

II-24 山地河川におけるステップ・プールの構造 および土砂流出

北海道大学 正 員 長谷川 和義
同 上 正 員 藤 田 睦博
同 上 正 員 山 田 正
同 上 学生員 平 野 直樹

1. はじめに

山地河川の流路形態に対して、水理学的な解析が加えられるようになったのは最近のことである。これらを通じて流路内に広く見られるステップ・プールが、流れに対する抵抗要因としても、土砂流出の調節機構としても重要な役割を果たすことが知られるようになってきた。

著者ら^{1)・4)}も、この3年間、豊平川流域に試験河川を定め、縦・横断・平面測量により、流路形態の特性を調べ、形態区分と、形成機構に関する研究を進めており、いくつかの知見を得ている。すなわち、豊平川右支川冷水沢、および、薄別川左支川小川試験地における測量結果によって、以下のような事実が知られた。

(1)河床に形成される波には、流路幅の20倍(小川で100~200m)を越える長波長のもの、幅の4~6倍(小川で30~40m)程度の中規模波長のもの(昨年³⁾)は、これを長波長の波と呼称した)、さらに幅の0.5~2倍(小川で3~15m)程度の短波長のものが含まれている。従来から着目されてきたいわゆるステップ・プールは、このうち短波長の波に相当するが、これを含めて各河床波がどのような形態に属するものかは十分明らかではない。

(2)中規模波は、流路幅の広狭変化と密接に関係しており、流路中の洪水堆積地(植生により年代が判別できる)そのものである可能性が高い。波の谷側の落ち込み部に、波高が1mを越えるステップが形成されていることが多い。

(3)谷幅の広狭変化は谷の湾曲と関連しており、曲がり部で広くなる。そこでは流路の分岐が生じている場合が多い。

(4)主流路中央に沿う表層礫径の変化は、中規模波、小規模波の起伏変化とよく対応しており、ステップ部で大きな粒径値を示す。また、通常のステップ高は、ステップ構成礫の短軸径の平均、ないしは表層礫短軸径の84%粒径に等しいなどである。

さて、ステップ・プールの波長が広い幅を有し、一様な形態を示さないという事実は従来からよく知られてきた。今のところ、この原因を形成流量に求めるのが通説となっているようである。すなわち、山地河川の河床波は、すべて反砂堆の形成を契機とするものと考え、流量の違いが波長の違いを生むと解釈している。^{5)・6)}

しかし、我々の調査では、(1)、(2)に指摘したごとく、形態の異なる別種の波が存在し、しかもそれらに重なりが見られるのであって、上述の解釈にはなお検討が必要に思われる。

一方、形成されたステップ・プールが土砂流出をいかように規定するかを明確にするには、①ステップの破壊条件、すなわちステップ構成礫の移動条件、②プール中の貯留土砂の量と粒度構成を知ることが不可欠である。また、③ステップの破壊前における、プールからの貯留土砂の吐き出し機構を知ることが、中流量時の土砂移動の理解のために重要であろう。

本年度は、以上の問題を解明するために、①河床波形態の確定とその形成因の推定、②プール内貯留土砂の粒度構成、に主眼をおいて調査を行うことにした。対象は小川の昨年と同一区間である。

2. 調査項目と方法

調査区間は図1に示すとおりであり、概略の様子は昨年度の報告³⁾に詳しい。調査は1986年10月8日から10日にかけて、本学防災工学研究室の全員によって次の項目と方法につき行われた。

(1)河床形態の確定のために、昨年度見落としていたと思われる短波長、低波高の波までをひろい上げる詳しい縦断測量を実施した。その標高基準点は、昨年度設けたものをそのまま利用した。

(2)典型的な大ステップと通常のステップが見られ、か

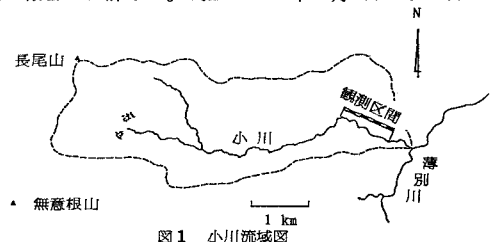


図1 小川流域図

つ河道曲がりを含み、河岸浸食が進行しているSP=940～1040の区間を選び、平板測量によって平面図を作成した。これにあたっては昨年度と同様、全ての50cm以上の表層礫をアリゲードと巻き尺によって採録し、それ以下のものはスケッチにより図化した。

(3)同一区間内で横断測量を行い、河道の断面形状を知る手掛かりを得た。

(4)貯留土砂の粒度構成を明らかにするために、プール内の土砂採取を平面採取法により計5箇所で行った。

なお、昨年の測量実施期日と、本年の測量実施期日の間に、考慮すべき降雨が一度生じている。すなわち、9月4日に小金湯において、84mmを記録している。これによる河床の変形に興味をもたれたが、①昨年度測量と距離軸の不一致をはかることが不可能なこと、②写真比較による限りステップの破壊するような大きな変動が見られないことから直接的な比較調査は行っていない。

3. 形状調査の結果と考察

3-1) 形態的特性

図2(a)は、本学砂防研究室によって1985年9月に測量された小川の流路平面図のうち、調査区間1kmを用いて、河道の主な曲がり部の頂点位置を白丸で、分岐・合流の様子を旧河道については点線、現河道については実線で表したものである。同図中には、堆積地分布図(石狩川開発建設部・1982年9月測量)を用いて測った、1986年現在で5年生および9年生の堆積地存在区間も同時に太実線で示されている。ただし、左右岸・中央による区別をおこなわず、連続して見える区間もある。なお、図(a)-(d)ともに、横軸に薄別川合流点を原点とし流路中心線に沿う距離(m)をとっている。これらの図による限り、曲がり区間と堆積区間は必ずしも一致しておらず、この種の堆積をすぐに交互砂州と特定するわけにはいかないようである。

図2(b)は、今回の縦断測量で得られた河床の高低変化図である。ただし、最小自乗法で求めた平均河床勾配をひいてある。のこぎりの刃状のひとつひとつがステップ・プールであり、観測区間に242個見いだされた。平均間隔は約4.2mとなる。この観測結果より、ステップ波長と波高のヒストグラムを求めると、図3、4のようになる。

昨年度得られたヒストグラムに比べてその分布が規則的になっているのは、測量の詳細化により河道に存在するほぼ全てのステップ・プールの網羅できたからであろう。昨年度は、十分に発達したステップ以外については除外しており、特に短い波長の波に関するデータが少なかったものと判断できる。本年度は、平均値が波高・波長ともに

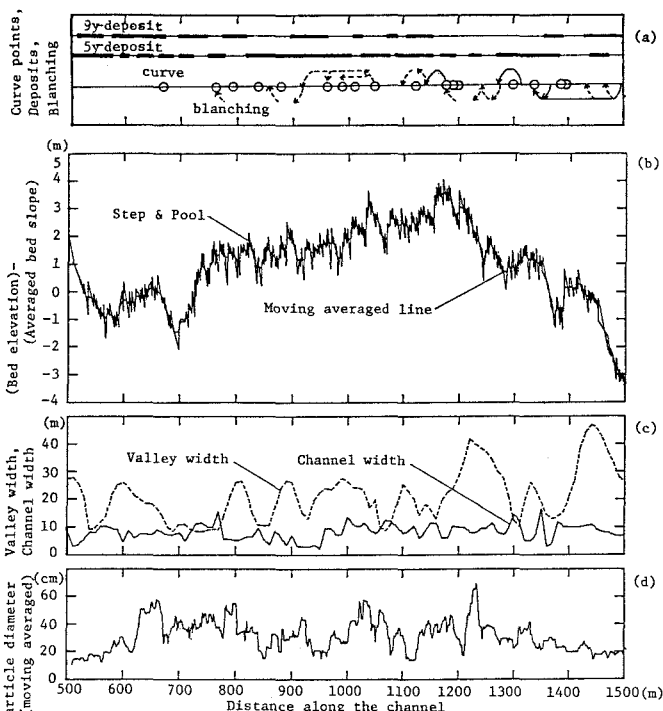


図2 (a) 流路曲がりの頂点、分岐・合流の様子、及び堆積地(5年生,9年生)の位置
(b) 平均勾配を引いた河床高の変化
(c) 谷幅、及び流路幅の流路に沿う変化
(d) 20m区間で移動平均した河床砂れき径の流路に沿う変化

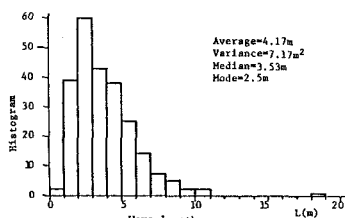


図3 ステップ波長の頻度分布

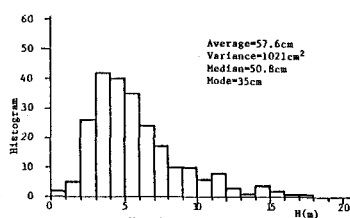


図4 ステップ波高の頻度分布

小さくなっている。しかし、両年度のデータを比較すると、距離軸の不一致によるずれが存在するものの、我々が問題としている大局的な波形にはほとんど違いを見いだせない。すなわち、縦断変化の中に40m程度の中規模波長の波が明瞭に見いだされ、その一波長ごとに大ステップが存在している。ところで、これと図2(a)を対応させてみると、大まかではあるが、曲がりの頂点付近に大ステップが形成されるように見える。すなわち、中規模の波は、河道の曲頂間の1セグメント内に収まっているものと考えられる。このことは、曲頂間の平均距離が55.6mとなり、河道が比較的直線であるSP=500～670の区間を除いた場合にはその平均が44.8m となって、中規模波の波長とだいたい一致することからも首肯しうる。

図(c)は、調査区間内の流路幅の流路に沿う変化を前出の堆積地分布図より、谷幅のそれを同じく砂防研究室の図より求めたものである。図(a)と比較すると、谷幅の広狭変化の激しい区間が流路の分岐合流区間と一致している事実など、昨年度の見解がより明瞭に裏づけられていることが分かる。図(d)は、流路に沿った河床砂礫径の変化であり、昨年度の測量結果をそのまま示したものである。図(a)との比較により分岐合流との対応を見ると、それらの生じている場所の粒径が小さくなっていることが分かる。逆に、粒径の大きくなっている点は大ステップの位置とある程度対応しているが、このことも昨年の調査結果と違いがない。

3-2) 周期河床波形の捕捉

図5は縦断波形のパワースペクトル密度を示すものである。データ長1000mに対してずらし幅を25%にとっており、データサンプリング間隔は2mで、内挿法によって補足している。分解能は1/250mである。この図から読み取れる明瞭なピーク波長の間には、ある規則性が見られる。すなわち、最短波長のピーク(4.7m)を基本波長として、その1.5倍、2倍、2.5倍・・・の位置にピークが現れている(表1)。1.5倍、2.5倍などの半整数値が出るので、基本波長をさらに半分にとると、全てのピーク(8.8m以外)は、基本波長の整数倍となる。これは注目すべき規則性と見え、昨年度のスペクトル図中には見いだせなかった性質である。このような整数倍の波長の波を形成する要因としては、唯一水面波が考えられ、その強い干涉のもとに河床波が形成されていった可能性が強い。この仮定の妥当性については後に考察を加える。

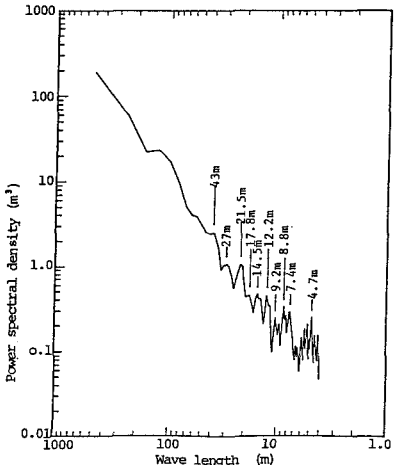


図5 縦断測量波形のパワースペクトル

n	1	1.5	-	2	2.5	3	4	4.5	6	9
4.7n	4.7	7.05	-	9.4	11.75	14.1	18.8	21.15	28.2	42.3
L(m)	4.7	7.4	8.8	9.2	12.2	14.5	17.8	21.5	27	43

表1 ピーク波長と基本波長の整数倍値の比較

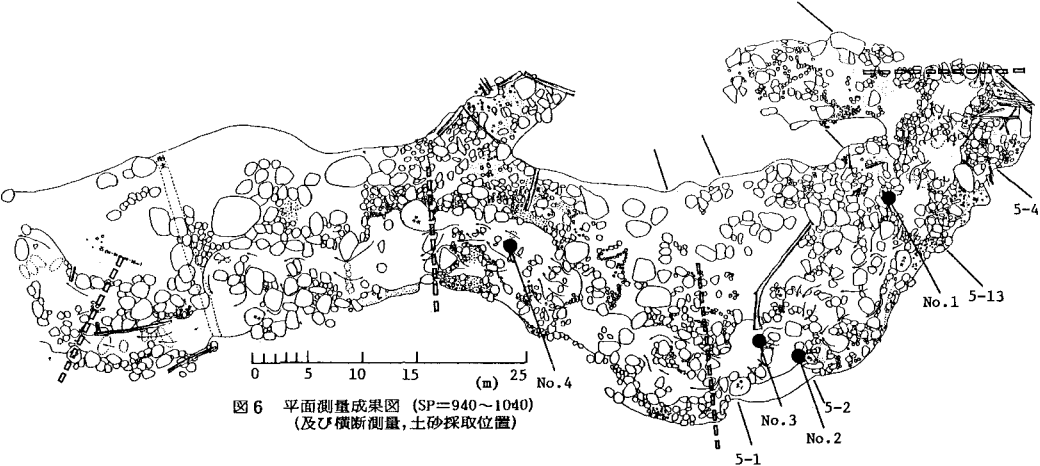


図6 平面測量成果図 (SP=940~1040) (及び横断測量, 土砂採取位置)

3-3) 平面・横断測量成果による検討

平板測量を行った成果を図6に示す。図中No.1~No.4の点は粒径調査のために土砂の平面採取を行った位置を、5-4、5-13、5-2、5-1の横断測線は横断測量を行った位置を、また白ヌギの点線は、縦断変化図で見られる大ステップの位置を示すものである。この図より明らかなように、曲がりの頂点と大ステップの位置が重なり、それらに挟まれる30~40mの区間に短波長の波(図中で確認できる最短のもの)が6~7個見られる。その平均波長は4~5mであり、スペクトルに見られた基本ピーク波長にほぼ等しい。図7は、5-4から5-1測線にかけての河道の横断形状を示すものである。図中に見られるかまぼこ状の起伏は、交互砂州においてしばしば観察されるものに近く、この区間の中規模波が、交互砂州である可能性を強めている。

4. 河床形態についての理論的考察

前述のように、河床に周期波の重なりが見られるということは、それらが水面波を主要因として形成されたことを示唆する。そのうちで最も可能性の高いことからは、3次元の定在波による起伏の誘起であろう。すなわち、射流状態で定在的に現れうる波は3次元的でなければならず、式(1)で表される。この波は式形から明らかなように、 $B/h (=n)$ をパラメータとして任意の波長を取り得る。

そこで、今までに報告されている自然河川の観測データおよび実験データ³⁾⁵⁾⁶⁾⁷⁾を用いて $B/h (=n)$ の値に注目して若干の考察を試みてみた。その結果が図8(a)および図8(b)である。図8(a)は $B/h \leq 5$ の河川および実験について、図8(b)は $5 < B/h \leq 6.3$ の河川および実験についてデータをプロットしたものである。同図中、破線で示した Fr_1' の曲線は林⁸⁾による反砂堆の形成下限値を示し、式(2)で与えられ、また、 Fr_2' の曲線は、反砂堆の形成上限値を示しており、式(3)で与えられている。すなわち、この領域内では、反砂堆が形成されうることとなる。

図8(b)の小川のデータはスペクトル・ピークより得たもので、同図の右より4.7m、7.4m、8.8m、9.2m、12.2m、14.5m、17.8m、21.5m、27mの波長の波に対応している。このうち、7.4mから17.8mまでの間に並ぶ6個のデータは B/h の約0.9の整数倍を与えたときに理論線の近傍にプロットされているようである。すなわち、 n として0.9の整数倍を与えて理論式より逆算した波長と実際のピーク波長がほぼ一致する(表2)。

$$Fr^2 = \frac{8h}{(kh)^2} \tanh \beta h$$

$$= \frac{\pi \sqrt{(h/B)^2 + (kh/\pi)^2}}{(kh)^2} \tanh \pi \sqrt{(h/B)^2 + (kh/\pi)^2} \dots (1)$$

$$Fr_1'^2 = (\tanh kh) / kh \dots (2)$$

$$Fr_2'^2 = (\cosh kh + 1) / (kh \sinh kh) \dots (3)$$

Observed λ (m)	7.4	8.8	9.2	12.2	14.5	17.8
Theoretical λ (m)	7.6 ($n=3.6$)	8.7 ($n=4.5$)	9.9 ($n=5.4$)	12.3 ($n=7.2$)	14.7 ($n=9.0$)	17.2 ($n=10.8$)

表2 n に0.9の整数倍を与えた時の波長 λ と実際のピーク波長との比較

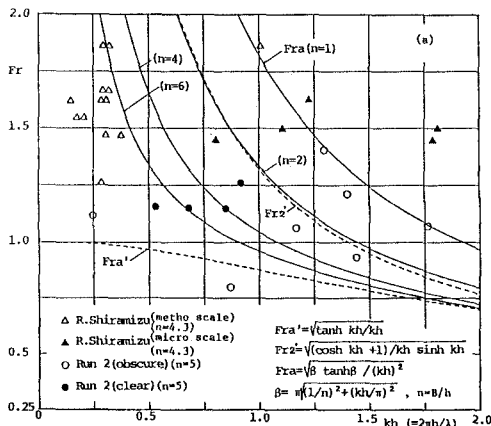


図8 (a) $Fr-kh$ 図による河床形態の検討

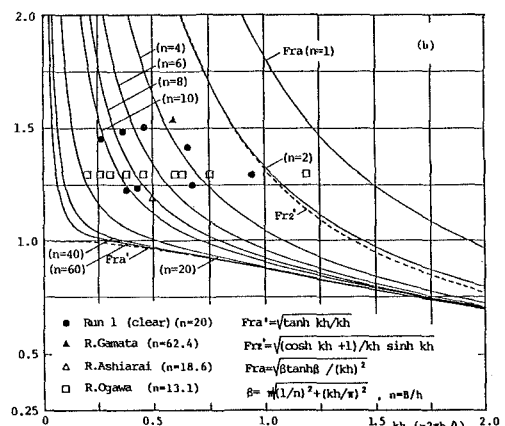


図8 (b) $Fr-kh$ 図による河床形態の検討

もちろん、大部分が反砂堆の発生領域中に含まれ、波長の短い反砂堆が、小流量時に形成されたものとも解釈しうるが、その場合の難点はある波長の整数倍をとることが生じないことである。

定在波による説明は、昨年度、河川研究室で実施された白水川のデータにもよくあてはまる。すなわち、森ら⁹⁾は白水川において著者らと同様にスケールの異なる河床波を確認しているが、反砂堆領域からはずれる短波長の波に関して、別種の河床波か、あるいは低水時の反砂堆という解釈を下している。しかし図8(a)に示されるように、短波長の河床波データは $n=1$ 近傍にプロットされ、定在波による誘起河床の可能性を示している。

図中には、芦田・江頭ら⁵⁾による実験データもあわせてプロットしてあるが、データは大部分 $n < 5$ の線上にきており、同様に定在波説と矛盾していない。

定在波による誘起河床波が存在することは従来より知られていたが、砂河床におけるそれは、減水後の調査では、一般に波高が低く、時にはほとんど消失していることが多いようである。このため、河床波としての明瞭な認識がなされずにきたきらいがあるように思われる。しかし、山地河川では、礫がその形状をステップ・プールとして明瞭に保存するものと考えられる。ただ、水面波の存在のみでは河床波の成長は保証されないはずであり、今後、砂礫の移動による同調機構を解明することが重要であろう。

さて、小川や白水川で見られる中規模の40m程度の波をも定在波と見るには難がある。曲がり部との対応や横断形の類似により交互砂州の可能性が高い。そこで、黒木ら¹⁰⁾による砂州の発生領域の区分図を用いて、これらの河床形態を検討してみる。なお、小川については、流路幅を狭窄部($B/h=13.1$)と、本年度の平面図測量箇所($B/h=24.1$)の2箇所から求め、それぞれプロットした。図9、は領域区分を示すものであり、白水、蒲田、小川狭窄部以外のデータは交互砂州の発生領域に入る。図10は砂州波長の存在範囲の理論曲線を示すが、小川の長波長の波が、やはり砂州である可能性を証している。これらをあわせて考えれば、山地河川においては、曲がりによって区切られる中規模な波長をもつ交互砂州上に、定在波による整数倍の長さを持つ短波長の波群が存在していると言えそうである。ただし、谷幅が狭く B/h が10を越えない白水川のような測定箇所では、砂州は生じ難く、反砂堆が成長するものと判断できる。

短波長の定在波が流路の一部に連なり(しばしば線状跳水と呼ばれる)、そのもとで交互砂州や反砂堆が形成される現象は、実験水路においてはよく観察される。山地河川のステップ・プールと交互砂州の共存は、この現象を大規模にし、礫によって保存したものと考えられる。

5. 粒径分布調査の結果と考察

プール中の粒度構成を見るため図5中のNo.1～No.4、およびNo.5の5点において、平面採取法によるサンプリングをおこなった。これらの採取場所は、No.1, 2, 5が流路の側岸付近であり、No.3, 4は流れの中央付近である。図11はサンプルの粒径加積曲線を示すものであるが、いくつかの特徴が分かる。まず、粒径4.0cmを境に分布が急変

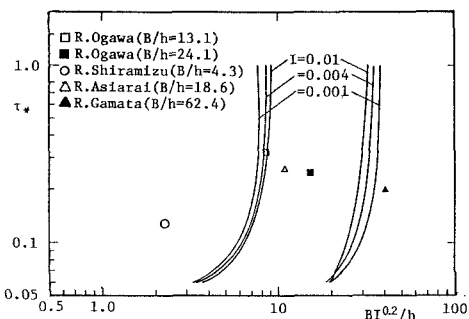


図9 砂州の発生領域区分図による河床形態の検討

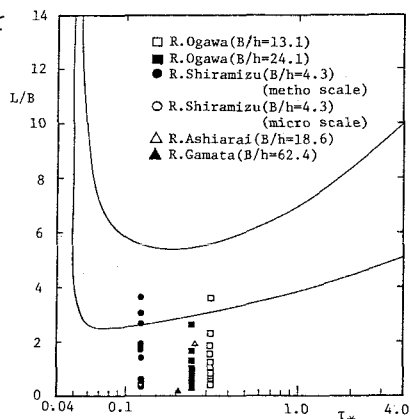


図10 無次元砂州長の変化範囲図による河床形態の検討

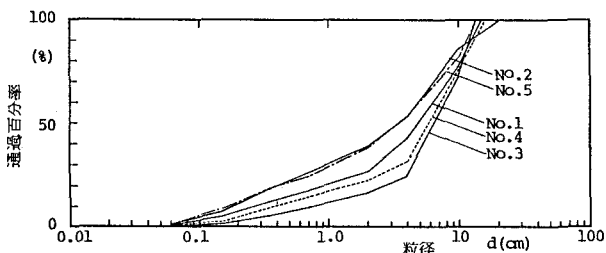


図11 粒径加積曲線

していることに気付く。次にその中でも流れの中央部から採取したNo.3, 4については、4.0cm以下の礫が少なく曲線の折れ曲がりつきつくなっている。これはプールに生じたアーミング現象の反映に他ならない。すなわち、調査中、プールの表層が4cm以上の礫に覆われ、その1~2層下に1mm以下の細砂を含む層が存在しているのが多数観察された。図中に、これらの層の存在が、折れ曲がりとして現れているわけである。流れの中央部で採取したものは、アーミングが進行しているので4cm以上の礫の占める割合が高くなっているものといえる。

これらの点から考えると、ステップ・プールから土砂が流出する条件は、第一に、その上層部のアーミング礫が動くことといえる。しかし、これらの礫もステップを構成している大径の礫によって押さえられているために、それらが移動する程度出水までは、大きな土砂流出はなく、ステップの破壊と同時にアーミングも壊れ、下層の土砂が一気に流出するものと考えられる。

6. あとがき

本研究によって山地河川に見られる2種類の波、すなわち、短波長の波と、中規模の波の性質が多少なりとも明らかになった。すなわち、理論的には不十分であるが、

1) ステップ・プールと呼ばれる短波長の波の成因としては、3次元の定在波による起伏の誘起が有力である。これ以外の成因では河床波の波長が、ある波長の整数倍をとることをうまく説明できない。

2) 中規模の河床波は、交互砂州、あるいは反砂堆によるものと考えられる。これは河道の曲がり部と大ステップの対応という自然河川の形状の調査からも、砂州の発生領域区分図による検討という理論面からも妥当である。

また、プール中の構成礫のふるい分け試験により、

3) プール底は4cm径以上の礫によってアーミングされており、それらはステップ礫によって支えられている。この層の下には1mm径以下を含む砂分が存在する。

ことが知られた。ステップ礫の移動がこれらの貯留砂礫を移動させることになる。

山地河川はその複雑な形状ゆえ、河道は数多くの制限を受けながら流れているので、実地調査と理論の展開との間には少なからぬ不一致が存在すると思われる。その壁を越えて理論を完成させるには、多くの現地観測に基くデータを得ることが不可欠であり、今後他流域の測定にも努力したい所存である。

謝辞 本研究は、文部省科研費特定研究「比較河川学の研究」(代表 岸力)による援助を受けて行われた。また、根幹をなす測量には防災研究室の全員の協力を得たほか、農学部砂防研究室から貴重な小川平面図・横断図を提供いただいた。ここに記して感謝する次第である。

参考文献

- 1) 藤田、長谷川、大貫：山地河川の流路形態に関する調査研究—豊平川上流部・冷水沢を例として—
土木学会北海道支部 論文報告集 41号(昭和59年度)Ⅱ-31 1984.2
- 2) 長谷川、藤田、大島：山地河川の流れの抵抗則に関する研究
土木学会北海道支部 論文報告集 41号(昭和59年度)Ⅱ-32 1984.2
- 3) 長谷川、藤田、新野：山地河川における流れ、流路形態と砂礫の移動
土木学会北海道支部 論文報告集 42号(昭和60年度)Ⅱ-19 1985.2
- 4) 長谷川、藤田：ステップ・プールに視点をいた山地河道の流れの抵抗
第30回水理講演会論文報告集 1986.2
- 5) 芦田、江頭、安東：階段状河床形の発達機構床形状特性、京大防災研究所年報 第27号B-2 1984.4
- 6) 芦田、江頭、沢田、西本：山地河道における階段状河床形の構造、京大防災研究所年報 第28号B-2 1985.4
- 7) 森、黒木、岸、戸嶋、谷口：山地河川における階段状河床形の分類と形成機構に関する研究
第30回水理講演会論文報告集 1986.2
- 8) 林：河川蛇行の成因についての研究、土木学会論文報告集 第180号 1970.8
- 9) 森、黒木、岸、戸嶋、谷口：白水川における階段状河床形の調査研究
土木学会北海道支部 論文報告集 42号(昭和60年度)Ⅱ-13 1985.2
- 10) 黒木、岸：中規模河床形態の領域区分に関する理論的研究、土木学会論文報告集 第342号 1984.2