

|          |     |        |
|----------|-----|--------|
| 九州大学 工学部 | 正 員 | 平野 宗夫  |
| 同 上      | 正 員 | ○ 岩元 賢 |
| 同 上      | 学生員 | 猿渡 裕明  |
| 同 上      | 学生員 | 隈本 茂樹  |

### 1. まえがき

最近の焼岳や桜島における現地観測や水路実験を中心にした研究により、土石流の先端部は段波状を呈することから明らかになった。段波は、本来 図-1(a)に示すような非定常な流れであるが、段波の伝播速度  $W$  と同じ速度で移動する座標系から見ると、図-1(b)のように段波は静止し、定常な流れとして取りあつかうことができる。筆者らは、後者の移動座標系における現象を実験室に再現するためにベルトコンベア式水路を製作し、前報<sup>(1)</sup>において、水だけによる段波先端部の形状と粒子の流動機構に関して実験および考察を行なった。今回は水にメサライトを投入して作製した土石流の先端部における粒子の挙動について調べたので報告する。

### 2. ベルトコンベア式水路の概要

試作した水路は、図-2に示すように、幅 10 cm、高さ 20 cm、長さ 2 m の両面アクリライト製の開水路の底面にベルトコンベアを密着させたもので、勾配は 0~0.6、ベルト速度  $V_B$  は 0~227 cm/sec の範囲で変えることができる。

実験に際しては、ベルトを回転させながら上流端から水を供給してベルト上に段波を発生させ、メサライトを所定量投入した後、ベルト速度と供給水量を調節して段波を静止させた。その一例を写真-1に示す。静止した段波では、形状が時間的に変化しないので水路の各点において流量が 0、したがって平均流速も 0 になり、水表面では下流向き、底面付近では上流向きの流れを生ずる。このような流れでは、粒子の平均速度が非常に遅くなるので、長時間、かつ詳細な観測が可能である。また、ベルト速度を調節することにより、任意の勾配に対して任意の平均流速を設定できるので、表面流速が 0 の等流や逆勾配の等流なども容易に作ることもできるなど、従来の水路にない利点を有する。

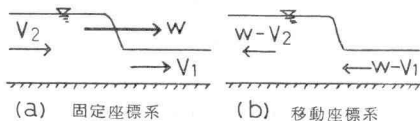


図-1 段波に関する座標系

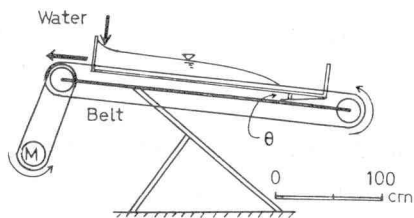


図-2 実験水路

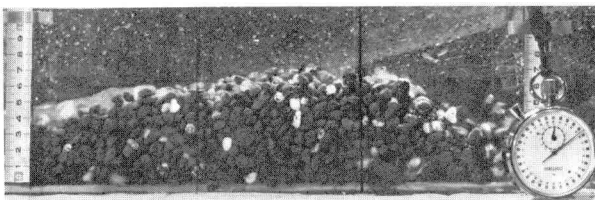


写真-1

### 3. 土石流先端部の挙動に関する実験と考察

水にメサライトを投入して作製した2種類の土石流(均一粒径  $d_m=0.82$  cm の場合と、 $d_m=0.55, 1.27$  cm を容積比 1:1 で混合した場合)( $\sigma=1.55$ )の形状、速度分布および段波内の粒子の移動形態等を 16 mm シネカメラおよび VTR で撮影した。

#### 1) 速度分布

均一粒径による土石流の各断面(フロントからそれぞれ  $X=5.3, 12.9, 16.2, 20.5, 26.6$  cm の位置)における速度分布の測定結果(移動座標系)を図-3に示す。流れは、断面が先端部から後方部に移るにつれて速度分布が、若干変化しており、中央部付近でもっとも速度勾配が小さく、それから離れるにしたがって、速度勾配は大きくなっているようである。

つぎに、これを固定座標系にプロットすると、図-4 のようになり、ビンガム流体に似た分布形を示す。ビンガム流体の速度分布は<sup>(2)</sup>

$$\frac{u}{u_a} = \frac{\eta(2a_* - \eta)}{a_*^2}$$

で示される。ここに、 $u$  : 水深  $y$  における速度、 $u_a$  : 表面流速、 $\eta = y/h$ 、 $h$  : 水深、 $a_* = y_a/h$ 、 $y_a$  : 剪断応力  $\tau = \tau_y$  となり速度勾配が 0 となる位置である。

図に  $a_* = 0.2$  の場合を破線で記入すると、実験値とよく合っているように見える。

しかし、実際には、図-3 に示すように  $\eta > a_*$  の部分においても速度勾配が存在するから、ビンガム流動として取りあつかうのは問題があると思われる。

## 2) 段波内の粒子の挙動と分級作用

図-5 は、混合メサライト土石流におけるフロント、最高部の表面および原材料の粒度分布の測定結果の 1 例である。土石流のフロントにおける巨礫の集中化や、粒子流における深さ方向の分級作用（いわゆる逆グレイディング現象）は、よく知られた事実であるが、図によると、両方の現象が同時に発生していることが示されている。

つぎに、図-6 は、VTR で測定した粒子の軌跡を示したものである。図-3 に示すように速度分布が存在するため、粒子が底面に近づくとき上流へ、底面から離れるとき下流へ移動して図に示すような循環を生じている。また、表面近くの粒子は下流へ運ばれてフロントに来るとくずれ落ち、底面近くで再び巻き込まれると上流へ移動する。フロント付近の粒子の動きを詳細に観察すると、フロントに落下した粒子のうち、小さい粒子は底面付近にもぐり込み、底面近くの強い逆流に乗って上流へ速やかに運ばれ、特に大きい粒子はもぐり込みに対する抵抗が大きいため、いつまでもフロントに滞留する。（写真-2、参照）

このように、一度フロントへ出てきた巨礫は上流へ移動しないために、フロントへの巨礫の集中化が生ずると考えられる。また、比較的大きい粒子はフロントから再びもぐり込んで逆グレイディング現象のため、すぐに上方の順流動に入り込み、下流へ運ばれてフロントから出てくる。

以上より、大きい粒子は先端の近くを循環し、小さい粒子は同様の理由で、下流端の近くを循環しやすいために、流下方向の分級作用が生ずるものと思われる。

1) 平野、岩元、猿渡：ハルトコソバア式水路による 2.3 の実験結果について、第 22 回水理講演会論文集、1978  
2) 椿、中山、羽田野他：土石流の流動について、土木、西部支部講演集、1977。

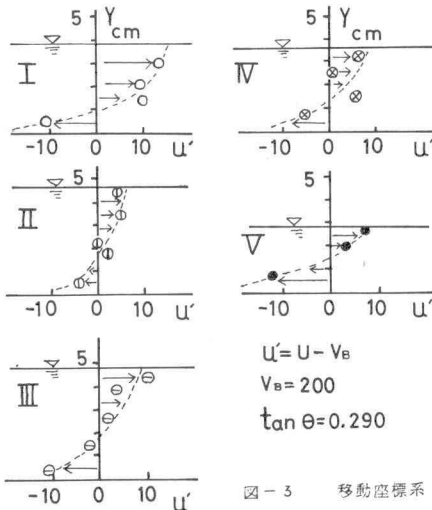


図-3 移動座標系

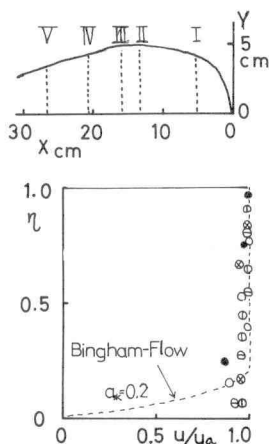


図-4 固定座標系

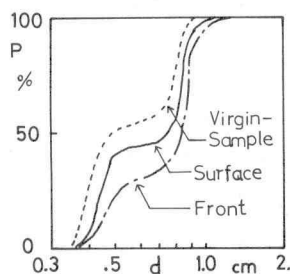


図-5 粒度分布

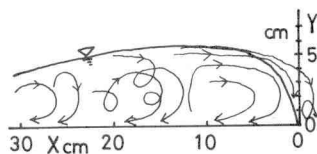


図-6 粒子の軌跡



写真-2