

渡良瀬川下流部の河床勾配急変点付近における 河床砂礫の堆積状況

Changes in the Sedimentary Fabric of Surface Deposits
along the Lower Course of the River Watarase

小玉 芳敬*・井口 正男**

Yoshinori KODAMA and Masao INOKUCHI

I はじめに

沖積河川の中には、河床縦断勾配が急変する河川があることは、古くから知られている。本研究で取り上げた渡良瀬川もその一つである。このような勾配急変現象に関する従来の解釈は、次の二通りに大別できる。すなわち、1) 河川自体の持つ自己調節機能の結果として生じているとする考えと、2) 河川自体に原因はなく、周囲の条件によって勾配が急変するように余儀なくされているとする考えである。

1) の例として谷津 (1954) や Yatsu (1955) による研究がある。谷津は、中部日本の 9 河川について河床縦断面形と河床構成物質の粒度組成を調査した。その結果、粒度組成分布が双峰性から単峰性へと急変することと、河床勾配の急変とが非常によい対応関係を示すことを発見した。そして河床構成物質中に欠損している特定の粒径に対応する部分の勾配が、河床縦断面の中に欠如することにより、勾配急変が生じるものと解釈した。

しかしこの解釈では、粒度分布特性が急変する理由、すなわち砂礫床から砂床へ急変する理由を上げていないから現象を十分に説明しているとはいえない (吉川ほか, 1973, p.60)。

2) としては、安芸 (1951) や木下 (1961) がある。「周囲の条件」として中野 (1967) は、後氷期の海進の影響を考えた。つまり、海進極大期

以後の海退に伴って、河川は海成堆積面を砂礫で被覆しながら河道を延ばした。そのためにこの延長河川の勾配は、その上流側の河成堆積面上を流れる河川の勾配とは異なり、海成堆積面の持つ緩いものとなる。その結果勾配の急変が生じているものと解釈し、木曾川を例に上げた。

ところが渡良瀬川においては谷津 (1954) がすでに指摘しているように、河床勾配の急変は、貝塚分布で示される後氷期の海進限界よりも、さらに内陸側において生じている。つまり栃木県藤岡町付近に海進極大期の海岸線があると想定されている (中野, 1967) が、この地点よりさらに約 20km 上流側において河床勾配の急変は生じている。したがって、渡良瀬川における河床勾配の急変は中野 (1967) の指摘した「海進・海退の影響」では説明できない。

本研究の目的は、渡良瀬川下流部における河床勾配急変点を挟んだ上・下流で、何がどのように異なっているかを解明することであり、その上で河床勾配が急変する原因を探ることである。

II 渡良瀬川の概況

1) 流域の概要

渡良瀬川は、栃木県上都賀郡足尾町を源として足尾山地と赤城火山の間を南西方向に流下し、群馬県山田郡大間々町付近で流路を南東方向に変え同県桐生市・栃木県足利市等を経て茨城県古河市

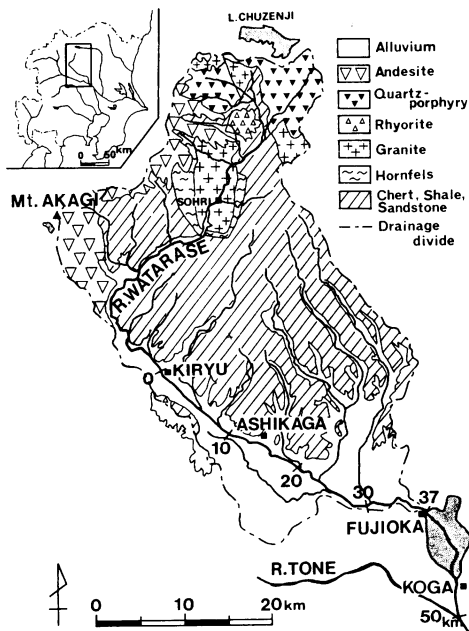
*筑波大学・院・地球科学研究科 **筑波大学地球科学系

(1986年6月16日受理)

付近で利根川に合流する。その全長約108km、流域面積約2600km²で利根川水系最大の支川である（第1図、第2図）。途中栃木県下都賀郡藤岡町において洪水調節池である渡良瀬川遊水池に入る。この藤岡町より下流の流路は、1926年に完成した藤岡の台地を横切る放水路により、人工的に流路変更させられたものであり、渡良瀬川本来の流路ではない。

上流山地の地質の概要を第1図に示す。足尾山地は中・古生界の堆積岩から成り、主にチャートと砂岩・頁岩で構成されている。沢入辺りには花崗岩の岩体が貫入して、その周辺部にはホルンフェルスが形成されている。流域西方には、安山岩が、北方には石英斑岩が分布する。渡良瀬川の河床には主にこれらの岩種の礫が存在する。なかでも花崗岩の礫は、下流に向かうにつれて急激にその大きさを減じ、足利市付近ですでにほとんど見られなくなる。

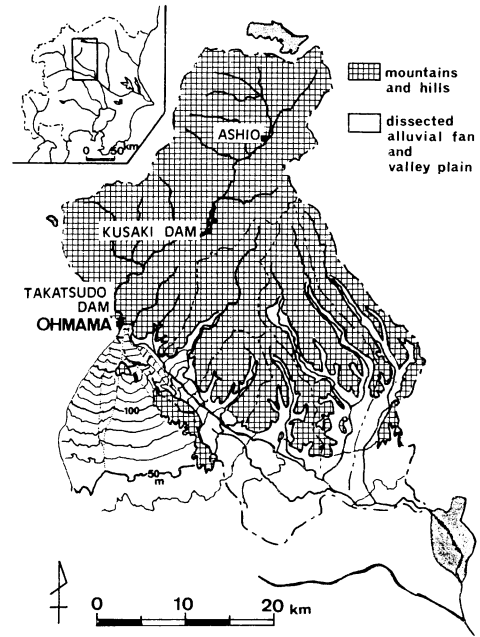
山地からの出口には、群馬県大間々町を扇頂とした半径約18kmに及ぶ扇状地が広がる（第2図）。



第1図 渡良瀬川流域の地質

現河道は扇頂部において比高30～40mの峡谷をなし、大間々扇状地の東側を足尾山地の山麓沿いに流下し、細長い渡良瀬川扇状地を形成している。そしてその下流で平野の地形は沖積低地へ漸移している。

渡良瀬川本川沿いには、最近になって2つのダムが建設された（第2図）。つまり1973年に高津



第2図 渡良瀬川流域および大間々扇状地の地形

戸ダムが、1977年に草木ダムが完成した。前者は低いダムで、1974年にはすでに満砂状態となり、その後堆砂面はほぼ平衡状態を保っていることが、ダムの堆砂状況の調査から報告されている。つまり砂礫の流下に対する抑制能力は、ほとんど喪失しているものと考えられる。後者の堆砂量は草木ダム管理所による音響測深の結果、1983年12月までの7年間で総計約200万m³（30万m³/年）と見積もられている。池田ほか（1985）の草木貯水池の堆砂に関する調査によると、その堆積物のうち80%強がシルトおよび中砂・細砂を主体とする浮遊土砂堆積物であり、掃流砂礫は年平均数万m³であるものと推定されている。

高津戸ダムにおける通過土砂量は年平均数10万 m^3 と見積もられている。このうちどれほどの量が草木ダムより上流側からの砂礫で構成されているかについては今のところ不明である。したがって草木ダムの影響がどれほど渡良瀬川下流部におよんでいるかに関しては、今後の課題である。

2) 調査区間の概況

岩盤の影響の少ない下流部の沖積河川区間が研究の対象である。つまり群馬県桐生市から下流、藤岡放水路入口までの約37km区間が調査地域である(第1図)。本研究で以後使用する「流下距離」および「地点距離」は、全て桐生市を起点としたもので利根川合流点がちょうど50.0kmとなる。

主な支川とその流入地点は、桐生川：6.0km左岸、松田川：9.1km左岸、旗川：23.4km左岸、矢場川：27.8km右岸、秋山川：30.5km左岸である。または計画高水流量は、旗川の900 m^3/sec が支川中最大である。一方、渡良瀬川本川の計画高水流量は、桐生市で3500 m^3/sec 、足利市で4000 m^3/sec 、藤岡町で4500 m^3/sec である。

3) 調査区間の河道形状

渡良瀬川も他の河川と同様に、扇状地の上を流れる網状流河道から、沖積低地の上を流れる蛇行河道への移り変わりが認められる。年次の異なる縮尺5千分の1の河道平面図(1963, 1967, 1974, 1981)および空中写真(1946~48, 1961, 1970, 1975, 1979)を参考に、野外での観察を加えて河道形状を区間毎にまとめると次のようになる。

(1) 0~5km：河床には複列の砂礫堆が形成されており、低水流は砂礫堆の低い部分を分流して流れる。砂礫堆の河道に沿う長さは、600~800mである。氾濫原と河道とを明確に区別することは容易でないが、河道幅は200~250mで、深さは1~2mと広くて浅い河道を成している。

(2) 5~11km：葉鹿橋(7.8km)および鹿島橋(10.3km)の部分で河道は狭くなり、河床低下が生じている。他の部分で河道は広く、400~600mの長さの砂礫堆が複列で形成されている。しかしその形は明瞭でない。

(3) 11~14km：約800mの長さの砂礫堆が複列

で形成されている。13kmから下流で大きく河道が湾曲して、礫からなる蛇行州が形成されている。河道幅は250m前後と広い。

(4) 14~16km：約600mの長さの砂礫堆が単列で形成されている。その砂礫堆の一部が分れ中州状になることもある。田中橋(15.2km)よりも下流側には、約300mの長さの砂礫堆が複列の状態ではばしば認められる。河道幅は100m前後である。

(5) 16~19km：岩井の狭窄部とその下流である。狭窄部では河道の深さが5~7mと深い。河岸には、火山砂やパミスを含む粘土層が露出している。これは赤城火山起源の泥流堆積物であると思われる。17.5kmよりも下流では、比高がほとんどない平らな交互砂礫堆が形成されている。河道幅は70m前後である。

(6) 19~25km：礫が河床表面に観察される最下流区間である。300~400mの長さの交互砂礫堆が形成されている。低水流が分流することは少ない。21~23kmにかけて河道平面形は大きく湾曲している。河道幅は100m前後である。

(7) 25~27km：河道は直線的で河道幅約100mである。低水時河床には、砂州が現われる。

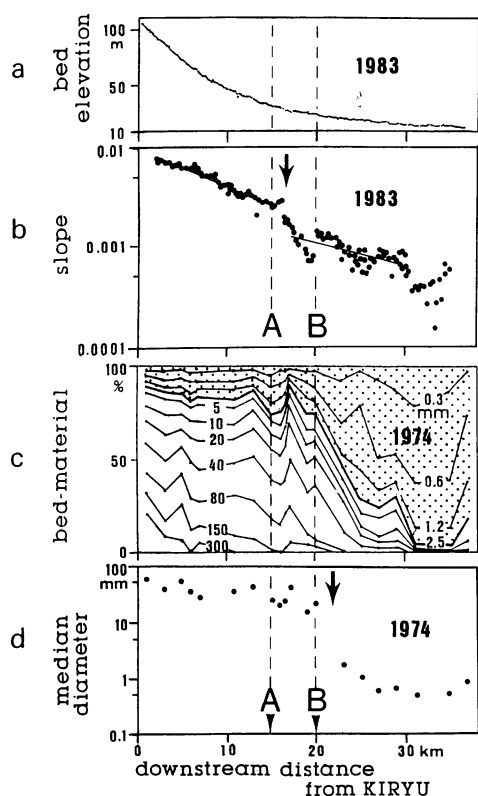
(8) 27~37km：河道幅は50~80mと狭くなり、河道の深さは5~8mと深い。そのため低水時においても河床の一部が水面上に現われることはほとんどない。河道平面形は下流に向かうにつれて蛇行振幅が大きくなる。

Ⅲ 河床勾配の急変現象

現在の渡良瀬川の河床縦断面形および河床勾配の縦断変化の状況を知るために、渡良瀬川河道特性報告書(1985)にまとめられた平均河床高度のデータのうち、最も新しい1983年度のものを用いた。この平均河床高度は、河道横断測量の結果から求められたもので江戸川中等潮位(Y. P. m)で表わされている。桐生からの流下距離で0.00~16.40km区間は200m間隔で、16.50~17.10km区間は100mおよび200m間隔で、17.25~36.50km区間は250m間隔でデータが揃っている。第3図：b

は、これらのデータを使って3.10~4.25km離れた二地点間の平均勾配を求め、各区間の中心点における河床勾配として、プロットしたものである。これは、大きなもので約800mにおよぶ砂礫堆ひとつひとつの凹凸をならした大局的な河床勾配を求めるためである。

第3図：bは、上流側の0~15kmと下流側の17~30kmで異なった二本の指数曲線に近似できる。



第3図 河床勾配および河床構成物質の縦断変化

a：河床縦断面形

b：河床勾配の縦断変化

c：河床構成物質の縦断変化

d：中央粒径の縦断変化

つまり、

上流側： $S=0.0096 e^{-0.091 \cdot L}$ ； $r=-0.969$

下流側： $S=0.0029 e^{-0.050 \cdot L}$ ； $r=-0.646$

ここで、 S ：平均河床勾配、 L ：桐生を起点した流下距離 (km)、 r ：相関係数である。

下流側で相関が悪いことの原因としては、次の

二点が考えられる。つまり、礫床区間では現在砂利採取が禁止されているが、下流の砂床区間ではいまだに現河床からサンドポンプを用いて砂の採取がなされている。そのための人的影響が一つ考えられる。また他の一つは、上流の網状流河道では河道が直線的で、河床の局所的な変動が少ないのに対して、下流の蛇行河道では河道の湾曲に伴い河床の起伏が大きくなり、その結果河床平均高度に局所的な差異が現われるための影響と考えられる。

さらに第3図：bで注目されることは、15km付近で約1/400の勾配が、わずか2km下流で約1/800の勾配へと半減することである。本論文では、この15~17kmの区間を便宜上、「勾配急変点」と称する。

この河床勾配の急変現象は、1983年度のデータに限ったことではなく、1954年以来2~3年毎にあるデータを解析してみた結果、いずれの年度においてもやはり15~17kmの区間で生じていることがわかった。

Ⅳ 河床砂礫の縦断変化と河床勾配の急変

1) 従来のサンプリング方法による、河床砂礫の粒度組成

渡良瀬川河床低下要因調査報告書(1980)にまとめられた河床材料調査のうち、河床勾配急変点の上・下流共に調査が実施された1974年度のデータを用いた。調査地域内に20箇所のデータが数km間隔である。これらのデータをもとに粒度組成および中央粒径の縦断変化図を作成した(第3図：c、d)。粒度分析は、河床表面20~30cmの厚さの砂礫を剥いで、その下の約50cm×50cm×30cmのサンプルについて行われている。

従来、河床勾配の急変は、礫床区間から砂床区間への急変点で生じるものと考えられてきた。すなわち、礫を運ぶためには、強い流体力が必要であるが、砂は弱い流体力でも運ばれるという考え方と矛盾しないために、この考えが広く一般に受け入れられてきたのである。

しかし渡良瀬川においては、第3図：b、c、

dからわかるようにこの考え方では説明できない。つまり河床構成物質の粒度組成は、20kmより下流で急激に変化して、25km地点より下流側で砂の占める割合が70%以上になる。中央粒径も20～23km区間において急変している。しかし河床勾配の急変は、これらの粒度組成の急変よりも約5km上流の礫床区間において生じている。野外調査から明らかなように、現在の河道で礫床区間から砂床区間へ変わるのは25km付近であり、勾配急変点とは一致しない。

さらに勾配が急変するすぐ上流側にあるA地点(15km)と、中央粒径が急変する上流側にあるB地点(20km)とでは、粒度組成はほとんど変わらない。このことは、実際に野外で河床表面に存在する砂礫の大きさを比べてみても確かめられた。

2) 岩種別最大礫径の縦断変化

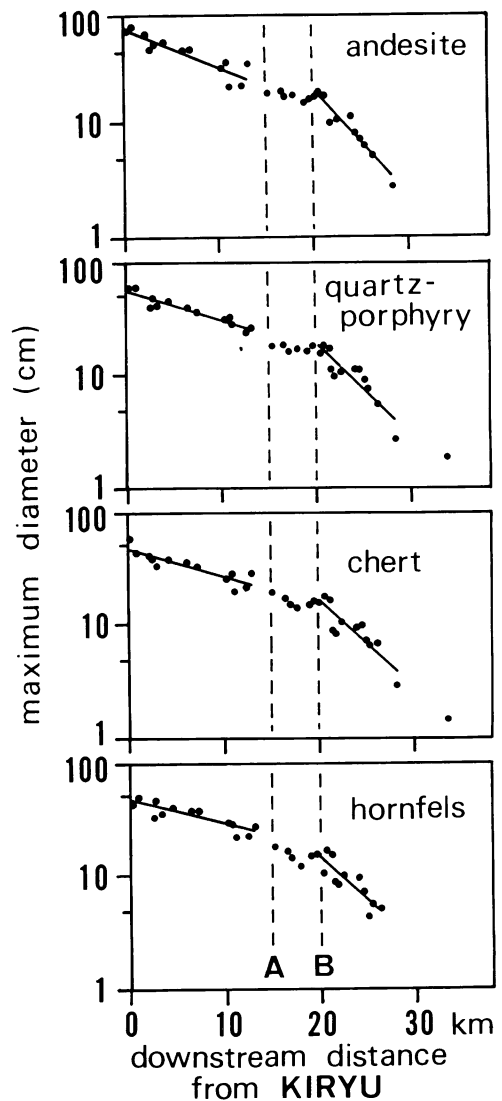
砂礫の大きさの縦断変化を知るために、現河床の表面に存在する最大礫の大きさを岩種別に調べた。すなわち、砂礫堆のなかで大きな礫が多数分布する区域を約20m×30m四方で選定し、その区域内の河床表面にある礫の中径を折れ尺を用いてcm単位で計った。そして各岩種毎に大きいほうから5個の平均値を求めて、その地点の最大礫径とした。取り扱った岩種は、安山岩・石英斑岩・チャート・ホルンフェルスの四種類である。

第4図から、四種類の岩種全てについて14kmより上流側と20kmより下流側で異なった指数曲線に回帰できることがわかる。そしてこの中間の、勾配急変点を挟む15～20kmは、礫径の変化が少ない区間である。

V 砂礫堆表面における河床砂礫の堆積状態とその平面的分布

1) 1985年7月の出水

1985年6月30日夜半に台風6号が関東地方を通過した。その影響により渡良瀬川流域では6月29日夜半から全流域で雨が降り始め、特に6月30日23～24時と7月1日3～4時に渡良瀬川上流部と支川の桐生川上流部で時間雨量20mm以上の強い雨が降った。そして流域内の各河川の水位は、7月



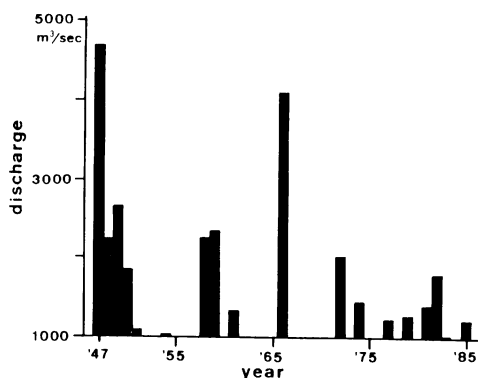
第4図 岩種別最大礫径の縦断変化

1日未明頃から急激に上昇を始めた。

勾配急変点付近の足利水位流量観測所における渡良瀬川のピーク水位は7月1日9時に2.94mであった。その時の棒浮子法による実測の平均流速は2.91m/sec、流量は1212m³/secであった。最大の支川である旗川の最大流量は、他のどの支川よりも大きく239m³/secであった。このことから考えると支川の合流に伴い、渡良瀬川の出水時の流量が、河床勾配急変点を挟む区間で急変すること

はないと言えよう。

今回の出水の規模は、第5図に示すように最近10年間の傾向では、2年に1度の割合で起こる中



第5図 足利水位流量観測所における1947年以降の年最大流量の変遷
ただし、1000m³/sec 未満の出水は省略した。

規模程度の出水で、地形形成営力として有効な出水であったと言える。実際出水後に上流から下流まで川原を歩いてみたところ次のような現象が観察された。すなわち上流の礫床区間では、砂礫堆表面に以前ついていた車の轍も消え、礫は表面の汚れがとれインブリケーションがはっきりし、場所によっては砂礫堆表面の微地形変化が確認できた。また下流の砂床区間では、砂堆の形が明瞭に

なった様子を観察できた。以上のことから今回の出水で全川の河床砂礫の移動が生じたと考えられる。

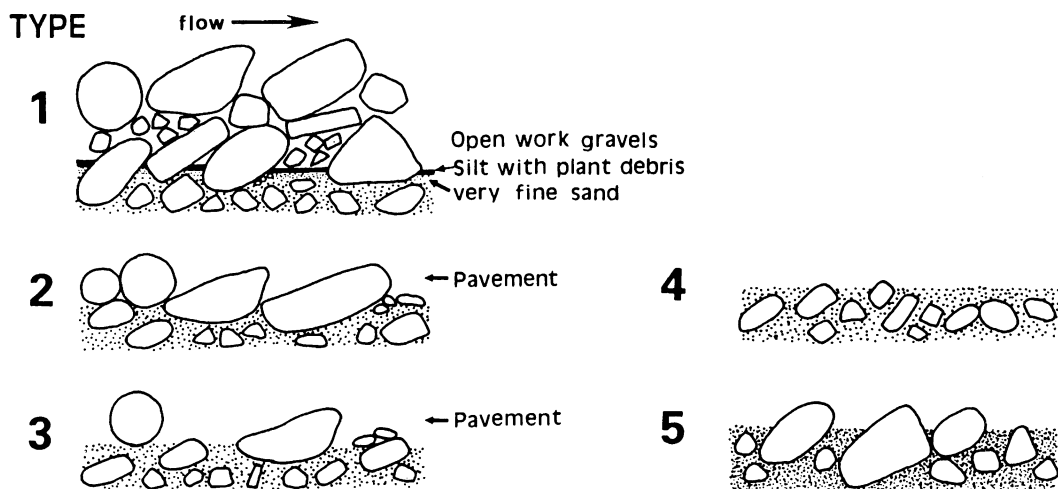
2) 砂礫の堆積状態

1985年7月の出水時にまさに移動した河床砂礫の堆積状況を砂礫堆のうち平水時に水面上に現われる部分で観察した。勾配急変点付近を中心にして、礫床区間全般にわたり観察した結果、砂礫堆表面の砂礫層の堆積状況が、勾配急変点を挟んで急変することがわかった。そこで砂礫堆表面での砂礫の堆積状態をさらに詳しく観察した結果、次の五つのタイプに分類することができた。第6図にタイプ分けした砂礫の堆積状態の模式断面を示す。

(1) TYPE 1

砂礫堆表面の礫層に印を付けて（第7図：上）、その印の付いた礫を除去しても（第7図：下）なお、礫の間隙が細粒物質で充填されていない礫のみの層が現われるもの。さらにその礫層を除去すると、初めて細粒物質によって礫の間隙が埋めつくされた砂礫層が出現する。

礫層の間隙や礫と礫の間には、出水時に運ばれて来た植物片が挟まっている。下位にある砂礫層の表面は植物片混じりのシルト層により覆われている。そしてそのすぐ下には、分級の良い極細砂



第6図 河床表面砂礫の堆積状態の模式断面図



第7図 TYPE 1の堆積状態

上：河床表面にスプレー塗料を吹きつけた様子

下：塗料が全面についた表面礫を取り除いた様子

層が圧密を受けていないフワフワの状態で、約1～2 cmの厚さで溜まっている様子がしばしば観察された。河床表面の礫層は、下位の礫層と噛み合っているために粒子抵抗が大きく極めて動きにくい。

従来、このように細粒物質が礫の間隙を埋めていない河床表面の透かし礫層は、出水時の引き水や別の小規模な出水により、礫の間隙を埋めていた細粒物質が洗い流された後の姿であると考えられてきた。そして粒度分析の際にはこの表面礫層

を除外して、その下の砂礫層をサンプリングしてきた。しかし、1985年7月出水時の堆積物と思われる植物片混じりのシルト層や、浮遊砂と考えられる極細砂層が、透かし礫層の下位に層として残っている。したがってこの堆積状態がまさに出水時の流送砂礫の状態を留めているものであり、細粒物質が洗い流された後の姿ではないものと考えられる。またシルト層および極細砂層の堆積状態から、今回の出水で移動した砂礫は、表面の礫層とその下位の礫層の一部に限られ、砂礫層の大部分は移動しなかったことが推定される。したがって掃流砂礫の粒度組成を知るためには、この透かし礫層の粒度分析をすることが重要な意味を持つものとする。

A地点付近におけるTYPE 1の分布域で1 m四方を決め、そのなかで、表面の礫層と、その直下の礫層、さらに下位の砂礫層を別々にサンプリングして各々粒度分布を調べた。なお砂礫層のサンプリングの厚さは、上位の各礫層の厚さにはほぼ等しくするように約8 cmとした。

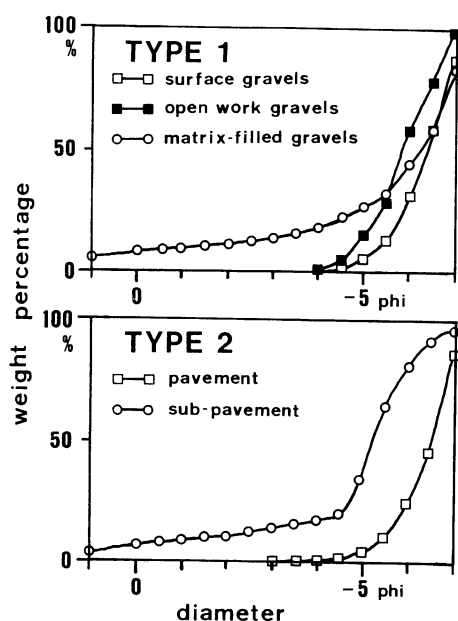
粒度分析結果を第8図に示す。上位の礫層には間隙を埋める細粒物質が全くなく、下位の砂礫層とは明らかに異なる様子がわかる。また砂礫のうち下位のものは表面の礫層よりも1ランク小さな粒径のものが卓越している。砂礫層をさらに掘り下げると、その中には表面礫とほぼ同じ大きさの礫が入っている様子が観察された。

(2) TYPE 2

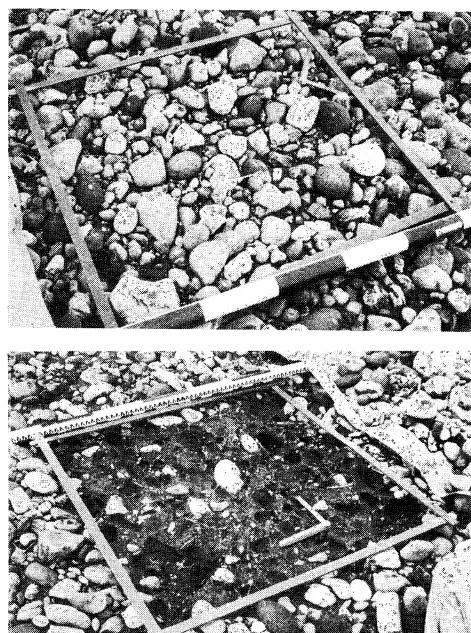
河床表面を見る限りは、TYPE 1と同じような礫であるが、その表面礫層のすぐ下には礫の間隙を砂が埋めた砂礫層が存在するもの（第9図）。表面の礫は、凹凸の少ないなめらかな砂面の上にあるため、底面との摩擦が少なく動きやすい。

TYPE 1で観察された植物片は、まれに表面礫層の礫間に挟まっている。しかし植物片混じりのシルト層は、砂礫層に半分埋まった表面礫の下にごくまれに観察されるのみであった。また極細砂層は観察されなかった。

Parker *et al.* (1982) は、混合砂礫を用いた水路実験において、このように礫が砂礫層表面に押



第8図 河床表面砂礫の粒度分析結果



第9図 TYPE 2の堆積状態
上：河床表面の様子
下：河床表面礫を取り除いた様子（1 m四方の枠を用いて、粒度分析用のサンプリングを実施しているところ）

し上げられ、突出した状態で砂と共に移動することを示した。そしてこの表層の礫を Pavement と称して、残留礫 (armour-coat) とは区別した。研究地域内で観察された TYPE 2 の表面礫は、まさに Pavement であると考えられ、シルト層や植物片がほとんど観察されないことから、出水時に頻繁に移動したと思われる。Parker *et al.* (1982) の観察結果では、個々の表面礫はときどき転動し別の表面礫と入れ替わる。しかし下位の砂礫層については、その表層部を除いた大部分は、局所洗掘が生じていない限りほとんど移動しない。砂礫堆背面の TYPE 2 の分布域においてもこれと同様な現象が生じている可能性があるが、今後の検討課題であろう。

B 地点付近における TYPE 2 の分布域で、1 m 四方を決め、表面礫層とその直下の砂礫層の粒度分布をそれぞれ調べた。砂礫層は約 8 cm の厚さでサンプリングした。その結果を第8図に示す。表面礫層に粗粒な礫が集まっている様子がわかる。しかし砂礫層をさらに掘り下げると表面礫とほぼ同じ大きさの礫が入っている様子が観察された。

(3) TYPE 3 および TYPE 4

TYPE 3 は、TYPE 2 の表面礫 (Pavement) がお互いに離れて存在する状態に相当するもの (第10図)。しかし礫の点在する密度は考慮に入れない。そのために、砂礫層の表面に礫が点在して見えるものから、河床表面礫の間から下位の砂礫層の表面が見えるものまでさまざまである。TYPE 3 の表面礫や砂礫層表面の砂粒子は、直接流水にさらされる。そのため動き易いものと考えられる。

TYPE 4 は、TYPE 2 の表面礫 (Pavement) がほとんどなくなった状態に相当し、砂のみが溜まっているかの如く見えるもの。砂の溜まっている厚さは数cmから数10cmとさまざまであるが、穴を掘ってみるとその下には砂礫層がある。砂が厚く溜まっている場所では、砂堆が形成されている場合もある。

(4) TYPE 5

TYPE 1 ~ 4 とは異なる特殊なもので、局所洗



第10図 TYPE 3 の河床表面での様子

掘域に分布する。礫間のマトリックスがち密で礫を強固に保持しており、河床面から突出した礫もしっかり固定されているもの（第11図）。このタイプの分布域では、歩いていてもレキがぐらつくことなく、他のタイプとは容易に区別がつく。

3) 各タイプの平面的分布

砂礫堆表面における砂礫の堆積状況を上流から

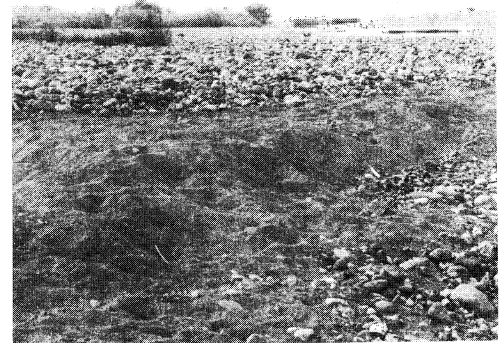


第11図 TYPE 5 の河床表面での様子

下流へ順次観察してきたところ、勾配急変点を挟んで次のような違いが認められた。つまり TYPE 1 は、勾配急変点より上流側では、砂礫堆の前縁部（第12図：上）や背面上で多々観察されるのに対して、勾配急変点より下流側では、局所的にしか観察されない。また TYPE 4 は、勾配急変点より上流側では、草などが茂ったところになかなか見られないが、勾配急変点より下流側では、砂礫堆

の最下流部に必ず観察され（第12図：下）、その面積は下流にある砂礫堆ほど広くなる。

そこで勾配急変点より上流側と下流側で、河床構成物質の粒径や河道幅がほぼ等しく、河道が直



第12図 砂礫堆前縁斜面における堆積状況の違い
上：11.5km地点、写真の右手が上流側
下：20.0km地点、上流側を見る

線的な区間においてそれぞれ砂礫堆を選び、表面砂礫の堆積状態を詳しく調べた。つまり、A地点（15km）付近とB地点（20km）の付近の砂礫堆で各タイプの平面的分布を捉え、トランシットを用いて前方交会法による平面測量を実施した。

砂礫の堆積状態の平面的分布を捉える際に、A地点では5 m間隔の格子を切り、その交点回りで砂礫の堆積状態を判断した。TYPE 1 と TYPE 2

は、河床表面で見ただけでは区別がつかないことが多いためである。B地点においては、あらかじめTYPE 1の分布する範囲を調べ、その他の部分については、河床表面の様子を肉眼で観察することにより判断し、平面的分布を捉えた。第14図と第15図にその結果を示す。

(1) 勾配急変点より上流側の砂礫堆 (A地点)

田中橋上流の右岸寄にできた単列砂礫堆の一部が、複列化して中州となった部分で調べた (第13図, 第14図)。この砂礫堆は横断方向にも縦断方向にも起伏が小さく、その表面には微地形もほとんどなく平らである。

砂礫堆の大部分をTYPE 1とTYPE 2が互いに入り組んで覆っている。そしてTYPE 1とTYPE 2が各々砂礫堆表面の45%と47%を占めている。TYPE 3は砂礫堆縁辺部に一部認められるが、TYPE 4とTYPE 5は認められない。

(2) 勾配急変点より下流側の砂礫堆 (B地点)

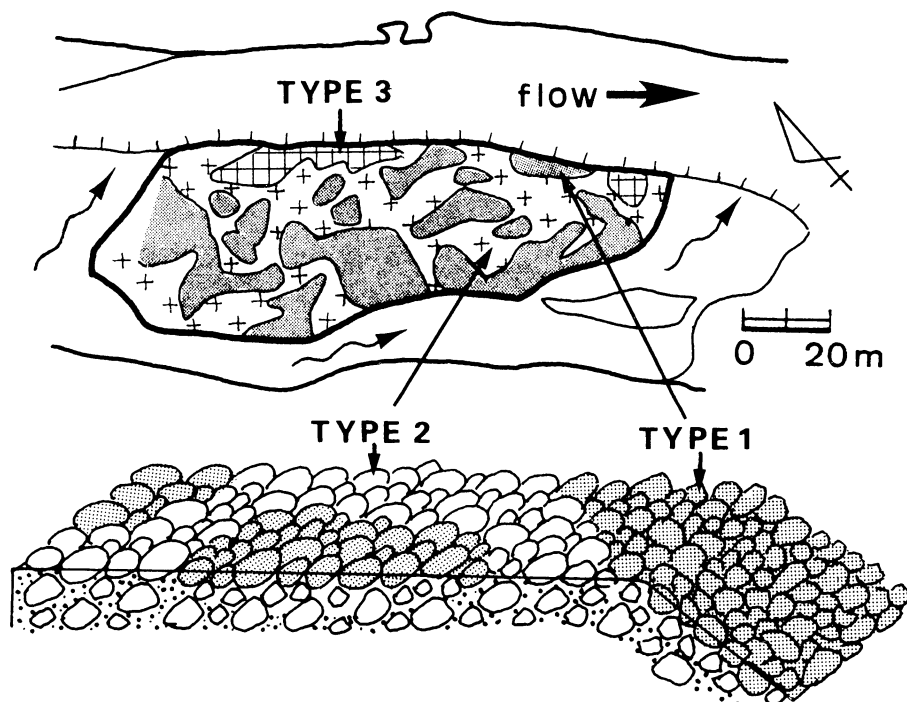
川崎橋上流の右岸寄にできた砂礫堆の一部である (第15図)。この砂礫堆の前縁斜面は比高約1.5m



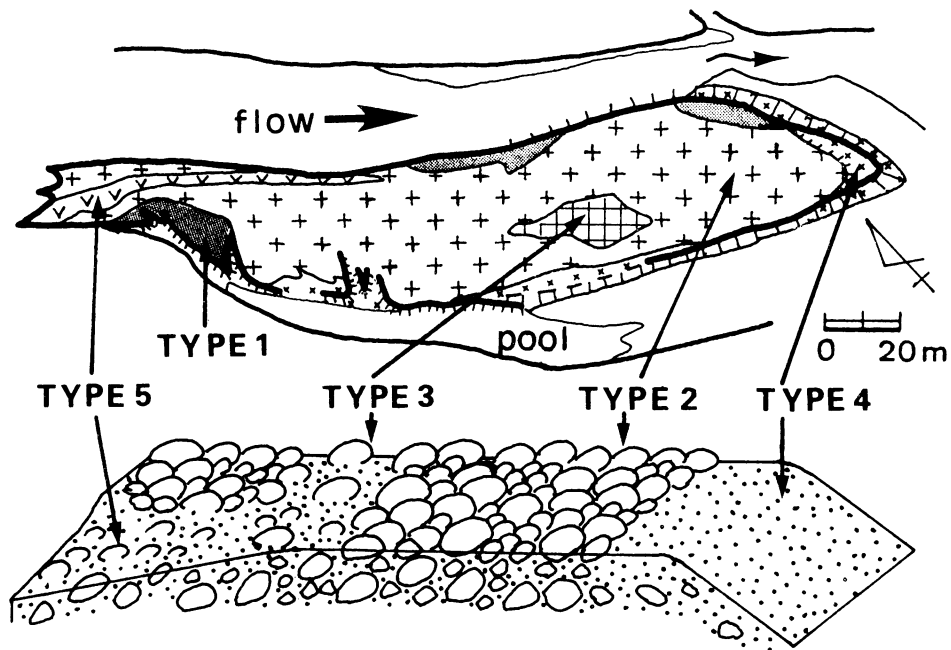
第13図 A地点の砂礫堆
田中橋(15.2km)より上流側を見る

あり、横断方向にも大きいところで約2m以上の起伏がある。砂礫堆背面の上流部には、長さ10m前後の小さな砂礫堆がいくつも形成されており、ここでの流れが右岸側に向いていたことを示す。この流れの当たる右岸寄には凹地が残し、一部に水が溜まっている。

砂礫堆背面の約70%は、TYPE 2が占めている。観察によるとこのTYPE 2の中には、TYPE 3が



第14図 A地点の砂礫堆における表面砂礫の堆積状況を示す平面図と模式化した見取り図



第15図 B地点の砂礫堆における表面砂礫の堆積状況を示す平面図と模式化した見取図

パッチ状に点在していたが、個々の面積が小さいため平面図には表わさなかった。砂礫堆背面の中央部には、TYPE 3 がまとまって存在している。TYPE 1 は砂礫堆縁辺部の一部と、上流部の小さな砂礫堆の一部にしか認められず、砂礫堆の中で占める面積でも 8 % と僅かである。砂礫堆前縁斜面のうち離水した部分には、TYPE 3 と TYPE 4 が認められる (第12図; 下)。なお右岸寄りの水が溜まっている部分とその下流前方に広がる凹地には、TYPE 4 が分布して砂堆を形成している。

Ⅵ 討 議

河床勾配急変点を挟んでその上流側と下流側とで、河床表面にある砂礫の堆積状況が急変している。つまり上流側には礫の間隙に充填物が無い透かし礫層がパッチ状に存在するが、下流側にはほとんど存在しない。かわりに下流側では、砂のみの集積した部分が現われる。

池田 (1982) は、水路実験において実験用の砂礫の混合特性を系統的に変化させ、また水理条件を変え河床形に差異を与えることにより、透かし

礫層の形成機構を調べた。その結果、透かし礫層は、強い流体力により礫の間隙から砂が取り除かれて形成されるのではなく、礫の間隙を充填するのに必要な量の砂が、礫の堆積時にその地点で不足していたために形成されるものであることを示した。そして、透かし礫層の形成にとっては、河川の掃流物質中の含砂率の小さいことが最も重要な要因であると指摘した。

池田 (1982) や Parker *et al.* (1982) の実験で観察されているように、礫の間隙に入り込んだ砂は、礫層下部に沈積して、礫により流体力から遮断されるためにそれ以上動かされなくなる。とすると A 地点において卓越していた TYPE 1 のような堆積状態は、礫の間隙を十分に埋め尽くすだけの掃流砂がないために生じていると解釈される。また第12図に示したような砂礫堆前縁部の様子の違いは、次のように解釈できる。すなわち上流側では砂が不足しているために礫のみが崩れ落ちて透かし礫層となっているのに対して、下流側では逆に礫の間隙を埋め尽くしてなお余った砂が集積していると考えられる。

上流側から下流側にかけて掃流物質中の含砂率が増える原因としては、流送途中に礫が破壊されて砂の成分が増えるとする考えと、選択運搬により下流側で砂が増えるとする考えとがあって、今のところはどちらの作用が卓越しているのかは不明である。

掃流物質中の含砂率の違いにより生じたと考えられる堆積状態の違いは、砂礫の動き易さに影響する。すなわちゴツゴツとした透かし礫層の上に礫と礫とが噛み合った状態で堆積している TYPE 1 の表面礫には粒子抵抗が大きく働いて、凹凸の少ないなめらかな砂面上にある TYPE 2 および TYPE 3 の表面礫よりも動きにくいと考えられる。

A 地点では TYPE 1 の透かし礫層の部分が砂で埋められて TYPE 2 の状態になると、表面礫は動き易くなり移動を開始する。しかし、動き始めた礫はすぐ下流側に位置する TYPE 1 の部分で礫と礫とが噛み合ってしまうと、新たに透かし礫層を形成することになる。そしてこの間隙を砂が埋め尽くすまで、礫の移動はほとんどないものと考えられる。A 地点では、このように砂礫の移動が断続的に生じていることが推定される。一方 B 地点では礫の間隙を十分に埋め尽くすだけの砂があるために、表面礫は Pavement として存在して、頻繁に移動したことが推定される。

池田 (1984) は、給砂方式による水路実験において砂礫の混合比を次第に変化させたとき、砂礫の流送状態が急変して、その結果平衡勾配も急変することを示した。つまり、礫の割合が高いときには、礫と礫とが噛み合った流送状態となり、個々の礫の移動速度は極めて遅くなり、平衡に達するには急な勾配が必要とされる。一方、砂が50%を越えると、礫が砂の上に点在した流送状態となり、個々の砂礫の移動速度は速くなり、その結果緩い勾配で安定する。TYPE 1 はまさに前者の流送状態を、TYPE 2 は後者の流送状態をそれぞれ反映した堆積状態に相当するものと思われる。

Ⅶ お わ り に

渡良瀬川下流部において河床勾配の急変は、礫床区間内で生じている。そして、河床表面砂礫の堆積状況が、河床勾配とよく対応して急変していることが判った。つまり、河床勾配急変点の上流側では表面礫がその下位の透かし礫層と噛み合っていて堆積している部分 (TYPE 1) が存在し、それが砂礫堆表面をパッチ状に覆っているのに対して、下流側では礫と礫とが噛み合っていて堆積している部分はほとんどなくなり、表面礫は礫の間隙を砂が埋め尽くした凹凸の少ない砂礫層の上に堆積している (TYPE 2 および TYPE 3)。そしてこの堆積状態の違いが、表面礫の動き易さに影響すると思われる。つまり、礫と礫とが噛み合っていて堆積している方が、なめらかな砂の面に堆積している礫よりも動きにくいのである。この違いを解消して流送砂礫の収支を合わせるための調節機能として、勾配急変が生じている可能性がある。

従来、河床表面の砂礫層はいろいろな要因で乱されていると考えられてきたが、今回その堆積状態を詳しく観察してみると、それがまさに出水時の流送砂礫の状態を反映したものであり、乱された後の姿ではないことが判った。礫床河川における河床構成物質の調査から、砂礫の動態を見抜くためには、出水時に実際に移動して、しかもその様子を留めていると思われる河床表面砂礫に注目することが重要な意味を持つと考えられる。このような河床構成物質の調査が、実際河川において行われることが当面の課題であろう。

謝 辞

地形学演習をはじめとして機会ある毎に貴重な助言を頂いた、地球科学系地形学分野の諸先生方ならびに諸先輩方に深く感謝致します。資料収集に際しては、建設省渡良瀬川工事事務所・調査課の皆様には、大変便宜をはかって頂いた。野外調査に幾度も同行して有益な助言を頂いた、地球科学系の池田宏先生ならびに水理実験センターの伊勢屋ふじこ技官に深く感謝致します。データ整理の際には、地球科学研究科の恩田裕一氏に大変お世話になった。野外調査には、地球科学研究科の辻本英和氏と自然学類の高島順子氏にも、それぞれ御協力頂いた。

記して、皆様に厚く御礼申し上げます。

文 献

- 安芸岐一 (1951) : 『河相論』岩波書店, 197 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, 8号, 1-15.
- 池田 宏・伊勢屋ふじこ・小玉芳敬・太田明雄・高島順子・宮本幸治 (1985) : 渡良瀬川の草木貯水池における堆砂の地形と堆積物. 筑波大学水理実験センター報告, 9号, 1-14.
- 建設省関東地方建設局渡良瀬川工事事務所 (1980) : 『渡良瀬川河床低下要因調査報告書』建設省関東地方建設局渡良瀬川工事事務所, 326 p.
- 建設省関東地方建設局渡良瀬川工事事務所 (1985) : 『渡良瀬川河道特性報告書 (渡良瀬川本川)』建設省関東地方建設局渡良瀬川工事事務所, 249 p.
- 建設省関東地方建設局渡良瀬川工事事務所 (1985) : 『高水速報 (台風第6号), 昭和60年7月』建設省関東地方建設局渡良瀬川工事事務所, 24 p.
- 中野尊正 (1967) : 『日本の地形』築地書館, 362 p.
- 谷津栄寿 (1954) : 平衡河川の縦断面形について. 資源科学研究所彙報, 33号, 15-24, 34号, 14-21, 35号, 1-6.
- 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, 415 p.
- Ikeda, H. (1984) : Flume experiments on the causes of superior mobility of sediment mixtures. *Ann. Rep. Inst. Geosci., Univ. of Tsukuba*, No.10, 53-56.
- Parker, G., Dhamotharan, S., Stefan, H. (1982) : Model experiments on mobile, paved gravel bed streams. *Water Resour. Res.*, **18**, 1395-1408.
- Yatsu, E. (1955) : On the longitudinal profiles of the graded river. *Trans. Amer. Geophys. Union*, **36**, 655-663.