

山岳砂礫堆積地で発生する土石流の流動形態の変化

岐阜大学大学院連合農学研究科 ○今泉文寿
 静岡大学農学部 土屋 智・逢坂興宏
 静岡大学大学院農学研究科 風間裕己

1. はじめに

土石流の発生域は溪床が急勾配であるため、そこを発生・流下する土石流は流送域で確認される土石流とは異なる流動形態となることが報告されている(今泉ら, 2002; 今泉ら, 2003)。しかしながら発生域における観測事例が少ないこと、特に流動形態の変化に関する連続的なデータが不足していることから、土石流の発生・発達過程について未知の部分が多く残されている。そこで本研究では、安倍川上流域に位置する大谷崩においてビデオカメラによる土石流の連続撮影を行い、得られたVTR画像を解析することにより、土石流の発生域における流動特性の把握を試みた。

2. 調査地概要

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で土石流の発生域となっている「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・頁岩が露出している。

3. 観測方法

図-1のP₁地点に、ビデオカメラを設置した。ビデオカメラは溪床に設置した2本のワイヤーセンサーと連動しており、ワイヤーセンサーが切断されると同時に連続撮影が開始される仕組みになっている。本撮影システムにより、2003年7月12日に発生した土石流を連続撮影することができた。得られたVTR画像から1秒間隔で流動深、表面流速、および土石流の流動形態を判読した。深さ方向の平均流速は、高橋(1977)に従い表面流速に0.6を乗じることで求めた。また、流量は流速に横断測量によって得られる流水断面積を乗じることにより求めた。P₂地点には超音波センサーを設置し、1分間隔で土石流表面の位置を測定した。さらに、P₁地点に雨量計を設置し、1分間隔で雨量を計測した。

4. 観測結果

図-2には2003年7月12日に発生した土石流のハイト・ハイドログラフを示す。図中の土石流表面の位置は超音波センサーによってP₂地点で計測されたものである。P₂地点では降雨開始時、溪床基盤上に約35cmの厚さで砂礫が堆積していた。土石流表面の位置は溪床位に土石流の流動深を加えたものとなるため(今泉ら, 2003)、超音波センサーの計測値は土石流の流動深よりも大きな値となっている。4時21分、段波の到達とともにワイヤーセンサーが切断され土石流の撮影が開始された。そして4時22分、P₂地点において流動深の急激な上昇を確認している(図-2)。このときは日の出前であったため、解析に耐えうる鮮明なVTR画像は得られていない。その後、泥水状の流れがしばらく続いた後に4時49分から3つの段波が連続して到達した。このときの段波については鮮明なVTR画像を得ることができた。そこでこれらの段波についてVTR判読を行った。図-3の上段にはVTR判読から得られた土石流の流動深(固定床であるため土石流表面の相対位置を流動深とした)および平均流速を、下段には流量および土石流の流動形態を示す。土石流の

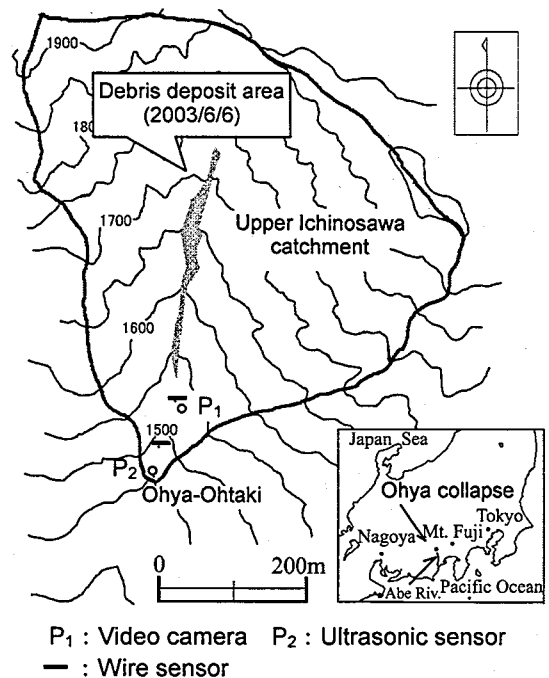


図-1 「一の沢」上流域の地形図

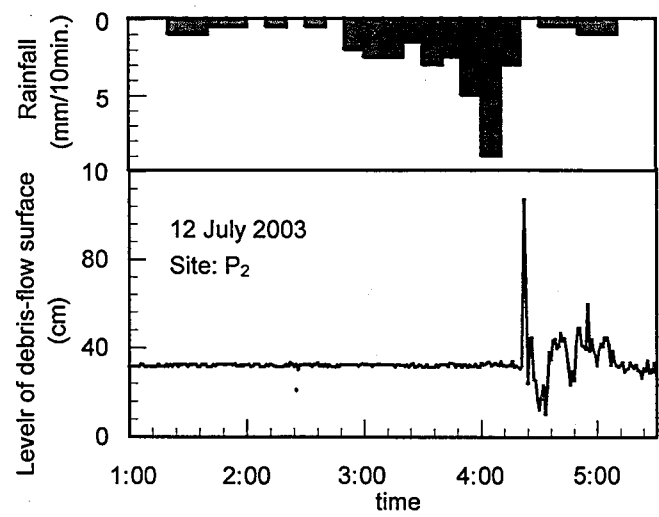


図-2 ハイト・ハイドログラフ

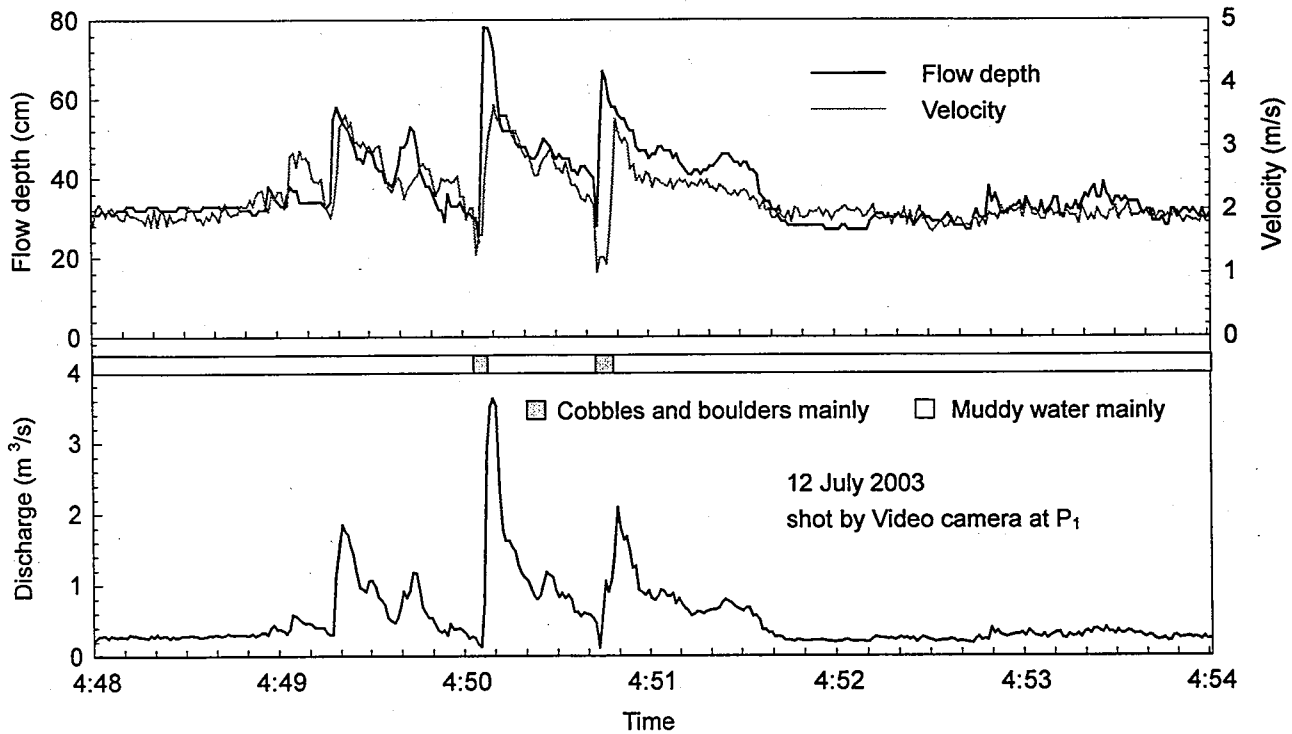


図-3 連続VTR画像の判読によって得られた土石流の流動深, 流速, 流量および流動形態

流動形態は、今泉（2002）に従い石礫を主体とした流動形態と泥水を主体とした流動形態の2種類とした。図-3によると、3つの段波はいずれも流動深、流量、流速の順にピークが出現していることがわかる。土石流の流動形態に注目すると、1つ目の段波は泥水を主体とした流動形態のみで構成されていた。それに対し2つ目、3つ目の段波では先頭部に石礫を主体とした流動形態が確認され、その後泥水状の流動形態が続いた。また、流量の多い2つ目の段波よりも流量の少ない3つ目の段波のほうが石礫を主体とした流動形態が長時間出現していた。以上のことから、段波により流動形態の現れ方が異なるといえる。

5. 流動特性の検討

3つ目の段波では先頭部に現れた石礫を主体とした流動形態の一部が後続の泥水を主体とした流動形態に乗り越えられる様子が確認された。このことから流動形態により速度が異なることが示唆される。図-4には、図-3上段の流動深を流速と対比したものを示す。図-4によると泥水を主体とした流動形態は流動深が上昇するにつれて流速が上昇し、図中に示された近似曲線の周辺にプロットが分布する。近似曲線のべき数は0.714であり、Manning型の流速（径深の指数が2/3）に類似している。それに対し石礫を主体とした流動形態は流動深と流速の関係が明確ではなく（ $R^2=0.234$ ）、さらに全体的に泥水を主体とした流動形態よりも流速が遅い。2つの流動形態の間で流速の違いがみられるということは、2つの流動形態の間で流れの内部の抵抗が異なると言い換えることができる。

6. おわりに

本研究により土石流の流動形態の連続的な変化、あるいは2種類の流動形態で流動特性が異なることが示された。今後は定量的なデータの蓄積を行い、流動機構の検討を行なう必要があると考えられる。

引用文献

今泉文寿・土屋 智・逢坂興宏（2002）荒廃溪流源頭部の砂礫堆積地における土石流の発生と流動過程の観測，砂防学会誌 55(3)：50-55。
 今泉文寿・土屋 智・逢坂興宏（2003）荒廃溪流源頭部の砂礫堆積地で発生する土石流の特性，砂防学会誌 56(2)：14-22。
 高橋 保（1977）土石流の発生と流動に関する研究，京都大学防災研究所年報，20(B-2)：405-435。

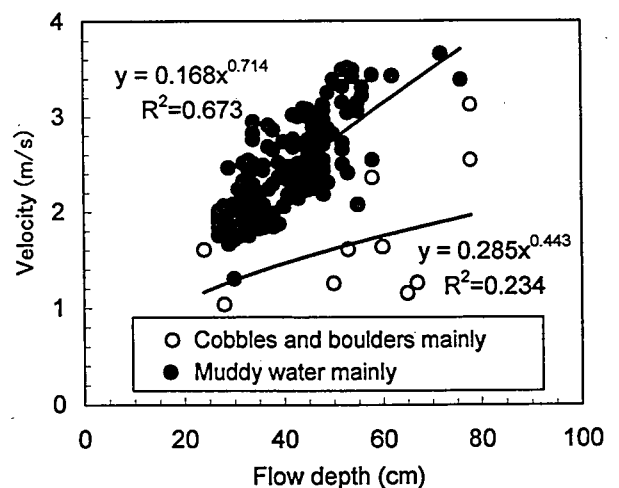


図-4 連続VTR画像の判読によって得られた土石流の流動深と流速の対比