

## 小櫃川上流域における平滑岩盤河川の 河道形状について

On the channel configuration of plane-bed bedrock channels  
on the upper Obitsu River basin

板倉 雅子\*・池田 宏\*\*

Masako ITAKURA & Hiroshi IKEDA

### I はじめに

山間地を流れる川（山川）の河相は二つに大別される。ひとつは河岸には岩盤が露出しているも河床は砂礫で覆われていて、下流の平野を流れる川（平川）と類似した川（石川）である。他のひとつは河床に礫が少なく、河岸・河床に岩盤が露出した川（岩川）である。

岩川の河床は構成岩石の違いを反映して石川より多様である。花崗岩からなる岩川河床はとくに起伏が大きい。一方、風化しやすい軟岩からなる岩川には、房総半島の清澄山付近に発して北流する小櫃川・養老川・小糸川の上流域に見られるように極端に平滑な岩盤侵食河床が発達する（写真1）。

平滑岩盤侵食河床は礫の供給が少なく、運搬される河床礫による侵食よりも河床の岩盤の風化作用が卓越する条件下で生じることが愛知県東部を流れる豊川支流の宇連川流域の調査によってすでに明らかにされている（鈴木・池田，1994）が，平滑岩盤侵食河床の形状については十分な検討はなされていない。そこで，本研究では房総半島南部の小櫃川上流部を対象として，流域面積の異なるいくつかの河川を比較することによって，岩盤侵食河床形状の成因，具体的には川幅や勾配の形成機構を考察する。

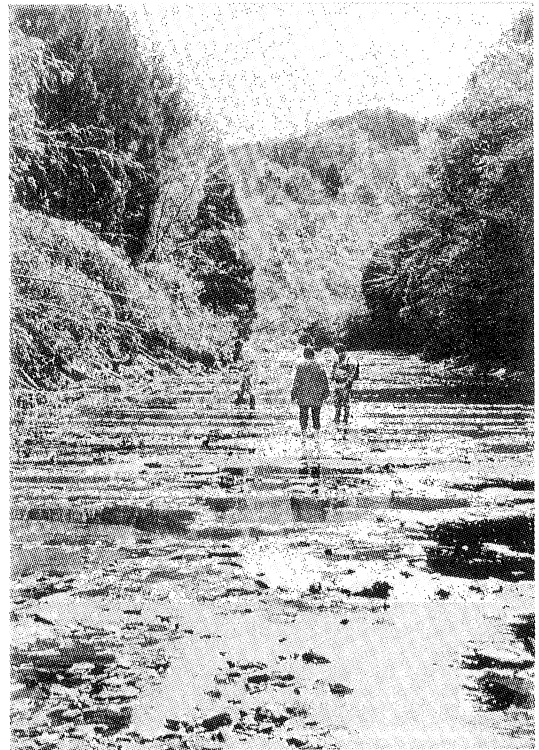
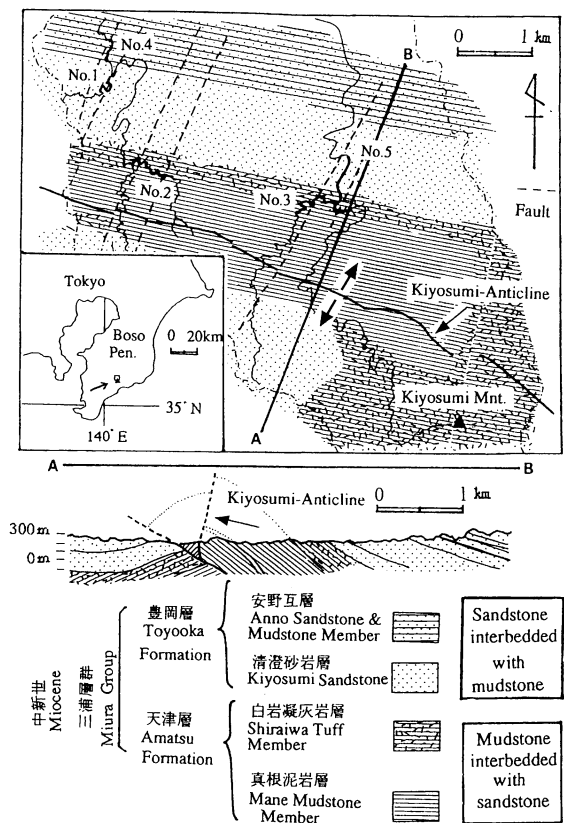


写真1 小櫃川上流の平滑岩盤河床（小櫃川本流）  
流域面積10km<sup>2</sup>，川幅16m，勾配0.008。  
川幅が一定で礫がほとんどなく勾配が一定な様子が  
見られる。河道に直角に筋のようにはいる  
線が泥岩層の突出部

\*筑波大学自然学類（現 大学院環境科学研究科）， \*\*筑波大学地球科学系



第1図 調査地域の地質

## II 調査地域の概観

### II-1 清澄山北麓の地勢と地質

房総半島の清澄山付近には標高300m前後の丘陵状の山々が連なっているが、その地形は複雑で急峻である。これはこの地域の隆起速度が大きいためと考えられる。この地域の地質は泥岩優勢砂岩泥岩互層の天津層とその上位の砂岩優勢砂岩泥岩互層の豊岡層とからなる(第1図)。いずれも中新世中期から鮮新世前期の三浦層群に属するフレッシュ型の砂泥互層である(徳橋・八田, 1982)。

天津層は岩相によって、下位の真根泥岩層と上位の白岩凝灰岩層に細分される。真根泥岩層は主に泥岩からなり、凝灰岩、砂岩の薄層を頻繁に挟む。一方白岩凝灰岩層は、スコリア質凝灰岩、凝灰岩質泥岩と泥岩の互層からなる。一方、豊岡層は下位の清澄砂岩層と上位の安野互層とに細分される。清澄砂

岩層は主に中～粗粒の砂岩で泥岩を頻繁に挟む。岩相により、下部砂岩、中部砂岩および上部砂岩優勢砂岩泥岩互層とに3分される。安野互層は泥岩と砂岩の互層からなり、凝灰岩の薄層を挟む。

地質構造は第1図に示すように、清澄山北側にW-NW-ESE方向の清澄背斜軸があり、調査地域では北に次第に緩くなる単斜構造となっている。また地層の傾斜方向と同じNNE-SSW方向の断層が地域全体に発達している。背斜軸周辺の真根泥岩層の谷は背斜構造の北落ち $30^{\circ} \sim 50^{\circ}$ の傾斜に沿う必従谷となっているが、それより上位で北にある清澄砂岩層の谷は枝分かれが多く傾斜方向と直交して東西に流れる適従谷となっている。

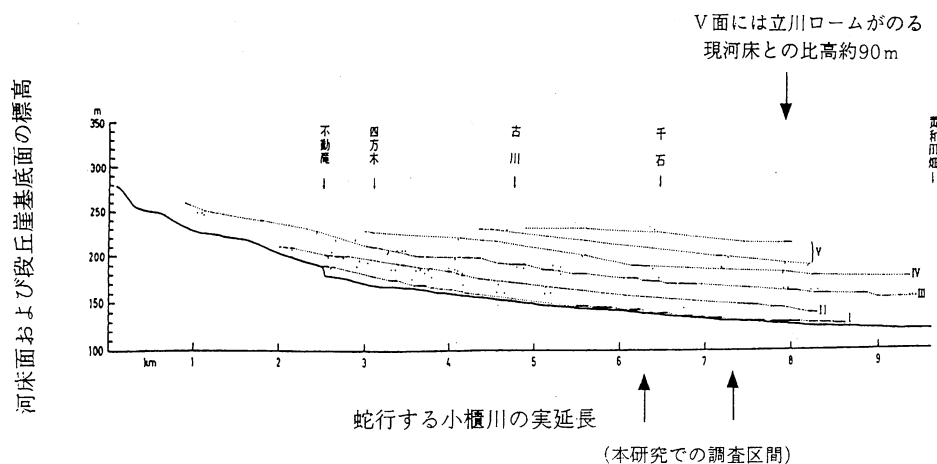
黄和田畑周辺から上流の小櫃川は名前を変えて七里川と呼ばれているが、ここでは小櫃川上流と呼ぶことにする。小櫃川上流は屈曲した河道をなして丘陵性の山地を侵食して、河岸段丘を発達させている。小櫃川上流区間内の約8kmの流域を調査地域に選定したが、この地域は東京大学農学部千葉演習林の林域でもあり、地質や河岸段丘面などが詳しく調査されている。

小櫃川上流の河岸段丘は、研究者によって異なるものの、段丘面の縦断投影図(第2図)のように、およそ5段～6段に分類されている(飯島・池谷, 1976; 白井, 1976)。これらのうちで最上位の段丘面上に立川ロームがのることからおよそ2万年前にこの段丘面が形成されたと考えられている(鹿島, 1982)。なお、小櫃川本流の現河床の縦断形は、第2図に見られるように河岸段丘面の高度から知られる昔の河床の縦断形とほぼ似通っており、小櫃川上流区間の河床は現在もほぼ安定勾配になっていると考えられる。

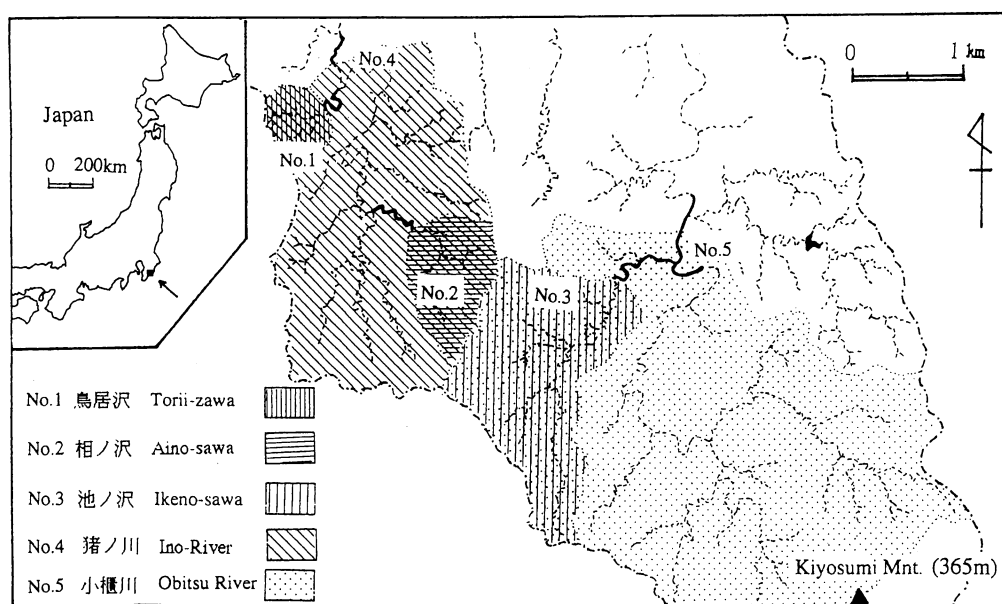
## III 調査河川の河道形状

### III-1 調査河川の概要

本研究では、小櫃川上流域に多く発達する平滑岩盤侵食河川のうち、2万5千分の1地形図(国土地理院平成4年発行、坂畑・上総中野図幅)から流域面積の異なる大小5つの河川を選び、調査対象とした(第3図)。この地域の平滑岩盤河川は次に述べるよ



第2図 小櫃川上流の河岸段丘基底高度と現河床の縦断形（飯島・池谷，1976による）



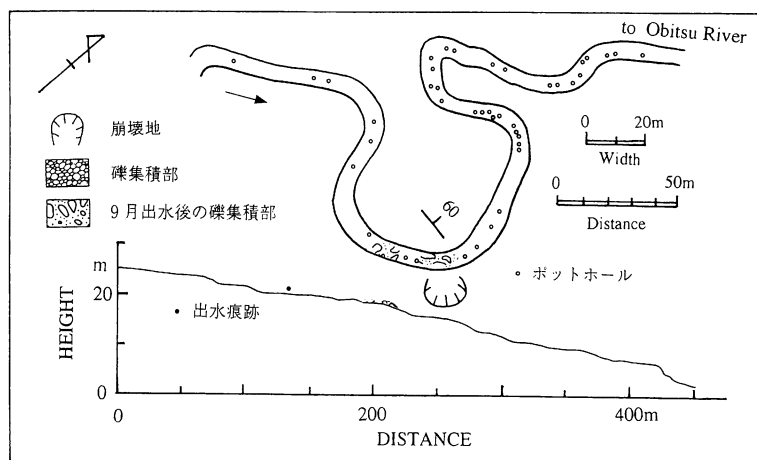
第3図 小櫃川上流域の調査河道区間とその流域

うな共通した特徴をもっている。

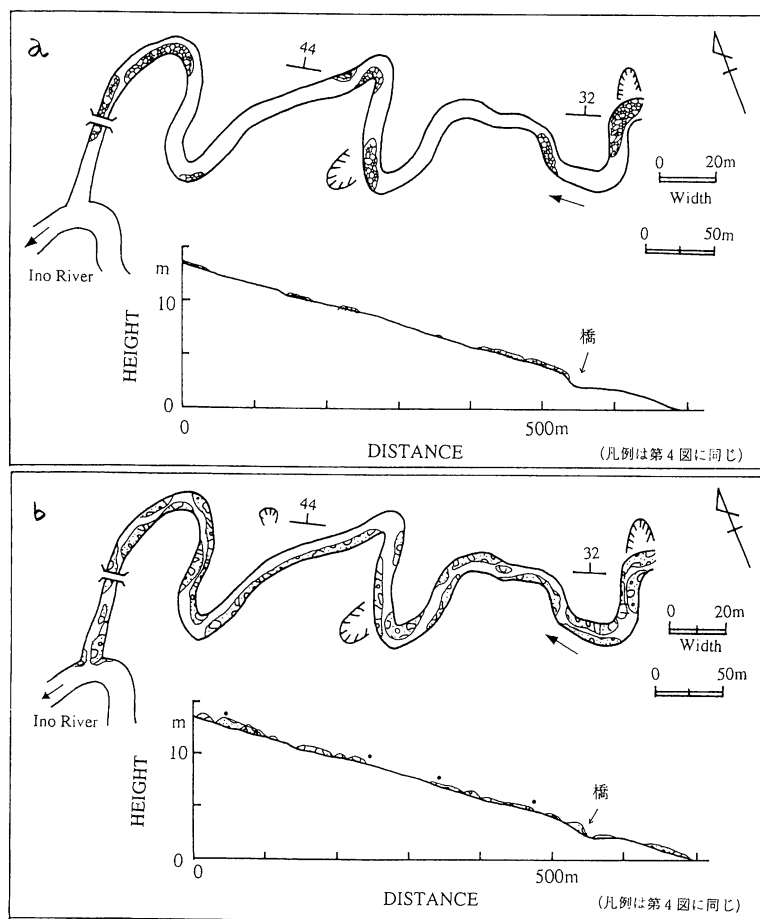
- ・河床が平滑で岩盤が露出している
- ・岩盤河床ではあるが、河床の上に薄くたまる礫の集積が局所的に見られる
- ・それぞれの川で川幅が一定である
- ・河岸が切り立ち、河床と河岸の境界に明確な傾斜の変換がある
- ・河道が地層の走向と直交する傾向がある
- ・川の屈曲部でも川幅や勾配があまり変化せず、河

床の平滑さが保たれている

そこで、これらの5つの川について第3図中に示す調査区間を選び、とくに河道が比較的直線的な部分の河道形状を調査した。川幅を実測し、オートレベルで縦断測量して河床縦断図を作成して勾配を算出した。小櫃川については横断図も作成した。また、河床形態をスケッチして平面図を作成した。小櫃川を除く鳥居沢・池ノ沢・相ノ沢・猪ノ川については出水後にたまった礫の厚さを測量し、新たに平面図

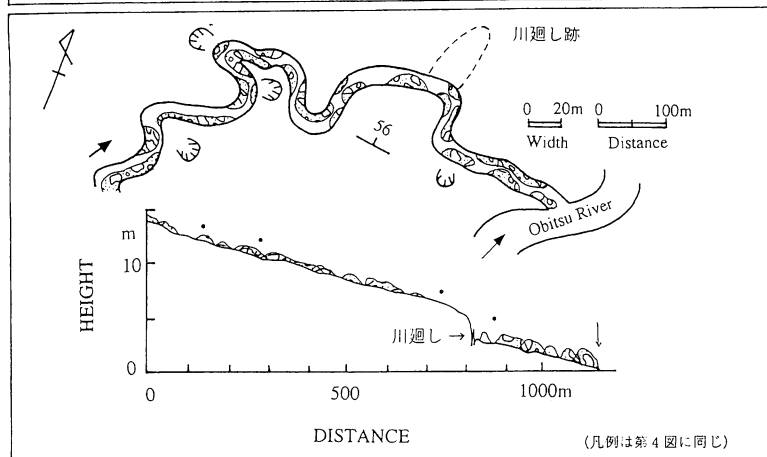
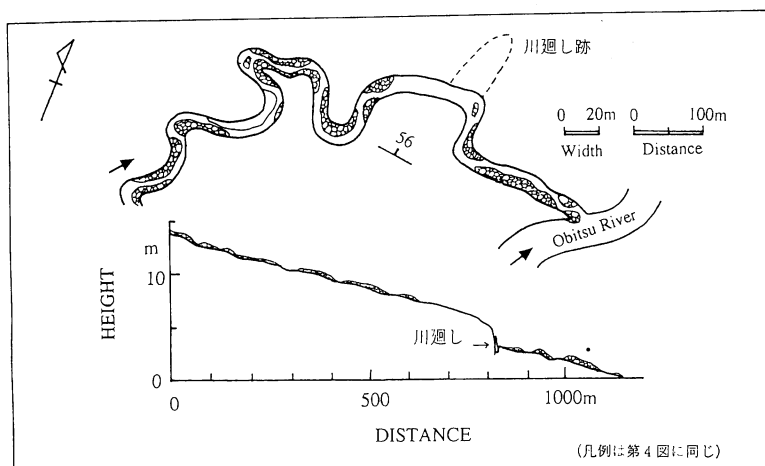


第4図 鳥居沢の河床縦断面図・平面図

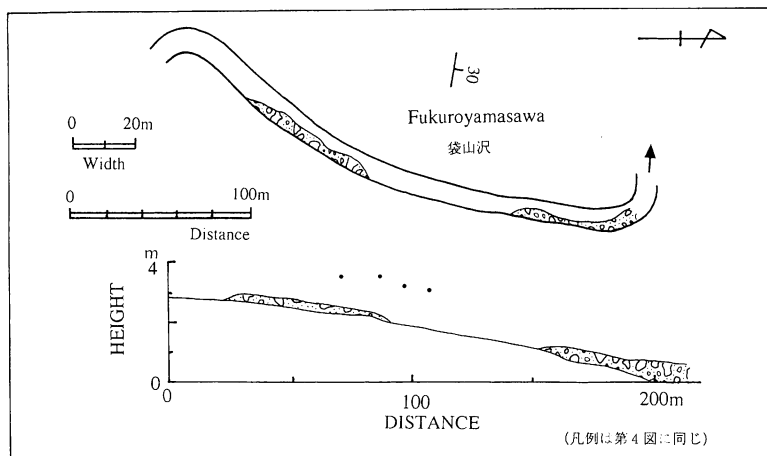


第5図 相ノ沢の河床縦断面図・平面図

a : 1996年7月出水後, b : 1996年9月出水後



第6図 池ノ沢の河床縦断面図・平面図  
a : 1996年7月出水後, b : 1996年9月出水後



第7図 猪ノ川の河床縦断面図・平面図 (1996年9月出水後)

に加えた。図の説明はIV-4にまとめて述べる。以下に流域面積の小さい方から順に、5つの調査河川についてそれぞれの川の特徴（地質、河況、崩壊数など）を述べる。

a) 鳥居沢（第4図）

小櫃川の支流である猪ノ川の支流で、戸田（1994）による岩盤河床の侵食に関する観測が実施された川である。地質は砂岩優勢の清澄砂岩層中部にあたる。約400mの調査区間にNE-EW方向に断層が走る。直線部は平滑だが、屈曲部では砂岩泥岩互層のうちの砂岩層がくぼんでポットホールが形成され、急勾配のステップ・プール河床になっている。流域面積は0.3km<sup>2</sup>、川幅3m、勾配は0.03。これより川幅の大きい他の川では、このような屈曲部でのポットホール形成や急勾配はほとんど見られない。急勾配の岩盤侵食河床にはこのような侵食形態が生じることは水路実験によっても明らかにされている（Wohl & Ikeda, 1997）。

b) 相ノ沢（第5図）

猪ノ川の支流で、鳥居沢より上流で猪ノ川に合流する。その合流点まで約700mを調査した。地質は泥岩優勢の真根泥岩層からなり、河床礫が比較的多い。調査区間に明らかな崩壊地が3カ所見られる。流域面積は0.8km<sup>2</sup>、川幅7m、勾配は0.02。相ノ沢のサイズ以上の川では、屈曲部でも川幅は一定で河床は平滑となる。

c) 池ノ沢（第6図）

小櫃川の支流で白岩橋から約400m下流で小櫃川と合流する。その合流点までの約1,100mを調査した。地質は調査区間の上半分は泥岩優勢の真根泥岩層で、下半分は凝灰岩泥岩互層の白岩凝灰岩層にあたる。小櫃川との合流点から300m上流の位置に川廻しの跡があり、およそ2.5mの段差が形成されている。川廻しとは、著しく蛇行している河道の根本を人工的につなげて流路を短くすることで、旧流路を水田などに利用するために行われた。工事はおおよそ万治年間（1658～1661年）および享保年間（1716～1736年）にかけて完工されたものといわれている（三宅, 1958）。流域面積は2km<sup>2</sup>、川幅10m、勾配は0.01。なお、調査区間に明らかな崩壊地が4カ所

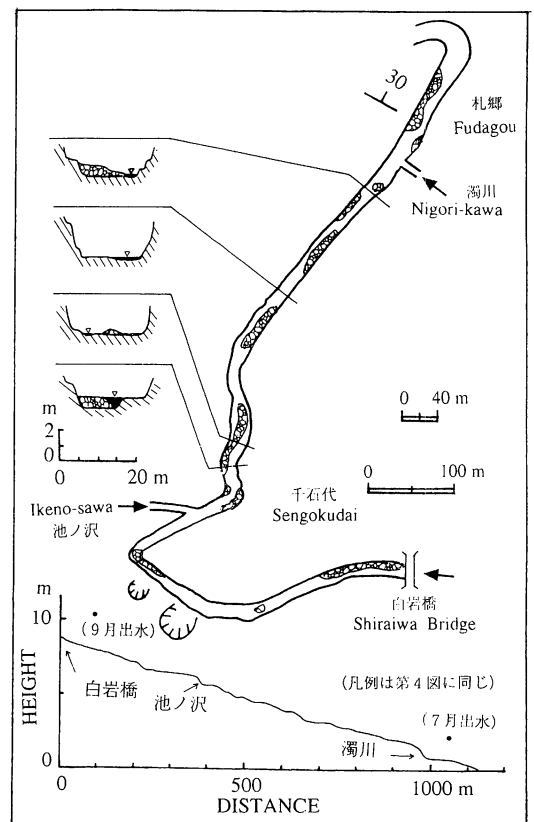
見られる。

d) 猪ノ川（第7図）

小櫃川の支流で、鳥居沢との合流点より400m程下流の直線部約200mを調査した。地質は砂岩泥岩互層の安野互層である。流域面積に比べて勾配が比較的急であるが、それは調査区間の約100m下流に10mの段差の黒滝があることがではないかと思われる。流域面積は5km<sup>2</sup>、川幅14m、勾配は0.01。

e) 小櫃川（第8図）

白岩橋から下流約1,100mを調査した。地質は上流側が凝灰岩泥岩互層の白岩凝灰岩層で、下流側が清澄砂岩層下部に当たる。池ノ沢との合流点や白岩橋から下流950mにある川廻し後の濁川との合流点では河床勾配が急になり、そのような場所の周辺では屈曲部の凹岸側に向かって低くなるように河床が



第8図 小櫃川の河床縦断面図・平面図  
(1996年7月出水前)

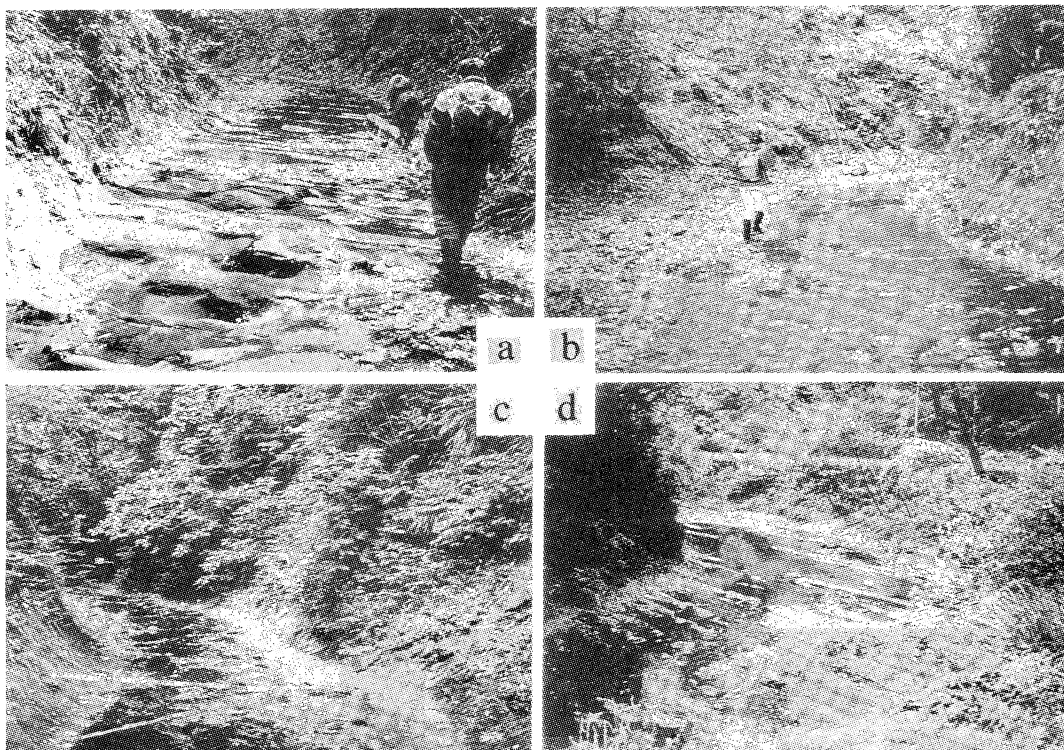


写真2 小櫃川上流の調査河川  
a : 鳥居沢, b : 相ノ沢, c : 池ノ沢, d : 猪ノ川

傾斜している屈曲部も見られ、側刻よりも下刻傾向にあることを表していると思われる。流域面積は10 km<sup>2</sup>、川幅16m、勾配は0.008。明確な崩壊地が2カ所ある。

### Ⅲ-2 5つの調査河川の河道形状

流域面積の大小に注目して選定した5つの河川の河道形状について、流域面積と川幅、勾配との関係を調べたところ次のようなことがわかった。

流域面積 $A_d$ が大きくなる(0.3~10km<sup>2</sup>)と、それに従って川幅 $W$ は大きくなり(3~16m)、勾配 $S$ は緩くなる(0.03~0.008)。それぞれは次の式で表される。

$$W = 0.006 A_d^{0.5}$$

$$S = 0.07 A_d^{0.2}$$

流域面積が増すほど平滑岩盤侵食河床の幅が大きくなり、勾配が緩くなる理由は、流域面積が大きいほど流量が増すためと考えられる。例えば流量 $Q$ は

流域面積 $A_d$ と $Q = j A_d^m$ のような一般堤な関係が知られているし、またはピーク流量 $Q_{max}$ が $Q_{max} = 0.28 f \cdot r \cdot A_d$ (ここで、 $f$ :流出係数、 $r$ :雨量強度)などで表されるからである。このことに関しては次章以降で各河川の出水時の流量を算定して、水理学的な検討を行う。

### Ⅲ-3 平滑岩盤河床の微地形

前述したように、平滑岩盤侵食河川は地層の走向と直交する河道を流れる傾向がある。この地域では地層が単斜構造で北にやや急傾斜しているために、砂岩泥岩互層の各層が河床を横断する形で筋のように現れていて、この傾向を容易に認識できる。

一見すると平滑に見える河床は、詳細に見ると砂岩と泥岩の岩質の違いによる侵食の差に起因する凹凸が見られる。この地域の岩質は、宮崎県、青島の鬼の洗濯岩など他の地域の砂岩泥岩互層の凹凸とは逆に、砂岩層が未固結のために泥岩層が突出して砂

岩層がくぼむという特徴がある。泥岩と凝灰岩の互層でも、泥岩が突出し凝灰岩がくぼみ、凹凸の差は砂岩泥岩互層とあまり変わらない。

写真2に見られるように河床の凹凸の様子は、砂岩優勢の互層と泥岩優勢の互層では多少異なる。砂岩優勢互層の河床は、剥離風化をする砂岩層が広くて、突出する泥岩層が薄いために、凹凸の比高は5cm程度しかない。札幌付近の小櫃川の河床が典型的である(写真1)。泥岩優勢互層や凝灰岩泥岩互層の河床では、薄い砂岩層や凝灰岩層は地層の傾斜に沿ってある程度くぼみ、凹凸の比高は10cm前後と大きい。黒滝より上流側の猪ノ川河床にこのような河床が典型的に見られる。しかし河床の凹凸が10cmからそれ以上になると、礫がそのくぼみにたまるため、結局はこの地域の岩盤河床は地質によらずきわめて平滑である。

#### Ⅲ-4 河床礫

河床礫は泥岩礫である。この地域の泥岩は、遠洋性の泥岩とタービダイトダストと呼ばれる乱泥流による泥岩とでは割れ方が異なる(徳橋・八田, 1982)が、いずれにしても風化すると暗褐色になり風化節理が入ってサイコロ状に割れて礫になる(写真3)。この礫は、冬期、水をかけて一晩おく、ということをやると、3日から数日で割れてしまうような風化しやすい礫である。一方、砂岩は粗粒で風化すると薄く剥がれる(写真4)のみで、大きな礫にはならない。

この地域の河川の直線部の河床には、局所的には礫が3～5粒子程度の薄さで河床に集積しているところがあるが、一般的には礫は少なく岩盤が露出している。以下では、礫が集積している所を礫集積部と呼ぶことにする。礫集積部では、表面礫にインブリケーションが見られ、礫の長軸は流向に直交する傾向が強い。

河床礫について礫径と密度を測定すると共に、礫の移動限界条件を現地で計測した。具体的には、礫径は調査区間において岩盤上又は礫集積部の礫を適当に選び、それぞれの川で20個～50個の礫の長軸・中軸・短軸をノギスで測定し、中径の平均を礫径と

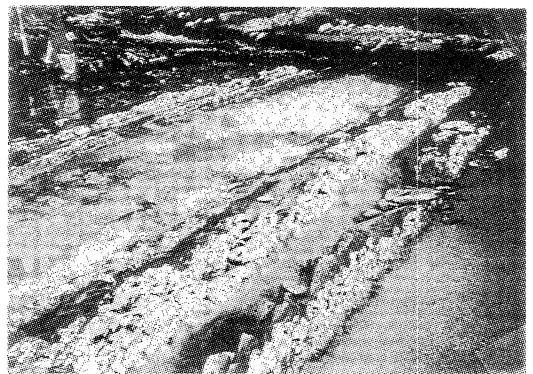


写真3 岩盤河床上に突出する泥岩層の風化の様子

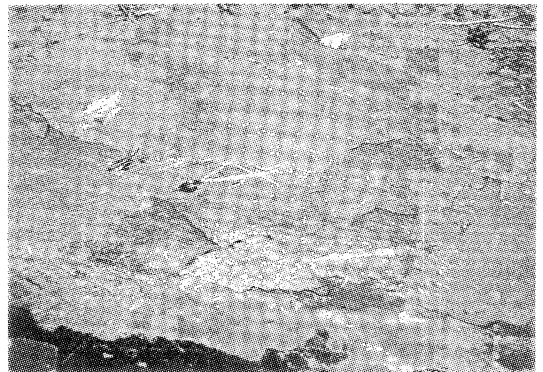


写真4 粒状に分解するか薄く剥離する砂岩層

した。礫の密度を知るために礫の重量と体積を調べた。礫の体積は、バケツに目盛りを付けそれに対応する体積を求めておいてから、現地で水と礫をいれて増えた水の分の目盛りを体積に換算して求めた。以上の結果、河床礫の平均径は8cm、比重は1.9であることがわかった。

礫の移動限界条件(静止摩擦係数)の測定を3つのケース、すなわち礫が岩盤上に点在する場合、ほぼ同じサイズの礫とかみ合っている場合、小さな礫の上に乗っている場合について行った。測定には置き針式のばねばかりを用いて、礫を一つ一つ河床に平行に引っ張ってその移動開始に要する力を測定し、それぞれの礫の重量を測定した。

その結果、静止摩擦係数は岩盤上では0.6、細粒の砂礫の上では1、そして礫の上では1.1という結果が得られた。この結果は、礫が集積していれば礫



は移動しにくい、平滑な岩盤河床上では礫集積部上よりおよそ半分の力で容易に礫が運搬されることを示している。

#### IV 1996年の出水と地形変化

本研究のための現地調査をした1996年には調査河川に台風に伴う降雨によって大小2回の出水がもたらされた。これらの出水による地形変化を観察し、また出水痕跡から出水時の水深を知って、出水時のピーク流量を計算で求め、流量と川幅、出水時の水深、勾配などとの関係を調べた。

##### IV-1 1996年7月と9月の出水

調査地域には1996年7月10日頃に台風5号の通過に伴う総雨量412mm、最大時間雨量18mmの雨が降った。9月22日には台風17号の通過に伴う403mm、最大時間雨量52mmの雨が降った（東大千葉演習林札郷における観測値）。7月の雨は1～2年の再現期間をもつ中出水を、9月の雨は100年程度の再現期間をもつ大出水を引き起こした（これらの雨の再現期間については東京大学千葉演習林の蔵治光一郎氏からの私信による）。

##### IV-2 出水痕跡

出水痕跡とは出水時のピーク水位を示す痕跡のことで、河岸に落ち葉がはき寄せられたようにたまっていたり、ある高さで草木がなぎ倒されていたり、または木の上にゴミがたまっている状況から、出水時のピーク水位がわかる。7月の中出水時の出水痕跡は2つの川について、9月の大出水時の出水痕跡は5つの川で測定した。それぞれの川の1～数個ある出水痕跡のうち、最高で、しかも水面勾配が河床勾配と変わらないような直線部の出水痕跡データを採用した。その結果、7月出水では池ノ沢で水深0.4m、小櫃川で1.0m、9月出水では鳥居沢で0.9m、相ノ沢で1.0m、池ノ沢で1.6m、猪ノ川で1.5m、小櫃川で2.0mであった。

##### IV-3 流量、流速と流域面積との関係

流量は河道の断面積×流速の計算で求められるが、

調査河川はいわゆる箱形の水路のような形状をしているため、河道の断面積を川幅 $W$ ×水深 $D$ で近似して、ピーク流量 $Q_{max}$ を、川幅 $W$ と出水時の最大水深 $D_{max}$ および流速 $V$ を用いて

$$Q_{max} = W D_{max} V \quad [m^3/s]$$

で計算して求めた。流速 $V$ は、勾配 $S$ と水深 $D$ を用いたマンニングの公式より、

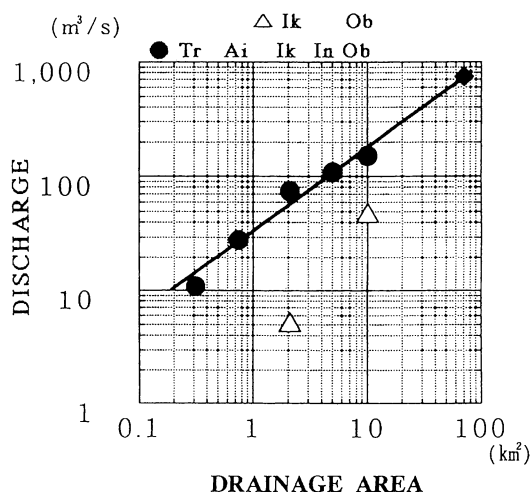
$$V = 1/n \cdot S^{1/2} \cdot D_{max}^{2/3} \quad [m/s]$$

で求めた。マンニングの粗度係数 $n$ は、河床の粗度の条件として「水平層をなさない岩盤、著しく突出を残さないように掘ったもの」にあたる0.025～0.035から、粗度係数を $n=0.03$ と仮定して代入した。

以上の計算の結果、流域面積を $X$ 軸に、ピーク流量を $Y$ 軸にとった結果を第9図に示す。参考値として、小櫃川調査区間の約20km下流にある亀山ダムで観測された1996年9月22日における最大流入量のデータを加えた。9月出水のピーク流量 $Q_{max}$ は次のように近似される。

$$Q_{max} = 0.002 A_d^{0.7}$$

この関係式は亀山ダムの観測値とも良く一致しているので、流速計算に仮定として与えたマンニングの粗



第9図 1996年7月および9月出水の最大流量と流域面積との関係

最大流量は出水痕跡から求めた水深・川幅・平均河床勾配とからマンニングの粗度係数を0.03として算出した平均流速による計算値

Tr：鳥居沢、Ai：相ノ沢、Ik：池ノ沢、In：猪ノ川、Ob：小櫃川、●は9月出水、△は7月出水

度係数  $n = 0.03$  は妥当な数値であると考えられる。ただし、7月のピーク流量については2点しかデータがないため、流域面積では表さなかった。

流速は、9月出水では流域面積によらずほぼ一定値をとり、5つの川の平均流速は  $4.8 \text{ m/s}$  であった。出水時には川によらずに流速が一定と仮定すると、7月出水時の平均流速は  $2.5 \text{ m/s}$  と推定される。

#### IV-4 7月および9月出水に伴う河道形状変化

7月出水では河床の砂礫は小さなものが多少運搬された程度で、顕著な地形変化は生じなかった。しかし、9月の台風の時には調査区間でもいくつもの崩壊が生じた。東大千葉演習林内で800ヶ所を超える崩壊が生じた1970年の台風（日本林業技術協会、1972）ほどではないにしても、今回の雨でも千葉演習林内で推定100ヶ所を超える崩壊が起こった（東京大学千葉演習林の蔵治光一郎氏からの私信）。これを反映して倒木や巨岩、川の屈曲部などの上流側に局所的に多量の礫が堆積した。ただし、そのような天然のダムのような集積部の下流側には礫が全くなく、岩盤が露出している。

たとえば、鳥居沢（第4図）では9月の雨による斜面崩壊によって落石や流木などが河床に堆積して生じた障害物の上流側に20～40cmほどの厚さで礫が堆積したが、直線部の河床には常に礫がなく、岩盤が露出していた。

相ノ沢では7月出水後に10cm程度の厚さの礫集積部があった（第5a図）が、9月出水後には礫集積部の厚さは30～70cmほどになった（第5b図）。9月の台風の降雨による崩壊が何カ所かで生じたためと考えられる。

池ノ沢でも同様の傾向があり、7月出水後は礫集積部の厚さは10cm程度であった（第6a図）が、斜面崩壊や倒木が生じた9月出水後は20～70cmの厚さになった（第6b図）。礫が厚くバーのように堆積して過去の段丘礫層と同じ高さの礫集積部が形成された地点では、外岸側が側刻されて、まさに側方侵食による段丘面の発達過程が観察された。

猪ノ川では9月出水後に観察したが、礫集積部の

厚さは20cm～50cmで、他の河川に比べて礫は少なかった（第7図）。

小櫃川では7月出水では地形変化は認められなかったが、9月出水によって池ノ沢の合流点付近などでかなりの河床礫の移動が生じた（第8図）。

なお、どの出水時においても、河床礫の集積部は変化しても、その結果として長区間についての勾配が変化するというような地形変化は生じなかった。

ここで重要なことは、礫のたまり場に礫が増加しそれだけの礫が供給され移動しているにも関わらず、直線部には礫が常にきわめて少なく、岩盤が露出していて、礫があっても動きやすいことである。従来、平滑岩盤河床が形成される理由は礫の供給量が少ないことにあると考えられている（鈴木・池田、1994）が、以上の観察結果は、礫がたとえかなり多量に供給される川でも平滑岩盤侵食河床が形成されることを示している。

#### V 実験水路における礫の運搬様式の観察

平滑岩盤河床上における出水時の礫の移動状況を推定するために、実験水路で勾配を固定して流量を変化させ、円礫（径15-20mm）の移動を観察した。実験水路には、長さ4m、幅20cm、深さ29cmのアクリル製開水路を用いた。河床には次の2つの条件、1）円礫（径10-15mm）を板に一面に貼り付けたわずかに粗度のある固定床条件と、2）円礫（径15-20mm）を水路内に5cm程度の厚さに敷き詰めた移動床条件とについて行った。観察の結果、流量に対応して礫の移動の様子に次のような違いがあることがわかった。

- 1）固定床では同じ勾配の移動床に比べて礫を流送しやすい河床状況である。出水時を想定して移動限界水深より深くなるような流量を設定して適量ずつ礫を供給しながら水を流した場合、ある程度までは礫の供給量が増えても運搬されやすく、礫は転動または躍動して掃流される。その後、減水時を想定して次第に流量を弱めていくと、河床にたまった礫の一部のみが転動するような礫の移動限界状況となる。その礫集積部は、表面礫の一部が転動していても再び流

れてきた礫がそこにとらえられたりするため、時間がたっても集積部の位置や形状に大きな変化は見られない。移動限界水深以下になるまで流量を下げると、全く礫は動かなくなる。

ここでもし、流送できないほど大量の礫を供給すると、水路内のどこかで集積が起り始め、そこに礫がひっかかるようになって礫集積部が形成される。そのまま礫の供給を続けると、河床一面に礫が集積し、移動床が形成される。反対に礫の供給が一時的であれば、生じた礫の集積部の上流側から次第に流送されて、再び固定床に戻る。

- 2) 移動床で出水時を想定した流量で適量の礫を供給すると、表面礫は躍動しつつ、掃流されていく様子が見られる。次第に流量を弱めていくと、礫の移動速度は低下して、ある水位すなわち移動限界水深を境にして礫は停止することが分かった。

なお、1), 2) で礫の供給量は適度と表現したが、例えば1) の固定床では約 $0.6\text{kg/s}$ 、2) の移動床では約 $0.3\text{kg/s}$ となる程度の量を供給した。この条件で実際河川の礫の集積状態と似通った状況が形成された。

## VI 平滑岩盤侵食河川の河道形状の成り立ち

### IV-1 流量と河道形状との関係

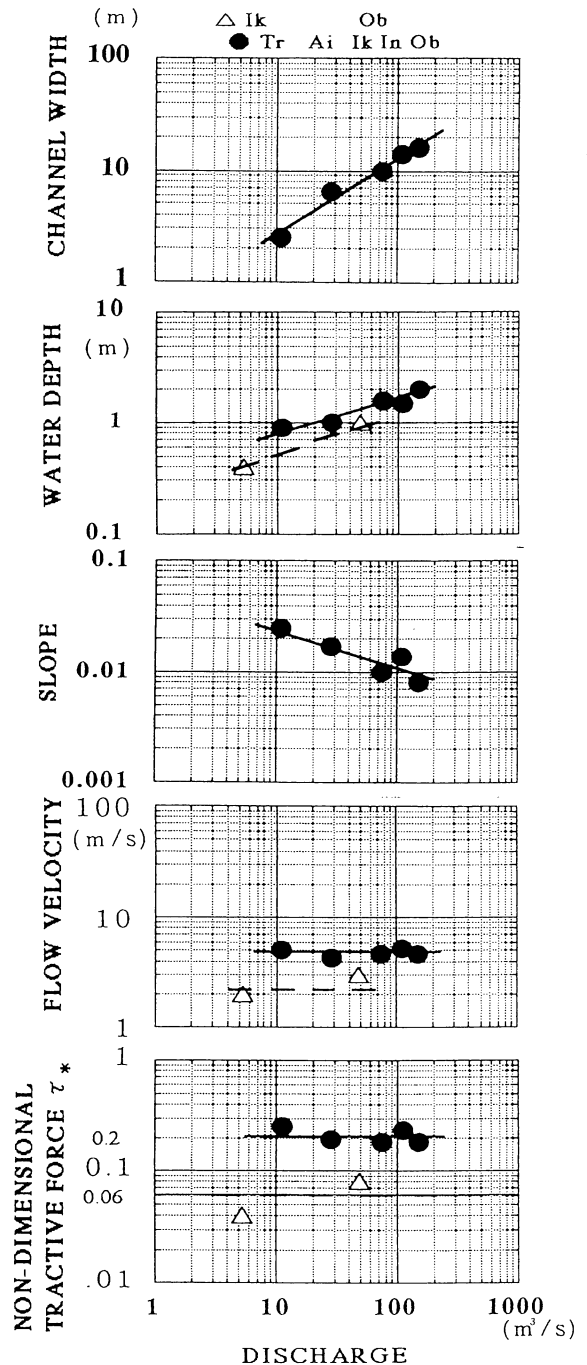
5つの調査河川区間において得られたピーク流量をX軸に、川幅、水深、流速、勾配をY軸にとったグラフを第10図に示す。平滑岩盤侵食河川の河道形状は、川幅と水深、勾配が流量のべき数で表されており、従来から沖積河川について知られている水理幾何(hydraulic geometry)が岩盤侵食河床でも成り立っており、風化作用の卓越した平滑岩盤侵食河川においても、流量が河道形状を決める支配要因であると考えられる。

河道形状の個々の値と流量との関係式を求めると次のようになる。

$$W = 0.5 Q^{0.7} \quad [\text{m}]$$

$$D = 0.2 Q_{max}^{0.3} \quad [\text{m}] \quad (7 \text{ 月出水})$$

$$D = 0.5 Q_{max}^{0.3} \quad [\text{m}] \quad (9 \text{ 月出水})$$



第10図 1996年9月出水の流量と河道形状の関係  
勾配は平均河床勾配、流速はマンニングの粗度係数を0.03として算出した平均流速、無次元掃流力は河床材料の粒径を10cm、比重を1.9とした算定値  
Tr: 鳥居沢, Ai: 相ノ沢, Ik: 池ノ沢, In: 猪ノ川, Ob: 小櫃川, ●は9月出水, △は7月出水

$$S = 0.05 Q_{\max}^{-0.3}$$

$$V = 2.5 \text{ [m/s]} \quad (7 \text{ 月出水})$$

$$V = 4.8 \text{ [m/s]} \quad (9 \text{ 月出水})$$

川幅と水深はそれぞれ流量の0.7乗、0.3乗に比例し、勾配は流量の0.3乗に反比例する。水深は2度の出水の結果を比較してどちらも同じ乗数をとっており、この地域の平滑岩盤河川の出水時の水深はほぼ流量の0.3乗となる。また、水深と勾配とは流量の乗数が0.3と-0.3であり、水深と勾配をは反比例の関係にある。なお、断面平均流速が、川の大きさによらず個々の出水については一定値をとることが注目される。

#### IV-2 出水時における河床礫の運搬

出水時に河床礫がどのように移動していたのかを推定するために、それぞれの川について掃流力を求めた。掃流力は、「流体が底面に与える剪断応力」であり、ここでは「河床にある礫を移動させる力」について表すものとする。無次元掃流力は、掃流力を礫の抵抗力で割り無次元化した値で、無次元掃流力がおよそ0.06の時に礫の移動限界条件を表すことがシールズ関数として知られている。

掃流力  $\tau$  は次の式で求められる。

$$\tau = \rho g D S \text{ [Pa]}$$

$\rho$  : 水の密度 [1,000 kg/m<sup>3</sup>],  $g$  : 重力加速度 9.8 [m/s<sup>2</sup>],  $D$  : ピーク流量時の水深,  $S$  : 勾配, である。

無次元掃流力  $\tau_*$  は次の式で求められる。

$$\begin{aligned} \tau_* &= \tau / \{(\sigma - \rho) g d\} \\ &= D S / \{(\sigma / \rho - 1) d\} \end{aligned}$$

ここで、 $\sigma / \rho$  : 礫の比重,  $d$  : 礫径 (m) である。また、礫が移動し始めるときの限界の水深、すなわち移動限界水深  $D_c$  は、礫の移動限界についての岩垣公式などから、 $\tau_{*c} = 0.06$  として無次元掃流力の式に代入して次のように求められる。

$$D_c = \{0.06 (\sigma / \rho - 1) d\} / S$$

それぞれの川の無次元掃流力と流量との関係を示す 10 d 図に示す。河床礫のサイズは似通っているため礫径 0.1 m とした。個々の出水において無次元掃流力は一定で、9 月出水では  $\tau_* = 0.2$  となり、7 月出

水では 2 点の平均をとると  $\tau_* = 0.06$  となる。この 7 月出水の値は礫の移動限界条件に相当し、礫の移動の様子がはっきりしなかったという現地での観察とも良く一致している。それに対し、実際に河床礫が移動し増加した 9 月出水では、掃流力は礫の移動限界掃流力をはるかに上回った。

1996 年 7 月および 9 月出水時における河床礫の運搬状況を V 章で述べた実験水路における礫の運搬状況の観察結果を参考にして推測すると次のようになる。

7 月出水では、礫の供給が少なく礫の移動限界水深前後となる流量のため、礫集積部に大きな変化が起こらないような流れであったであろう。

9 月出水では、移動床である礫のたまり場には河床礫が大量に増加していた。一方、岩盤が露出する直線部の固定床では礫が集積する力所もあったが、大部分は出水前と同様に岩盤が露出していた。移動床の礫の増加は、礫の供給が起こったことと増加した分の礫の量は少なくとも流送されていたことを示す。もし礫の供給に対し掃流力が追いつけないほどであったら、流送効率の良い直線部の岩盤河床も礫で覆われてしまうだろう。しかし、現実には大出水時に礫が大量に供給されても直線部は河床が露出したままである。この地域で現在供給できる礫の量は、山の形状や状態がどれだけ礫を供給できるかに関わってくる。現在の状況では移動床が形成されうる量の礫は供給されていないと考えられる。

#### IV-3 平滑岩盤侵食河川の勾配の支配要因

小櫃川上流の平滑岩盤侵食河床は河床が礫で覆われない条件下で乾湿風化や凍結作用による風化が卓越して水面すれすれの河床が生じることによって維持されていると考えられる。この状態では河床はもっぱらその場所で削剥されるばかりであり、掘削蛇行は発達しても広い氾濫原は形成されそうにはない。

しかし、小櫃川上流には、前述したように数段の河岸段丘面が発達しており、河床が礫床になって河道の側方移動が盛んに行われた時期が 2,000～3,000 年に一回は繰り返されてきたことを示している。小櫃川上流の河床が全体として河床礫で覆われて、石

川の状態になるのは、どのようなことによるのであろうか。もしかすると地震によるのかもしれない。

これはともかくとして、平滑岩盤侵食河床の勾配は河床が現在のように岩川の状況ではなく、河床全面に礫が堆積してバーが生じている石川の状況で決定されるのではないか。河床低下速度が主として風化作用によって支配されるとすれば、岩川の平均河床勾配には石川時代の勾配が保存されと考えられるからである。調査地域の河川においては、毎年生じるような（再現期間1～2年の）出水時の流れが河床礫の移動限界にほぼ等しい掃流力をもっているということは、実はそのことを示していると考えられる。

#### 謝 辞

本研究は板倉雅子による筑波大学自然科学類の卒業研究として行われた。鳥居沢で河床侵食の野外測定をされた戸田真夏さんには現地調査に際して、また資料についていろいろとご教示をいただいた。東京大学農学部千葉演習林の蔵治光一郎さんには、現地調査に協力して頂き、また雨量確率の計算をはじめとして降雨－流出水量の関係などについてご教示をいただいた。筑波大学の地形分野の諸先生には地形学演習において有益なご助言と共に多くの討議をして頂いた。筑波大学水理実験センター準研究員の山本憲志郎さんと技官の飯島英夫さんには水路実験に際してご助力を頂き、また研究をまとめるにあたって貴重なご助言を頂いた。地球科学研究科の中野彰夫さんには現地調査をお手伝い頂いた。また地球科学研究科の宮崎 真さん、樋口篤志さん、坂井 薫さん、環境科学研究科の戸田 求さん、自然科学類の八木留美子さんには折に触れ様々なご助言を頂いた。なお、地球科学研究科の竹之内研二さんにはグラフ

の作成を手伝っていただいた。以上のような多くの方々に支えられて研究が進められたことを感謝し、御協力くださった皆様に深く御礼申し上げます。

#### 引用文献

- 飯島 東・池谷 仙之(1976)：千葉演習林の地質、演習林（東京大学）、No.20, 1-30.
- 鹿島 薫(1982)：小櫃川流域と養老川流域の更新世末期以降の地形発達史。地理学評論, 55-2, 113-129.
- 白井哲之(1976)：小櫃川沿岸の段丘地形形成に関する予察的研究。千葉大学教育学部研究紀要, 25 (1), 159-169.
- 鈴木 睦仁・池田 宏(1994)：愛知県豊川上流の乳岩川における平滑な岩盤河床の成因について。筑波大学水理実験センター報告, No.19, 45-56.
- 徳橋秀一・八田明夫(1982)：タービダイトの話(1) フリッシュ型砂泥互層のタイプと堆積環境。地質ニュース, No.334, 42-50.
- 戸田真夏(1994)：房総半島小櫃川上流の岩盤侵食－侵食に及ぼす切れ目の影響に関する野外実験。地理学評論, 67A-1, 14-25.
- 日本林業技術協会(1972)：千葉県北総地域の台風25号による森林被害状況とその対策。がけくずれ対策調査書, 39-52.
- 三宅立雄(1958)：小櫃川の穿入蛇行について。地形営力談話会報告, No.13, 18-32.
- Wohl, E. and Ikeda, H. (1997)：Experimental simulation of channel incision into a cohesive substrate at varying gradients. Geology, 25, 295-298.