

## 勾配急減点における土石流の堆積メカニズムの実験的検討

宇都宮大学農学部 ○岩田 晋之介

酒井 佑一

東京大学大学院農学生命科学研究科 堀田 紀文

## 1. はじめに

近年、集中豪雨の発生件数は増加傾向にあり、それに伴って土砂災害の発生件数も増加している。特に溪流を流下することで被害が広がりやすい土石流への対策が急務である。土石流の到達範囲の想定には物理モデルに基づく数値計算が有効であり、現在では浅水方程式系に土石流の抵抗則と侵食・堆積速度式を導入する方法が一般的で、これまでにいくつかのモデルが提示されている<sup>1)</sup>。これらは急勾配から緩勾配へと変化する区間での堆積形状をおおむね良好に説明することが実験によって検証されている<sup>2)</sup>。

しかしながら、近年行われた勾配の急減する条件での堆積実験では、従来の数値モデルでは十分に説明のできないケースが確認された<sup>3)</sup>。具体的には、一部のケースにおいて、変勾配点より大きく下流側で堆積が生じ、形成された堆積層表面の勾配は供給した土砂濃度に対する平衡勾配よりも明確に小さくなるというものであった。これに対し、本研究では土石流の堆積過程に過剰間隙水圧の影響が生じているという仮説のもと、同様の水路実験において間隙水圧の測定を行い、勾配急減点における石礫型土石流の堆積メカニズムを解明することを目的とした。

## 2. 実験方法

実験には幅 10 cm、勾配変化点から上流側 9 m が 15.5°、下流側 3 m が 2° の変勾配水路を使用した。水路上部から給水を行い、単位時間当たり一定量の土砂をホッパーで供給することで土石流を発生させ、勾配

急減点で堆積させた。なお、後述の間隙水圧測定のため、土砂供給前に水だけを供給し、土砂供給停止後も水だけを供給し続けている。このとき発生させた土石流の土砂濃度は約 20% になるよう、流量と土砂供給量を調整した。実験ケースは粒径(1, 3, 6 mm)と流量(1, 3 L/s)を組み合わせた 6 ケースを設定した。実験条件については表 1 に示す。以降は粒径が 1 mm、流量が 3 L/s の時は d1q3 のように記載するものとする。

勾配急減点の 0.3 m 上流側と 0.3 m 下流側に設置した超音波センサー(E4PA-LS50-M1-N、Omron)と圧力センサー(PR-41X、Keller)で水位と間隙水圧の時間変化を測定し、データロガー(NR-500、Keyence)を用いて 50 Hz で記録した。間隙水圧の測定には水路に開けた直径 1 cm の円形の穴を感圧面とし、圧力センサーを、水を充填したシリコンチューブを介して水路へ接続した。このとき感圧面には 1 mm のメッシュを貼り付け、チューブ内への土砂流入を防いだ。加えて、ビデオカメラ(DSC-RX10、SONY)で側壁から撮影して画像から堆積形状の変化を測定し、高速カメラ(CHU135-C-RS、SHODENSHA)で側壁から撮影して画像から土石流が流れている時間を判別した。

実験で得られた堆積形状と比較するため、従来の土石流モデルによる数値計算を行った。数値計算には、基礎方程式として浅水方程式<sup>4)</sup>を用い、抵抗則には宮本・伊藤(2002)<sup>5)</sup>の土石流領域のものを、侵食速度式には江頭ら(1988)<sup>1)</sup>のものをを用いた。これらの式に実験条件に合わせた初期条件と境界条件を設定し、計算を行った。このときの解析手法には有限差分法のリープフログ法を採用し、空間差分間隔を 1 cm、時間差分間隔を 0.001 s に設定して解析を行った。

## 3. 結果および考察

実験の各ケースにおいて、土砂供給を停止した際の最終堆積形状を図-1 に示す。堆積形状については、どのケースも土石流が勾配急減点を過ぎると堆積を開始し、最終的には勾配急減点周辺に堆積層を形成した。実験

表 1 各ケースの実験条件

ケース	粒径 (cm)	流量 (L/s)	供給時間 (s)	土砂供給量 (cm <sup>3</sup> /s)	土砂濃度 (%)
d6q1	0.67	1	30	255.50	20.35
d6q3	0.67	3	10	748.35	19.96
d3q1	0.28	1	30	241.33	19.44
d3q3	0.28	3	10	784.68	20.73
d1q1	0.14	1	30	249.45	19.96
d1q3	0.14	3	10	755.84	20.12

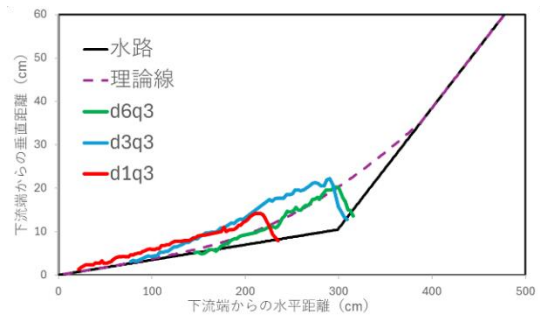
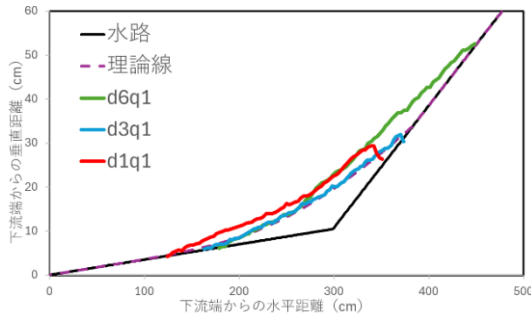


図1 最終堆積形状の比較 (左：流量 1 L/s のケース、右：流量 3 L/s のケース)

条件の違いについては、流量による違いが大きく 1 L/s では勾配急減点上流側まで堆積層が伸びているのに対し、3 L/s では勾配急減点上流側への堆積層が比較的短く、上に凸の形状をしている。同一の流量に対して、粒径が小さくなると堆積形状が下流側に移動する傾向もみられた。特に、d1q3 では勾配急減点より下流側でのみ堆積層が形成され、他ケースと比べて堆積層が大きく下流側へ移動した。実験で得られた堆積形状を数値計算結果と比較すると、流量が 1 L/s のケースは良く説明できていた。3 L/s のケースは上流側の上に凸の堆積形状をよく説明できていないものの、d1q3 を除いて堆積層表面の勾配が再現されていた。一方で、d1q3 の堆積形状は数値計算結果より大きく下流側へ移動しており、既存のモデルでは説明できないことが分かった。

以上のような堆積形状の違いをもたらした要因を、間隙水圧の測定結果 (図-2,3) から検討する。図-2 は d3q1 のものであり、d1q3 以外のケースではこのように土石流が到達してからの区間で静水圧と間隙水圧が一

致していることが確認された。一方、d1q3 のケースでは土石流の堆積が生じる前の区間において、間隙水圧が静水圧を上回った (図-3)。これは過剰間隙水圧の発生を示唆しており、d1q3 のみで堆積形状が下流側に移動したことに対応すると考えられる。

この過剰間隙水圧が発生した要因には、勾配急減点での水と粒子の流線の違いによる固相と液相の分離が関係していると考えられる。急激な勾配変化に追随しやすい水と、追随しにくい粒子の流線の違いが生まれ、固液両相の間に流れ鉛直方向の相対速度が生じて、それに対応する圧力勾配を反映した過剰間隙水圧が発生する。加えて、この過剰間隙水圧は固液両相の流線の違いの解消に伴って散逸していくが、その散逸時間に粒子の粒径や流量の違いが影響すると考えられる。粒子の粒径は沈降速度に、流量は流動深に対応すると考えられ、沈降速度が大きいほど、また、流動深が小さいほど、散逸時間は早くなる。そのため、d1q3 以外のケースでは勾配変化点で過剰間隙水圧が発生しても比較的早くに解消されるのに対し、d1q3 では過剰間隙水圧が一定時間維持され堆積形状が下流側へ伸びたのであろう。

以上の結果より、過剰間隙水圧の発生によって、静水圧を仮定した従来の土石流の堆積モデルで計算される結果から外れ、より下流まで到達することが分かった。この過剰間隙水圧の発生・散逸メカニズムを既存のモデルへと反映させることで、土石流の数値計算モデルを高度化できると考えられる。なお、本研究は砂防・地すべり技術センター研究開発助成を受けて実施した。

引用文献

- 1) 江頭進治ら (1988) : 第 32 回水理講演会論文集, p.485-490
- 2) 高濱淳一郎ら (2000) : 水工学論文集, Vol44, p.687-692
- 3) 田澤直也ら (2019) : 砂防学会研究発表会概要集, p.155-156
- 4) 鈴木拓郎ら (2009) : 砂防学会誌, Vol62, No.3, p.14-22
- 5) 宮本邦明ら (2002) : 砂防学会誌, Vol55, No.2, p.24-35

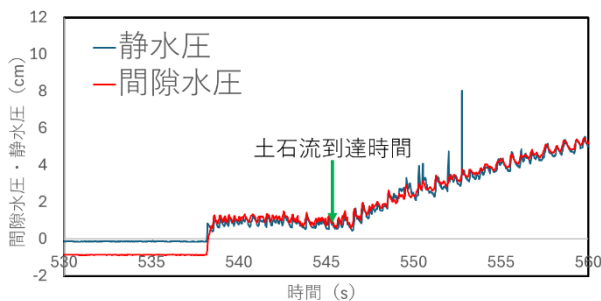


図2 間隙水圧の測定結果 (d3q1・下流側)

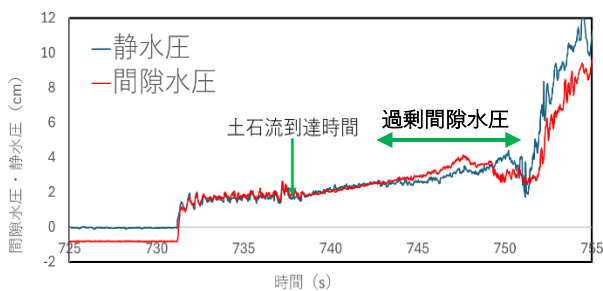


図3 間隙水圧の測定結果 (d1q3・下流側)