

# 足尾山地の溪流における砂礫の 堆積面勾配の不連続的分布

Abrupt Changes in Slopes of Sediment along  
High-Gradient Streams in the Ashio Mountains

渡部 真\*・池田 宏\*\*

Shin WATANABE and Hiroshi IKEDA

## I はじめに

溪流の勾配に関する従来の研究としては Horton (1945) の第3法則があり、その後、いくつかの流域でこの法則が成り立つことが確かめられた (Schumm, 1956; 塚本・日下部, 1974; 恩田・徳永, 1987). 平野 (1968) および駒村 (1984) は谷地形の縦断形の変化過程を拡散方程式で表した。しかし、これらの研究はいずれも地形図などから読み取れる平均的な勾配を扱ったものである。

溪流は山地斜面から供給された砂礫が下流の河川へと運搬される経路である。溪流を歩いてみると、滝や早瀬が至る所に存在する。つまり、溪流では、地形図から読み取れる平均的な勾配はそこを流れる砂礫の勾配を必ずしも示していないことになる。そこで本稿では、溪流における砂礫の流れ方を明らかにするための基礎資料を得るために、いくつかの溪流で縦断形を計測し、さらに河床物質の状況を記載した。

本稿では、次の2点から調査地域を選定した。第1に、谷床に基盤岩石が広く露出していて、水と砂礫の流下経路の地形が明瞭なこと、第2に、砂礫が現在も活発に移動していることである。このような条件に適合する地域として、栃木県の足尾山地を調査対象に選んだ。

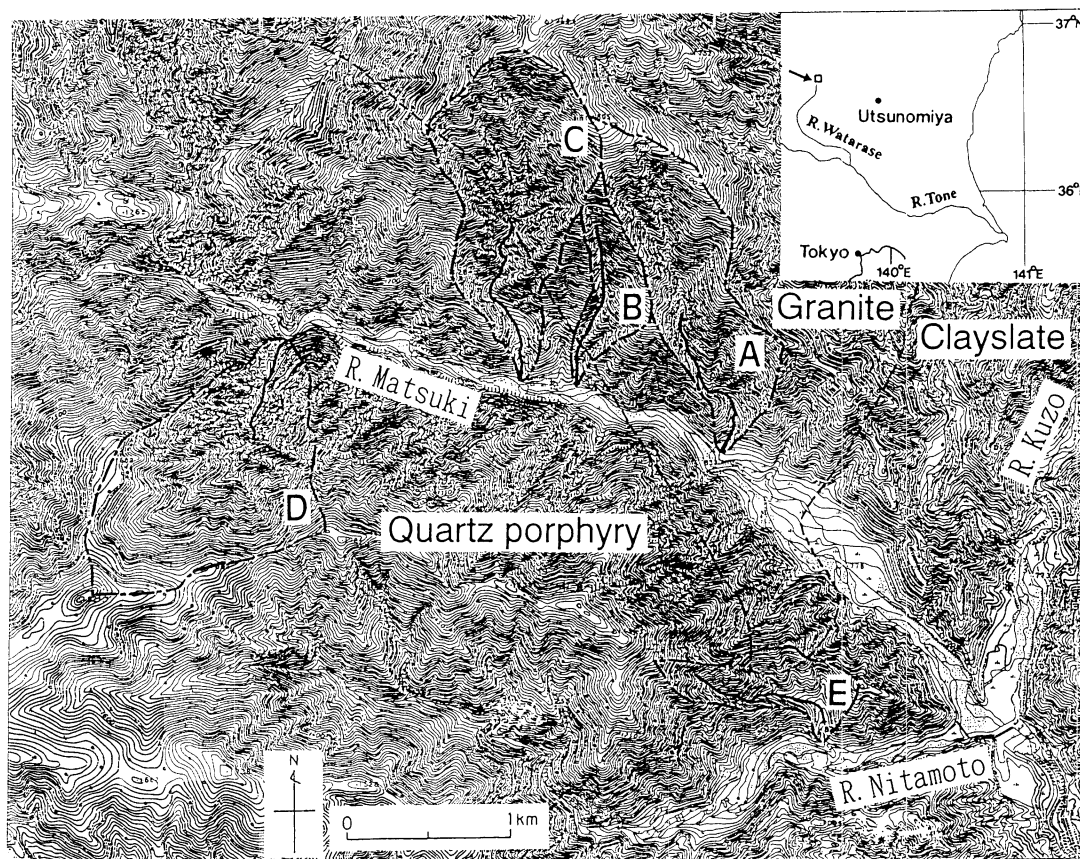
## II 調査地域の概要

調査地域は栃木県西部足尾山地の松木川・仁田元川流域 (利根川水系渡良瀬川上流) である。第1図にその概要を示す。この地域の地質は主に花崗岩・石英斑岩・秩父古生層 (花崗岩・石英斑岩との接触部付近は変成している) からなる。三川 (久蔵川・松木川・仁田元川) 合流点のやや南側にある銅製錬所からの排煙によって山地はかつて著しく荒廃していた。町田ほか (1975) によると、当時、三川合流点付近では平坦地にススキやイタドリがまばらに生えている程度で斜面には植生が見られなかった。現在では脱硫装置と種子散布とによってかなり植生が回復しているが、日本の同程度の標高・起伏の山地と比べるとなお植生の密度は著しく小さい。その状況を第2図に示す。

植生の荒廃が特に著しい地域において、人工変更の影響が比較的少ない5本の溪流を調査対象に選んだ (第1図A~E)。A~E各流域の地質・流域面積・標高・起伏比を第1表に示す。本稿では、流域面積が同程度で地質の異なるB, Eの2流域を主に扱う。E流域では上流部で凝灰岩質の礫が供給されているため、他の流域に比べて河床に泥が多い。

調査地域の溪床で観察された砂礫の堆積面には、草本が僅かに見られるのみで木本は全く見られない。したがって、新しい出水による堆積面と考えられる。

\* 筑波大学大学院・地球科学研究科 \*\* 筑波大学地球科学系・水理実験センター



第1図 調査地域概要図

1:25,000地形図「中禅寺湖」を基図として用いた。破線は地質境界を示す。なお、地質区分は1:50,000地質図「男体山」に基づく。1点破線で囲まれたA～Dは調査流域を示し、各々の実線は溪床の測量実施測線を示す。



第2図 調査地域遠景

仁田元川流域の左岸側の山腹から、下流の三川合流点方向を撮影したもの。

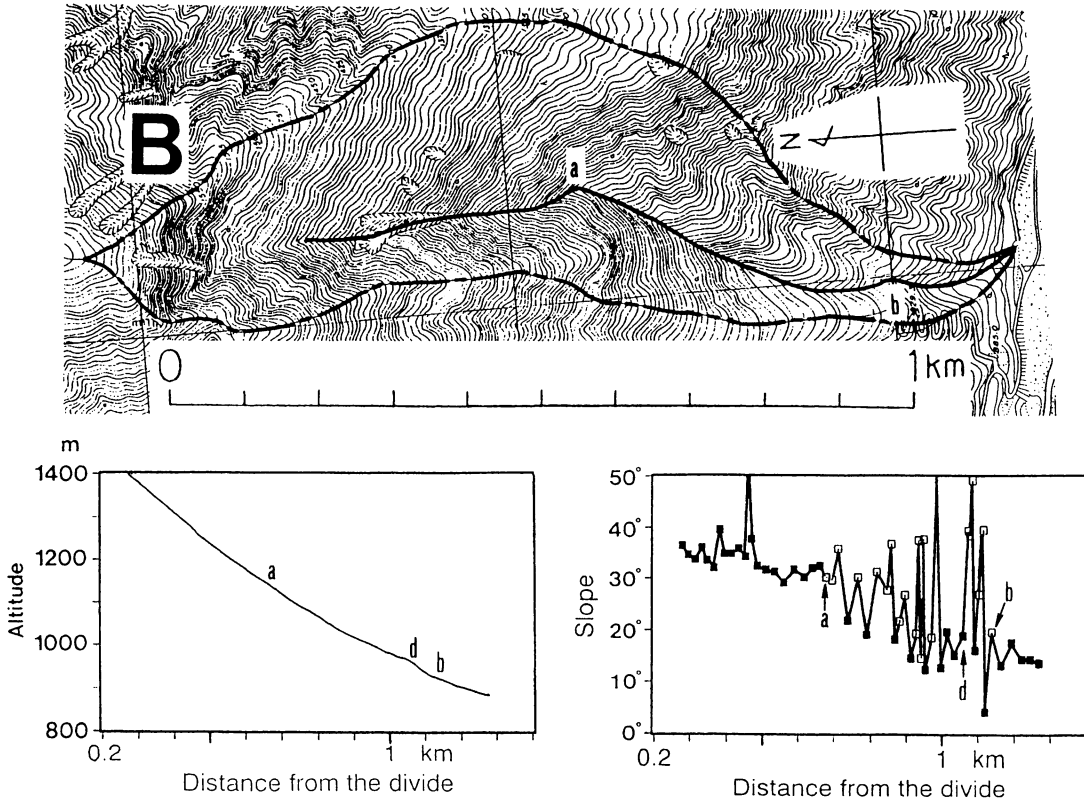
### Ⅲ 調査方法

A～E各流域の本流について、縦断測量を行なった。10～30mおきに測点を取り、2測点間において、巻尺と傾斜計付きのハンドレベルを用いて計測した。目立った遷急点・遷緩点では必ず測点を取り、測点間の縦断形がほぼ直線的になるようにした。同時に、溪床に砂礫が堆積しているか基盤が露出しているかを記載し、基盤地質や砂礫の粒径・円磨度を観察した。なお、A～E各流域において測量を行なったのは第1図に実線で示した区間である。

第1表 調査溪流の概要

流域	地質	流域面積 (ha)	最高標高 (m)	最低標高 (m)	比高 (m)	起伏比
A	花崗岩	96	1797	830	967	0.48
B	花崗岩／流紋岩／石英斑岩	28	1671	865	806	0.65
C	花崗岩／石英斑岩	119	1942	885	1057	0.55
D	石英斑岩	137	1804	963	841	0.45
E	凝灰岩／石英斑岩／古生層	37	1356	772	584	0.43

地質は現地調査に基づく。複数の地質を含むものは上流から順に記す。



第3図 B流域の大縮尺地形図と縦断測量結果

建設省渡良瀬川工事事務所の1:5,000地形図(等高線間隔5m)を基図として用いた。地形図の流域内に実線で示した区間が測量実施区間、左下図:溪床の縦断形、右下図:溪床勾配の縦断変化、黒四角は砂礫堆積域、白四角は基盤露出域、上方に著しく突出した点は滝、d:砂防・治山ダム、地形図中のa、bとグラフ中のa、bは同一地点。

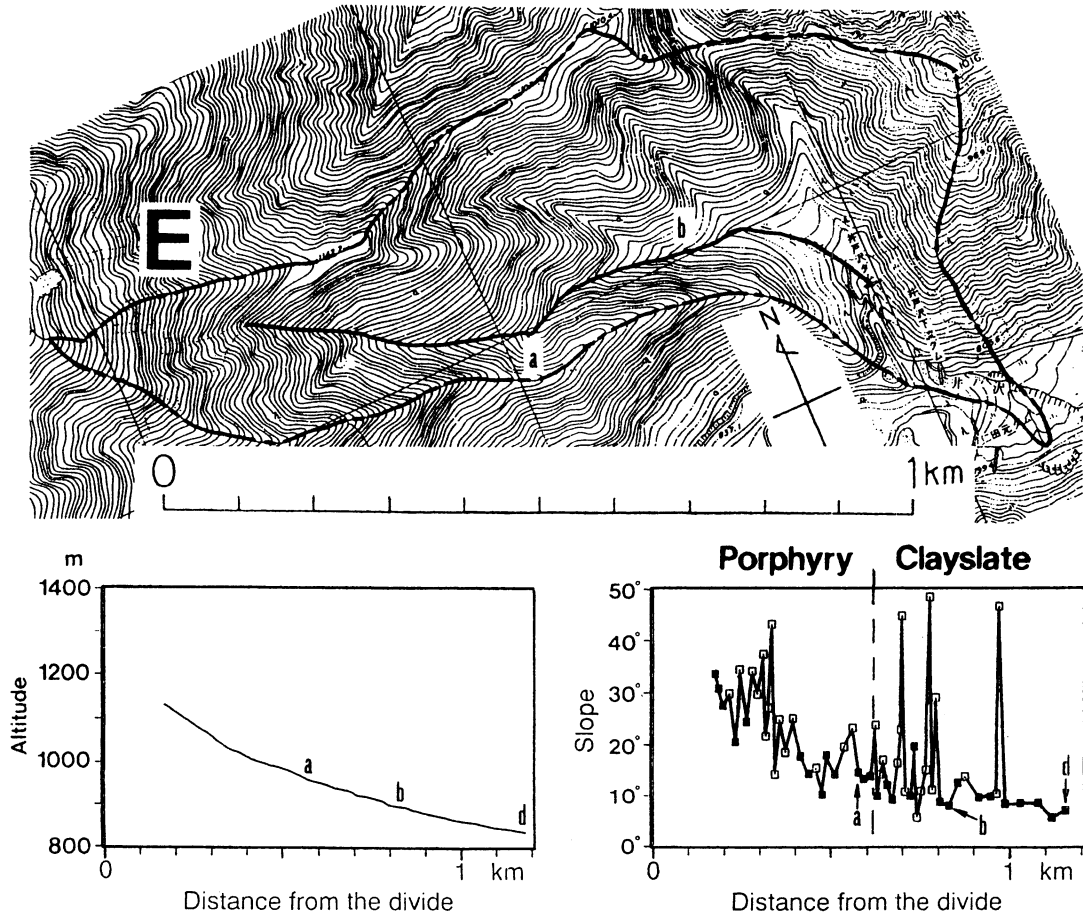
#### IV 結果および考察

##### 1. 縦断勾配と溪床物質

第3図にB流域、第4図にE流域の大縮尺地形図および測量結果を示す。大縮尺地形図に実線で示した谷筋が測量実施区間である。左下の図は現地の測量か

ら求めた縦断形である。一方、右下の図は計測した勾配を各区間の中点にプロットしたものである。

B、E流域について、砂礫堆積面勾配に着目して見ると、最上流部では30°以上の堆積面が卓越し、下流部では20°以下の堆積面が卓越していることがわかる。一方、中流域では、溪床の平均勾配は



第4図 E流域の大縮尺地形図および測量結果。基図・凡例は第3図と同じ

20°~30°になっており、基盤が露出している。すなわち、20°~30°の堆積面はほとんど見られない。また、B、E流域には砂防ダム・治山ダムがあるが、ほとんど満砂状態にあり、ダム堆砂面勾配と近傍の天然堆砂面勾配との間に大きな差は認められない。

## 2. 溪流のセグメント区分

調査結果から、溪流を次の3つのセグメントに区分した。すなわち、Ⅰ：上流堆積域（堆積面勾配30°以上）、Ⅱ：中流基盤露出域、Ⅲ：下流堆積域（堆積面勾配20°以下）である。B、E流域における各セグメントの写真を第5図に示す。これらの写真はすべて上流方向を向いて撮影したものである。

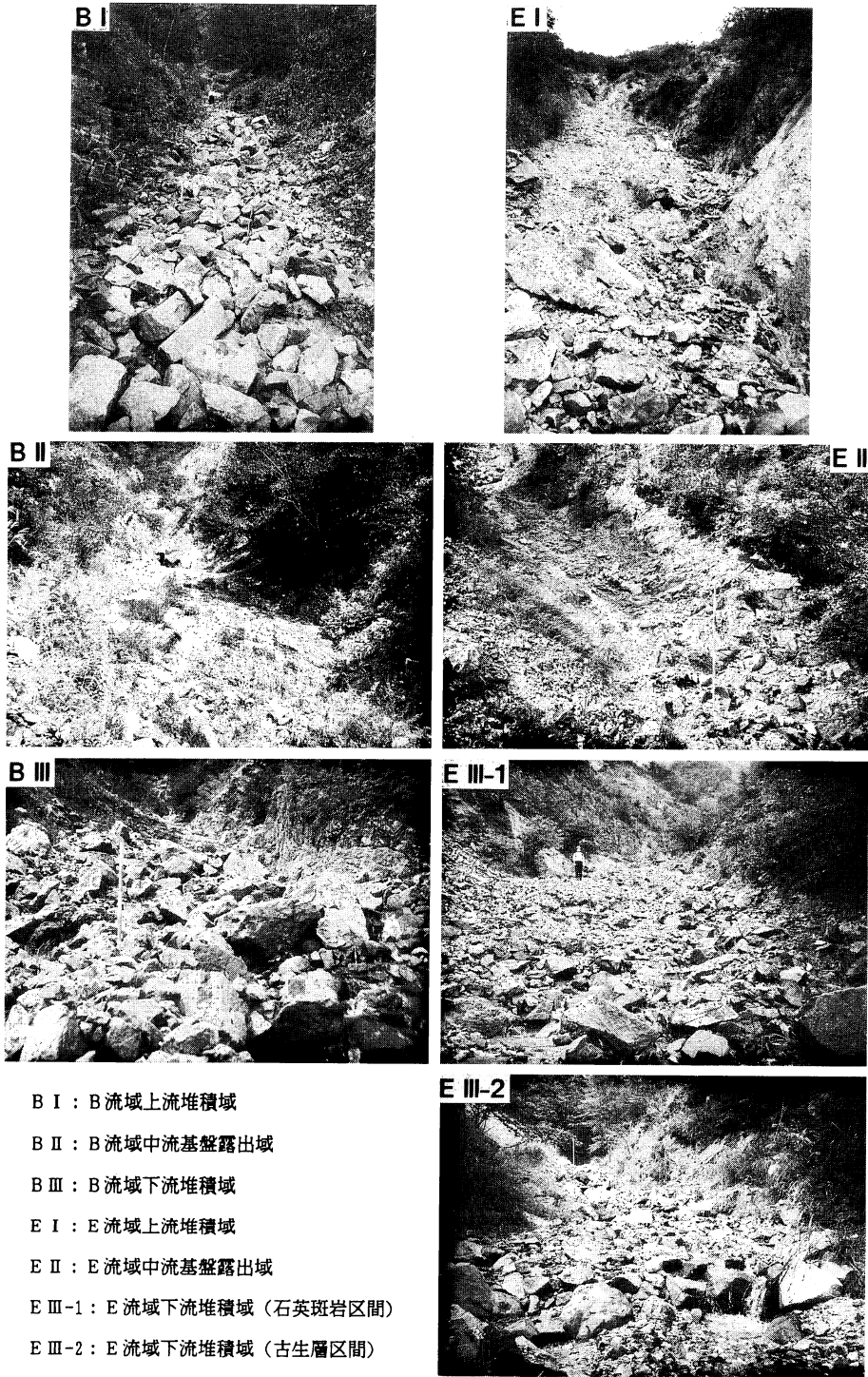
第6図にセグメント区分を模式図で示した。この模式図では、各セグメントの勾配が実際と等しくな

るように描いてある。なお、A、C、D流域についても測量結果を第7図に示したが、これらの流域では、前述のセグメント区分に従うと下流堆積域に相当する区間のみしか測量していないことになる。次に、各セグメントにおける地形および溪床堆積物の特徴をまとめる。

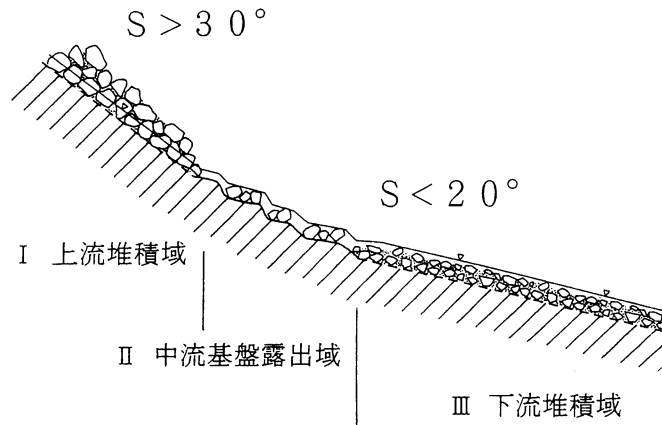
## 3. 上流堆積域

上流堆積域の堆積面には、流路跡やロープなど水流の痕跡を示す微地形は見られない。礫は角ばっており、粒径は大きいものでは1 mを超える（第5図BⅠ、EⅠ）。表面における礫の堆積状態には、粒径や軸方向による規則性は認められない。

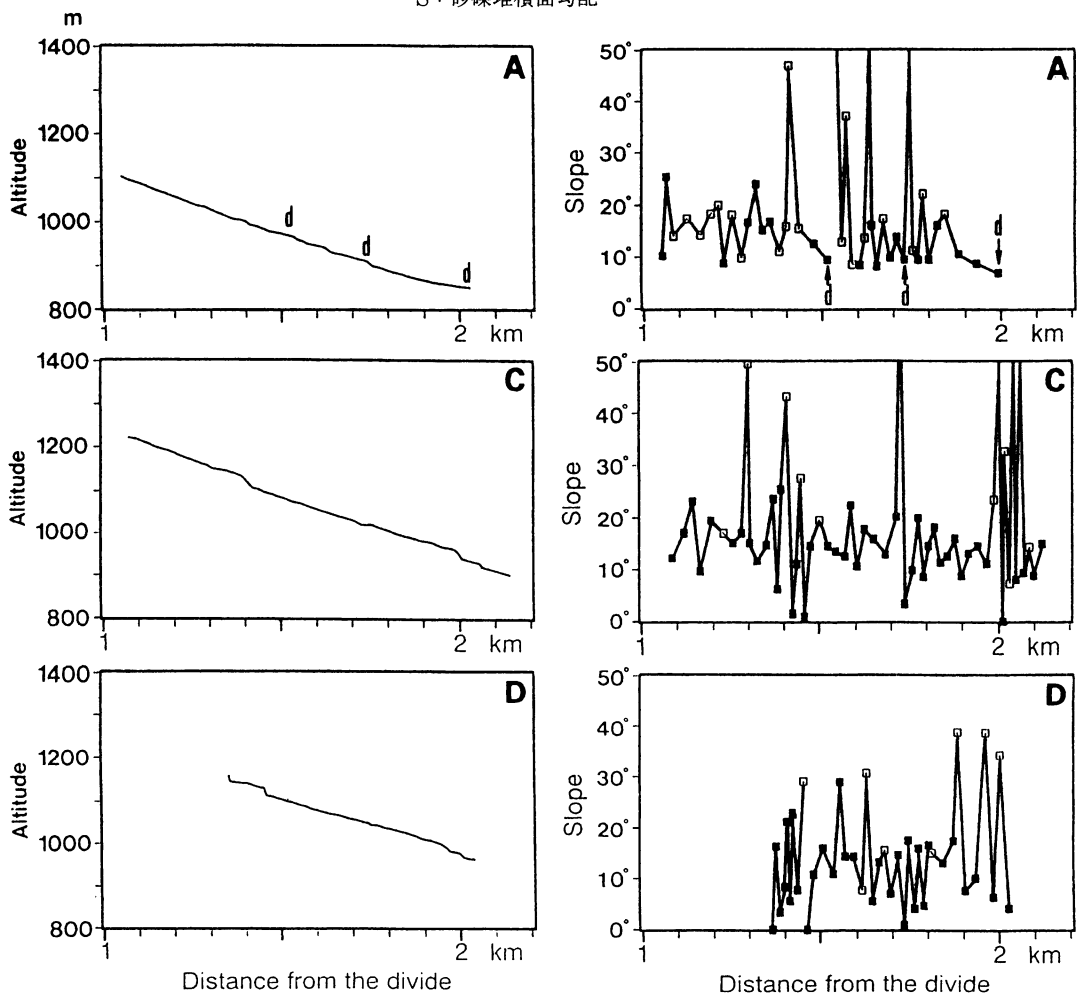
B流域の上流堆積域は距離が数百mと長い（第3図）。また、谷床幅は数mで、平常時には水は伏流



第5図 B 流域, E 流域における各セグメントの状況



第6図 溪流のセグメント区分を示す模式図  
S: 砂礫堆積面勾配



第7図 A, C, D流域の測量結果. 凡例は第3図と同じ

して、谷底堆積面は中央部が盛り上がった形状をしている。表面は花崗岩の礫のみで細粒物は観察されない(第5図B I)。ただし、下層の礫の間隙は砂で充填されている。

E流域の上流堆積域は、B流域と比べると距離が短い。また、谷床幅は約10mで堆積面表面には細粒物が多く、礫の種類は凝灰岩、石英斑岩などである。E流域では平常時にも、上流堆積域の下流部で、伏流してきた水が湧き出して地表流が生じており、初期の堆積面は1段(1m-2m)高くなっている(第5図E I)。しかし、堆積物中から洗い出された粗粒な礫が現河床表面に集積しており、下刻は抑制されている。現河床の勾配は初期の堆積面の勾配とほとんど変わっていない。

上流堆積域では、礫が角ばっていること、水の関与を示す微地形や分級などが見られないことから、堆積面は水が関与しないプロセスで形成されたものと考えられる。また、E流域ではB流域よりも細粒物が多いため水が浸透しにくく、地表流が生じやすくなり、そのために侵食が進んだものと考えられる。

#### 4. 中流基盤露出域

中流基盤露出域は、B、E両流域とも同様な形態を示す。河床の平均勾配は $20^{\circ}$ ~ $30^{\circ}$ であるが、急勾配のナメ状の滝(大きいもので比高約10m長さ約20m)とそれらに挟まれた長さ数mの小規模な平坦部からなり、平坦部には砂礫が僅かに堆積している所がある(第5図B II, E II)。下流へ行くにつれてこの平坦部が長くなり、逆に滝は比高が小さくなって、下流堆積域へ移行する。すなわち、中流基盤露出域から下流堆積域への移行は漸移的である。

#### 5. 下流堆積域

下流堆積域の堆積面には、水流による侵食痕と見られる細かい凹凸がある。礫は上流堆積域と比べると角がとれて丸みを帯びており、粒径は1mを超えるものもあるが、平均的には上流堆積域より小さい(第5図B III, E III-1, E III-2)。

基盤岩はB流域では流紋岩および花崗岩、E流域では上流部が石英斑岩、下流部が変成した古生層である。基盤が火成岩の区間(B流域全部とE流域上流部)は谷床堆積面の幅が数m~10mと広く、網状

流路の痕跡のような凹地やロープ状の微地形が観察される(第5図B III, E III-1)。一方、基盤が古生層の区間(E流域下流部)は谷床堆積面が2m~3mと狭く、堆積面形状は中央の流路部が低く谷壁に向かって高くなっている(第5図E III-2)。

また、堆積面勾配は、B流域では全体的に $12^{\circ}$ ~ $20^{\circ}$ である(第3図)のに対し、E流域では基盤岩が石英斑岩の区間は $13^{\circ}$ ~ $18^{\circ}$ 、基盤が古生層の区間では $13^{\circ}$ 以下と、基盤岩質によってかなり明瞭に異なる(第4図、ただし双方とも1例ずつ例外あり)。すなわち、下流堆積域では、基盤岩が古生層の所では火成岩の所より堆積面が緩勾配になっている。しかし、流量(流域面積)、流域の起伏比などの影響も考えられるため、これだけのデータでは、基盤岩質を反映したものとは断定できない。

下流堆積域では、礫の角が丸くなっていること、流路痕跡やロープ状の微地形が見られることから、堆積面は水が関与したプロセスで形成されたものと考えられる。

## V まとめと今後の課題

足尾山地の砂礫の流動が活発な溪流において、溪流勾配を砂礫堆積区間と基盤露出区間とに区別して計測したところ、溪流は河床の状況に対応して3つのセグメントに分類できることがわかった。上流部では $30^{\circ}$ 以上の勾配で砂礫が堆積し、中流部では基盤が露出し、下流部では $20^{\circ}$ 以下で砂礫が堆積している。すなわち、 $20^{\circ}$ ~ $30^{\circ}$ の堆積面は出現頻度が小さい。このことは、砂礫の流動プロセスと何らかの関係があると予想される。

このような事実は、地形図を用いた計測ではとらえられないものであり、現地調査の必要性を認識させられる。今後は、各セグメントにおいて、砂礫の堆積構造・表面の微地形の詳細な調査から、砂礫の流動・堆積プロセスを推定する必要がある。また、基盤岩質と堆積面勾配との関係も残された課題である。

## 謝辞

本研究を進めるにあたり、建設省関東地方建設局 渡良瀬川工事事務所から多くの資料や情報を提供し

て頂いた。特に、砂防調査課の下村慎一郎技官には大変お世話になった。また、測量にあたっては、筑波大学大学院地球科学研究科の宮岡邦任氏および同環境科学研究科の河村俊一郎氏にご協力頂いた。論文をまとめるにあたっては水理実験センターの小玉芳敬技官に御助言を頂いた。記して皆様に深く感謝致します。

#### 文 献

恩田裕一・徳永英二 (1987) : 分水線セグメント・システムの構成法則と流域の地形. 地理評, **60**, 593-612.

駒村富士弥 (1984) : 溪床の縦断形状形成と砂防ダムの堆砂面形状変動の相互関係. 新砂防, **135**, 6-13.

塚本良則・日下部治 (1974) : 侵蝕谷の発達様式に関する研究 (IV) - 0次谷の数を推定する方法 -. 新砂防, **90**, 20-27.

平野昌繁 (1968) : 斜面形を中心とする河川小流域の地形解析. 地球科学, **22**, 147-155.

町田 貞・松本栄次・石井孝行 (1975) : 足尾荒廃地における崖錐の形成プロセス. 地理評, **48**, 768-783.

Horton, R. E. (1945): Erosional development of streams and their drainage basins; Hydro-physical approach to quantitative morphology. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **56**, 275-370.

Schumm, S. A. (1956): Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **67**, 597-646.