

---

**論 文**

---

**かれ沢における砂礫流動にかかわる  
浅層伏流水・表流水発生の観測**

奥村 武信\*  
西村 公志\*  
藤井 恒一郎\*

**Appearance of Surface and Subsurface Flow  
in Gravelly Gullies and the Debris Movement**

Takenobu OKUMURA\*  
Koji NISHIMURA\*  
Koichiro FUJII\*

**Summary**

The widely accepted explanation on the mechanism of debris-flow occurred by fluidization of gully bed deposits are outlined as follows: Deposits layered in a channel will move suddenly when they are fully saturated with infiltrating water to the extent of overflowing and a certain surface flow appeared. Nevertheless, we think that the debris-flow out of this process might occur in the denuded and usually dry headwaters within the typical volcanic region of Mts. Daisen.

We installed some wells in the talus-side gully bottom where it seemed to be the source of the debris-flow, and observed the appearance of surface flow and the behavior of underground water within 1m beneath the deposit surface.

In the instance of temperate debris movement around the well in Ichinosawa valley in 1990, we indeed observed a surface flow (discharge is estimated as about 300 liters per second). But the deposit layer still remained unsaturated at a certain depth. When a debris movement occurred in Misen valley in 1989, we observed no appreciable rise in the subsurface flow level.

Though the former debris movement did not develop into a so-called debris-flow because of a very deep deposit layer in the immediate downstream reach, the facts observed here should be valuable for good comprehension of the infant debris-flow.

---

\* 鳥取大学農学部 農林総合科学科 水土保持学研究室  
Laboratory of Soil and Water Conservation, Faculty of Agriculture, Tottori University

## I はじめに

厚い堆積層に覆われ常時は流水の見られない「かれ沢」での降雨に伴う砂礫流動は、多くの場合土石流形態をとると考えられる。溪床堆積物が流動化する土石流の発生機構については、大同<sup>2)</sup>や高橋<sup>3)</sup>による説明が広く受け入れられているところである。これらの説明は、砂礫堆積層中の浸透水（ここでは伏流水と呼ぶ）の水位が上昇し堆積層上に表流水が発生した時の砂礫層の安定解析が出发点となっている。すなわち、水で飽和された堆積層上に表流水が出現することで砂礫層は安定を崩し移動を開始するというモデルである。筆者らもそのようなプロセスで発生する土石流は多いと考えるが、典型的な火山性荒廃地である鳥取県大山山域の厚い砂礫堆積層のあるかなり急勾配の溪流源頭部のかれ沢では、この説明に従えない砂礫流動（あえて土石流という言葉は使わない）が存在するのではないかとかねがね考えていた。そこで、砂礫流動の発生に視点を置いて、溪床砂礫堆積物中の伏流水と堆積層上に発生する表流水の挙動について観測を行った。

## II 調査地および観測の概要

砂礫流動が発生する時の砂礫流動開始点近くの溪床における水の挙動や砂礫移動の実態を調べるための観測を、図1に×で示す大山弥山沢および一の沢の溪床において行った。

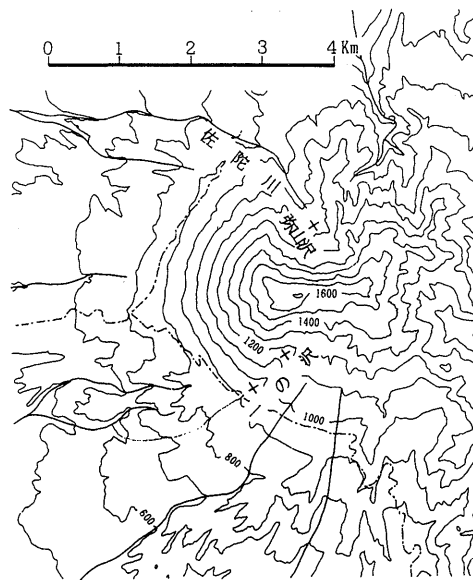


図1 調査位置図

×が観測井

鳥取県西部に位置する大山主稜（最高点標高 1,711m）は、スリバチ型爆裂火口壁といわれる北壁と、火山侵食の壮年期地形である南壁の2つの崩壊性岩壁に縁どられている。これらの岩壁からは日常的に砂礫が生産され、特に岩盤節理内での水の凍結融解が繰り返される秋・春の落石は大規模な崖錘を成長させている。この崖錘からの砂礫の流路である溪流では、平時には流水は伏流し表

流水が殆ど見られない。堆積砂礫は、強雨時にのみ土石流・土砂流の形態で流下する。

弥山沢は北壁側の佐陀川源頭支溪で、一の沢は南壁側の日野川水系大江川主源頭である。観測点の標高・集水面積および付近の溪床勾配は、それぞれ1,150m, 28ha, 21°(弥山沢), 1,130m, 16ha, 19°(一の沢上流), 940m, 76ha, 11°(一の沢下流)である。一の沢上・下流観測点間の距離は約800mで、下流観測点は床固工群に挟まれた砂礫通過地帯である。観測井付近の地形縦横断をそれぞれ図2, 3に示す。

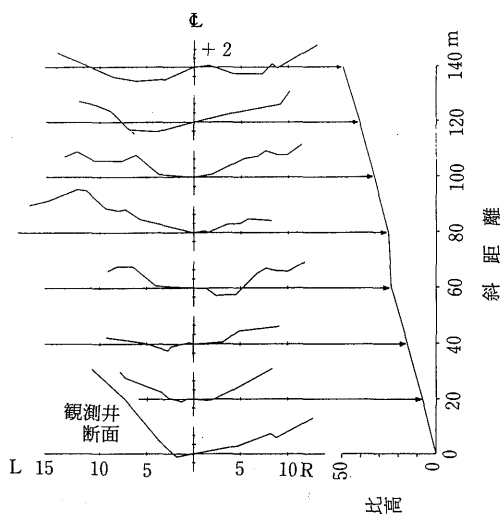


図2 弥山沢観測井周辺の地形

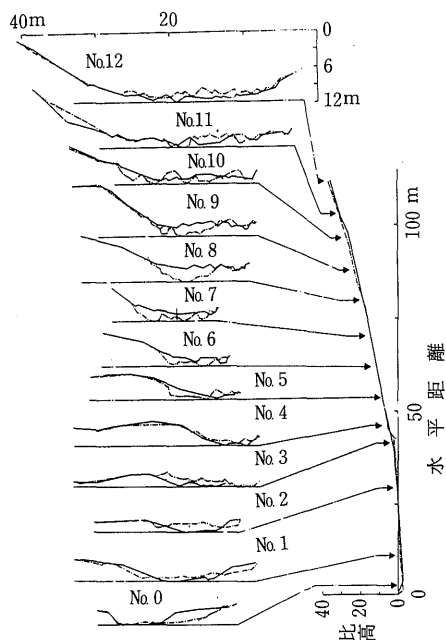


図3 一の沢上流観測井周辺の地形  
実線：8月11日，鎖線：9月20日  
観測井はNo.7断面

観測井は、いずれも砂礫が不安定に堆積した溪床区間の、伏流水脈が形成されると推測される位置に設置した。

1989年に実施した弥山沢での観測は、伏流水位の変動を捉えることに主眼をおいて行った。すなわち、砂礫堆積層表面から-0.9mにおける伏流水の発生とその変動を、1分間隔でフロートを紹介した可変抵抗型的水位計を用いて1.5cmピッチで観測した。1990年に実施した一の沢での観測は、堆積層表面から-1mまでの伏流水位の変動とその変動を5cmピッチで、また10cm深までの地表流水の変動を5mmピッチで、ステップ式水位計<sup>3)</sup>を用いて同じく1分間隔で記録した。1分という観測時間間隔を採用したのは、水位センサーとレコーダーを結ぶ回線の切断時刻をもって砂礫流動発生時刻を判断することを考えたからである。観測井設置状況を写真1, 2に示す。

降雨量については、1989年の場合は観測井設置箇所のごく近傍で、1990年の場合は下流観測井設置箇所ごく近傍の溪岸部で、0.5mm計転倒柵型雨量計で観測し、1分間隔の記録を取った。

### III 結果と考察

#### 1. 水の挙動と砂礫流動の発生

1990年6月8日から観測を実施した一の沢では、9月17日05時から始まった台風9019号の影響による降雨が最盛期を迎えた9月19日夜半に砂礫流動があった。この時の10分間雨量および伏流水位・表流水位の変動を図4に示す。

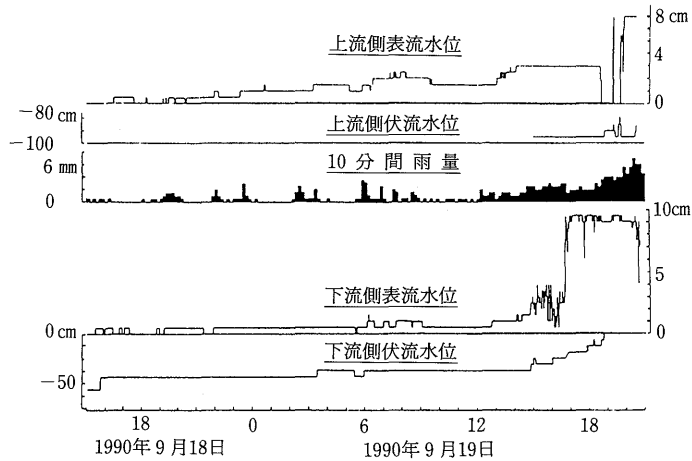


図4 90年9月19日一の沢での伏流水位・表流水位の変動及びハイトグラフ

比較的弱い降雨が継続した後に10分間5～7mmの強雨があり、上流側で20時38分に砂礫が流動した。この時、6.5cmの表流水深が観測された。マンニングの粗度係数  $n=0.04$  とすると、砂礫流動前の溪床断面において約300 l/secの流量が計算される。にも拘らず、砂礫表層80cmは不飽和の状態であった。下流測では20時45分に水位センサーが破壊された。ここでは16時40分頃には表流水は10cmを越える深さになり、砂礫層は19時10分になって完全に飽和している。

弥山沢では、1989年8月25日03時40分に水位計が砂礫流動により破壊されている。この前後の10分間雨量および伏流水位の変動を図5に示す。最大10分間雨量17.5mmは03時50分に記録されたが03

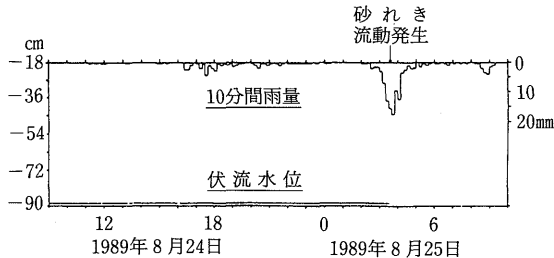


図5 弥山沢で砂礫流動のあった時のハイトグラフと伏流水位変動

時40分迄の10分間雨量も15.5mmと大きく、この降雨によって砂礫が流動したようである。この時伏流水の上昇はほとんど無い。表流水については観測していないので、出現の有無は不明である。

このように、砂礫層が飽和の状態に到らなくても大流量の表流水が発生し、砂礫流動が起こり得ることが観測で確認された。

一方、これらの時以上に伏流水位が上昇しているにも拘らず砂礫流動が発生していないことがあることも観測された。

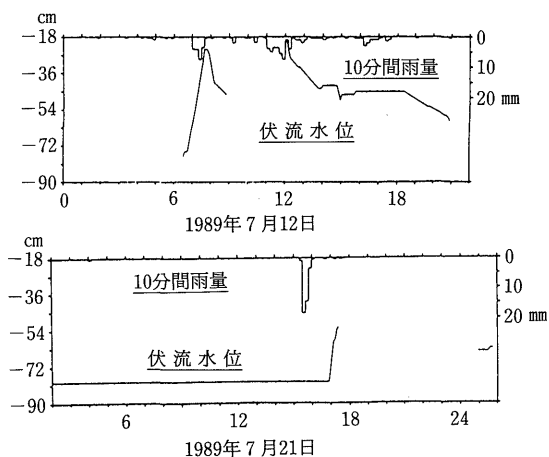


図6 弥山沢での浅い伏流水位の観測例

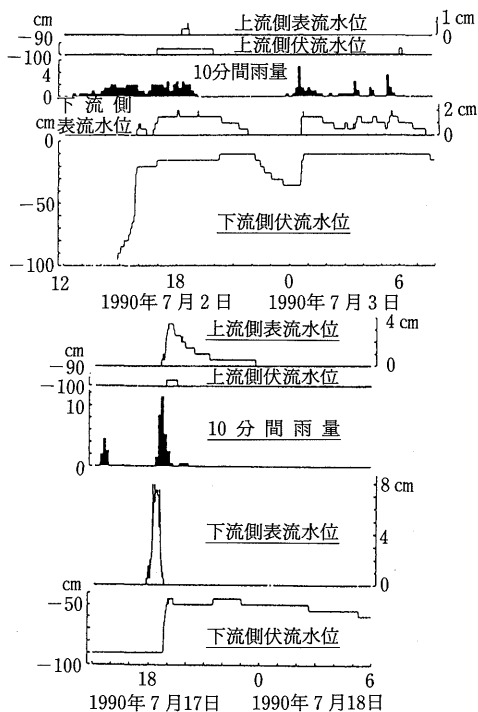


図7 一の沢での浅い伏流水位の観測例

図6に、1989年7月12日、21日の弥山沢における10分間雨量および伏流水位の変動を示す。前者の場合、最大10分間雨量7.5mmの降雨に10～15分遅れて伏流水位はほぼ砂礫層を満たすまで上昇した。しかし、砂礫流動は無かった。後者の場合、図5に示した8月25日の場合より強い降雨を含んでいたが、やはり砂礫流動は無かった。伏流水位は-50cm程度までは上がっていた。

図7に、1990年7月2～3日、17～18日の一の沢での観測結果を示す。前者は10分間2mm程度の降雨が続き、小止みの後10分間5mm程度の強雨を含む降雨が後続したものである。この場合、上流側では浅層伏流水、表流水共に殆ど現れなかった。下流側では降雨開始に2時間半程度遅れて浅層伏流水位が現れ、短時間に砂礫層をほぼ飽和させるまで水位が上昇し、それに連続する形で表流水が現れている。後続雨の場合も同様な変動を示し、表流水の消滅後に伏流水位が遁下する過程を示している。いわば土石流発生機構の説明に最適な水位変動であったが、目立った砂礫流動は無かった。溪床勾配が11°と小さかったことが砂礫流動に至らせなかったと考える。

後者は、最大10分間雨量11.5mmという強雨を含む驟雨時のものである。この場合、上流側では降雨ピークに遅れることなく表流水が現れた。しかし、9月19日の場合程深い流れにはならなかった。浅層伏流水位は殆ど発生していない。下流側でも前述した7月2～3日の場合と異なり、伏流水による砂礫層飽和後の表流水出現ではなく、表流水は表層50cmが不飽和状態で現れ、降雨パターンに対応した変動を示している。降雨強度が堆積層の浸透能力を大きく上回っていたことが、このような変動パターンをもたらしたものと考えられる。なお、下流側溪床で浅池注水試験<sup>4)</sup>で求めた砂礫層の透水係数は  $7 \times 10^{-3} \text{cm/sec}$  と長野県焼岳で求められた値<sup>4)</sup>よりも小さく、堆積物の粒度はシルト・粘土の構成割合が約10%であった。

## 2. 砂礫流動の発生位置と砂礫の移動

1990年9月19日に、一の沢上流部において砂礫流動が発生した。観測井上流50m～下流70mに亘って10mピッチで測定した溪床変動を図3に示したが、測線No.10(観測井上流30m)からNo.5(観測井下流20m)にかけて溪床が著しく侵食されていることがわかる。このように、観測井設置点は砂礫流動開始点にほぼ一致している。写真3は砂礫流動後の観測井付近の溪床状況であるが、男の両足は観測井の横断面方向を示す。断面上では最大2mの侵食を受けたことがわかる。測量結果では、観測点で約1mの低下がみられ、測線No.10～No.5区間での溪床侵食量は約870m<sup>3</sup>と計算された。しかし尚未完厚い砂礫堆積層を残している。

さて、この砂礫流動は、砂礫集合体が水を含んで流動化した土石流に発展することはできなかった。調査溪床直下流に築設された谷止工が緩勾配の深い砂礫層を作っていたことが影響していたからである。この谷止工の影響で、下流では掃流または非常に高濃度の流動砂礫層をもった水流れいわゆる土砂流(掃流状集合流動)の形態をとったと考える。下流観測井から更に120m下流を横断する県道溝口～江府線へは写真4に示す程度の土砂流出があったが、下流観測井付近では溪床は上昇傾向を示していたことから、そのことが示唆される。しかし、少なくとも上流観測井から上述の谷止工に向かっては、初生的土石流であったはずである。

#### IV まとめ

溪床堆積砂礫層が浸透水で飽和し表流水が発生すると堆積層の安定が破壊されて土石流が発生するという考えが広く認められた土石流発生機構の説明である。沢田ら<sup>1)</sup>も、この説を支持する観測結果を得ている。しかし、筆者らの観測は、砂礫層が飽和の状態に至らなくてもかなりの流量の表流水が発生し、これが砂礫流動を惹起することを確認した。このような現象を示唆する観測結果を諏訪らも焼岳上々堀沢での観測で得ており、「上々堀沢では、堆積層がごく表層を除き不飽和の状態でありながら、大流量の表面流に加えて、堆積土層の含水率がある程度まで上昇していれば土石流が発生する。」<sup>4)</sup>と考えている。しかし、彼の観測点は砂礫流動発生地点から50m上流であった。筆者らの1990年一の沢上流観測点は、まさに砂礫流動開始位置であった。この点で、今回の水の挙動に関する観測結果は砂礫流動に対する新しい知見を与えると確信する。

高橋も、「極めて急勾配の堆積層では、浸透流がまだ深いところにあつて堆積層自身は安定な時に急激に表面流が与えられると、流れが粒子を押し出す作用によって表面の粒子が水流に取り込まれ、堆積層の延長が長いときには、やはり土石流に発達することができる。」<sup>6)</sup>としている。筆者らの観測点の溪床勾配約20°が「極めて急勾配」に含まれているなら取り立てて強調する現象ではないかもしれないが、かかる現象を捉えたと言う意味でこの観測結果の意義があろう。

弥山沢の場合も流動開始地点と予想して観測井を設置したが、砂礫流動後の観察では観測位置は流動砂礫の堆積点になった。

上述のような砂礫流動発生プロセスは大山山域の弥山沢、一の沢に限るものではなく、焼岳上々堀沢においても諏訪らが同様な観測結果を得ている<sup>4)</sup>ことから、同じような火砕物の堆積層の存在する火山性溪流や、透水性の高い未固結な土層が厚い堆積を形成する溪流を有する地域では共通するタイプだろうと考える。

#### 参 考 文 献

- 1) 芦田和男, 沢田豊明: 山地流域における出水と土砂流出 (18), 京都大学防災研究所年報32-B-2, 471-486 (1989)
- 2) 大同淳之: 土石流に関する基礎的研究, 京都大学学位論文 (1970)
- 3) 奥田節夫, 諏訪 浩, 仲野公章, 横山康二: 土石流の総合的観測 その2, 京都大学防災研究所年報 19-B-1, 385-402 (1976)
- 4) 諏訪 浩, 真中朋久, 稲庭 篤: 焼岳上々堀沢における土石流の発生と規模の検討, 京都大学防災研究所年報 32-B-1, 229-247 (1989)
- 5) 高橋 保: 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 (1977)
- 6) 高橋 保: 土砂氾濫のメカニズム —土石流はいつどこに災害をもたらすか—, 京都大学防災研究所公開講座「都市の防災」(第1回)テキスト, pp.191-213 (1990)

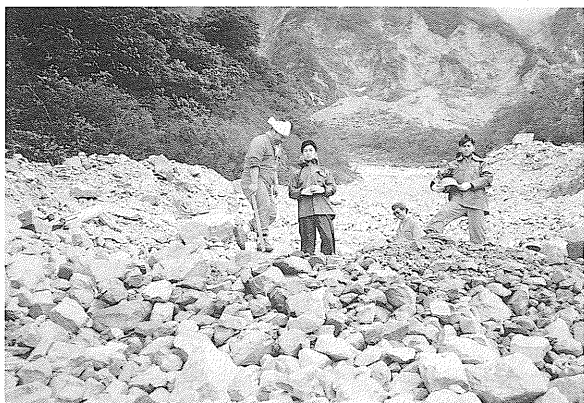


写真1 弥山沢観測井設置箇所周辺の堆積物



写真2 一の沢上流観測井設置箇所周辺の状況

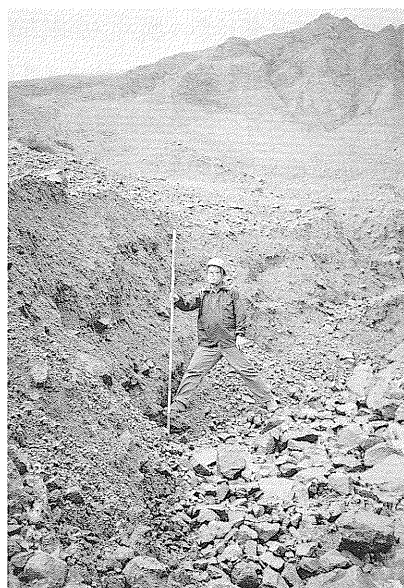


写真3 一の沢上流観測井周辺の地形変化



写真4 90年9月19日出水による県道への土砂流出