

混合砂礫を用いた大型水路実験 —混合効果による勾配の急変と堆積構造の違い—

A Large Flume Experiment on the Thresholds in the Mobility of Sand and Gravel Mixtures :
a Mechanism of the Formation of Breaks in the Longitudinal Slopes of Rivers

伊勢屋ふじこ*・池田 宏*

Fujiko ISEYA and Hiroshi IKEDA

I はじめに

水流による粒子の移動限界条件や、移動している状態での運ばれ易さつまり流砂量式は、底質が均一粒径からなる場合に限っていえば現段階では明らかにされているといえる (Yalin, 1972)。従って、実験室の範囲内ではかなりの精度で予測が可能である。ところが、実際河川の流砂量は、予測値とは大きく掛け離れていることが多い。このことは、1960年代以降になって流砂観測が多数の河川で行われた結果わかってきた (Klingeman&Emmett, 1982)。その最大の原因は、実際河川の河床材料が、粒径が広範囲にわたる大小粒子の混合物からなることにありと思われる (Emmett, 1976)。

混合砂礫の流砂量の予測は現在一応行われている (e. g. Einstein, 1942)。混合砂礫の移動限界がそれぞれの粒径によって違うことを示した Egiazaroff (1965) の式や、その修正式を用いるものもある (芦田・道上, 1972)。ところが、これらの試みもまだ野外を十分には説明できていない現状にある。さらには、流量がほとんど変化せずしかも河床形が平坦な期間に、流砂量が数回にわたって大きく変動するという観測結果が Reid *et al.* (1985) などによって報告されるに至って、

混合砂礫の流送機構の解明の機運がますます高まってきている。

筑波大学水理実験センターの大型水路は、昭和54年に実験を開始して以来7年が経過した。2年前からいよいよ砂と礫とを混合させた混合砂礫の流送実験を開始している。混合砂礫を対象とした従来の実験や解析は、礫が動かないで残留礫として存在するような水理条件のもとで行われてきた傾向が強い (e. g. 芦田・道上, 1971; 平野, 1971; Rackoczi, 1975; 中川他, 1977; White&Day, 1982; Gomez, 1983)。ところが、沖積河川では礫と砂の大小様々な粒子がともに移動しているということが大事な条件である (Parker *et al.*, 1982)。大型水路を使った実験の注目点はまさにこの点にある。

池田 (1984) および Ikeda (1984) は混合砂礫を使った小型水路実験の結果を報告した。その主旨は、砂と礫とを混合させると礫の運ばれ易さを高める混合効果が働いて、礫が運ばれ易くなるというものであった。このことが、実際河川の現象にアプローチするために大型水路を使って行った検証実験の過程で確認されたので、その結果を今回は述べる。なお、実験の主要な部分はすでに Ikeda&Iseya (1986) に報告した。

* 筑波大学水理実験センター

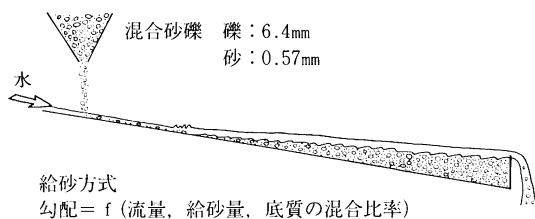
(1986年7月16日受理)

II 実験の手順

大型水路は幅が4 mあり、その規模は実験に通常使われる小型水路と実際河川との中間に位置する。従ってより実際河川に近い条件を作りだすことができるという利点がある。砂堆がつくれることもその一つで、実験は河床に砂堆が生ずる条件で行った。河床形の発達による垂直的な分級の効果を取り込んだわけである。砂堆は砂河川の洪水時にごく普通にみられる河床形である。

実験では、2種類の材料を混合させた。すなわち、Ikeda (1983) で砂礫堆の相似則や流砂量について調べた5-10mmの細礫（中央粒径が6.4mm）と、Iseya (1984) で砂堆の形状や浮遊砂を調べた粗粒砂（中央粒径が0.57mm）とを混合させた。これらを予め水路床に敷き詰めて水を流したので、水路内を流送される砂礫の混合比率を直接に制御していることにはならない。それは、長時間通水するうちに河床表面で次第に分級が起こってしまっ、定常になるまでに河床表面を運ばれる砂礫の粒度組成が変化してしまうからである。

そこで実験は、はじめは水路内を空にしておいて、所定の混合比率で混ぜ合わせた一定量の砂礫を水路の上流端で連続的に供給して、水とともに流すという給砂方式によって行った（第1図）。8つの混合比率について実験を実施したが、砂と礫とを合わせた給砂量は毎秒0.83kg、流量は毎秒860 lで、各Runとも統一して一定とした。



第1図 実験の概略図

砂礫を堆積させる区間の長さは下流端にある堰の操作によって自由に設定できる。しかし、時間やその他の制約から、堆積区間は水路下流端から40-60mの長さとなるようにした。各Runの始め

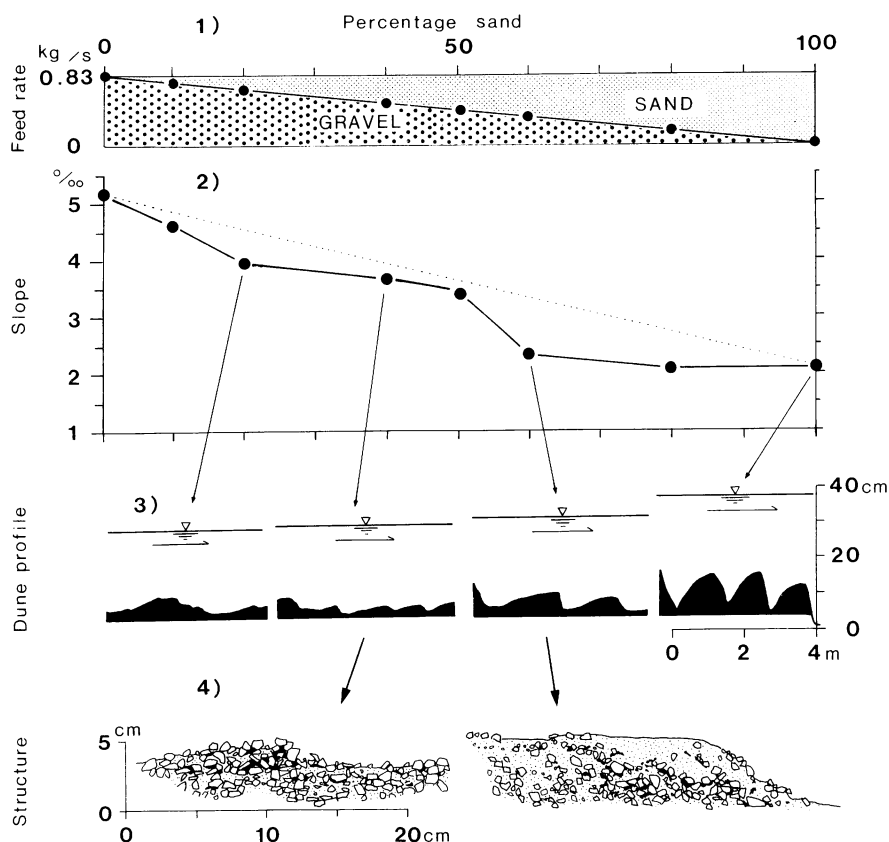
のうちは水路内で aggradation が進行するが、ついには上流端で供給した砂礫と下流端から流出する砂礫の量や性質が同じになり、安定した河床勾配が作られる。つまり、勾配は流量と給砂量および堆積物の性質—砂礫の混合比率とによって従属的に決定されるというわけである。これは、河川の勾配が長い間の自己調節の所産であると考え、地形学の立場からは、受け入れやすい方法であろう。

砂と礫は定量供給装置によって連続的に供給される。実験では、途中でそれらがとぎれることのないように記録計でそれぞれモニターさせて常に監視し、水路内に供給される砂礫の混合比率の制御に努めた。また、動的平衡状態の認定は、砂礫の堆積が始まる地点に生じる跳水の位置が長時間にわたって安定していること、及び水面勾配を水路中央部分で時々測定してはその値がほぼ一定していること、の2点によって行った。水面勾配は跳水及び下流端堰による低下背水の影響のない30-40mの区間にわたって水面高の平均値を計測して求めた。なお、水路下流端から流出する砂礫の量は河床形の影響を受けて時間的に変動するが、動的平衡状態のもとでは平均してみれば一定している。

III 勾配の急変とその原因

第2図に実験結果の一覧を示す。礫と砂との混合の割合を第2図-1)に、それぞれに対応して得られた動的平衡勾配を第2図-2)にプロットした。動的平衡勾配は水面勾配と河床勾配とから求めた。流量と給砂量は各Runとも一定であることにより、ここに得られた勾配の値は混合砂礫の運ばれ易さの指標と見ることができる。

礫が礫だけで運ばれるためには（すなわち礫が100%を占める時には）、同じ量の砂が砂だけで（すなわち砂が100%の時）運ばれる場合よりも2倍以上の急な勾配が必要である。従来の考えの大半は、礫と砂とを混合させた場合、両者の混合比率に比例して勾配が図中の点線のように順次変化するというものであった。ところが実際には、砂礫



第2図 実験結果の一覧図

4)において黒く塗ってある部分は礫粒子間の空隙を示す

が混合した状態でともに流送される時、次の2つのことが明らかになった。


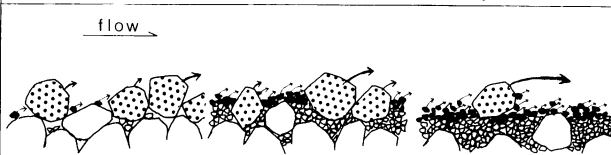
まず第1は、砂の中に運ばれにくい礫が混じっても、礫の比率が小さくて砂が大勢を占めている限りは、勾配は砂だけの場合とほとんど変わらないということである。本実験条件の場合には、礫の占める比率が50%以下の範囲内では、砂だけを運ぶ勾配にほぼ等しい緩い勾配で混合物が運ばれることが判明した。この事実は、砂が卓越した状態下では礫がたいへん運ばれ易いことを示している。勾配が緩いことについては、砂が80%をしめる条件のRunについて一連の実験の最後に追試を行って確認したが、ほぼ同じ値が得られた。

第2は、しかしそれにも限界があって、礫が大

勢を占めるようになると、混合物は一転して運ばれにくくなるということである。つまり、砂が40%を占める時と50%を占める時との間で勾配が急に大きくなっているということである。これはまた、底質の混合比率がわずかに違うだけで、砂の性質が流砂現象に強く反映される状態から、逆に礫の性質が現象に支配的に現われる状況へと急変することも取ることができる。

以上のような混合砂礫の運ばれ易さの急変は、すでに小型水路を用いた実験(池田, 1984)によって指摘されていた事実であるが、条件が大きく違う大型水路の実験によっても確認されたわけである。

このような急変の原因は、第3図に示す模式図

BED STATE	Congested	Smooth
PLANE VIEW		
VERTICAL VIEW		
EFFECT	Smoothing	Exposure Collision

第3図 砂の増加にともなう砂礫の流送状態の変化

を使って次のように説明することができる。第3図では流水に直接に接して動いている礫の粒子を点々で、砂の粒子を黒で示した。

河床表面での砂礫の移動状態に注目してみると、礫の比率が高い場合には、動いている礫の粒子は、礫粒子が並んだ凹凸の大きい河床の上を、常に互いにぶつかり合った状態で流送されている。このような完全な渋滞状態とも呼ぶべき状況では、粒子抵抗がきわめて大きく、当然のことながら急な勾配が必要とされるわけである。

ところが、砂が多くなってくると礫の間隙は次第に砂で充填される。砂が礫の間隙を完全に充填しつくしてしまうと礫の流送状態は一変し、礫粒子は平滑になった砂面上に点在してスムーズに転動し、移動速度は急増する。これは底面との摩擦が減少することに加えて、礫粒子がさらに高い所に突出するようになるために、より強い流体力を受けてきわめて運ばれ易くなることによると考えられる。砂にかなりの礫が混じっても、このような流送状態下では礫のほうが砂よりかえって動き易く、従って混合物は緩い勾配でも運ばれ得るということである。

砂と礫の移動速度を小型水路を使った実験によって測定した結果では、礫が平滑な砂面上をスムーズに転動している時と、完全な渋滞状態の時とは、その移動速度に10倍以上もの差があることが確認されている(池田, 1984)。その上、スムーズな状態の時には礫の粒子は砂の粒子の5割以上

速い速度で流下していた。

Ⅳ 混合比率の違いによる河床形と河床表面での砂礫の分布状況の違い

ところで、第3図の模式図は河床表面のある一点を取り上げてみた時の状況である。実際には河床全面が一樣な状態にあるのでは勿論ない。このような礫と砂との存在状態は河床形の発達によってさらに強められる。第4図は混合比率の違いによる河床形の変化の様子を示したものである。水路上約3mの地点から5mおきに撮った写真をつなぎあわせたもので、河床形をこわさないように停水したのちに、水を水路内から排水した状態を見た所である。また第5図はそれらの一部を拡大して実体視が可能ないように撮影したものである。

同じ流量でしかも同じ給砂量でありながら、底質の混合比率によって、河床形および河床表面での砂と礫の分布状態は大きく違っている。以下に河床形と河床表面での砂と礫との分布状態の特徴を混合比率の順に記載する。

礫が100%を占める時、第4図-1)

河床は大局的には平坦である。しかし、130mから150mの区間のやや右岸寄りに見られるような規則的な凹凸の列が所々に観察される。これは反砂堆(antidune)で、平均の波長は約95cm、波高はほぼ9cmであった。礫が堆積して前縁を作っているのではなく、深掘れが規則的に生じて凹凸が形作られている。この点で砂堆(dune)とは

明らかに違っている。

礫が90%，砂が10%を占める時，第4図-2)と第5図-1)

河床は大局的にはやはり平坦である。ところがその表面にはわずかな起伏があって、それがうろこ状の河床形を作っている。河床表面が乾くとその状態がよく見えるようになる。白い所が乾いている部分で、河床波の背の部分から前縁部分にかけてが最も乾いている。これは、礫粒子の透き間に砂が入っていないために乾きやすいことによる。つまり、これらの部分が完全な洪帯状態で動いていたということで、大部分が洪帯状態であったことがわかる。

礫が80%，砂が20%を占める時，第4図-3)

河床表面を全体に見ると、まだこもことした感じが強い。しかし、河床波の前縁がかなりはっきりとしたものになっている。写真では影の強く表われている部分が前縁の明瞭な部分である。

礫が60%，砂が40%を占める時，第4図-4)と第5図-2)

第4図の写真は水が十分に排水されない状態で撮られているために、河床形を適切に表わしてはいない。しかし、不規則な水の残り方からも推察されるように、わずかな起伏があって河床波を作っている。礫層の透き間はほぼ砂で埋まっているものの河床表面でみる限りはほとんど礫の状態にある（たとえば第5図-2)のa)。河床表面で砂とれきが共存している部分（たとえば第5図-2)のb)）はごく一部にすぎない。

礫と砂とが50%づつを占める時，第4図-5)

礫が60%を占める時と河床形に大差はないものの、河床表面で礫と砂とが共存している部分の占める部分が広がった。写真ではわずかに白くほんやりとしてみえる部分がそれである。これは、礫層の透き間を充填して余った砂が次第に河床表面にあふれてきたことを意味する。しかし、砂だけが集積している部分はまだほとんどない。

砂が60%，礫が40%を占める時，第4図-6)と第5図-3)

これは砂の性質が支配的になったと考えられる

状態である。河床波の前縁がはっきりとしており、それらの連続性が良い。河床表面にみえる規則的な縦筋は、水路建屋の天井からの水滴の落下によってできた二次的なものである。第5図-3)には、写真を実体視して、河床表面での礫と砂の分布をスケッチ図にしたものをあわせて示した。黒い部分が砂だけが表面に集積している部分であるが、ここで初めて砂だけが河床表面に集積した部分が認められる。これこそが、礫の間隙を埋めつくして、なおあり余った砂が河床表面にまで出てきて集積している状況を意味しており、この砂によって平滑な砂床面が形作られている。

砂が80%，礫が20%を占める時，第4図-7)と第5図-4)

起伏の大きい（波高 7-10cm）砂堆が生じている。ほんやりとした部分が砂が表面に集っている部分、ゴツゴツして見える部分がれきがでている部分である。砂堆の背面の部分はすべて砂であり、トラフの部分に限ってれきが河床表面にできてきている。トラフの部分のれき層は砂で完全に充填されている。

砂が100%を占める時，第4図-8)

波長、波高のきわめて大きい砂堆が作られている。砂堆背面には砂れんや重鉱物の作る縞模様がみられる。

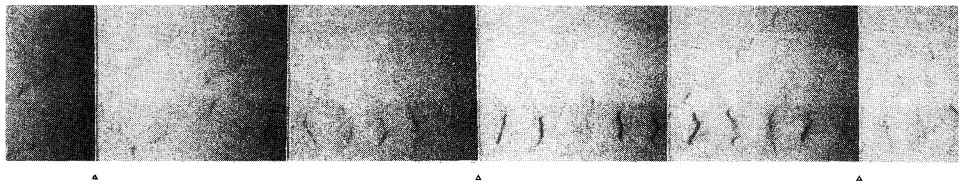
V 砂礫の流送状態の違いを反映した堆積構造

砂礫が移動している時の状態は、堆積構造となって保存される。そこで一部をその場で合成樹脂で固めて取り出し、それを岩石カッターで切断してれきの配置や砂の充填の具合を細かく観察することを行った。固める方法は須崎(1984)によった。

第2図-3)および-4)は、河床波の縦断形の一部と、勾配変化が急変する限界の混合比率をはさむ2地点での河床波内部の堆積構造を描いたものである。砂の割合が多くなるほど、河床波は起伏を増す。砂が現象を支配する世界では、平滑な砂の表面を高速で運ばれてきた礫の粒子が、起伏の大きい砂堆の前面で崩れ落ちて堆積する。つまり、

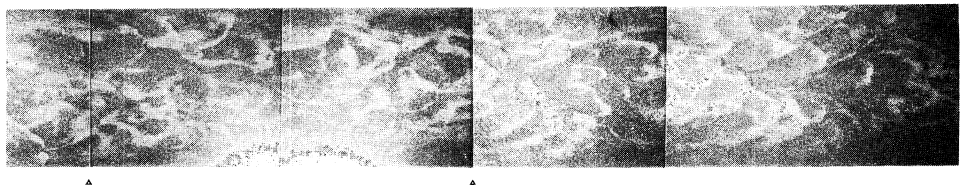
GRAVEL : SAND = 100 : 0

1)



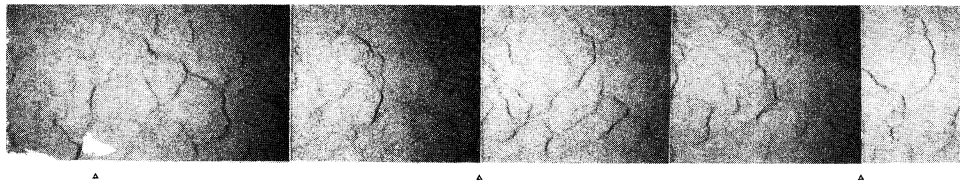
90 : 10

2)



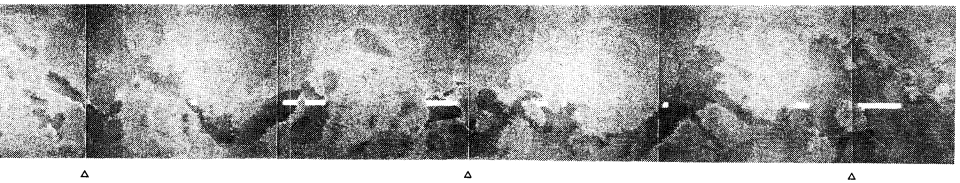
80 : 20

3)



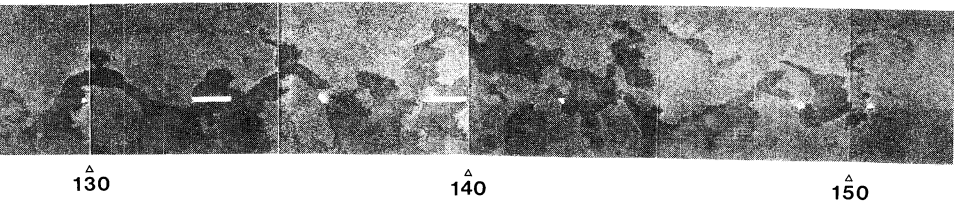
40 : 60

4)



50 : 50

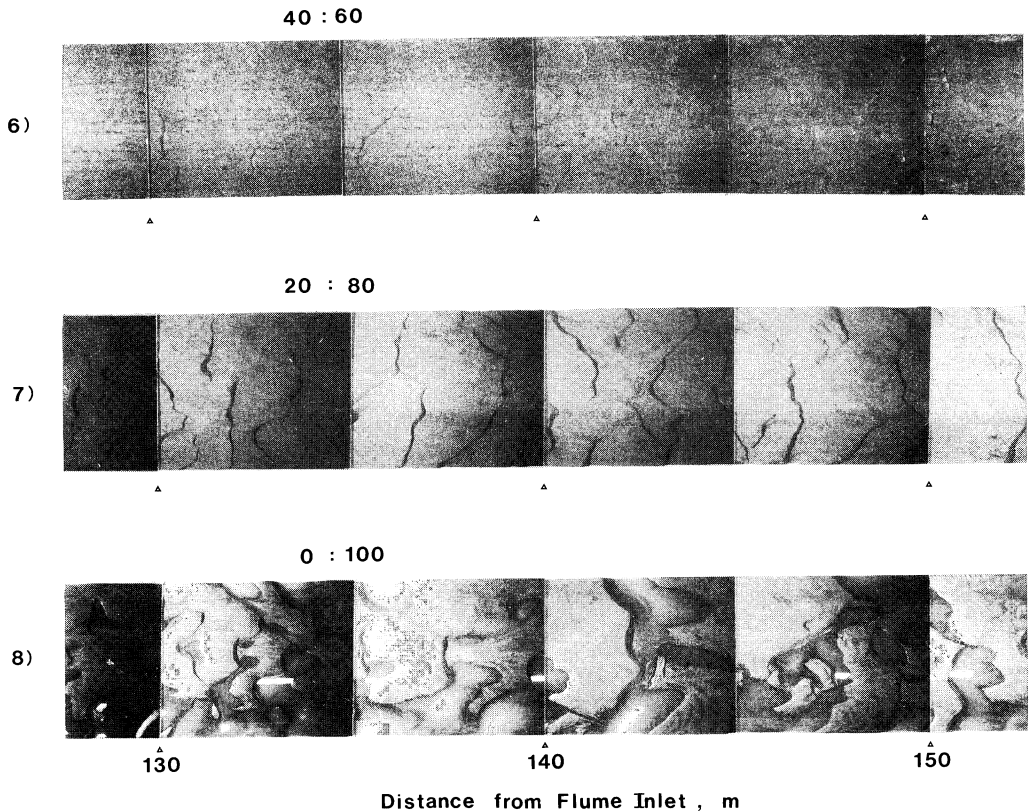
5)



130

140

150



第4図 砂礫の混合比率の違いによる河床形の違い

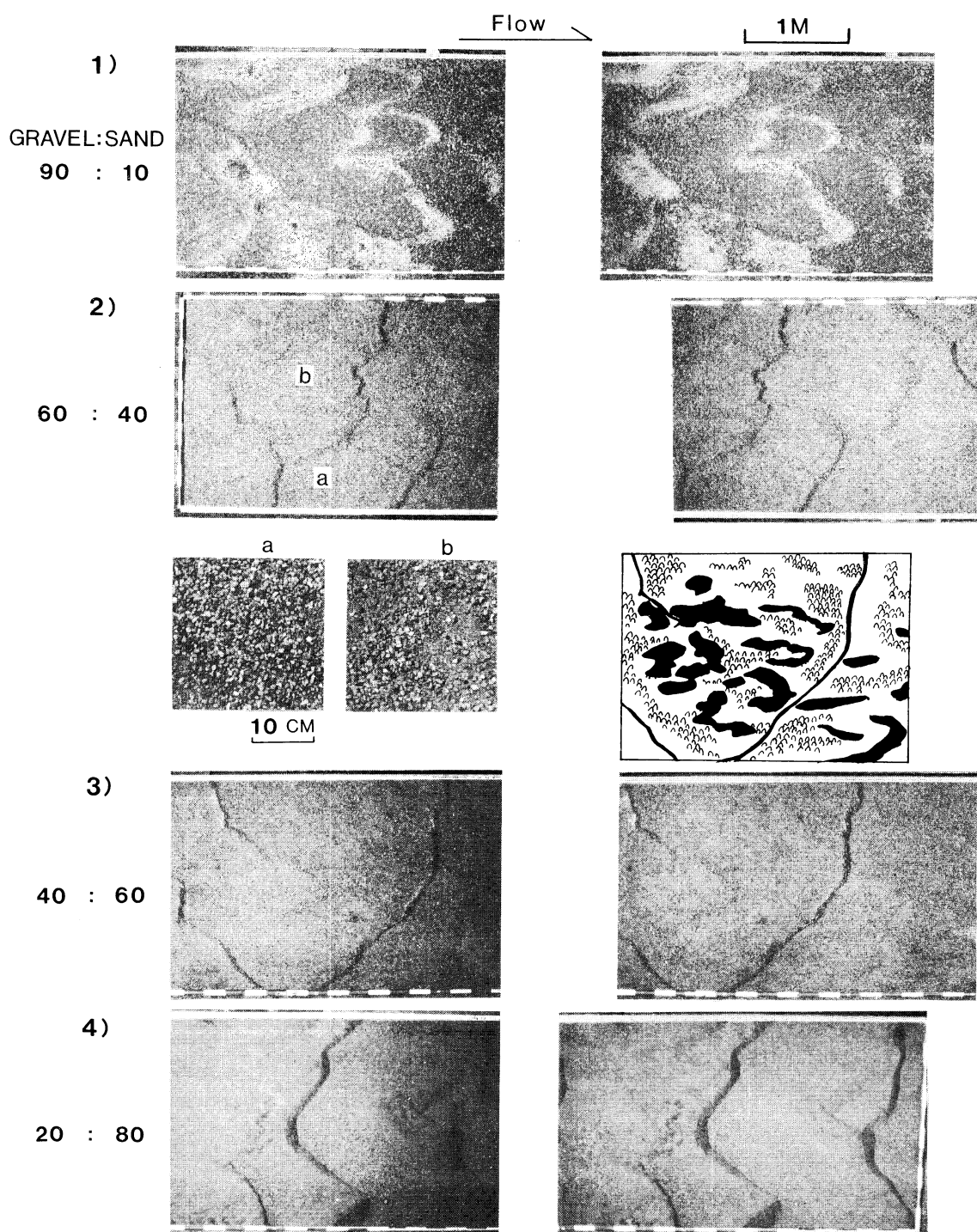
砂堆が発達することによって垂直的な分級が強められる結果、礫粒子の大部分は砂堆の下方に埋もれてしまい、砂堆の表面では、その混合比率以上に砂の占める割合が大きくなっている。もちろん、礫粒子の砂堆表面での分布密度は少ないにしても、礫粒子は移動速度が速いために、流砂量それ自体は混合比率に見合った量が運ばれているわけである。

ところがそれに対して、礫の性質が現象に強く現われる場合には、堆積構造は全く異なり、砂堆の前縁部分には礫粒子どうしの透き間があいた透かし礫層が集積している。トラフにあたる部分には砂があり、礫層は砂で充填されている。

第6図に、混合比率の違いによる河床形と河床表面での砂と礫の分布状況、および河床波内部の堆積構造の違いを模式化して示した。上が砂が卓

越した状態で、下が礫が多い状態であり、それぞれ縦断面図と斜め上から見た平面図とにしてみた。砂の割合が高いほど河床波は明瞭な前縁を有し、波高が高い。逆に礫が多くなると前縁は不明瞭となり起伏も小さくなる。

まず、砂が多い世界では礫はトラフの部分に顔を出している。トラフは砂堆が流下する時（たとえば、縦断面図の実線の位置から破線の位置に移る時）侵食される側ということである。そこでは垂直的な分級によって砂堆の下方に埋っていた礫の粒子が削られて、再び流れにさらされてくるということになる。ところが、砂堆の表面は平滑な砂の面であるために、礫は速やかに流下して前縁から崩れ落ち、再び砂堆の下方に埋ってしまう。礫一粒子の動きに注目してみると、普通は砂堆の下方に埋った状態で止まっていて、時々流水にさら



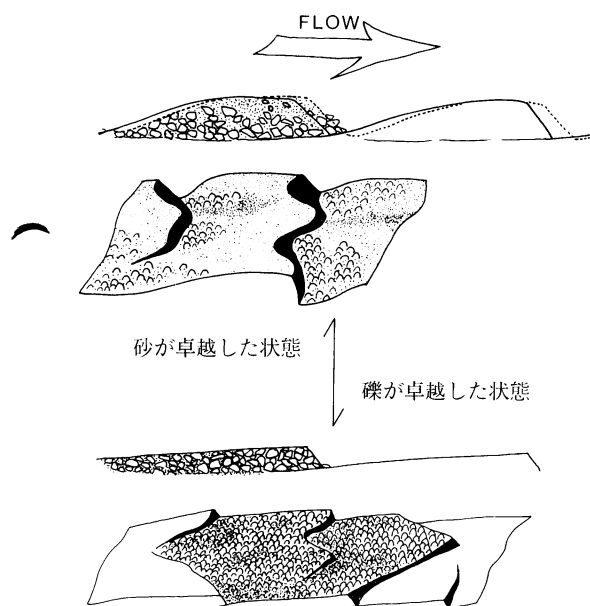
第5図 河床形の実体写真と河床表面での砂と礫の分布状況
 スケッチ図は3)の写真から描いたものである。黒い部分は砂が河床表面に集積している部分を、逆V字が重なった部分は礫の粒子が集積している部分を、空白部分は砂と礫とが共存している部分を示す。

されては下流に動くわけである。礫の粒子はこのような動き方を繰り返しながらより下流に運ばれて行く。

それに対して、礫が多い世界では、礫の粒子は礫の粒子が並んで凹凸して抵抗の大きい河床上を動くことになる。砂堆の流下によってトラフの部分は洗掘され、礫の間隙をうめていた僅かな砂が削り出されるが、砂粒子はまたすぐその下流の礫の粒子の間隙に入り込んでしまって、とても砂堆の前縁部分にまでは到達できない。礫粒子だけが前へ前へと進んで、砂堆の前縁では礫粒子どうしの透き間が完全にあいている。その結果、トラフの付近だけが砂で充填された礫層となっている。

これら両者の差を一言でいうならば、砂が有り余って砂堆の表面にまであふれているか、逆に砂が足りなくて、砂は常に礫の間隙を埋めながら礫の集団をおいかけているかということである。

以上は砂堆のスケールの話であるが、実際の河川ではさらに大きなスケールで、たとえば砂礫堆のスケールでもこのような分級が起こっているものと予想される。このような堆積構造の差をみる



第6図 砂礫の混合比率の違いによる河床形と河床表面での砂と礫の分布状況、および河床内部の堆積構造の違いを示す模式図

ことによって、実際の河川でも礫の性質が強く現れているか、または、砂の性質が流砂現象を支配しているかの判断がある程度つくのではないかと考えられる。

Ⅵ お わ り に

本実験の成果は、混合砂礫の場合には混合比率が連続的に変化しても運ばれやすさの急変がおこること、その最大の原因は、礫と砂とを混合させることによって、均一粒子だけの場合とは異なって、特に礫の運ばれ易さを高める混合効果が生じることにあるという2つの点である。

河床材料中に含まれる細粒な成分が混合砂礫の輸送にはきわめて重要であることを強調した。礫だけで運ばれる場合には到底動き得ないような大きい礫の粒子でも、より細粒なものと一緒に運ばれば容易に動くというわけである。

本実験成果は、さらに、実際河川において河床材料の大きさが連続的に変化しても、河床勾配が急変する可能性があることを示唆するものである。

河床材料としてそこに何があるかということを経平均値でみるのではなく、それらが実際に移動している時にどういう流送状態にあるかを見抜くことが、混合砂礫で構成される実際河川での流砂現象を理解するためには不可欠であると考え。そのためには野外の河川で砂礫の堆積状態の詳しい調査を積み重ねることが当面の課題であると考えている。

謝辞 大型水路の実験は、水理実験センターの飯島英夫技官の協力に負う所が多い。記して感謝致します。

引 用 文 献

- 芦田和男・道上正規 (1971) : 混合砂礫の流砂量と河床変動に関する研究. 京大防災研年報, 14-B, 259-273.
- 芦田和男・道上正規 (1972) : 移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究. 土木学会論文報告集, 206, 59-69.
- 池田 宏 (1984) : 二粒径混合砂れきの流送に関する

- 水路実験, 筑波大学水理実験センター報告, 8, 1-15.
- 須崎和俊 (1984) : 未固結砂層からの不攪乱試料の定方位薄片作製, 筑波大学技術報告, 4, 125-131.
- 中川博次・辻本哲郎・中野 普 (1977) : 混合砂礫床面の粗粒化過程について, 京大防災研年報, 20-B-2, 355-372.
- 平野宗夫 (1971) : Armoring をともなう河床低下について, 土木学会論文報告集, 195, 59-69.
- Egiazaroff, I. V. (1965) : Calculation of nonuniform sediment concentrations. *Proc. ASCE*, HY 4, 225-247.
- Einstein, H. A. (1942) : Formulas for the transportation of bed load. *Trans. ASCE*, 107, 561-597.
- Emmett, W. W. (1976) : Bedload transport in two large gravel-bed rivers, Idaho and Washington. *Proc. 3 rd Federal Inter-Agency Sedimentation Cong.*, 4, 101-4, 113.
- Gomez, B. (1983) : Temporal variations in bed load transport rate : the effect of progressive bed armouring. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8, 41-54.
- Ikedo, H. (1983) : Experiments on bedload transport, bed forms, and sedimentary structures using fine gravel in the 4-meter-wide flume. *Environmental Research Center Papers*, Univ. Tsukuba, No. 2, 78 p.
- Ikedo, H. (1984) : Flume experiments on the causes of superior mobility of sediment mixtures. *Annual Rept. Inst. Geoscience*, Univ. Tsukuba, 10, 53-56.
- Ikedo, H. and Iseya, F. (1986) : Thresholds in the mobility of sediment mixtures. *Proc. 1st Inter. Conf. Geomor.*, (in press).
- Iseya, F. (1984) : An experimental study of dune development and its effect on sediment suspension. *Environmental Research Center Papers*, Univ. Tsukuba, No. 5, 56 p.
- Klingeman, P. C. and Emmett, W. W. (1982) : Gravel bedload transport processes. In Hey, R. D., Bathurst, J. C. and Thorne, C. R., eds., *Gravel-bed Rivers*, John Wiley, New York, 141-169.
- Parker, G., Dhamotharan, S. and Stefan, H. (1982) : Model experiments on mobile, paved bed streams. *Water Resources Research*, 18, 1395-1408.
- Rackoczi, L. (1975) : Influence of grain-size composition on the incipient motion and self-pavement of bed materials. *Proc. 16 th Congress, Inter. Assoc. Hydraulic Res.*, 151-157.
- Reid, I., Frostick, L. B. and Layman, J. T. (1985) : The incidence and nature of bedload transport during flood flows in coarse-grained alluvial channels. *Earth Surface Processes and Landforms*, 10, 33-44.
- White, W. R. and Day, T. J. (1982) : Transport of graded gravel bed material. In Hey, R. D., Bathurst, J. C. and Thorne, C. R., eds., *Gravel-bed Rivers*, John Wiley, New York, 181-213.
- Yalin, M. S. (1972) : *Mechanics of Sediment Transport*. 2 nd ed., Pergamon Press, New York, 298 p.