

# 細砂と粗砂の混合物の流送特性に関する水路実験

Flume Experiment on the Transportation of Sand Mixtures

高島 順子\*・伊勢屋ふじこ\*\*・池田 宏\*\*

Junko TAKASHIMA, Fujiko ISEYA and Hiroshi IKEDA

## I はじめに

実際河川の河床砂礫は一般に大小砂礫の混合物である。混合砂礫の代表粒径として平均粒径や中央粒径を採用して、一様粒径砂礫と同様の取り扱いをしたのでは、混合砂礫の流送現象を説明出来ないことが多い。その理由は大小粒子が混合すると小さい粒子は大きな粒子に遮へいされて動きにくくなり、また、大きな粒子は突出して動き易くなるなどの混合効果が働くためである（例えば Gilbert, 1914 ; Einstein, 1942 ; 安芸, 1951 ; Egiazaroff, 1965 ; Parker *et al.*, 1982）。

混合効果に関する従来の研究では河床砂礫の一部が移動しないために生ずる遮へい効果に関する検討が盛んに行われた。Einstein (1942) は混合砂礫の流砂量を推算するために遮へい係数を導入して粒径別掃流砂量算定式を提案したし、ダム下流の河床低下現象のように河床材料が選択的に輸送され、掃流過程の進行とともに河床構成材料の分級現象が起こる場合には場所的・時間的に流砂量が変動する非平衡流砂現象としての究明がなされた（平野, 1970 ; 芦田・道上, 1972 ; 中川ほか, 1977, 1981）。

一方、大小粒子が共に流送される場合、すなわち河床砂礫の粒度組成が時間的に変化しない場合には、混合効果の働き方は混合比率によって著しく異なる（Gilbert, 1914）が、これについては

従来あまり問題はないとされ（芦田ほか, 1983, p.29）十分な検討がされてこなかった。

ところが最近、給砂方式の水路実験によって大小粒子が共に流送される平衡状態下で混合砂礫の運ばれ易さが調べられた結果（池田, 1984 ; Ikeda, 1984 ; 池田・伊勢屋, 1985 ; Ikeda and Iseya, 1986 ; 伊勢屋・池田, 1986）、次の点が明らかになった。まず、1) 小粒子の混合比率が高い状態では、河床面は小粒子で構成され平滑になり、大粒子はその上を減摩効果と突出効果を受けてスムーズに流送されることである。2) その結果、より速く動く大粒子によって連行効果が生ずる。逆に、3) 大粒子が卓越する場合には大粒子は互いに接触して河床表面で渋滞状態をなし、小粒子は大粒子の間隙に入り込んで遮へい効果を受けて動きにくくなる。そして最も重要な事実として、4) それらの状態は次第に移り変わるというよりも、ある混合比率（限界混合比率と呼ぶ）を境として急変するということがわかった。さらに、5) 混合物の性質が限界混合比率を境として急変するために、小粒子が大粒子の間隙を埋めつくすのに不足する状態では、大粒子の間隙が小粒子で充填された部分と間隙に小粒子がない大粒子ばかりの部分（透かし礫層（池田, 1982））とが縦断的に交互に発生して流下することも明らかになった（池田・伊勢屋, 1986）。

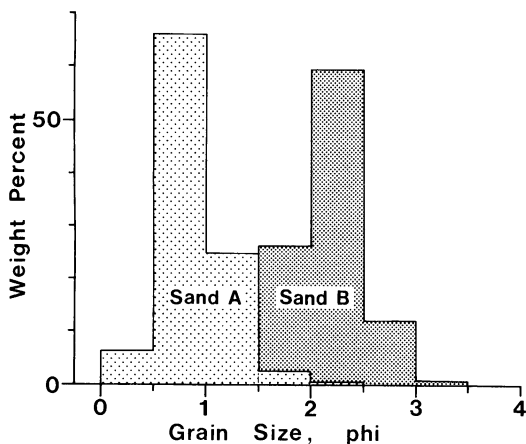
本報告は、以上のような成果を踏まえて、細砂

と粗砂の混合物（二粒径混合砂）を対象として、河床形や流砂様式が両者の混合比率によってどのように変化するかを砂れんや砂堆が形成される水理条件下で調べたものである。その結果、河床形と流砂様式も限界混合比率を境としてやはり急変することが明らかになった。

## II 実験方法

### 1) 実験用砂

従来の実験によって細粒砂と粗粒砂それぞれについては流れと河床形と流砂との対応関係はかなり明らかにされている（Yalin, 1977）。同じ水理条件下でも底質の粒径によって河床形は当然異なるから、ここでは砂れんが生じやすい細粒砂と小規模な砂れんが生じにくい粗粒砂を実験材料に選定した。実験に用いた粗粒砂と細粒砂の粒度組成を第1図に示す。A砂（中央粒径0.57mm）は粗砂



第1図 実験用砂の粒度組成（沈降分析による）

（径0.5mm～1mm）を70%含む。B砂（中央粒径0.22mm）は粗砂を全く含まない細粒砂である。

### 2) 実験水路

幅30cm、深さ30cm、長さ9mの亚克力製の循環式水路を用いて実験を行った（第2図）。水路下流端には可動堰が設けられており、これを越流した砂は水とともにサンドポンプによって再び上流へ返送され、水路システム内を循環する。流量はバルブと電磁流量計によって調節した。

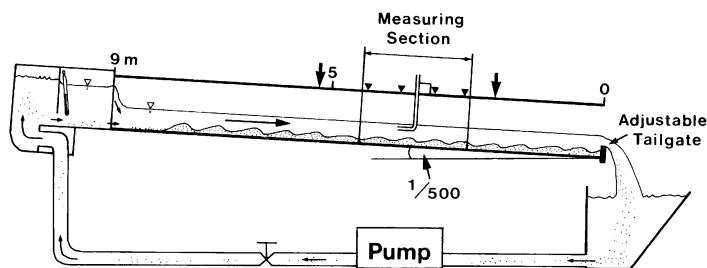
### 3) 実験条件

実験を通じて流量と水面勾配とは一定した。すなわち水流のエネルギー損失率（stream power）を一定に保った。流量は毎秒8ℓ、勾配は1/500とした。そして各実験（Case）毎にA砂とB砂の混合比率を変えることによって河床材料の粒度組成のみを変化させた。

### 4) 実験の手順

粗砂を含まないB砂だけを最初に水路に投入して、与えた流量と勾配のもとでどのような流砂現象が生ずるかを調べた（Case 1）。ついでこれにA砂を加えて河床材料中に粗砂がほぼ10%ずつ増すようにし、Case 2からCase 4とした。一方、残りのCaseは粗砂が70%以上含まれているA砂からはじめ（Case 8）、ついでB砂を段階的に加えて粗砂の混合比率が10%程度ずつ下がるようにCase 7からCase 5までを行った（第1表）。

そのために予定した粗砂の混合比率（以後これを初期混合比率と呼ぶ）となるように、A砂とB砂を十分に混合させて実験開始前に水路内に投入した。さらに毎秒約10ℓの水を流して砂を水路シ



第2図 実験水路

ステム内で循環させた。河床材料が十分に混合したと見なされるところで停水し、河床勾配を1/500に敷き均してから各Caseの実験を開始した。

第1表 実験条件と実験結果

Case No.	粗砂の混合比 %	河床砂の中央粒径 mm	流量 l/s	水温 °C	水面勾配	平均水深 cm	平均流速 cm/s
1	0	0.22	8.3	18	1/500	6.8	41
2	13	0.27	8.2	23		7.0	39
3	25	0.31	8.5	19		6.7	42
4	36	0.38	8.3	19		6.9	40
5	40	0.44	8.4	16		6.0	47
6	50	0.48	8.3	15		5.2	53
7	60	0.54	8.3	14		5.2	53
8	68	0.57	8.4	14		5.5	51

## 5) 測定方法

**通水中の測定** 通水中には水面勾配、水深、水温、浮遊砂濃度、全流砂濃度と河床形の移動速度を測定した。すなわち通水開始から20分毎に第2図に矢印で示した2地点間で水位差を測定し、水面勾配が1/500になるように下流端の可動堰高を調節した。水面勾配は測定の度に1/400～1/700の間を変動した。水面勾配が1/500に調節された後、20分毎に測定区間の10, 70, 130, 190cm地点において水深を測定した。その値を平均してそのCaseの平均水深とした。

その後、1時間以上経過しても水面勾配が変わらず、測定区間とその上下流近傍の河床形が一樣となった場合に、流れが定常状態に達したとみなして浮遊砂の採取を行った。測定区間の中央部（水路下流端から3.35m地点）に内径0.8cmの吸水管を取り付けてサイフォン方式によって採水し、その中に含まれる浮遊砂を採取した。採水高度は平均水深のおよそ2割、5割、8割とした。採水時の吸水管の管内流速が水路内の流速に近くなるよう、その吐出口の高さを調節した。吐出口から採水した水は4φメッシュの標準フルイにかけて浮遊砂を分離した。採水量は最小目盛り200gのばね秤を用いて重量を測定した。浮遊砂はごみを洗い流して乾燥させた後、電子天秤を用いて秤量し、濃度を算出した。浮遊砂の粒度組成は内径15cm、長さ1.2mの沈降管を用いて、伊勢屋（1985）

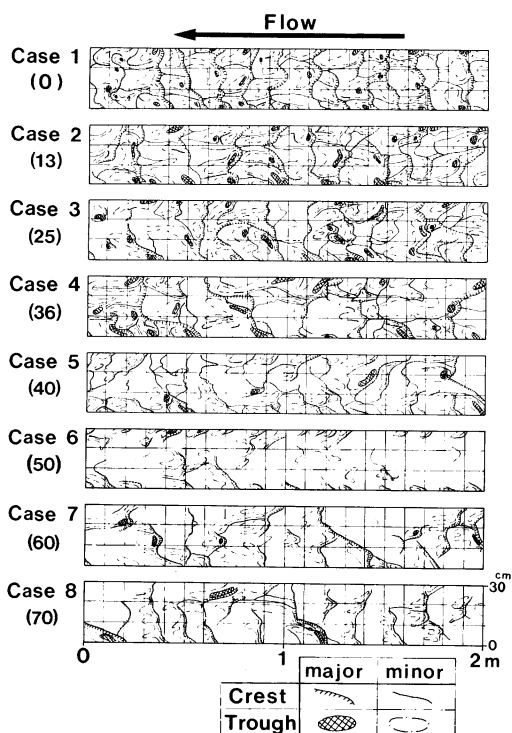
に従って沈降式粒度分析を行って求めた。吸水地点を通過する河床形の影響を小さくするために、採水には7分～30分の時間をかけて、10ℓ～40ℓの水を採った。

さらに、浮遊砂の採取と並行して、河床形の移動速度を求めた。すなわち水路側壁に見られるいくつかの河床形の頂部が10cm流下するのに要した時間を計測した。これを2～3回繰り返し、算術平均してそのCaseの河床形の移動速度とした。また通水中には砂粒子の移動様式や河床形、水流の特徴などを出来るだけ観察した。

全流砂の濃度と粒度組成は水路下流端から流出する水を各Caseの停水直前に200ℓ入りのバケツに採取して求めた。採水時間はおおよそ22秒、採水量はおおよそ180ℓであった。採水量はバケツに目盛りされた50ℓ間隔の目盛りを比例配分して読み取った。水とともに流出した砂はバケツに沈むのを待って取り出し、乾燥させた後、電子天秤を用いて秤量して全流砂濃度を算出した。河床形の移動速度から考えて、約22秒という採水時間は短かすぎる。水路下流端からの流出砂量を、水路下流端に河床形の頂部がある場合と谷がある場合についてCase5で比較した結果、前者のほうがおおよそ2倍多かった。他のCaseについても同様であると考えられる。

流速の垂直的分布の測定は浮遊砂量を算定するためには必要不可欠のことではあるが、今回は適当な流速計が使えなかったために行わなかった。そこでここでは単に流量を流積（水深×水路幅）で除して断面平均流速を算出した。

**停水後の測定** 通水中の河床形を保存させるために、停水時には水路下流端の堰を上げて水路内に湛水させ、水面が穏やかになるのを待って徐々に排水した。河床形を真上から写真撮影した後、河床形の平面形状を河床にアクリル板を置いてトレースした（第3図a）。また、河床形の波長と波高を統計的に処理するために、水路側壁から7.5cm間隔の3本の縦断側線について河床の起伏をポイントゲージを用いて測定し、河床の縦断面図を描いた。河床形縦断面図としては水路中央側

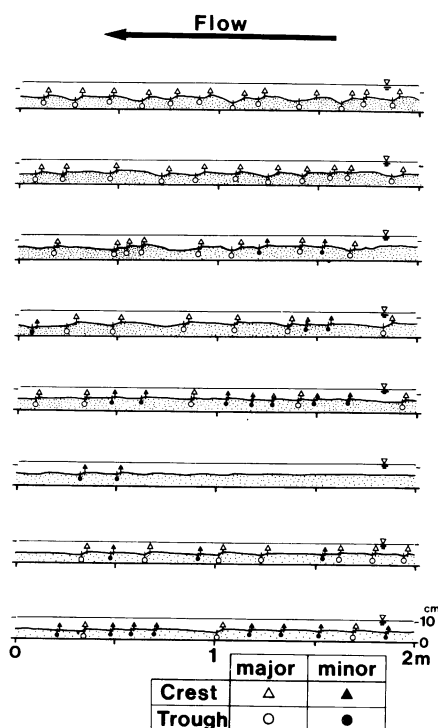


第3図a 河床平面図 (位置は第2図参照)

majorは一級砂れん, minorは二級砂れん, Case No. の下の (数字) は河床砂中の粗砂の比率 (%)

線の結果を示した (第3図b)。この図をもとに、砂れんの峰と峰の長さ (砂れんの波長)、峰とその下流側の谷との比高 (砂れんの波高) を求めた。ここで3本の縦断測線のうち2本以上に共通して現れた峰を一級の峰と呼び、一級の峰を持つ砂れんを一級砂れんと呼ぶことにする。同様に一測線にしか現れない砂れんを二級の峰と呼び、これを持つ砂れんを二級砂れんと呼ぶことにする。第4図には第3図a中の一級砂れんを抽出して描き、河床面の観察によって砂の移動方向を記入した。

各Caseの最後に河床材料を水路内から採取してその粒度組成を調べた。試料は水路の中央部で幅10cm, 長さは一級砂れんの3波長分の範囲について、一級砂れんの波高分の深さまでを採取した。粒度組成は沈降式粒度分析と標準フルイの二つの方法で調べた。本実験に使用した砂では沈降式粒度分析結果とフルイによる分析結果とに殆ど差異



第3図b 河床縦断図

がみられなかった。ここでは全流砂についてもまた河床材料についてもその大きさを表すのに沈降粒径で示した。

採取した河床材料中の粗砂の混合率は実験開始時の初期混合比率にほぼ一致したが、Case 6だけは河床材料中の粗砂の混合比率は初期混合比率と比較して著しく小さくなった。これは後述するように、Case 6の河床形がほぼ平坦床だったために、河床材料全体を代表するような適切なサンプルが得られなかったためと考えられた。そこで河床材料中の粗砂の混合比率としてはCase 6については初期混合比率を採用し、他のCaseについては河床材料の分析から得られた実測値を用いた。

### Ⅲ 実験結果

実験結果に基づいて、粗砂の混合比率によって流砂現象がどのように変化するかを述べる。

#### 1) 粗砂の混合に伴う河床形の変化

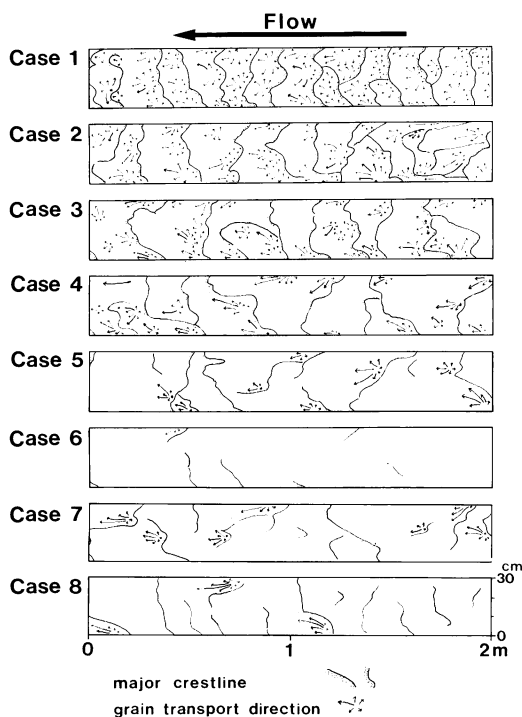
粗砂を含まない細粒なB砂の場合 (Case 1) に

は、本実験条件下では平均波長が15cm（標準偏差3.5cm）、平均波高1.4cm（標準偏差0.6cm）という起伏に富む比較的周期的な砂れんが形成された（第5図）。砂れんの峰は平面的にはゆるやかに曲がっているものの、主流向に対してはほぼ直角で互いに平行であった（第3図a、第4図、Case 1）。水深は約7cmであった。

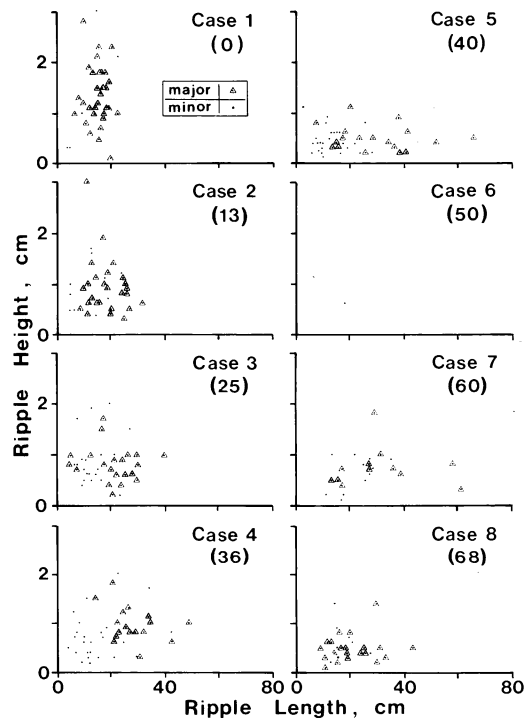
一方、粗砂が70%を占めているA砂の場合（Case 8）には、同じストリーム・パワーの流れではあってもB砂の場合とは明らかに異なり、平均波長21cm（標準偏差8.7cm）、平均波高0.48cm（標準偏差0.26cm）という、波長が長く、波高の極めて小さな平坦な河床形が形成された。ここでは、この河床形も砂れんと呼ぶことにする。水路側壁に見られるその縦断形はwashed-out dunesのように頂部が平らで、平面的には一級の峰が流れに直行するか、やや斜行していた（第3図a、第

4図、Case 8）。一級砂れんの背面には二級砂れんが比較的規則正しく並んでいた。Case 8の水深は約5cmで、平均流速はCase 1よりかなり大きかった。

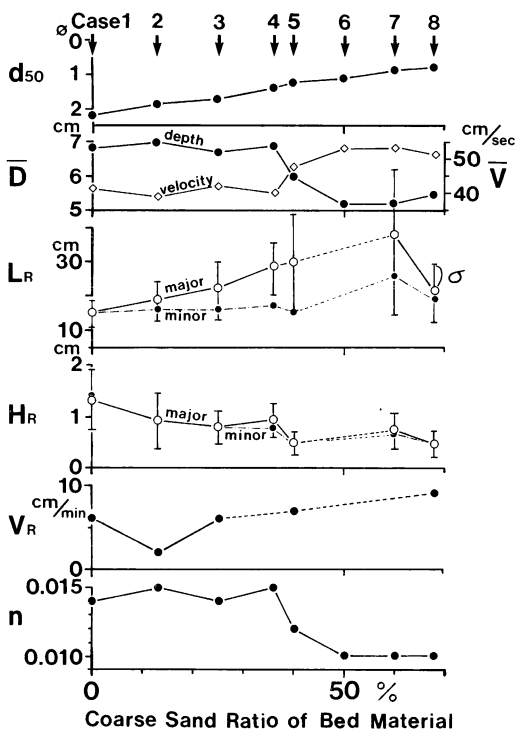
異なる河床形を生ずるA砂とB砂を混合させたところ河床形には第3～6図に見られるような変化が生じた。すなわち、粗砂の混合比率が増すほど砂れんの波長は次第に大きくなった。しかし第6図に見られるように砂れんの平均波高はCase 1からCase 4まではあまり小さくならず、粗砂の混合比率が40%になったCase 5になって急に小さくなった。そのため水深はCase 4とCase 5の間で7cmから5cmへと急に変化し、マンニングの粗度係数は0.015前後から0.01へと急減した。河床形と流況の急変が生ずる粗砂の混合比率を限界混合比率と呼ぶ。なお、Case 6は平坦河床に近く、明瞭な砂れんは水路側壁近くのみ生じた（第4図）。



第4図 砂れんの一級の峰と河床面上の砂の動き



第5図 粗砂の混合比率による砂れんの波長と波高の変化  
△印は一級砂れん、各Case No. の下の（数字）は河床砂中の粗砂の比率（%）

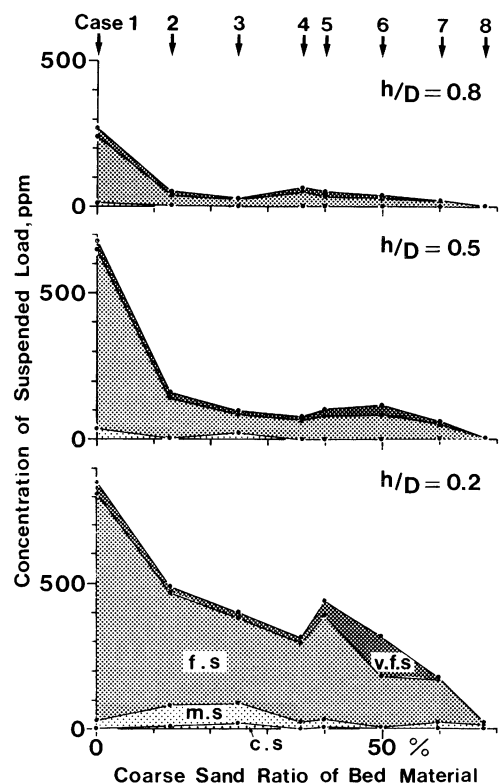


第6図 限界混合比率を境とした河床形の流況の急変  
 $d_{50}$  : 河床砂の中央粒径,  $\bar{D}$  : 水深,  $\bar{V}$  : 流速,  
 $L_R$  : 砂れんの波長,  $H_R$  : 砂れんの波高,  
 $V_R$  : 砂れんの移動速度,  $n$  : マニングの粗度係数

## 2) 粗砂の混合比率の増加に伴う浮遊砂量の減少

浮遊砂の濃度と粒度分析結果を第7図に採水深度別に示す。起伏の大きな砂れんを生ずる細粒なB砂（粗砂の混合率が0%）の場合には、砂粒子は砂れんの低所を縫うように運搬され、峰と峰の間に生じた二次的な峰（支峰, spur）の位置で盛んに舞い上げられた。砂が多量に舞い上げられる時にはそれらは煙が立つように黒く筋状に見えた。水路内でこの現象は頻発し、流れは浮遊砂によって濁りが強かった。

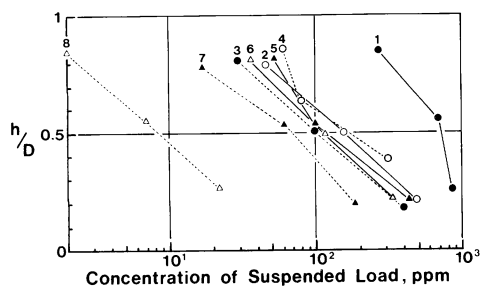
河床からの煙り状の砂の舞い上がりは粗粒なA砂を混合させると弱まり、浮遊砂濃度は1オーダー小さくなった。そして粗砂を70%含むA砂の場合には河床砂中には細粒砂が含まれているにもかかわらず浮遊砂濃度は更に1オーダー小さくなっ



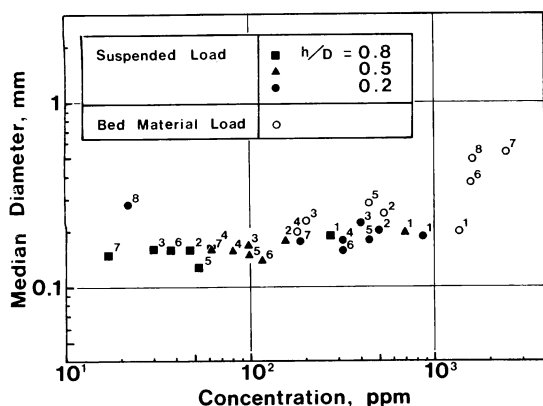
第7図 粗砂の混合比率の増加に伴う浮遊砂濃度と  
 粒度組成の採水深度別変化  
 $h$  : 採水高度,  $D$  : 水深, c.s : 粗砂, m.s : 中砂,  
 f.s : 細砂, v.f.s : 極細砂

た（第7図、第8図）。A砂の場合でも河床に砂れんが発達しつつある通水初期には強い砂の舞い上がりが起こったが、それにしてもB砂の場合に見られるような煙り状の舞い上がりは見られず、砂れんが発達しきってしまうと浮遊砂は著しく減少し、砂は一級の谷においてわずかに舞い上がるにすぎなかった。

なお第8図に示すように浮遊砂の濃度勾配にはCase 1を除いて粗砂の混合比率の影響は認められない。また、浮遊砂の粒径は第7図に示すように、細砂（径0.25~0.125mm）が主体で、粗砂（径1~0.5mm）や中砂（径0.5~0.25mm）は河床材料中に粗砂の混合比率が小さい場合に限って極めて少量見られた。浮遊砂の中央粒径は浮遊砂濃度にかかわらずほぼ一定していた（第9図）。



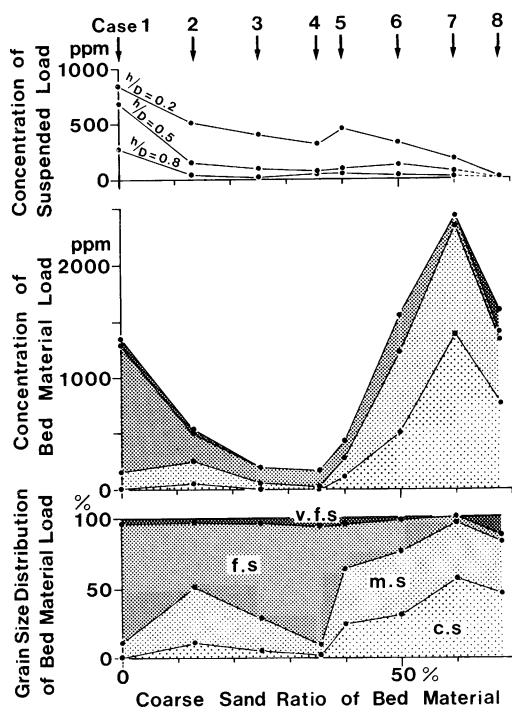
第8図 浮遊砂濃度の垂直分布  
h : 採水高度, D : 水深, 図中の数字はCase No.



第9図 浮遊砂および全流砂濃度と流砂の中央粒径の関係  
図中の数字はCase No.

### 3) 浮遊形式から掃流形式への流砂様式の急変

第10図に粗砂の混合比率によって全流砂の濃度と粒度組成がどのように変化したかを示す。第7図と比較してみると、限界混合比率を境として掃流砂量が急増していることが明らかである。すなわち、Case 1 からCase 4 までの変化は浮遊砂に見られた変化と類似していて、細砂が主体であること、および濃度が粗砂の混合比率の増加に伴って1300ppmから200ppmへ減少することなど浮遊砂の変化と類似しており、全流砂のかんりの部分が浮遊砂によって占められているものと考えられる。ところが、粗砂の混合比率が限界混合比率を超えると、全流砂濃度は1600~2400ppm前後に急増し、しかも浮遊砂としては極めてわずかしが流送されていない中砂や粗砂が大半を占めるようになる。



第10図 粗砂の混合比率の増加に伴う全流砂の濃度と粒度組成の変化 凡例は第7図と同じ

すなわち掃流砂量が急増している。粗砂が限界混合比率以下の場合には流砂様式としては浮遊形式が卓越し、粗砂が限界混合比率を超えると掃流形式が卓越するということである。

砂れんの移動速度は粗砂の混合比率が増すほど増加し、Case 1 と比較してCase 8 では約2倍になった(第6図)。これは砂れんの波高が小さくなるためと掃流砂が卓越するようになるためであろう。

## IV 考 察

### 1) 粗砂の混合に伴う浮遊砂濃度の減少

ストリーム・パワーの等しい流れによって輸送される浮遊砂量は粗砂の混合率が高いほど小さくなる(第7図)。浮遊砂の大部分は細砂であるから、粗砂を混合させると細砂が浮遊しなくなるということを意味する。この理由は実際に河床表面を流送されている砂の状態を詳細に観察出来れば

かなり明らかにできるであろう。

砂の浮遊は乱れの垂直的成分によって引き起こされるから、粗砂を混合すると河床形が変化し、それに対応して流れの垂直的成分が減少することが第一に考えられる。しかし、実際には粗砂の混合比率が40%程度まで増す間に、河床形やその上の流況には目立った変化は認められない。そこで、細砂の浮遊しなくなる原因は別に求めなければならない。観察によれば、粗砂は細砂で構成された平滑な河床面上に突出して、細砂より高い位置を流送される。そのため粗砂が混合すると河床表面が粗砂で占拠され、その下位を流送される細砂には遮蔽効果が働いて、細砂に働く流体力が弱められ、細砂は浮遊しにくくなるのであらうと考えられる。

## 2) 限界混合比率を境とした河床形の急変

砂と礫という大きさの著しく異なる粒子を混合させると、ある限界混合比率を境として混合物の運ばれ易さに急変が生ずる原因は次のように説明されている (Ikeda and Iseya, 1986)。すなわち、礫が運ばれにくいのは、移動する礫粒子が粗度の大きな底面上にあるためであり、礫の間隙が砂で充填され河床面が平滑になれば、礫は極めて運ばれ易くなる。少々の砂が混じってもその効果は現れないが、砂が礫の間隙を全て充填しつくし、ついには礫粒子を孤立させて、礫粒子を互いに分散した状態で流送するようになると、礫粒子は砂と同様に流送されやすくなる。結局、そのような状態を作り出すのに十分な混合比率が限界混合比率だというわけである。

本実験において、粗砂を混合させ、その比率を増したとき、河床形が粗砂の混合比率が40%を境として急変したのは、同様な説明が可能であらう。すなわち細砂に粗砂が混入しても、その比率がわずかであれば粗砂の運ばれ易さ (mobility) は高く、混合物全体の運ばれ易さは細砂が支配することになる。そして粗砂の混合比率が増し、ついには粗砂が河床全面を覆うようになると、細砂は移動する粗砂の下位に潜ってしまって遮へい効果を受け流砂現象には強い影響を与えず、混合砂の

性質には粗砂の性質が強く反映されるようになり、したがって河床形も変化するのであらう。

## 3) 限界混合比率を境とした全流砂量の急増

水流のストリーム・パワーが等しい流れであっても河床材料中に粗砂が限界混合比率以上含まれると流砂量は急増する。水流は河床面の砂粒子による表面抵抗あるいは粒子抵抗と河床形に由来する形状抵抗に打ち勝って流れ続けるわけである。この実験では全エネルギー消費率は各Caseで等しいから、結局は粗砂が限界混合比率より多くなると水流のもつエネルギーのうち流砂に振り向けられる比率が大きくなるということである。河床表面の粒子抵抗は粗砂の比率が高いほど増すと考えられるから、粗砂が限界混合比率を超える状態で掃流砂量が急増した原因としては形状抵抗の急減を考えざるをえない。上述したように、粗砂が限界混合比率より多く含まれるようになると河床の砂れんの波高は減少し、波長は増した。

ここで流砂濃度がCase 8 よりCase 7 のほうが高かったことが注目される。掃流砂量の測定には前述したように2倍程度の誤差があると考えられるので確実ではないが、河床材料中に細砂が含まれたほうが減摩効果 (池田, 1984) がより強く働いて粗砂がより運ばれやすくなった結果とも考えられる。もしそうなら、河床材料中の粗砂の混合比率を更に80, 90, 100%と高めて行くと (したがって細砂の比率を減少させると) 掃流砂濃度は次第に下がるかもしれない。

## V お わ り に

以上述べたように、二粒径砂の流砂現象は限界混合比率を境として急変することが明らかである。粗砂の混合比率が限界値以下の場合には、河床形や流砂様式には細砂の性質が強く反映され、起伏の大きな砂れんが形成されて底質は主として浮遊形式で輸送される。一方、粗砂の混合比率が限界値を超えると、途端に粗砂の性質が流砂現象を支配するようになり、砂れんの波高は小さくなり、底質の大部分は掃流形式で輸送されるようになる。

本実験では水流のもつストリーム・パワーを一



定とした場合について流砂現象に及ぼす河床材料の粒度組成の影響を調べたわけであるが、循環方式で行われたために河床材料の粒度組成の制御には難点があった。今後、給砂方式によって水路に供給する砂の混合比率を厳密に制御した実験を行って、河床材料と流砂との関係をより定量的に理解することが望まれる。

## 謝 辞

本研究は著者の一人である高島順子の筑波大学第一学群自然学類の昭和60年度卒業研究として行われたものである。筑波大学地球科学系の井口正男教授をはじめとする地形分野の諸先生方に有益なご助言を頂いた。実験を進めるにあたっては、自然学類の太田明雄、熊谷賢児、酒井貴美、寺崎竜雄、堀 雅弘、宮本幸治君にお手伝いいただいた。記して皆様に感謝致します。

## 参 考 文 献

- 安芸皎一(1951):河相論. 岩波書店, 197 p.
- 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.
- 芦田和男・高橋 保・道上正規(1983):河川の土砂災害と対策. 森北出版, 260 p.
- 池田 宏(1982):透礫層の成因に関する水路実験. 地形, 3, 57~65.
- 池田 宏(1984):二粒径混合砂礫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, 第8号, 1 ~15.
- 池田 宏・伊勢屋ふじこ(1985):粗砂の運ばれやすさに及ぼす細砂の影響. 筑波大学水理実験センター報告, 第9号, 43~47.
- 池田 宏・伊勢屋ふじこ(1986):混合砂礫の流送に伴う縦断的分級, 第30回水理講演会論文集, 土木学会, 217~222.
- 伊勢屋ふじこ(1985):沈降式粒度分析の手引き. 筑波大学水理実験センター報告, 第9号, 115~128.
- 伊勢屋ふじこ・池田 宏(1986):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. 筑波大学水理実験センター報告, 第10号, 125~134.
- 中川博次・辻本哲朗・原 稔明(1977):混合砂礫床面の粗粒化過程について. 京大防災研年報, 第20号, B-2, 355~372.
- 中川博次・辻本哲朗・中野 晋(1981):混合砂礫床の粗度と粒径別移動限界. 第25回水理講演会論文集, 土木学会, 67~72.
- 平野宗夫(1970):貯水池下流の河床低下とArmouring現象について. 第14回水理講演会論文集, 土木学会, 77~82.
- Egiazaroff, I.V. (1965):Calculation of nonuniform sediment concentration. *Proc. ASCE*, 91, HY. 4, 225~247.
- Einstein, H.A. (1942):Formulas for the transportation of bed load. *Trans. ASCE*, 107, 561~597.
- Gilbert, G.K. (1914):The transportation of debris by running water. *U.S.Geol. Survey, Prof. Paper*, 86, 263 p.
- Ikeda, H. (1982):An experimental study of the formation for openwork gravel layers under alluvial flow conditions. *Trans. Japanese Geomorphological Union*, 3, 57~65.
- Ikeda, H. (1984):Flume experiments on the causes of superior mobility of sediment mixtures. *Annual Report of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba*, 10, 53~56.
- Ikeda, H. and Iseya, F. (1986):Thresholds in the mobility of sediment mixtures. *Proc. 1st International Geomorphology Conference* (in press)
- Parker, G., Dhamotharan, S. and Stefan, H. (1982):Model experiments on mobile, paved gravel bed streams. *Water Resources Research*, 18, 1395~1408.
- Yalin, M.S. (1977):*Mechanics of Sediment Transport*. Oxford, Pergamon, 2nd ed., 298 p.