

実験水路に形成される河川の縦断形

On the Formation of Longitudinal Stream Profiles in a Large Flume

池田 宏*・伊勢屋ふじこ*・飯島 英夫*

Hiroshi IKEDA, Fujiko ISEYA and Hideo IJIMA

I はじめに

河川の縦断形の成り立ちを正しく理解することは地形発達を解明するうえで必須である。そのため地形学の分野では河川の縦断形について実に多くの研究がなされてきた。実際河川では出水量は時間的に変動する。まれに生ずる大出水に際して上流山地からの土砂礫の供給が増して河床上昇し、その後の中小出水によって洗掘が生ずるといふ事例が山間地溪流や扇状地河川ではしばしば認められている。すなわち河床縦断形には詳細に見るとゆらぎが生じていることは確かである。とはいえ、そのゆらぎによる河床変動の幅は縦断形全体から見ると一般的には小さい。ゆらぎによる河床変動を扱った研究が無いわけではないが、河川の縦断形というオーダーの話になると地形学ではもっぱら時間平均的な縦断形を対象とした議論がなされてきたといえよう(池田, 1985)。

河川の縦断形は長い年月のうちに上流から供給される砂礫の量と性質(粒度組成)と流量とにみあった勾配をもつように自己調節されていると地形学者の多くは暗黙のうちに見なしてきた。そして平衡状態にある縦断形(平衡縦断形)についての議論がなされてきた。沖積河川の縦断形の途中における勾配の急変現象に対しても、平衡河川としての考察がなされ(例えば谷津, 1954)、地殻変動の影響(Bull, 1964)や後氷期の海進の影響(中野, 1967)と考えられることはあっても一般

的ではなかった。

一方、河川の縦断形は河川工学の分野でも重要な問題である。しかし、河川工学者は河川の縦断形は河川における流れや流砂や河床材料の縦断分布などを規定する際の条件としては考えても、縦断形そのものの成り立ちについてはあまり深く考えてはこなかったといえよう。

河川工学者による河川の縦断形に関する研究はダムの堆砂形状やダム下流の河床低下現象が問題となった1970年前後に盛んに行われ、河床変動を表す数学的モデルが提案されている(これについては吉良, 1982, p. 229~228が参考になる)。河川工学者の中にはこれらの河床変動に関する研究成果によって河川の縦断形の成り立ちを説明しようと考える傾向が強い。そして結果としては実際河川は非平衡状態にあるという考えが一般的となっている(例えば石崎, 1968)。

河川の縦断形の成り立ちを理解することは地形的にも河川工学的にも重要な課題であるにもかかわらず以上のように未だ十分理解されていない。その一因は実際河川では関与している因子の実態がよく判らないためと考えられる。このような現状を開くために本研究では、制御された実験条件下で水路に上流から砂礫を投入して水とともに流送・堆積させ、縦断形の形成過程を調べた。水路に形成される縦断形と実際河川の縦断形の成り立ちの違いを認識することによって、実際河川の縦断形の成り立ちを理解するための手がかり

*筑波大学水理実験センター

(1986年7月23日受理)

りが得られるものと期待されるからである。

Ⅱ 実 験 方 法

1) 実験水路

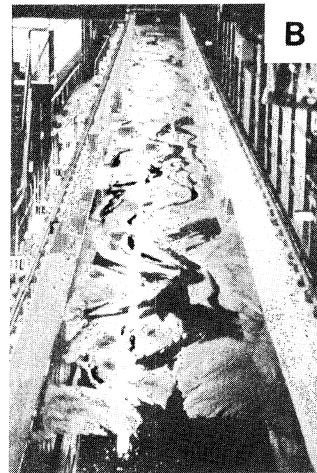
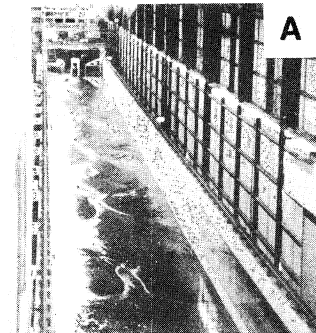
実験に使用した筑波大学水理実験センターの大型水路（幅 4 m、深さ 2 m、長さ 160 m）は銅製で水路床は 1/100 の固定勾配である。水路下流端には可動堰があって水路内（下流側）の水位を制御できる。

2) 実験方法

水路上流端に幅 0.5 m（長さ 5.4 m）の狭窄部を設置し、その上流側から一定量の水と砂あるいは砂礫を供給した。供給された砂礫は水路内に堆積して、上流から流送されてくる砂礫を与えた水量で流送しうる勾配の砂床（以下では河床と呼ぶ）を形成する。

3) 実験条件

実験には中央粒径 0.6 mm の混合砂と径 5 ～ 10 mm の細礫を使用した（第 1 表）。そして給水量と給砂量および下流端境界条件と初期条件を第 2 表に示すように変えて 6 Case の実験を実施した。いずれの Case も第 1 図 A に見られるように水流は大局的には 8 の字蛇行をなし、河床には複列（二列）砂礫堆が形成された。停水時には扇状地河川



第 1 図 実験水路

水流は 8 の字蛇行をなし (A)，河床形は大局的には二列砂礫堆を呈する（下流から上流を見る）

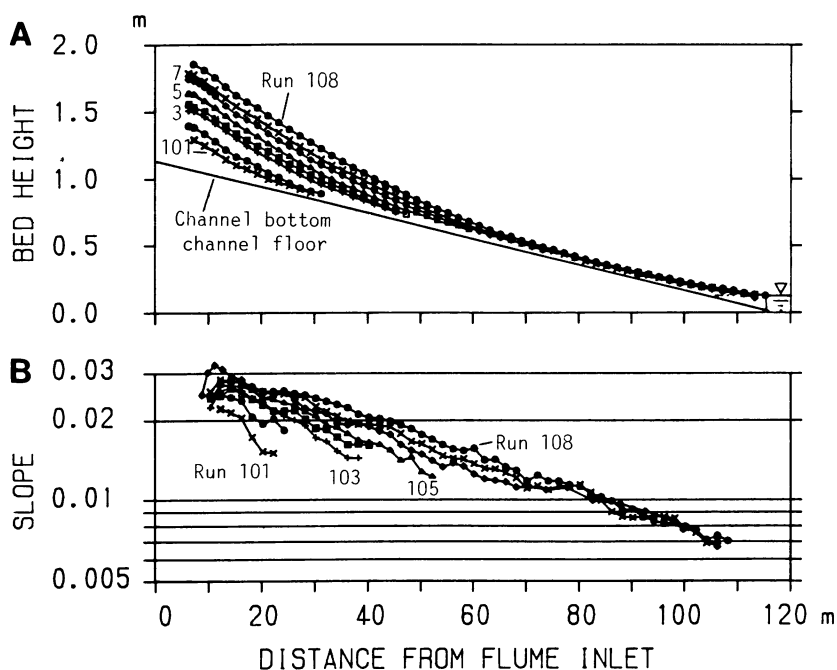
第 1 表 実験に用いた砂礫

	d_{16}, mm	d_{50}, mm	d_{84}, mm	σ / ρ
砂	0.25	0.57	1.8	2.7
礫	4.8	6.4	8.5	2.7

第 2 表 実験条件

Case	上流側境界条件			下流側境界条件	初 期 条 件
	給水量 (ℓ / s)	給砂量 (kg / s)	給礫量 (kg / s)		
1	10	0.5	0	下流側水位一定	水路内を空にして開始
2	10	0.5	0	同上	Run 108 の後、下流側水位のみを上昇させた
3	10	0	0	同上	Run 204 の後、給砂停止
4	20	0.5	0	下流端位置、高さ一定	水路内を空にして固定堰*を設置
5	50	0.5	0	同上	Run 405 の後、水路内の砂をかなり排出した
6	50	0.3	0.2	同上	Run 503 に引き続いて砂礫を供給

* 水路上流端から 60 m 地点に高さ 20 cm の固定堰を設置



第2図 起点での給水量・給砂量一定の条件下での河床高と縦断勾配の時間変化 (Case 1, 給水量毎秒10リットル, 給砂量毎秒0.5kg)
 A. 河床高, B. 河床勾配
 図中の101~108は Run No. でそれぞれ 8, 14, 23, 40, 53, 73, 84, 108時間通水後

の様相と共通した外観をなす (第1図B)。すなわちこれらの実験は常願寺川や黒部川といった大きさの扇状地河川の100分の1程度のフルード相似模型実験を想定しているわけである。

Ⅲ 水路に形成される縦断形とその変化

1) 起点における勾配一定 (給水量と給砂量一定) という境界条件を与えた場合 (Case 1)

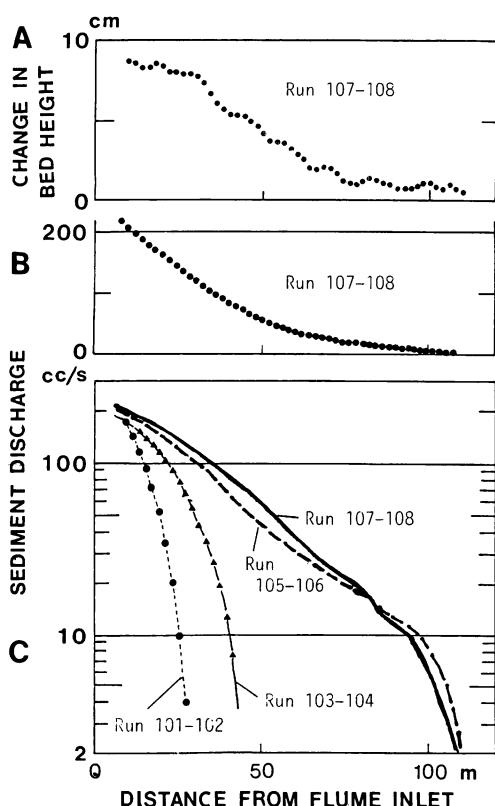
給水・給砂を開始した後、適当な時間間隔で実験を中断して、水路起点から2m間隔で河床高の横断測量を行い、各横断面の平均河床高を求めた。一つのCaseの中を細分してRunと呼ぶ。こうして通水108時間後までの河床縦断形の時間的変化を描いた (第2図)。なお後述する各Caseとも水流は網状流をなして、水深の測定は困難であった。

第2図Aに見られるように、発達過程 (非定常状態) においては上方に凹 (concave) の河床縦断形が形成される。第2図Bに10m区間の平均勾

配を片対数紙にプロットした。河床形を反映した変動はあるものの直線でよく近似され、勾配が下流方向へ指数関数的に減少することを示している。すなわち河床縦断形は指数曲線となっている。この時、勾配減少率は時間の経過につれて次第に小さくなること、すなわち上方に凹の縦断形が次第に直線的になることが明らかである。

この境界条件を与えた場合の河床高の時間変化 (河床変動) は上流端における境界条件の変化の影響について芦田 (1970) が与えた解によって、拡散係数Kの値を適当に選ぶと全く一致した。(全く一致したため図示していない。)

なお、流砂量の縦断分布すなわち各地点を通過した砂量を堆砂量の縦断分布、すなわち地形変化量 (第3図A) から求めると、非定常状態では流砂量も下流方向へ指数関数的に減少することがわかる (第3図B, C)。ただし流砂量の下流方向への減少率は各時点での勾配の下流方向への減少率より常に2倍くらい大きい。これはこの実験条



第3図 流砂量の縦断的分布

A. Run 107と Run108の間における平均河床高の変化量。

B. C. 各 Run 間の流砂量の縦断的分布

件のもとでは流砂量が勾配のほぼ2乗に比例することを意味している。

2) 下流側水位（基準面高度）を上昇させた場合（Case 2）

Case 1 の定常状態の勾配はおよそ $1/30$ と大きいため、このまま実験を継続しても水路に平衡状態を作り出すことは出来ないことが判ったので、Case 1 は Run 108（108時間通水後）で中断し、ついで下流側水位を急に上昇させて、その影響を調べた（第4図）。

下流側の湛水位を上昇させたために水路起点から約120m地点付近にあった河口が65m地点に移った（海進が生じた）。その状態で Case 1 と同じ条件で給水・給砂を継続したところ、68時間後には河口位置が82m地点にまで前進したが、この

間、縦断形はほぼ同じ形状を保って、一見して平行的な前進（第4図A）を示した。通水時間が長くなっても勾配の下流方向への減少率はほぼ一定していて小さくならなかった（第4図B）。河口位置が固定しない限り、縦断形は平衡状態にならないことが感覚的によく理解出来る。

Case 2 の縦断形変化は給水量・給砂量が同じ Case 1 のそれ（第2図A）とはかなり違ったが、これはいうまでもなく河口位置での流砂量の違いを反映したものであり、Case 1 では河口部の流出砂量はゼロに近かったのに対して、Case 2 では河口が流砂量の大きい中流部に突然位置するようになった結果、河口位置の急速な前進が引き起こされたのである。

縦断形の変化をやや詳細に見ると、第4図Bに見られるように最下流区間の勾配減少率が上流側と比較してやや大きいことに気付く。すなわち河口位置の急速な前進に伴う河床上昇は最下流区間で堆積が先導的に進み、それを補償するように上流区間で堆積が生ずるものとみることが出来る。

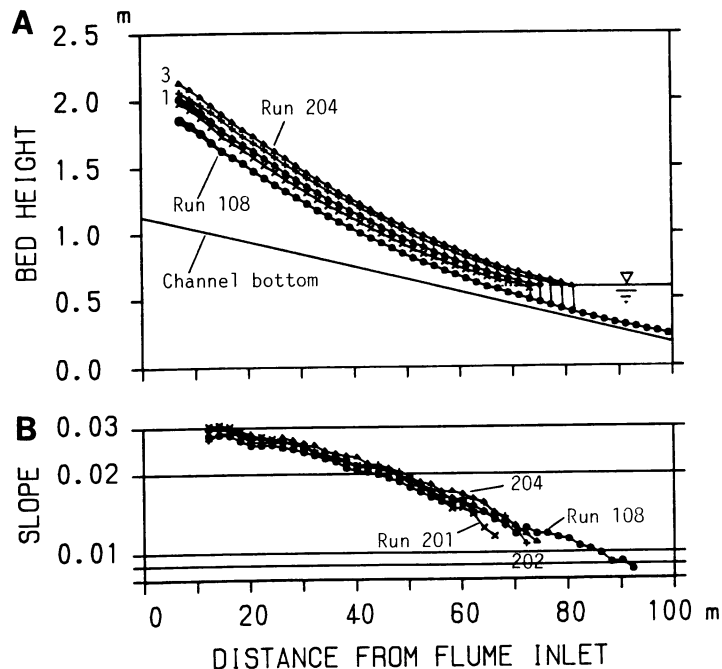
3) 給砂量を減少させた場合（Case 3）

Case 2 の Run 204の後、給砂を停止して給水のみを継続し、デグラデーションの進行過程を調べた（第5図）。上流区間では河床低下が進行し、最上流区間に扇頂溝（fan-head trench）が生じた。一方、下流区間では河口位置の前進に伴って河床上昇が生じた。結果的に上流区間は上に凸の縦断形、下流区間は上に凹の縦断形となった。

なお、デグラデーションに伴う河床縦断形の変化を定量的に予測するためには、河床低下に伴って上流区間に削り残される砂量の算定方法が問題となるが、残される段丘の幅は上流から下流へ次第に減少するとしてよいように見えたので、水路に貯留される砂量は比較的単純に概略値を与えることができそうである。

4) 下流端の位置と高さが一定という境界条件を与えた場合（Case 4, 5）

以上の実験から明らかなように河口位置を固定しない限り定常状態（平衡状態）は生じない。そこで水路内から砂をかなり排出した後、水路起点



第4図 下流側水位の急上昇後の縦断形変化 (Case 2, 給水量と給砂量は Case 1 と同じ)
 A. 河床高, B. 河床勾配
 図中の108~204は Run No. で, 108が初期河床, 以下22, 37, 55, 67時間通水後

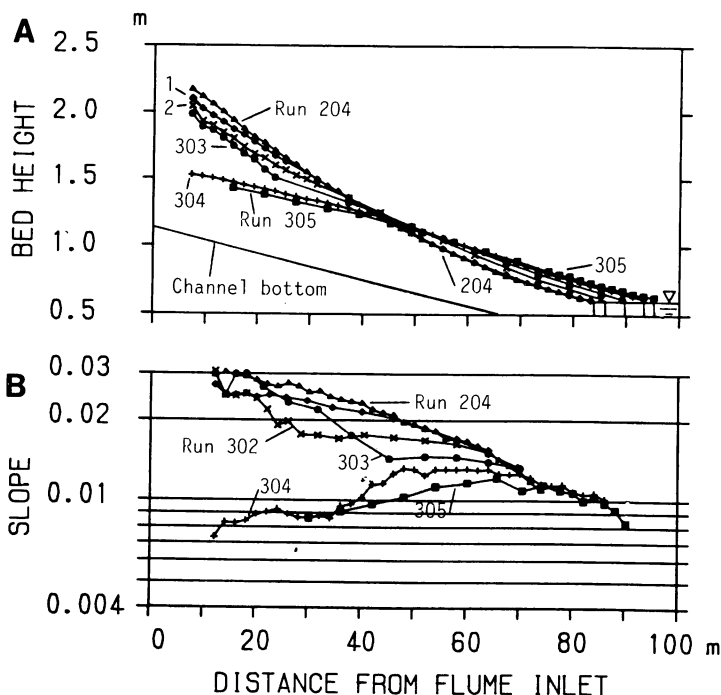
から60 m地点に高さ20 cmの固定堰を設置し, また平衡勾配の大きさを小さくするために給水量を2倍の毎秒20リットルに増して Case 1 と同じ給砂量で Case 4 と5の実験を行った (第6, 7図)。

Case 4 では Run 401から Run 407へ, Case 1 で見られたように始め上方に凹だった縦断形が次第に縦断形は直線化し, それと同時に水路内での堆砂率が小さくなった (第7図)。Case 4 では Run 407でもまだ勾配が下流方向へわずかに小さくなっており厳密には動的平衡状態 (定常状態) に達しているとはいえない。しかし, このまま実験を長時間継続すればやがては全区間で勾配は最上流部の勾配と等しい $1/50$ という一定勾配となること, すなわち直線的な縦断形が形成されることが期待される。しかし, この条件での動的平衡勾配が $1/50$ であったために, 実際には堰を越流し

た砂が堰の下流側に堆砂して, 堰を埋没させるためにこれ以上実験を継続することが困難になったため, 次の Case 5 に移った。

Case 5 では給砂量はそのまま給水量のみを毎秒50リットルに増した。Case 4 の Run 407の後, Case 5 の実験を始める前に大流量を流して水路内の砂をかなり排出させた (第8図中の Run 500)。

Case 5 では河床に砂礫堆が形成され, 平均河床高は水流の集中する部分で低いため, 河床縦断形には波長20 m (水路幅の5倍) 程のうねりが生じた。そのため勾配の縦断分布 (第8図B) にもその影響が顕著に現われているが, 大局的な縦断勾配はおおよそ $1/80 \sim 1/90$ で, これが動的平衡勾配と考えられる。砂を供給した実験では以上のように動的平衡状態では結局は直線的な縦断形が形



第5図 給砂を停止した場合の縦断形変化 (Case 3, 給水量毎秒10リットル, 無給砂)

A. 河床高, B. 河床勾配

図中の204~305は Run No. で, 204は初期河床, Run303から304の間が42時間, Run304から305の間が25時間

成された。

5) 混合砂礫を供給した場合 (Case 6)

上流から混合砂礫を供給して水路内に堆積させた場合, 選択運搬作用による縦断的なふるい分けが生じて上流に礫が残り, 砂は下流まで運搬されて, 結果として上に凹な縦断形が形成されるだろうか。Case 6 ではこれを調べた。(第9図)。

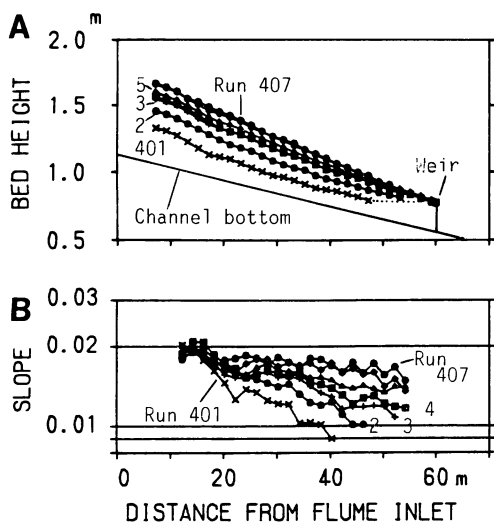
水路上流から毎秒0.3kgの砂と共に毎秒0.2kgの礫を供給して, 毎秒50リットルの水とともに水路に流した。初期河床は Run 503で $1/90$ 程度の勾配であった。その結果, アグラデーションが進行してより急な勾配を持つ縦断形が形成された。その堆積過程を見ると, 初め上流区間で堆積して勾配減少率の大きい区間が生じ, 次第に下流側に堆積区間が移動した (第9図B)。そして結局は $1/60 \sim 1/70$ の勾配を持った直線的な縦断形が形成

された。砂礫の横断的あるいは垂直的な分級は顕著であったが, 大局的な縦断的分級は認められなかった。

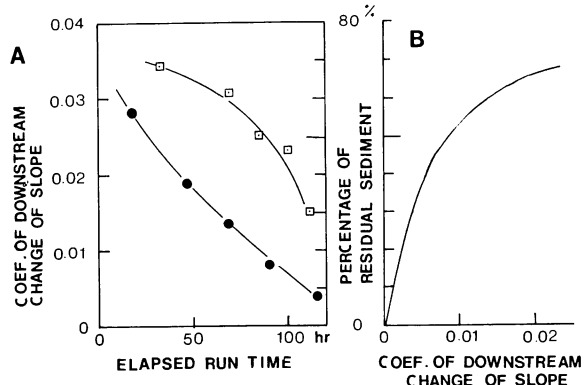
IV 実際河川の縦断形との比較

沖積河川の縦断勾配は上流からの流砂量と砂礫の粒径が増すほど急になり, 流量が大きいほど勾配は小さくなる (Rubey, 1952)。支流が流入しない区間, すなわち流量が縦断的に大きく変化しない区間でも縦断勾配は一般に下流方向へ減少し, 縦断形は上方に凹の曲線を描くことが多い。その理由としては次の二つの説明がなされている。

一つは, 河床砂礫が流送過程でこなれて小さくなることをその原因とするもの, もう一つは縦断形が非平衡状態にあるとするものである。前者は



第6図 下流端の位置と高さを一定とした場合の縦断形変化 (Case 4, 給水量毎秒20リットル, 給砂量毎秒0.5kg)
A. 河床高, B. 河床勾配
図の401~407は Run No. で, それぞれ18, 47, 69, 91, 116時間通水後



第7図 河床勾配の下流方向への減少率と堆砂率の関係 (Case 4)
河床勾配の減少率は前後の Run の平均値

河床砂礫が小さくなるほどそれを流送するのに必要な掃流力は小さくて済むから下流ほど勾配が小さくなると説明する。すなわち河床砂礫の粒径が河川の勾配を決定するという考えである。河床砂礫が下流ほど小さいのは流下するにつれてこなれて小さくなるためであるという考えは摩耗説と呼ばれている。この考え方では河床砂礫の摩耗率が勾配の下流方向への減少率を決定づけるということになる。

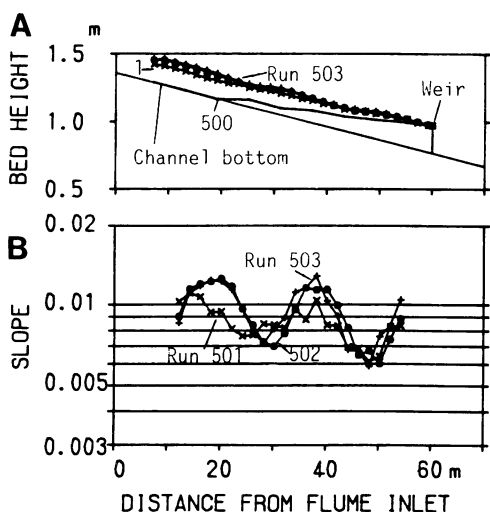
ところが、河床砂礫は流送過程であり摩耗しないと考えている人が現状では多い（これに関しては池田, 1985を参照されたい）。河床砂礫が下流の方向へ小さくなるのは縦断勾配が下流方向へ小さくなるために掃流力が減少し、その結果大きな粒子は選択的に停止してしまっ下流まで運搬されてこないのだというように、摩耗説とはむしろ逆に考える。いわゆる選択運搬説である。このような現状のため摩耗説による縦断形の特徴の説明は一般に受け入れられていない。

河川の縦断勾配が下流へ小さくなることのもう

一つの説明は沖積河川といえども後氷期の気候変化と海水準変動の影響がまだ強く残っており、平衡状態に向って変化しつつあると考えるものである。とはいえ、河川縦断形の変化は短期間の観測によってその全体的変化傾向が捉えられない場合が多く、実際河川でこれを検討することは實際上、無理がある。

実験水路において上方に凹の縦断曲線が生じたのは発達過程すなわちまだ動的平衡状態に達していないうちだった。この実験結果からみて、実際河川の縦断形が一般に上方に凹の縦断形をなすのは、実際河川の縦断形が未だ定常（平衡）状態に達しておらず、堆積過程にあるためであると考えられる。石崎（1968）はそのように考えた。橋本（1956, p.264）も礫床河川は直線的な縦断形にならない限り、安定状態はないと述べている。

この考えにはしかし、河床砂礫がほとんど摩耗しないという仮定が必要である。もし河床砂礫が下流へ流送される過程で風化・変質してこなれているとすれば、たとえ動的平衡状態にあっても上



第8図 下流端の位置と高さを一定とした場合の縦断変化 (Case 5, 給水量毎秒50リットル, 給砂量毎秒0.5kg)

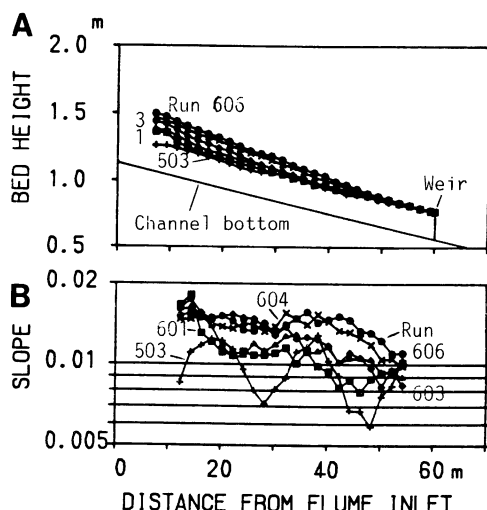
A. 河床高, B. 河床勾配

図中の500~503は Run No. で500が初期河床, 以下40, 56, 66時間通水後

方に凹の縦断曲線が生ずるからである。すなわち、河床変動を表す拡散方程式に移流の項を加えねばならない (野上, 1981)。

その際には、河床砂礫が摩耗して下流方向へ粒径が減少することと同時に、河床砂礫がこなれて小さくなるにつれて量も減少することを考慮すべきであると考ええる。河床砂礫の摩耗によって生じたシルト・粘土はわが国の一般的な河川ではウォッシュ・ロード (wash-load) として一気に下流へ流送されてしまうからである。水路実験では河床砂礫が流送過程でこなれること、それに伴って量が減少することが取り込めない。

実際河川の縦断形には勾配がある地点を境として急に小さくなる場合がある。扇状地帯と自然堤防帯、自然堤防帯と三角州帯の境界における河川勾配の急変は実に顕著なもので、河床砂礫がその地点で急に分解して小さくなるといった説明 (Richards, 1982, P. 230; Chorley *et al.*, 1984, P. 287) では納得しがたいと思われた。そのため縦断勾配と河床砂礫の粒径の急変現象は摩耗説に



第9図 混合砂礫を供給した場合の縦断形変化 (Case 6, 給水量毎秒50リットル, 給砂量毎秒0.3kg, 給礫量毎秒0.2kg)

A. 河床高, B. 河床勾配

図中の503~603は Run No. で, 503が初期河床, 以下27, 61, 83時間通水後

対する難問と考えてきた。そして中野 (1967) の述べているように後氷期の海進とその後の小海退の影響が残っていて河川は非平衡状態にあるのかもしれないと考えてきた。しかし、最近、二粒径混合砂礫の流送特性が水路で調べられた結果、中間サイズが欠如した砂礫の場合には混合効果によって勾配の急変が生じうる可能性のあることが明らかになった (池田, 1984; Ikeda, 1984; Ikeda and Iseya, 1986; 伊勢屋・池田, 1986)。したがって縦断勾配の急変現象を摩耗説でも説明しうることが判った。

このようなわけで、現状では摩耗説でも非平衡説でも共に縦断形の特徴を説明しうるということであって、どちらが正しいのかは決めがたい。しかし、どちらでもかまわないといっていたのでは適切に河川を管理することは出来ない。もし非平衡状態にあるのなら、築堤によって河道を固定すると河床変動は加速されることになるからである。この問題を解決するためには結局のところ、河床砂礫の粒径の縦断的分布機構を解明すること

が必要である。

V お わ り に

河床砂礫が摩耗しなくても、発達過程（非平衡状態）においては縦断面形は指数曲線となること、しかし、平衡状態では直線となることが本実験によって確かめられた。またたとえ混合砂礫を供給しても縦断的な分級は起こらず、平衡状態では直線的な縦断面形が形成された。これについては1985年7月にこの実験を見たG. Parkerのように、もっと大きな礫を用いれば選択的な運搬が生ずると考える人もいるので、別の機会に更に検討したい。

水路実験結果からは、上方に凹の縦断面形をもつ河川は平衡状態に達していないのであると考えられるが、これには河床砂礫が流送過程においてこなれないという前提が必要である。もし河床砂礫が細粒化し、それに伴って流砂量が下流方向へ減少するとすればたとえ動的平衡状態にある河川でもその縦断面形は上方に凹の曲線を描くことになるからである。

実際河川の縦断面形の成り立ちを理解し、適切な河川計画を作成するためには、結局のところ実際河川の河床砂礫が流送過程でこなれるか否かを解明することが必要不可欠である。そのためには混合砂礫である河床砂礫の動態を、しかも不定流状態下での動態を理解する努力が望まれる。

なお、実際河川では河床低下が進行する場合、遷急点が形成されるケースが知られている。これはしかし、ここで対象としている沖積河川の場合というより、むしろ河床に基盤岩石が露出する場合に生ずることであろう。

謝 辞

本研究を進めるに際し、地球科学研究科の小玉芳敬君には実験を手伝っていただいた。また、構造工学系の西村仁嗣教授には河床変動の数学的モデルについてご教示いただいた。なお、本研究は筑波大学昭和60年度学内プロジェクト研究費および文部省科学研究費（課題番号60129037、比較河川学の研究、代表：岸

力（北海道大学教授）の補助を受けて行われたものである。

引 用 文 献

- 芦田和男（1970）：河床変動に対する境界条件の影響。土木学会第25回年次学術講演会講演集Ⅱ，263～266。
（または矢野勝正編，1971，「水災害の科学」技報堂，733 p.，518～522）
- 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，8号，1～15。
- 池田 宏（1985）：河床材料と河道の縦断面形。水工学シリーズ85-A-3，土木学会水理委員会，A-3-1～A-3-13。
- 石崎勝彦（1968）：河川の堆積機構に関する一考察。第12回水理講演会講演集，土木学会，67～72。
- 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，10号，125～134。
- 吉良八郎（1982）：「ダムの堆砂とその防除」森北出版，392 p。
- 中野尊正（1967）：「日本の地形」築地書館，362 p。
- 野上道男（1981）：河川縦断面形発達過程に関する非定数係数拡散モデル。地理学評論，54，364～368。
- 橋本規明（1956）：「新河川工法」森北出版，308 p。
- 谷津栄寿（1954）：平衡河川の縦断面形について。資源研彙報，33，15-24；34，14-21；35，1-6。
- Bull, W. B. (1964) : Geomorphology of segmented alluvial fans in Western Fresno county, California. U. S. Geol. Survey Prof. Paper, 352 E, 89-129.
- Chorley, R. J., Schumm, S. A. and Sugden, D. E. (1984) : Geomorphology. Methuen, 605 p.
- Ikeda, H. (1984) : Flume experiments of 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. River Channel Dynamics.
- Richards, K. (1982) : Rivers : form and process in alluvial channels. Methuen, 358 p.
- Rubey, W. W. (1952) : Geology and mineral resources of the Hardin and Brussels quadrangles (in Illinois). USGS Prof. Paper, 218, 175p.