

河床材料と河道の縦断形

池 田 宏

1. はじめに

沖積河川の河床材料（河床構成物質、一般に砂礫であるので地形学・地質学分野では河床砂礫とよばれる）の粒径が下流方向へ減少するのはなぜだろうか。河川勾配が下流方向へ減少するためであると考えの人が最近が多い。私は、しかし、砂礫が流送されるにつれてこなれることを重視すべきであると考えている。以下では、そのように考えるに至った過程を述べ、とくに沖積河川の縦断形の concavity（凹状の程度）および勾配の急変現象（河相の急変現象）の由来を説明して、今後の課題を指摘したい。

2. 河川勾配の支配要因

Sternberg (1875) が河床材料の（最大）粒径が下流方向へ指数曲線的に減少することを示して以来、それゆえに勾配が下流方向へ小さくなると考えられた。一方、Gilbert (1877, p.114) は勾配が流量に反比例することを述べた。地形学者は流砂量が勾配に関与していることをも直感的に知っていた。そして、Rubey (1952) は次式を提案した。

$$S^3 = k \frac{Q_s^2 \cdot d}{Q^2 \cdot X} \quad (1)$$

ここで、 S = 勾配、 d = 粒径、 Q_s = 流砂量、 Q = 流量、 X = 流れの幅 / 深さ比、 k = 定数である。

山間地を流れる河川（山間地河川、山地河川）の場合には、少し長い区間をとれば勾配の支配要因のすべてが下流方向へ変化する。とはいえ流砂量のデータは得にくいので、もっぱら粒径と流量の効果が調べられてきた。たとえば Hack (1957) は河床材料の粒径の指標として礫の粒径を採用し、流量は流域面積に比例するとして、次式を導いた。

$$S_b = 18 \left(\frac{d}{A_d} \right)^{0.6} \quad (2)$$

ここで、 S_b = 河床勾配（フィート / マイル）、 d = 粒径（mm）、 A_d = 流域面積（平方マイル）である。

Bray (1973) もカナダの河川について同様の関係を提案している。河道の横断形や流砂量を導入していないにしては、描点のばらつきは小さい。しかし、各要因の重みを詳細に検討するためには、山

間地河川は不向きである。支川の流入によって流量や流砂量や粒径が不連続的に変化するというばかりでなく、山間地河川では谷壁や支谷から供給され本流の河床に残留している礫（残り礫）と本流を上流から流送され、その区間を通過している砂礫（流送砂礫）を判別しなければならないという難かしさがある。

山間地を出て平野を流れる安定した沖積河川（河道がその河川の運搬物質で構成されている河川）の場合には、優勢な支川の流入によって流量や流砂量が縦断的に大きく変化することのない区間が比較的長く得られる。そこで、以下、そのような区間について勾配と河床材料の関係を検討してみよう。

そのような区間では勾配と河床材料の粒径とは密接に対応し、勾配の下流方向への減少率、すなわち縦断形の concavity（凹状の程度）と粒径の下流方向への変化率には密接な対応関係がある（Shulist, 1936, 1941；池田, 1970；Cherkauer, 1972）。問題は両者の因果関係である。Knighton (1984) によれば、下流方向への粒径減少には摩耗が支配的であると昔はみなされた（摩耗説）。その後、礫の摩耗実験によって実験での摩耗率は実際河川でみられる粒径減少率と比較して小さいことから、勾配の変化によって粒径の分布が決定されると解釈された（選択運搬説）。近年再び、摩耗の役割が評価されつつあるという（Knighton, 1984, p.78）。

3. 河床材料はこなれると主張する摩耗説

河床材料が下流方向に小さくなるのは流送過程で破碎・分解・摩耗するためである（その結果、流水に運ばれやすくなり、それを運ぶための勾配は小さくてすむために、勾配は下流へ減少する）という考えを摩耗説という。この考えは Sternberg (1875) による粒径の下流方向への指数曲線の減少則の前提であったし、Schoklitsch (1933) による実験結果もこの考えに肯定的であった。とくにドイツ語圏ではこの考えは一般的であった（Leliavsky, 1955, p.8）。少くとも 1940 年代以前には摩耗説が広く認められていたといえよう。

4. 勾配が粒径を決定すると主張する選択運搬説

河床材料の粒径が下流方向へ減少するのは、勾配が下流方向へ小さくなるために分級されて、大粒子が上流へ停まり、細粒なもののみが比較してより速く下流へ流送されるためであるという考えを選択運搬（selective transportation）説という。粒子の大小は本質的にはその地点の勾配によって決定されるというわけである。この考えはロシアの水理学者 Lokhtine (1909) によって提案され、フランスの水理学者に受け入れられた（Leliavsky, 1955, p.8）。それが広く支持されるようになったのは、その理論の単純さによるところが大きいと思われるが、その背景には当時までの摩耗実験による粒径減少率が河川での下流方向への粒径減少率と比較して小さいという結果が得られていたこと、また、河床材料を動かそうとする力を、それ以前には流速で表わしていたものが勾配と水深の積で表わすようになったこと、そして水深は上・下流で数倍にしか変化しないことから結局、粒径は勾配によ

で決定されている（谷津，1951）とみなされたのであろう。

選択運搬説を支持する人も、河床材料が摩耗・分解しないと考えているのではない。摩耗して細粒化し、その上・下流の分布が選択運搬に基づく篩い分け過程によって決められると考えるわけである（山本，1981，p.103；Knighton，1984，p.80；Scheidegger，1970）。

ところで、選択運搬によって粒径の下流方向への分布が支配されているということは、どのようにして証明されているのだろうか。河床材料の分級度が下流方向へよくなることが何よりの証拠だという説明（木村，1954；Krumbein and Sloss，1963，p.207）は分級度がよくなるのは選択運搬作用のみによるのだと考えるためで説得力がない。河床材料の下流方向への減少率と勾配の減少率が対応するから、粒径の下流方向への変化は勾配の変化によって決定される（中山，1952；Mino，1947；三野，1958；谷津，1951）というのでは、逆に粒径の変化が勾配の変化を生じさせていると説明してもよいことになって、選択運搬説を証明したことにはならない。

Plumley（1948）は河床材料中の抵抗性の強い岩石（チャートや石英）と弱い岩石（石灰岩等）の比率が下流方向へ変化するの、弱い岩石からなる礫が摩耗して失なわれるためであるとみなして、弱い岩石の構成比率の減少率から粒径減少率を換算した。その結果、選択運搬が摩耗よりも大きな割合を占めること、その割合は80：20になるとした。この説明の適否は抵抗性のある岩石が摩耗しないとみなしたことの可否にかかっている。Bradley *et al.*（1972）は同様な考え方で下流方向への粒径減少のうち90％は選択運搬によると結論した。

一方、中山・三浦（1964）は河床礫の平均円形度の下流方向への増加率から円形度の増大による粒径減少率を算出し、摩耗による粒径減少率は1～2％にしかならないとした。この説明の支持者は多い（吉良，1982，p.180；山本，1981，p.108）。山本は大臣管理区間に到達するまでに礫の摩耗作用や分割作用はほぼ終わっているのではないかと考えている。中山・三浦の説明は河床材料は割れたりこなれたりしないということを前提としている。そのように考えたのは粒子の摩耗の原因としては狭義の摩耗（abrasion）が最も重要であるとされ（Shulits，1941），また、新鮮な材料を用いた摩耗実験では礫は角がとれ次第に円くなって小さくなる（Kuenen，1956）ということが示されていたためであろう。

5. 河床材料の摩耗実験とその問題点

選択運搬説の支持者を増大させる一因となった摩耗実験とは、どのようなものだったのだろうか。Daubrée（1879）以来、回転釜を用いた実験が多くの人によって行われた（Pettijohn，1957，p.534；Bradley，1970）。これらの実験では摩耗速度に及ぼす粒径、粒形、岩質、流送速度、底面や共存する粒子の性質等の影響が調べられた。中でもKuenen（1956，1959）の円形水槽を使用した実験結果が高く評価されている。その結果、上述のように、礫の細粒化のプロセスとしては狭義の摩耗（abrasion）が重要であるということに加えて、粒径（粒子の重量）が粒子の摩耗に比例すると

したSternbergのモデルの仮定を否定するような実験結果が得られた。

しかし、実際河川では実験と違って、河床材料は下流へなかなか円くならない。角が欠けた礫が多い。摩耗実験は野外の現象を必ずしも適切に再現していない。何が見落とされているのだろうか。実験者の多くは実験材料として新鮮な材料を用いている。河床材料は供給源で生産されるまでに風化作用を受けているうえ、流送過程においても風化作用を受けて劣化し、強度は低下していく。そのため、風化した材料を用いれば、新鮮な材料の場合とは異なり、ある岩質の礫は風化殻が除去されるまでは極めて急速に摩耗する (Bradley, 1970)。また他の岩質の礫では割れる (渡部, 1973, p. 21)。したがって、実験によって礫の摩耗率がその重量に比例しない結果が得られたからといって、そのことだけでSternbergのモデルの仮定が成り立たないとし、摩耗説を否定する (Scheidegger, 1970) ことができるほど実験は適切に行なわれているのではない。

6. 河川の縦断形の concavity と河床材料の岩質の関係

縦断形の concavity (凹状の程度) — すなわち下流方向への勾配減少率が河川によって異なるのはなぜだろうか。粒径が勾配によって決定されると主張する選択運搬説ではその点は十分考慮されていない。たとえば、河床材料の下流方向への粒径変化を粒径別流砂量の算定によって論じた研究 (Rana *et al.*, 1973; Deigaard and Fredøe, 1978; Troutman, 1980) では、流量および起点での供給材料の粒度組成に加えて、河川の縦断形を条件として与えている。

摩耗説では、下流方向への粒径減少率が河床材料の岩質によって異なるために縦断形の concavity が河川によって違ったものになると説明する (池田, 1970)。すなわち、河床材料の粒径は土砂生産源で河川に供給された時、すでに岩質によって差がある。基岩の性質とそこに働く支配的な風化プロセスの種類とその強度によって風化物質の粒度組成が異なる (Pettijohn, 1957, p. 521) ためである。礫の大きさは節理間隔に強く影響される。風化物質の粒度組成は花こう岩のような粒状岩と火山岩や細粒の堆積岩および変成岩 (チャート, 粘板岩, 片岩, ホルンフェルス) では生産される砂礫の粒度組成が大変異なる。花こう岩でも急峻な山地からは崩壊によって礫が流出するが、低起伏の山地からは鉱物粒子にまで分解したものしか流出しない。以上要するに、風化物質は単に新鮮な基岩が細片化したものではなく、基岩に風化作用が働いて溶出成分がかなり抜けた後の不溶性物質 (残りカス) である (Pettijohn, 1957, p. 498) ということを認識することが大切である。

風化物質は河川に供給された地点で篩い分けられ、河床材料を構成する。したがって岩質によって供給源での粒径が違うわけであるが、そればかりでなく、下流方向への粒径減少率もまた岩質によって異なる (Schoklitsch, 1933; Hack, 1957)。これは岩質によって摩耗やこなれに対する抵抗性が異なるということに加えて、風化作用に対する抵抗性も関係する (Hack, 1957, p. 86; Statham, 1977, p. 169)。

粒径が下流方向へ減少するのは、礫が動かされて他の礫と衝突して破碎するばかりではなく、たとえ

礫が静止していても他の砂礫の接触・衝突によってその礫が摩耗されること (sand blasting) も古くから知られている (Pettijohn, 1957, p. 539)。また、礫の摩耗は下流へ運搬されなくとも、水流による振動によって生じるという (Schumm and Stevens, 1973)。

粒径の減少に対して、より重要なのは風化の影響である (Bradley, 1970)。礫は河床や氾らん原などに貯留されてその平均移動速度は極めてゆっくりしたものであるため、その間に風化される (Knighton, 1984, p. 81~84)。そのため、風化されやすい岩質の礫ほど粒径減少率が高い。また、風化されにくい粒子の比率が下流方向へ一搬に高まるのはこのためである (Dal Cin, 1968; Bradley, 1970; Statham, 1977, p. 139)。逆に礫の平均移動速度が速いほど風化作用を受けないので粒径減少率は小さくなる。Bluck (1964) は土石流堆積物と河床材料との粒径の下流方向への変化率を比較して、河床材料に対しては風化と摩耗による粒径減少がかなりきいていることを結論している。

なお、基岩の風化物質の粒度組成が岩質によって異なることは一般に知られている (たとえば島ほか, 1981, p. 202)。同様に岩質によって下流方向への粒度組成変化が異なることを理解すべきである。とくに重要な点は、ある礫が摩耗してこなれた時に砂 (風化に対する抵抗性の強い鉱物粒子) が生ずるか否かである。泥岩、粘板岩、片岩、石灰岩等からは砂は生じにくく、生じて一般に不安定である。火山岩や半深成岩は、その中の斑晶鉱物が安定な砂になるが、その割合はわずかなものである。花こう岩や閃緑岩は砂を生じやすい。砂を生じやすい岩質の多い河川では河床材料の中央粒径や平均粒径の下流方向への減少率は、砂の生じにくい岩質からなる河川と比較して大きくなる (第3図)。

河床材料の粒径とその下流方向への粒径減少は、以上述べたように岩質によって強く影響され、縦断形はそれに対応して決まると摩耗説では説明する。すなわち、河床材料が耐摩耗性で、砂を生じにくい岩質からなっていて、しかも砂礫の移動速度の大きい (流出砂礫量の大きい) 河川ほど河床材料の粒径は下流方向へ変化しないので、勾配も一定となり、縦断形の concavity は小さくなる。一方、摩耗されやすく、かつ砂が生ずる岩質で河床材料が構成されていて、しかも砂礫の移動速度が小さな河川ほど縦断形の concavity は大きくなる。砂床河川の縦断形の concavity がきわめて小さいのは、砂床河川では砂は摩耗しにくいためであるというわけである。縦断形の concavity が、ある河川についてみれば時代が違ってもほぼ同じなのは、それが河床材料の岩質に強く影響されているためである。

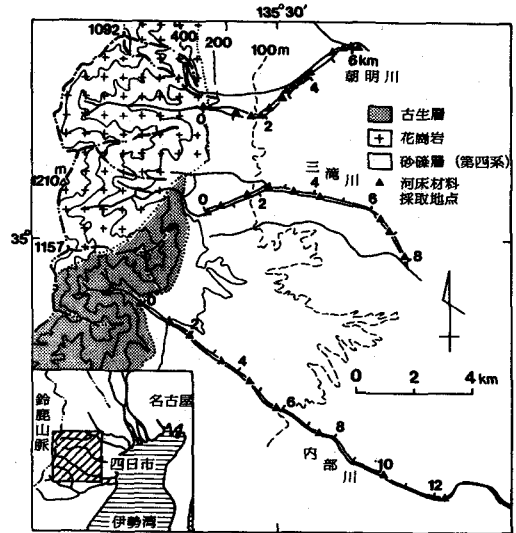
7. 岩質別の粒径減少率と縦断形の関係

もし勾配によって粒径が決められているとすれば、河床材料を岩質別に見ても粒径には大きな差はないはずである。ところが実際には、河床材料の粒径分布は岩質によって大変異なっている。高桑・出石 (1954) は、河床材料中の最大粒径の減少率は、縦断形や河床材料の岩質構成の違う河川でも岩質ごとに、ほぼ等しいことを明らかにした。

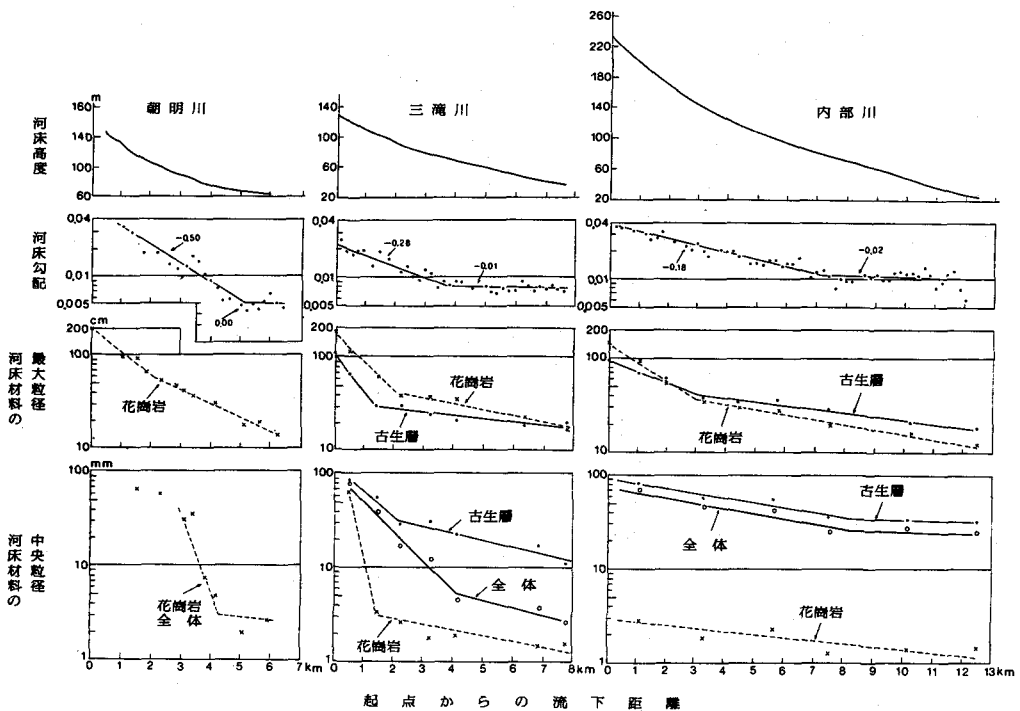
池田 (1970) は最大粒径ばかりでなく、河床材料の中央粒径の下流方向への分布も一河川内で岩質

ごとに異なること、しかし河川が異なっても岩質ごとに特有な分布を示すことを確かめた（第2図）。河床材料を岩質別に分けるとその分布は縦断形と対応関係がないのに、岩質別に分ける前の河床材料全体の中央粒径の分布と縦断形との間には極めて密接な対応関係がある。すなわち勾配は河床材料全体の中央粒径によって決まっていることを示している。粒径が勾配によって決められるという考え（選択運搬説）ではこの事実を説明しえない。

選択運搬説を支持している山本（1981, p.103, p.144）は、上流から流下する河床材料は流水によって篩い分けられ、粒径に応じた勾配をもった区間をつくりながら分配されると説明している。たとえば上流から礫と砂が供給される河川では上流側に礫からなる急勾配の区間が、下流側に砂からなる緩勾配の区間が形成されるとして、上流から供給される河床材料の粒度組成が違えば縦断形が変わることを一応は説明しているようにみえる。しかし、この説明には岩質によって粒径分布が異なるという事実が考慮されていない。



第1図



第2図

8. 河川勾配の急変現象

沖積平野における扇状地帯と自然堤防帯との境界は一般に礫床区間と砂床区間との境界に対応する。この境界での河床材料の粒度組成変化は、河川によっては、まさに急激なもので、礫が風化して構成鉱物粒子まで突然に分解するため (Richards, 1982, p. 230 ; Chorley *et al.*, 1984, p. 287) といったことでは説明しにくいと私には思えた (第3図)。河床材料が砂礫から砂へ急変する地点で河川勾配が急減することは古くか

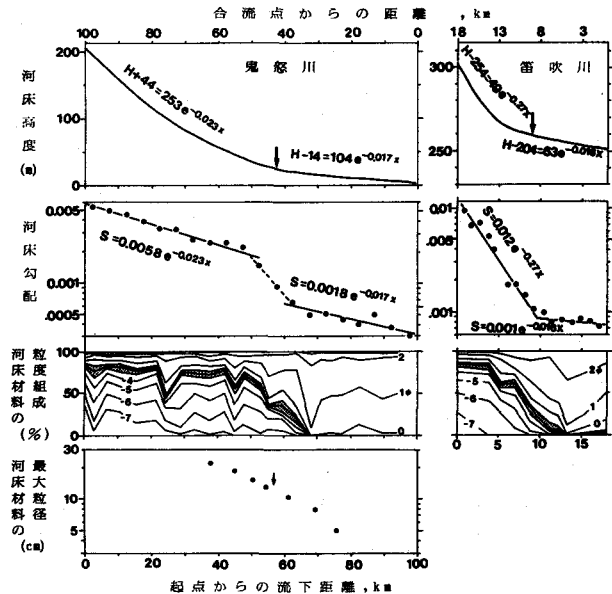
ら知られており (君島, 1944, p. 148), その理由についてはいくつかの説明がなされてきた。周囲の条件に起因するという考え (安芸, 1944, p. 109 ; 1951, p. 80), 後水期の海進の影響によるとする考え (中野, 1967, p. 167), また, 河床物質中に特定粒径が欠如しているためという考え (谷津, 1954 ; Yatsu, 1955), さらに, 特定粒径がとくに運ばれやすいためという選択運搬説

(Howard, 1980) 等がある。これらの中では谷津による説明が広く知られている。すなわち礫から鉱物粒子への不連続的崩壊によって特定粒径 (2

~4mm) の粒子が生産されにくい河床材料からなる河川では、この生産されにくい粒径に対応する勾配の部分で河川縦断面の中に欠如するため、勾配の急変が現われるという解釈である。この解釈は、しかし、礫と砂の混合率が急変する理由をあげていないから、現象の説明は十分にされていない (吉川ほか, 1973, p. 60)。

河床材料の粒度組成と縦断面形との対応関係を調べてみると、谷津の指摘したように河床材料の粒径分布が特定粒径の欠如によって二峰性分布をもつことが勾配急変の条件といえる。しかし、それだけでは説明できず、それに加えて礫床区間で河床材料中の砂の比率が小さく、かつ下流方向へあまり増加しない河川に限って勾配の急変が生ずる。山本 (1981, p. 143) は河床材料が種々の粒径からなる場合には勾配の急変は生じないことを認めている。

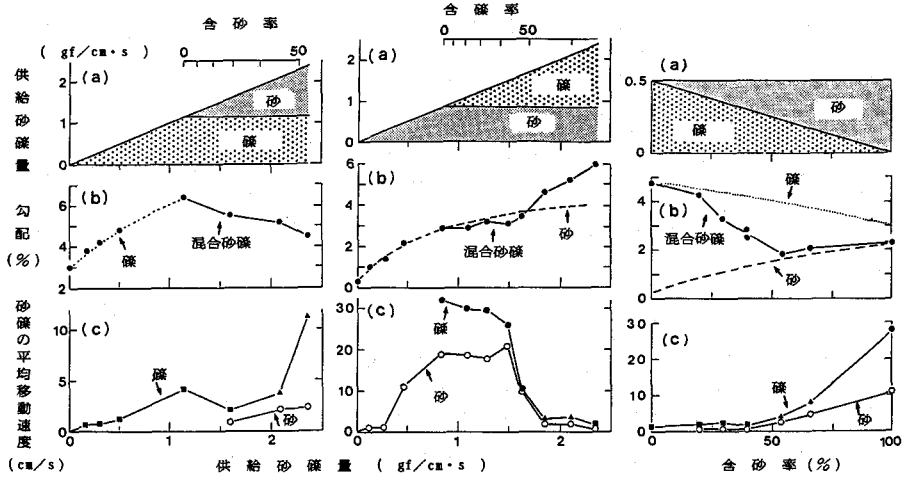
二峰性粒径分布をもち、しかも砂の比率の小さい河床材料からなる河川で、なぜ勾配と河床材料の粒径分布が急変するのだろうか。この点を理解するためには流送作用に対する二峰性粒径分布をもつ河床材料の抵抗性あるいは運ばれやすさ (mobility) が明らかにされなければならない。



第3図

9. 二粒径混合砂礫の運ばれやすさ

池田（1984）は、粒径の異なる二種類の一樣粒径砂礫を用いて、Gilbert（1914）の実験と同様、給砂方式によって、混合比率による二粒径混合砂礫の運ばれやすさの変化を調べた（第4図）。砂



第4図

に礫を混合すると、その混合物の運ばれやすさは礫と砂の中間的な性質にはならず、むしろ砂だけよりも礫まじりの砂の方がかえって運ばれやすくなること、しかし、さらに礫の混合率を増すと、ある混合率を境にして急に運ばれにくくなること、すなわち、その混合率（限界混合率とよぶ）よりも砂が多ければ混合物の運ばれやすさには砂の特性が強く反映されるのに、礫が多くなると一転して礫の特性が混合物全体の性質に強く影響を与えることが明らかになった（池田，1984；Ikeda，1984）。

10. 河床材料の混合比率の急変

上述の実験結果と摩耗説によって、勾配と河床材料の混合率の急変現象は次のように説明できる。すなわち、上流から礫と砂の混合物が流送され、礫が砂になることによって礫の比率が次第に減少し、砂の比率が増してゆく時、それら混合物を下流に流送するに必要な勾配は、礫が限界混合率以上を占めている限り、礫の性質に強く影響されて急になる。ついには、しかし、砂の比率が限界を上まわると、とたんに混合物は運ばれやすくなり、したがって勾配はそこで急に小さくなることになる。

河床材料の混合率が急変するのは、勾配の急減する結果、礫と砂の相対的移動速度が急変すること、実際には砂の平均移動速度が急減するため、流送砂礫を河床材料という姿で静的に見ると、砂の量が異常に高くなってみえるのであると考えられる。勾配急変点で粒径が急減するというのは、その平均粒径や中央粒径についていえることで、最大粒径が急減するわけではない（第3図）。

11. おわりに

摩耗と選択運搬とは共働しており、分離できるものではないとして、その重みを評価しないでいては、河川の働きを正しく理解しえず、河川を適切に制御していくことはできない。もし摩耗が支配的であれば、たとえ全流砂量が下流方向へ変化しなくとも、ウォッシュ・ロードと浮流砂量が下流方向へ増して、掃流砂量は減少することになる。砂になりにくい岩質で河床材料が構成されている河川ではこのことはとくに重大である。

理解を深めねばならないのは混合粒径砂礫の動態である（山本，1981，p.130）。静止している状態（河床材料）から動いている時の姿（流送砂礫）を見抜くことが肝要である。そのためには、次のことが当面の課題と考える。

- (1) 流砂の現地観測 出水中にしかできないわけではない。わが国でも1950年代を中心として礫の移動の現地観測が荒川（渡部，1973）や渡良瀬川（多田ほか，1955，1957）等で行われた。このような観測が多数の河川で行われることを期待する。
- (2) 河床材料の調査 河床材料については粒度組成を調べるだけでなく、すくなくとも粒径別の岩質構成（砂については鉱物組成）を知りたい。砂礫の供給源から河口までの系統的な調査によって、河床材料が変質していくものであることを認識してほしい。

問題は分析試料のサンプリング方法である。困ったことには、混合砂礫の動態を理解していないと適切なサンプリングができない。粗粒な表層はアーマー・コートであり、最下層の粗粒物質は残り礫（Lag gravel）であるとして共に除いてしまうということは適切でないこともある（Parker，1982）。この点に関しては、河床材料の平面的分級と旧河床材料（段丘堆積物）に見られる垂直的分級の観察が必要である。

引用文献

- 安芸皎一（1944）『河相論』常磐書房，240p.
- 安芸皎一（1951）『河相論』岩波書店，197p.
- 池田 宏（1970）三重県，朝明川・三滝川・内部川の河床縦断形について，地理学評論，43，148～159.
- 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，8，1～15.
- 君島八郎（1935，1944）『地表水』丸善，649p.
- 木村春彦（1956）分級機構構成について，地質学雑誌，62，472～489.
- 吉良八郎（1982）『ダムの堆砂とその防除』森北出版，392p.
- 島 博保・奥田誠之・今村遼平（1981）『土木技術者のための現地踏査』鹿島出版会，328p.
- 高桑 紘・出石一雄（1954）河川礫の礫質の大きさ，地理学評論，27，440～442.

- 多田文男・谷津栄寿・三井嘉都夫（1955）渡良瀬川の土砂の堆積について（第3報）流砂移動の研究。
資源研彙報, 39, 54～59.
- 多田文男・谷津栄寿・三井嘉都夫（1957）渡良瀬川の土砂の堆積について。（第3報）流砂移動の研究
（その2）。資源研彙報, 45, 19～22.
- 中野尊正（1967）『日本の地形』築地書館, 362p.
- 中山正民（1952）河川礫の大きさの分布に関する研究。地理学評論, 25, 401～408.
- 中山正民・三浦敏彦（1964）日本の河川平野部における礫の円形度について。地理学評論,
37, 115～130.
- 三野与吉（1958）河床礫の減耗について。東京教育大学地理学研究報告, 2, 81～84.
- 谷津栄寿（1951）関東地方に於ける河川堆積物の予察的研究。地理学評論, 24, 144～147.
- 谷津栄寿（1954）平衡河川の縦断面形について。資料研彙報, 33, 15～24；34,
14～21；35, 1～6.
- 山本晃一（1981）河道特性論ノート（I）——護岸論のために。土研資料, 1625, 301p.
- 吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・阪口 豊（1973）『新編日本地形論』東京大学出版会,
415p.
- 渡部景隆（1973）『かわらの石の科学』岩崎書店, 52p.
- Bluck, B. J. (1964) Sedimentation of an alluvial fan in Southern Nevada. *J. Sed. Petrol.*, 34, 395–400.
- Bradley, W. C. (1970) Effect of weathering on abrasion of granitic gravel, Colorado River, (Texas). *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 81, 61–80.
- Bradley, W. C., Fahnestock, R. K. and Rowekamp, E. T. (1972) Coarse sediment transport by flood flows on Knik River, Alaska. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 83, 1261–1284.
- Bray, D. I. (1973) Regime relation for Alberta gravel-bed rivers. in *Fluvial Processes and Sedimentation*, Research Council Canada, 440–452.
- Cherkauer, D. S. (1972) Longitudinal profiles of ephemeral streams in southeastern Arizona. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 83, 353–366.
- Chorley, R. J., Schumm, S. A. and Sugden, D. E. (1984) *Geomorphology*. Methuen, 605 p.
- Dar Cin, R. (1968) Climatic significance of roundness and percentage of quartz in conglomerates. *J. Sed. Petrol.*, 38, 1094–1099.
- Deigaard, R. and Fredsøe, J. (1978) Longitudinal grain sorting by current in alluvial streams. *Nordic Hydrology*, 9, 7–16.

- Gilbert, G. K. (1877) *Report on the Geology of the Henry Mountains*. US GGS, Rocky Mountain Region, 160 p.
- Gilbert, G. K. (1914) The transportation of debris by running water. *USGS Prof. Paper*, 86, 263 pp.
- Hack, J. T. (1957) Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland. *USGS Prof. Paper*, 294B, 97 p.
- Howard, A. D. (1980) Thresholds in river regimes. in Coates, D. R. and Vitek, J. D. (eds) *Thresholds in Geomorphology*. London, George Allen & Unwin, 227 – 258.
- Ikeda, H. (1984) Flume experiments on the causes of superior mobility of sediment mixtures. *Annual Rep. of the Inst. of Geoscience, Univ. of Tsukuba*, 10, 53 – 56.
- Knighton, D. (1984) *Fluvial Forms and Processes*. Edward Arnold, 218 p.
- Krumbein, W. C. and Sloss, L. L. (1963) *Stratigraphy and Sedimentation* (2nd ed.), Freeman, 660 p.
- Kuenen, P. H. (1956) Experimental abrasion on pebbles. 2. Rolling by current. *J. Geol.*, 64, 336 – 368.
- Kuenen, P. H. (1959) Experimental abrasion. 3. Fluvial action on sand. *Amer. J. Sci.*, 257, 172 – 190.
- Leliavsky, S. (1955) *An Introduction to Fluvial Hydraulics*, 257 p. London, Constable.
- Mino, Y. (1974) On the gravel in Koromogawa, Akita Prefecture, Japan. *Sci. Rep. of Tokyo Bunrika Univ.*, Ser. C, 2, 91 – 106.
- Parker, G. (1982) Model experiments on mobile, paved gravel bed streams. *Water Resources Research*, 18, 1395 – 1408.
- Pettijohn, F. J. (1957) *Sedimentary Rocks* (2nd ed.), New York, Harper and Bros.
- Plumley, W. J. (1948) Black Hills terrace gravels: a study in sediment transport. *J. Geol.*, 56, 526 – 578.
- Rana, S. A., Simons, D. B. and Mahmood, K. (1973) Analysis of sediment sorting in alluvial channels. *J. Hydraulic Div., Amer. Soc. Civil Engineers*, 99, HY 11, 1967 – 80.
- 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, 175 p.
- Scheidegger, A. E. (1970) *Theoretical Geomorphology* (2nd ed.), Berlin, Springer Verlag. 奥田節夫監訳 (1980) 『理論地形学』古今書院, 463 p.
- Schoklitsh, A. (1933) Über die Verkeinerung der Geschiebe der Flussläufen. *Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften in Wien*, 142, 343–366.
- Schumm, S. A. and Stevens, M. A. (1973) Abrasion in place: a mechanism for rounding and size reduction of coarse sediments in rivers. *Geology*, 1, 37–40.
- Shulits, S. (1936) Fluvial morphology in terms of slope, abrasion and bedload. *Trans. Amer. Geophysical Union*, 17, 440–444.
- Shulits, S. (1941) Rational equation of riverbed profile. *Trans. Amer. Geophysical Union*, 22, 622–630.
- Statham, I. (1977) *Earth Surface Sediment Transport*. Oxford, 184 p.
- Sternberg, H. (1875) Untersuchungen über Längen- und Querprofil Geschiebeführende Flüsse. *Zeitschrift für Bauwesen*, 25, 483–506.
- Troutman, B. M. (1980) A stochastic model for particle sorting and related phenomena. *Water Resources Research*, 16, 65–76.
- Yatsu, E. (1955) On the longitudinal profiles of the graded river. *Trans. Amer. Geophysical Union*, 36, 655–663.

図 版 説 明

第1図 朝明川・三滝川・内部川の流域山地部の地質と河床材料のサンプリング地点 (池田, 1970)

第2図 朝明川・三滝川・内部川の縦断形と河床材料の粒径分布との関係 (池田, 1970)

古生層からなる砂礫と花こう岩からなる砂礫とは、一河川内でも大きさが異なり、勾配が粒径を決定していないことを示している。岩質毎に特有な分布をする砂礫の集合物の大きさの分布に対応して縦断形は形成される。

第3図 鬼怒川と笛吹川の縦断形と河床材料の粒度組成の分布の関係

粒度組成のデータは安芸 (1951) による。 $\phi = -\log_2 d$, ここで d = 粒径 (mm)。アミの部分は径 2~8mm。鬼怒川の最大粒径は 1983 年 12 月に調査 (大礫 10 個の中径の平均値)。図中の矢印は礫床区間と砂床区間の境界。

鬼怒川は矢印の地点で勾配は急減し、縦断形は緩折する。鬼怒川の河床材料は中・古生層 (チャート、砂岩) と石英斑岩、安山岩などからなる。笛吹川の河床材料は花こう岩 (閃緑岩) を主体とする。上流区間で勾配減少率が高く、下流区間との境界で勾配の急変は生じない。なお、この図では勾配として河床勾配を用いているが、礫床区間では一般に問題はないが、砂床区間では河岸満水位 (氾らん原高) か、

その近似値として年最大流量時の水位の縦断勾配を用いるのがよい。

第4図 砂と礫の混合比率と混合砂礫の運ばれやすさの関係 (池田, 1984; Ikeda, 1984)

水路幅10cm, 給水量 $400\text{cm}^3/\text{s}$ (一定)。水路上流端に礫(中央粒径3mm)と砂(中央粒径0.4mm)を2台の給砂装置を用いて供給し, 供給比率を変えて混合物を運ぶに必要な動的平衡勾配を求めたもの。給水量を一定に保っているので, ストリーム・パワーは勾配に比例する。砂と礫の平均移動速度は蛍光塗料で着色したトレーサー粒子を起点付近に投入し, その50%が流出するに要した時間から求めた。

(A) 礫の供給量を増すにつれて勾配は点線のように増加する。途中から礫の供給量を一定に保って砂を合わせて供給すると, 砂と礫の混合物を運ぶのに必要な勾配は, 全流砂量は増えるにもかかわらず, 実線のようにかえて小さくなる。(B) 砂の供給量の増加につれて, それを運ぶに必要な勾配は破線のように増す。途中から砂の供給量を一定に保って, 礫を加え合わせて全流砂量を増し続けると, 含礫率が50%以下では礫混りの砂のほうが砂のみよりも小さい勾配で運ばれる。しかし, 含礫率が50%を越えると, 急に砂と礫の移動速度は小さくなり, 勾配が増す。(C) 砂礫供給量を一定に保って, 砂と礫の比率のみを変えてみると, 混合比率50%前後を境として運ばれやすさは急変する。図中の点線と破線は, それぞれ混合物中の砂と礫を別々に運ぶに必要な勾配を示す。