

# Sediment Wave の伝播に伴う河床形態変化 に関する大型水路実験

## Channel Response to Sediment Wave Propagation in an Experimental Channel

池田 宏\*・Lisle, T.\*\*・Pizzuto, J.\*\*\*・伊勢屋ふじこ\*\*\*\*・小玉 芳敬\*\*\*\*\*・  
眞板 秀二\*\*\*\*\*・飯島 英夫\*・叶 瑋\*\*\*\*\*・鈴木 睦仁\*\*\*\*\*

Hiroshi IKEDA, Tom E. LISLE, Jim E. PIZZUTO, Fujiko ISEYA,  
Yoshinori KODAMA, Hideji MAITA,  
Hideo IJIMA, Yei WEI and Mutsuhito SUZUKI

### I はじめに

河川における砂礫の運搬量（流砂量）は、流量に支配されると一般には考えられているが、混合砂礫からなる河川では、上流から砂礫が供給されるかどうかが決定的に重要であることが認識されるようになった。すなわち、勾配と流量が一定でも砂礫が供給されれば流砂量は増加し、河床形態の変形・移動は盛んになるが、砂礫の供給が止むと一転して河床は粗粒化して、流砂は河床の一部でのみ生じるようになり、流砂量は減少することが水路実験によって明らかにされた（たとえば Dietrich *et al.*, 1989）。実際河川においても、とくに混合砂礫からなる山間地河川においては、供給砂礫量の増減によって川幅や流砂量が著しく変化したことが報告されている（たとえば, Gilbert, 1917; Pickup *et al.*, 1983;

眞板, 1988, 1989; Knighton, 1989; James, 1991)。

これらの実際河川における研究では、しかし、供給された砂礫が下流へどのように運搬されて河道形状変化を引き起こしたのかという点については、十分に把握されてはいない。上流で与えられた変化が瞬時に下流へ伝播するわけではない（Nakamura and Maita, 1995）。水が洪水波としてその波の形状を次第に変化させつつ下流へ伝播するのと同様に、砂礫も次第に下流へ波及するものと思われる。このような動きをする砂礫の波を洪水波に対応させて砂礫波（sediment wave）とよぶことにする。

砂礫波の伝播とそれに対応した河状変化を理解することの重要性が米国カリフォルニア州北部の Redwood Creek で明らかにされた。すなわち、Redwood Creek 下流では、1970年代にアグラデーション（堆積による勾配増加）と河岸浸食が激化し

\*筑波大学水理実験センター \*\*US Forest Service, Redwood Sciences Laboratory \*\*\*Univ. of Delaware  
\*\*\*\*上武大学 \*\*\*\*\*鳥取大学 \*\*\*\*\*筑波大学農林工学系 \*\*\*\*\*中国科学院新疆地理研究所  
\*\*\*\*\*筑波大学大学院・地球科学研究科

て、川に沿って生えていた世界最高の樹高をほこる赤杉 (redwood) に被害が生じた (Janda *et al.*, 1975). 土砂礫の堆積によって鮭の生息環境も悪化した。

これに対処するために、この流域の下流部一帯は国立公園 (Redwood National Park) に指定され、1973年以降、地質調査所の協力を得て、横断測量と縦断測量、そして流砂量測定などが継続された。その結果、この川における河状変動は流域上流部における森林伐採と道路建設および大洪水とによって1950年代に多量に供給された砂礫がアグラデーションを伴う波として下流へ伝播したために生じたことが明らかにされた。すなわち、砂礫波は毎年1 km程度のオーダーで、波高を減じつつ、長く低平な波として下流へ伝播した (Madej and Ozaki, 1995)。

Redwood Creek でこのように砂礫波の伝播が明瞭に把握されたのは、次のような理由による。Redwood Creek の流域はきわめて細長い。上下流の長さは80kmほどであるが、流域の幅はほぼ10km以下で、大きな支流がない。このため、土砂礫の生産源が流域上流部 (一地点) に限られていた。しかも最近20年間は豪雨がなかった。そのため、ただ一つの砂礫波が川に与えられた。すなわち多量の砂礫が斜面から河川に供給されるような事変は1960年代の一回 (一時期) だけだった。しかも流域の下流部は国立公園 (Redwood National Park) とされており、人為的な砂利採取などによる改変がなされなかった。

湿潤変動帯に位置するわが国の河川では、砂礫の供給源は上流山地の一地点に限られず、しかも時間的にも変化するために、砂礫波の存在が今までほとんど認識されてこなかったのであろうが、わが国の河川においても大小さまざまな砂礫波が下流へ伝播しているはずである。その存在を見抜くことは、それぞれの川の現状を正しく認識し、将来の変化を予測するために必須である。

このような考えから、実験水路に砂礫波を発生させて、その性状を調べた。単純な条件下での実験によって、実際河川を観る視点を得ることが実験の目的である。

## II 実験方法

### 1. 実験装置

実験には筑波大学水理実験センターの幅4 m、深さ2 m、長さ160 mの鋼製の大型水路を用いた。水路床勾配は0.01で固定であるが、水路下流端には2枚の可動堰が設置されており、下段の堰で砂礫を止めることができることと、水路下流端から流出した砂礫を、砂礫循環装置によって再び水路上流端へ返送させて、水路内を循環させることができるため、砂床勾配は0.01~0.001程度の範囲で可変である。

砂礫循環装置は、水路下流端から水と共に流出して沈砂槽に沈殿した砂礫を吸い上げて脱水する装置、すなわち、口径150 mmのスラリポンプと分級機、および脱水後の砂礫を水路上流端へ返送する砂礫返送コンベヤーとからなる。砂礫が沈砂槽から砂礫返送コンベヤーに送られるまでには15~20分程度の時間を要するが、以降は比較して高速で運搬され、砂礫返送コンベヤーに載せられると砂礫は数分以内に水路上流端に供給される。

砂礫返送コンベヤーは3本のコンベヤー、すなわち、砂礫の重量を連続的に計測する計量コンベヤー (ウェイングコンベヤー) と水路下流端から上流端へ砂礫を返送する長いコンベヤー、そして砂礫を再び水路上流端に供給する給砂コンベヤーとからなっている。

水は貯水槽 (低水槽) から口径500 mmのポンプ3台によって高水槽へ送られる。毎秒1.5 m<sup>3</sup>までの給水が可能である。高水槽には直角三角堰と可動堰が設置されていて、可動堰の高さを変化させて三角堰の越流水深を制御することにより給水量を調整できる。

水路にはトラバース装置付きの自走式の測定台車が備えられており、付設されたタッチ式の砂面高測定器によって1 mm程度の精度で砂床高の縦・横断測量ができる。今回の実験では、幅4 mの水路中央に掘り込んだ幅1 mの河道の中心線と、右岸寄り、左岸寄りの3本の測線について、繰り返し縦断測定を行った。

また、水路建屋の天井のレールに懸垂して水路の

上空5 mほどの高さを水路に沿って走行する台車に設置したテレビカメラおよび35mmカメラによって、流れと河床形態の縦断的・時間的变化をとらえた。

## 2. 実験材料

実験には径5 mm程度までの細礫が混じった鬼怒川起源の粗砂を用いた。その粒度組成は水流によって水路内で平面的に分級されて、後述するように場所によって相当のばらつきがあるが、水路床から採取された砂を標準ふるいによって粒度分析した結果によれば、50%粒径（中央粒径）は平均0.6mm、16%粒径は平均0.3mm、84%粒径は平均1.2mmであった。なお、砂礫の比重は2.7である。

## 3. 実験条件

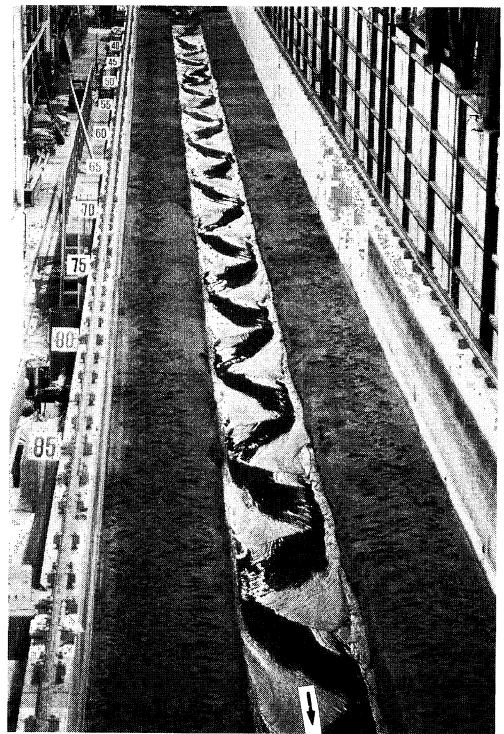
実験に先立ち、幅4メートルの大型水路施設内で砂礫を循環させて、水路内に厚さ15cmほどに実験用砂礫を敷き均し、砂面勾配0.01の流れを生じさせた。大型水路の長さは160 mあるが、それでも水路幅4 mの40倍しかない。そこで、水路内に幅1 mの河道を掘り込んで、幅の160倍の長さをもつ流れとした（第1図）。上流地点へ供給した砂礫が下流へどのように伝播するかを調べるためには、幅に対して十分に長い流れが望ましいと考えたためである。

実験開始時には、掘り込んだ河道の側岸（河岸）を固定せず、側岸侵食性河道として、幅の自由度を流れに与える計画であったが、勾配0.01という急勾配の条件下では、流れは拡幅してついには4 mの水路幅一杯になってしまうことが判明したため、土嚢袋に砂を詰めて両岸に並べて、固定壁直線河道とした。

給水量は平均水深が2 cm程度になるように毎秒9.5ℓとした。この流れを実際河川の1/100模型と見立てると、幅100m、勾配0.01、砂礫の大きさが数cmの礫床河川における流量毎秒1000トン程度の流れということになる。

## 4. 実験の手順

最初に、定常状態をつくりだすべく、一時的に高流量を与えて平滑床としてから、給水量を設定値にして、40時間ほど通水した。分級機から砂礫循環コンベヤーへ砂礫を送る短いベルトコンベヤーにはベルトに付着した砂礫を掻き落とすベルトクリーナー

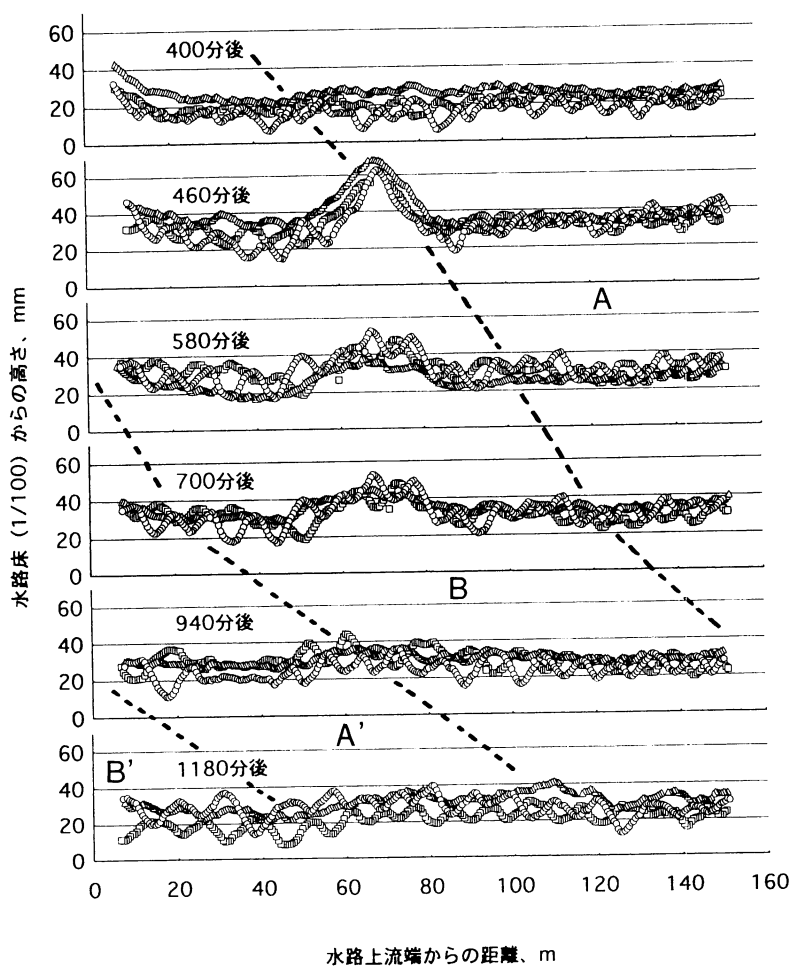


第1図 大型水路と初期河道

幅4 mの水路に掘った幅1 mの河道に形成された単列の交互砂礫堆。停水後、上流を見る。この河道の両岸に土嚢袋を並べて固定壁直線河道として実験を行った。

が設置されていなかったため、長時間の通水によって、少量の砂礫が水路施設外へ漏れ出たため、水路上流側でほんのわずかにデグラデーション（侵食による勾配減少）が生じたが、勾配は0.01より1%程度小さいだけで、水路全長にわたって、後述するように単列の交互砂礫堆が連綿と形成された。そこで、この時を本実験開始時刻として、砂礫波の伝播とそれに伴う河床形の変化を観察するための実験を開始した。

砂礫波を生じさせる目的で、一時的に多量の砂を水路に2回投入した。一回目は通水時間の0分～20分ほどの間に、水路施設外へ漏れ出た0.5m<sup>3</sup>ほどの砂礫を手で短時間内に砂礫計量コンベヤーに載せた。砂礫は水路上流端へすみやかに輸送されて、水路の上流端直上の整流槽中に砂山をなして堆積した。この砂礫はその後、徐々に側刻されて下流へ運搬さ



第2図 河床縦断高分布とその経時変化  
(勾配1/100線を基準とした、△：河道の中央、○：右岸寄り、□：左岸寄りの河床高の縦断分布)  
A, A' 領域：デグラデーション区間。勾配は0.01より1～2%小さい。

れ、400分後にはアグラデーションは上流端から50mに及んだ(第2図の400分後)。それより下流の勾配は、50～130mの区間がほんのわずかに小さいものの、全体としてはほぼ0.01であった。

一回目の砂の投入によっては予想したような砂礫波が明瞭には生じなかったため、二回目の砂礫を投入した。すなわち、一回目の砂投入時からほぼ420分経過後に、アグラデーションの及んでいた水路起点から60～80m区間に、0.5m<sup>3</sup>(800kg)の砂をその区間の中央部が最も厚くなるように45分間かけて散布し、高さ4cmの砂礫波を生じさせた(第2図の460分後)。砂礫波の上流向きの河床勾配は0.008、

下流向きは0.013となった。

### Ⅲ 実験結果および考察

#### 1. 砂礫波の伝播

二回目の砂礫の投入によって生じた砂礫波が下流へどのように伝播するかを追跡した。2時間経過した580分には波高は2cmに減少した。砂の波のフロント(砂礫波の先端)は水路上流端から100m付近に達した。すなわち起点から100m区間は全体としてアグラデーション区間、100m以下の区間はデグラデーション区間となった。

600分過ぎには、水路最上流の整流槽に堆積して

いた一回目に投入した砂礫が消失したため、水路起点から下流へデグラデーションが進行した。700分には起点から20m～120m区間のみがアグラデーション区間となった。

940分には、砂礫波の波高は1cm以下になった。起点からのデグラデーションが60m地点付近にまで達すると共に、砂礫波は水路下流端に達した。

1180分には、デグラデーション区間は起点から110m付近に達した。同時に砂礫波の水路下流端からの流出に起因するアグラデーションが水路起点から50m地点にまで及んだ。とはいえ、アグラデーション区間とデグラデーション区間との勾配の違いはわずかに0.0001～0.0002程度の差しかなかった。

このことは、砂礫波の伝播に伴って河床勾配は変動するが、その変動幅はこの実験条件下では1～2%オーダーであり、砂礫堆の移動に伴って河床高が局部的に大きく変動するような実際河川で砂礫波の移動を勾配変化から見抜くことは困難であることを示している。

なお、Redwood Creekで砂礫波の伝播が横断測量によって明瞭にとらえられたのは、屈曲した山間地河道のために、河床の砂礫堆が強制砂礫堆あるいは固定砂礫堆であって、今回の実験のように移動砂礫堆が生じない条件を備えていたということを指摘しておきたい。

## 2. 砂礫波の伝播に対応した河床形態の変化

砂礫波導入以前の安定期には、第3図の砂礫波の影響が及んでいない範囲（A領域）に見られるような、単列の交互砂礫堆が連綿として形成され、毎時5mの速度で流下した。砂礫堆の長さ（半波長）は3.5～4mにモードがあり、2.5～5mの間に80%が入っていた。

ところが、第一回目の砂礫投入後、上流端から砂礫堆の発生が活発化して河床形態は複雑になった。すなわち、砂礫波の伝播しつつあるアグラデーション区間では、長さのモードが1～1.5m、全体としては0.5～2mの範囲にばらつく小さな砂礫堆が生じて、単列の砂礫堆は1.5列になった（第4図）。砂礫堆の前進速度は速くならず、むしろわずかに遅くなった。1.5列の砂礫堆が形成されている領域をB

領域とよぶことにする。

600分後に、水路最上流の整流槽に堆積していた一回目に投入した砂礫が消失すると、水路上流端における砂礫堆の発生は弱まった。そして再びA領域と類似した、安定した単列の砂礫堆が形成されるようになった。この領域をA'領域とよぶ。

900分後には、砂礫波は水路下流端に達した。砂礫は循環するため、その影響は水路上流端にやがて現れた。すなわち、それまではほとんど停止していた砂礫堆が再び分裂を開始して、1.5列の砂礫堆が形成される傾向が強まった。この領域をB'領域とよぶ。B領域と類似しているからである。

以上のように、砂礫波の通過に伴ってアグラデーションが生じた区間では、河床勾配はわずかに1～2%しか増加しないにもかかわらず、河床の砂礫堆は単列から1.5列の砂礫堆へと著しく変化した。これらの実験結果は、実際河川における砂礫波の存在とその伝播を見抜くためには、河床高分布よりも河床形態のパターンの縦断的分布とその経年変化をとらえることが現実的であることを示している。

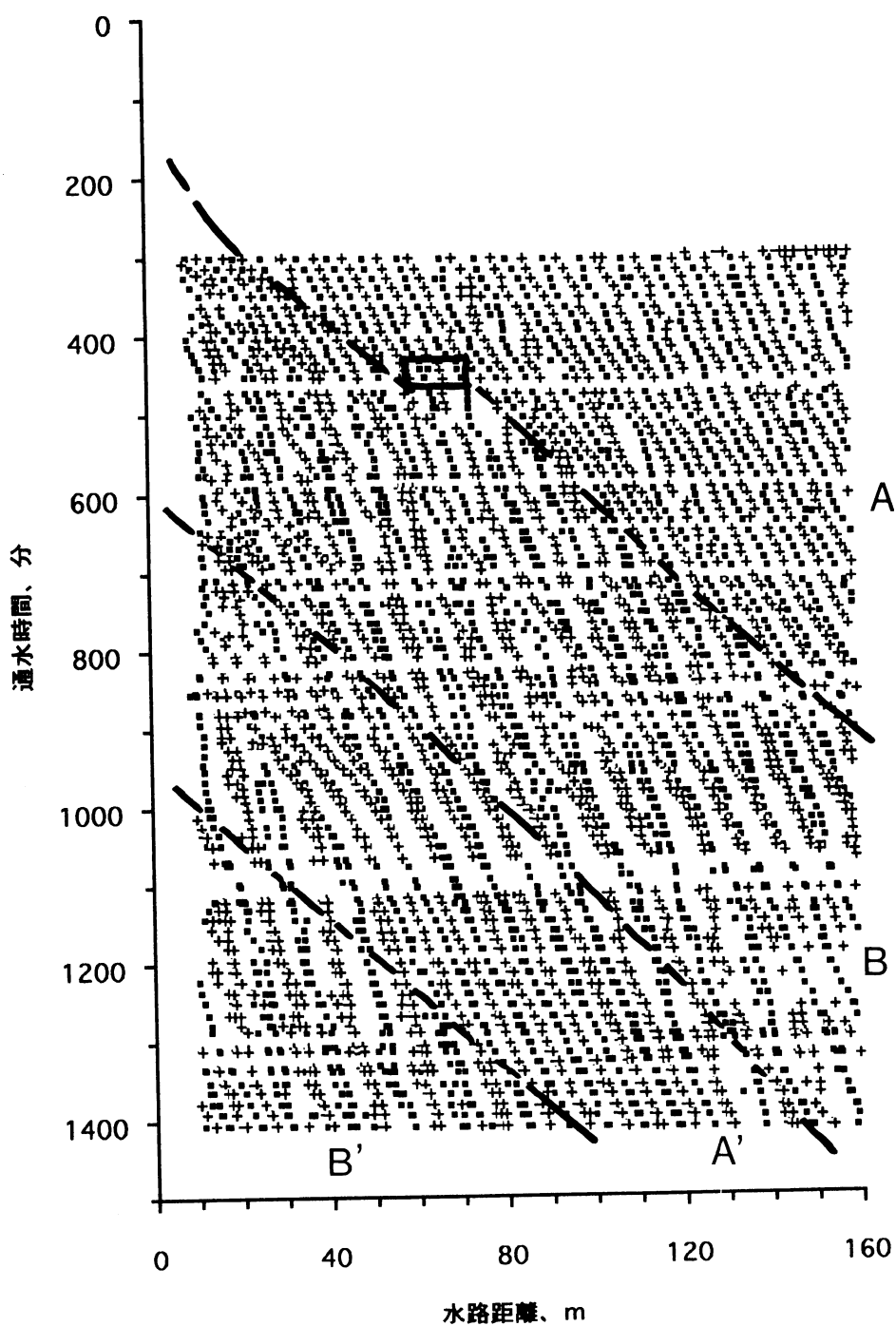
## 3. 砂礫波の伝播速度と砂礫堆の前進速度

砂礫波の流下速度は毎時10m程度で、砂礫堆のそれより倍速であった。これは、砂礫堆を通過して流送される砂の速度が砂礫堆の移動速度より2倍早いということを意味している。流砂＝砂礫堆の移動に伴う流砂＋砂礫堆を通過する流砂である。

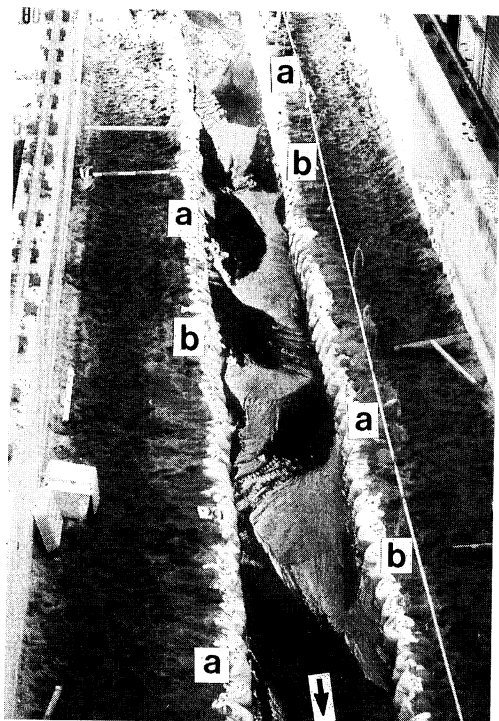
砂礫堆の三次元形状を水路起点から90～110m区間において詳細に繰り返し測定した結果によれば、砂礫堆の高さは2cm程度であった。したがって、砂礫堆の移動に伴う流砂量は、砂礫堆の前進速度毎時5m、水路幅1mより、0.83ℓ/分である。砂礫の単位重量は1.6kg/ℓであるから、0.8ℓ/分は毎分1.3kgということになる。これは全流砂量毎分2.3kgの約60%に相当する。すなわち、流砂の半分は砂礫堆の移動として、残りの半分は砂礫堆上を通過して、砂礫堆の前進速度より2倍の速度で下流へ運搬されていることになる。

## 4. 流砂量の変化

水路下流端から流出してスラリポンプで分級機に送られて脱水された砂礫の重量を5分～10分毎にま



第3図 砂礫堆の走時曲線（+は右岸寄り，・は左岸寄りの砂礫堆先端位置）  
 A, A' 領域：単列の交互砂礫堆が生じる．わずかにデグラデーションが生じている区間．  
 B, B' 領域：1.5列の砂礫堆が発達．砂礫波の伝播に対応してアグラデーションが生じている区間．



第4図 1.5列の砂礫堆（停水後、上流を見る）  
砂礫堆aの背面上で水流が分流することによって小規模な砂礫堆bが生じる。

とめて計量して平均流砂量とした。流砂量はデグラデーション区間とアグラデーション区間がそれぞれ水路下流端へ到達している時期とで差があること、すなわち砂礫波の伝播に伴って時間変化することが予想されたが、実際には差がなかった。この理由は不明である。なお、具体的な測定値は長時間の平均値として、0分：1.88kg、400分：2.3kg、600分：2.34kg、800分：2.28kg、1100分：2.28kg、1300分：2.19kg（全期間の平均流砂量は毎分2.27kg）であった。

実際河川では、流砂量を測定することは将来的にも容易になるとは思われない。しかも実際河川における流砂には、様々な時間・空間スケールの波動性があるから、それを除いて、砂礫波の伝播に伴う長期的な流砂量の変動を把握することは無理なことであろう。いいかえれば、流砂量の時間・空間変化から砂礫波の存在とその伝播を見抜くことは困難であるといえよう。

## 5. 河床表面砂礫の粒度組成の変化

実験に用いた砂礫は鬼怒川起源であり、相当量の重鉱物が混じっている。磁鉄鉱や輝石・角閃石といった重鉱物粒子は岩石片（岩片）や長石・石英などの軽鉱物粒子と比較して密度が大きいうえに細粒であるため、水流によって両者は一緒には運搬されず、河床で平面的にも垂直的にも、あるいは縦断的にも分離される。重鉱物粒子が平滑な河床面を形成しているところでは、粒径の大きな軽鉱物粒子のほうが重鉱物粒子より運ばれやすく、高速で運搬される。

実験用砂礫の中央粒径は0.6mmであるが、河床表面に集積している軽鉱物粒子の中央粒径は0.6～0.8mmで、重鉱物粒子の中央粒径0.3～0.4mmの2倍も大きい。なお、水路下流端から流出した砂礫、すなわち実際に運搬されている砂礫の中央粒径は0.7mmであり、これは軽鉱物粒子の中央粒径に相当する。

砂礫堆の前進に伴って、砂礫堆の背面では絶えず侵食が、砂礫堆の前縁部では堆積が生じる。このため、背面では重鉱物粒子が残留して平滑な侵食性の河床面を形成し、粗粒な軽鉱物は下流へ速やかに運搬されて、砂礫堆の前縁付近で堆積するといった平面的あるいは縦断的な分級が明瞭に生じる。

同様な縦断的分級はより広い範囲について、すなわち、アグラデーション区間とデグラデーション区間とで生じる可能性がある。実際に、他の実験では、デグラデーションの生じている上流側は黒く、下流側は白といった明瞭な変化が認められたが、今回の実験では、河床表面砂礫の粒度組成には砂礫堆スケールでの分級は明瞭であったものの、砂礫波の伝播に対応したような大きなスケールでの差異は認められなかった。

砂礫波の伝播に対応した流砂量変動が認められなかったことと、河床表面砂礫の粒度組成の変化が認められなかったこととは、ともに同じ原因によるのであろう。いいかえれば、流砂量変動が明瞭に生じるようであれば、河床表面砂礫の粒度組成にも相当の変化が生じるであろう。

実際河川においては、砂礫波を構成している砂礫の粒径が河床砂礫より細粒なら（このケースが一般的であると考えられる）、アグラデーション区間で

は細粒化し、デグラデーション区間では粗粒化すると予想される。とはいえ、細粒な鉱滓の流出といった特殊なケースを除けば、河床表面砂礫は実際には局所的に平面的に分級されているため、サンプリングの困難さもある。砂礫波の伝播に伴う河床表面砂礫の粒度組成の変化を把握することは容易ではないと思われる。

### おわりに

以上、水路内において砂礫波の伝播を調べた結果、次のことがわかった。

1. 砂礫波はきわめて長波長の波高の小さい波（実験ではわずかに数mmの波高の波）として下流へ伝播した。
2. 砂礫波の通過に伴ってアグラデーションが生じた区間では、単列だった砂礫堆が1.5列になるような河床形態の大きな変化が生じた。
3. 砂礫波は砂礫堆の移動速度より倍の速度で下流へ伝播した。

以上の結果、砂礫波の存在と伝播とを実際河川において見抜くためには、繰り返しの横断測量が望まれるが、それにしても河床高変動量は1 m程度以下、おそらく数十cm程度である可能性がある。したがって、河床高分布よりも河床形態のパターンの縦断的分布とその変化をまずは調べる方が实际的であると結論される。新旧の地形図や空中写真の比較によって、河床形態の経時変化はとらえやすいからである。

変動帯に位置する日本の川を理解するために、砂礫波を念頭に置いた川の観察が今後なされることを期待したい。戦後しばらくはわが国の諸河川では砂礫堆がよく発達した。しかし、1960年代以降、川はおとなしくなったように感じられる。河床低下と側刻の減衰によって高水敷は利用可能な土地となった。網状流路をなす幅広い礫床河川の河床の中央部に常水路を掘削するといった工事がなされることになった。このような川の性質の変化は、出水の減少、山地からの砂礫供給量の減少、貯水ダムや砂防ダムなどによる流出砂礫の捕捉、河床砂礫の人為的採取などの結果であると考えられている。

しかし、もしかすると、砂礫波の上流から下流へ

の伝播を反映しているのかもしれない。すなわち、かつての地震活動の盛んな時期（大地動乱の時代）に河川へ供給された砂礫が下流へ運搬されてしまったために、むしろ現在は静穏期であるために河川はおとなしいのかもしれない。もしそうなら、近い将来に再び大地動乱の時代がやってくると、多量の砂礫を供給されて川は活発になり、川によっては暴れ川になる可能性がある。

地震活動周期を反映した砂礫波の存在が確かであれば、静穏期にある今こそ、近い将来の動乱の時代を見通して、それに対処する好機であるといえよう。現実には、しかし、将来に備えた工事は実施困難である。これを可能にするためには、砂礫波の実体を明確にして、人々にその重要性をアピールする必要がある。

実際河川において砂礫波の存在とその伝播を見抜くためには、砂礫堆の前進が河道の屈曲によって阻止されているような山間地河道が適当であろう。風化や破碎・磨耗作用に対して抵抗性が高い砂礫からなる河川であれば、なお好ましい。水に溶けやすく、破碎・磨耗しやすい砂礫からなる川では、砂礫波は下流へ減衰してしまうと考えられるからである。

なお、川の様子を一地点で観察していたのでは、砂礫波は見えてこないであろう。実際河川では流量変化の影響があるためである。流量変化の影響を除いて砂礫波の存在を読みとるためには、川の姿の変化を上流から下流にわたってとらえることが必要である。流量変化の影響は全川の生じるからである。

### 文 献

- 眞板秀二 (1988) : 破碎帯流域における荒廃溪流の動態に関する砂防学的研究。筑波大学農林技術センター演習林報告, 4号, 21-127.
- 眞板秀二 (1989) : 大井川東河内実験溪流における渓床堆積地の動的変化。水利科学, 187 (33巻2号), 28-51.
- Dietrich, W. E., Kirchner, J. W., Ikeda, H. and Iseya, F. (1989): Sediment supply and the development of the coarse surface layer in gravel-bedded rivers. *Nature*, 340, 215-217.



- Gilbert, G. K. (1917): Hydraulic-mining debris in the Sierra Nevada. U.S. Geological Survey Professional Paper, **105**, 154 pp.
- James, L. A. (1991): Incision and morphologic evolution of an alluvial channel recovering from hydraulic mining sediment. Geological Society of America Bulletin, **103**, 723-736.
- Janda, R. J. , Nolan, K. M. , Harden, D. R. and Colman, S. M. (1975): Watershed conditions in the drainage basin of Redwood Creek, Humboldt County, California, as of 1973. U. S. Geological Survey Open-File Report, **75-568**, 266 pp.
- Knighton, A. D. (1989): River adjustment to changes in sediment load: The effects of tin mining on the Ringarooma River, Tasmania, 1875-1984. *Earth Surface Processes and Landforms*, **14**, 333-359.
- Madej, M. A. and Ozaki, V. (1996): Channel response to sediment wave propagation and movement, Redwood Creek, California, USA. *Earth Surface Processes and Landforms* (in press)
- Nakamura, F. and Maita, H. (1995): Sediment routing analyses based on chronological changes in hillslope and riverbed morphologies. *Earth Surface Processes and Landforms*, **20**, 333-346.
- Pickup, G. , Higgins, R. J. and Grant, I. (1983): Modelling sediment transport as a moving wave — the transfer and deposition of mining waste. *Journal of Hydrology*, **60**, 281-301.