水の流れをkinematic waveとみなし、B地点からF地点までの800m区間を20m間隔40区間にブロック分割して行った。すなわち、運動方程式および連続式はそれぞれ、 $A = kQ^p$ (1), $\partial A / \partial t + \partial Q / \partial x = \bar{q}$ (2) で表され、径深Rは流水断面積Aの関数として表し、 $AR^{2/3} = \alpha A^\beta$ (3) の形を仮定する。ここに、Qは流量、tは時間、xは流下距離、 $\bar{q}$ は単位長さ当たりの流入量、k、p、 α および β は流路定数である。式(1)、(2)を特性曲線法を用いて解き、差分法によって流量Qの時間的・場所的变化を求める。また、現地調査により決定した α 、 β の値とマンニングの粗度係数nおよび1/2500地形図より読み取った河床勾配Iを使い流路定数kおよびpを求めた。上流境界(x=0、長谷池)からの流出は奥行きL=20m、幅B=20m、高さH=3mの水が堤防をこえて一時に流出したと想定して全幅堰の流量公式を用いて与えた。河道各断面流量の計算は、災害発生直前に降雨がなかったことや河道が短いことから初期流量は0とし、 $\Delta t = 1$ 秒、 $\Delta x = 20$ mで300秒後まで40断面について行った。この追跡計算の結果得られた代表断面における流量ハイドログラフを図-5に示しているが、長谷池からのピーク流量145m³/sが中流部のD地点(x=440m)では30m³/s、最下流端のF地

表-2 推定最大水深・流速・移動砂粒径

x (m)	h (m)	v (m/s)	d (m)
20	2.70	10.59	0.62
160	1.87	8.98	0.44
440	1.31	7.08	0.28
620	2.01	6.03	0.20
800	1.33	4.18	0.10

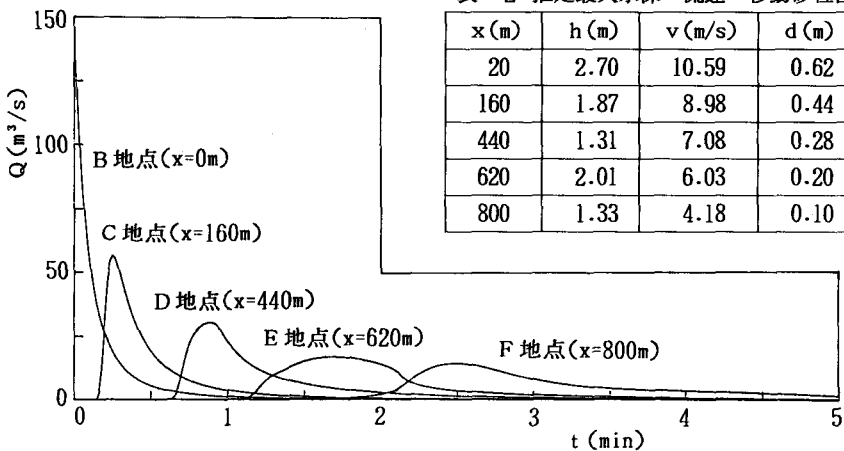


図-5 洪水流量ハイドログラフ(計算による推定値)

点($x=800\text{m}$)では $14\text{m}^3/\text{s}$ に減衰している。仮りに最大流量 Q_m が定常的に流れたらどの程度の粒径の石礫が動くかをみるが、河道断面が複雑であり厳密に流量と掃流力の関係を論じるのは難しいので断面平均流速 v と摩擦速度 u_* の比で示す流速係数 $\phi(=v/u_*)$ を一定(≈ 15)と仮定する。 A_m を最大流量時の通水断面積とすると $u_*=v/\phi=Q_m/(A_m\phi)$ であり、この u_* を限界摩擦速度 u_{*c} に関するShieldsの関係に代入して、流量 Q_m に対する移動可能な最大砂粒径 d を $d=u_{*c}^2/(0.05\text{sg})=Q_m^2/(0.05\text{sg}A_m^2\phi^2)$ とし、各代表断面で求めれば表-2ようになる。なお、 s は土砂の水中比重、 g は重力加速度、表中の h は水深である。D地点では直径 28cm までの石が流送されることがわかる。ただし、本解析では土砂の堆積による河道断面の変化は全く考えていないので石礫が堆積したD地点より下流部の土砂流部での推定流量は実際現象とはかけ離れているであろう。

5. 流送土砂の特性と流砂量の推定

流送土砂は洪水後の堆積状況より推定せざるを得ないが、中流部D地点の下流部での河道堆積物は主として石礫であり、最大粒径が 1m 程度のものもあったが、直径が $20\sim 50\text{cm}$ 程度の石が主で総量は 5m^3 程度であった。これらはその地点より上流の河床に堆積していたものが掃流あるいは土石流に近い形で一時に流送されたものである。この中流部右岸側の畑地には流木の一部も堆積したが、幹の直径が 50cm 程度のももあり、表皮はほとんどはがれたい幹も折損していた。土石流は土砂の集合流動であり一度発生すると砂礫の掃流での移動とは全く異なり、より大きな砂礫の移動も可能となるが、掃流形式での移動を考えた場合、前節表-2の結果からD地点付近ではその上流では移動できた直径 30cm 程度以上の石礫は移動しなくなり堆積することになる。このことは実測による土石流が停止した結果と考えられるこの地点での石礫の堆積を裏付けているものと考えられる。

一方、下流域F地点からG地点での堆積物は空隙を含めた総体積は約 3000m^3 で流木と細かい土砂が主体であった。堆積した土砂の表層を採取しふるい分けして求めた土砂の粒径は $0.03\sim 2\text{cm}$ までの広範囲な粒径分布をもつもので、平均粒径が約 1.2mm 、標準偏差($=\sqrt{d_{84}/d_{16}}$)が 3.3 であった。下流域での流砂の移動が掃流状集合流動であるとして、各断面での土砂流の流送可能流砂量 q_s の推定に高橋の式¹⁾

$$q_s/u_*d = (2/3)[(4.2-0.75C_{dc})/\{\cos^2\theta(\tan\phi-\tan\theta)^2\}]\tau_*^2(1-\tau_{*c}/\tau_*)^2 \quad (4)$$

を用いて計算してみる。ここに、 $C_{dc}=0.271$ 、 $\tan\phi=0.8$ 、 $\tau_{*c}=0.05$ とし、河床勾配 θ は各断面で実測値を与え、代表砂粒径は $d=1\text{mm}$ とする。ただ、ここでの流れは非定常であるので式(4)の適用は便宜的である。摩擦速度 u_* は土砂の流動層厚も考慮して評価しなければならないが不明である。ここでは、 u_* は便宜の上で求めた洪水流量の場所的・時間的変化を用いて $u_*(t,x)=Q/(A\phi)$ (5) で与え、時間間隔

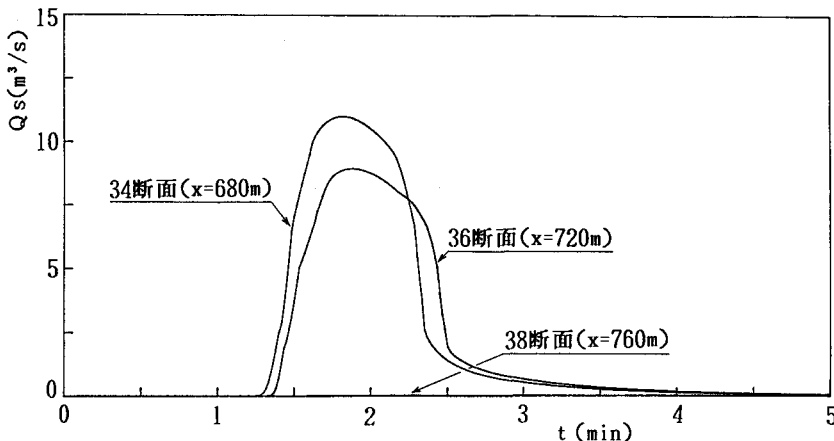


図-6 推定流砂量の場所的・時間的変化

$\Delta t = 1$ 秒の間は定常であるとして計算する。E地点の下流34断面($x = 680\text{m}$)、狭窄部36断面($x = 720\text{m}$)および下流堆積部38断面($x = 760\text{m}$)での計算結果を図-6に示している。仮りに34断面より上流から十分な流砂の供給があったら(今回は畑地から十分補給された)36断面での最大流砂量は約 $8\text{m}^3/\text{s}$ であることがわかる。また、各河道断面を流し得る全流砂量は図-6を積分して得られ図-7のようになる。すなわち、土砂流となったと考えられる34断面では全流砂量は 600m^3 程度となり、堆積部下流端の40断面の全流砂量はほとんど 0 であるからその差約 600m^3 が堆積域に堆積したことになる。

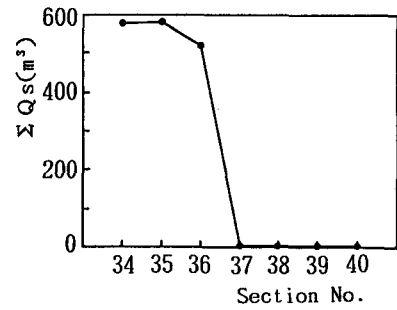


図-7 各断面の全流砂量

現場の概測によると、砂の空隙および砂と同程度の量の流木を含めた総堆積量が 3000m^3 程度だとすると堆積砂の実質量は 1000m^3 程度である。計算の 600m^3 はかなり過小であるが種々の仮定を考えると上記のような手法で流砂量の見当はつけられるものとする。なお、砂の移動が掃流形式であり Meyer-Peter & Müller の流砂量式を用いた場合は堆積量は約 20m^3 と少なかった。

6. おわりに

土石流の発生現場の調査を行い、今回の土石流の発生原因を明らかにするとともに、河床勾配や河道の地形特性によっては土石流が河道の途中で停止し、下流側に土砂流を発生する現象を明らかにした。すなわち、

- 1) 大量の池の水が瞬時に溢水したことが土石流の原因であった。このことは自然ダム等の崩壊が土石流の原因であることを裏付けるものである。
- 2) 土石流は河床勾配が中流部での $12 \sim 8.5^\circ$ から 5.5° に変化するところで停止し、石礫を堆積し、その下流部の勾配が $5 \sim 6^\circ$ の河道で土砂流が発生して河道拡幅部に大量の土砂と流木を堆積させた。
- 3) 種々の仮定に基づいて洪水流量と流砂量の推定を試み、実測結果の一部を説明し得た。

なお、下流堆積域で観察していた人は土砂流は数波にわたって押し寄せてきたと証言している。このような現象は上流側での土石の堆積による小規模な自然ダムの形成と破壊の繰り返しによるものとも考えられ今後検討すべき課題である。

謝辞 今回の調査に同行し、貴重な証言や資料を提供して下さいました松山市の白石郁朗氏に謝意を表す。

参考文献

- 1) 高橋 保：土石流の停止・堆積機構に関する研究(3)，京大防災研年報，第25号B-2，pp.327-348，1982。
- 2) 高橋 保：土石流の力学的機構，1980年度水工学に関する夏期研修会講義集Aコース，土木学会水理委員会，pp.1-17，1980。