

公益財団法人 国土地理協会  
2022 年度 学術研究助成  
研究成果報告書

岩盤強度が河川形状に反映される条件の解明

高橋直也 東北大学理学研究科地学専攻

## 1. はじめに

山地河川の流路形状は、山地の侵食・運搬作用と深く関係している。何がどのように河川形状に影響するのかを理解することは、山地流域の発達過程とその要因を理解する上で重要である。また、河川形状は過去の隆起・侵食を記録しているため、河川形状を規定する要素を理解することで、長期的な地形発達史をより精度良く復元できるようになる可能性がある (Regalla et al., 2013)。

河川形状に影響する要素の中でも、基盤岩の強度は最も頻繁に検討されている要素の一つである。岩盤が高強度であるほど河川侵食に対する抵抗性が強くなり、侵食速度が遅くなる傾向がある (Sklar and Dietrich, 2001)。隆起速度が空間的に一様な山地流域では、長期的な侵食速度も空間的に一樣になることが予想されるため (Willett and Brandon, 2002)、高強度の岩盤が露出する地点ほど河床勾配が大きくなると考えられる (Hack, 1973)。しかし実際には、岩盤強度の変化が河床勾配の変化に対応しない例も多い (Hayakawa and Oguchi, 2009)。これは、岩盤強度と流路形状の関係を理解する上で、侵食抵抗性以外の要素も重要であることを意味する。

岩盤強度と流路形状の関係は、流路に存在する堆積物の影響によって大きく変わることが指摘されている。河床堆積物には、堆積物粒子が岩盤と衝突することで侵食を促進する効果 (ツール効果) と、河床を覆うことによって侵食を抑制する効果 (カバー効果) があり、どちらの効果が卓越するかは、河川の堆積物運搬力や、堆積物供給量によって決まる (Sklar and Dietrich, 2001; Turowski and Rickenmann, 2009)。Sklar and Dietrich (2001)は、強度の異なる岩盤を底に敷いた円柱型の回転水槽を使って、堆積物供給量の変化に伴う侵食速度の変化を明らかにした。この実験結果では、堆積物供給量が可搬堆積物量に対して小さいうちは岩盤強度が侵食速度に強く関係するが、堆積物供給量が可搬堆積物量に近づくにつれて岩種間の侵食速度の差が小さくなっている。この結果は、岩盤強度と侵食速度 (すなわち、河床勾配などの流路形状) の関係を理解する上で、堆積物の影響が重要であることを示唆している。また、Sklar and Dietrich (2004, 2006)は、堆積物のツール、カバー効果を考慮した侵食モデルを提案し、河床堆積物や岩盤強度と河床勾配との関係を定量的に検討した。Sklar and Dietrich (2004, 2006)の計算結果によると、山地河川の河床勾配は、堆積物供給量と可搬堆積物量の比や河床堆積物の運搬条件による影響を非常に強く受ける。それに比べると、岩盤強度の影響は小さい。このような数値モデルによる研究成果をもとにすると、堆積物の影響が大きい場合は岩盤強度が河床勾配に反映されなくなると考えられる。同様のことが、現地調査に基づく研究からも示唆される。Johnson et al. (2009)は、米国ユタ州の山地河川の河床勾配と河床堆積物の関係を調査し、カバー効果が卓越する場合は、基盤岩の性質ではなく堆積物の多寡や粒径が河床勾配を決めると述べた。Lai et al. (2021)は、隆起速度が非常に大きい (1.8-11.8 mm/yr) 台湾南東部の河川を対象として、河床堆積物の運搬に要する河床勾配 (e.g., Sklar and Dietrich, 2006) を計算した。その結果、河床勾配が隆起速度の変化をほとんど反映しておらず、堆積物の粒径や堆積物供給量によって決まっていることがわかった。以上のような研究成果は、河床堆積物の状況次第で、岩盤強度が河床勾配に影響する場合とそうでない場合があることを示唆している。しかし、岩盤強度が河床勾配にどの程度影響するのか、また、なぜ岩盤強度が河床勾配に影響しなくなるのかはわかっていない。

岩盤強度が河床勾配にみかけ上影響しなくなる理由の一つとして、堆積物の下流方向への粒径変化や堆積物供給源・プロセスの変化が考えられる。岩盤強度が高いほど、堆積物粒子が斜面から流路に供給されるとき粒径は増加し (e.g., Sklar et al., 2017), 破碎・磨耗作用による運搬中の粒子質量減少率が小さくなる (e.g., Attal and Lavé, 2009)。そのため、相対的に高強度の基盤岩が上流に露出する場合は、そうでない河川と比べて下流側に供給される堆積物の粒径が増加し、河床勾配もより大きくなると考えられる (e.g., Lai et al., 2021)。また、侵食速度や地質が流域内で様でない場合は河床堆積物の粒径変化も複雑になるため、基盤岩強度がみかけ上河床勾配に影響しなくなる可能性が十分ある。そのため、岩盤強度と河床勾配の関係を理解する上では、堆積物の生産・運搬様式の空間的不均質も考慮することが重要になる。

岩盤強度が高いほど河床勾配が増加するという考えは、長期的な隆起・侵食速度が同じだと考えられる場合に成り立つ。しかし、短期的な侵食速度は必ずしも一様ではないため、より岩盤強度が高い地点の河床勾配が、相対的に低強度の岩盤が露出する地点の河床勾配よりも小さくなりうる。

Perne et al. (2017)は、強度の異なる岩盤が交互に露出する河川について、河床縦断面形の時間変化を検討した。軟岩が露出すると急激に下刻が起きるため、下流側に分布する高強度の岩盤との境界付近では河床勾配が減少し、上流側の地質境界付近では河床勾配が増加する。ただし、このシミュレーションでは河床堆積物のカバー、ツール効果が考慮されていないことに加え、地層の厚さや姿勢次第で縦断面形の時間変化は異なるため (e.g., Mitchell and Yanites, 2021), 基盤岩の侵食抵抗性の差のみで短期的な侵食速度の差が生じるかどうかは検討の余地がある。

本研究では、岩盤強度の変化が河床勾配の変化と対応している河川と対応していない河川を比較することによって、岩盤強度が河床勾配に反映される条件を解明することを目的とする。青森県の津軽山地では、相対的に強度の高い玄武岩類と、より強度の低い堆積岩類 (砂岩, 泥岩, 頁岩) が分布している。それらの地質境界における河床勾配の変化は様々で、河床勾配がほとんど変化しない河川もあれば、数倍程度変化する河川も存在するため、岩盤強度と河床勾配の関係を論じる上で理想的な環境である。これらの河川を対象として、数値標高モデル (DEM: Digital Elevation Model) の解析、現地における流路の簡易測量、河床堆積物の粒径計測、岩盤露出率の調査を行い、河床堆積物の始動・運搬に要する河床勾配を推定した。その結果を用いて、堆積物の特徴のみで河床勾配の空間分布がどの程度説明できるのかを検討した。また、地質の分布が単純な流域において数百メートル間隔で粒径計測を行い、粒径の変化傾向と堆積物供給源の変化との関係を検討した。以上の結果をもとに、岩盤強度が河床勾配に与える影響を推定し、岩盤強度が河床勾配に反映されるための条件について検討する。

## 2. 対象地域

津軽山地は青森県津軽半島の中央に位置し、主に新第三紀以降の堆積岩、火山岩からなる (図 1; 根本, 2014 など)。山地の中央に位置する袴腰岳周辺では、中新統長根層、小泊層、馬ノ神山層の砂岩・泥岩が分布し、長根層、小泊層を貫くドレライト、玄武岩がドーム構造を成している (対馬・上村, 1959; 上村・対馬・斎藤, 1959; 藤井, 1981; 根本, 2014)。袴腰岳東部には、北北西—南南東走向の津軽断層が存在し、津軽断層以東には鮮新統・更新統の堆積岩が分布する (図

1；上村，対馬，斎藤，1959；根本，2014）。津軽断層は後期鮮新世から前期更新世にかけて活動し，鶴ヶ坂層（0.76Ma；Suzuki et al., 2005）堆積時まで活動していた（三村，1979；根本，2014）。津軽断層による累積上下変位量は1000 m前後と見積もられており（三村，1979；氏家ほか，2006），津軽断層以西に分布する中新統堆積岩は概ね南西—西傾斜である。

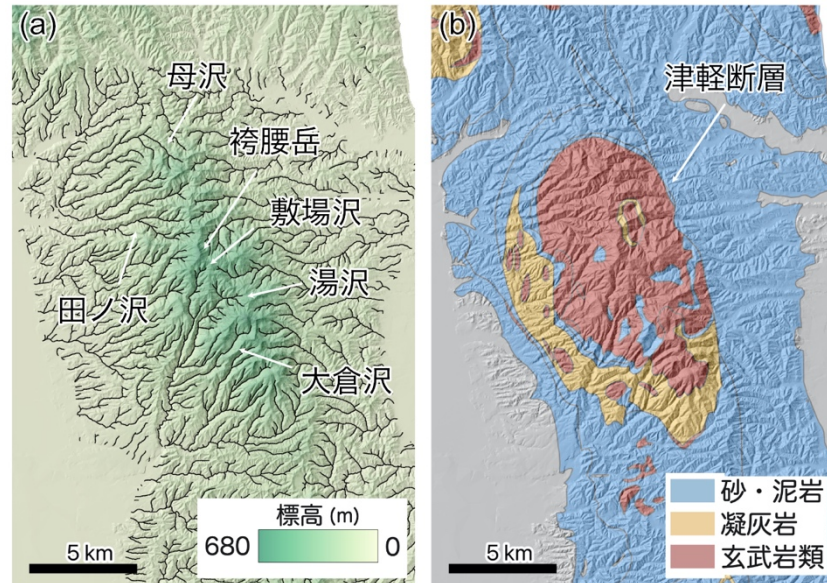


図1. (a)津軽山地の地形と現地調査を行った5河川。標高は国土地理院発行の数値標高データによる。(b)対象地域の地質。産業技術総合研究所地質調査総合センター（2022）を編集して作成。

津軽山地南西の山麓部には，活断層である津軽山地西縁断層帯が分布する。この断層帯は東上がりの逆断層であり，北端は青森県五所川原市の飯詰川付近にあると推定されている（地震調査研究推進本部，2004）。本断層帯北部の上下変位速度は，約20-22万年前の段丘面の変位にもとづいて0.15 m/yr以上であると見積もられている（吾妻，1995）。また，中新統鶴ヶ坂層（0.76Ma；Suzuki et al., 2005）の上下変位量にもとづくと，平均上下変位速度は0.25-0.27 m/yrと推定される（青森県，1996；地震調査研究推進本部，2004）。

本研究では，袴腰岳周辺の5つの河川を対象とした（図1，図2）。これらの河川はいずれも津軽山地の西側に分布しており，流域内に活断層や顕著な縦ずれを伴う地質断層（非活断層）は確認されていない。また，本研究で行う粒径計測は，1地点ごとに流路沿いの100-200m程度の区間で調査を行うため，堆積岩と玄武岩類がある程度広い範囲に露出している必要がある。対象とした5河川においては，流域内に堆積岩と玄武岩類がいずれも広範囲に分布しており，いずれの分布範囲においても複数地点で現地調査が実施可能である。また，地質境界における河床勾配の変化量が1~3倍程度と様々であり（図3），岩盤強度と河床勾配の影響を検討する上で非常に適した河川である。山地の東側に流下する河川は，堆積岩と玄武岩類の境界が津軽断層と一致しており，地質境界における勾配の変化が岩盤強度ではなく断層の上下変位による可能性があるため，対象としない。

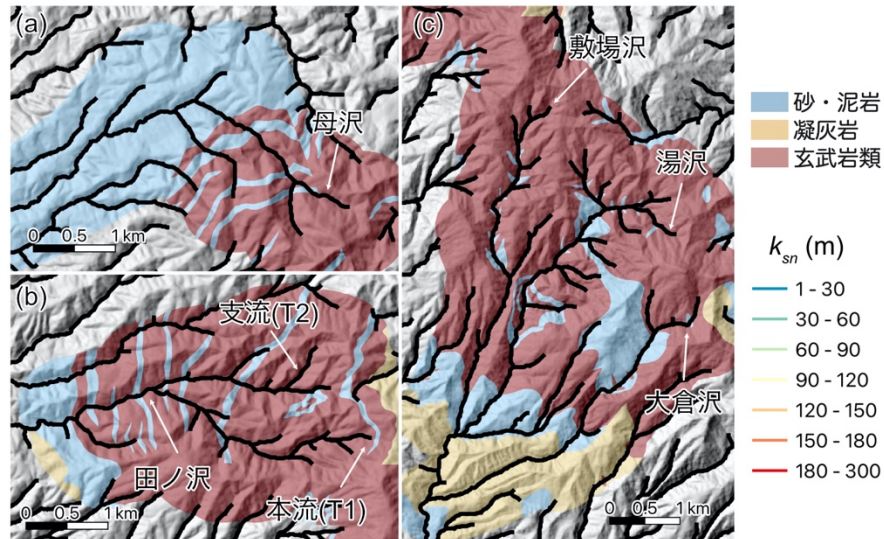


図2. 対象とした河川周辺の地質図. 5万分の1地質図(対馬・上村, 1959; 上村ほか, 1959; 藤井, 1981)を編集して作成. 白矢印が指す流路を調査対象とした.

対象とした河川のうち, 2河川(母沢, 田ノ沢)は袴腰岳の北に位置し, 3河川(敷場沢, 湯沢, 大倉沢)が袴腰岳の南に位置している(図1). 北側の2河川では, 上流にドレライトおよび玄武岩が, 下流側に小泊層の硬質頁岩が分布する(対馬・上村, 1959). 母沢では, 玄武岩類と頁岩との境界付近において, 河床勾配が0.05-0.07から0.02-0.03に急減する(図2, 図3). 田ノ沢では, 上流の玄武岩類と下流の頁岩との境界が砂防ダムの堆砂域と重なっているため, 砂防ダムの影響を受けていないと考えられる上流区間のみを対象とした. 田ノ沢最上流部では, 玄武岩類分布範囲内で河床勾配が大きく異なる地点(図2, 図3中のT1とT2)が存在しており, そこを調査対象とした.

袴腰岳南方の3河川では, 上流側で長根層の砂岩・泥岩と玄武岩類が交互に露出しており, その下流に馬ノ神山層の凝灰角礫岩が分布する(藤井, 1981). 本研究では, これら3河川のうち長根層の分布範囲のみを対象とし, 袴腰岳北部の2河川と地質条件をできる限りそろえた. 敷場沢では, 調査対象範囲の最上流部と下流部で岩種と河床勾配の関係が異なる(図3). 最上流部では, 堆積岩と玄武岩類が数100mおきに交互に露出しており(図2, 図3f), そこでは河床勾配の変化が岩種の変化に対応していない. その下流の区間では玄武岩露出域において勾配が急増し, さらにその下流で堆積岩露出範囲に入ると河床勾配が急減する. 湯沢では, 流域全体において堆積岩と玄武岩類が交互に露出しており, 河床勾配の変化と岩種の変化が対応していない. 大倉沢では, 調査対象範囲の上流部で玄武岩類から堆積岩の露出範囲に入り, その下流で再度玄武岩類が露出する(図3i). 上流側の地質境界では河床勾配が変化しないのに対し, 下流側の地質境界では玄武岩類露出区間で勾配が急増する(図3j).

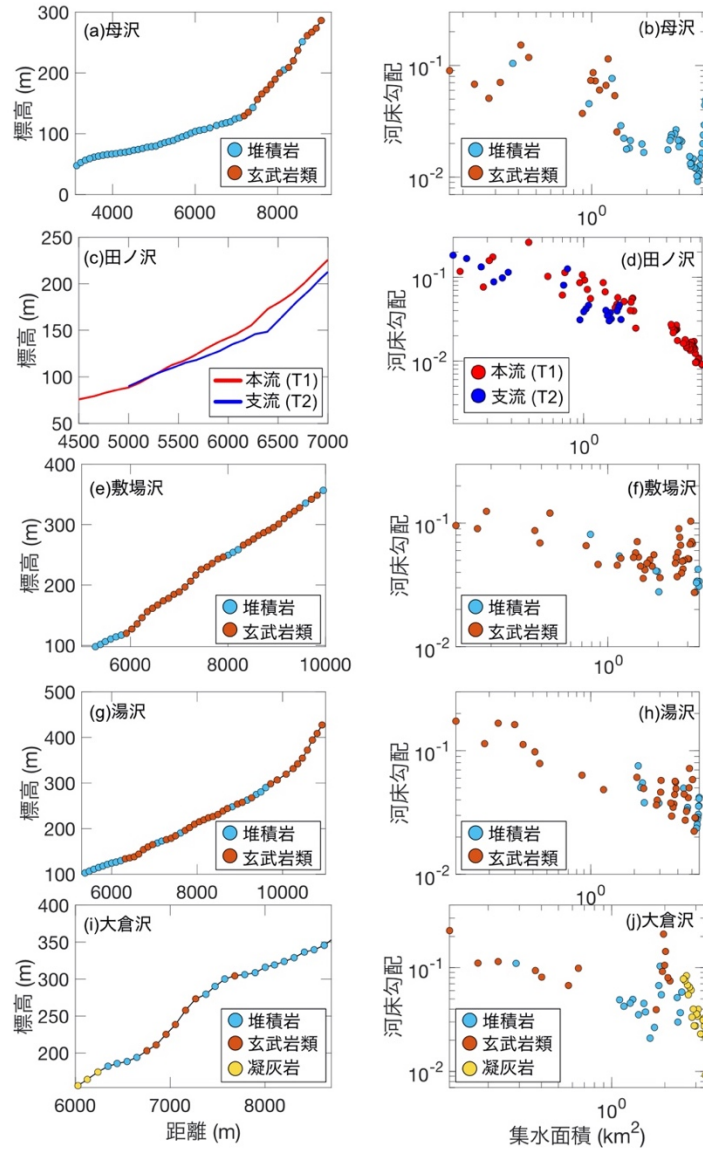


図3. 調査対象河川の（左列）河床縦断形と、（右列）集水面積—河床勾配プロット。

### 3. 手法

#### 3. 1. 地形解析

国土地理院基盤地図情報の 10 m メッシュ DEM を使用し、河川の急峻度 ( $k_{sn}$ : Normalized steepness index) を計算した。

$$k_{sn} = SA^\theta \quad (1)$$

$S$ は河床勾配,  $A$ は集水域面積 ( $m^2$ ),  $\theta$ は河川の凹度である。計算は, Topotoolbox (Schwanghart and Scherler, 2014) を用いて行った。河床勾配と集水域面積は, 河川流路を 100mごとに区切り, 各区間の平均値を用いた。凹度 $\theta$ は 0.5 を用いて計算した。

#### 3. 2. 堆積物の運搬に要する河床勾配の推定

河床堆積物の効果によって河床勾配がどの程度変化するかを検討するために、堆積物粒子の始動に必要な河床勾配 ( $S_{D_s}$ ) と、粒子が運搬され始めたあと、上流から流れてくる堆積物をさらに下流に運搬するために必要な河床勾配 ( $\Delta S_{Q_s}$ ) を計算した (Sklar and Dietrich, 2006) .

$$S_{D_s} = \tau_c^* R_b D_s / R \quad (2)$$

$$\Delta S_{Q_s} = (\tau^* - \tau_c^*) \frac{R_b D_s}{R} \left( \frac{Q_s}{Q_c} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (3)$$

$\tau^*$ は無次元掃流力である

$$\tau^* = SR / R_b D_s \quad (4)$$

$\tau_c^*$ は無次元限界掃流力であり

$$\tau_c^* = 0.15 S^{\frac{1}{4}} \quad (5)$$

によって求めた (Lamb et al., 2008) .  $R_b$  は、水中比重であり、堆積物粒子と水の密度 ( $\text{kg/m}^3$ ) をそれぞれ、 $\rho_s$ ,  $\rho_w$  とすると、

$$R_b = \frac{\rho_s - \rho_w}{\rho_w} \quad (6)$$

である.  $\rho_s$  は、長径が 5-10 cm 程度の礫 10 個の密度を計測して平均値を求め、玄武岩類で  $2.32 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ 、堆積岩 (泥岩) で  $1.96 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$  であった.  $D_s$  は堆積物の代表粒径 (m) であり、調査地点の中央粒径  $D_{50}$  を用いた. 粒径の計測は、洪水時にのみ浸水すると思われる砂礫堆を対象に、その地点の最大粒径程度の間隔を空けて無作為に粒子を選択し、合計 100 粒子の中間粒径をメジャーで計測した (Wohl et al., 1996) . この時、目視しながら計測する礫を選択すると、粒径の大きい粒子ばかりを選択してしまい、取得した粒径分布が本来の分布と異なってしまう恐れがある. そうした影響を抑えるために、目を閉じたまま粒子を選択して計測した.  $R$  は径深 (m) であり、流路の横断面が長方形で近似できると仮定して求めた.

$$R = \frac{WH}{W + 2H} \quad (7)$$

$W$  は流路幅 (m),  $H$  は水深 (m) である. 流路幅、水深は流量によって大きく変化する. 本研究では、植生や土層の境界、洪水時に流下したと思われる小枝等の位置をもとに高水位時の川幅、水深を計測した (c.f. Whittaker et al., 2007) . 計測には、レーザー距離計 (TruPulse®200, Laser Technology, Inc) とメジャーを用いた. レーザー距離計の精度は  $\pm 20 \text{ cm}$  である.  $Q_s$ ,  $Q_c$  は、調査地点における堆積物供給量 ( $\text{kg/s}$ ) と、可搬堆積物量 ( $\text{kg/s}$ ) である.  $\frac{Q_s}{Q_c}$  は、堆積物の供給量と運搬量の比であり、現地観測によって直接求めることは非常に困難である. そのため、河床における岩盤の露出率 ( $F_e$ ) を用いて  $\frac{Q_s}{Q_c}$  を推定した (Sklar and Dietrich, 2006 ; Chatanantavet and Parker, 2008)

$$\frac{Q_s}{Q_c} = 1 - F_e \quad (8)$$

岩盤露出率  $F_e$  は、オルソ画像上で岩盤露出範囲の面積を計算して求めた. オルソ画像の作成には、長棒の先端に取り付けた小型カメラで上空から流路を撮影した写真を用い、Agisoft MetashapePro を使用した.

各地点の河床勾配のうち、堆積物の運搬に関係しない河床勾配の成分を推定するため、各地点の河床勾配から、堆積物の運搬に関係する河床勾配の2成分 ( $S_{D_s}$ ,  $\Delta S_{Q_s}$ ) を引いた値 ( $\Delta S_E$ ) を求めた。また、集水面積の差に起因する河床勾配の差を補正するため、河床勾配の3成分に集水面積を乗じた値を求めた

$$k_{sn} = (S_{D_s} + \Delta S_{Q_s} + \Delta S_E) A^\theta = k_{sn} S_{D_s} + k_{sn} \Delta S_{Q_s} + k_{sn} \Delta S_E \quad (9)$$

以後、 $k_{sn}$ という言葉は、式9の3成分の総和（すなわち、式1から求められた値）を表す。

### 3. 3. 下流方向への粒子形状変化

基盤岩の分布が比較的単純な母沢を対象として堆積物の粒子形状を調査し、岩種ごとの形状変化傾向の差異について検討した。母沢では、上流部のみ玄武岩類が分布しており、下流には泥岩が分布している。

3. 2. 節で述べた方法と同様の方法で、砂礫堆に存在する粒子の中間粒径を計測した。泥岩礫は玄武岩礫よりも数が顕著に少ないため、泥岩礫の計測数を確保するため、1地点において300粒の計測を合計15地点で行った。その結果、泥岩礫の計測数が100を上回ったのが1地点のみであったため、残りの14地点において3.2で述べた方法と同様の方法で泥岩のみを計測し、各地点で100粒子の泥岩を計測した。本流での計測に加えて、堆積岩のみが分布する支流でも3地点で100粒子の計測を行った。

また、流れの強度と粒径分布の関係を調べるために、流水の単位面積あたり仕事率  $\omega$  (ユニットストリームパワー,  $W/m^2$ ) を計算した。

$$\omega = \tau V \quad (10)$$

$$\tau = \rho_w g R S \quad (11)$$

$$V = \sqrt{\frac{8gHS}{f}} \quad (12)$$

$\tau$ は掃流力 (Pa),  $V$ は平均流速 (m/s),  $f$ はダルシーワイスバッハの摩擦損失係数 (無次元) である。 $f$ は、下記の式を用いて求めた (Rickenmann and Recking, 2011)

$$\sqrt{\frac{8}{f}} = 4.416 \left( \frac{H}{D_{84}} \right)^{1.904} \left[ 1 + \left( \frac{H}{1.283 D_{84}} \right)^{1.618} \right]^{-1.083} \quad (13)$$

## 4. 結果

### 4.1. 河床勾配の成分分析

#### 4.1.1. 母沢

最上流の玄武岩類分布範囲と下流側の泥岩分布範囲 (距離 4600-7000 m) では、 $k_{sn}$  と粒径がいずれも異なっている (図 4a, 4b)。上流の玄武岩類分布範囲では平均  $k_{sn}$  が 64 m であるのに対し、下流側の泥岩分布範囲では平均  $k_{sn}$  が 35 m であった。ウィルコクソンの順位和検定の結果、玄武岩分布範囲の  $k_{sn}$  は、堆積岩分布範囲の  $k_{sn}$  よりも大きいと判断される ( $p < 0.002$ )。粒径 ( $D_{50}$ ) は、最上流部 (距離 > 8600 m) を除いて下流に行くほど減少しているが、玄武岩類分布範囲と泥岩分布範囲で顕著な差は見られない (図 4b)。最上流部 (距離 > 8600 m) の玄武岩類分布範囲内において



は、 $k_{sn}$ がその下流に比べて小さくなっている。同じ範囲において、粒径も上流ほど小さい。岩盤露出率は、上流の玄武岩類分布範囲で局所的に高いが、流域全体でみると基盤岩が露出している範囲は非常に限られている（図 4b）。河床勾配の 3 成分から計算した $k_{sn}$ （図 4c： $k_{sn}S_{D_s}$ 、 $k_{sn}\Delta S_{Q_s}$ 、 $k_{sn}\Delta S_E$ ）については、堆積物の運搬に関係する成分（ $k_{sn}S_{D_s}$ と $k_{sn}\Delta S_{Q_s}$ の和）が全体の $k_{sn}$ （3 成分の和）と同程度となっている（図 5a）。これは、母沢における河床勾配の変化の大部分が、河床堆積物の影響によるものであることを意味している。

#### 4.1.2. 田ノ沢

南側に位置する本流（T1）では平均 $k_{sn}$ が 72 m、 $D_{50}$ が 5.7-11.0 cm であるのに対し、北側の支流（T2）では、平均 $k_{sn}$ が 52 m、 $D_{50}$ が 5.9-7.9 cm と小さかった（図 4d, 4e）。田ノ沢には堆積岩も分布しているが、その分布範囲は非常に限られているため（図 2b）、T1 と T2 の粒径の違いは、玄武岩類の粒径の差であると考えられる。露頭観察の結果、調査対象範囲に露出する玄武岩類は、球状風化の進行や節理の発達によって比較的細粒の礫が河川に供給されている場合もあれば、未風化で節理のない岩盤が露出している場合もあるため、玄武岩類の分布範囲内であっても、斜面から河川に供給される礫径は場所によって大きく異なっている。このような粒径の差が、T1 と T2 の粒径が異なっている原因の一つである。岩盤の露出率は全体的に低く、T1 と T2 で大きな違いは見られなかった。 $k_{sn}$ の 3 成分については、堆積物の運搬に関係する成分が全 $k_{sn}$ の 80%以上を占めている（図 5b）。

#### 4.1.3. 敷場沢

最上流部（図 4g、距離>8000 m）では、堆積岩分布範囲と玄武岩類分布範囲の $k_{sn}$ が同程度である。一方、その下流（距離<8000 m）では玄武岩類分布範囲の $k_{sn}$ が急増し、さらに下流の堆積岩分布範囲に入ると $k_{sn}$ が急減する。図 4 に示された範囲において、玄武岩分布範囲の $k_{sn}$ は、堆積岩分布範囲の $k_{sn}$ よりも大きい可能性が高い（ウィルコクソンの順位和検定、 $p = 0.049$ ）。 $D_{50}$ は距離 6700-9000 m においてあまり変化せず、距離 6100 m より下流においてほぼ半減する（図 4h）。 $k_{sn}$ の 3 成分については、堆積物の運搬に関係する成分が同程度の場合、玄武岩分布範囲の $k_{sn}$ が堆積岩分布範囲の $k_{sn}$ よりも大きかった（図 5c）。

#### 4.1.4. 湯沢

玄武岩分布範囲の平均 $k_{sn}$ は 80 m であり、堆積岩分布範囲の平均 $k_{sn}$ は 78 m であった。両岩種の分布範囲の $k_{sn}$ には統計的に優位な差はみられない（ウィルコクソンの順位和検定、 $p = 0.91$ ）。 $D_{50}$ は基盤岩の種類とは無関係に変化しており、下流細粒化のような規則性もみられない。 $k_{sn}$ の 3 成分については、玄武岩分布範囲と堆積岩分布範囲のいずれにおいても、堆積物の運搬に関係する成分が全 $k_{sn}$ の 75%以上を占めている（図 5e）。岩種別にみると、玄武岩分布範囲の調査地点のうち 53%の地点において、堆積物の運搬に関係する成分が全 $k_{sn}$ の 90%以上を占めており、堆積岩分布範囲では、全調査地点のうち 73%の地点において堆積物の運搬に関係する成分が全 $k_{sn}$ の 90%以

上を占めていた。すなわち、湯沢における $k_{sn}$ の変化の大部分が、堆積物の影響によるものであった。

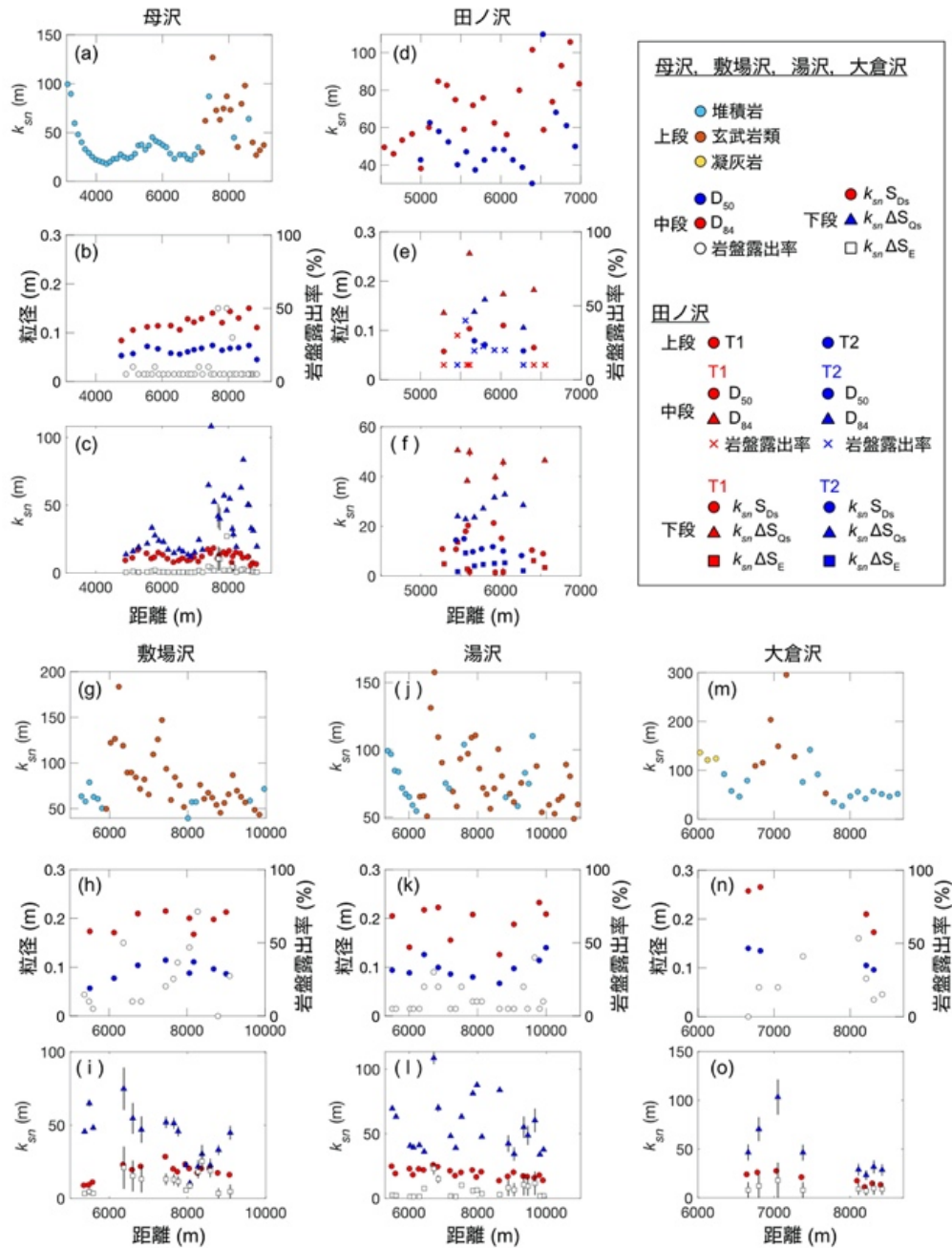


図4. 各河川の急峻度 ( $k_{sn}$ ) と、河床勾配の成分 ( $S_{D_s}$ ,  $\Delta S_{Q_s}$ ,  $\Delta S_E$ ) 分析結果

#### 4.1.5. 大倉沢

玄武岩分布範囲の平均 $k_{sn}$ は117 mであり、堆積岩分布範囲の平均 $k_{sn}$ は62 mであった。距離6650mより下流の堆積岩分布範囲では $k_{sn}$ が周辺よりも小さくなっているが、これはダムの堆砂域

と重なっていることが一因である。図 4m に示された範囲において、玄武岩分布範囲の  $k_{sn}$  は、堆積岩分範囲の  $k_{sn}$  よりも大きい（ウィルコクソンの順位和検定,  $p = 0.02$ ）。 $D_{50}$  は、最上流の堆積岩分布範囲で 10 cm 程度であるのに対し、距離 7000 m 付近の玄武岩分布範囲では 14 cm 程度であった。 $k_{sn}$  の 3 成分については、いずれの岩種についても堆積物の運搬に関する成分が全  $k_{sn}$  の 70-80% を占める（図 5e）。ただし、玄武岩分布範囲において 2 地点のみでしか流路形状を計測できていないため、大倉沢における玄武岩分布範囲と堆積岩分範囲の違いは十分検討できない。

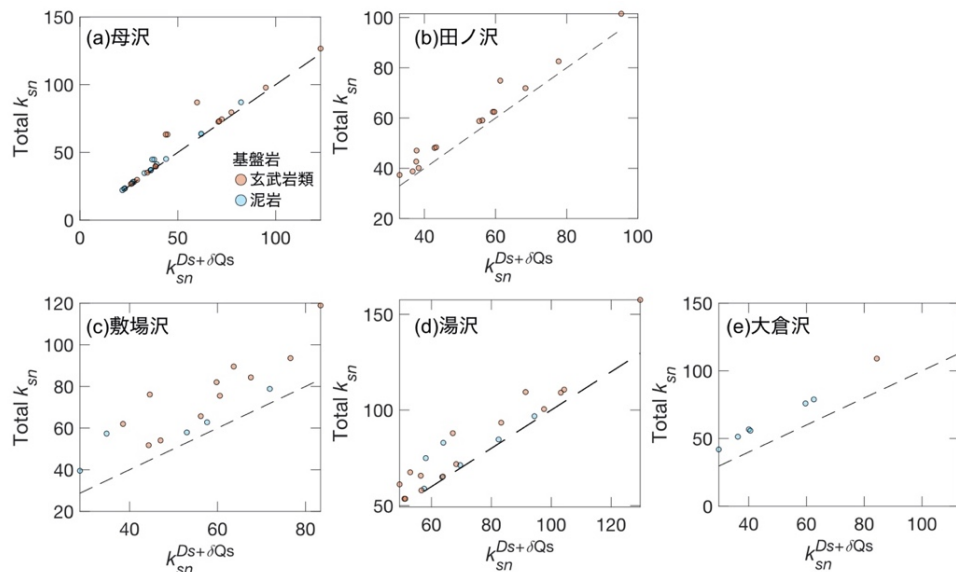


図 5. 各地点の  $k_{sn}$  と、堆積物の運搬に関する成分 ( $k_{sn}S_{D_s}$  と  $k_{sn}\Delta S_{Q_s}$  の和) との関係。図中の破線は  $x$ ,  $y$  軸の値が 1 : 1 となる位置を示す。

#### 4.2. 下流方向への粒径変化と岩種の関係

母沢本流の 15 地点、支流 3 地点で粒径の計測を行った（図 6）。本流では、最上流から 8 地点目以降（距離 7000 m 付近）において、玄武岩類が露出しておらず、泥岩のみが分布する。無作為に選んだ 300 粒子の計測結果と、岩種別の粒径を図 7 に示す。粒径の変化傾向は岩種に加え、粗粒成分と細粒成分でも大きく異なる（図 7, 表 1）。表 1 に示した粒径の変化率は、調査範囲において粒径が変化しているかどうかを判定するために求めたものであり、通常つかわれる粒径の変化率（Attal and Lavé, 2009）とは異なる。

泥岩については、全ての粒径クラス ( $D_{20}-D_{84}$ ) で下流粗粒化しており、その変化率は粗粒成分ほど大きい（図 7b, 表 1）。変化を詳細にみると、最上流の 2 地点（距離 >8600 m）では、全粒径クラスについて下流粗粒化し、最上流から 3 地点目（距離 8300 m）に向かって全体的に粒径が減少する。その後、最上流から 5 地点目（距離 7800 m）までは粒径があまり変化せず、6 地点目（距離 7500 m）から下流では粒径が徐々に増加する。6 地点目より下流では、流路脇の斜面に泥岩が広く露出するようになり、集水域の中で泥岩が占める割合が急激に増加する（図 8a）。粒径計測地点の集水域における泥岩の分布割合は、距離 7500 m より下流では単調に増加し、最下流の計測地点

(距離 4800 m) では 54% に達する。一方、最初に計測した 300 粒子に含まれる泥岩礫の割合は、距離 7500-6500 m において急増するが、その下流では規則的な増加傾向はみられない (図 8a)。

玄武岩については、泥岩と同様に最上流の 2 地点において下流粗粒化がみられる (図 7c)。その下流 (距離 < 8600 m) において、比較的粗粒な粒径クラス ( $D_{60}-D_{84}$ ) は下流細粒化しており、より粗粒なクラスほど粒径変化率が大きい (表 1)。一方、より細粒な成分 ( $D_{20}-D_{50}$ ) は粒径がほとんど変化せず、最下流の計測地点で急減する (表 1)。玄武岩類は、距離 6300 m 付近で南東から本流に合流する支流にも分布しており、その支流と合流直後に本流の粒径が増加する (図 7c)。粒径計測地点の集水域における玄武岩の分布割合は、最上流ではほぼ 100% であり、最下流の計測地点で 46% にまで減少する (図 8b)。一方、最初に計測した 300 粒子に含まれる玄武岩礫の割合は、距離 7500-6500 m において急減するが、その下流では規則的な減少傾向はみられない (図 8b)。

泥岩のみが分布する支流で行った粒径計測の結果を図 9 に示す。この支流は、流域面積が  $0.3 \text{ km}^2$  小さく、平均  $k_{sn}$  は 16 m であり、距離 5200 m 付近で本流に合流する。粒径計測結果は、全ての粒径クラスで下流粗粒化が起きており、粗粒成分ほど粒径の変化率が大きい。

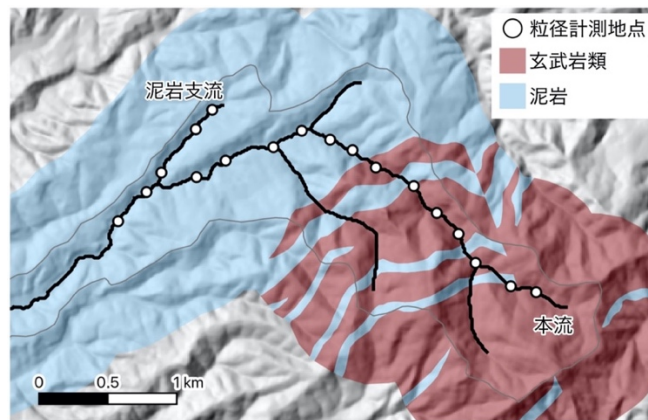


図 6. 母沢における粒径計測地点。地質図は対馬・上村 (1959)、上村ほか (1959) をもとに作成。

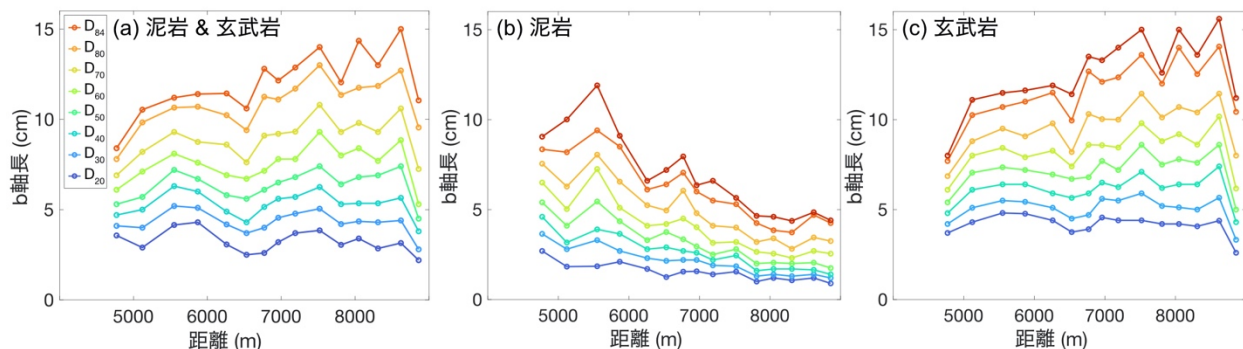


図 7. 母沢における粒径計測結果。(a)最初に無作為に選んで計測した 300 粒子の結果。(b)泥岩礫の結果 (1 地点 100 粒子以上)。(c)玄武岩礫の結果。

表 1. 下流への粒径減少率。粒径減少率は線形回帰により求めた。負の値は下流粗粒化を意味する。

粒径	泥岩 + 玄武岩		泥岩		玄武岩	
	粒径減少率 (cm/km)	標準誤差	粒径減少率 (cm/km)	標準誤差	粒径減少率 (cm/km)	標準誤差
D <sub>20</sub>	-0.19	0.12	-0.33	0.05	-0.14	0.11
D <sub>30</sub>	-0.13	0.13	-0.57	0.05	-0.03	0.14
D <sub>40</sub>	-0.05	0.15	-0.7	0.07	0.12	0.17
D <sub>50</sub>	0.13	0.18	-0.9	0.09	0.21	0.21
D <sub>60</sub>	0.2	0.22	-1.06	0.14	0.34	0.23
D <sub>70</sub>	0.39	0.22	-1.21	0.14	0.55	0.23
D <sub>80</sub>	0.65	0.23	-1.33	0.16	0.93	0.27
D <sub>84</sub>	0.96	0.26	-1.63	0.22	1.08	0.31

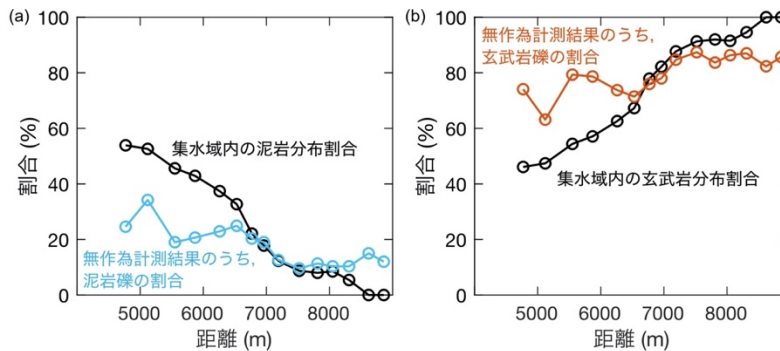


図8. 流域内の特定の岩種の分布割合と、無作為に計測した300粒子のうち、特定の岩種が占める割合。(a) 泥岩 (b) 玄武岩。

## 5. 考察

### 5. 1. 岩盤強度が勾配に与える影響

図4で示したように、 $k_{sn}$ の変化の大部分は堆積物の運搬に関係する成分の変化によるものである。各地点の $k_{sn}$ の少なくとも60%程度は堆積物の運搬に関係する成分であり、岩盤強度（すなわち、岩盤の侵食抵抗性）が河床勾配に与える影響は、堆積物の影響に比べて小さい。侵食抵抗性の差による $k_{sn}$ の差を正確に定量することは困難であるが、ウィルコクソンの順位和検定で岩種ごとに $k_{sn}$ が異なると判定された母沢と敷場沢をみると、堆積物の運搬に関する $k_{sn}$ が同程度の場合、玄武岩分布箇所の全 $k_{sn}$ は堆積岩分布箇所の全 $k_{sn}$ よりも10-20m程度大きい（およそ1.2-1.4倍、図5a, 5c）。ただし、いずれの河川においても $k_{sn}$ のばらつきが大きく、堆積物の運搬に関する $k_{sn}$ と全 $k_{sn}$ が堆積岩分布範囲と玄武

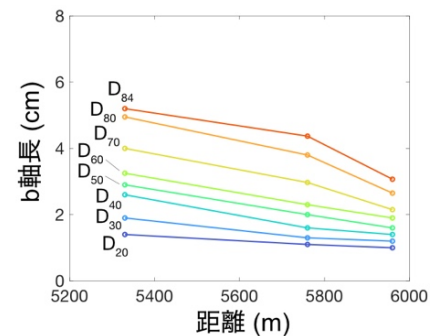


図9. 泥岩のみが分布する支流の粒径計測結果。この支流は距離5200m付近で本流に合流する。

岩の分布範囲と一致する。

岩分布範囲で同程度になる場合も多いことから、侵食抵抗性の差に起因する $k_{sn}$ の差は、先に述べた10-20 m よりも小さい可能性がある。

岩盤の侵食抵抗性に関する河床勾配の変化量が、堆積物の運搬に関する河床勾配の変化量よりも小さいということは、岩盤の侵食抵抗性以外の要素も河床勾配に影響していることを示唆する。堆積物粒子が斜面から河川に流入するときの粒径は、岩盤強度が高いほど大きくなる傾向がある

(Sklar et al., 2017)。津軽山地においても堆積岩礫が玄武岩礫よりも明らかに小さく、 $D_{50}$ 、 $D_{84}$ ともに2倍程度の差がある(図10)。岩盤強度が高い範囲で河床勾配がより大きくなる傾向があるのは、侵食抵抗性が高いことに加え、河川に供給される礫径が増加することも原因である。実際、流域内の大部分に玄武岩類が分布する田ノ沢において、堆積物の運搬に要する河床勾配の成分の差が、本流と支流の河床勾配の差を生み出しており、堆積物の影響が非常に大きいことを示している(図4d-4f)。

堆積物による河床勾配への影響は粒径に依存するため(式2, 3)、基盤岩の節理密度や風化形態も間接的に河床勾配に影響する(DiBiase et al., 2018)。津軽山地に分布する玄武岩類の岩相は場所によって様々であり、数cm-数10cm程度の節理が密に発達する地点や、球状風化が顕著な地点がある一方で、節理間隔が1m程度の柱状節理がみられる地点や、全く節理のない岩盤が露出する地点もある。流域の大部分が植生に覆われているため、流域単位で岩盤の節理密度や風化状況を把握することはできないが、田ノ沢の本流と支流で粒径が異なっていたことは、基盤岩の節理密度や風化状況の違いが原因のひとつだと考えられる。

ここからは、津軽山地で、岩盤強度があまり強く河床勾配に影響しない理由について考察する。まず、短期的な侵食速度の差について検討する。侵食抵抗性が周囲よりも低い岩盤が露出し、その地点の侵食速度が周囲よりも速くなる場合、低強度の岩盤が露出する範囲の上流端では河床勾配が増加し、下流端では河床勾配が減少することが予想される。すなわち、下流に向かって岩盤強度が低下する場合、より低強度の岩盤が分布する範囲の勾配が、高強度の岩盤が分布する範囲よりも大きくなる(Perne et al., 2017)。しかし、ウィルコクソンの順位和検定で岩種ごとに $k_{sn}$ が異なるとはいえないと判定された河川(田ノ沢、湯沢)をみると、Perne et al. (2017)で予測されるような河床勾配の分布にはなっていない。さらに、敷場沢においても玄武岩類と堆積岩の地質境界において $k_{sn}$ がほとんど変化していない地点が存在するが(8000 m, 8200 m)、数値シミュレーションで予測されるような $k_{sn}$ の変化はみられない。したがって、短期的な侵食速度差のみでは、今回調査を行った河川において河床勾配が地質境界で変化しないことを説明できない。

岩盤強度と河床勾配の関係は、河床に露出する岩盤の順序にも左右されると考えられる。より高強度の岩盤のみが上流側にある場合、比較的粗粒な礫が流路に供給され、下流にあるより低強度の岩盤が分布する範囲まで運搬される。母沢の玄武岩礫の粒径変化の結果では、流路脇の斜面からの新たな玄武岩礫の供給が停止した場合でも、粒径は急減していない(図7b)。さらに、堆積物の運搬に関する河床勾配の変化量は岩盤強度の変化による河床勾配の変化量よりも大きいため(図

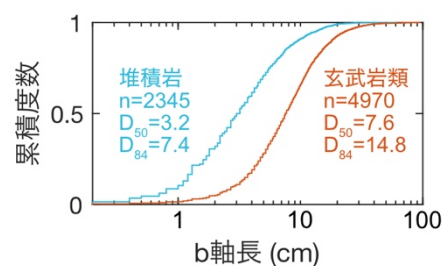


図10. 津軽山地における堆積岩礫と玄武岩礫のb軸長の違い。

5) , 河床に露出する岩盤の強度が急変した場合でも, 河床勾配があまり変化しないと考えられる. 一方で, 低強度の岩盤のみが上流側に分布する場合は, より高強度の岩盤の分布範囲に入ると粗粒物質が急増し, 河床勾配も急変すると考えられる. ただし, 流域面積が十分に大きい場合は, 上流から運搬されてくる堆積物の総量に対して溪岸斜面から新たに供給される堆積物量が小さく, 地質境界付近で河床堆積物の粒径が急変しない可能性がある. また, 過去に発生した基準面低下速度の変化によって下流ほど侵食速度が速い場合 (Takahashi et al., 2023) や, 斜面崩壊や地すべりによって大量の粗粒物質が流路に供給される場合は, より低強度の岩盤が分布する範囲で, 高強度の岩盤が分布する範囲よりも粗粒の物質が河川に供給される可能性がある.

最後に, 本研究の問題点について述べる. 河床勾配を3成分に分ける手法 (Sklar and Dietrich, 2006) では, 堆積物の運搬に要する河床勾配 ( $\Delta S_{Q_s}$ , 式3) を計算する際に, 河床における岩盤露出率を用いて堆積物供給量と可搬堆積物量の比を推定している (式8). この操作は Chatanantavet and Parker (2008)が行った水路実験の結果に基づくものだが, 実際の河川での適用可能性はわかっていない. 実地形では, 降雨イベントの発生履歴次第で岩盤の露出率が大きく変化すると考えられるため, 調査時の岩盤露出率が長期的な岩盤露出率の値と等しいかどうかは判定できない. また, 本研究では, 堆積物供給量と可搬堆積物量の比が岩盤露出率の1次関数になると仮定しているが (Sklar and Dietrich, 2006), Chatanantavet and Parker (2008)の実験結果でも, そのような関係にはならない場合があることがわかっている. 本研究の調査範囲でも, 堆積物供給量と可搬堆積物量の比が岩盤露出率の1次関数になっていないと思われる地点が存在する. 例えば, 勾配が急変する場合は可搬堆積物量も増加するが (Sklar and Dietrich, 2006; Wong and Parker, 2006 など), 侵食速度が流域内で概ね一様の場合, 堆積物供給量はあまり変化しない. その結果, 河床勾配が急変すると岩盤の露出率も急変することが予想されるが, 本研究の調査範囲のほとんどは堆積物に覆われており, Chatanantavet and Parker (2008)の実験から予想される岩盤露出率の変化 (式8) はみられていない.

上流から運搬されてきた堆積物をさらに下流に運搬するために必要な河床勾配 ( $\Delta S_{Q_s}$ ) を正確に推定することはいまだ困難であるが, 堆積物の始動に要する勾配 ( $S_{D_s}$ ) だけでも, 現在の河床勾配のうち大きな割合を占める場合がある.  $D_{50}$ を用いて計算した  $S_{D_s}$  は, 各調査地点の河床勾配のうち1-5割 (平均27%) を占めている (図11). また,  $D_{84}$ を用いて計算した  $S_{D_s}$  は各地点の河床勾配の2-9割 (平均52%) を占めており, 約半数の調査地点で50%以上を占める (図11). 岩盤河川の侵食が起きるためには, 少なくとも, 河床を覆う礫が移動する必要があるため,  $S_{D_s}$  が河床勾配の大部分を占めうるという結果は, 岩盤強度と河床勾配の関係を理解する上で, 侵食抵抗性のみでなく, 河川に流入する礫径も考慮する必要があることを意味する.

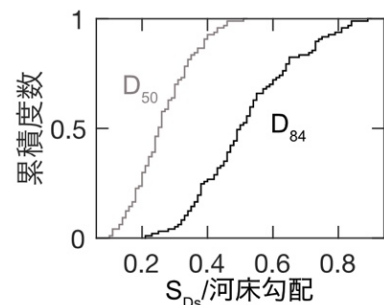


図11. 堆積物粒子の始動に要する河床勾配 ( $S_{D_s}$ ). 灰色線は  $D_{50}$  を用いて計算した結果であり, 黒色線は  $D_{84}$  を用いて計算した結果である.

## 5. 2. 母沢における粒径変化

母沢の最上流部において、泥岩、玄武岩ともに下流粗粒化していた。流域面積が数 km<sup>2</sup>に満たない河川の最上流部では、ユニットストリームパワーの増加に伴って下流粗粒化が起きる (Brummer and Montgomery, 2003)。また、上記のような河川最上流部では、土石流などのマスマーブメントによって粗粒堆積物が流路に供給されやすい。そうした堆積物はある程度勾配が減少すると停止し、その後しばらく流路に停滞するため、下流粗粒化を引き起こす (島津, 1990; Neely and DiBiase, 2020)。母沢本流の最上流部では、ユニットストリームパワーが下流にいくにつれて増加している (図 12)。また、粒径があまり大きくなく、ほとんどの粒径クラスについて、無次元掃流力 ( $\tau^*$ ) が無次元限界掃流力 ( $\tau_c^*$ ) を大きく上回っている (図 13)。そのため、母沢最上流部で見られた下流粗粒化については、ユニットストリームパワーが下流に向かって増加していることが主な原因であると考えられる。

泥岩の粒径は距離 7500 m より下流において徐々に増加し始めており、粒径の増加開始地点が概ね溪岸に泥岩が広く露出し始める地点と一致していた (図 7, 8)。このことは、泥岩の下流粗粒化が、堆積物供給源の変化によるものであることを示唆する。距離 7500 m よりも上流では、集水域内で泥岩の占める割合が 10%程度と非常に小さく、分散して分布している。集水域内で斜面上の削剥速度が一様であるとする、河床に存在する泥岩礫の多くは、ある程度の距離を輸送されてきたものであると考えられる。一方、距離 7500 m よりも下流では溪岸に常に泥岩が分布しているため、斜面から流路に供給されてからあまり時間が経過していない泥岩礫の割合が、下流にいくにつれて徐々に増加すると考えられる。実際、7500 m よりも上流の河床礫は、下流で計測した河床礫よりも明らかに小さい (図 14c)。また、流路脇の崩壊箇所において崩積物の粒径を計測したところ、河床で計測した泥岩礫よりも明らかに粒径が大きい (図 14)。以上より、距離 7500 m よりも下流でみられた泥岩礫の下流粗粒化は、基盤地質の変化に伴って粗粒物質の供給量が増えたことが原因であると考えられる。

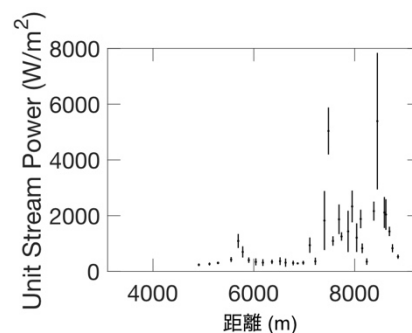


図 12. 母沢における、ユニットストリームパワーの変化。

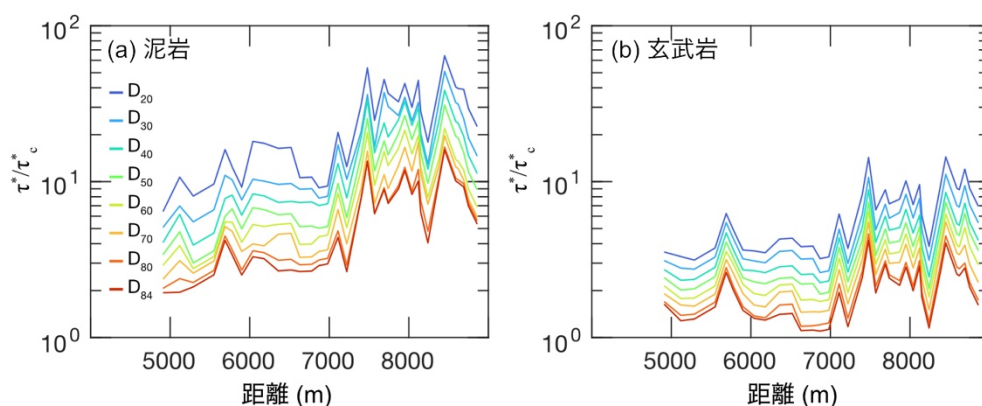


図 13. 母沢における無次元掃流力と無次元限界掃流力の比 ( $\tau^* / \tau_c^*$ ) の変化。





図 14. (a) 粒径を計測した溪岸崩壊地点. (b) 崩積物の大半を占める中礫. 崩積物のうち、この中礫よりも大きい粒子 (b 軸が 1-2 cm を超えるもの) のみを計測した. (c) 2 cm 以上の粒子の頻度分布. 河床礫は距離 7500 m よりも上流と下流に分けてプロットしている.

泥岩、玄武岩のいずれについても、より小さい粒径クラスほど粒径の変化率が小さかった。これは、礫の破碎による新たな礫生産が関係していると思われる。より粗粒な粒径クラスの堆積物は、周辺斜面から供給されるものが多くを占めると考えられる。一方、より細粒な粒径クラスの場合、斜面から供給されるだけでなく、既に流路にある粒子が磨耗・破碎作用によって質量を減じることで生産される場合もある。玄武岩は上流側にしか分布していないため、玄武岩礫の $D_{20}$ - $D_{50}$ の粒径が調査範囲内でほとんど変化していなかったのは、磨耗・破碎作用による礫生産の影響である可能性が高い。

母沢における粒径変化は、礫供給源の変化や磨耗・破碎作用に加えて、選択的運搬の影響もあると考えられる。図 8 に示したように、集水域内の泥岩分布割合は下流に行くにつれて増加し、最下流の粒径計測地点では 54% に達する。一方、最初に計測した 300 粒子に含まれる泥岩礫の割合は、6500 m より下流においてはあまり増加しなくなる。斜面の剝離速度が流域内で一様であると仮定すると、無作為に抽出した礫に泥岩礫が占める割合は、集水域内の泥岩分布割合と共に増加するはずである。母沢に分布する泥岩の密度は、玄武岩の密度の約 84% であることに加え、泥岩礫は玄武岩礫よりも小さいために、選択的に運搬されていると考えられる。同様のことが玄武岩類にもみられる。本流では、距離 6300 m 付近で南東からの支流と合流して以降玄武岩礫の供給がないと考えられるが、その下流において、無作為に抽出した礫に含まれる玄武岩礫の割合は規則的に減少していない。このような、集水域内での特定の岩種の分布割合と、河床堆積物中での出現割合との差異は、この区間における泥岩礫の滞留時間が玄武岩礫の滞留時間よりも非常に短く、泥岩が斜面から新たに供給されても流路内の堆積物の礫種組成にはあまり影響しないことを示唆している。

## 6. おわりに

本研究では、津軽山地を流れる河川の河床勾配が、河床堆積物と岩盤強度によってどの程度影響を受けているのかについて検討した。その結果、河床勾配の変化の大部分が、堆積物の運搬に関する河床勾配の変化によるものであり、基盤岩の侵食抵抗性による影響は、堆積物の影響に比べると小さいことが明らかになった。そのため、岩盤ごとの侵食抵抗性の差が河床勾配に反映されるためには、粒径が岩種によらず同程度であり、堆積物の運搬に関する河床勾配の成分が同程度である

ことが重要であると考えられる。侵食抵抗性はあまり強く河床勾配に影響しない一方で、基盤岩が高強度であるほど流路に供給される礫が大きくなる傾向があるため、岩盤強度と河床勾配の関係を論じる上では、侵食抵抗性に加え、流路に供給される礫径という点も考慮すべきである。母沢における調査結果は、岩種別に粒径変化傾向が異なっていたという結果は、河床堆積物全体の変化傾向と、岩種別に見た粒径の変化傾向が大きく異なる場合があることを意味する。流域内の岩石の分布や運搬途中での礫の質量変化をより良く理解するためには、粒径のみの調査では不可能であるため、トレーサーや円磨度を用いた研究が必要になるであろう。

## 謝辞

東北大学理学部地圏環境科学科の荒井悠希氏、同理学研究科地学専攻の山根悠輝氏、東京都立大学の石村大輔氏、中央大学の太田凌駕氏には、現地調査に同行していただいた。記して感謝申し上げます。

## 文献

- 青森県(1996).「平成7年度 地震調査研究交付金 津軽山地西縁断層帯及び野辺地断層帯に関する調査成果報告書」,156p.
- Attal, M., & Lavé, J. (2009). Pebble abrasion during fluvial transport: Experimental results and implications for the evolution of the sediment load along rivers. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 114(4), 1–22.
- 吾妻崇(1995).変動地形からみた津軽半島の地形発達史.第四紀研究,34(2),75–89.
- Brummer, C. J., & Montgomery, D. R. (2003). Downstream coarsening in headwater channels. *Water Resources Research*, 39(10).
- Chatanantavet, P., & Parker, G. (2008). Experimental study of bedrock channel alluviation under varied sediment supply and hydraulic conditions. *Water Resources Research*, 44(12), 1–19.
- DiBiase, R. A., Rossi, M. W., & Neely, A. B. (2018). Fracture density and grain size controls on the relief structure of bedrock landscapes. *Geology*, 46(5), 399–402.
- 藤井敬三(1981).油川地域の地質.地域地質研究報告(5万分の1図幅),産業技術総合研究所地質調査総合センター,38p.
- 産業技術総合研究所地質調査総合センター(2022).20万分の1日本シームレス地質図V2.  
<https://gbank.gsj.jp/seamless>
- Hack, J.T. (1973). Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journal of Research of the U. S. Geological Survey*, 1(4), 421–429.
- Hayakawa, Y. S., & Oguchi, T. (2009). GIS analysis of fluvial knickzone distribution in Japanese mountain watersheds. *Geomorphology*, 111(1–2), 27–37.
- 地震調査研究推進本部(2004).津軽山地西縁断層帯の長期評価について.  
[https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou\\_pdf/10\\_tsugaru-sanchi.pdf](https://www.jishin.go.jp/main/chousa/katsudansou_pdf/10_tsugaru-sanchi.pdf)
- Johnson, J. P. L., Whipple, K. X., Sklar, L. S., & Hanks, T. C. (2009). Transport slopes, sediment cover, and bedrock channel incision in the Henry Mountains, Utah. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 114(2), F02014.

- Lai, L. S. H., Roering, J. J., Finnegan, N. J., Dorsey, R. J., & Yen, J. Y. (2021). Coarse sediment supply sets the slope of bedrock channels in rapidly uplifting terrain: Field and topographic evidence from eastern Taiwan. *Earth Surface Processes and Landforms*, 46(13), 2671–2689.
- Lamb, M. P., Dietrich, W. E., & Venditti, J. G. (2008). Is the critical shields stress for incipient sediment motion dependent on channel-bed slope? *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 113(2), 1–20.
- 三村高久(1979).青森県津軽半島南部地域の構造地質学的研究.地質学雑誌,85(12),719–735.
- Mitchell, N. A., & Yanites, B. J. (2021). Bedrock river erosion through dipping layered rocks: Quantifying erodibility through kinematic wave speed. *Earth Surface Dynamics*, 9(4), 723–753.
- Neely, A. B., & DiBiase, R. A. (2020). Drainage Area, Bedrock Fracture Spacing, and Weathering Controls on Landscape-Scale Patterns in Surface Sediment Grain Size. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 125(10), 1–22.
- 根本直樹(2014).津軽半島における新第三紀以降のテクトニクス.第四紀研究,53(4),205–212.
- Perne, M., Covington, M. D., Thaler, E. A., & Myre, J. M. (2017). Steady state, erosional continuity, and the topography of landscapes developed in layered rocks. *Earth Surface Dynamics*, 5(1), 85–100.
- Regalla, C., Kirby, E., Fisher, D., & Bierman, P. (2013). Active forearc shortening in Tohoku, Japan: Constraints on fault geometry from erosion rates and fluvial longitudinal profiles. *Geomorphology*, 195, 84–98.
- Schwanghart, W., & Scherler, D. (2014). Short Communication: TopoToolbox 2 - MATLAB-based software for topographic analysis and modeling in Earth surface sciences. *Earth Surface Dynamics*, 2(1), 1–7.
- 島津弘(1990).東北地方の山地河川における礫径変化に基づいた流路の区分.地理学評論Ser.A, 63(8), 487–507.
- Sklar, L., & Dietrich, W. E. (2001). Sediment and rock strength controls on river incision into bedrock. *Geology*, 29(12), 1087–1090.
- Sklar, L. S., & Dietrich, W. E. (2004). A mechanistic model for river incision into bedrock by saltating bed load. *Water Resources Research*, 40(6), 1–22.
- Sklar, L. S., & Dietrich, W. E. (2006). The role of sediment in controlling steady-state bedrock channel slope: Implications of the saltation-abrasion incision model. *Geomorphology*, 82(1–2), 58–83.
- Sklar, L. S., Riebe, C. S., Marshall, J. A., Genetti, J., Leclere, S., Lukens, C. L., & Mercers, V. (2017). The problem of predicting the size distribution of sediment supplied by hillslopes to rivers. *Geomorphology*, 277, 31–49.
- Suzuki, T., Eden, D., Danhara, T., & Fujiwara, O. (2005). Correlation of the Hakkoda-Kokumoto tephra, a widespread middle Pleistocene tephra erupted from the Hakkoda Caldera, northeast Japan. *Island Arc*, 14(4), 666–678.
- Takahashi, N. O., Shyu, J. B. H., Toda, S., Matsushi, Y., Ohta, R. J., & Matsuzaki, H. (2023). Transient Response and Adjustment Timescales of Channel Width and Angle of Valley-Side Slopes to Accelerated Incision. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 128(8).
- 対馬坤六,上村不二雄(1959).5万分の1図幅説明書「小泊」.産業技術総合研究所地質調査総合センター,43p.
- Turowski, J. M., & Rickenmann, D. (2009). Tools and cover effects in bedload transport observations in the Pitzbach, Austria. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(1), 26–37.
- 上村不二雄,対馬坤六,斎藤正次(1959).5万分の1図幅説明書「蟹田」.産業技術総合研究所地質調査総合センター,39p.
- 氏家良博,谷口貴康,蝦名正輝(2006).化石花粉の有機熟成度から津軽断層の変位量を推定する.地質学雑誌,112(10),581–593.

- Whittaker, A. C., Cowie, P. A., Attal, M., Tucker, G. E., & Roberts, G. P. (2007). Contrasting transient and steady-state rivers crossing active normal faults: New field observations from the central apennines, Italy. *Basin Research*, 19(4), 529–556.
- Willett, S. D., & Brandon, M. T. (2002). On steady states in mountain belts. *Geology*, 30(2), 175–178.
- Wohl, E. E., Anthony, D. J., Madsen, S. W., & Thompson, D. M. (1996). A comparison of surface sampling methods for coarse fluvial sediments. *Water Resources Research*, 32(10), 3219–3226.
- Wong, M., & Parker, G. (2006). Reanalysis and Correction of Bed-Load Relation of Meyer-Peter and Müller Using Their Own Database. *Journal of Hydraulic Engineering*, 132(11), 1159–1168.