

階段状河床波の形成・破壊過程における流砂機構

芦田 和男・江頭 進治
西野 隆之・亀崎 直隆

MECHANICS OF SEDIMENT TRANSPORT IN THE PRODUCTION AND DESTRUCTION PROCESSES OF STEP-POOL MORPHOLOGY

By Kazuo ASHIDA, Shinji EGASHIRA, Takayuki NISHINO and Naotaka KAMEZAKI

Synopsis

Mountain streams are characterized by such features as steep slope and a wide range of grain sizes. Mechanism of sediment transportation, therefore, are very complex, as seen in the armouring phenomena and in the processes of step-pool morphology.

In the present paper, the relation between sediment transport phenomena and processes of step-pool morphology is chosen for consideration. Discussions will be made on the flume data for flow resistance, sediment discharge and geometric characteristics of bed configuration in the production and destruction processes of step-pool bed system. A mathematical method for evaluating the sediment transport and related phenomena is proposed. The results predicted with this method are discussed and compared with the data for sediment discharge rates, particle size distributions of transported sediment as well as of bed sediment, and bed variation.

1. 緒 言

山地河川の特徴として、勾配が急であり、河床材料の粒度分布が広く、さらには土砂の供給条件が不安定であることなどがあげられる。そのために山地河川においては土石流、浮流、掃流といった三様の流砂形態が現れるが、河道における土砂の量的、質的分布など土砂の存在状態の推定が困難なものと相まって、出水時の流砂形態や各形態における流砂量を予測するのはかなり困難な状況にある。

山地河川における掃流砂についてみても、出水時の流砂量は量的にも質的にも大きく変動することが多く、また、出水毎に流砂の特性値が異なっている¹⁾。著者らは、階段状河床波と砂礫の分級現象がその大きな原因になっているものと考えて、階段状河床波に関する現地調査や基礎研究を行ってきた。これらの研究^{2), 3), 4)}によって、室内実験水路や現地河川に見られる階段状河床波の形成・破壊条件や形状特性値を予測することがほぼ可能な段階になってきた。さらに、階段状河床波上の流れの抵抗についてもかなり明らかにされつつある⁵⁾。これらについては著者らの最新の文献⁶⁾にまとめている。

本研究は、上述の研究の次の段階をめざしたものであって、階段状河床波と流砂現象とをより直接的に関連づけて議論しようとするものである。まず、水路実験を行って、これをもとに階段状河床波の形成過程における流砂の量的・質的变化と流れの抵抗変化を議論している。同様に、破壊・変形過程についても、流砂の量的・質的变化、階段状河床波の形状特性値について議論している。ついで、これらの結果を基礎として、形成・破壊変形過程における流砂現象を量的に評価するための数学モデルについて考察するとともに、その適用性についても検討している。

2. 流砂現象に関する実験的考察

2.1 実験の概要

実験に用いた水路は、長さ 12 m、深さ 40 cm の勾配可変の鋼製循環式水路である。水路幅は可動式になっている。側壁の一方はガラス張りで固定されており、他方は最大 100 cm まで任意に調節できるようにされている。ここでは、水路幅は 30 cm に設定されている。流量は、自動制御によって任意に設定される。水路には、測定用台車があり、そこには位置検定のためのポテンショメータ、水位計およびポイントゲージが取り付けられている。このような実験装置を用いて 2 種類の実験を行った。一つは、階段状河床波の形成過程における流砂現象を調べるためのもので、もう一つは河床波の破壊変形過程における流砂現象を調べるものである。以下便宜上、前者を形成実験と呼び、後者を破壊実験と呼ぶことにする。

形成実験は次のように行われた。まず、水路勾配を 0.1 ($\sin \theta$) に設定し、Fig. 1 に示す粒度分布をもつ最大径 3.81 cm、平均粒径 1.38 cm の砂礫を厚さ 15 cm、長さ 6.5 m の区間に敷きならし、水締めを行った。これを初期河床として、上流端給砂 0 の条件のもとで流量 6 l/s を定常的に給水し、実験を開始した。通水は、流砂が殆んどなくなり、河床が安定するまで続けられた。通水開始と同時にサーボ式水位計を用いて、適当な時間間隔で水位の縦断分布の測定を行うとともに、下流端において流砂量の測定を行った。さらに水位測定に合わせて上流よりパンチくずを投入し、水路上方に設置されたビデオカメラによりこれを撮影し、表面の流況や流速を測定した。時間経過とともに河床が低下し、河床表面には顕著なアーマ・コートが発達するとともに、階段状河床波が形成され、通水後約 90 分経過した時点では流砂が殆ど無くなった。この時点において、ポイントゲージを用いて水位の縦断形を詳細に測定するとともに、通水を停止して河床位の縦断形を測定した。それによれば平均河床勾配は 0.0865 になっていた。また、下流端から約 3 m の地点において河床表層及びその下層の砂礫を採取した。このとき、表層の採取厚さは最大粒径程度になっている。

破壊実験は次のように行われた。形成実験における最終河床を初期条件として、給砂なしの条件のもとで流量の増加率を一定にして通水した。Fig. 2 に通水条件を示している。すなわち、流量を増加率 0.2 l/min の割合で 4 l/s から 10 l/s (30 分) まで増加させ、その後定常給水に切り換えている。この間、形成実験と同様の項目について測定を行ったが、この実験ではとくにどの時点において階段状河床波が破壊されるか、破壊時において水理特性値がどのようなものであるかに着目している。

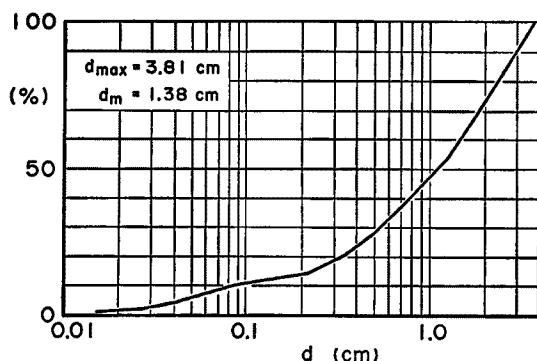


Fig. 1 Particle size distribution of sediment employed in the flume tests.

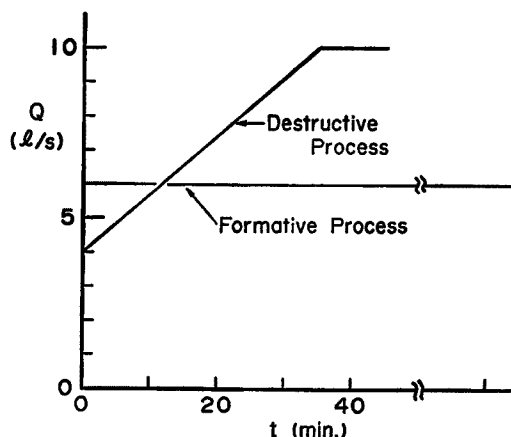


Fig. 2 Supply discharges in the two experiments.

2.2 形成実験の結果と考察

Fig. 3 は、形成実験の最終状態における水位 (90 分) および河床位 (93 分) を示したものである。参考

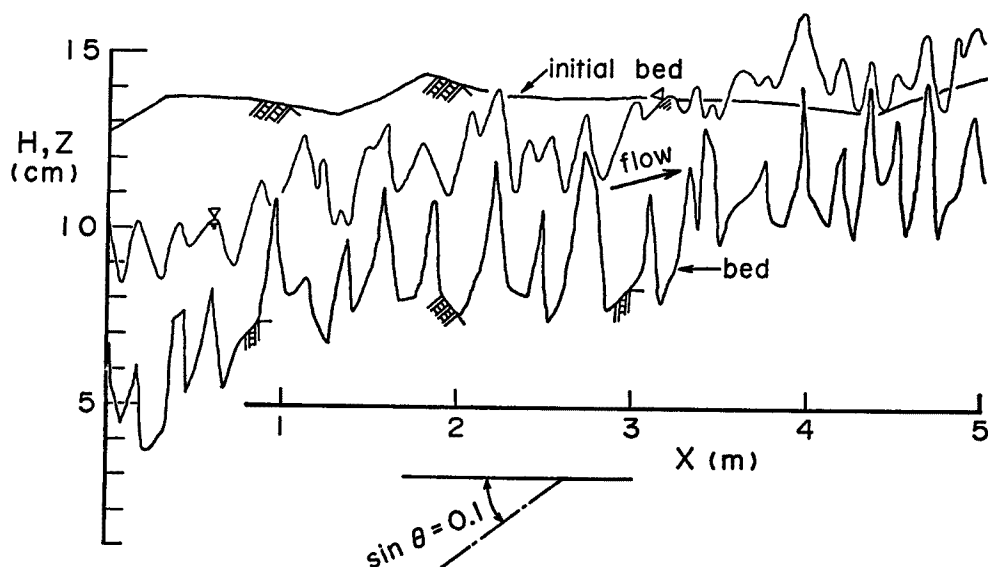


Fig. 3 Bed and water surface profiles in the final stage of production process of step-pool morphology.

のため、初期河床位も示している。通水と同時に、河床には反砂堆が形成されるが、時間経過とともに河床は低下し、それに伴って掃流力が減少して河床表面には粗粒化現象がみられる。粗粒化の進行とともに反砂堆の挙動は緩慢になり、ついにはこれが固定化されて明瞭な階段状河床波に発達する。**Fig. 3**の結果は、このような過程の最終状態であり、図示のように、河床には顕著な階段状河床波が見られ、水面には河床と同位相の波が見られる。さらに注意深く見ると、河床にはいわゆる小規模な河床波ばかりでなく、波長の長い、例えば波長2m程度の波も見られる。このような河床位の変化を無視して0~5m区間の河床平均勾配を求めると、約0.0865程度になっている。なお下流端より3m地点のアーマ・コートの平均粒径は1.8cmであった。

Fig. 4は、最終状態における階段状河床波の波長および波高分布を示したものである。波長は10~40cmの範囲に分布しており、平均波長 $\bar{l}$ は23.9cmになっている。波高は、1.5cmから5.5cmの範囲に分布しており、平均波高 $\bar{h}$ は、3.1cmになっている。後述の**Table 1**に示す数値を用いて初期水深およびフルード数を推定すれば、それぞれ3.04cm、および1.2程度の値を得る。このことを考慮すれば階段状河床波の平均波長は反砂堆のそれにほぼ一致している。また、平均波高とアーマ・コートの平均粒径との比 $\bar{h}/d_m$ は1.7程度であって、これらの結果は階段状河床波の形状特性値に関するこれまでの知見の範囲にある。

最終状態における階段状河床波の形状特性値は上述のようであるが、このような河床波が形成されるまでの過程において、流砂量、流砂の粒度分布、流れの抵抗などがどのように変化するかみてみよう。**Fig. 5**に流砂量および抵抗係数の時間変化を示し、**Fig. 6**に流砂の粒度分布を示している。ここで抵抗係数 f は、つぎのように求められている。すなわち、移動床中央部分の流れに沿った、三つの測線におけるトレーサ追跡によって表面の平均流速 v_s を求め、さらにこれを0.7倍したものを断面平均流速 v として、これと連続式を用いて算定されている。したがって、精度のよいデータとは言えないが、その変化傾向を把握するにはこれで十分である。また、**Fig. 6**には参考のため初期河床材料およびアーマ・コートの粒度分布も示されている。まず、下流端流砂量とその粒度分布について見ると、流砂量は通水開始から20分頃まではかなり大きく、その変動も大きい。20分を過ぎると次第に遞減していき、50分を過ぎるとかなり少なくなっているのが分かる。流砂の粒度分布について見てみると、3'、9'50"および20'のものは、大きい方に片寄ったり、

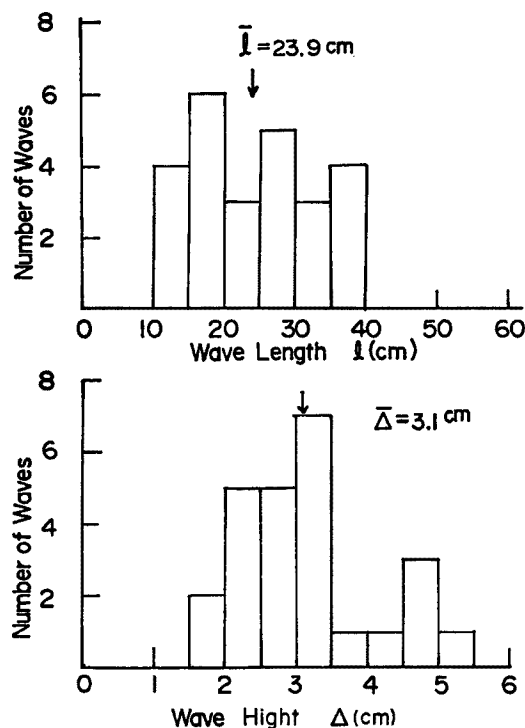


Fig. 4 Distributions of wave length and height of step-pool morphology in the final stage of production process.

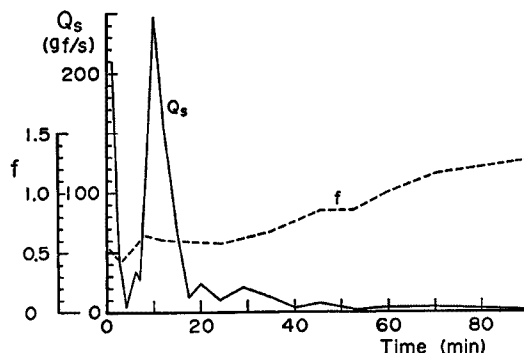


Fig. 5 Change of sediment discharge rate and friction factor in the production process.

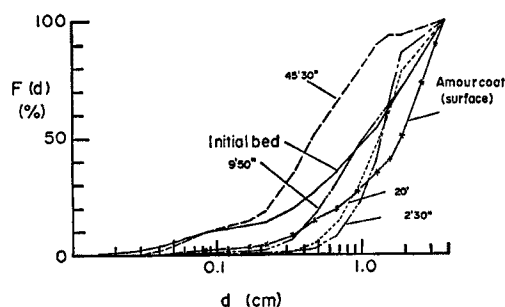


Fig. 6 Change of particle size distributions of transported sediment in the production process.

小さくなったりしながら初期河床材料周辺で変動しており、これらには有意な差は認められない。さらに時間が経過した 45'30" のものについて見ると、これは上述のものに比較してかなり細粒化しているのが判る。ここで、Fig. 5 の抵抗係数の変化をみると、通水後30分後までは殆ど変化は見られないが、それ以後、漸増していき、70分を過ぎると初期の値の2倍程度に増加しているのが分かる。流水抵抗の測定場所と流砂量の測定断面とは場所が異なるため、厳密な言質は与えられないが、以上のことを総合すれば、河床表面の粗粒化が起こり、反砂堆が固定化され始めるのは、通水後30分頃であることが推察される。

形成過程に関する実験について述べたが、下流端から 3m 地点を中心として行われたトレーサ追跡による表面流速 v_s 、断面平均流速 $v (=0.7v_s)$ および抵抗係数に関する結果を Table 1 に示しておく。ここに、 t は通水開始後の測定時刻、 i_w は水面勾配、 f および f_s はそれぞれ次の定義式を用いて算定されている。 $f = 8gqi_w/v$, $f_s = 8gqi_w/v_s$ ($q = 200 \text{ cm}^2/\text{sec}$)、本表の抵抗係数のデータによれば、 f よりむしろ f_s の方がより妥当な値になっている可能性が高い。なお、最終状態の水面勾配は $i_w = 0.0885$ であるが、このときの平均河床勾配は、前にも述べたように $i_b = 0.0865$ であった。

2.3 破壊実験の結果と考察

破壊実験は、前述したように形成実験の最終状態を初期条件として、流量を 4 l/s から 10 l/s まで直線的に増加させ、30分以後 10 l/s を定常的に与えて流砂現象を調べたものである。ただし通水後37分頃には河床低下のため移動床の長さが 3m 程度になり、実験データの有意な情報が得られなくなった。

Table 1 Friction factor obtained by a tracer method for production process of step-pool morphology

t (min/sec)	i_w	v_s (cm/s)	v (cm/s)	f_{ss}	f
00'30"	0.0970	93.87	65.71	0.183	0.535
03 00	0.0993	102.64	71.85	0.144	0.419
08 03	0.100	89.23	62.46	0.221	0.644
12 20	0.100	91.29	63.90	0.206	0.601
18 00	0.0843	87.33	61.13	0.198	0.578
24 00	0.0730	82.86	58.00	0.201	0.587
35 00	0.0780	80.59	56.41	0.234	0.682
45 30	0.0935	79.47	55.63	0.293	0.853
53 00	0.0935	79.24	55.47	0.294	0.858
59 00	0.0935	75.37	52.76	0.342	0.997
70 00	0.0885	70.43	49.30	0.397	1.158
90 00	0.0885	68.36	47.85	0.435	1.267

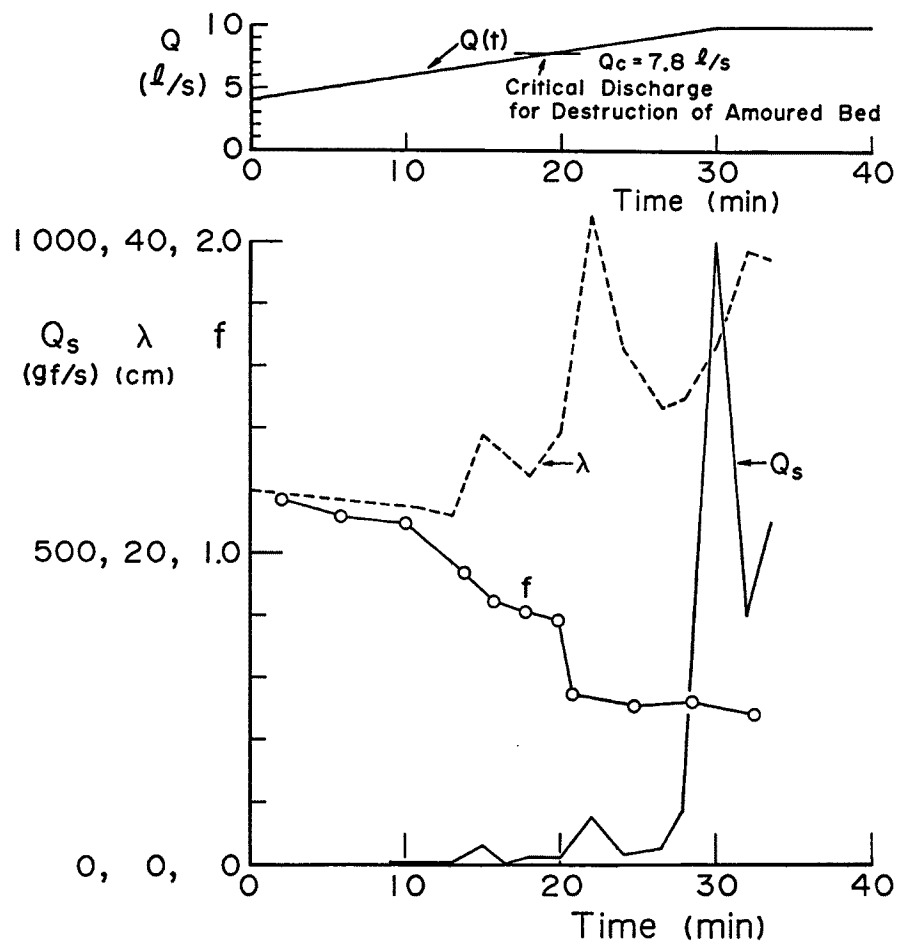


Fig. 7 Change of sediment discharge rate, wave length and friction factor in the destruction process.

まず、流砂量、水面波の波長、および抵抗係数の時間変化について見てみよう。Fig. 7 はそれらの結果を示したものである。ここで、水面波の波長を示したのは、Fig. 3 の結果に示されたように、階段状河床波の変形や破壊現象が、水面波の波長変化として現われると考えているからである。図示の結果によれば、流砂量は、通水後13分の時点、すなわち流量が6.6 l/s を越えるまでは0であって、それから20分頃までは、微量の流砂がみられる程度である。その後、22~23分 (8.4 l/s~8.6 l/s) 頃に有意な流砂があり、流砂量は28分頃から急激に増加している。抵抗係数は、通水開始から漸減していき、20分頃に急激な変化を示し、通水初期の値の約1/2程度までに小さくなっている。水面波の波長は、15分頃少し変化し、20分頃急激に増大しているのが分かる。このような現象の変化を念頭に置いて、流砂の粒度分布の時間変化を調べてみよう。Fig. 8 はそれらの結果である。図中には、参考のため形成実験におけるアーマ・コートの粒度分布を示している。まず、16'30" のデータを見ると、これには最大径38.1 mm の礫は含まれてなく、他のものに比べてかなり小さいのが分かる。18分および22分のものは、ほぼアーマ・コートのものに等しく、28分のものはアーマ・コートの材料より粗くなっている。

上述の結果を総合すれば、次のような興味深い現象が起っていることが推察される。① f が通水初期から20分まで漸減するのは、主として流量の増加に伴い水深が大きくなることに起因しているが、これは、また十数分以後、階段状河床波の局所的な破壊にも原因している。② 流砂量や水面波の波長変化に関する結果から考えて、階段状河床波が局所的に破壊され始めるのは15分 ($Q=7$ l/s) 頃ではないかと予想される。③ 抵抗および水面波の波長変化から考えて、アーマ・コートの破壊、すなわち河床波の破壊が全域に起こるのは20分頃 ($Q=8$ l/s) である。すなわち、階段状河床波の破壊あるいはアーマ・コートの破壊は、形成流量 (6 l/s) をはるかに起えた条件で起こっている。④ 流砂量が20分の時点において急激に増加しないのは、破壊によって移動を開始した砂礫が、階段状河床波のプール部の埋め戻しや、Fig. 3 にも見られるように、さらにスケールの大きい河床形状を滑らかにするために使われているためである。⑤ 18分~28分における流砂

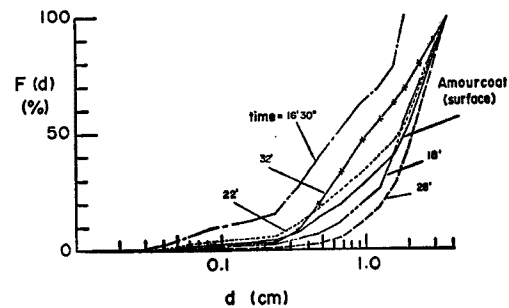


Fig. 8 Change of particle size distributions of transported sediment in the destruction process.

Table 2 Friction factor obtained by a tracer method for destruction process of step-pool morphology

t (min/sec)	i_w	v_s (cm/s)	v (cm/s)	f_w	f
02' 20"	0.0885	63.26	44.28	0.403	1.175
05 49	0.0890	67.84	47.49	0.385	1.121
09 58	0.0890	66.42	46.49	0.475	1.386
13 44	0.0890	78.66	55.06	0.323	0.941
15 40	0.0885	82.79	47.95	0.291	0.848
17 14	0.0865	86.82	60.77	0.279	0.812
19 00	0.0890	82.63	61.34	0.269	0.783
20 40	0.0885	100.29	70.21	0.186	0.543
24 53	0.0860	105.12	73.58	0.174	0.506
28 36	0.0700	97.86	69.92	0.178	0.520
32 33	0.0700	99.26	69.48	0.166	0.483

の粒度分布が粗いのは、アーマ・コートを構成していた材料が流砂の主要な成分になっているからである。

上述の③に示したように、一旦形成された階段状河床波が破壊されるためには、形成流量よりもかなり大きい流量が必要である。破壊流量の推定は、流砂問題を議論していく上で極めて重要であって、これについてはすでに芦田・江頭らによって議論されている。そこで、この方法によって本実験の破壊流量を推定してみると $Q=7.8 \text{ l/s}$ を得る。これは、通水後19分に相当しており、実験結果にほぼ一致している。この結果は、Fig. 7 の上部に示されている。

破壊実験においても抵抗係数は形成実験のものと同様の方法によって求められている。参考のため、これらの結果を Table 2 に示しておく。ここでも Table 1 の結果のものと同様の問題がある。

3. 流砂機構のモデル化

3.1 基礎方程式

砂礫の分級や階段状河床波の形成・破壊を伴うような場合の流砂現象は、現在のところ水の連続式とエネルギー式、流砂の連続式と流砂量式、および河床材料の粒度分布式を用いて議論される。このような流砂現象の支配方程式群には信頼性の高いものや研究途上にあるものなど様々である。本論が対象にしている現象を説明するためには、河床せん断力の推定精度の問題に関連して、水流のエネルギー式をどのように扱い、河床材料の粒度分布をどのように評価していくかが特に重要である。ここでは、これらの点に注目しよう。

水の連続式は、横流入がない状態を仮定すれば、

$$\partial Q / \partial x = 0 \quad \dots\dots\dots (1)$$

である。ここに Q は流量である。エネルギー式は、

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{v^2}{2g} + h \cos \theta + Z_b \right) = -I_s \quad \dots\dots\dots (2)$$

である。ここに、 v は断面平均流速で Q/Bh 、 h は平均水深、 Z_b は河床位、 I_s はエネルギー勾配である。エネルギー勾配は、抵抗係数 f を用いれば、

$$I_s = fv^2/8gh \quad \dots\dots\dots (3)$$

ここで、 f をどのように推定し、これに基づいて有効掃流力をどう評価するかが重要となる。これについては次節で議論する。

流砂の連続式（河床位方程式）は、砂礫の侵食速度および堆積速度を用いれば、次式のような形式である。

$$\frac{\partial Z_b}{\partial t} + \frac{1}{c_*} (E_i - D_i) = 0 \quad \dots\dots\dots (4)$$

ここに、 c_* は河床堆積物の体積濃度であり、 E_i および D_i は各粒径階における第 i 成分の代表粒径 d_i に関する絶対侵食速度および絶対堆積速度である。ここに、

$$\frac{\partial Z_b}{\partial t} = \sum_i \frac{\partial Z_{bi}}{\partial t}, \quad E = \sum_i E_i, \quad D = \sum_i D_i$$

である。

流砂量式は、 E_i および D_i を用いれば流砂量分布式の形に表現される。

$$\frac{\partial q_{bi}}{\partial x} = E_i - D_i \quad \dots\dots\dots (5)$$

ここに、

$$\frac{\partial q_b}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \sum_i q_{bi}$$

である。上式で E_i , D_i を与えれば、流砂量分布が決定される。 E_i については、中川・辻本⁷⁾の式を用いることにすれば、次のように与えられる。

$$\left. \begin{aligned} E_i &= \frac{k_3}{k_2} f_{bi} d_i p_{si} \\ p_{si} &= F_0 \tau_{*ci} \left(1 - \frac{\tau_{*ci}}{\tau_{*cm}} \right)^3 \sqrt{\frac{(\sigma-1)g}{d_i}} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (6)$$

ここに、 k_3 , k_2 は粒子の形状係数であって球形の場合には $k_3/k_2=2/3$, f_{bi} は河床表層における粒径 d_i の含有率、 p_{si} は pick-up rate, F_0 は経験定数で0.03~0.035である。 σ は粒子の比重、 τ_{*ci} は無次元有効掃流力 $u_{*ci}^2/(\sigma-1)gd_i$ である。 τ_{*ci} は d_i の無次元限界掃流力であって、Egiazaroff⁸⁾ および芦田・道上⁹⁾の成果を用いれば、次のようである。

$$\left. \begin{aligned} d_i &\geq 0.4d_m \text{ のとき,} \\ \tau_{*ci} &= \left\{ \frac{\log 19}{\log (19d_i/d_m)} \right\}^2 \tau_{*cm} \\ d_i &< 0.4d_m \text{ のとき,} \\ \tau_{*ci} &= 0.85\tau_{*cm} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (7)$$

ここに、 d_m は平均粒径、 τ_{*cm} は平均粒径の無次元限界掃流力である。一方、 D_i は、芦田・田中¹⁰⁾, 芦田・江頭¹¹⁾に従い、流砂量に比例して step length に反比例するものとすれば、次式のように表わされる。

$$D_i = q_{bi}/l_i \dots\dots\dots (8)$$

ここに、 l_i は d_i の step-length である。

河床表面の粒度分布、すなわち、粒径 d_i の含有率については、平野¹²⁾, 中川・辻本¹³⁾, Parker¹⁴⁾らのものがあるが、ここでは、粒度分布式を新たに導く。**Fig. 9** は、河床表層(交換層)の粒子交換モデルである。平野のモデルと同様、表層の厚さを αd_m (d_m は表層の平均粒径)とし、これは掃流力によらないものとする。表層における d_i の含有率を f_{bi} , その下層における含有率を f_{boi} とする。ここで、河床表面を原点とした移動座標系において質量保存関係をみると、河床が侵食される時には、下層から表層へ砂礫が供給され、堆積傾向のときには、これとは逆に表層から下層へ砂礫が流出することになる。これらのことを考慮すれば表層における粒径 d_i の含有率 f_{bi} に関する方程式が次のように導かれる。

侵食 ($E-D>0$) のとき、

$$\frac{\partial f_{bi}}{\partial t} = \frac{1}{\alpha d_m} \left\{ -\frac{k_3}{k_2} d_i p_{si} + \frac{q_{bi}}{l_i} + (E-D) f_{boi} \right\} \dots\dots\dots (9)$$

堆積 ($E-D<0$) のとき、

$$\frac{\partial f_{bi}}{\partial t} = \frac{1}{\alpha d_m} \left\{ -\frac{k_3}{k_2} d_i p_{si} + \frac{q_{bi}}{l_i} + (E-D) f_{bi} \right\} \dots\dots\dots (10)$$

ここに、

$$\sum_i f_{bi} = 1, \sum_i f_{boi} = 1$$

である。上述の粒度分布式は、交換層の概念を用いている点において、基本的には平野のものと同等であるが、流砂過程を侵食と堆積に分離して評価しており、流砂の

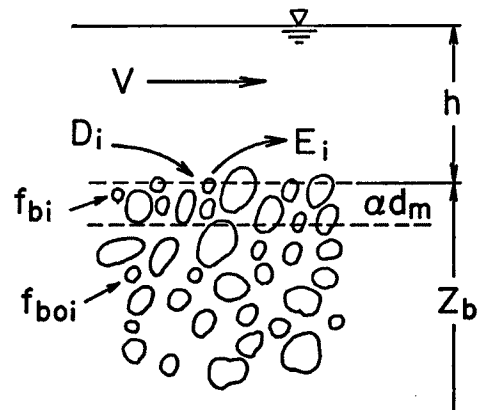


Fig. 9 Model of particle size distribution in surface layer (exchange layer).

非平衡性の影響がより直接的に表現される形になっている。

3.2 有効掃流力の評価法

前述の形成過程に関する実験によれば、河床砂礫の分級輸送が起こる条件になると、反砂堆が固定化されてエネルギーの形状損失が発生することが示されている。

芦田・江頭⁹⁾ らによれば、階段状河床波の発達した流路における流れの抵抗は次式で与えられる。

$$f = \frac{a\Delta}{\lambda} f_d + \left(1 - \frac{a\Delta}{\lambda}\right) f_s \quad \dots\dots\dots (11)$$

ここに、

$$f_d = 4KE\Delta/h, \quad (K=6, E=0.08) \quad \dots\dots\dots (12)$$

$$f_s = 8/\{6.0 + 2.5 \ln(h/d_m)\}^2 \quad \dots\dots\dots (13)$$

である。 Δ は階段状河床波の波高、 λ は波長、 $a\Delta$ は流れの剥離長であって、実験の範囲では $a=2.5\sim 3.0$ 程度の値になっている。式(11)の右辺第1項は形状損失に対応する抵抗係数を表わし、第2項は表面抵抗の寄与分である。

有効掃流力を推定するためには、どの時点から形状損失が現われて、これがどのように変化するか、すなわち、波長や波高がどのように変化するかを明らかにしなければならない。これらのうち、第1の問題については、芦田・道上の研究にみられるように、最大径の停止条件を適用することが考えられる。

これは、

$$u_*^2 < u_{*cmax}^2 \quad \dots\dots\dots (14)$$

のように与えられる。ここに、 u_{*cmax} は最大粒径の移動限界摩擦速度である。つぎに、芦田・江頭らによれば階段状河床波の波長は、分級によって反砂堆が固定化される直前のものに等しいことが示されている。このことにより、波長は、 $u_*^2 = u_{*cmax}^2$ のときのフルード数と水深によって決定されるものと考えられる。波高の発達過程については、十分な情報は得られていない。しかし、最終状態の波高、すなわち分級が終了した時点における波高は、アーマ・コートの平均粒径から最大粒径の範囲にあることが示されている。

$$d_m < \Delta_f < d_{max} \quad \dots\dots\dots (15)$$

ここに、 Δ_f は最終状態における波高である。波高の発達は、分級作用と密接に関連していることが判明している。このことに着目し、最も単純な関数形を用いて波高の発達過程を表わすとすれば、

$$\Delta(t, x) = \left\{1 - \frac{q_b(t, x)}{q_{bcmax}}\right\} \Delta_f \quad \dots\dots\dots (16)$$

のように表示することも考えられる。ここに、 $\Delta(t, x)$ は発達過程における波高、 $q_b(t, x)$ は x 地点の t 時刻における流砂量、 q_{bcmax} は最大粒径の停止時点における流砂量である。

一旦形成された階段状河床波は、掃流力がある値を越えたときに破壊される。この条件は次式であたえられる。

$$u_{*step}^2 \geq u_{*cmax}^2 \quad \dots\dots\dots (17)$$

ここに、 u_{*step} は階段状河床波の crest における摩擦速度であって、経験的に次式で推定される。

$$u_{*step}^2 = \frac{2v^2}{\{6.0 + 2.5 \ln(h/d_m)\}^2} \quad \dots\dots\dots (18)$$

以上の議論によって、階段状河床波の形成過程および破壊過程における有効掃流力を評価するための目安が得られた。ここで、有効掃流力は、

$$\frac{v}{u_*} = 6.0 + 2.5 \ln \frac{h}{d_m} \quad \dots\dots\dots (19)$$

を適用して近似できるものとし、上述の議論をまとめると次のようである。

形成過程：

$$\begin{aligned} u_*^2 \geq u_{*cm}^2 &\Rightarrow \Delta = 0 && \rightarrow \text{Eq. (11)} \rightarrow h \rightarrow \text{Eq. (19)} \\ u_*^2 < u_{*cm}^2 &\Rightarrow \frac{\Delta = \Delta(t)}{\lambda = \lambda(F_r, h)} && \rightarrow \text{Eq. (11)} \rightarrow h \rightarrow \text{Eq. (19)} \end{aligned}$$

破壊過程：

$$\begin{aligned} u_{*step}^2 < u_{*cm}^2 &\Rightarrow \frac{\Delta = \Delta_f}{\lambda = \lambda(F_r, h)} && \rightarrow \text{Eq. (11)} \rightarrow h \rightarrow \text{Eq. (19)} \\ u_{*step}^2 \geq u_{*cm}^2 &\Rightarrow \Delta = 0 && \rightarrow \text{Eq. (11)} \rightarrow h \rightarrow \text{Eq. (19)} \end{aligned}$$

波高の発達過程は今後十分に検討すべき問題であり、次に述べる適用例では $\Delta(t) = \Delta_f$ として、 Δ_f には実験値を採用し、 λ についても実験値を用いている。

4. 流砂モデルの適用

前述の流砂モデルを水路実験に適用し、モデルの適用性や改良すべき問題点について考察する。まず、形成実験に適用した結果を示し、ついで破壊実験の解析結果について述べる。数値計算に当たっては、Fig. 1 に示す粒度分布を8階級に分割する。各階級の代表粒径の step-length l_i は $100 d_i$ とする。平均粒径の無次元限界掃流力は $\tau_{*cm} = 0.05$ 、粒子比重は2.65、中川・辻本の pick-up rate の推定式に含まれる係数は $F_0 = 0.03$ とする。さらに、表層の厚さは、一例を除いて $\alpha d_m = 2.8 \text{ cm}$ としている。

形成実験における河床変動、流砂量、粒砂の粒度分布および河床表層の粒度分布に関する計算結果をそれぞれ Fig. 10, 11, 12 および 13 に示す。まず、Fig. 10 の河床位に関する計算結果についてみると、通水初期に河床低下が大きく現われ、低下速度は、時間経過とともに遅くなっていくのが理解される。これは、河床低下に伴う掃流力の減少と河床表層の材料の粗粒化に伴う抵抗力の増加によるものである。最終河床形状に関する実験値 (Final Bed) と計算値 (90') とを比較すると、計算河床位がやや低く計算されているが、両者は全体的にはほぼ一致していると見なせる。Fig. 11 の下流端流砂量についてみてみよう。ここには表層(交換層)の厚さを 2.8 cm および 2.0 cm としたとき計算値が示されているが、いずれの結果も十数分以後の流砂量は実験値よりも大きく計算されている。また、実験においては流砂の通減がはやいのに対し、計算においては減衰が遅くなっている。流砂量に及ぼす表層厚の影響についてみると、予め予想されるように表層厚の薄い方が流砂の通減が早いのが判る。ついで、流砂の粒度分布について、前述の Fig. 6 に示す実験値と比較しながら見てみよう。実験においては、初期段階の粒度分布は初期河床材料の粒度分布の周辺で変動しているが、計算結果は、河床材料の分布曲線よりも左側に位置しており、粗粒成分が少なく細粒成分が多く

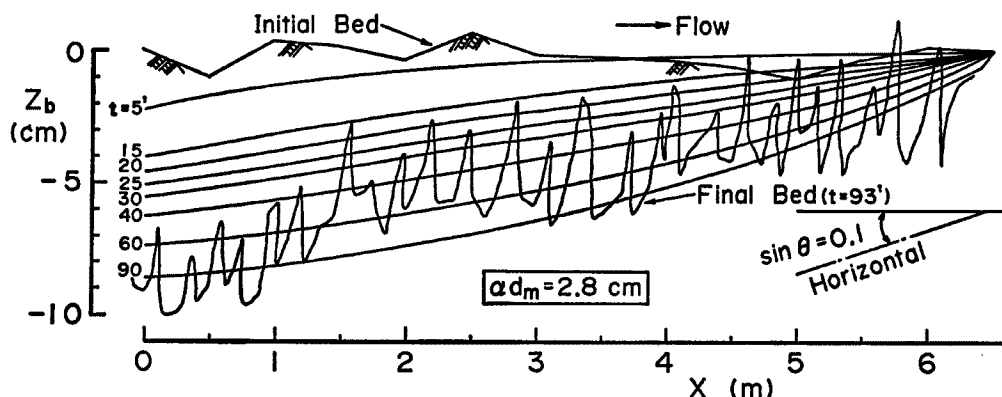


Fig. 10 Bed profiles calculated by the present method. Initial and final bed profiles in the formative process of step-pool morphology are shown in the figure.

なっている。しかし、時間とともに、分布形状が細粒化していく傾向は実験の傾向に一致している。最後に、移動床の中央部における河床材料の粒度分布について見ると、通水後 2'30", 10' および 20' の分布形は、初期河床のものとの顕著な差はみられず、それ以後粗粒化が進んでいるのが分かる。最終段階の実験値 (Armour Coat) と 90' の分布形を比較すると、粗粒成分については両者はほぼ一致している。しかし、粒径の小さい成分は、Armour Coat に含まれるものよりも多く計算されている。

破壊実験における河床変動、流砂量、流砂の粒度分布および河床表層の粒度分布に関する計算結果をそれぞれ Fig. 14, 15, 16, 17 に示している。なお、これらの計算の初期条件には、形成実験の最終状態の諸量が採用されている。まず、河床変動についてみると、計算において河床変動が起こるのは、階段状河床波が破壊される19分以後であって、それ以後形状損失が消滅し、なおかつ流量も増加するため、河床低下が大きく現われているのが判る。つぎに、

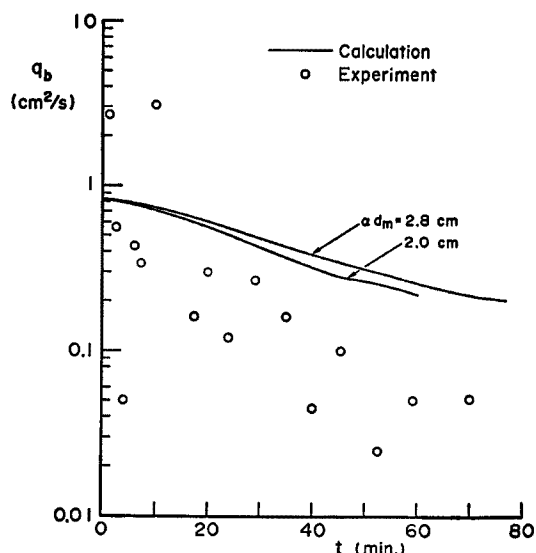


Fig. 11 Relation between the rates of sediment discharge obtained from the present method and from flume experiment in the production process.

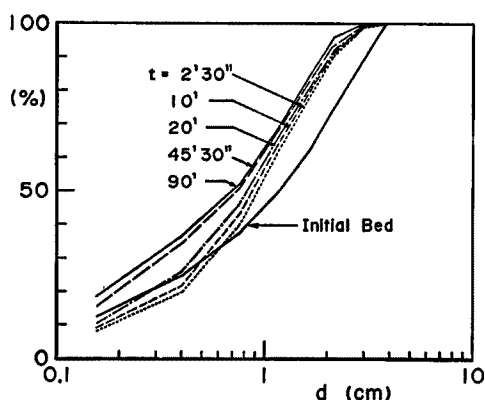


Fig. 12 Particle size distributions of transported sediment predicted with the present method in the production process.

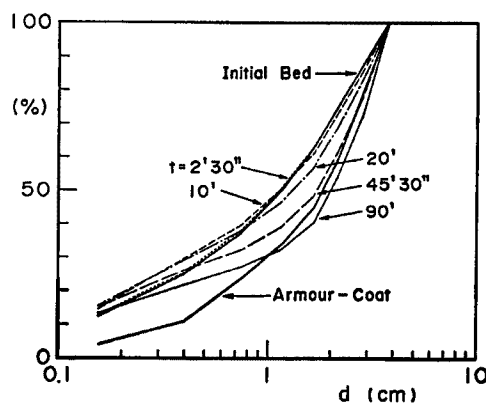


Fig. 13 Particle size distributions of surface bed layer predicted with the present method in the production process.

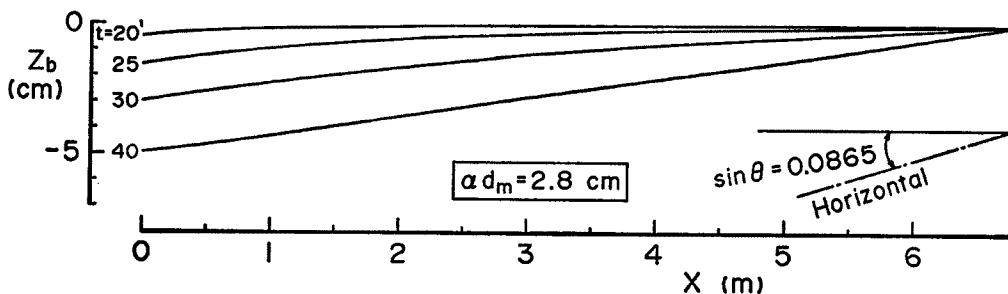


Fig. 14 Bed profiles in the destruction process calculated by the present method.

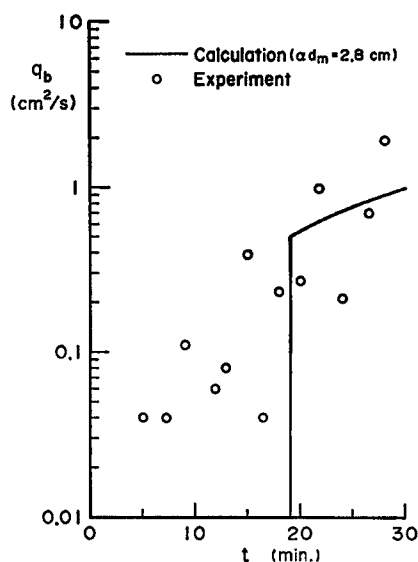


Fig. 15 Relation between the rates of sediment discharge obtained from the present method and from flume experiment in the destruction process.

流砂量についてみると、計算においては、階段状河床波が破壊されるまでは流砂量は0になっており、それ以後急激に増加して、実験値にほぼ等しくなっている。しかし、実験値においては、河床波が破壊される以前においても微量ではあるが流砂が存在している。つぎに、流砂の粒度分布について、前述の Fig. 8 に示す実験結果と比較しながらみてみよう。実験結果によれば、流砂の粒度分布は、アーマ・コートの粒度分布曲線の周辺で変動しているが、計算においては、アーマ・コートのものよりも小さく、むしろ初期河床材料に近い分布形を示している。最後に、Fig. 17 の河床材料について見てみると、粒径の大きい成分については殆ど変化はみられず、小さい成分が時間的に増加していき、初期河床材料のそれに近づいていく傾向を示している。

以上、形成実験および破壊実験に関する流砂モデルの適用例を示したが、これらの結果を総合すれば、この流砂モデルは、次のような点で改良すべき問題を含んでいる。①流砂の伝播速度が遅い。②流砂および河床表層の粒度分布に関する計算結果から推察されるように、大きい粒子と小さい粒子がいずれも動きにくい傾向を示している。③破壊過程において、階段状河床波が破壊されるまでは計算流砂量が0である。このような問題点が判明したが、①の問題は、河床表層の厚さ、step-length および限界掃流力の評価法に起因したものと思われる。ちなみに、交換層厚が薄く、step length が長く、限界掃流力が小さくなれば、流砂の伝播は速くなる。②の問題は、流れの掃流力と各粒子の移動限界の評価法に起因したものであって、総合的に考えて、とくに移動限界の評価に問題があるように思われる。③の問題は、エネルギーの形状損失が顕著な場合の有効掃流力の推定法に起因した問題であるが、 x 方向に平均するような有効掃流力の扱いでは解決できないことも考えられ、この問題を明らかにするためには、有効掃流力の縦断分布の問題を議論することも必要である。

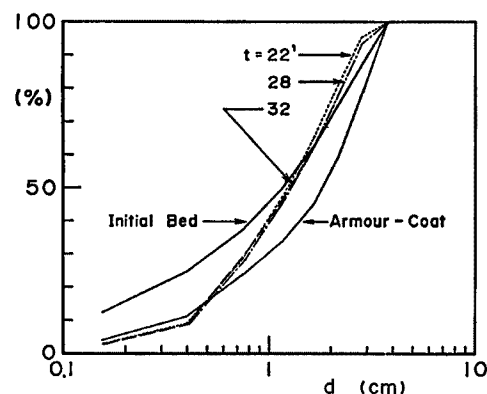


Fig. 16 Particle size distributions of transported sediment predicted with the present method in the destruction process.

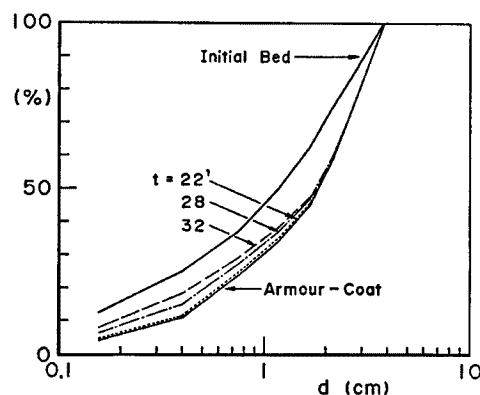


Fig. 17 Particle size distributions of surface bed layer predicted with the present method in the destruction process.

5. 結 語

本研究においては、粒度分布の広い山地河道の流砂現象を解明することを目的として、階段状河床波の形成・破壊を伴う場合の流砂現象について、考察を行った。本研究によって得られた成果を要約すればつぎのようである。

- (1) 給砂 0 の条件における階段状河床波の形成実験において、河床変動、流砂量、流砂の粒度分布および流れの抵抗に関して貴重なデータが得られた。とくに、河床砂礫の分級過程、あるいは階段状河床波の発達過程と流れの抵抗に関するデータはこれまでに類のないものである。
- (2) 階段状河床波の形状特性値は、これまでに行われた芦田・江頭らの研究成果によって説明される。
- (3) 形成実験の最終状態を初期条件とした破壊実験において、階段状河床波が破壊されるまでは流砂は殆んどなく、破壊直後から急激に増加することが判明した。また、破壊前後において流れの抵抗は急激に変化し、破壊後には形状抵抗は消失することが示された。もちろん、破壊後に通水を続け、ある時点において階段状河床波の形成条件が現れるならば、河床波は再び形成される。
- (4) 階段状河床波の破壊は、芦田・江頭らの破壊条件によって予測できる。
- (5) (1)～(4)の結果を踏まえ、階段状河床波の形成・破壊を伴う場合の流砂現象の評価モデルを提案した。このモデルは、水の連続式、エネルギー式、流砂の連続式、流砂量式、河床材料の粒度分布式からなっているが、従来のものと比べて粒度分布式および流れのエネルギー式に特徴がある。さらに、このモデルにおいては階段状河床波の形成条件や破壊条件が考慮されており、流砂の量的・質的変動が評価できるようになっている。
- (6) 形成実験および破壊実験に対して上述の流砂モデルを適用し、現状では十分に満足すべき結果が得られている。上述のように、興味あるいくつかの知見が得られたが、実験においても流砂モデルにおいても今後究明すべき問題が残されている。実験においては、とくに河床材料の粒度分布をどのように決定するのかは、河床表層近傍の理解の程度にも関連する問題である。一方、流砂モデルにおいては、4章の最後に述べたような問題がある。今後、こうした問題を究明するとともに、より一般性のある給砂条件や流路の条件を考えて、山地河道の流砂現象の理解に努めたい。

最後に、本研究は一部文部省科学研究費の補助を受けていることを記するとともに、実験や資料整理等において京大防災研究所吉田義則教官に御協力いただいた。ここに感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 1) 沢田豊明：山地流域の土砂流出に関する研究，京都大学学位論文，1985年10月，pp. 4-50.
- 2) 芦田和男・江頭進治・安東尚美：階段状河床波の発生機構と形状特性，京大防災研年報，27号 B-2，1984，pp. 341-353.
- 3) 江頭進治・芦田和男・沢田豊明・西本直史：山地河道における階段状河床形の形状特性，第29回水理講演会論文集，1985，pp. 537-542.
- 4) 芦田和男・江頭進治・西本直史：階段状河床波上における流砂機構，京大防災研年報，29号 B-2，1986，pp. 377-390.
- 5) 芦田和男・江頭進治・西野隆之：階段状河床波上の流れの抵抗則，京大防災研年報，29号 B-2，1986，pp. 391-404.
- 6) Egashira, S. and K. Ashida: Sediment transport in Steep Slope Flumes, Proc. ROC-Japan Joint Seminar on Water Res. Eng., Taipei, 1987, pp. 269-286.
- 7) Nakagawa, H. and T. Tsujimoto: Sand Bed Instability due to Bed Load Motion, Proc. ASCE, Vol. 106, No Hy 12, 1980, pp. 2029-2051.

- 8) Egiazaroff, I. V.: Calculation of Non-uniform Sediment Concentrations, Proc. ASCE, Vol. 91, No Hy 4, 1965, pp. 225-247.
- 9) Ashida, K. and M. Michiue: An Investigation of River Bed Degradation downstream of a Dam, Proc. IAHR, 14th Cong. Vol. 3, 1971, pp. 249-255.
- 10) 芦田和男・田中健二: 粘土分を含有する砂礫床の侵食と流砂機構, 京大防災研年報, 17号 B, 1974, pp. 571-584.
- 11) 芦田和男・江頭進治・加本実: 山地流域における侵食と流路変動に関する研究(1), 京大防災研年報, 25号 B-2 1982, pp. 348-360.
- 12) 平野宗夫: 混合砂礫河床の変動と平衡河床に関する研究, 土木学会論文集, 207号, 1972, pp. 51-60.
- 13) 中川博次・辻本哲郎・原稔明: 混合砂礫床面の粗粒化過程について, 京大防災研年報, 20号 B-2, 1977, pp. 355-370.
- 14) Parker, G.: 粗粒化について, 土木学会論文集, 375号, II-6, 1986, pp. 17-27.