

河床に形成されたマウントの伝播・減衰と 河床表層砂の分級特性

鈴木幸一*・道上正規**

混合砂礫河床変動の伝播現象と変動に伴って生じる河床表層砂の粗細砂分級現象に関する基礎的知見を得る目的で行った実験の結果を解析したものである。すなわち、動的平衡な実験水路床に高さの低いマウントを形成し、そのマウントの下流側への伝播速度、マウント高の減衰速度および河床表層砂の粒度分布の場所的・時間的変化を実験的に明らかにするとともに、キネマティック・ウェーブとしての解析を行った。

Keywords : propagation, bed level change, sorting, sand mixture

1. ま え が き

河床変動数値計算を行う場合、河床高変化の伝播方向や差分間隔の取り方を決める必要があるが、その基礎となる均一砂河床に加えられた擾乱の伝播に関しては、特性曲線法を用いて Iwagaki¹⁾ や de Vries²⁾ が解析し、一次元河床変動計算法の基礎的知見を与えている。一方、混合砂礫河床での河床高や砂の粒度組成に加えられた擾乱の伝播特性に関しては、平野³⁾ が導いた粒径別流砂の連続式を用いて Suzuki⁴⁾、黒木・岸・清水⁵⁾、Michiue・Suzuki⁶⁾ が理論的考察を加えているが実験的検証は十分されているとは言い難い。混合砂礫河床の河床変動を論じる場合、流砂量を決める要因の一つである河床表層砂の粒度変化特性を知る必要がある。すなわち、河床変動は場所的に掃流力が異なるために生じる現象であるが、混合砂河床においては掃流力の大きさによって粗細砂の選択輸送特性が異なるため河床変動が生じている場所では必然的に粗細砂の分級現象が生じている可能性がある。混合砂礫河床においても掃流力が粗砂の限界掃流力よりかなり大きいような場合には河床変動に伴う河床表層砂の粗細砂分級現象は顕著ではないが、山地河川のように粗砂が大きく、掃流力と粗砂の限界掃流力が同程度の場合の河床変動を論じる場合に粗細砂の分級が問題になる。

本研究は、粗砂の限界掃流力よりやや大きい掃流力下で形成されている動的平衡河床に形成された低いマウントの下流側への伝播と減衰特性およびそれに伴う河床表層砂の粗細砂分級の実態を実験的に明らかにするとともに、それに若干の理論的考察を加えようとしたものである。

2. 実験的考察

(1) 実験の概要

実験は、均一砂および混合砂河床に高さの低い小山(マウント)を擾乱として与えたときマウントが下流に伝播する特性、および混合砂の場合には河床表層砂の分級現象がどのように下流に伝播するかを明らかにする目的で行った。

実験に用いた水路は全長 10 m、幅 40 cm の可変勾配水路で、上流端に設けられたエレベータ式の給砂装置によって連続的な給砂が可能である。また、実験に用いた砂は重信川(松山市)河口の自然砂を 5 mm 寸法のふるいでふるった Fig.1(b) に示される粒度分布をもつ最大粒径 5 mm、平均粒径 $d_{m0} = 1.90$ mm、標準偏差 $\sigma (= \sqrt{d_{84}/d_{16}}) = 2.06$ である混合砂と、Fig.1(a) に示される平均粒径 1.85 mm のほぼ均一粒径の砂である。

実験の手順としては、まず砂を河床に厚さ 5 cm で敷き詰めこれを移動床とし、移動床と同一の砂を河床勾配 I が約 1/500 になるように所定の流量 q のもとで給砂量を調整しながら給砂する。平衡状態が得られた後通水を停止し、水路下流端から 3.5 m と 5.5 m の区間に Fig.2 の $t=0$ の形状に示すような底辺長 2 m、高さ 2 cm の縦断形状が二等辺三角形となるマウント(河床高変化)を造り、再びマウント形成前の平衡状態の水利条件で給砂しながら通水する。以後所定の時間に河床縦断形状を電気抵抗式砂面測定器で測定し、マウントの伝播状況を検討する。マウントを形成する直前の平衡状態での実験条件は Table 1 に示すようである。なお、Run 5 のみについては、河床表層砂分級の伝播特性を明らかにするために所定の時間ごとに止水し、最大砂粒径(5 mm)の厚さで河床表層砂を採取して粒度特性を調べた。

(2) 河床高変化の伝播特性

Fig.3(a) および (b) はマウントの流下方向への伝播

* 正会員 工博 愛媛大学教授 工学部土木海洋工学科
(〒790 松山市文京町 3)

** 正会員 工博 鳥取大学教授 工学部土木工学科

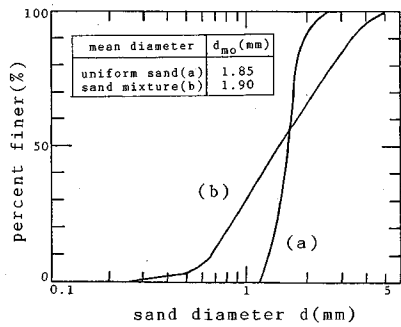


Fig.1 Grain size accumulation curve.

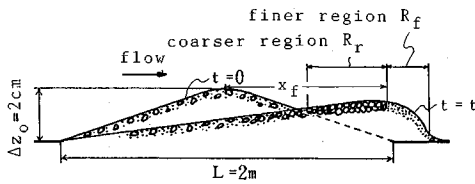


Fig.2 Schematic figure of initial bed form disturbance and its propagation.

Table 1 Experimental conditions.

Run	q (m ² /s)	I (x10 ⁻³)	h_0 (cm)	sand	Fr	τ_{*m0}
1	0.050	2.0	10.5	uniform sand	0.45	0.071
2	0.063	2.0	12.6	sand (a)	0.49	0.078
3	0.070	1.7	12.9	(a)	0.50	0.070
4	0.088	2.0	14.3	(a)	0.53	0.091
5	0.050	2.0	10.8	sand mixture	0.45	0.069
6	0.063	2.0	11.3	(b)	0.52	0.072
7	0.070	1.7	13.4	(b)	0.45	0.073
8	0.075	2.0	12.8	(b)	0.52	0.082

の様子を一例としてそれぞれ Run 1 (均一砂) と Run 5 (混合砂) について示している。流れは常流であり、マウントは平たく変形しながら下流へ伝播している。また、マウントの最大高さ Δz は通水初期には比較的急激に減少するが、減少速度は時間の経過とともに徐々に小さくなっている。また、マウント全体の移動速度に比べて頂部の移動速度がやや速く、頂部の位置はマウントの下流端方向に移動している。なお、時間の経過とともに頂部の高さが小さくなると粗砂の突出した場所との区別が難しくなるが、頂部の判定は前の時間ステップでの頂部の位置を考慮して決定した。観察によるとマウント頂部直下流部の勾配は急になり砂の水中安息角に近い状態になっている。均一砂と混合砂の場合を比較すると、均一砂の方がマウント頂部直下流の急勾配部ははっきり現れている。また、混合砂では最大粒径 (5 mm) 程度の凹凸がマウントによる河床高変化に加わっているが、均一砂河床面は比較的滑らかであることが認められる。混合砂での河床表層の凹凸は河床表層砂の流下方向への分級が生じ粗砂域の空隙率の減少や粗砂間の組み合わせ方で生じる結果である。Run 5 ではマウントを形成する前の河床表層砂の平均粒径を用いた無次元掃流力は τ_{*m0}

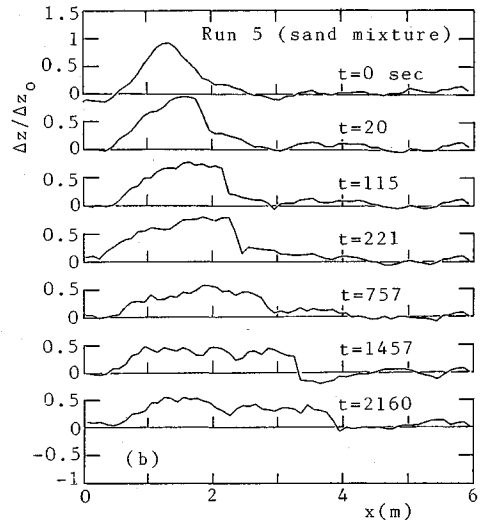
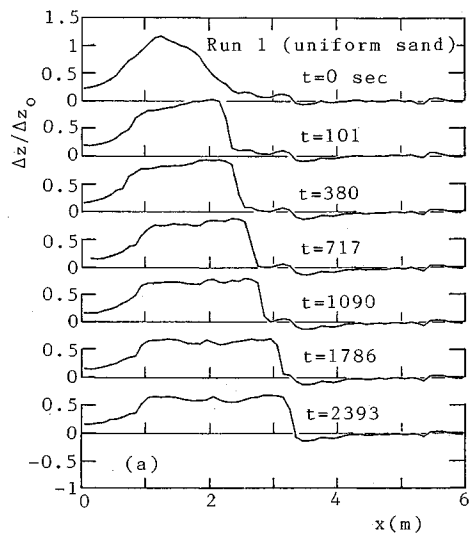


Fig.3 Propagation and deformation of small mount : (a) Run 1 and (b) Run 5.

= 0.069 である。平均粒径が d_m である河床表層砂での粒径 d_i の砂の粒径別限界掃流力 τ_{*ci} が $\tau_{*ci}/\tau_{*cm} = (d_i/d_m)^{-0.93}$ で表される⁷⁾とした場合、仮に $\tau_{*cm} = 0.05$, $d_m \approx d_{m0}$ とすると、最大粒径砂 ($d_i = 5$ mm) については $\tau_{*ci} = 0.020$ となり、 $\tau_{*i} = 0.026$ であるから最大粒径砂が移動限界に近い状態であり、河床表層の凹凸は最大粒径以下であって、河床波は形成されていない。

Fig.4(a) および (b) はそれぞれ均一砂および混合砂での全実験についてマウント頂部の流下方向への伝播状態を示している。通水直後では、比較的速く頂部が下流に移動しているが、ある程度時間が経過した後はほぼ一定の速度で移動するようになっていくことが認められる。また、本実験で示しているフルード数 $Fr < 1$ の限り

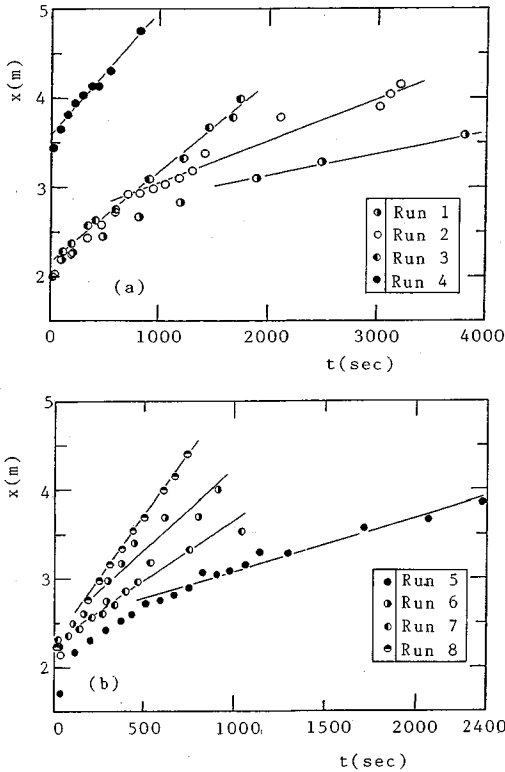


Fig.4 Propagation of mount peak : (a) uniform sand and (b) sand mixture.

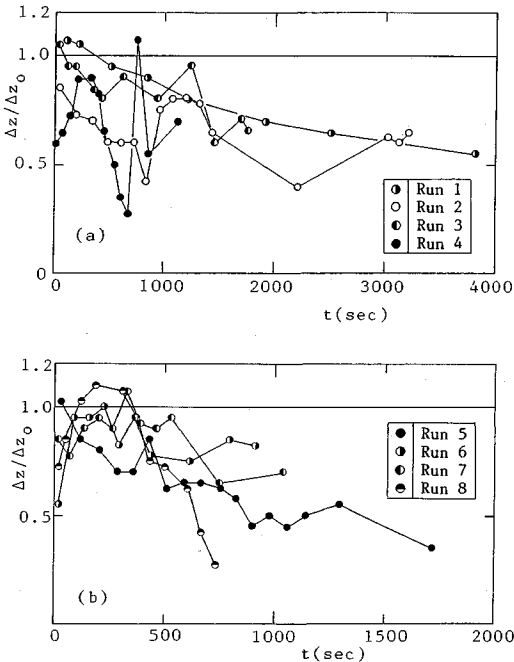


Fig.5 Variations of mount peak height with time : (a) uniform sand and (b) sand mixture.

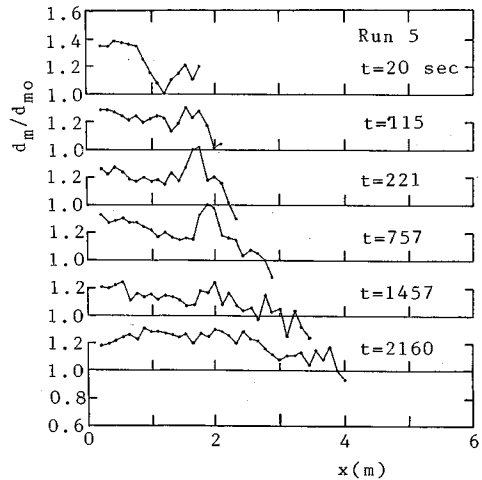


Fig.6 Variations of mean diameter of bed surface sand with time and space (Run 5).

では、 F_r が大きいほど一定速度になるまでの時間が短く、また移動速度も大きいことがわかる。ただし、マウントの形状は底辺長 $L=200$ cm に大して初期頂高 $\Delta z_0=2$ cm であって、 Δz_0 は微小であるとみなしているが、流れが常流であるので実際には頂部での水深は、特に通水初期にはマウントのない等流状態よりやや小さくなっており、局所フルード数は場所的に変化している。

Fig.5(a) および (b) はそれぞれ均一砂および混合砂での頂部の高さ Δz の減衰状況を示している。データにばらつきのある通水初期の不安定部を除けば、一部の例外を除いて $t=500$ 秒程度までは Δz は漸減し、以後の減減率は例外はあるものの初期に比べてかなり小さくなっていることがわかる。Fig.4の伝播速度がほぼ一定となる時間と Δz がほぼ一定となる時間は対応しているようである。

(3) 河床表層砂の分級

Fig.6 は Fig.3(b) に対応した Run 5 における河床表層砂の平均粒径 d_m の流下方向変化を示している。マウントのない部分 (動的平衡状態) での河床表層砂は給砂 (流出砂) の平均粒径 d_{m0} よりかなり大きくなっており、動的平衡状態での河床表層砂の粗粒化 (pavement, 平均粒径を d'_m とする) が認められ、 $d'_m/d_{m0} \approx 1.3$ 程度となっている。なお、 d'_m に関する Suzuki ら⁸⁾ の推定法で計算すれば $d'_m/d_{m0} \approx 1.4$ であり、Jain⁹⁾ の図によれば $d'_m/d_{m0} \approx 1.6$ (最も粗粒化する場合の 50% 粒径を母床砂の 90% 粒径とし、 $d_m \approx d_{50}$ として計算) となっている。Fig.6 にみられるように、マウント頂部付近で河床表層砂が Fig.2 の模式図に示すように粗粒化している領域とその下流側で細粒化している領域が認められる。このことを示すために、 d_m/d'_m と $(x-x_f)/L$ との関係を示したのが Fig.7 である。ここに、 d_m は河床表層砂

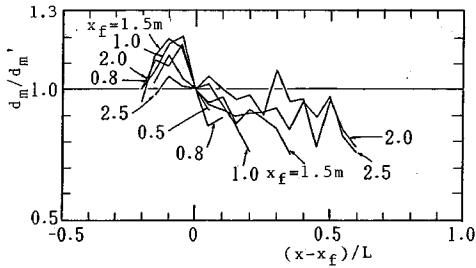


Fig.7 Longitudinal distributions of mean diameter of bed surface sand (Run 5).

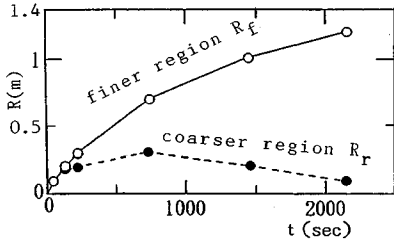


Fig.8 Variations with time of longitudinal lengths of region with coarser sand (R_c) and finer sand (R_f).

の平均砂粒径, x は流下方向距離, x_f はマウント頂部の位置, L は初期マウント長 ($=2\text{ m}$) である. この図からわかるようにマウント頂部より上流側の比較的狭い領域に粗粒化域, 下流側に細粒化域が形成されていることがわかる. Fig.8 にみられるように Fig.2 に示す粗粒化域の流下方向長さ R_c は時間的にほとんど変化しないが, 細粒化域の長さ R_f は次第に大きくなっている. ただ, 時間の経過とともにマウント頂部が低くなると, 粗粒化および細粒化の程度は徐々に小さくなっていることも認められる. すなわち, マウント頂部付近では掃流力が場所的に変化するが, このように局所的に流砂が非平衡な場では細砂が粗砂より速く下流へ移動するといういわゆる粗細砂の選択輸送現象が明確に現れてきている.

3. 理論的考察

(1) 混合砂河床変動の基礎式

各粒径砂の連続条件に基づく基礎式は平野³⁾によって示されている. すなわち, Fig.9 に示す記号を用いると, 幅 B の矩形水路での粒径別流砂および全流砂の連続式はそれぞれ

$$B(1-\lambda')i_b' \frac{\partial}{\partial t}(z_b - \delta) + B \frac{\partial}{\partial t} \{ \delta(1-\lambda) i_b \} + \frac{\partial (q_{st} B)}{\partial x} = 0 \quad (1)$$

$$B(1-\lambda') \frac{\partial}{\partial t}(z_b - \delta) + B \frac{\partial}{\partial t} \{ \delta(1-\lambda) \} + \frac{\partial (q_s B)}{\partial x} = 0 \quad (2)$$

河床が上昇する場合: $\lambda' = \lambda, i_b' = i_b$

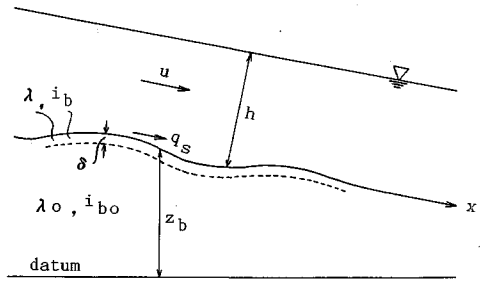


Fig.9 Flow over the bed with sand mixture.

河床が低下する場合: $\lambda' = \lambda_0, i_b' = i_{b0}$

で表される. ここに, z_b : 河床高, x : 流下方向距離, t : 時間, δ : 交換層厚, λ_0, λ : それぞれ母床砂および交換層の砂の空隙率, i_{b0}, i_b : それぞれ母床および交換層における粒径 d_i 砂の占める割合, q_s : 単位幅当たりの全流砂量, q_{st} : 単位幅当たりの粒径 d_i 砂の流砂量である. したがって, $q_s = \sum q_{st}$ であり, 母床砂の平均粒径 d_{m0} と交換層 (河床表層砂) の平均粒径 d_m はそれぞれ, $d_{m0} = \sum i_{b0} d_i$ および $d_m = \sum i_b d_i$ で示される. 粒径別流砂量 q_{st} に関しては, 従来河床に占める粒径 d_i の砂の割合 i_b が 1 (均一砂) のとき $q_{st} = f_i, i_b = 0$ のとき $q_{st} = 0$ の条件を満たす最も単純な形として $q_{st} = i_b f_i$ が仮定されてきた^{3), 7), 10)}. ここに, f_i は均一砂 ($d_i = d_m$) の場合の粒径 d_i の流砂量式と相似で従来の均一砂の流砂量式において限界掃流力を粒径別限界掃流力に代える修正をして与えられる. 以下の議論では煩雑さを避けるため, 式形が単純でしかも比較的よく用いられている Meyer-Peter and Müller¹¹⁾ 型の流砂量式を f_i として用いるものとするれば

$$q_{st} = i_b K \sqrt{sg d_i^3 (\tau_{*ci} - \tau_{*ci}^*)^m} \quad (3)$$

である. ここに, $\tau_{*ci} (= u_{*ci}^2 / sgd_i), \tau_{*ci}^* (= u_{*ci}^{*2} / sgd_i), u_{*ci}$: 有効摩擦速度, u_{*ci}^* : 砂 d_i の限界摩擦速度, $s = \sigma / \rho - 1, \sigma$: 砂の密度, ρ : 水の密度, g : 重力加速度, K および m は定数で Meyer-Peter and Müller の式では $K=8, m=3/2$ である.

一方, 河床変動の速さが流れの変化速度に比べてはるかに遅いので流れは定常流として取り扱えるとなると, 水流の連続式と運動方程式はそれぞれ

$$\frac{\partial}{\partial x} (Bhu) = 0 \quad (4)$$

$$\frac{u}{g} \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial h}{\partial z} + \frac{\partial z_b}{\partial x} + \frac{u_*^2}{gR} = 0 \quad (5)$$

で表される. ここに, h : 水深, u : 平均流速, R : 径深, u_* : 摩擦速度である.

式 (4) および式 (5) から $\partial u / \partial x$ を消去すれば

$$(1 - F_*^2) \frac{\partial h}{\partial x} = F_*^2 \frac{h}{B} \frac{\partial B}{\partial x} - \frac{\partial z_b}{\partial x} - \frac{u_*^2}{gR} \quad (6)$$

となる。ここに、 $F_r (=u/\sqrt{gh})$: フルード数である。

(2) 河床高変化の伝播と減衰

平坦河床に対して平野³⁾によって導入された交換層厚 δ は、河床波を伴う場合は平均河床波高 Δ の半分程度 ($\delta = \Delta/2$) としなければならず、ここでは交換層を砂の移動に関与する河床表層と考以下移動層と呼ぶ。この移動層は一般的には掃流力の大きさによっても変化するから時間的に変化する。また、空隙率 λ も一定ではないとして、式 (2) を変形すると、

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} + \frac{1}{(1-\lambda)} \frac{\partial q_s}{\partial x} = -\frac{1}{(1-\lambda)B} q_s \frac{\partial B}{\partial x} + \frac{1}{1-\lambda} \left\{ \delta \frac{\partial \lambda}{\partial t} + (\lambda-\lambda') \frac{\partial \delta}{\partial t} \right\} \dots\dots\dots (7)$$

となる。 $\partial q_s / \partial x = (\partial q_s / \partial h) (\partial h / \partial x)$ であるので式 (6) から得られる $\partial h / \partial x$ をこの式に代入して式 (7) を整理すれば次に示す z_b に関する 1 階の波動方程式が得られる³⁾⁻⁵⁾。

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} + C_{z_b} \frac{\partial z_b}{\partial x} = D_{z_b} \dots\dots\dots (8)$$

ここに、

$$C_{z_b} = \frac{1}{(1-\lambda')(1-F_r^2)} \frac{\partial q_s}{\partial h} \dots\dots\dots (9)$$

$$D_{z_b} = \frac{1}{(1-\lambda')(1-F_r^2)} \left[\frac{\partial q_s}{\partial h} \frac{u_*^3}{gR} - \left\{ F_r^2 \frac{\partial q_s}{\partial h} h + (1 - F_r^2) q_s \right\} \frac{1}{B} \frac{\partial B}{\partial x} \right] + \frac{1}{1-\lambda'} \left\{ \delta \frac{\partial \lambda}{\partial t} + (\lambda-\lambda') \frac{\partial \delta}{\partial t} \right\} \dots\dots\dots (10)$$

C_{z_b} が河床高 z_b の伝播速度であり、 $dx/dt = C_{z_b}$ の特性曲線上で特性方程式 $dz_b/dt = D_{z_b}$ が成立する。

いま、混合砂の全流砂量が平均粒径 d_m を用いて表されるとすると式 (3) より、 $q_s = K\sqrt{sgd_m^3} (\tau_{*cm} - \tau_{*cm})^m$ となる。ここで、 $\tau_{*cm} = u_{*c}^2 / sgd_m$ での u_{*c} は $u/u_{*c} = \phi$ ($=6.0 + 5.75 \log_{10}(R/k_s)$) から求める $u_{*c} = (1/\phi)u = (1/\phi)(q/h)$ で表せるものとする。ただし、 q は単位幅流量、 k_s は相当粗度であり、流速係数 ϕ は R/k_s で若干変化するが便宜的に一定であると仮定する。これらの関数から $\partial q_s / \partial h$ を計算して式 (9) に代入し、 C_{z_b} を $\sqrt{gd_m}$ で無次元化して整理すると

$$\frac{C_{z_b}}{\sqrt{gd_m}} = \frac{F_r^2}{(1-\lambda')(1-F_r^2)} \frac{2Km}{\phi^2 s} \left(\frac{F_r^2 h}{\phi^2 s d_m} - \tau_{*cm} \right)^{m-1} \dots\dots\dots (11)$$

が得られる。式 (11) の右辺の最後の括弧の中は掃流砂がある場合は正であるので、よく知られているように $F_r < 1$ (常流) の場合には $C_{z_b} > 0$ で河床高変化は下流へ伝播し、 $F_r > 1$ (射流) の場合には上流へ伝播する。

次に式 (10) で示される河床高変化速度 D_{z_b} については、一様水路で砂の空隙率 λ' および移動層厚 δ が時間的に変化しないような状態を考える。式 (10) で

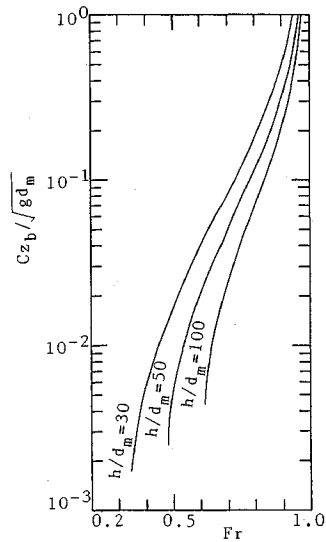


Fig.10 Relationship between dimensionless propagation velocity of disturbance $C_{z_b}/\sqrt{gd_m}$ and Froude number F_r with parameter h/d_m .

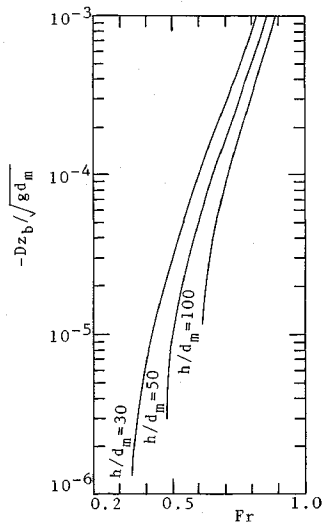


Fig.11 Relationship between dimensionless reduction velocity of disturbance height $-D_{z_b}/\sqrt{gd_m}$ and Froude number F_r with parameter h/d_m .

$\partial B / \partial x = 0$, $\partial \lambda / \partial t = 0$, $\partial \delta / \partial t = 0$ のとき、平坦に近い河床を想定して $u_* = u_{*c}$ として、式 (11) を導いたと同じ仮定のもとに $\partial q_s / \partial h$ を計算すると、式 (10) は

$$\frac{D_{z_b}}{\sqrt{gd_m}} = \frac{-F_r^4}{(1-\lambda')(1-F_r^2)} \frac{2Km}{\phi^4 s} \times \left(\frac{F_r^2 h}{\phi^2 s d_m} - \tau_{*cm} \right)^{m-1} \dots\dots\dots (12)$$

と変形できる。 $\phi = 12$, $K = 8$, $m = 3/2$, $\tau_{*cm} = 0.047$, $\lambda' = 0.4$, $s = 1.65$ として $h/d_m = 30, 50$ および 100 について、常流の範囲で式 (11) および式 (12) の関係を示したも

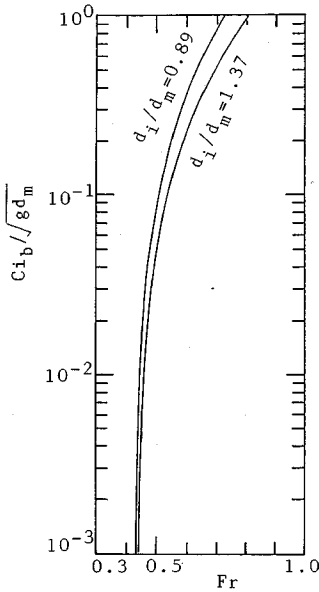


Fig. 12 Relationship between dimensionless propagation velocity of frequency disturbance $C_{i_b}/\sqrt{gd_m}$ and Froude number F_r with parameter d_i/d_m .

のが、それぞれ Fig. 10 および Fig. 11 である。 F_r が大きいほど、また一定の F_r に大して h/d_m が小さいほど河床高の伝播速度 Cz_b が大きいことが示されている。河床高変化速度 $-Dz_b$ についても同様な傾向が認められるが Cz_b に比べて 3 桁程度オーダーが小さい。

(3) 河床表層砂の粒度変化の伝播

式 (1) に式 (7) から求まる $\partial z_b/\partial t$ を代入すると、次式に示す i_b に関する一階の波動方程式が得られる³⁾⁻⁵⁾。

$$\frac{\partial i_b}{\partial t} + C_{i_b} \frac{\partial i_b}{\partial x} = D_{i_b} \dots (13)$$

ここに、

$$C_{i_b} = \frac{f_i}{\delta(1-\lambda)} \dots (14)$$

$$D_{i_b} = \frac{1}{\delta(1-\lambda)B} \left\{ i_b \frac{\partial(q_s B)}{\partial x} - i_b \frac{\partial(f_i B)}{\partial x} - (i_b - i'_b) \left(\frac{1}{1-\lambda} \frac{\partial \lambda}{\partial t} - \frac{1}{\delta} \frac{\partial \delta}{\partial t} \right) \right\} \dots (15)$$

式 (14) の導出において厳密には λ や f_i は i_b によってわずかに変化するがそれらの影響は無視している。 f_i として Meyer-Peter and Müller 型の式を用い、式 (11) や式 (12) を導いたときと同様に $\phi = u/u_{*e}$ を用いれば最終的に式 (14) は

$$\frac{C_{i_b}}{\sqrt{gd_m}} = \frac{K\sqrt{s}}{(1-\lambda)} \left(\frac{d_i}{\delta} \right) \left(\frac{d_i}{d_m} \right)^{1/2} \left[\frac{F_r^2}{\phi^2 s} \left(\frac{h}{d_m} \right) \left(\frac{d_m}{d_i} \right) - \tau_{*c_i} \right]^m \dots (16)$$

となり粒度変化は下流へのみ伝播する。この式で移動層

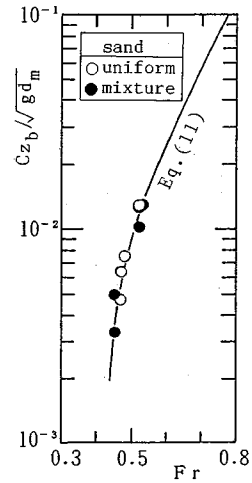


Fig. 13 Theoretical curve with observed data for the relationship between $Cz_b/\sqrt{gd_m}$ and F_r .

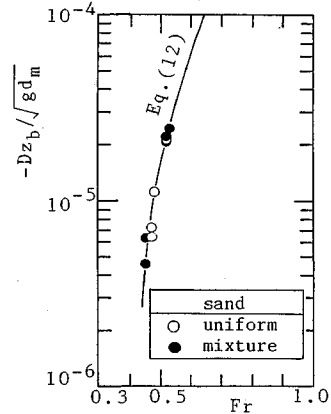


Fig. 14 Theoretical curve with observed data for the relationship between $-Dz_b/\sqrt{gd_m}$ and F_r .

厚を $\delta = 2d_i$ と仮定し、 $\phi = 12$, $h/d_m = 60$, $K = 8$, $m = 3/2$, $\tau_{*cm} = 0.047$, $\lambda = 0.4$, $s = 1.65$ を与えて、 $d_i/d_m = 0.89$ および 1.37 に対して $C_{i_b}/\sqrt{gd_m}$ と F_r との関係を示したのが Fig. 12 である。粒径 d_i 砂の伝播速度 C_{i_b} は F_r が大きいほど大きく、また細砂は粗砂に比べて速く下流に伝播することを示している。なお、 $d_i/d_m = 0.89$ および 1.37 は、前節で述べた実験で河床表層に現れた細粒化部分と粗粒化部分それぞれの領域での平均粒径と母床砂の平均粒径との比である。

4. 実験結果とその比較

Fig. 13 は河床高変化に関しての式 (11) の検討を行ったものである。図中の実測値は Fig. 4 において通水初期を除いて dx/dt がほぼ一定になった状態の dx/dt である。通水初期においては $\Delta z_0 = 2$ cm は必ずしも微小とはいえず、局所的に F_r がかなり変化していると考えられ

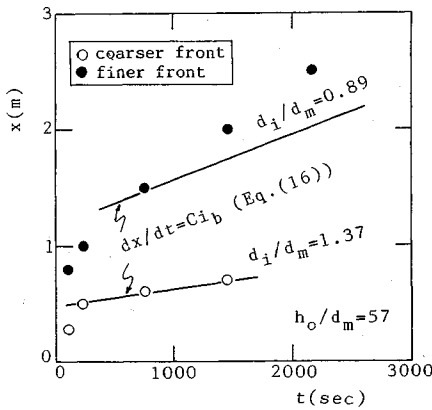


Fig.15 Comparison between theoretical and observed propagation velocities of frequency Ci_b .

るので除く必要があろう。Fig.13 から式 (11) の妥当性が認められる。一方、河床高変化の速度に関しては、実測値を Fig.5 において同様にある程度時間が経過した以後の変化速度として示せば、Fig.14 のように実測値と計算値とが一致しており式 (12) の妥当性が認められる。ただ、Fig.5 のデータではばらつきが大きく実測データとして dz_b/dt は厳密には求まっていない。このため、Fig.14 はオーダー的には実測値と計算値とが一致していることを示していると考えの方が無難であろう。

Fig.15 は式 (16) の妥当性について検討した図であって、Fig.2 のように分級現象によって生じた粗粒化域と細粒化域の先端部の伝播距離と経過時間との関係を示している。ただし、 d_m としては動的平衡河床表層の平均粒径 d'_m を用いるべきであるが便宜的に母河床の平均砂粒径 d_{m0} を用いている。通水初期を除けば式 (16) で示される i_b の変化の伝播速度は粗粒化域の伝播については実測の傾向をある程度示しているといえよう。また、細粒化域については、実測値の方が計算値よりやや大きくなっているが、細粒化域では移動層厚 δ が場所的にもかなり変化していることが目視でも明らかであり、 δ の評価に問題があると考えている。

5. あとがき

本研究は、河床高変化の伝播現象を実験的に明らかにするとともに、混合砂礫河床の変動に伴って生じる河床表層砂の粗細砂の分級現象に関する基礎的知見を得る目的で行った実験結果を解析したものである。すなわち、河床に形成されたマウントの下流への伝播とそれに伴う河床表層砂粒度の変化特性を実験的に検討した。ここでは、ごく巨視的に現象の特性をとらえようとしたため、現象を詳細にみれば場所的に掃流力が異なるために移動層厚 δ が場所的に異なったり、粒度分布の変化に伴って砂の空隙率 λ がかなり違ったりする点など、ここで

は論じなかった問題点は今後検討すべき課題として残されたままになっている。本研究で得られた主な結果は以下のようなものである。

(1) 河床に形成された低いマウントが下流に移動する場合、頂部が徐々にマウントの下流端方向に移りながらマウント全体が移動する。マウント頂部の移動速度は理論的に与えられる式 (11) で計算できる。

(2) マウント頂部高は時間の経過とともにわずかずつ減速するが、その減速率のオーダーは式 (12) で計算できる。

(3) 河床が混合砂の場合、マウント頂部を境に下流側に河床表層砂の細粒化域、上流側に粗粒化域が形成される。時間の経過とともに細粒化・粗粒化の程度は小さくなり、細粒化域は拡大するが粗粒化域はほとんど変化しない。粗粒化域と細粒化域の先端の伝播速度は式 (16) によってほぼ計算できる。

なお、ここに得られた結果は、混合砂礫河床の一次元河床変動数値シミュレーションを行う際の時間差分間隔の大きさを決める CFL 条件や差分化方向の合理的決定に役立つものである。すなわち、時間差分 Δt と距離差分 Δx とが満たすべき条件 $\Delta t/\Delta x < 1/|Cz_b|$, $1/|Ci_b|$ を決定でき、また距離に関する差分は変動の伝播の方向が正 ($Cz_b > 0$) なら後退差分、負 ($Cz_b < 0$) なら前進差分としなければならないが、このような差分化方向を決めることができる。

最後に、本研究の実験・資料整理に際し、当時愛媛大学学生の加藤幸一氏および羽野敦之氏に多大な援助を受けたことを記して感謝の意を表す。

参考文献

- 1) Iwagaki, Y. : On the analysis of mechanism of river-bed variation by characteristics, Memoirs of the Faculty of Eng., Kyoto Univ., Vol.18, No.3, pp.163-171, 1956.
- 2) de Vries, M. : River-bed variation-aggradation and degradation, Delft Hydraulic Laboratory Publication No.107, 1973.
- 3) 平野宗夫: Armoring をともなう河床低下について, 土木学会論文報告集, 第 195 号, pp.55-65, 1971.
- 4) Suzuki, K. : On the propagation of a disturbance in the bed composition of an open channel, Report R 1976/09/L, Dept. of Civil Eng., Delft University of Technology, 1976.
- 5) 黒木幹男・岸 力・清水康行: 河床変動の数値計算法に関する研究, 第 17 回自然災害科学シンポジウム講演会論文集, pp.175-178, 1980.
- 6) Michiue, M. and Suzuki, K. : A computation method of river bed variations of large scale, Proc. APD-IAHR, 3rd Congress, Vol.C, pp.246-254, 1982.
- 7) 道上正規・鈴木幸一: 混合砂礫河床における増水・減水時の平衡流砂量, 土木学会論文報告集, 第 399 号 / II-10, pp.95-104, 1988.
- 8) Suzuki, K. and Kato, K. : Mobile armoring of the bed

surface in a steep sloped river with gravel and sand mixture, Proc. International Workshop on Fluvial Hydraulics of Mountain Regions, pp.C.47~58, 1989.

- 9) Jain, S.C. : Armor or pavement, Proc. ASCE, Jour. of Hydraulic Engineering, Vol.116, No.3, pp.436~440, 1990.
- 10) Ashida, K. and Michiue, M. : An investigation of river bed

degradation downstream of a dam, Proc. IAHR, 14th Congress, Vol.3, pp.247~255, 1971.

- 11) Meyer-Peter, E. and Müller, R. : Formulas for bed-load transport, Proc. IAHR, 2nd Congress, pp.39~64, 1948. (1990. 6. 27 受付)

PROPAGATION AND DEFORMATION OF A MOUNT FORMED ON RIVER BED AND SORTING OF BED SURFACE SAND MIXTURE

Koichi SUZUKI and Masanori MICHIEUE

Propagation directions and velocities of bed level change should be known to determine the direction and interval of finite difference in the numerical simulation of bed level variations. And sorting characteristics of bed surface sand such as degree of pavement and propagation velocity of the change of grain size frequency caused by the bed level change are also important for the bed load calculation in the simulation. In this paper, propagation directions and velocities of a small mount formed on an equilibrium bed and the grain size frequency of bed surface sand were measured in a laboratory flume and the experimental results were analyzed using continuous equations for bed load discharge of both total and individual sand particles.
