

土石流の流下波形が土石流扇状地の形成過程に及ぼす影響

INFLUENCE OF DEBRIS FLOW HYDROGRAPH ON
FORMATION OF DEBRIS FLOW FAN

経隆 悠¹・堀田紀文²・酒井佑一²・西口幸希³・日名純也³

Haruka TSUNETAKA, Norifumi HOTTA, Yuichi SAKAI, Yuki NISHIGUCHI and Junya HINA

¹森林研究・整備機構 森林総合研究所（〒305-8687 茨城県つくば市松の里1番地）

E-mail: tsunetakaharuka@ffpri.affrc.go.jp

²東京大学大学院 農学生命環境科学研究科（〒113-8657 東京都文京区弥生1丁目1番地）

³（株）建設技術研究所（〒300-2651 茨城県つくば市鬼ヶ窪1047-27）

Key Words: debris flow, flume test, Structure- from-Motion Multi-View Stereo, Particle Image Velocimetry

1. 背景と目的

土石流による被害の多くは、大量に運搬された土砂の氾濫・堆積によって引き起こされる¹⁾。そのため、谷出口における土石流の急激な堆積に伴う土砂の氾濫範囲の推定は、防災上重要な課題の一つである。この推定には、理論的に導かれた土石流の支配方程式に基づく、扇状地形成過程の数値シミュレーションが効果的であると考えられる。実際に、水路実験との比較²⁾によって、扇状地の堆積範囲がおよそ推定できることが示されており、災害の再現計算³⁾などで効果を発揮している。

これらの検討の多くは、条件の単純化の観点から、主に単発の土石流段波を想定して実施してきた。しかしながら、近年、現地調査⁴⁾や水路実験⁵⁾、数値シミュレーション⁶⁾によって、過去の土石流によって形成された扇状地の地形に応じて、後続の土石流の扇状地形成プロセスが変化することが示唆されている。そのため、複数の段波が断続的に流下する場合に、先行する土石流の堆積により形成された扇状地が、後続の土石流の氾濫範囲を変化させ、同じ流下波形の土石流であっても異なった扇状地が形成される可能性がある。

しかしながら、現地での土石流の流下波形と扇状地の形成過程の直接計測は、土石流の発生頻度が少ないことや、土石流の流下による測定機器の破壊等の課題によって、現状では困難である。そのため、流下する段波の数に応じた土石流の流下波形の違いが、土石流扇状地の形

成過程に及ぼす影響は明らかになっていない。そこで本研究では、水路実験によって、一波または二波の土石流による土石流扇状地の形成過程を、多視点写真測量で計測し、それらを比較することで、堆積範囲の違いとその要因について調べた。

2. 水路実験

(1) 実験条件

実験には、写真-1、図-1に示す直線水路（長さ約8m、幅0.1m、勾配15°）の下流端に氾濫部（横断方向は水平で、縦断方向は上流側から1m毎に12°、9°、6°、3°と勾配が変化）を接続した水路を用いた。水路は実際の土石流溪流のおよそ1/100スケールを想定している。氾濫部には、20cm²毎に格子線を引いた（図-1）。直線水路下流側7m部分に計0.12m³の土砂を堆積させた（図-1）。図-1のように、堆積深は、堆積領域の上流・下流1m区間では0~20cm、それ以外の区間では20cmとした。使用した土砂は2.14~7mmの混合粒径土砂で、D₅₀はおよそ3.7mmである。

上流端から3000cm³/sの水を供給し、堆積させた土砂を侵食させることで土石流を発生させた。流下波形の影響の違いを比較するために、給水時間を2種類設定し、一波の土石流と二波の土石流（以下、それぞれ単発土石流、二波土石流）を発生させた。単発土石流実験では、連続的に60秒間給水した。二波土石流実験では、二波目

を一波目発生後の直線水路内の残留土砂を侵食させることで発生させたため、給水開始から氾濫部へ到達するまでの時間が一波目と二波目で異なる。本実験では、氾濫部における土石流流下の継続時間を一波目と二波目で同じにするために、二波土石流実験では、50秒間給水後に一旦給水を停止し、60秒間経過後に再び45秒間給水した。本実験では、給水開始から土石流先頭部の氾濫部到達までの時間および実験後に直線水路内に残された土砂量が、各実験条件のケース間でほぼ同量となるよう給水時間を設定した。また、氾濫部横断方向は水平であるため、均一粒径土石流(2.65 mm)は、ほぼ左右対称な扇状地が形成することが確認されている⁷⁾。

(2) 測定項目

直線水路内の土石流の流下波形および、氾濫部での土石流扇状地の形成過程を計測した。

流下波形は、直線水路下流端から上流側0.9 m地点に設置した超音波センサー(E4PA-LS50-M1, Omron Co.)によって、50 Hzで測定した。

扇状地形成過程を、氾濫部の9°から6°の勾配変化点のおよそ2.5 m上部に設置した計4台のデジタル一眼カメラで撮影した。3台(D5100, Nikon Co.)はリモートレリーズによって同期させ、実験開始から終了まで1秒間隔のインターバル撮影を行った。残りの1台(K-3 ii, Ricoh Co.)は60 fpsで動画撮影を行った。

撮影した動画から、以下の手順で、一波目および二波目の土石流段波の先頭部が、氾濫部に流入してから停止するまでの流速を求めた。まず、直線水路末端を0 mとして、先頭部が停止するまでの到達距離を判読した。同様に、氾濫部への流入開始から、この到達距離に達するまでの時間を、到達時間として判読した。到達距離を到達時間で除することで、流速を算出した。

(3) SfM と PIV

三地点から同期撮影した画像を SfM-MVS (Structure

from Motion Multi View Stereo : 多視点写真測量、以下単にSfM)解析ソフト(Photoscan Professional, Agisoft LLC.)で処理し、DEM(解像度1.5 mm)とオルソ画像を作成した。ジオリファレンスには、氾濫部に描かれた格子線の交点の座標を用いた。

動画から、1/60秒間隔のペア画像を作成し、相互相關法によるPIV(Particle Image Velocimetry)処理を行った。これにより氾濫部で流下する土石流の表面流速ベクトルを算出し、扇状地形成に伴う土石流の流下方向の変化を調べた。

土石流流下中は、SfMでは土砂の堆積(停止)領域が、PIVでは土砂の流下領域がそれぞれ検出される。そのため、土石流流下中は、SfMとPIVを組み合わせることで土石流の停止部を標高で、土石流の移動部を流速ベクトルで表すことが可能となる。

3. 結果

計測した水位から、各実験条件のケース間で流下波形がほぼ同一であることが確認された。図-2に二波土石流の扇状地地形の例を示す。二波土石流の一波目では、全てのケースでほぼ同様の堆積範囲となり、左右がほぼ対



写真-1 実験水路の外観

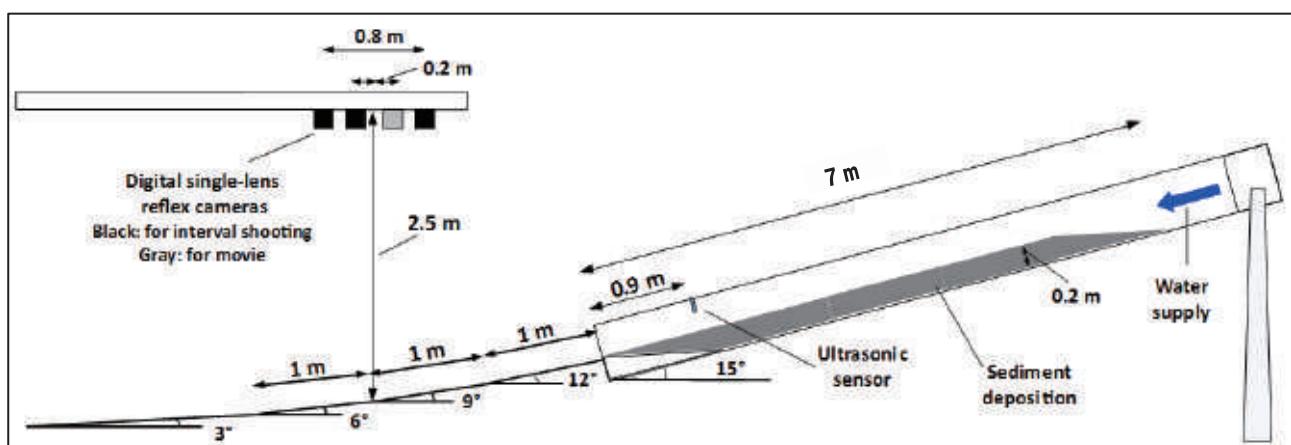


図-1 実験水路概略図

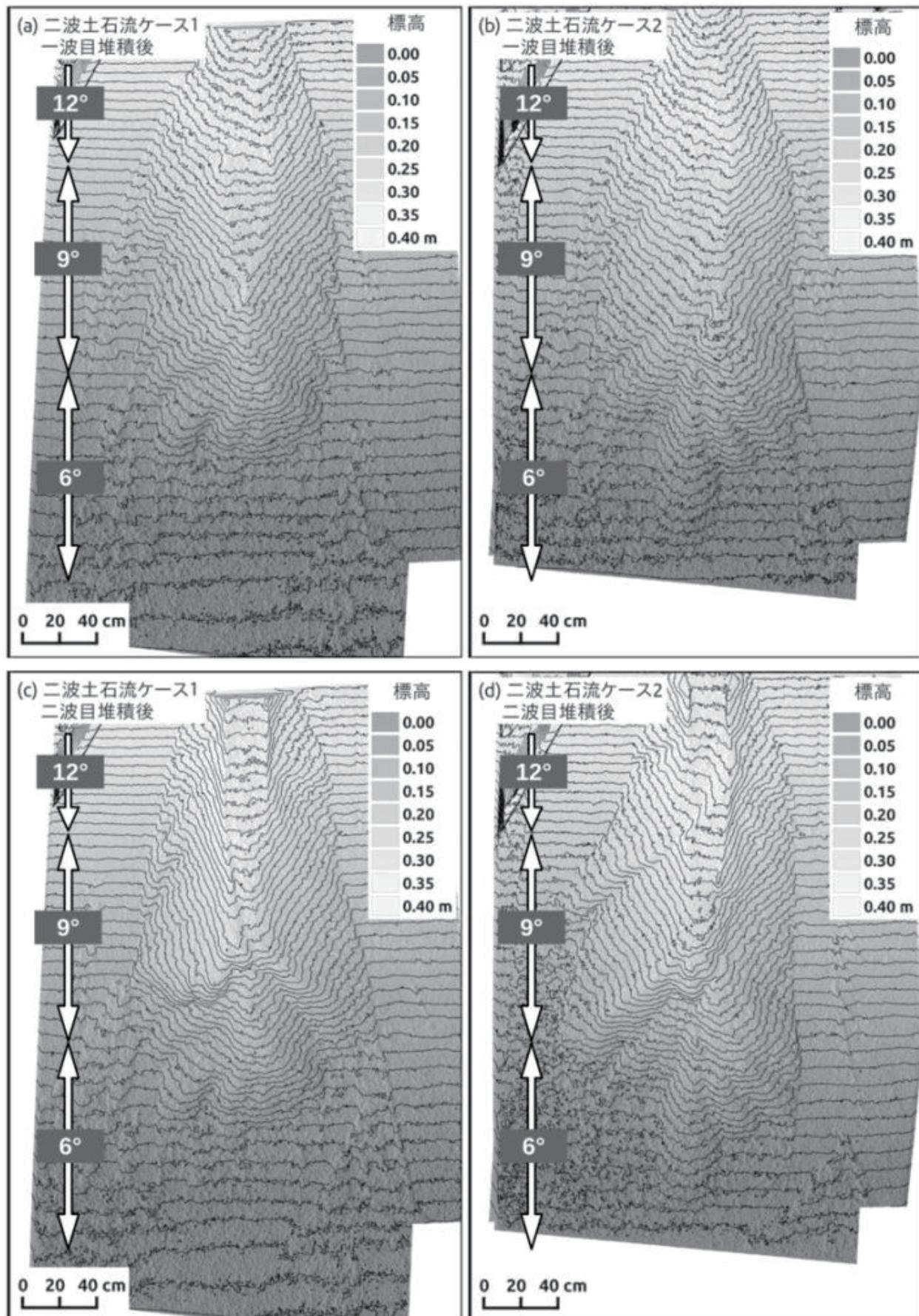


図-2 二波土石流の扇状地の堆積形状 (a) 二波土石流ケース1・一波目, (b) 二波土石流ケース2・一波目
(c) 二波土石流ケース1・二波目, (d) 二波土石流ケース2・二波目. 等高線は1 cm間隔で, 標高は水路末端から3 m下流地点を標高0として示している.

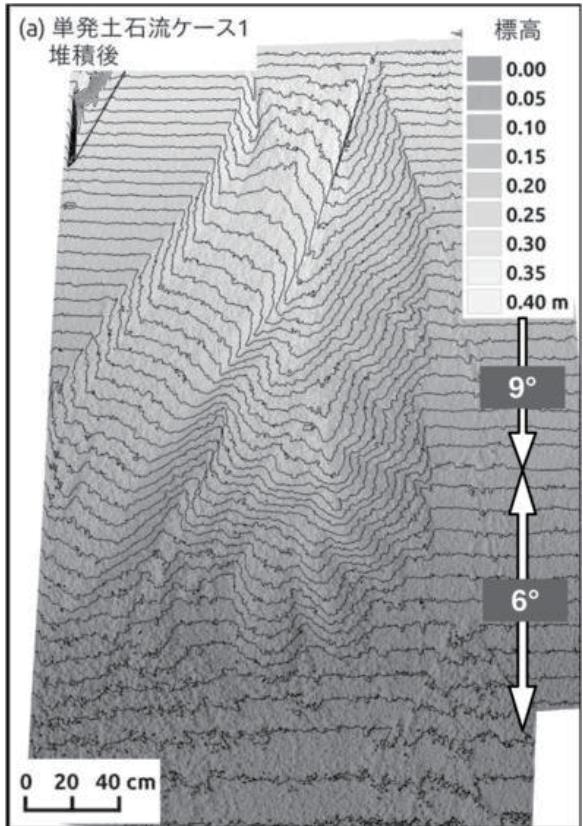


図-3 単発土石流の扇状地の堆積形状 (a) 単発土石流
ケース1

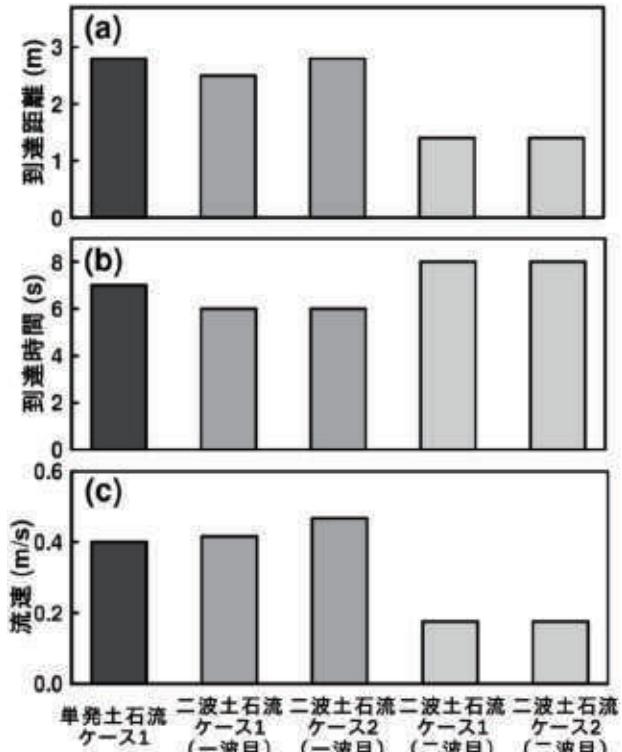


図-4 土石流先頭部の氾濫過程での違い (a) 到達距離,
(b) 到達時間, (c) 流速. 各段波の先頭部に
ついて動画から判読しており, いずれも氾濫部
を直進した.

称な扇状地が形成された(図-2a, b). 一方で, 二波目の土石流は, 沔溢・堆積によって, 左右非対称な扇状地が形成され, 地形がケース間で異なった(図-2c, d). 図-3に単発土石流の扇状地地形の例を示す. 単発土石流はいずれのケースも右岸側に偏ったが, その堆積範囲は二波土石流で右岸に偏ったケースとは異なり, より右岸側下流にまで土石流が到達していた(図-2d, 図-3). また, 右岸側へ偏った際にはおよそ 6° で一様な堆積勾配が, 水路出口から扇状地下流側まで形成された(図-3).

二波土石流では流下方向の変化が, ケース間で異なる傾向を示した. 二波目の土石流のPIV結果から, ケース1では右岸流下後に流れ方向が変化し, 最終的に図-2cに示すように左岸側に流下したことが確認された. 一方で, ケース2では先頭部が扇状地中央部に堆積後, 後続の流下方向が右岸側に変化したことで, 右岸側に偏った土石流扇状地が形成された(図-2d). その他のケースは, いずれも右岸側に偏る傾向が強かったが, それらの氾濫範囲もケース間で違いが見られた.

図-4に各土石流段波の先頭部の到達距離, 到達時間, 流速を示す. 一波目の先頭部の到達距離はケース間で最大20cm程度の差が生じたが, 一波目と二波目の到達距離にはより大きな違いがあり, それぞれおよそ2.8mおよび1.2mと, 二波目の土石流先頭部は到達距離が1m以上減少した(図-4a). そのため, いずれのケースであっても土砂の大部分は 6° から 3° への勾配変化点よりも上流側で堆積した. 到達時間もケース間での違いが小さいが, 一波目がおよそ6秒であったのに対し, 二波目がおよそ8秒と約2秒遅く到達(停止)した(図-4b). そのため, 先頭部の流速は一波目が約0.4m/sであったのに対し, 二波目は約0.18m/sと半分以下まで大きく低下した.

図-5に各ケースの扇状地縦断方向の堆積深を示す. 扇状地中央部および, その40cm右岸側では, 二波土石流実験では一波目・二波目とともにケース1・2間でほぼ同様の堆積深であった(図-5a, b). また, 一波目と二波目で下流側の堆積深はほとんど変化しておらず, 二波目の土石流の大部分が扇状地上で堆積していた. 単発土石流は, 二波土石流に比べ, より下流側まで土石流が堆積していたが, 上流側はより堆積深が薄かった.

それに対し, 中央部から40cm左岸側では, ほとんどのケースで堆積深がいずれの地点でも0.03m以下であったが, 二波土石流・ケース1でのみ, 局所的に堆積深が0.04mを超える地点が見られた(図-5c). また, 二波土石流・ケース2における同地点の堆積層厚は0.01m以下であり, 同じ流下波形であっても実スケール換算で約3mの堆積層厚の違いが生じることが分かった.

4. 考察

二波土石流では、二波目の土石流の流下距離が減少し（図-4a），単発土石流に比べ、より多くの土砂が上流側で堆積した（図-5a, b）。これは、一波目の土石流によって形成された扇状地が、二波目の土石流の流下を妨げ、停止・堆積を促進したことを意味する。

一般的に土石流の堆積は、堆積速度式で記述される⁸⁾。堆積速度式は複数提案されており、土砂濃度⁸⁾や河床勾配⁹⁾など堆積速度を評価するパラメータは異なるものの、いずれも現在の土石流の状態が、侵食も堆積も生じない平衡状態に遷移するという共通の枠組みで導出されている。ここで、土石流が平衡状態に達した場合、河床には侵食・堆積が生じない平衡勾配が形成される。本実験では、土砂は氾濫部の河床勾配6°の領域までしか到達していないことから（図-4a）、この勾配が土砂を下流へ運搬可能な平衡勾配の下限であると考えられるが、この勾配は単発土石流実験において、最終的な流下方向に形成された勾配と対応していた（図-3）。このことから、氾濫部で最終的に形成される勾配は比較的緩いものの、単発土石流実験で土石流の流下方向が右岸側に偏り変化しなくなつて以降、下流側により多くの土石流が到達・堆積したという結果（図-3）は、流下方向が固定され継続して土石流が流下することで、河床に平衡勾配が形成されたために、後続の土石流が堆積せずに下流に運搬されることで生じたと解釈できる。

一方で、二波土石流実験では、二波目の土石流の到達

距離が短く（図-4a）、扇状地上で停止し上流側（水路出口付近）でより厚く堆積した（図-5）。このことは、二波目の土石流の停止・堆積が、単発土石流実験で見られたような、平衡状態への遷移とは異なる要因によって生じたことを示唆する。

二波土石流実験では、一波目で形成された土石流扇状地に、二回目の給水で生じた二波目の先頭部が到達する時点では表面流が存在しないため、SfMによって正確に地形が復元できた（図-2a, b）。言い換えれば、二波目到達時には、すでに扇状地の表面の大部分が不飽和状態であった。ここで、不飽和河床上では、土石流の間隙水圧が河床近傍で大気圧に近づき、せん断抵抗力が増加することで、土石流が停止することが指摘されている¹⁰⁾。そのため、二波目の段波の扇状地上での停止は、一波目の土石流が形成した不飽和な扇状地の影響によって生じたと考えられる。二波目の先頭部の流速が非常に小さい（図-4c）ことも、この不飽和河床での抵抗の増加による停止・堆積を裏付ける結果である。

ここで重要なのは、そのような扇状地上での土石流先頭部の停止を通して、後続の土石流の流下方向が変化し、二波土石流実験ではケース間で最終的な土石流堆積範囲が異なった（図-2c, d）ことである。この結果は、複数の土石流段波が断続的に発生する場合には、流下波形が比較的同様であっても、土石流イベント毎に氾濫範囲が異なり得ることを示唆する。つまり、同じ入力波形で土石流の数値シミュレーションを行ったとしても、氾濫範囲を正確に推定できない危険性がある。そのため、堆積

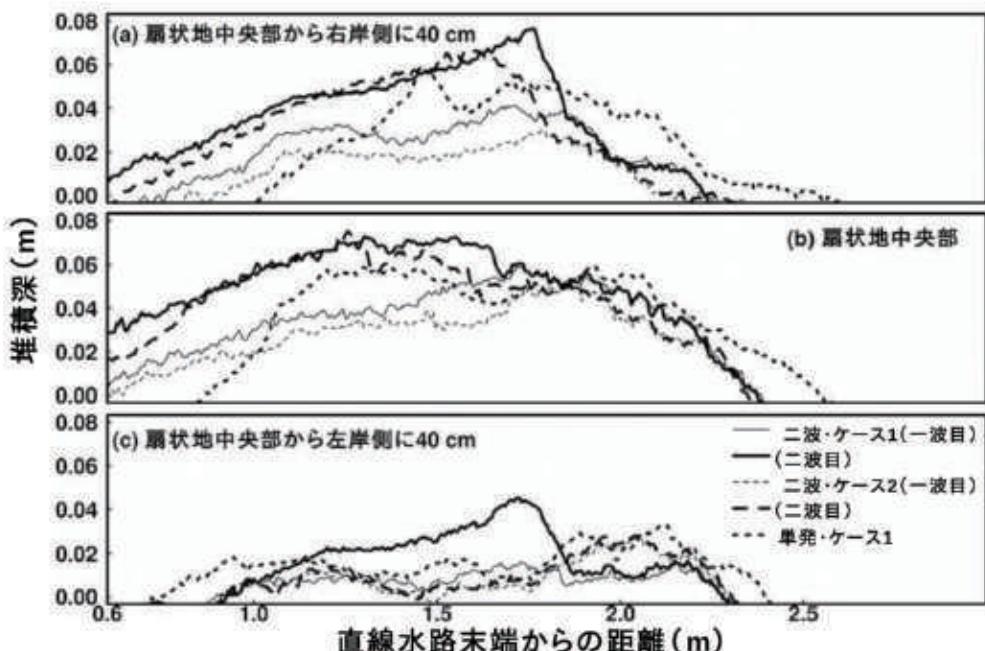


図-5 扇状地縦断方向の堆積深 (a) 扇状地中央部から右岸側40 cm地点, (b) 扇状地中央部, (c) 扇状地中央部から左岸側40 cm地点

層の水分条件を考慮した、不飽和河床上での堆積範囲の理論的な推定が必要になるだろう。

5. 結論

本研究により、土石流の流下波形が単純な二つの段波で構成される場合であっても、ケース間で二波目の氾濫・堆積範囲が異なり、最終的に異なった土石流扇状地が形成され得ることが分かった。二波目の堆積範囲の変化は、一波目で形成される土石流扇状地表面が不飽和状態であるために、二波目の土石流の流下方向が変化することで生じると考えられた。このことは、扇状地内部の水分条件の変化が、土石流の氾濫・堆積範囲の推定において重要であることを意味する。よって、今後は段波の継続時間や、段波間の土石流停止期間の長さ、扇状地の粒度分布といった、水分条件に影響を及ぼすと考えられる各種の条件の影響の検討や、より単純化された実験条件で、堆積層の間隙水圧等を直接計測し、河床の水分条件に応じた土石流の堆積・侵食機構の変化を解明する必要があるだろう。

謝辞：本研究は特別研究員奨励費（16J02197）の助成を受けたものである。

参考文献

- 1) Dowling C. A, Santi P. M.: Debris flows and their toll on human life: a global analysis of debris-flow fatalities from 1950 to 2011, Natural Hazards., Vol.71, pp.203-227, 2014.
- 2) 高橋保, 中川一, 佐藤広章: 土石流および土石流扇状地の形成に関する研究, 第 32 回水理講演会論文集, pp.497-502, 1988.
- 3) Nakagawa H, Takahashi T.: Estimation of a debris flow hydrograph and hazard area, In Debris Flow Hazards Mitigation/Mechanics, Prediction, and Assessment: Proceedings of 1st International Conference., pp.64-73, 1997.
- 4) Pederson C A, Santi P M, Pyles D R.: Relating the compensational stacking of debris-flow fans to characteristics of their underlying stratigraphy, Geomorphology., Vol. 248, pp.47-56, 2015.
- 5) De Haas T, Van Den Berg W, Braat L, Kleinhans M G.: Autogenic avulsion, channelization and backfilling dynamics of debris flow fan, Sedimentology., Vol. 63(6), pp. 1596-1619, 2016.
- 6) Chen H X, Zhang L M, Gao L, Yuan Q, Lu T, Xiang B, 6) Chen H X, Zhang L M, Gao L, Yuan Q, Lu T, Xiang B, Zhuang W L.: Simulation of interactions among multiple debris flows, Landslides., Vol. 14(2), pp. 595-615, 2017.
- 7) 經隆悠, 堀田紀文, 今泉文寿, 早川裕式, 篠原慶規, 増井健志, 酒井佑一, 西口幸希, 目名純也:三次元計測技術の土石流研究への適用性と課題, 平成 29 年度砂防学会研究発表会概要集, T2-04, 2018.
- 8) 高橋保, 匠尚富: 変勾配流路における土石流の形成, 京都大学防災研究所年報, No. 29, B-2, pp.345-359, 1986.
- 9) 江頭進治, 芦田和男, 佐々木浩: 土石流の流動機構, 第 32 回水理講演会論文集, pp.485-490, 1988.
- 10) Gonda Y.: Function of a debris-flow brake, International Journal of Erosion Control Engineering, Vol. 2 (1), pp.15-21, 2009.

(2018. 5. 25 受付)