

一様砂からなる開水路移動床の抵抗と流砂量

FLOW RESISTANCE AND SEDIMENT DISCHARGE IN OPEN CHANNELS WITH NEARLY UNIFORM MOVEABLE BED MATERIALS

山本 晃一*

By Kouichi YAMAMOTO

The main purpose of this paper is to describe the relation between sediment discharge, resistance to flow and bed configuration in channels with nearly uniform bed materials by applying the procedures of dimensional analysis to a vast number of flume and river channel data, and to present a estimation method of dediment discharge and resistance to flow from a set of water depth, bed material size and slope.

1. 緒 論

沖積河川における流れの抵抗, 流砂量を予測するために, 長年の間多くの実験および野外観測が行われてきたが^{1)~25)}, これらの多大の努力にもかかわらず, 流れの抵抗, 流砂量と水量との関係は, 土砂と水の相互作用の複雑さのためにいまだ十分に解明されておらず, 河川工学上の種々の問題を解決するための隘路となっている。たとえば流れの抵抗(粗度係数)は, 実測値に多少の安全性を考慮して計画粗度としているのが実状であり, また河床変動の予測にあたっては, 流砂量式の精度が悪く, 河床変動計算の結果は河道計画に十分に位置付けられているとはいえない。

これは, 前述の移動床流れの複雑さにもよるが, 河川に生じる水量の範囲は, 実験室で実行し得る水量の範囲を超えている領域があり, 実験室で生じる現象把握から河川で生じる現象を的確に類推し得なかったことにも原因があると思われる。

河川および実験室で生じる水理現象は, 本質的には同一の力学系の中で生じているものであり, 現象を支配する物理量は同一のものである。河川の実測資料と実験室

の資料は, その測定精度に質的な差があるが, それを見極めつつ両者の資料を使って総合的に移動床の実態を把握すれば, 河川で生じる水量の範囲の流れの抵抗, 流砂量の評価につながるものと思われる。

本研究は, 多数の河川および実験室資料を集め, それを整理解析し, 河川工学上で必要とされる水量の範囲の流れの抵抗および流砂量とそれらを規定する水量の関係を, 河床形態との関連性から明らかにするものである。なお底質材料は, ほぼ均一粒径であり, 中規模河床波が発生せず, 勾配が1/30より小さい場合を検討の対象とする。

2. 移動床流れを規定する物理量とその無次元化

移動床をもつ流れにおいては, 流水の運動, 土砂粒子の運動は河床面に生じる河床波に大きく影響され, 逆に河床波は流水と土砂の運動によって形成され, 河床波, 流水の運動, 土砂の運動は相互に作用を及ぼし合う。このような移動床流れの場の状態量である河床波, 流れの抵抗係数, 流砂量は, 水路が直線水路であり, 底質材料がほぼ均一粒径かつ極端に扁平でなく, また流れの状態が定常流れであれば, 次のような物理量によって規定されることが考えられる。

水路の特性; 水路幅 B , 勾配 I

* 正会員 工修 建設省土木研究所総合治水研究室室長
(〒305 茨城県筑波郡豊里町旭1)

流れの特性；水深 H

流体の特性；水の密度 ρ_w ，水の動粘性係数 ν

底質の特性；粒径 d ，密度 ρ_s

場の特性；重力加速度 g

移動床流れの状態量 λ は、この物理量に規定される
とすると

$$\lambda = f(B, I, H, \rho_w, \nu, d, \rho_s, g) \dots\dots\dots (1)$$

となる。基本量として ρ_w, g, d を採り、 $u_* = \sqrt{gHI}$ の関係を使うと流れの場の状態量 λ の無次元量 π_λ は、
次元解析の手法により

$$\pi_\lambda = f(\sqrt{gd} \cdot d/\nu, u_*^2/sgd, H/d, B/d, s) \dots\dots (2)$$

となる。ここで $s = (\rho_s - \rho_w)/\rho_w$ である。各項の無次元量
を乗じたり、除したりすることによって、上式は、よく
知られた無次元量の形に表現することができる。 λ と
して流砂量 q_s 、あるいは流速係数 ϕ (平均流速 V_m を
 u_* で除した値) をとると

$$q_s/u_*d \text{ or } \phi = f(R_{e*}, \tau_*, H/d, B/H, s) \dots\dots (3)$$

となる。ここで $R_{e*} = u_*d/\nu$ (粒子レイノルズ数)、 $\tau_* = u_*^2/sgd$ (無次元掃流力) である。

もし通常の河川でみられる砂や砂利を底質材料とし、
水路の側壁が滑面、川幅水深比 B/H が3以上、かつ中
規模河床波が生じるほど B/H が大きくなければ、式
(3) における $B/H, s$ は除くことができる。なぜな
らば、 s はほぼ一定 (1.6~1.7) であり、また側壁の影
響も Williams, G. P.²⁷⁾ の水路側壁が流砂量に及ぼす影
響に関する実験的研究より、 B/H が3以上であれば側
壁の影響はほとんど考慮しなくてよいことがわかって
いるからである。この場合式(3)は、次式のごとくである。

$$q_s/u_*d \text{ or } \phi = f(R_{e*}, \tau_*, H/d) \dots\dots\dots (4)$$

これらの三量のうち、 q_s/u_*d および ϕ には τ_* 、
 H/d が第一義的な影響を及ぼし、 R_{e*} はそれを多少変
形する第二義的な量であるという立場を本論では採るこ
とにする。この方が既往の研究成果との比較や実用上便
利であるからである。なお、底質材料が動くような水理
量の場合であり、かつ R_{e*} が150程度以上 (d が0.3 cm
以上) であれば、 R_{e*} が q_s/u_*d および ϕ に及ぼす影
響は、以下の理由によりほとんどないものと思われる。

- i) 無次元限界掃流力がほぼ一定値となること^{29), 42)}
や、底質材料の沈降速度が \sqrt{d} に比例すること⁴¹⁾ に示さ
れるように、底質粒子の流れに対する抗力係数や揚力係
数が、ほぼ一定値とみなせること。
- ii) 底面近くの流れの状態が粗面乱流となり、底面
近くの流速分布形が R_{e*} の影響を受けないこと³⁴⁾。

3. 河床波の分類

本論文で使用する河床形態の名称とその定義は、水理
委員会移動床流れと河床形状研究小委員会²⁸⁾による砂漣

(ripples), 砂堆 (dunes), 遷移河床 (transition), 平
坦河床 (flat bed), 反砂堆 (antidunes) によるが、砂
漣と砂堆の区分は次の方法によった。

砂漣と砂堆の河床形態はかなり似ており、形態だけで
区分しようとするは無理がある場合^{26), 44)}がある。砂漣と
砂堆は、後節で詳しく示すが、流砂量および流れの抵抗
と水理量の関係がかなり違うので、流砂量と流れの抵抗
に関する資料よりその資料が砂漣の特性をもつか、砂堆
の特性をもつかによってその河床波を区分することに
した。この方法によると R_{e*} が20以上であり、また波長
も長いので従来の定義によると砂堆とみなされるものが
砂漣と定義されることがある。

なお、平坦河床と反砂堆を含めたものを upper re-
gime とよぶ²⁸⁾。

4. 実河川で生じる水理量の範囲と本解析の対
象範囲

図-1は、実河川で生じる水理量の範囲を τ_*-H/d
平面で示したものである。これは、一級河川大臣管理区
間の78地点の平均年最大流量時の τ_* と H/d の値¹⁶⁾を
もとに、計画高水流量時の水深が、平均年最大流量時の
水深の2倍程度以下であること、また水位変化によって
水面勾配が大きくは変わらないものとして求めたもので
ある。また粒径を三区分することにより粒径の違いに
よって生じる水理量の範囲がどう変わるかも示した。こ
れによって砂河川では、 τ_* と H/d が広い範囲で変化
することがわかる。

本論文においては、実河川で生じる τ_* と H/d の範
囲をほぼカバーする範囲を解析の対象としたが、 R_{e*} は
200以下 (d が0.2 cm以下) の場合しか詳しい解析を
行っていない。これは R_{e*} の大きな場合は、実験精度
のよい資料が、 τ_* は0.15、 H/d は150以下しかなく、
 R_{e*} が200以下の場合と同じようには実証的な検討が行
い得ないためである。ただし本解析の対象範囲の検討結
果および資料のある範囲の解析より、 R_{e*} が大きく、か

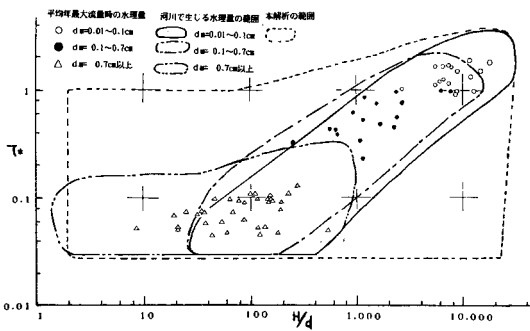


図-1 日本の一級河川で生じる水理量 (τ_*-H/d 平面) と本
解析対象の範囲

つ τ_* , H/d が大きい場合の q_s/u_*d , ϕ の推測は可能と考えられる。

5. 資料の整理方法と図化の方法

流砂量および流れの抵抗を示す式(4)の関数関係を求めるために、国内外の移動床に関する実験資料^{11)~16)}および実河川の観測資料^{16)~25)}を集め、それを式(4)に従って無次元化し、本節の(1), (2)で示す方法で整理した。次にこの方法で作成された図表の解析を通じて得られた河床波と流れの抵抗および流砂量の関係、および移動床流れに関する従来の研究成果を利用して、粒径、0.02, 0.03, 0.05, 0.1, 0.5 cm の砂礫について、実河川で生じる水理量の範囲をカバーするように q_s/u_*d および ϕ と τ_* , H/d の関係図を作成した。ただし、 d の違いによってその関係図が大きく変わらないこと、また0.5 cm の場合は、4. で述べたように精度のよい実測資料が少なく十分に実証的な検討を行い得ないので、本論文では、0.02, 0.05, 0.1 cm の場合についてのみ示すことにする。

ところで R_{e*} は

$$R_{e*} = \nu^{-1} \cdot (sg)^{1/2} \cdot \tau_*^{1/2} \cdot d^{3/2} \dots \dots \dots (5)$$

であるので、 d と τ_* が定まれば、水温によって ν の値が変化するのでその影響を受けるが、その値はほぼ定まってしまう。そこで式(4)の R_{e*} の影響を直接的には調べず、粒径ごとの q_s/u_*d および ϕ に対する τ_*

と H/d の関係を調べ、次に粒径の違いによってそこで求められた関係がどの程度異なるかを分析することによって、その影響を記述することにした。実河川の流砂量や流れの抵抗の評価には、この方が実用的であることも、このようにした理由である。

資料の図化の方法は次のごとくである。

(1) 粒径ごとの q_s/u_*d と τ_* , H/d の関係を求める方法

q_s/u_*d と τ_* の関係に対する H/d の効果を知るために実験室の資料を $H/d = 5 \sim 20, 20 \sim 50, 50 \sim 100, 100 \sim 150, 150 \sim 250, 250 \sim 350, 350 \sim 450, 450 \sim 550, 550 \sim 750, 750 \sim 1250$ の群に分け、各群ごとに図-2に示すように q_s/u_*d と τ_* の関係をプロットした。粒径の効果を知るためには粒径の違いごとに記号を変え、また流れの抵抗と流砂量の関係を知るためにプロットした点の脇に ϕ の値を記した。本解析に直接利用した資料は、文献1)~9)の B/H が3以上のものである。他の実験資料も図-2と同様に図化した。中規模河床波が存在することや実験精度が悪いと思われたので、単に式(4)を評価する参考資料として用いた。

実河川の資料は、図-2と同様におのおのの観測地点ごとに図示した。観測精度が実験室資料より悪いので、これらの図は式(4)を評価する材料としては直接用いず、次のような使い方をした。河川資料は実験室での τ_* , H/d の範囲を超えている資料があるので、実験室資料から外挿的に推測した結論が正しいかの判断等に用いた。

(2) 粒径ごとの ϕ と τ_* , H/d の関係を求める方法

図-2のプロットされた点の脇には ϕ の値が示されており、これにより ϕ と τ_* , H/d の関係がわかるが、このほかに H/d の各群ごとの ϕ と τ_* の関係が直接的にわかるように、図-3のごとく実験室資料をプロットした。

実河川の資料は、図-3と同様におのおのの観測地点ごとに図示し、流砂量の場合と同様の使い方をした。

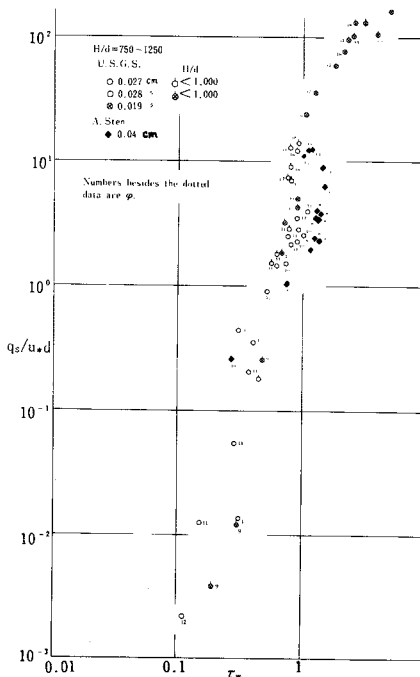


図-2 q_s/u_*d と τ_* の関係 ($H/d \approx 1000$)

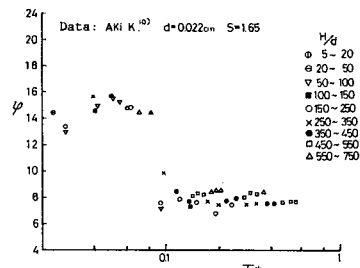


図-3 ϕ と τ_* , H/d の関係

6. 流れの抵抗と河床形態

河床波の形および大きさは、流れの抵抗と密接な関係がある。つまり流速係数 ϕ を評価することは、同時に河床形態を評価することになり、 ϕ に関する式(4)の関係図が得られれば、それは河床形態も示す図となる。

図-4~図-8は粒径0.02, 0.05, 0.1 cmの場合の ϕ と τ_* , H/d の関係を河床形態がわかるように示したものである。ここで図中の実線の部分は5.で述べた実測資料をもとにして描いたものであり、点線の部分は実測資料がない領域での推定線である。推定線は実測資料のある領域の ϕ と τ_* , H/d の関係を河床形態ごとに分析し、そこで明らかになった経験的則則性を資料のない領域に適用して描いたものである。なおこのように ϕ と τ_* , H/d の関係を示したもとして岸・黒木の研究³⁰⁾があるが、 R_{e*} の影響(粒径の影響)、砂漣河床の ϕ の値が示されていない。また平坦河床の ϕ の推定にはカルマン定数の値が必要であるが、この推定法が示されていないという問題点を残している²⁸⁾。

図の読み方を図-5, 図-6を用いて説明する。図-5の同一シンボルが付された線、および図-6の数字が付された線は、 H/d がある値に固定されたとき、 τ_* の変化によって ϕ がどう変わるかを示したものである。また図中、no motion, ripples, dunes, flat, antidunesと記されているのは、その付近の曲線群の河床形態を示すものである。これをより理解するために図-5の $H/d=125$ の場合の ϕ と τ_* の関係について述べる。

τ_* が0.04以下では底質材料は移動せず、整形された河床状態の平坦河床で ϕ が16程度であるが、 τ_* が大きくなると砂堆が発生することにより、抵抗が大きくなり ϕ の値が徐々に小さくなる。さらに τ_* が大きくなり0.45程度となると、砂堆は消滅し始め遷移河床となりついに平坦河床となって ϕ は11程度から16程度に上昇する。より τ_* が大きくなると河床は反砂堆となり

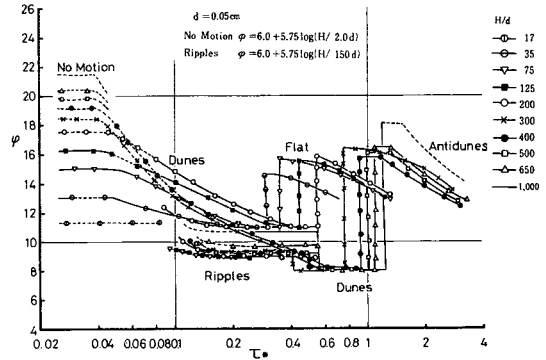


図-5 $d=0.05$ cmの場合の ϕ ($H/d < 1000$)

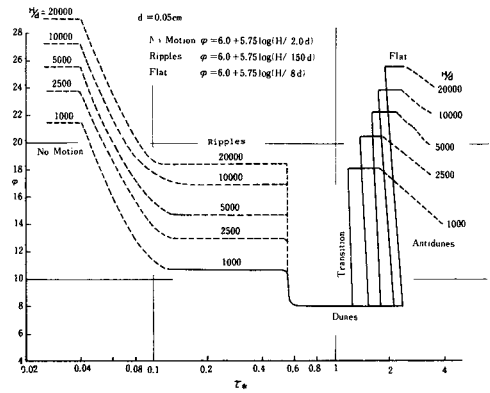


図-6 $d=0.05$ cmの場合の ϕ ($H/d > 1000$)

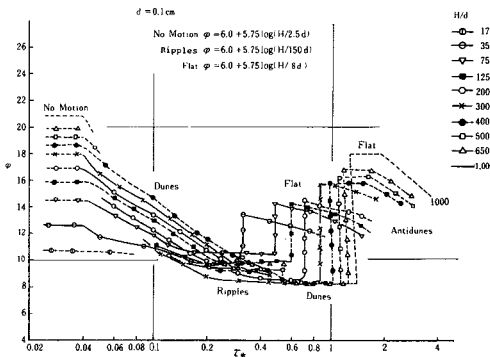


図-7 $d=0.1$ cmの場合の ϕ ($H/d < 1000$)

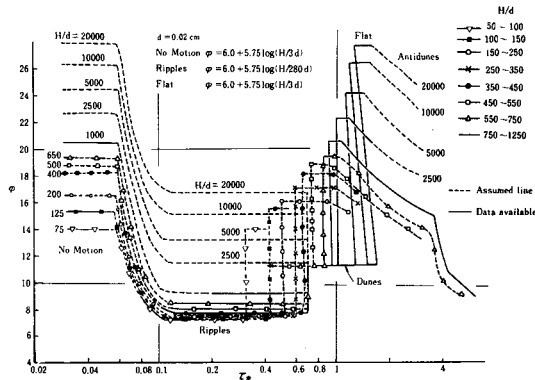


図-4 $d=0.02$ cmの場合

抵抗が増し ϕ が減少する。なお τ_* が0.1~0.3では砂堆の代わりに砂漣が発生する場合がある。この場合の ϕ は図-5に示すように9程度であり流れの抵抗が砂堆より大きい。砂漣は H/d が80以下では発生しないが、 H/d が80~500では砂堆にも砂漣にも成り得るのである。 H/d が500以上で τ_* の値が0.5以下の場合には、逆に砂堆が発生しない。

同一河床形態の ϕ と τ_* の関係は、 H/d によって異

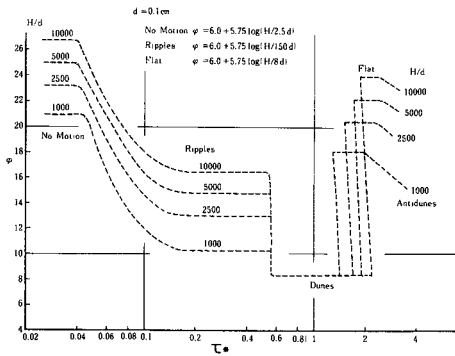


図-8 $d=0.1\text{ cm}$ の場合の ϕ ($H/d > 1000$)

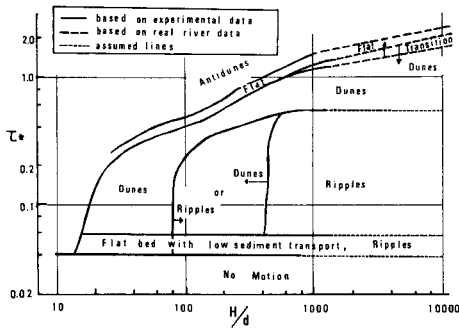


図-9 $d=0.05\text{ cm}$ の場合の領域区分 ($\tau_*\text{-}H/d$ 平面)

なるが、同じような傾きをもった関係線となり、逆に同じような傾きをもった関係線は同一の河床形態となっている。図-9は各河床形態の形成領域をより直截にわかるように、 $d=0.05\text{ cm}$ の場合の領域区分図を $\tau_*\text{-}H/d$ 平面上に示したものである。図中の矢印は、矢印のところに示された河床形態が発生し得る領域限界を示すために記したものである。 H/d が 80~500 の範囲では、砂漣と砂堆のどちらの河床波も生じる可能性があることがよく示されている。なお遷移河床は、砂堆と平坦河床の境界線の近くに存在するが、 H/d が 1000 以下ではその存在領域が狭いので示していない。 H/d が 1000 以上では、実河川の資料を使ったので、測定精度が悪く、また非平衡の資料なので、見掛け上その存在領域が広がったものとなっている。この領域区分図は、粒径が異なると各河床波の発生領域が変化するので多少違ったものとなるが、基本的には同様の区分図となる。

ところで河床形態の発生領域区分図には、 $F_r\text{-}H/d$ 平面で表わしたものの³³⁾、 $I/s\text{-}H/d$ 平面で表わしたものの³¹⁾ 等多数あるが、 ϕ と τ_* 、 H/d の関係がわかれば図-9は他の平面に変換し得る。図-9は Garde³¹⁾ ($I/s\text{-}H/d$ 平面)、芦田・道上³²⁾、福岡・奥津ほか⁴³⁾ ($\tau_*\text{-}H/d$ 平面)、Cooper³³⁾ ($F_r\text{-}H/d$ 平面) による領域区分と同様な結果を与えるが、これらには粒径の違いの効果が

入っていない。また河川に必要な H/d が 1000 以上の領域区分が明確になっていないこと、砂漣と砂堆の区分がなされていないこと等の欠点をもっている。

次に流れの抵抗と河床形態との関係を述べ、また実河川で生じる水量の範囲の ϕ と τ_* 、 H/d の関係を求めるために、実験資料のない領域の関係をどのように推定したかをより詳しく説明する。

(1) 底質材料が移動を伴わない平坦河床 (no motion)

水路幅が十分に広く、流速の対数分布式が成立する場合は、Nikuradse³⁴⁾ の実験定数を適用して ϕ は、

$$\phi = 6.0 + 5.75 \log_{10}(H/C_1 d) \dots \dots \dots (6)$$

と与えられる。ここで C_1 は R_{e*} の関数であるが、 $u_* K_s/\nu$ が 70 以上では河床面は水理学的に粗面であり C_1 は一定値である。なお K_s は相当粗度である。ただし、 C_1 の値は Nikuradse の実験定数をそのまま適用して $K_s = d$ として ϕ を評価するよりも、より実態に近い移動床の実験結果を利用して評価する。

文献3)の資料の $d=0.051\text{ cm}$ および $d=0.056\text{ cm}$ の場合の ϕ の値は、河床の整形状態がよかったためか $C_1 \approx 1$ 程度とすると式(6)に合うが、他の多くの資料では C_1 の値はこれより大きな値であった。資料の多寡等を総合的に判断して $\tau_* > 0.03$ で底質移動の伴わない場合の C_1 は、

- $d=0.02\text{ cm}$ に対して $C_1=3.0$
- $d=0.03\text{ cm}$ に対して $C_1=2.5$
- $d=0.05\text{ cm}$ に対して $C_1=2.0$
- $d=0.1\text{ cm}$ に対して $C_1=2.5$

と一定値とした。粒径 0.3 cm 以上の場合は資料が少なく明確にはいえないが、一級河川の砂利河川の流速係数等の資料¹⁶⁾より $C_1=2.5$ とした。

粒径が 0.3 cm 以下では、ある特定の粒径に対して τ_* の値が変わると R_{e*} が変化するため、 C_1 の値は多少変化するが、一定値としたのは τ_* が 0.03 から 0.06 の範囲では式(5)より R_{e*} の変化は最大と最小で 1.4 倍しか異ならず、また粘性底層が存在している場合の Nikuradse の実験式によれば $C_1 \propto 1/R_{e*}$ であるので、 ϕ の値に寄与する R_{e*} の変化の影響は最大でも 0.8 程度であり、一定値としても実用上問題が生じないからである。なお底面の状態が遷移状態であるような R_{e*} の範囲では、 ϕ に対する R_{e*} の影響はより小さくなる。

(2) 砂漣 (ripples)

砂漣の波長 L_s および波高 H_s は、 H/d がある程度大きい場合は、水深には影響されず粒径に関係し²⁸⁾

$$L_s/d \text{ or } H_s/d = f(\tau_*, R_{e*}) \dots \dots \dots (7)$$

で表わされる。また十分に発達した砂漣の場合 ($\tau_* > 0.15$)、ある特定の粒径に対してはこの比はほぼ一定値

となる^{26), 28)}。したがって砂澁河床の相当粗度 K_s は d に比例するものとなる。よって $K_s = C_2 d$ として

$$\varphi = 6.0 + 5.75 \log(H/C_2 d) \dots\dots\dots (8)$$

と推察される。 H/d が大きく砂澁の形状に水深の影響を受けないと考えられる H/d が 500 以上の実験資料より C_2 を求めると

- $d = 0.02 \text{ cm}$ に対して $C_2 = 280$
- $d = 0.03 \text{ cm}$ に対して $C_2 = 160$
- $d = 0.05 \text{ cm}$ に対して $C_2 = 150$
- $d = 0.1 \text{ cm}$ に対して $C_2 = 150$

である。 H/d が 1000 以上の砂澁河床の φ はこの値を用いて評価した。 H/d が 500 以下の場合、砂澁形状が水深の影響を受けるためか C_2 の値は H/d が小さいほど小さくなる。 図-4、 図-5 に示すように H/d が 300 以下では φ の値は $d = 0.02 \text{ cm}$ に対して 8、 $d = 0.05 \text{ cm}$ に対して 9 であり、 H/d の違いによって φ の値はほとんど変わらない。

(3) 砂堆 (dunes)

図-5、 図-7 によれば、 H/d が 300 以下で τ_* が 0.5 以下の場合の砂堆河床の φ の値は、 τ_* が大きくなると小さくなる。これは図-10 に示すように砂堆の H_s が τ_* の増加につれて大きくなり、形状抵抗が増加するためである。 H/d が 300 を越え τ_* が 0.6 以上の場合は、 図-4~ 図-8 に示すように φ の値は H/d の違いによって変化しない。この理由は、この領域の砂堆のスケール H_s 、 L_s が H/d によらず水深に比例し、その形状抵抗損失が表面摩擦抵抗損失より十分に大きく、相当粗度 K_s が H に比例したものとなるためであると考えられる。なお τ_* が 0.6 以上での砂堆河床の φ の値は粒径によって多少変わり、 図-4~ 図-8 に示すように $d = 0.02 \text{ cm}$ で 11.5、 $d = 0.03 \text{ cm}$ で 10、 $d = 0.05 \text{ cm}$ および 0.1 cm で 8 程度の値となっている。

(4) 遷移河床 (transition)

遷移河床における φ の値は、 H 、 I 、 d が既知、つまり τ_* 、 H/d がわかってもその値を正確に予測することができない。なぜなら遷移河床では河床形態が砂堆から平坦河床の間で変化するからである。これが抵抗の多価

性すなわち水深および勾配を一定にしても、2つあるいは3つ以上の流速が生じることがあるという現象である。

(5) 平坦河床 (flat bed with high sediment transport)

多量の土砂移動を伴った平坦河床の φ は、浮遊砂、底面近くの土砂移動によって、底質材料が移動を伴わない平坦河床 (no motion) の φ とは多少異なった値となる。

H/d の小さい場合は、実験資料があるのでそれをもとに φ を求め、 H/d が大きく資料のない領域は、

$$\varphi = 6.0 + 5.75 \log(H/C_3 d) \dots\dots\dots (9)$$

と仮定し、実験資料のうちなるべく H/d の大きな資料より C_3 を求めた。また実河川の資料も参考として検討した。その結果 C_3 の値は、

- $d = 0.02 \text{ cm}$ に対して $C_3 = 3$
- $d = 0.03 \text{ cm}$ に対して $C_3 = 4$
- $d = 0.05 \text{ cm}$ に対して $C_3 = 8$
- $d = 0.1 \text{ cm}$ に対して $C_3 = 8$

である。なお C_3 は、本来 Re_{*} によって変化するが、 図-4、 6、 8 に示すように H/d が 1000 以上の平坦河床の τ_* は 1~2 の範囲にあり、ある特定の粒径に対する Re_{*} の変化の幅は小さく、したがって (1) で述べたのと同様の理由によって、 C_3 を一定値としても実用上問題は生じない。

(6) 反砂堆 (antidunes)

τ_* が増加するにつれて、水面波の発達と砕波が生じようになるため流れの抵抗は増加し、 φ は小さくなる。しかし、 H/d が 1000 を越える実験室資料は少なく、2000 を越える資料は Rio Grande 川の観測例⁶⁾を除けばないようである。 H/d の大きな場合の φ は、 H/d の小さな場合の φ と τ_* の関係が同様に成立するとして、 H/d が小さい場合の φ と τ_* の関係式の傾きをそのまま H/d が大きな場合にも適用した。

7. 流砂量と河床形態

河床形態は流れの抵抗と密接な関係にあるのみならず流砂量とも強い関係にある。本節においては、この関係について述べる。

図-11~ 図-13 は、 d が 0.02、 0.05、 0.1 cm の移動床での無次元流砂量 q_s/u_*d が τ_* 、 H/d の変化に対してどのように変わるかを、河床形態がわかるような形で図示したものである。ここで図中の実線の部分は、5. で述べた実測資料をもとにして描いたものであり、点線の部分は実測資料のない領域での推定線である。推定線は実測資料があるところの河床形態と q_s/u_*d の関係を分析し、そこでわかった関係を資料のないところまで

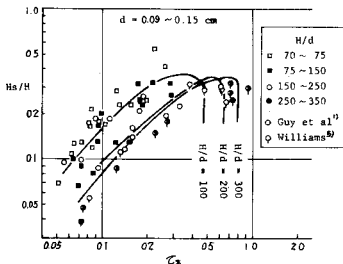


図-10 H_s/H と τ_* の関係

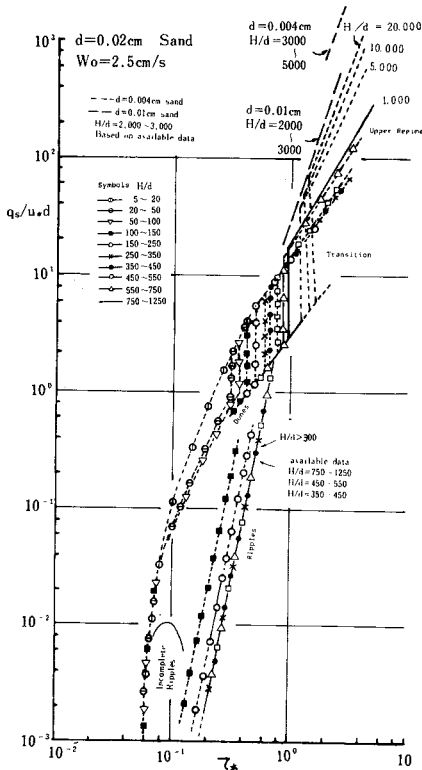


図-11 $d=0.02$ cm の場合の q_s/u_*d と τ_* の関係

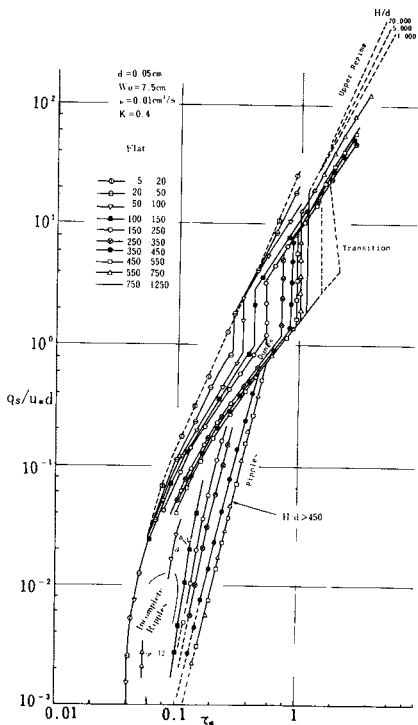


図-12 $d=0.05$ cm の場合の q_s/u_*d と τ_* の関係

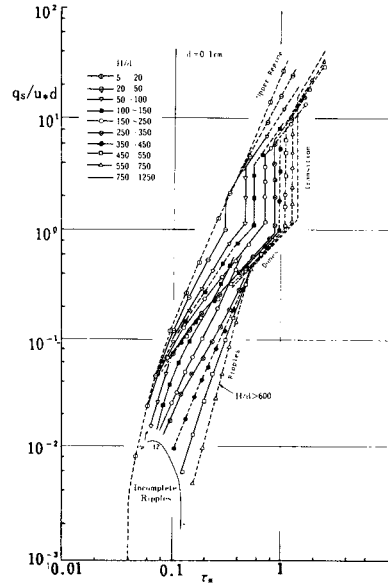


図-13 $d=0.1$ cm の場合の q_s/u_*d と τ_* の関係

広げ、また粒径が異なっても同一の τ_* , H/d で河床形態が同じものであれば、 q_s/u_*d と τ_* , H/d の関係はほぼ類似のものになるとの想定のもとに描いたものである。ただし H/d が 5000 以上の平坦河床・反砂堆の場合の推定線は Einstein の流砂量理論³⁶⁾を援用して描いている。

図中の同一シンボルを付した線は、相対水深をある値に固定したとき、 τ_* の変化によって q_s/u_*d がどう変わるかを示したものである。河床形態が異なると土砂の運動形態が異なり、 q_s/u_*d と τ_* , H/d の関係が変わる。このため、明確に曲線群が区別され、曲線の勾配がほぼ同じである曲線群は、同じ河床形態となっている。

各河床形態と流砂量の関係等について述べる。

(1) 砂漣 (ripples)

前章(2)で述べたように、 H/d がある程度大きいと、ある特定の粒径に対して L_s/d , H_s/d は一定値となり、砂漣の相当粗度 $K_s = C_2 d$ となる。したがって平均河床面からの高さ z における平均流速 v は、

$$v/u_* = 8.5 + 5.75 \log_{10} z/C_2 d \dots\dots\dots(10)$$

となるので、河床近くの流速は水深 H に依存しない。このことは、砂漣河床では流砂は河床近くのみで動くので、ある特定の粒径の無次元流砂量 q_s/u_*d は τ_* のみに依存し H/d の影響を受けないことを推察させる。

事実、図-11～図-13に示すように

$d=0.02$ cm に対して $H/d=300$

$d=0.05$ cm に対して $H/d=450$

$d=0.1$ cm に対して $H/d=600$

以上の H/d であれば、 q_s/u_*d は τ_* によって一義的

に決まる。なお $d=0.1$ cm の場合には、 H/d が 600 を超える実験室資料がなく推定値であるが、アメリカ合衆国 East Fork 川の掃流砂観測資料³⁷⁾ ($d=0.1\sim 0.2$ cm) を整理解析した結果によれば¹⁷⁾、図—13 の H/d が 600 以上の q_s/u_*d と τ_* の関係線に近い値となっており、この推定線は十分に実用に耐えるものと考えている。

この H/d が大きい場合の砂漣河床の流砂量式は、資料が十分にある 0.02, 0.03, 0.05 cm に対して示せば以下のごとくである。

$$d=0.02 \text{ cm に対して } q_s/u_*d=11.4 \tau_*^{5.4}$$

$$d=0.03 \text{ cm に対して } q_s/u_*d=14.6 \tau_*^{4.6}$$

$$d=0.05 \text{ cm に対して } q_s/u_*d=7.99 \tau_*^{4.25}$$

H/d が小さい場合は、砂漣の形状が水深の影響を受けるので q_s/u_*d は τ_* 、 H/d の両方の影響を受けることになる。この場合 d が 0.05 cm 以下では、 H/d が前述した値より大きな場合の q_s/u_*d と τ_* の関係線と平行な関係線となり、その傾きは H/d が大きな場合とほぼ等しいが、 d が 0.1 cm になると傾きが緩くなる。なお d が 0.06 cm 以上になると R_{e*} が 10 以上となって砂漣が発生しない²⁸⁾といわれるが、図—13 に示すごとく流砂量からみると $d=0.1$ cm の場合でも、 d が 0.06 cm 以下の砂漣の場合の q_s/u_*d の τ_* 、 H/d の関係と似たような関係となっている。このことは、今まで砂堆として分類されてきたものの中には、砂漣とみなすべきものが含まれていることをうかがわせる。 $d=0.1$ cm の砂漣は、 L_s/d が 1000 程度であるので波長は 1 m にも達する。これが砂漣とみなされなかった大きな理由である。 d が 0.06 cm 以上の砂漣と砂堆の区分は形態だけでは明確には分類し得ず φ および q_s/u_*d の値から総合的に判断する必要があることを示している。

τ_* が 0.04~0.15 と小さく、 q_s/u_*d が 10^{-2} 以下となる砂漣河床の q_s/u_*d は、砂漣の発達過程の履歴の影響を受ける。平坦河床より実験を行った場合には砂漣が十分に発達しないので、 τ_* が大きく砂漣の十分発達した場合より q_s/u_*d が大きくなることもある。図—11~図—13 において incomplete ripples と示した領域がそれにあたり、この領域では式 (4) の関係を求められない。

(2) 砂堆 (dunes)

τ_* が 0.6 より大きく、また H/d がある程度大きい場合 ($d=0.05$ cm では 200 以上、 $d=0.1$ cm では 300 以上)、 q_s/u_*d と τ_* の関係は、 H/d が大きくなると同一 τ_* に対して q_s/u_*d が多少小さくなるが、ほとんど H/d の影響を受けていない。このことは底質材料を有効に動かす掃流力は、表面摩擦力によると考えられるので、砂堆による形状損失と表面摩擦損失の比が水深によってあまり変わらないと解釈することができる。

H/d が前述の値以下の場合には、 H/d が大きい方が同一の τ_* に対して q_s/u_*d は小さい値をもつ。 H/d が小さいほど表面摩擦損失の割合が全損失に占める割合が大きいと解釈される。

図—12 に示す $d=0.05$ cm の場合、資料が多いこともあって、他の粒径の場合よりはっきりみられる現象であるが、 H/d が 200 前後で砂堆河床の q_s/u_*d と τ_* の関係を表わす曲線群の位置が多少ずれている。ちょうど $H/d=150\sim 250$ の場合は、どちらの曲線群にも入れる。図—5 では、 $H/d=200$ の砂堆河床に相当する φ と τ_* の関係線が 2 本ある。 φ の大きな場合が図—12 における q_s/u_*d と τ_* の関係において H/d が小さい曲線群 (q_s/u_*d の値が大きな曲線群) に対応している。このことは $H/d=200$ 前後で砂堆の形状特性が異なったものとなっていることをうかがわせる。

(3) 遷移河床 (transition)

遷移河床における q_s/u_*d の値は、 τ_* 、 H/d がわかっていても河床形態が砂堆から平坦河床まで変化し得るので予測することができない。予測するためには、河床形態に関する情報量、つまり φ の値が必要である。

ただし、たとえ φ の値がわかっていても流砂量に関する実測資料の不足のため、いかに q_s/u_*d を評価したらよいかは、現在のところ明確にし得ない。

砂堆あるいは砂漣から平坦河床に移行するときの遷移限界掃流力 τ_{*r} は H/d のみならず、 R_{e*} によっても変化する。図—11~図—13 に示すように、ある特定の H/d に対して (ただし、 $H/d=100\sim 1000$ の範囲)、 $d=0.02$ cm ($R_{e*}=6\sim 14$)、 0.05 cm ($R_{e*}=30\sim 50$)、 0.1 cm ($R_{e*}=70\sim 150$) と粒径が大きくなるほど τ_{*r} が多少大きくなる傾向がある。なぜ R_{e*} の影響を受けるかは明確になっていない。

なお粒径 0.01 cm の場合 ($R_{e*}<5$) で資料のある H/d が 500 以上では、砂漣から直接平坦河床に移行し、砂堆は生じない⁴⁰⁾ (著者が行った粒径 $d=0.021$ cm, $s=0.5$, $w_0=1$ cm/s の石炭粉の実験 ($R_{e*}<7$) においても河床形態は砂漣から平坦河床に直接移行し、砂堆は生じなかった)。土砂の移動形態をみるとこのような場合には砂漣河床においても浮遊砂が多く⁸⁾、土砂の移動形態が 0.2 mm 以上の場合と異なっている。砂漣から平坦河床に砂堆を通過せずに直接移行する原因は、このような土砂の移動形式の差によるものと思われるが、力学的説明がっていない。

(4) 平坦河床および反砂堆 (upper regime)

平坦河床および反砂堆での流砂量は、浮遊砂量の占める割合が多いのでこれを考慮した考察が必要である。

H/d が 1000 以下の場合には、実験室資料がある場合は資料をもとに、ない場合は 1000 以下での平坦河床の

流砂量および粒径の異なる場合の q_s/u_*d と τ_* の関係をもとに類推によって q_s/u_*d と τ_* , H/d の関係図を描いた。 H/d が 1500 以上の実験室資料が少ないので、 H/d が大きな場合は、 q_s/u_*d と τ_* , H/d の関係を以下のごとく評価することにした。なお砂を底質材料にもつ実河川では洪水時の H/d は 10000 以上、 τ_* は 2~3 にもなり、河川工学上この領域の流砂量の評価が必要である。

Einstein の流砂量理論³⁶⁾によれば、全流砂量 q_s は次式に示される。

$$q_s/u_*d = 23.2 \cdot C_a / \rho_s \cdot [P_r I_1 + I_2 + 1] \dots \dots \dots (11)$$

ここで u_* は Einstein によって定義された有効掃流力に対応する摩擦速度、 C_a は河床から $2d$ 離れたところの土砂濃度(重量)である。もし河床形態が平坦河床とすると、ある特定の粒径に対しては、河床近くの流速分布、乱れの特性は H/d の影響を受けないと考えられるので、 C_a は H/d の影響は少なく τ_* のみの関係となる。したがって $u_* = u_*$ と仮定し、式(11)より $H/d = 1000$ の場合の q_s/u_*d と τ_* の関係線より C_a を求め、この C_a は H/d が大きくなっても τ_* が同じなら同じ値をもつとして q_s/u_*d を式(11)より評価した。なお沈降速度は文献(41)の水温 20°C の値とした。

評価された q_s/u_*d は形状損失や浮遊砂によるカルマン定数の変化等を考慮していないので、精度よく流砂量が評価されているとはいえないが、河川工学上の種々の判断に役立つものと考えられる。

8. 本成果の適用性について

本成果の適用条件について以下に記しておく

i) 本成果は底質材料がほぼ均一な場合に使用し得る。ほぼ均一な底質材料とは d_{84}/d_{16} が 5 以下の場合であり¹⁶⁾、流砂量は底質材料の主モード(堆積学でいう A population³⁹⁾) の評価のみに使用し得る。

ii) B/H が大きいと中規模河床波が発生し ϕ や q_s/u_*d に影響を与える。特に H/d が小さい場合(100 以下)で d が 0.06 cm より大きいと中規模河床波は小規模河床波の発生を妨げる¹⁷⁾。また中規模河床波の発生によって流れの片寄りや、形状損失が生じる。これらの流れの抵抗、流砂量に及ぼす影響については十分にわかっていない。

iii) 本成果は定常流の移動床の水理について論じたものである。水理量の変化に対する河床波の追従性についてはまだよくわかっていない。

iv) R_{*k} の影響をほとんど受けなくなると考えられる粒径 d が 0.3 cm 以上の場合、 τ_* , H/d の値が狭い範囲の実験室資料しかないので、砂利を河床材料としてもつ実河川の移動床の水理を解明するため、今後実験お

よび現地観測が必要である。

9. 結 語

本論では実河川で生じる範囲の水理量をカバーする移動床流れの水理、すなわち河床形態、流れの抵抗、流砂量を明らかにするために、実験資料、河川での観測資料を集め次元解析の手法を使って整理し、これをもとに、粒径ごとに ϕ および q_s/u_*d と τ_* , H/d の関係図を作成した。また流れの抵抗、流砂量を河床形態ごとに明らかにした。これらの関係図は実際の河川での現象把握に利用し得ると考えているが、今後 8. で述べたことを明確にしていく必要があろう。

本研究を通して、移動床の水理というものが、案外素直であることがわかった。これは著者にとって大きな収穫であった。

終わりに本報告作成にあたっては、東京工業大学土木工学科 福岡捷二助教授より貴重な助言とご指導を頂いた。記して深謝を表す。

参 考 文 献

- 1) Guy, H. P., Simons, D. P. and Richardson, E. V. : Summary of alluvial channel data from flume experiments, U. S. G. S. Professional Paper 462-1, 1966.
- 2) Gilbert, G. K. : The transportation of debris by running water, U. S. G. S. Professional Paper 86, 1914.
- 3) U. S. Waterway Experimental Station : Studies of river bed materials and their movement with special reference to the Lower Mississippi River, Paper No. 17, Vicksburg, Miss., 1953.
- 4) Sten, R. A. : Laboratory studies of total load and apparent bed load, J. of Geophysical Research Vol. 70, No. 8, 1965.
- 5) Williams, G. P. : Flume experiment on the transport of a coarse sand, U. S. G. S. Professional Paper 562-B, 1970.
- 6) Nordin, C. F. : Flume studies with fine and coarse sands, U. S. G. S. Open File Report 76-762, 1976.
- 7) 吉川秀夫・福岡捷二・馬場 亨・河野二夫 : 大粒径砂礫の掃流砂量に関する研究, 第 19 回水理講演会, 1975.
- 8) Willis, J. G., Coleman, N. L. and Ellis, W. M. : Laboratory study of transport of fine sand, Proc. of ASCE Vol. 99, Hy. 3, 1973.
- 9) Laursen, E. M. : The total sediment load of streams, Proc. of ASCE Vol. 84, Hy. 1, 1958.
- 10) 安藝皎一 : 河相論, 常磐書房, 1944.
- 11) 田中祐一郎 : Antidune に関する実験的研究, 京大防災研年報第 13 号 B, 1970.
- 12) 木下良作 : 石狩川河道変遷調査, 科学技術庁資源局資料 36 号, 1961.
- 13) 佐藤清一・吉川秀夫・芦田和男 : 河床砂礫の掃流運搬に関する研究, 建設省土木研究所報告第 98 号, 1953.
- 14) 井口昌平 : 水資源の存在状態におよぼす人的影響に関する

- る研究, 昭和 47 年度文部省科研費報告, 1973.
- 15) 池田 宏：実験水路における砂礫堆とその形成条件, 地理学評論 46-7, 1973.
 - 16) 山本晃一・深見親雄：河川における土砂の移動機構に関する研究ノート, 土木研究所資料第 1416 号, 1978.
 - 17) 山本晃一：河川における土砂の移動機構に関する研究ノート〔Ⅱ〕, 土木研究所資料第 1543 号, 1980.
 - 18) Culbertson, J. K. and Daway, D. R. : A study of fluvial characteristics and hydraulic variables, Middle Rio Grande, New Mexico, U. S. G. S. Water Supply Paper 1498-F, 1964.
 - 19) Hubbell, D. W. and Matejka, D. Q. : Investigation of sediment transportation, Middle Loup River at Dunning, Nebraska, U. S. G. S. Water Supply Paper 1076, 1959.
 - 20) Jordan, P. R. : Fluvial sediment of the Mississippi River at St. Louis, Missouri, U. S. G. S. Water Supply Paper 1802, 1965.
 - 21) Colby, B. R. : Computation of total sediment discharge, Niobrara River near Cody, U. S. G. S. Water Supply Paper 1357, 1955.
 - 22) Beckman, E. W. and Furness, L. W. : Flow characteristics of Elkhorn River near Waterloo, Nebraska, U. S. G. S. Water Supply Paper 1498, 1964.
 - 23) Nordin, C. F. : Aspects of flow resistance and sediment transport, Rio Grande near Bernalillo, New Mexico, U. S. G. S. Water Supply Paper 1498-H, 1964.
 - 24) Shastri, V. A., Sayer, W. W. and Robert, H. L. : Statistical properties of Missouri River bedforms, J. of Geophysical Research, Vol. 70, No. 8, 1965.
 - 25) 山本晃一：相似律の観点から見た移動床の水理〔Ⅱ〕,〔Ⅲ〕, 土木研究所資料第 1074, 1154, 1976.
 - 26) 山本晃一：相似律の観点から見た移動床の水理, 土木研究所資料第 1059, 1975.
 - 27) Williams, G. P. : Flume width and water depth effects in sediment-transport experiments, U. S. G. S. Professional Paper 562-H, 1970.
 - 28) 土木学会水理委員会移動床流れの抵抗と河床形状研究小委員会：移動床流れにおける河床形状と粗度, 土木学会論文集, 第 210 号, 1973.
 - 29) Shields, A. : Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung, Mitteilungen der Prussischen Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau, Berlin, Germany, 1936.
 - 30) 岸 力・黒木幹男：移動床流れにおける河床形状と流体抵抗 (Ⅰ), (Ⅱ), 北大工学部研究報告, 1972.
 - 31) Garde, R. J. and Raju, R. : Regime criteria for alluvial streams, Proc. of ASCE, Vol. 89, Hy. 6, 1963.
 - 32) 芦田和男・道上正規：移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究, 土木学会論文集, 第 201 号, 1972.
 - 33) Cooper, B. H. and Peterson, A. W. : Critical review of sediment transport experiments, Proc. of ASCE, Vol. 98, Hy. 5, 1972.
 - 34) Nikuradse, J. : Stromungsgesetze in rauhen Röhren Versuchsanstalt Deutsche Ingenier-Wirtschaft, Forschungsheft 361, 1933.
 - 35) Vanoni, V. A. and Brooks, N. H. : Laboratory studies of the roughness and suspended load of alluvial streams, Rep. No. E-68, Sedimentation laboratory, California Institute of Technology, 1957.
 - 36) Einstein, H. A. : The bed load function for sediment transportation in open channel flow, U. S. Dept. of Agriculture Tech. Bull. 1026, 1950.
 - 37) Mahoney, H. A., Andrews, E. D., Emmett, W. W., Leopold, L. B., Meade, R. H., Myrick, R. M. and Nordin, C. F. : Data for calibrating unsteady-flow-sediment-transport models, East Fork River, Wyoming, U. S. G. S. Open-file Report 76-22, 1976.
 - 38) 山本晃一・坂野 章：河川移動床模型実験材料としての石炭粉の移動特性と斐伊川模型への応用, 土木研究所資料, 第 1802 号, 1982.
 - 39) Visher, G. S. : Grain size distributions and depositional processes, J. of Sedimentary Petrology Vol. 39, No. 3, 1969.
 - 40) Vanoni, V. A. : Factors determining bed forms of alluvial streams, Proc. of ASCE Vol. 100, Hy. 3, 1974.
 - 41) Rouse, H. : Nomogram for the settling velocity of spheres, Report of the Commission on Sedimentation, 1936-37.
 - 42) 岩垣雄一：限界掃流力に関する基礎的研究, 土木学会論文集, 第 41 号, 1956.
 - 43) 福岡捷二・奥津一夫・山坂昌成：急勾配移動床流れにおける河床波の形状, 伝播特性, 土木学会論文報告集, 第 323 号, 1982.
 - 44) 上野鉄男・宇民 正：砂漣と砂堆の発達過程に関する実験的研究, 土木学会論文集, 第 318 号, 1982.

(1984. 10. 17・受付)