

山地溪流の流路形態

沢田 豊明・高橋 保

CHANNEL PATTERNS IN MOUNTAIN BASINS

By Toyooki SAWADA and Tamotsu TAKAHASHI

Synopsis

In this paper, the characteristics of the pattern of mountain ravines, the variations of those patterns during a flood, the changes of those patterns before and after the floods are discussed. A relation between step-pool channel geometry and transport of bed sediment was clarified through observation of sediment transport and survey of channel patterns in the Ashiaridani creek (7.2km²) of the Jintsu river from 1971 to 1993.

1. はじめに

山地溪流の流路形態は土砂生産源が近いこと、生産土砂の粒径分布が広いこと、河床勾配が急であること、流量の増・減が短時間に発生することなどから非常に複雑である。また、流路形態をどのような空間的スケールで捉えるかによって、その形態も異なる。山地において生産された土砂れきは溪流を經由して下流へ輸送される。したがって、溪流の流路形態は山地における土砂輸送を支配する大きな要因になっている。

本研究は、土砂流出が著しく、種々の土砂流出形態が発生している溪流における長期の観測・調査の成果をまとめたものである。とくに、土石流の発生後の流路形成と流路の特性を明らかにするとともに、土砂輸送の場としての形状特性とその推定に関して若干の考察を行った。

2. 調査地域の概要

調査地域を含む足洗谷 (7.2 km²) は焼岳に源を有しており、土石流が多発してきた土砂流出の盛んな溪流である。この溪流において土石流の発生が記録されたのは昭和37年の焼岳火山の噴火以降である。この噴火直後、土石流は年に数回発生しているが、昭和40年代になると2～3年に一度の発生になり、昭和50年代になると3～4年に一度の発生になり、昭和63年(1988)以降、足洗谷の本川に達する土石流は観測されていない。この様に足洗谷において土石流の発生は減少し、流路形態も変化してきている。とくに、平面的に流路が安定して段丘面が侵食されなくなり、昭和63年以降の段丘堆積面にはハンの木が生育している。その中には樹齢数年で樹高が2mを超えるものもある。今後、これらの段丘堆積面を侵食するような洪水が発生しないようであれば、これらの樹木と土砂流出との新たな関係が発生するであろう。また、一時は魚が生育できなくなった言われていたが、近年、上流で放流された虹鱒や岩魚が自然繁殖していることや水性昆虫などの魚の餌も豊富に生育していることが認められる。これは溪流に安定したステップ・プール(瀬と淵)が形成されたことによるものと考えられる。

そこで、土石流が多く発生していた頃から現在まで、どのように流路形態が変化したかも含めて、その実態

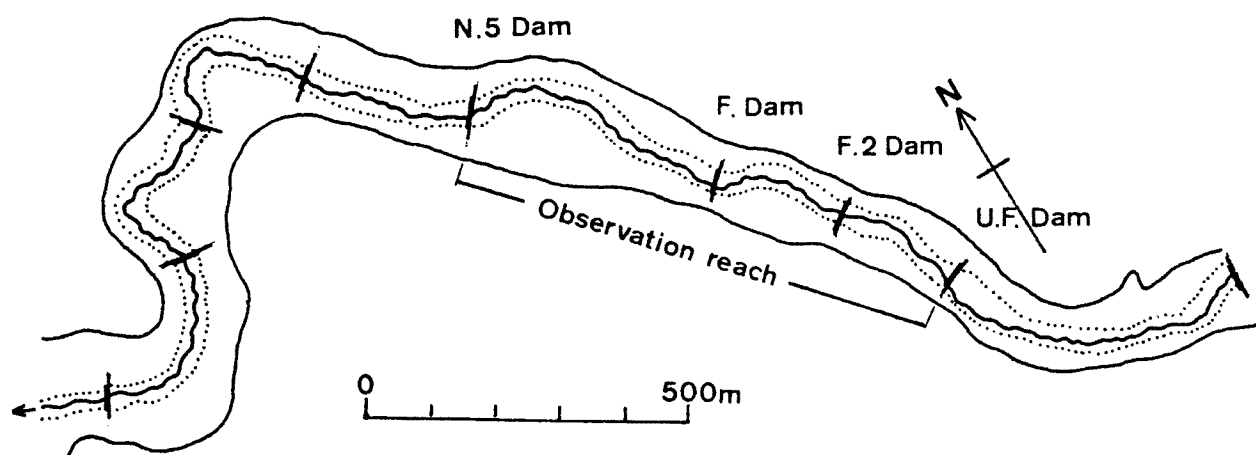


Fig. 1 Plan of the Ashiaraidani ravine and observation reach.

を明らかにする。まず、足洗谷本川の流路の平面形状についてみると、**Fig. 1**に示すように足洗谷は約1500年前に堆積した焼岳火山の火砕流・土石流堆積物（堆積層：30～40 m）を侵食して幅が150 m～200 mの谷を形成している。現在、洪水や土石流が流下して形成している流路は図中では点線で示されている部分で、その幅は20～50 mである。なお、この流路は昭和45年の航空写真に基づいて作成されたもので、この時点では図中の中尾5号砂防ダム（N.5 Dam）、深谷第二砂防ダム（F.2 Dam）は施工されていない。平水時の流路は2～4 mで実線で示されている。継続的な流路形態の調査は主として中尾5号砂防ダムと深谷上流砂防ダム（U.F. Dam）の間で行われた。

一方、上記の流路平面に対応する縦断形状は**Fig. 2**に示すように、深谷上流砂防ダムを境に流路勾配が変化している。このダムより上流では勾配が15/100であるのに対して下流側では10/100以下となっている。特に、深谷砂防ダム（F. Dam）と深谷上流砂防ダムの間では勾配が7/100となっている。この図からも明らかのように、この足洗谷において昭和30年頃から現在までに、200～400 mの間隔で砂防ダムが設置されている。足洗谷の縦断形はこれらの砂防ダムに大きく影響されている。

3. 調査結果の概要

3.1 流路の縦断形状

流路形態の調査を実施した足洗谷は砂防ダムが200m～400 mの間隔で設置されており、流路形態を検討する場合、砂防ダムの影響を考慮することが必要である。流路形態の特性は縦断形状、平面形状および流路構成材料に支配されている。そこで、中尾5号砂防ダムから深谷上流砂防ダムの間の流路の縦断形について調査結果を示す。

深谷砂防ダムと深谷上流砂防ダムの間の河床縦断の変化を**Fig. 3**に示す。この図には1971年から1993年までの縦断（最低河床高）が示されている。調査を開始した1971年の河床高は現在まで最も低い位置にある。1972年に土石流が発生し、その一部がこの区間で堆積したために深谷上流砂防ダムから下流へ約150 mの区間では約5 mの河床上昇が発生している。なお、その下流部においても2 m程度の河床の上昇が認められる。1978年以降、河床は低下傾向にあり、1980年になると、この区間の中央部で河床が最も低くなる。このような河床の低下防止と右岸の侵食防止護岸工事を前提とした低落差の深谷第2砂防ダム（F2. Dam

図中には'83 Dam と示されている) が1983年にこの区間の中央部に完成している。このダムの完成と同時に上流の約100 mの区間で河床の上昇が発生している。この区間の堆積勾配は約2/100で従来この区間では見られなかった緩い勾配が形成されている。1983年にこの地点より約1.7 km上流に土石流調節を目的とした鋼製格子ダムが完成しているが、その直後の1983年7月27日に土石流が発生しこの格子ダムを通過している。この土石流は格子ダムの直前では最大流量約30 m³/sであったが、深谷第2砂防ダムの下流約150 mの地点に設置されている観測地点では約4 m³/sの流量に減少し、流動状態も掃流状となっている。1985年にも土石流が発生しているが下流での流れは掃流状であり、これ以降、足洗谷において土石流の発生は認められていない。

つぎに、深谷砂防ダムと約400 m下流にある中尾5号砂防ダムの間の流路の縦断とその変化について見る。**Fig. 4**は1974年から1993年までの流路の縦断を示したものである。1974年の縦断において特徴的なことは中間点を境に上流側の勾配が約7/100、下流側の勾配が約10/100と大きく異なっていることである。1975年の縦断では土石流の堆積によって2 m～7 mの河床の上昇がある。この河床の上昇は元河床にほぼ平行しているが、上流部ほど上昇の程度が大きい。1974年から中尾5号砂防ダムの工事が開始されており、この工事の途中で土石流が発生して堆積が生じている。このダムは1976年に完成したが、その直後と1979年に土石流が発生し、河床は土石流の堆積によって元河床にほぼ平行に上昇している。この土石流の堆積によって流路の縦断形はほぼ直線状となる。その勾配は7/100で1979年の上流側の勾配に等しくなる。その後、1981年には流路は若干低下する。1993年になると、河床低下が進行して上流側では1975年の河床より低くなり、河床勾配も若干緩くなる。このために中間地点で河床縦断形が若干変化している。以上のように深谷砂防ダムの上流では1974年以降、中尾5号砂防ダムの上流では1979年以降、砂防ダムを基準として上流側では河床の侵食により河床が低下してダムとダムの間の平均河床勾配が緩くなっている。この様に20年程度の期間で流路縦断の変化を見ると砂防ダムが流路の縦断形に大きな役割を果たしていることが分かる。

3.2 流路の平面形状

足洗谷における流路の平面形状は**Fig. 1**に示すように、古い火砕流・土石流堆積層を侵食して形成された谷の中に形成されているために、その谷の平面形状や幅に制約されている。**Fig. 5**は深谷上流砂防ダムの下流に人工的に作られた長さが約100 mで幅が約3 mの直線流路とその後の流路変動を示している。この流路は右岸のコンクリート護岸の完成時の1982年に幅20 mの平坦な河床を約1 mの深さで掘削して作られている。この流路が作られてからの年間最大流量は2～4 m³/sであり、1993年までこの地点において

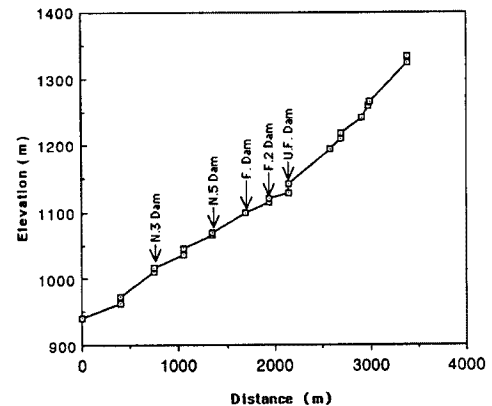


Fig. 2 The longitudinal bed profile in the Ashiaraidani channel.

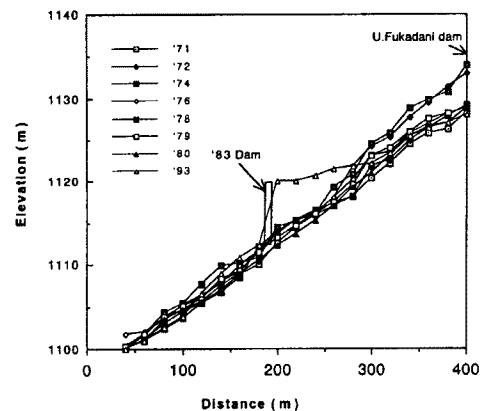


Fig. 3 The longitudinal variation of channel bed from the Fukadani dam to the Upper Fukadani dam.

土石流の堆積も通過も認められていない。Fig. 5 に示された流路は平水時 ($0.5\text{m}^3/\text{s}$) の水面幅を示しているが、洪水の発生によって次第に蛇行を開始し、その振幅も大きくなっている。流路の幅は区間全体で元の流路より大きくなっている。その流路幅の平均は約 5 m である。この調査区間の 100 m 下流に深谷第 2 砂防ダムがあるが、このダムによる土砂の堆積はこの地点まで達していない。

1987 年に深谷砂防ダムと深谷第 2 砂防ダムの間の左岸にコンクリート護岸が作られ、その工事の完成にともなって河床が全幅に平坦に敷均されている。この場合、低水路は作られなかったで最初の洪水が発生するまで水面は全面に広がっていた。この流路の形が明瞭になるのは 1990 年になってからで、平水時の水面幅は 3～5 m で、流路の最深部では元の河床から約 1 m の河床低下が生じている。

Fig. 6 は 1993 年の流路平面形状である。この図の (a) は深谷上流砂防ダムと深谷第 2 砂防ダムの間の平面形状、(b) は深谷砂防ダムと深谷第 2 砂防ダムの間の平面形状である。Fig. 6 (a) では Fig. 5 に示した流路の下流の 100 m の部分も示されている。この図の下流部 100 m は深谷第 2 ダムの堆積域で流路の蛇行波長がこの区間でそれら上流部の約半分に減少している。Fig. 6 (b) の流路の主流路は深谷第 2 砂防ダムの下流左岸よりから始まり、流下とともに右岸よりとなるが、この区間全体で見ると波長が約 50 m で蛇行している。この流路は、 $2\sim 3\text{m}^3/\text{s}$ の洪水が発生した場合、一時的に拡大したり、分岐したりしているが、洪水の終了とともに元の流路に戻り、ほぼ安定した状態にある。

4. 流路形態の特性

4.1 ステップ・プール

調査地域の流路は砂防ダム間で平均河床勾配が $1/10$ で、その河床は約 $0.1\text{mm}\sim 1\text{m}$ の範囲に広く分布する材料で構成されている。その平均粒径は 10 cm 程度であるが、河床に形成されたアーマ・コートの平均粒径は 30 cm から 40 cm である。Fig. 7 は Fig. 6(b) の $0\sim 120\text{m}$ の区間の縦断を示したもので、この図からは細部までは表現できないが、流路に形成されるステップ・プールを示している。このようなアーマ・コートやステップ・プールの発生条件について、芦田・高橋・水山の式を適用して河床材料の平均粒径 10 cm とアーマ・コートの平均粒径 30 cm の移動限界流量を求めると、それぞれ約 $0.3\text{m}^3/\text{s}$ と $1.5\text{m}^3/\text{s}$ になる。足洗谷の観測用コンクリート水路において直径 10 cm 程度のれきの移動開始が観測される流量は $1\sim 1.5\text{m}^3/\text{s}$ であり、この流量で部分的なアーマ・コートの破壊が発生するものと考えられる。なお、計算において流路幅は主流路に関するレジーム則 $B=1.2Q^{1/2}$ 、河床勾配 $I=0.05$ としている。

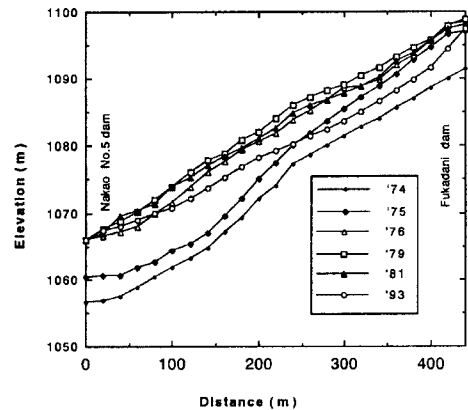


Fig. 4 The longitudinal variation of channel bed from the Nakao No. 5 dam to the Fukadani dam.

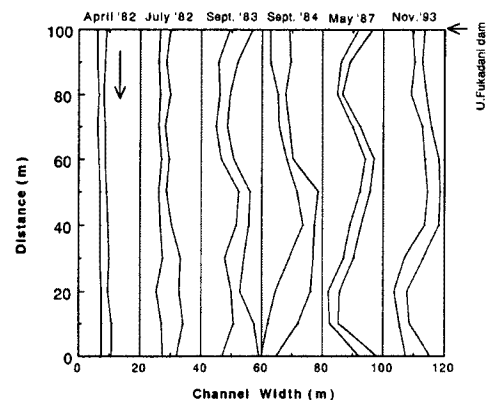


Fig. 5 The channel form variation from 1982 to 1993.

ここで対象としている流路は $3 \text{ m}^3/\text{s}$ 程度の洪水が発生した場合、上流からの流砂の一時的な堆積によって平坦河床に近づくが、洪水の終了とともに元の流路形態に戻る。したがって、平年の最大洪水流量（約 $3 \text{ m}^3/\text{s}$ ）では対象地域の流路は小規模河床形態の平坦河床・反砂堆（ステップ・プール）の領域にあるが、時間的・空間的にもステップ・プールの発生頻度が高いものとする。

4.2 蛇行特性

流路の蛇行は Fig. 1, Fig. 5 および Fig. 6 に示すように、この溪流では顕著に現われている。これらの蛇行の波長は河幅のスケールに関係しており、他の流域の資料とともに Fig. 8 にその関係が示されている。これらの蛇行波長 L と河幅 B の関係は

$$L = 10B \quad (1)$$

のように表わされる。この関係は図に示した様に波長の長い砂州などの領域まで広い範囲に適用される。式(1)において河床勾配が考慮されていないが、Fig. 6(a)に示すように、この流路において0～100 mの区間と100 m～200 mの区間で波長が大きく異なる。前者の波長が約40 mであるのに対して後者は約80 mの波長を有する。この両者の違いは河床勾配で前者が2/100であるのに対して後者が10/100となっていることである。その他、両者の流路の形成過程が異なることが考えられる。このような違いがどのような物理量に支配されているか今後詳細な検討が必要である。

一方、蛇行の振幅は時間の経過とともに変化するが、その最大幅は谷の幅に制約される。しかし、平水時の流路の場合、最大で波長の1/2程度である。ところで、河幅は厳密に見ると流量が同じ場合でも場所によって異なることが普通である。

Fig. 9は流下方向に河幅がどのように分布しているかを示したものである。この図において河幅の分布は大きく4回変化している。同様のパターンで蛇行が認められるが、これとの関係が期待される。なお、河幅 B と流量 Q との間には次のような関係が認められている。

$$B = a \cdot Q^{1/2} \quad (2)$$

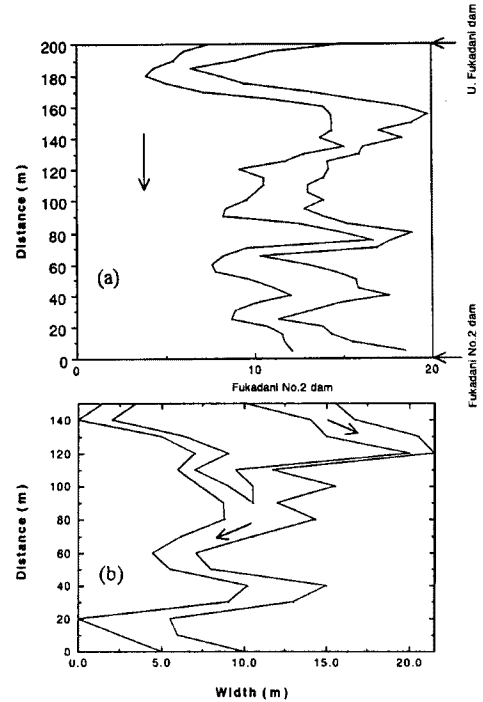


Fig. 6 Plan views of Ashiaraidani stream channel reaches from Fukadani dam to Upper Fukadani dam.

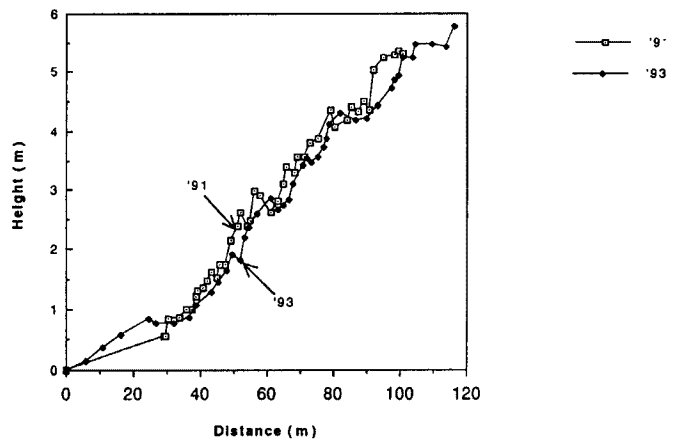


Fig. 7 Variation of the irregularity of the channel bed from 1991 to 1993.

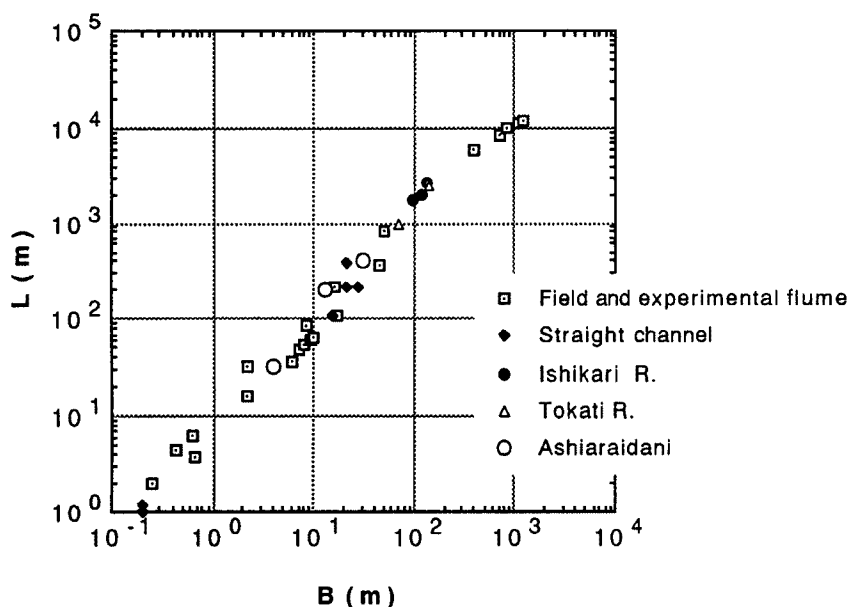


Fig. 8 Regime relationships of the channel width (B) with the length (L) of meandering.

この地域では係数 a の値は 3 から 7 である。

4.3 縦断特性

山地溪流の流路はステップ・プールが繰り返す階段状の形態を示している。足洗谷の対象流路において形成されているプールの深さの分布は Fig. 10 に示すとおりである。この図から深さが 20 cm から 30 cm のプールが多いことが分かる。この値がアーマ・コートを形成するれきの平均粒径にほぼ等しいことは、これらの河床形態の形成が同一の過程において形成されたことを示すものと考えられる。

5. 流路変動

足洗谷において、平年の洪水でも流砂が発生し、水面の拡大や古い流路の復活などによって流路は一時的に変動することが多い。溪岸からの TV カメラの映像の解析と観測用コンクリート水路を流下する砂れきの状態から、1991 年 7 月 12 日の洪水を一例に流砂量と河床形態について若干の検討を行う。7 月 12 日の 17 時 15 分から 15 分間の平均流量は約 $1.5 \text{ m}^3/\text{s}$ で平均流砂量は約 1.2 kg/s である。その 1 時間後の 18 時 15 分から 15 分間の平均流量は約 $2.5 \text{ m}^3/\text{s}$ で流砂量は約 256 kg/s である。この様に流量が $1.5 \text{ m}^3/\text{s}$ から $2.5 \text{ m}^3/\text{s}$ に増加したことによって流砂量は約 200 倍に

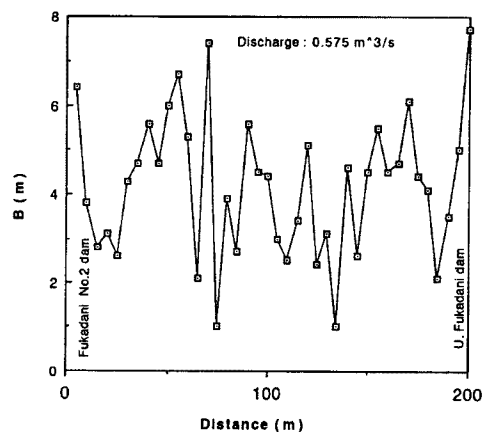


Fig. 9 Variation of the channel width in the reach from the Fukadani No.2 dam to Upper Fukadani dam.

も増加している。この流砂の状態は、前者の場合は河床にアーマ・コートが形成され、かつ上流からの流砂がない状態を示す。後者の場合は上流から流砂があり、一時的に河床のアーマ・コートが土砂に覆われ平坦河床が形成されている様子がTVカメラの映像から読み取れる。芦田・高橋・水山の流砂量式において、前者の河床に平均粒径30 cmのアーマ・コートが形成されているものとすれば、河床の土砂は移動せず、したがって、流砂は発生しない。一方、後者の河床が平均粒径10 cmの土砂によって覆われて平坦河床が形成されているとすると、計算流砂量は約100 kg/sとなり、オーダー的には観測値に近い値となる。

以上のように、山地溪流においては土砂供給源が近くにあるため、それらの流路への流入によって流路形態が急激に変化し、それに伴って流砂形態も大きく変化する。しかし、土石流などの発生がなければ、一般に洪水が終了すれば元の流路に近い形態が戻ることが明らかとなった。

6. 結 語

以上、本文において山地溪流の流路形態に関する若干の知見が述べられた。これらの内容を要約して結語とする。

- 1) 山地溪流の流路の特徴は階段状のステップ・プールが形成されることで、プールの深さはアーマ・コートの平均粒径程度になる。
- 2) ステップ・プールが形成された流路は安定しており、洪水時に流出した土砂の一時的な堆積があっても洪水の終了時に元の流路に戻ることが多い。
- 3) 新設砂防ダムに堆積した土石流の堆積面は元河床の勾配に平行して堆積するが、砂防ダムの土砂調節機能は河床勾配を減少させることによって10年から20年の長期現象として現われる。
- 4) 山地溪流の流路形態やその特性は上流からの土砂流出に支配されており、溪流における土砂流出のシステム全体の中で流路形態を明らかにすることが重要である。
- 5) 流路形態に関する問題の捉え方によって、地形計測の精度や時間間隔を的確に判断することが重要である。

参 考 文 献

- 1) 水理委員会移動床流れの抵抗と河床形状研究小委員会：移動床流れにおける河床形態と粗度，土木学会論文報告集第210号，1973年，pp.65-77.
- 2) 芦田和男・高橋 保・水山高久：山地河川の掃流砂量に関する研究，新砂防，107，1978，pp.9-17.
- 3) Sawada, T., K. Ashida and T. Takahashi : Relationship between Channel Pattern and Sediment Transport in a Steep Gravel Bed River, Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd.46, 183, pp.55-66.
- 4) 沢田豊明・芦田和男：山地溪流における流路形態と土砂流出，第33回水理演会論文集，1989年，pp.373-378.

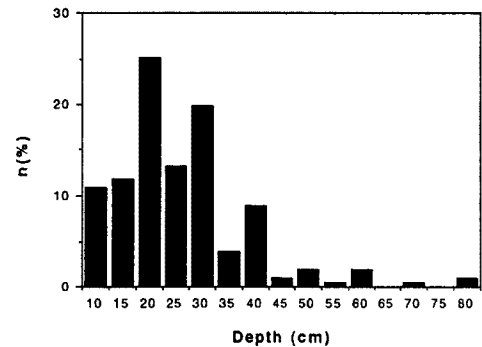


Fig. 10 Histogram of pool depth in channel bed.