

PI-19 山岳溪流の源頭部で発生する土石流の観測

静岡大学大学院農学研究科 ○今泉文寿
静岡大学農学部 土屋 智・逢坂興宏

1. はじめに

山岳域は、その地形的な素因に加え降水量が多いため、土石流が発生しやすい地域といえる。土石流の観測はアプローチが良いことから流送域が中心となっており、発生域ではほとんど行われていない。しかしながら、土石流の発生・発達過程を解明するためには発生域におけるその実態の把握が必要である。そこで本研究は、発生域における土石流の流動実態を把握するため、山岳溪流の源頭部において土石流の観測を行った。

2. 調査地概要

安倍川最上流域に位置する大谷崩は、日本三大崩れのひとつに数えられる大規模崩壊地である。本研究は大谷崩の中でも砂礫生産が最も活発な「一の沢」上流域を対象として観測を行った(図-1)。流域内は構造運動による断層・褶曲によって破碎が進んでおり、複雑に入り組んだ砂岩・頁岩が露出していて樹木はほとんど存在しない。

3. 観測方法

調査地の溪床の様子はビデオカメラによって5分間隔で撮影される。これにより土石流の発生・流下と砂礫の流下状況も同様に撮影される。また、土石流流下時の水位を超音波センサーにより、溪床面の水圧を水圧センサーにより計測し(図-2)、土石流中の泥水密度の推定に用いた。さらに土石流の誘因と考えられる雨量は転倒桁型雨量計によって計測した。これら水位、水圧、雨量の観測は1分間隔で行った。

4. 結果および考察

4.1 土石流の流下状況

土石流流下時のハイエト・ハイドログラフの代表例を図-3に示す。「一の沢」で観測される土石流は、濁りがみられてから流量が不連続に上昇するまでの先行流部、複数の段波から構成され砂礫流出の中心となる本体部、流量の緩やかな現象とともに濁りの消える後続流部の3つの部分に分けることができる。また、ビデオカメラによる撮影の結果、本体部のフロントに大径礫が多く含まれることが確認された。これらの特徴は他溪流での流送域における石礫型土石流の観測でも報告されており、類似性が認められた。

表-1に先行流部および本体部が到達する直前の流量を示す。先行流部が流量 $0.20\text{m}^3/\text{s}$ を超えると到達する傾

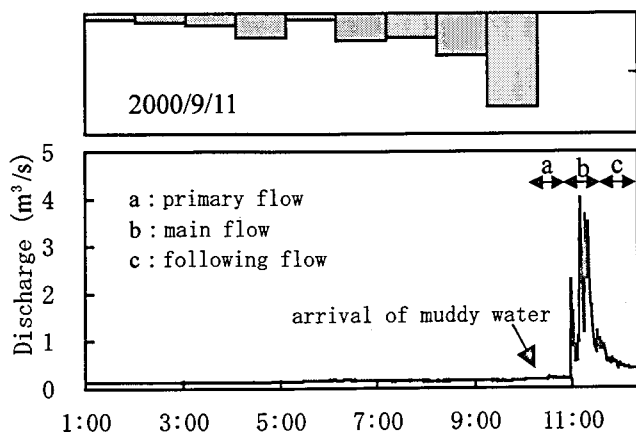


図-3 ハイエト・ハイドログラフの代表例

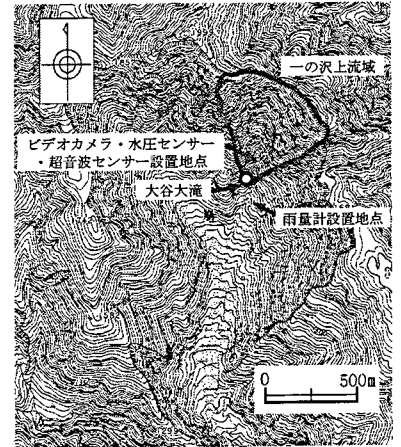


図-1 調査対象地位置図

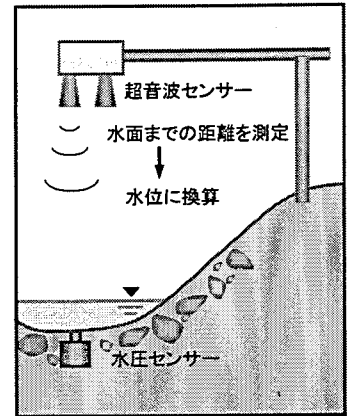


図-2 超音波センサー・水圧センサー設置模式図

表-1 先行流部および本体部が到達する直前の流量

| 観測日 | 先行流部 | | | 本体部 | |
|-----------|-------|-----------------------------|------|-------|---------------------------------|
| | 確認時刻 | 流量(m^3/s) | | 確認時刻 | 到達直前流量(m^3/s) |
| | | 10分前 | 到達直後 | | |
| 1998/7/28 | - | - | - | 0:06 | 1.81 |
| 1998/8/27 | - | - | - | 23:43 | 1.36 |
| 1998/9/16 | - | - | - | 6:18 | 0.72 |
| 1998/9/21 | 12:30 | 0.20 | 0.24 | 12:45 | 0.53 |
| | - | - | - | 15:24 | 0.53 |
| | - | - | - | 17:43 | 0.89 |
| 1998/9/22 | - | - | - | 21:47 | 0.77 |
| | - | - | - | 10:27 | 0.46 |
| | - | - | - | 11:16 | 0.94 |
| 2000/6/9 | - | - | - | 14:25 | 0.46 |
| | 6:29 | 0.11 | 0.18 | 16:23 | 1.31 |
| | 7:29 | - | - | - | 0.69 |
| 2000/8/7 | 15:00 | 0.02 | 4.27 | 15:00 | 0.02 |
| 2000/9/11 | 10:36 | 0.18 | 0.21 | 11:00 | 0.20 |
| | - | - | - | 20:46 | 0.41 |
| 2000/9/12 | - | - | - | 1:06 | 0.31 |
| | - | - | - | 2:49 | 0.39 |
| | - | - | - | 3:36 | 0.63 |
| - | - | - | 5:27 | 0.23 | |

向がみられるのに対し、本体部は流量の多寡に支配されていないことがわかる。図-4に最大10分間雨量と累加雨量を対比させる。図-4によると最大10分間雨量5mm以上、累加雨量50mm以上によって土石流の発生と非発生を区別できる。このように本体部の到達は降雨因子との関わりがみられた。

4. 2 土石流の材料

ビデオカメラによる撮影および現地踏査の結果、「一の沢」では土石流発生時に溪床や崖錐に存在する堆積物の大規模な流失が確認された。それに対し山腹は40°を超える急斜面であり、破碎によって形成された砂礫は蓄積されずに谷底へ転落するため、土石流の材料となりえる砂礫がほとんどみられない。これらのことから「一の沢」では溪床や崖錐に存在する堆積物が主な材料であると考えられる。そこで、「一の沢」における堆積物の粒度分布を調べた。その結果を図-5に示す。「一の沢」は泥流型土石流の発生溪流である桜島や姫川よりも粒径が大きく、焼岳や滑川などの石礫型土石流の発生溪流と類似した分布を示している。また粒径10mm以下の細粒分に注目すると、どの溪流よりもその割合が少ないことがわかる。

4. 3 土石流中の泥水密度の推定

石礫型土石流に含まれる砂礫粒子は、互いの衝突による分散力でその重量を支えている粗粒子と、水の流れの乱れによる拡散作用によって水中に保持されている細粒子に分けることができる¹⁾。粗粒子の水中重量は下方の粒子に伝達され最終的には溪床によって支持されるため、溪床にかかる水圧は泥水密度（細粒子と水を合わせた密度）のみによって決定される。そこで、以下の式を用いて泥水密度を推定することができる。

$$\rho = p / (h \cdot g) \quad (1)$$

ここで ρ :土石流中の泥水密度 (t/m^3)、 p :溪床にかかる水圧 (tf/m^2)、 h :水位 (m)、 g :重力加速度 ($=9.8m/s^2$)である。土石流流下時には、流れの乱れにともなう過剰な間隙水圧が溪床にかかるという報告があるが²⁾、本研究では水圧センサー上方に堆積層が存在するため、水圧センサーによる水圧の計測値が静水圧と等しいとした。図-5のaの区間において(1)を用いて泥水密度を推定した結果、 $1.4 t/m^3$ という値が得られた。他溪流において直接泥水を採取して得られた密度が $1.5 \sim 2.0 t/m^3$ と報告されており³⁾、堆積層中の細粒子が少ないことを考慮するとこの推定法は妥当であると考えられる。現在のところはデータが乏しいため、わずかな時間の密度しか把握していないが、今後は観測によるデータの蓄積により、より詳細な密度の把握を行いたい。

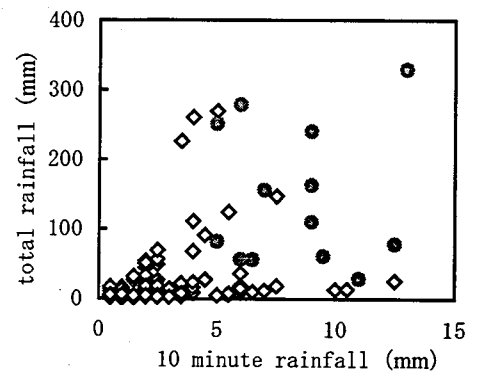


図-4 最大10分間雨量と累加雨量の対比

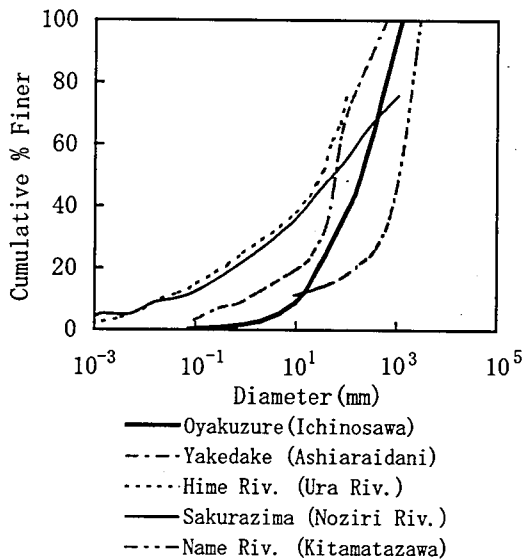


図-5 粒径加積曲線

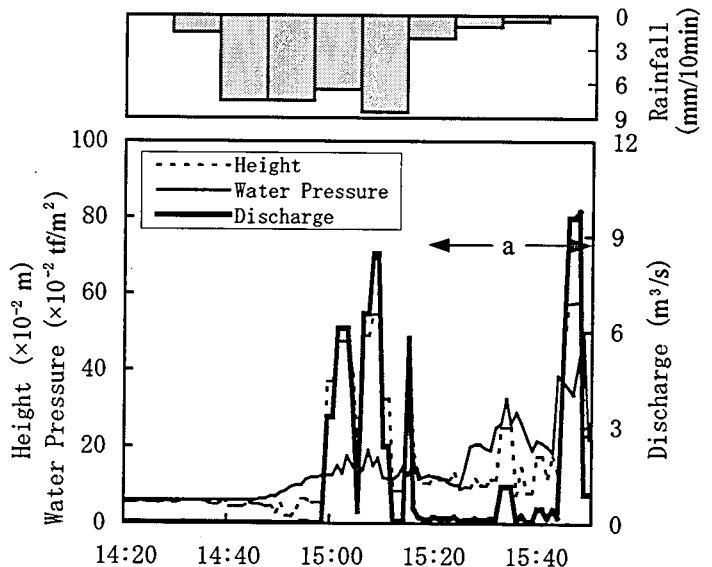


図-6 2000年8月7日のハイト・ハイドログラフと水位・水圧の推移

参考文献：1) 芦田和男 (1992)：土石流概論，新砂防 179，pp. 41～47 2) 堀田紀文・宮本邦明・鈴木雅一・太田猛彦 (1996)：回転円筒水路を用いた高濃度固液混相流における間隙水圧分布の測定，新砂防 215，pp. 11～pp. 16 3) 砂防学会 (1991)：砂防学講座第4巻 溪流の土砂移動現象，山海堂，pp. 316