

北海道大学工学部 正員 山岡 勲
 同 上 正員 長谷川和義
 岡山建設(三重県) 正員 岡山 幹治

1. はじめに 54,55年度に、固定床水路を用いた泥流実験を実施し、路床粗度に関するレイノルズ数の違いによって、ビンガム・ダイラタントの二つの流動形態が現われ得ることを確認した。また、濃度・粒径など、泥流材料の性質によってもこれらが生じ得ることを示唆してきた。本年度は、従来のものとは異なる細砂分に富む風化火山灰を用いた実験を行ない、材質による流動形態の違いを明らかにする。

2. 実験装置と方法 使用水路を図-1に示す。路床には1~1.5cmの碎石を一様にはりつけている。(マンニングの粗度係数 $n=0.02$, $k_s=1.22\text{cm}$)。今回は、サンドポンプによる回流方式を採用する必要が生じたため、流速分布の測定が不可欠となった。これには、内径6mmのL字型ガラス管にて作製した動圧計を用い、また、濃度分布をサイフォン式の泥水サンプリングによって測定した。使用した火山灰試料は、有珠山の北斜面に位置する小有珠右の川源頭部(外輪山頂)から採取したものであるが、同地域は今なお地盤変動がひき続き、何時崩壊するか分らないほど危険な状態になっている。図-2は、試料の粒度分布を示す。1977年噴火時の火山灰に比して細粒分に富み、また比重も2.71と大きい。実施実験は、平均濃度9.7~45.8%および路床勾配1/9~1/25の範囲内で、合計56回おこなわれた。

3. 流速分布と流体モデル 図-3のように記号を定義し、y点における流速を u 、表面流速を u_s 、摩擦速度を u_* とする。実験によって得られた流速分布を整理すると、図-4~6に示すような三つのグループに分れてまとまる。図-4の例

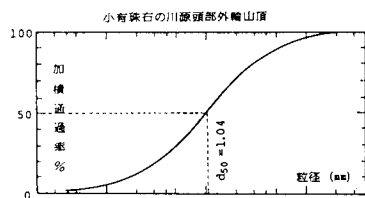


図-2 使用試料の粒度分布

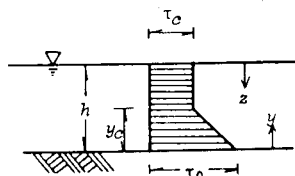


図-3

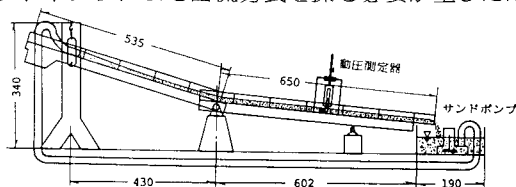


図-1 使用水路

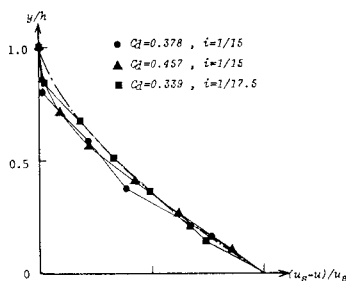


図-4 (a)

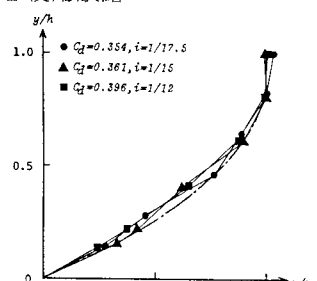


図-5 (a)

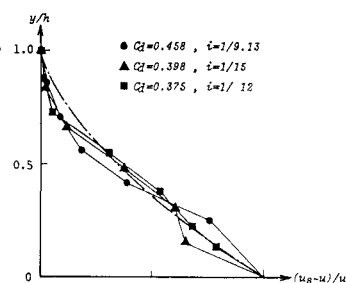


図-4 (b)

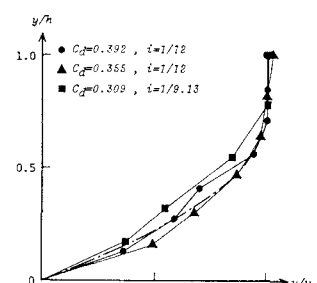


図-5 (b)

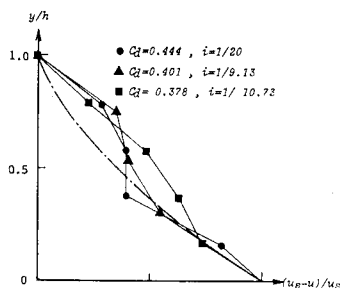


図-4 (c)

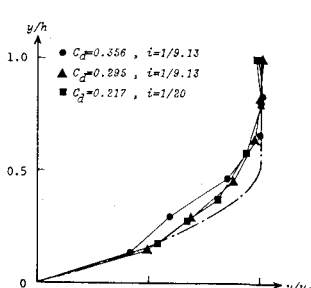


図-5 (c)

は、33%以上の高濃度の実験に多く見られ、外観がゾル状を呈し、時おり伝わる乱れが表面に達して深いしわを刻む。図-5の流れは、濃度が15~40%の間で生じ、粘性の卓越した流況を呈するが、外観は上述のものとはほとんど変わらない。濃度が15%以下の場合には、清水の射流と似た様相を示し、水面が激しく波立つ。図-6はこのようなグループの例であり、対数則が成立している。

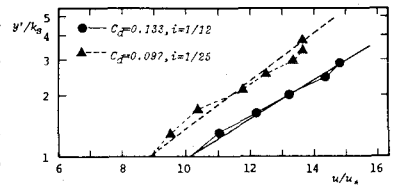


図-6

さて、それぞれに対してモデル流体を想定し、あてはめを考える。一般の塑性流動の式(1)をもとに、せん断力の直線分布(2)式およびせん断降伏値の存在を仮定すれば、流速分布および降伏点流速は式(4)(5)となる。式中、 μ_d などの測定困難な係数を除くために無次元表示すると、 $m=1$ (ニュートンまたはビンガム流体)、 $m=0.5$ (ダイラタント流体)に対し、式(6)、(7)が得られる。図-4中の一点鎖線は、式(7)を表わし、図-5中の一点鎖線は式(6)に対応している。このときの α の値は、 U を平均流速として $\alpha = 3 \cdot U/u_c - 2$ によって求めた。一方、図-6から得られるカルマン定数は、清水に比して小さく0.3から0.1まで濃度の増大とともに減少する傾向を示した。以上から図-4のグループをダイラタント流体に、図-5のそれをビンガム流体に特定することができ、図-6のグループを浮遊砂乱流として区分し得ることになる。

4. 流体モデルの領域区分図

著者らは、流体モデルの区分パラメータとして、過年度に式(8)および式(9)で表わされる量を提案し、実験泥流が一応区分されることを確かめてきた。しかし、前者に含まれる v_d は、濃度とともに変化するのでこのままでは両者が独立とはならず、本年度のような濃度変化の大きいデータに対しては、区分に不都合が生ずる。そこで、式(8)なる修正を行ない D_* とともにプロットすると図-7のようになる。これより明らかとなり、泥流は力学的条件を表わす Red のみならず、構成材料の性質を表わす D_* によってもその流動特性が変化する。すなわち、 Red が大きい場合でも $D_* > 800$ を満たさなければダイラタント流動は生ぜず、また $D_* < 1500$ においてはビンガム流動が現われる。しかし、 $D_* < 350$ では乱れの発達によって対数則が成立するようになる。以上の事柄は、構成粒子が細粒であっても泥流濃度が高い場合には、粒子間応力が発生してダイラタントとなり濃度の減少につれてより微細な粒子の担う粘性効果が卓越するようになり、さらに低濃度の状態では乱れによるレイノルズストレスが現象を支配するようになることを示唆している。

本研究を進めるにあたり、流速分布、濃度分布の測定に藤田助教授の指導と協力を受けた。記して謝意を表す。参考文献：山岡・長谷川・藤田：流路工内を流れる火山泥流の平均流速公式の適用区分、土木学会第36回年講、1981、10

$$\begin{aligned} (\tau - \tau_c)^m &= \mu_d \frac{du}{dy} \dots\dots\dots (1) \\ \tau &= (1 - \frac{y}{h}) \tau_0 \dots\dots\dots (2) \\ \frac{\tau_c}{\tau_0} &= 1 - \frac{y_c}{h} = \alpha \dots\dots\dots (3) \\ u &= \frac{h \tau_0^m}{(m+1) \mu_d^m} \{ (1-\alpha)^{m+1} - (1-\alpha - \frac{y}{h})^{m+1} \} \dots\dots (4) \\ u_c &= \frac{h \tau_0^m}{(m+1) \mu_d^m} (1-\alpha)^{m+1} = u_s \dots\dots\dots (5) \\ \frac{u}{u_c} &= 1 - \{ 1 - \frac{1}{1-\alpha} \frac{y}{h} \}^2 \dots\dots\dots (6) \\ \frac{u_s - u}{u_s} &= (1 - \frac{y}{h})^2 \dots\dots\dots (7) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} Red &= u_* k_s / v_d \dots\dots (8) \quad Red' = u_* k_s / v_w \dots\dots (8)' \\ D_* &= \sqrt{(\sigma/\rho - 1)gd^3} / v_w / \{ (C_*/C_d)^{1/3} - 1 \} \dots\dots (9) \\ v_w, v_d &= \text{水、泥流の動粘性係数、} \sigma/\rho = \text{土粒子の比重} \\ C_* &= \text{土粒子最充てん濃度、} C_d = \text{泥流濃度、} d = \text{代表粒径} \end{aligned}$$

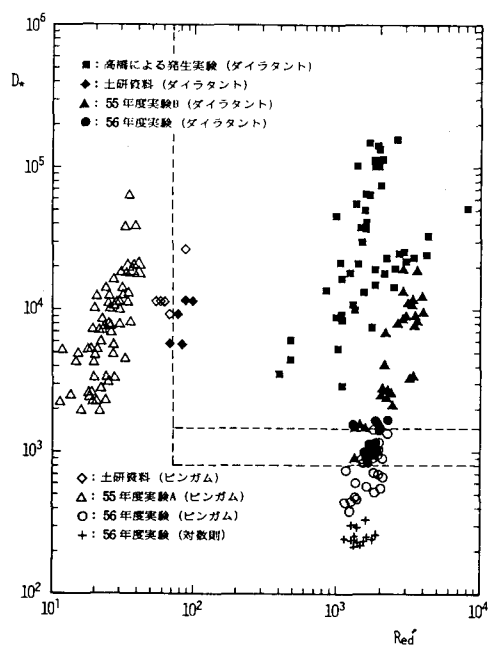


図-7 モデル流体の領域区分