

土石流における転波列の特性 Characteristics of Roll-Waves in Debris Flow

鹿児島工業高等専門学校 ○正 員 足 田 誠
九州大学 大学院 学生員 溜 池 博 文
九州大学 大学院 学生員 松 枝 修 治
九州大学 工学部 正 員 椿 東一郎

1. ま え が き

急勾配水路の水流にあらわれる転波列については、Cornish¹⁾の有名な観測以来、数多くの研究がなされてきた。とくに、岩垣・岩佐²⁾は転波列の波速にのった座標系を用いた水面解析と跳水条件とを結びつけ、不連続周期解を与える解析手法を提案するとともに、水理学的特性を明らかにするため室内実験を行い、層流から乱流領域に至る理論との対応について詳細な検討を行っている。また、高橋ら³⁾は土石流においても、フルード数の大きい場合には水流と同様に転波列が発生し、その無次元波高・周期などは水流について得られた岩垣らの理論値にほぼ一致するという研究結果を報告している。一方、著者らも1979年以来、桜島の長谷川において流路工を流下する土石流観測を実施してきたが、すべての土石流においてきれいな転波列を観測してきた。土石流転波の野外観測例は今のところ皆無であるため、本文では、まず、そのVTR記録から流路工における土石流の波速・周期・波形などを測定・解析した結果について述べる。次に、急勾配の平滑粗粒固定床上を流下する水及び土石流の実験を行い、固定床における土石流と転波列の特性について検討する。

2. 観測及び実験方法

(1) 長谷川における土石流の観測・測定方法

長谷川の流路工は、底面幅8m、側岸勾配1:1、流路勾配 $\theta = 4^\circ$ ($\tan \theta = 0.07$)である。底面及び側岸は熔岩の石積みで、コンクリート目地止めさせているが、頻発する土石流の通過のためはほぼ滑面化されている。1978年に鹿児島県砂防課により、右岸法面内側に着色ペイントによる量水標が、左岸堤防上には土石流観測所が設置され、カラーVTRカメラによる観測が開始された。1979年には高感度の白黒カメラを併置するとともに、上流のセンサー切断と同時に照明灯がつき、明るさに応じていずれかのVTRカメラが作動するなど種々の改良を加えた。その結果、昼間の記録からは、水深や土石流中における礫の速度及び減水期に顕著に発生する転波列の波高・波速・周期等が観測された。なお、高感度VTR白黒カメラでは、夜間においても水位測定は可能であった。また、VTR、タイマー等の全装置が停電時にも作動するように、1980年以降は電源をバッテリー方式に改良し、ほぼ満足すべきデータが得られるようになっている。

長谷川の土石流においては、図-1に示すように、明瞭な転波列が観測され、水深はVTR記録からディジタイザを利用して読み取りを行った。平均流速 u_m については、固定床の水路実験において、水深程度の粒径 d をもつ礫の移動速度が流れの平均流速にほぼ等しいことを確かめ、土石流中を流れる $d \approx h_0$ の岩塊の移動を追跡して求めた。さらに、波速 c ・周期 T の測定も行った。

(2) 固定床上の水及び土石流の実験方法

室内実験水路は流路長12m、幅10cm、有効高さ28cmで、片面

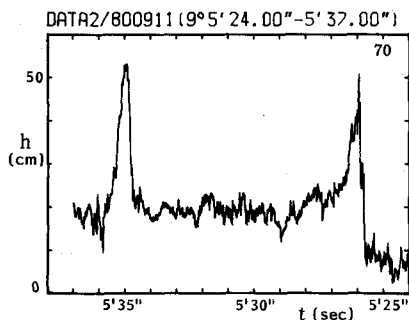


図-1 転波列の波形 (長谷川)

アクリル側壁を持ち、水路床はベニヤ板を敷いたもの及び供給砂（平均粒径 $d = 4.4 \text{ mm}$, 0.8 mm ）と同一の砂をベニヤ板の上に貼りつけたもので、流体力学的な滑・粗とは異なるが、便宜上以下では前者を平滑固定床後者を粗粒固定床とよぶ。勾配は $\theta = 4^\circ \sim 20.5^\circ$ まで変化させ、最上流には給水装置を、約 70 cm 下流に土砂供給装置を設け、土砂濃度はその勾配における流下可能最大濃度とした。下流端における採砂試料より、単位幅流量 q 、土砂濃度 C_d を求め、下流端より 60 cm 上流位置において、側方より高速撮影した 16 mm フィルム（1コマ、 $1/100$ 秒）から、転波列の水理量、すなわち、波速 c 、周期 T 、最大水深 h_b 、最小水深 h_f 、波形 $h \sim x$ をディジタイザを用いて読み取り、一部 VTR を併用した。

3. 固定床上における土石流の特性

(1) 固定床水路における土石流実験

高橋ら³⁾は粗粒固定床上を流れる土石流について実験し、堆積を生じないで流下可能な最大土砂濃度 G における流速分布、抵抗則及び G と水路勾配の関係などは、水で飽和した土石流のものとはほぼ一致することを示している。しかし、平滑固定床の土石流では明瞭な Slip velocity が存在するため、ここでは、平滑・粗粒固定床の土石流を簡単にダイラタント流体とみなして取扱う。図-2 に示す等流状態の土石流を考え、図の記号を用いて摩擦速度を $u_* = \sqrt{gh \sin \theta}$ とおくと、流速分布は、Slip velocity を $u_{y=0} = u_b$ として次式で表わされる。

$$\frac{u - u_b}{u_*} = \frac{2}{3} \frac{h}{ad} \{1 - (1 - \eta)^{\frac{5}{2}}\} \quad (1)$$

ここに、 $\eta = y/h$

$$\frac{1}{a} = \left[\frac{C_d + (a - C_d) \frac{\rho}{\sigma}}{a_i \sin \phi_r} \right]^{\frac{1}{2}} \left(\frac{C_*}{C_d} - 1 \right) \quad (2)$$

であり、 σ 、 ρ は粒子、水の密度、 C_d 、 C_* は土石流及び堆積層における粒子の容積濃度、 $a_i \sin \phi_r$ は実験によるばらつきが大きい、一応定数（ ≈ 0.02 ）とみなされている。上式から断面平均流速 u_m を求め、流速係数を

$\phi = u_m / u_*$ とすると

$$\frac{u_m}{u_*} = \phi = \frac{1}{(1 - u_b / u_m)} \frac{2}{5} \frac{h}{ad} \quad (3)$$

となる。また、表面流速を u_s とおくと

$$\frac{u_s - u}{u_* - u_m} = \frac{5}{2} (1 - \eta)^{3/2} \quad (4)$$

図-3 は粗粒及び平滑固定床上の流速分布図から求めた $(u_s - u) / (u_s - u_m)$ を η に対してプロットしたものである。データの散らばりは著しいが、平均的には、式(4)が成立しており、土石流をダイラタント流体として扱って良いことがわかる。

さらに、式(1)を用いて、運動量補正係数 $\alpha = \int u^2 dy / u_m^2$ は

$$\alpha = 1 + 0.25 (1 - u_b / u_m)^2 \quad (5)$$

となる。粗粒固定床の土石流では、 $u_b = 0$ 、 $\alpha = 1.25$ となるが、固定床が滑面に近く、 u_b / u_m が増加する程、 α の値は 1 に近づく（図-4）。平滑固定床の場合、 u_b / u_m の値は図-4 に示すよう
図-4 土石流の運動量補正係数
に、 $u_b / u_m = 0.6 \sim 0.7$ の程度であり、対応する α の値は 1.04 程度である。なお、土石流から掃流の間のいわゆる土砂流域における実験も含まれている飽和堆積層上の土砂流の ϕ について、高橋⁴⁾は次式を与え

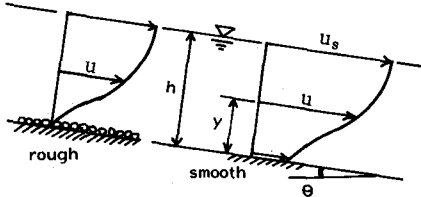


図-2 等流状態の流れの模式図

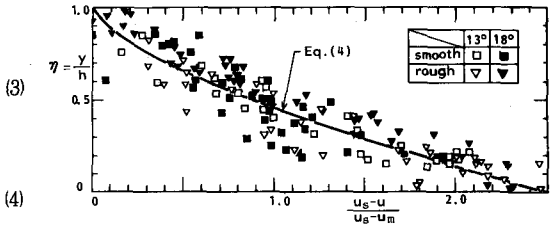


図-3 土石流の流速分布の無次元表示

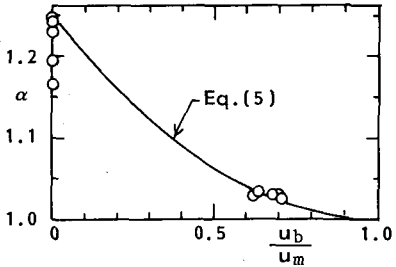


図-4 土石流の運動量補正係数

ている。

$$u/u_* = \varphi = (0.23 + 0.65 \tan \theta) h/d \quad (6)$$

次に、図-5は1波長間における勾配 13° の平滑・粗粒固定床上を流れる土石流の波形を示したものである。水深は流れ方向にはば単調に増加して最大水深 h_b に達した後、不連続的に急激に最小水深 h_f となり、岩垣らの水流に関する転波列の水面形に類似している。

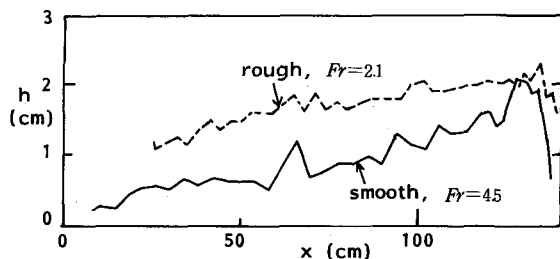


図-5 転波列の波形 (実験 $d = 4.4 \text{ mm}$)

($\theta = 13^\circ$, $C_d = 0.29$, 単位幅流量 $q_0 = 143 \text{ cm}^2/\text{s}$)

(2) 長谷川の流路工における土石流

長谷川は桜島北岳に源を発する流域面積 1.48 km^2 の急流河川で古くから土石流の多発地として知られている。図-6(a)は長谷川流路工における典型的な土石流流出の例で、2分間を単位とする降雨と流量の時系列であり、降雨量は流域中流部の春田山雨量観測所の記録である。ハイドログラフは転波列をともなう前駆流の流下が続いて、段波的に流量が急増してピークに達した後、比較的長く継続する減速部を持つ。

流量ピーク時には大きな礫が集中し、その転動にとまなう水面変動と転波列による変動が混在してランダム性に富むが減水期においては、図-1に示したようにきわめて明瞭な転波列が観測された。その周期は $5 \sim 7.5$ 秒程度で、その波形は扁平の谷部の水深 h_f の上に孤立波的な顕著な峯(水深 h_b)が重畳した形をとる。流量 Q を求めるための平均水深 h_0 として1波長間の平均水深で定義することにし、平均的な値 $h_0 = 1.1 h_f$ を用いた。なお、転波列の峯は法勾配 $1:1$ の護岸においてかなり顕著な遡上が起るため、遡上前の水深を測定するように努めたが、 h_b の測定にはかなりの誤差が入ることは避けられなかった。

図-6(b)、図-6(c)、図-6(d)、図-6(e)は、それぞれ谷部の水深 h_f と相対波高 $(h_b - h_f)/h_0$ 、転波列の周期 T とその無次元表示 $T' = \sqrt{g \sin \theta \cdot \tan \theta / h_0} \cdot T$ 、 12.33 m 区間で測定された波速 c と c/u_m 、及び流れのフルード数 $Fr = u_m / \sqrt{g h_0 \cos \theta} = \varphi \sqrt{\tan \theta}$ の時間的変化を示したものである。

まず、図-6(b)の水深時間曲線のもとで、図-6(c)に示すように、周期 T はほぼ一定である。そして、無

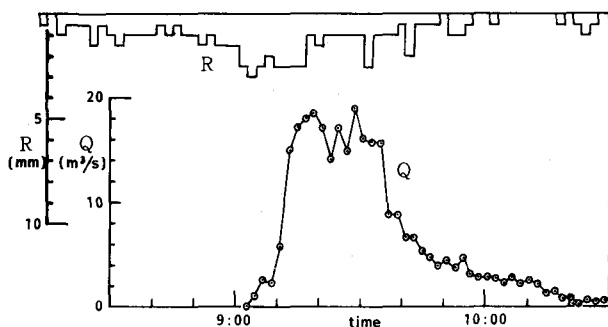


図-6(a) 降雨・流量の時系列

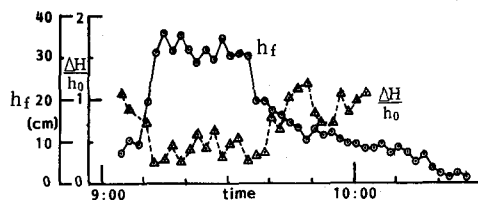


図-6(b) 谷部の水深と相対波高の時系列

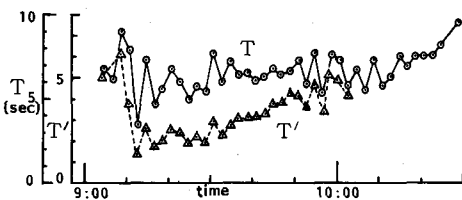


図-6(c) 周期と無次元周期の時系列

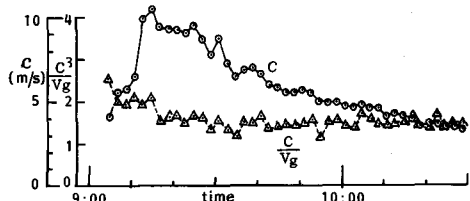


図-6(d) 波速と波速/平均流速の時系列

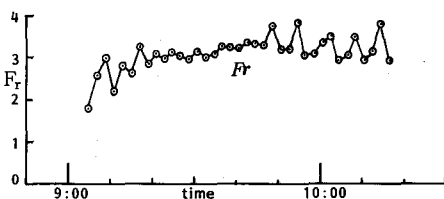


図-6(e) フルード数の時系列

次元周期 T' はピーク時の $T' \approx 2.2$ から転波列の明瞭な通減部の値 $T' = 4.0$ まで変化する。ピーク時において相対波高が小さく、周期 T' が短いのは、それぞれ短周期変動が転波列の発達を阻害したためと、巨礫の存在による短周期の振動をもカウントしたためと思われる。ここに、図-6(d)の波速 c/u_m や長波長の水面攪乱は波長の影響を受けないためほぼ定数である。

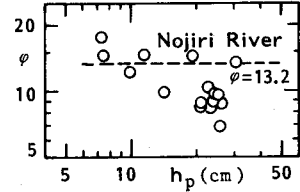


図-7 ピーク時の流速係数

また、 $F_r = \varphi \sqrt{\tan \theta}$ であり、図-6(e)からわかるようにピーク時の φ の値 ($\varphi \approx 11.2$) は大きい礫の集中現象のため通減部における $\varphi \approx 12.1$ より若干小さい。

なお、図-6(a)のハイトグラフとハイドログラフの間には、とくにそのピーク付近において良い応答関係が見られる。その理由として長谷川の流域特性があげられる。すなわち、長谷川は下流部では約1kmの流路工と狭く部を形成し、それより上流は細長い矩形に近く、幹川がほぼその中心を貫ぬいている。このため、降雨に際して数多くの溪谷から幹川に流入する雨水の到達時間は一定に近く、時々刻々の降雨量が大きく変形されることなく流下したためと考えられる。

図-7は、各土石流のピーク付近における流速係数 φ_p を水深 h_p に対してプロットしたもので、 $\varphi_p = 8 \sim 15$ の範囲にあり、単純な平均値は $\varphi_p \approx 10.9$ である。これらの値は桜島野尻川の土石流 ($Q_p \approx 3 \sim 500 \text{ m}^3/\text{s}$) の観測から求めた φ_p の平均値 13.2 にかかなり近い。式(3)から、礫や岩塊を多量に含有する桜島水系の土石流において、 $\varphi \approx \text{const}$ が成立するのは、土石流の代表径 d が水深 h にほぼ比例するためと考えられる。

4. 土石流転波列の考察

(1) 水流の転波列に関する岩垣の理論

水流の転波列に関する岩垣²⁾の理論が、土石流の転波列にも適用できるものと仮定して実験・実測結果を検討するため、まず、理論の概要を簡単に述べておく。転波の波速 c で動く移動座標系 $\xi = x - ct$ と図-8の記号を用い、水深・流速を $h(x, t) = H(\xi)$, $u(x, t) = U(\xi)$ とし、等流状態に添字 0、波の峯谷にそれぞれ b , f をつける。

水深 H , 波速 c , 流速 U , 進行流量 K , 座標 ξ , 波長 λ , 周期 T の無次元量として、岩垣らとは若干異なる次の無次元量を導入する。

$$H' = \frac{H}{H_0}, \quad c' = \frac{c}{\sqrt{g H_0 \cos \theta}}, \quad U' = \frac{U}{\sqrt{g H_0 \cos \theta}}, \quad K' = \frac{K}{\sqrt{g H_0^3 \cos \theta}}, \quad \xi' = \frac{\xi}{H_0} \tan \theta,$$

$$\lambda' = \frac{\lambda}{H_0} \tan \theta, \quad T' = T \cdot \sqrt{\frac{g \cos \theta \cdot \tan \theta}{H_0}}$$

さらに、流れのフルード数 $F_r = U_0 \sqrt{g h_0 \cos \theta} = \varphi_0 \sqrt{\tan \theta}$ 及び流速係数 φ の式形として

$$\varphi = A H^m = \varphi_0 H'^m \quad (A \text{ は一般に } \sigma/\rho, c_d \text{ 及び } \tan \theta \text{ の関数})$$

を用いると、基礎式は次式のようなである。

$$(c' - U') H' = c' - U_0' = K'$$

$$\frac{dH'}{dc'} = \frac{H'^3 - (c' H' - K')^2 / (F_r'^2 H'^{2m})}{H'^3 - (1 - \alpha) c'^2 H'^2 - \alpha K'^2}$$

$$\frac{H_b'}{H_f'} = \frac{1}{2} \left[-1 + \sqrt{1 + 8 \frac{K'^2}{H_f'^2}} \right]$$

$$\frac{1}{\lambda'} \int_{c'(H_f')}^{c'(H_b')} H \cdot dc' = 1$$

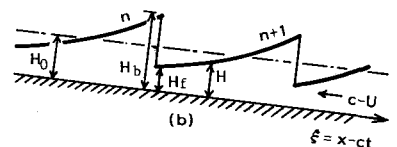
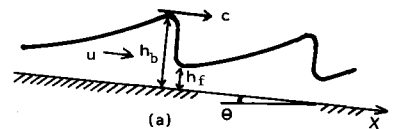


図-8 座標変換と転波列の模式図

ここで、式(7)は連続の式、式(8)は水面形方程式、式(9)は跳水条件、式(10)は λ' の決定条件である。以上の数式から、水流及び土石流の転波列の特性は、上述の無次元表示でフルード数 F_r 、運動量補正係数 α 、及び流速係数 ϕ における水深の指数 m の値に規定されることがわかる。

(2) 計算結果と実験との比較

図-8(b)に示すように、1つの波形内には支配断面が存在するから、等流水深 $H'=1$ で式(8)の分母=0から、波速は次式

$$c' = F_r \{ \alpha + \sqrt{\alpha(\alpha-1) + (1/F_r^2)} \}$$
 (11)

で与えられ、 c' は指数 m には関係しない。また、転波列の発生条件は $\lim_{H' \rightarrow 1} dH'/d\alpha \geq 0$ より、発生限界フルード数 F_{rc} は次式となる。

$$F_{rc} = 1 / \sqrt{(m + \frac{3}{2})^2 - 2(m+1)\alpha}$$
 (12)

さらに、波長 λ' 、峯の水深 h'_b など転波列の特性は試算法による数値計算によって求めることができる。
土石流転波列に対する上の理論の適合性を検討するために、著者らの室内実験、長谷川流路工の土石流観測と岩垣ら²⁾(乱流における水流実験)及び高橋ら³⁾(粗粒固定床実験)の資料を用いる。後述の図にプロットするデータの記号、指数 m の値及び運動量補正係数 α の値の概略値を表-1に記した。

表-1 水流・土石流実験の要目

研究者 (河川名)	記号	水路床 (d, mm)	粒径 (d, mm)	指数 m	α
CaseA : 水流					
岩垣	×		—	0.167	1.05
著者	○	平滑	—	0.24	1.02
"	●	粗(4.4)	—	0.28	1.08
CaseB : 土石流(平滑固定床)					
著者	□	平滑	0.8	1.0	1.04
"	■	"	4.4	1.0	1.04
(長谷川)	田	平滑化		0	
CaseC : 土石流(粗粒固定床)					
高橋	△	(1.2)	1.2	1.0	1.2~1.0
"	▲	(4.0)	4.0	1.0	1.2
著者	▽	(0.8)	0.8	1.0	1.2
"	▼	(4.4)	4.4	1.0	1.2

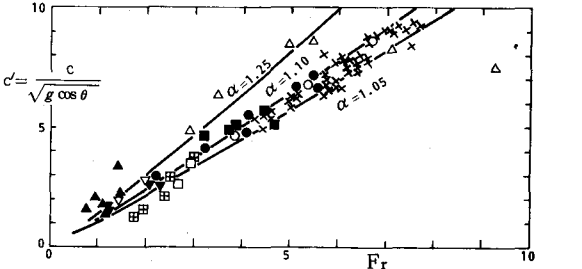


図-9 波速とフルード数の関係

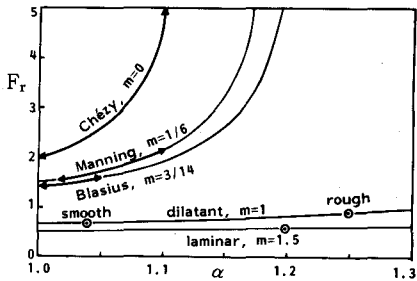


図-10 転波列発生限界のフルード数 F_{rc}

図-9は表-1のデータを用い、 c' と F_r の関係をプロットしたものである。同図には平滑固定床の土石流(Case B)及び粗面乱流の運動量補正係数に対応する $\alpha = 1.05$ と、粗粒固定床の土石流(Case C)に対応する $\alpha = 1.25$ の場合の式(11)の計算結果も記入している。水流転波列の c' は岩垣が指摘しているように $\alpha = 1.05 \sim 1.10$ の範囲にある。また、土石流の転波列の場合、Case Cの c' はCase Bより若干大きく、運動量補正係数としては前者には $\alpha = 1.25$ 、後者には $\alpha = 1.10$ が適している。

次に、流速係数における H の指数 m の値は、実験水路における土石流・土砂流の場合には $m = 1$ 、長谷川流路工の土石流の場合には $m = 0$ である。なお、水流については粗面乱流の場合にはManning式を用いて $m = 1/6$ 、滑面乱流の場合には $m = 3/14$ である。また、流れが層流の場合には $m = 1.5$ 、 $\alpha = 1.20$ である。これらの各場合について、式(12)から発生限界フルード数 F_{rc} を求めた結果が図-10である。それぞれに対応する α の値を考慮して、 F_{rc} の値は層流・平滑固定床の土石流・粗粒固定床の土石流・滑面乱流・粗面乱流・

$\phi = \text{const}$ 型（長谷川流路工）の順で大きく発生し難くなる。

図-11は転波列の無次元波長とフルード数との関係を示すものである。土石流の転波列の波長はManning式の $m=1/6$ の計算曲線が平均的には妥当である。なお、岩垣²⁾の研究によると、 α や m の値が大きい層流($\alpha=1.2$, $m=1.5$)の場合にも λ' の実験値は理論曲線とよく一致する結果が示されている。しかしながら、粗粒固定床($\alpha=1.25$, $m=1.0$)の場合の計算値は層流のそれに近い結果を与えているにもかかわらず、著者及び高橋の実験値とは全く異なる。このくいちがいの理由は明らかでないが、跳水的な急変流に於ては、土石流中における水と粒子の運動が異なり、連続体としての取扱いが不可能となるであろう。結局、両者が分離して土石流の転波列は水に近い挙動を示すのではないかと考えられる。

最後に、図-12には峯の水深 H_b' とフルード数との関係を土石流の転波列について示した。ここでも高橋が指摘したように、土石流の H_b' は水流のものに類似した挙動を示している。

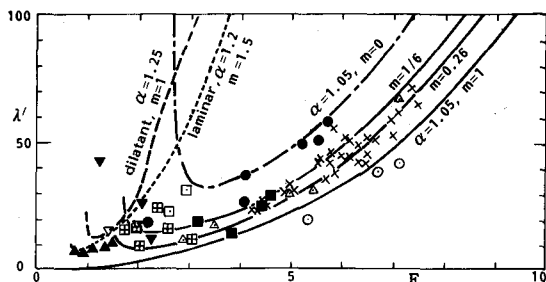


図-11 転波列の無次元波長とフルード数の関係

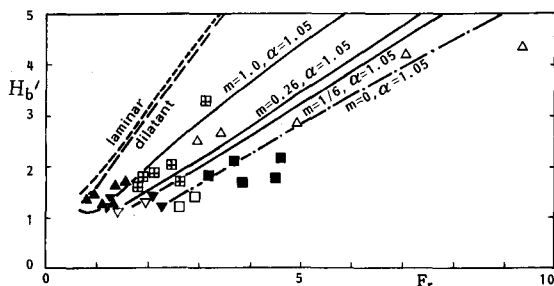


図-12 転波列の峯の水深 $H_b' = H_b/H_0$ とフルード数の関係

5. あとがき

桜島長谷川の流路工における土石流観測に於て、明瞭な土石流転波列を観測してきたことから、現地の土石流転波列の特性を調べるとともに、平滑・粗粒固定床を流下する土石流について実験を行い、固定床の土石流と発生する転波列の性質について検討した。その結果、土石流の転波列は乱流の水流に発生する転波列に類似した性質をもち、跳水をとまなう急変流においては固・液混層流としての解析は適合しないことが示された。跳水条件の検討や急変流における水と粒子との分離など多くの問題が残されている。

最後に、土石流の観測においては鹿児島県桜島地域学術調査協議会、鹿児島県砂防課より多くの援助を受けた。また、VTRシステムの改造・設計及び土石流実験においては、九州大学水工土木学教室の柴田敏彦、藤田和夫技官に負うところが大きい。さらに、同教室の平野宗夫教授より有益な助言をいただいた。厚く謝意を表する次第である。

参考文献

- 1) Cornish, V.: Waves of the sea and other water waves, T. Fisher, London, (1910).
- 2) 岩垣雄一・岩佐義朗: 転波列の水理学的特性について(薄層流に関する研究, 第7報), 土木学会誌 Vol. 40-1, (1955).
- 3) 高橋保・長谷川伸: 固定床一様水路における土石流の流動特性, 第35回土木学会年次学術講演会講演概要集, Vol II, (1980).
- 4) 高橋保: 土石流の停止・堆積機構に関する研究(3) - 土石流扇状地の二次浸食 - 京大防災研年報, 第25号 B-2, (1982).