

公益財団法人国土地理協会 第17回学術研究助成

穿入蛇行河川の形成と流域斜面発達の
相互作用に関する実証的研究：
四万十川中流区間を例に

研究代表者 松四 雄騎 京都大学大学院理学研究科

共同研究者 遠藤 徳孝 金沢大学理工学域

共同研究者 松崎 浩之 東京大学総合研究博物館

共同研究者 辻 哲也 京都大学大学院理学研究科

1. はじめに

湿潤変動帯の山地において、流域の地形は、河川の下刻と斜面の侵食の相互作用により形成される。河川は斜面の侵食基準面を規定しており、下刻に伴う斜面下部の急峻化が斜面崩壊等による河道への土砂供給を誘発し、河道での水流による土砂輸送が、砂礫を摩耗材とした河床の下刻を促進させる。すなわち流域とは、内的営力によって隆起しつつ、外的営力によって侵食と物質輸送を維持するエネルギーの消費・転換システムであり、その内部に自己組織化のフィードバックシステムを持つがゆえ、結果的にエネルギー開放系に特有の散逸構造として、その地形を呈するものと理解することができる。そうした流域における地形形成システムの探求は、地球という固体惑星の表面形態の成立過程や物質動態の一般的理解に資する知見をもたらし、災害予測や減災という面から、そこで営まれる人類社会の福祉に寄与する。

自己組織化によって流域内に生じる地形の一つが蛇行河川である。特に穿入蛇行する岩盤河川は、山地流域の地形発達を駆動する基本的要素として重要である。活発に隆起する場における大起伏な山地斜面の主要な侵食過程である岩盤崩壊も、穿入蛇行する岩盤河川の下刻や蛇行の攻撃側における斜面の下部切断と関連しているものと推論されている。ところが、岩盤河川の穿入蛇行の形成を決定づける要因は、完全に明らかになっているわけではない。

岩盤河川の蛇行度は、洪水の頻度やそれに伴う土砂移動頻度の大小といった気候因子のほか、河床の受食性といった地質的因子の影響を受ける (Stark et al., 2010; Johnson and Finnegan, 2015 など)。また、河道を輸送される砂礫の量や粒径により、下刻や側刻に消費される水流エネルギーの再分配が起こり、河道の三次元的な形状が決まるという考えも提案されている (Turowski, 2018)。岩盤河川の蛇行については、種々の理論や概念的モデルが提案されるとともに、小スケールのアナログ実験 (Shepherd, 1972 など) や数値シミュレーションで蛇行河川の生成に成功した例 (Finnegan and Dietrich, 2011) が提示されるなど、研究が進んできている。また、現実の地形に対しても、洪水頻度や岩盤強度などとの対応関係に基づいて蛇行度の空間的差異を説明した例がある (Stark et al., 2010)。しかし、任意の場所の岩盤河川の蛇行の支配要因を明らかにしたうえで、その発達過程の数量的な説明に成功した例はない。これは、地形の空間的な拡がりやその形成に要する時間スケールの長さにより、広域での地形特性やその変化速度の定量化が難しかったことによる。

本研究では、地理情報システムと宇宙線生成核種という新しいツールを駆使してこの問題を解決するとともに、それらにより得られるデータを、踏査による岩盤物性の測定や砂礫堆積量の決定と組み合わせ、現実の地形に対して初めて実証的研究の展開を試みる。これにより、隆起山地を流れる河川の穿入蛇行の発達要因と形成過程について、従来、定性的・観念的であった河川—斜面相互作用の概念を、定量的かつ実証的に検証することを目的とする。調査は、付加体を基盤とする四国山地の西部を西流する四万十川の中流区間を対象に実施する。この区間では、基盤が泥質岩から砂質岩へと変化すると、流路形状が一旦直線化したのち、下流に向かって再び蛇行度が増大するという特徴的な地形の遷移が認められる。この範囲の流路および流域を対象に、地理情報システムを用いた地形の解析、野外調査に基づく河床岩盤の物性測定と流下堆積物量の推定、鉍物中の宇宙線生成核種の分析による河川の下刻速度および支谷からの砂礫の供給量の決定を行う。これにより、この区間における穿入蛇行の空間的な変化を明らかにするとともに、その形成史を復元し、斜面の比高増大に伴う河床摩耗材としての砂礫の供給量の変化や、河川の砂礫運搬容量、侵食営力に対する岩盤の抵抗性といった因子が、どのようにして岩盤河川の下刻および側刻、ひいては、その縦断形や平面形を制御しているかについて議論する。

本研究の最大の特色は、宇宙線生成核種を用いて、数千から数万年スケールでの河川の侵食履歴を明

らかにすることにある。これにより、段丘に乏しい穿入蛇行河川に対する長期的な発達史の復元が可能になる。本計画は、流域における砂礫の生産と運搬のバランスおよびそれによって決まる河道での侵食営力と河床の受食性との関係が、河川の下刻と側刻の相対的強さを決定づけるという独創的発想に基づいている。本研究は、この仮説の検証に、正面から取り組むものであり、これまでになかった新規な地形形成モデルの構築へと発展する可能性がある。さらに、西南日本外帯の付加体を基盤とする山地では、しばしば穿入蛇行河川の攻撃斜面において大規模な岩盤崩壊が発生している。穿入蛇行の発達をモデル化し、流域地形の形成過程を理解することは、斜面崩壊発生場の予測につながる。南海トラフでの海溝型巨大地震の発生や極端大気現象の頻度増大が懸念されるいま、地理学的方法論の斜面減災への援用は社会的にも期待されており、砂防学や地盤工学など、関連分野への波及効果も大きいものと考えている。

2. 調査地域

四国、高知県西部に位置する四万十川は典型的な穿入蛇行岩盤河川であり、特に東西方向へ西流する中流区間で顕著な蛇行の発達がみられる。流路長にして約 75 km の区間で西流する中流域区間では、基盤岩が泥岩優勢砂泥互層から砂岩優勢砂泥互層へ変化すると流路は明確に直線的になり、その下流の砂岩優勢砂泥互層では、下流に向かって蛇行度が増加していく様子が見て取れる（図 1・図 2）。

本研究では、上記の地質境界から下流方向へ蛇行度が空間的に変化する、流路長にして約 50 km の砂岩優勢砂泥互層の区間を対象領域とした。この区間では、地質境界から約 10 km 下流地点において四万十川流域で最大の支流である梶原川（流域面積約 450 km²）が合流し、その地点から下流側でいっそう蛇行度の増大が認められる。対象区間内では梶原川以外の大きな支流の流入は無いと考えてよい。

対象区間における流路の河床は地質学的区分上、砂岩優勢砂泥互層帯が大部分を占めている。河床は基本的に塊状砂岩で構成されており、部分的に泥岩層が優勢となる区間が存在するが、泥岩層は脆く侵食を受けやすいため、水面の上に少しだけ露出しているか、あるいは水面下に隠れてしまっている場合が多いようである。塊状砂岩で構成されている岩盤のうち、特に水面からの高度の低いものはアブレーションを顕著に受けており、流線型の侵食痕やポットホールが確認される場合が多い。また、流域斜面から供給された砂礫は、特に蛇行流路の内側（滑走斜面側）で巨大な礫洲を形成していることが多く、長辺が 20 cm を超える巨礫で埋め尽くされた礫洲も珍しくない。

四万十川流域の気候は太平洋岸式気候に属しており、年平均降水量が 1,800~3,000 mm に達する、日本でも有数の多雨地域である。降水量は台風が頻繁に襲来する 7~9 月に集中し、特に上流部における降水量が多いことが特徴である。対象領域は四万十川の中流部に位置し、例年降水量が 2,000mm 前後であることが多いが、多い年で 3,000~4,000 mm の雨が降ることもあり、対象地域上流部に位置する佐賀取水堰が、洪水時の河川流量の調整を行っているようである。また、対象とする区間にダムは存在せず、対象地域より少し上流部に佐賀取水堰（四国電力）があるのみであるが、梶原川には二つの大きなダムがあり、上流が初瀬ダム、下流が津賀ダム（いずれも四国電力）である。

四万十川中流区間の山地の標高はほとんど 1,000 m 以下であり、斜面傾斜は比較的緩やかであるが、蛇行流路の攻撃斜面側で比較的急傾斜な斜面がみられる。また、四万十川中流域および梶原川流域では、いくつか過去の蛇行切断や環流の痕跡がみられ、切断された箇所は完全に段丘化し、なだらかな低地を形成している。また、四万十川中流区間は全体的に段丘の発達が悪いが、河道勾配が急激に遷移する区間である遷急区間周辺は、発達した侵食段丘がみられる。

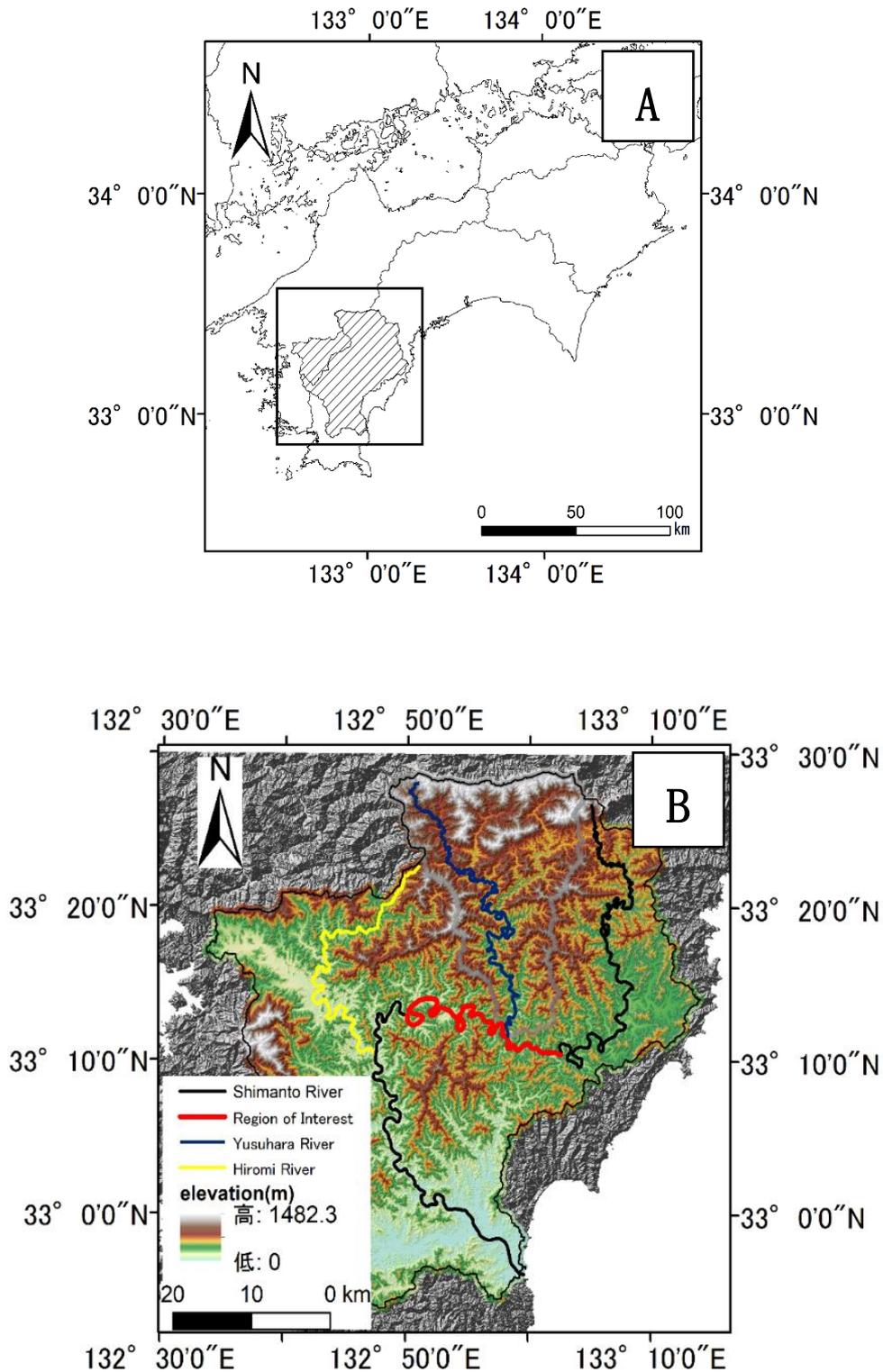


図1 調査地域

(A) : 四国における四万十川流域の位置.

(B) : (A) 図の黒枠四角形の拡大図. 対象領域を赤線で示す.

流域中央を南流する河川が梶原川 (青線) で, 流域西部を流れる河川が広見川 (黄色線) である. 灰色線で囲った領域は梶原川流域を示す.

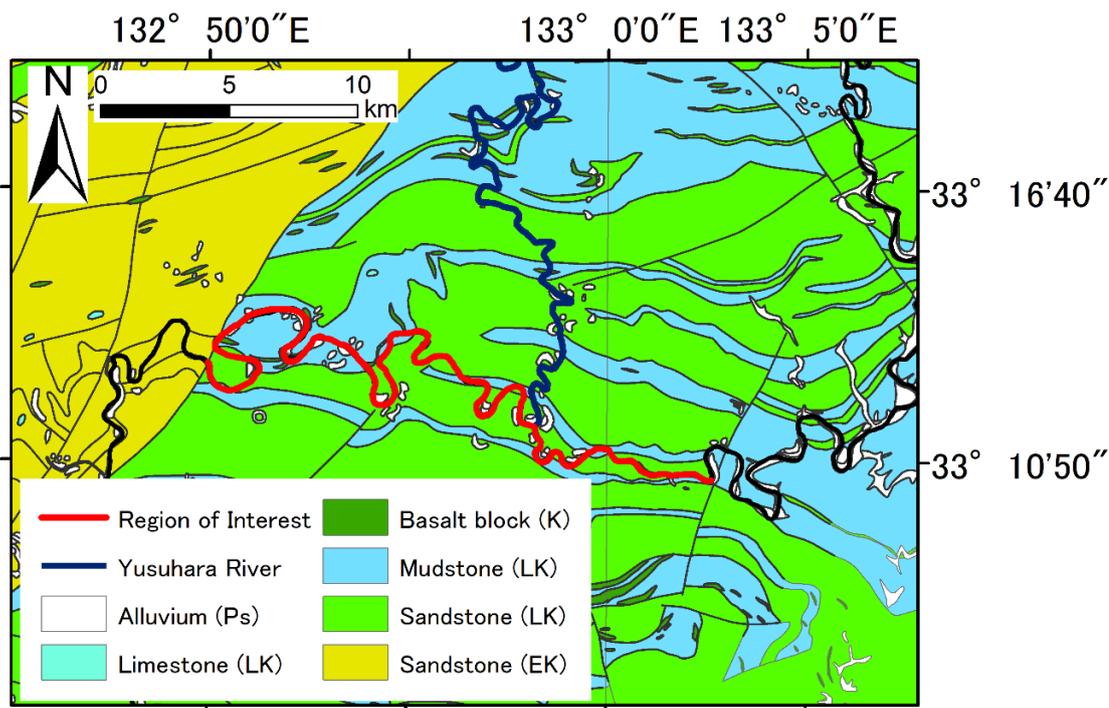


図2 対象地域の地質図（産業技術総合研究所，20分の1シームレス地質図より引用）

Alluviumは河川性の沖積物，Limestoneは石灰岩ブロック，Basalt blockは玄武岩ブロックあるいは緑色岩，Mudstoneは泥岩優勢砂泥互層，そしてSandstoneは砂岩優勢砂泥互層を示しており，（ ）内の記号はPsが更新世，Kが白亜紀で，E，Lはそれぞれ前期，後期を示す。

3. 手法

3.1. 地理情報システム（GIS）を用いた地形解析

対象流域の様々な地形パラメータの算出には，地理情報システム（以下GISと表記する）を用いて計算を行った。対象流域内を流れる四万十川本流の蛇行度は，GIS上で河川本流の流路を抽出したのから計算を行った。ここで蛇行度とは，河川流路をある範囲の区間で区切り，その区間内の流路長を，区間端の二点を結ぶ直線距離で除した無次元数で表現される，河川の蛇行の程度を示す指標のひとつである。蛇行度はある区間で一つの値を取ることになるが，本研究では流路方向への蛇行度の空間的変化の表現を行うため，対象とする約55 kmの流路を10 m毎のポイントデータに変換し，上流部からそれぞれのポイントで蛇行度を計算した。この時の区間範囲は，初期値1000 mから500 mずつ増大させながら最大20000 mまでの距離範囲を取り，それぞれの範囲で計算した蛇行度の最大値のみを抽出したグラフを作成した。

対象流域の傾斜量，高度分散量ほか種々の地形パラメータは，GISソフトウェア（ArcGIS，Esri Inc.）のツールを用いて計算を行った。高度分散量とは，ある領域の標高値の標準偏差で与えられる値で，起伏量の指標となる。ここでは，半径500 mの移動円領域を設定し，円の中心に領域内の標準偏差値を起伏量として出力した。また，流域のsteepness index，およびchannel steepness indexの計算に関しても，GISソフトを用いた計算で導出している。なお，steepness indexとは，以下の式（1）における k_s の値を指す（Flint, 1974）。

$$S = k_s A^{-\theta} \quad (1)$$

ここで S は流域もしくは河道の勾配， A は流域面積， θ はconcavity indexと呼ばれる地形の凹度を示

す指数である。 $\theta_c = 0.5$ （文献によっては 0.45 や 0.48 といった数値を用いることもある）を用いて計算した steepness index の値を k_{sn} （normalized steepness index）と言い、この θ_c 値と 500 m 区間の河道勾配から k_{sn} 値の計算を行っている。

3.2. 野外調査

対象地域では、河床岩盤を構成する砂岩もしくは泥岩の岩盤強度の測定を行った。対象地域内の河床に露出する典型的な岩盤表面を対象に、シュミットロックハンマー（KS 型：株式会社プロセク）を用いて反発値の測定を行った。この手法は、バネによる反発力を利用して解放された鋼鉄球が一定のエネルギーで岩盤の表面に打撃され、対象岩石の弾性変形によるエネルギー吸収を差し引いた残留エネルギーが鋼鉄球の反発をもたらすことで、反発値（R 値）、つまり「硬さ」が得られる、というものである（松倉・青木、2004）。砂岩優勢砂泥互層領域である対象地域内では、試料採取地（以下の 3.3. 参照）における塊状砂岩の岩盤強度を測定した。さらに、対象地域内に散見される泥岩岩盤においても数か所、また上流部の泥岩優勢砂泥互層領域における泥岩岩盤においても数か所、測定を行った。いずれの地点においても、松倉・青木（2004）における「連打法」（同一地点を複数回打撃し、その平均値を取る手法）を参考に、岩盤表面を 20 回打撃して得られた R 値のうち、最大値と最小値を除外した複数值から平均値と標準偏差を求めた。また、塊状砂岩においてはクラックから出来る限り離れた点での測定を、泥岩岩盤においては、割れ目が顕著な部分は出来る限り避け、劈開面に垂直な方向での測定を行っている。

また簡易測量により砂洲堆積物の厚みを推定した。流路内に偏在する礫洲上で、レーザー距離計「トゥルーパルス 360」（Laser Technology Inc.）を用いて、礫洲上のある基準点から二点間の水平距離、傾斜角、方位角の測定を行うことで、礫洲堆積物全体の厚みの推定を行った。この簡易測量は、対象地域より上流部にある泥岩優勢領域から一か所（ID: GB-1）、対象地域内の中流部（ID: GB-2）、下流部（ID: GB-3）でそれぞれ一か所ずつ、計三か所で行っている（図 3）。基準点は礫洲の中央部辺りのある点とし、礫洲上・下流端の岩盤河床が露出している箇所をそれぞれ岩盤河床の基準点とした。礫洲表面の高度を約 10 m 間隔で測量を行い、礫洲表面の測線と、両端の岩盤露出地点を結んだ直線との高度差から、堆積している砂礫量の推定を行った。

さらに、無人航空機（UAV: Unmanned aerial vehicle）ドローン（PHANTOM4, DJI）を用いた航空写真の画像解析により、流路中の砂礫の堆積状況および岩盤の露出状況を数値化した。撮影した画像群から画像解析ソフトウェア「Agisoft Photoscan」（Agisoft LLC.）を使用してオルソ画像を作成し、マッピングによって撮影区間内の砂礫領域と岩盤露出領域の割合を算出した。ドローンを用いた流路の空撮は、対象地域より上流部の泥岩優勢領域で 1 か所、対象地域内で 5 か所行った（図 10）。

3.3 宇宙線生成核種 ^{10}Be を用いた侵食速度の算出

宇宙線生成核種 ^{10}Be を用いた地表面の侵食速度の算出手法は、地表面近傍の石英鉱物中に蓄積する宇宙線生成核種 ^{10}Be の核種濃度とその生成速度から、 $10^3 \sim 10^6$ 年といったオーダーの長期的なタイムスケールにおける地表面の平均侵食速度を導出する手法である。この手法は、Lal (1991) らによって基本的なモデルが提唱されたのち世界中で発展を遂げ、現在においては世界中で広く認知された方法論であると言える。

石英中の宇宙線生成核種 ^{10}Be の核種濃度を用いて岩盤下刻速度および流域平均侵食速度を算出する

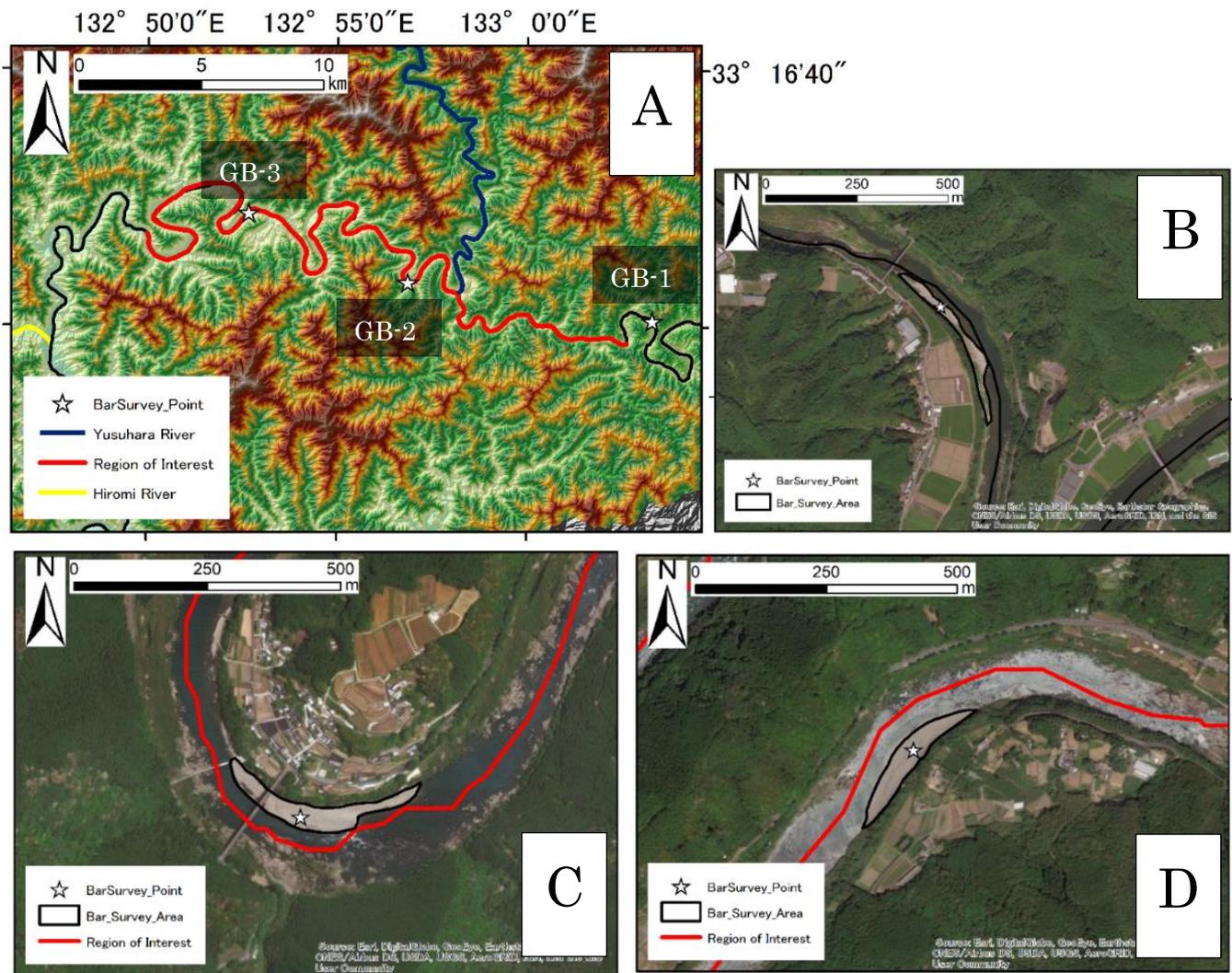


図3 礫洲測量点

(A) レーザー距離計を用いた簡易測量を行った礫洲の位置 (☆). (B) GB-1 地点の衛星画像. (C) GB-2 地点の衛星画像. (D) GB-3 地点の衛星画像. (衛星画像は Esri, DigitalGlobe, GeoEye, Earthstar, Geophysics, CNES/Airbus DS, USDA, USGS, AeroGRID, IGN, and the GIS User Community より引用)

ため、河床岩盤表面で岩盤試料を、支流の出口において河床堆積砂試料の採取を行った。岩盤表面試料は、河川流路内で比較的岩盤露出面の多い箇所、水面から露出した岩盤表面から深度 5 cm 以内の岩石をハンマーで割って採取した。また、試料採取地の水面からの高度差による侵食頻度差をキャンセルするため、水面から 120 cm までの高度を 20 cm ずつ 5 つのセグメント (#1 ~ #5 : 例えば #1 は水面からの高度が 20 ~ 40 cm の岩盤の表面) に分け、それぞれの高度から同質量ずつ採取したものを混合し、この混合試料から得られた侵食速度をその地点の侵食速度とした。岩盤試料の採取地点は計 7 か所 (sample ID : 上流から順に Smnt-RB1 ~ 7 : 図 4) であり、よく摩耗された塊状の砂岩表面から採取している。この岩石試料中に存在する宇宙線生成核種 ^{10}Be 核種濃度から、岩盤表面のアブレーションによる長期的なタイムスケールでの平均下刻速度を算出した。

さらに、対象流域中に流入する四万十川支流のうち、流域面積が 10 km^2 以下の小流域を 5 か所選定し、流域出口周辺に堆積している河床堆積砂を現地ですりいにかけて、粒径 2 mm 以下の砂試料を採取した (Sample ID : Smnt-TFS1 ~ 5 : 図 4)。流域出口周辺に堆積している砂は、流域全体から供給された土砂がよく混合した状態にあるものと考えられ、この砂試料中の宇宙線生成核種 ^{10}Be の核種濃度から、流域全体の平均侵食速度を算出できる。

試料採取地である岩盤表面が、長期間定常的な侵食を受けているものと仮定するとき、岩盤表面のある点における長期間の平均下刻速度 ε は以下の式 (2) で表される(松四, 2007).

$$\varepsilon = \frac{\Lambda}{\rho} \cdot \left(\frac{P_0}{C} - \lambda \right) \quad (2)$$

ここで Λ は宇宙線の減衰長 (g/cm^2), ρ は岩石の密度 (g/cm^3), P_0 は地表面における核種の生成率 ($\text{atoms}/\text{g}/\text{yr}$), C は試料中の核種濃度 (atoms/g), λ は核種の壊変定数 (yr^{-1}) である. 地表面の核種の生成率は P_0 は緯度と標高に依存して変化するため, Stone(2000)のスケーリングを用いて, 試料採取地ごとに計算を行っている. また, Λ の値は $160 (\text{g}/\text{cm}^2)$ を使用する.

また, 砂試料採取地の流域が, 長期間定常的な侵食を受けており, かつ流域斜面から排出された土砂が流域の出口でよく混合された状態で堆積していると仮定する. この時, 流域出口に堆積している砂試料中の ^{10}Be 核種量は, 流域斜面全体から供給された土砂中に存在する ^{10}Be 核種量の平均値をとると考えられる. したがって, 流域全体の平均侵食速度 ε は, 平均核種量 \bar{C} を用いて以下の式 (3) で表される (松四, 2007).

$$\varepsilon = \frac{P_0}{\bar{C}} \cdot \frac{\Lambda}{\rho} \quad (3)$$

採取した岩盤試料, 砂試料いずれにおいても, 試料から石英鉱物を取り出し, ^{10}Be を抽出して加速器

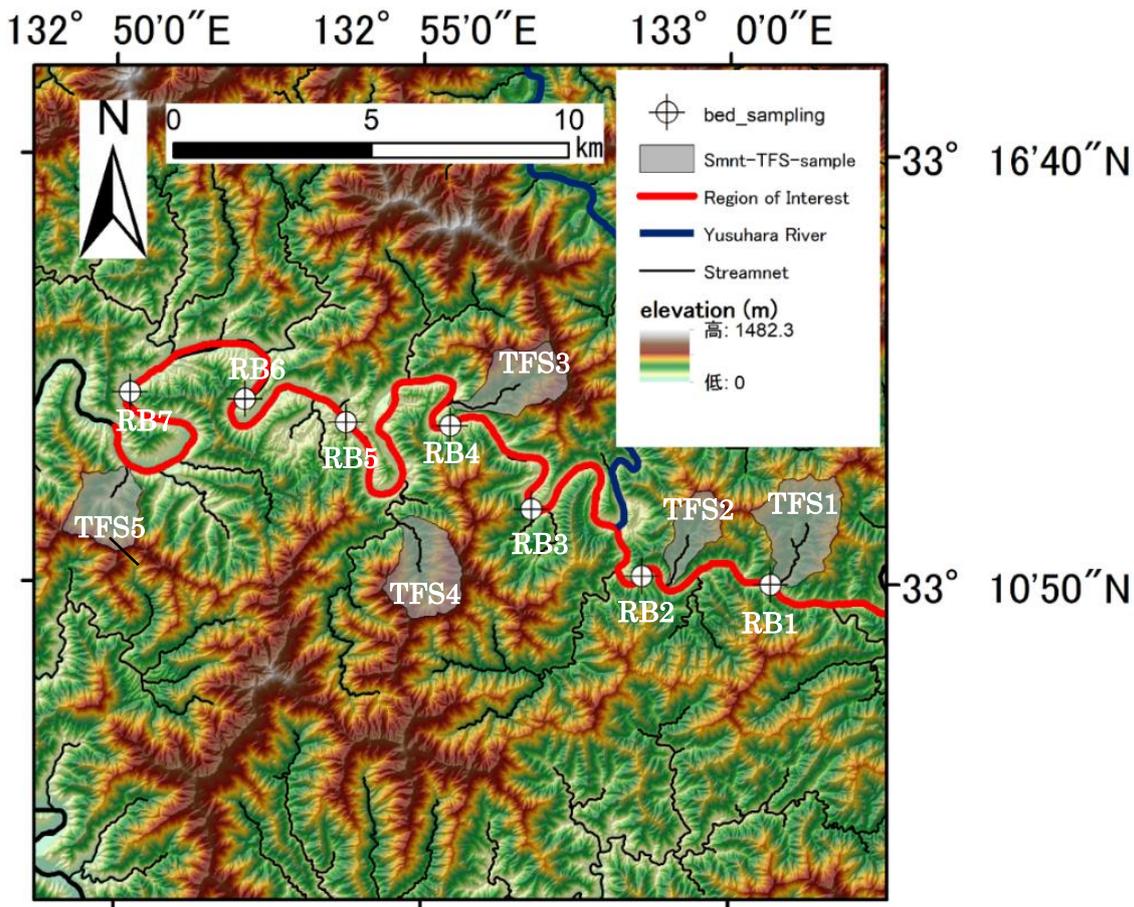


図4 試料採取地

岩盤試料および砂試料採取地. 岩盤試料は, 上流(図右側)から順に Smnt-RB1, 2... 7 の計 7 か所である. 支流の砂堆積物試料の採取地は, 灰色で示す 5 つ流域の出口点であり, 上流から順に Smnt-TFS1, 2... 5 の計 5 か所である.

質量分析を行うことのできる化学形にするために、以下の物理・化学処理を施した。まず、試料を洗浄したのちスタンプミルとふるいを使用して、粒径を 0.25–0.5 mm に整粒し、いずれの試料でも 300 g 以上を準備した。次に、炭酸塩鉱物や黒雲母、有機物を除去するために、18% HCl – 0.3% H₂O₂ の酸溶液 1.8L に浸し、恒温超音波洗浄水槽に静置して 80 °C で 12 時間以上加熱処理した。次に、1% 濃度の HF-HNO₃ の混酸 2L に浸し、95 °C で 9 時間以上の加熱処理を 4–5 回行い、残った石英以外の鉱物を差別溶離によって除去した。この時、石英粒子表面もエッチングされるとともに、大気起源の降下 ¹⁰Be も完全に除去される (Kohl and Nishizumi, 1992)。洗浄後乾燥させた試料は、比重を 2.639 に調整したポリタングステン酸ナトリウム溶液に投入し、石英と長石類などの他鉱物を可能な限り除去した。この重液を用いた分離を行った後、再度 1% 濃度の HF-HNO₃ の混酸 500ml に浸し、60 °C 程度の温度で数回加熱処理を行った。抽出した石英粒子 30g 前後を ¹⁰Be の分析対象とし、担体となる ⁹Be を添加して、HF, HNO₃, および HClO₄ を加えて加熱し、最大 200 °C の温度で酸分解した。その後、イオン交換樹脂を用いて Be を単離し、NH₄OH 溶液を用いて Be(OH)₂ を沈殿させたのち、マッフル炉を用いて BeO へ酸化させた。加速器質量分析を行うために導電体にする必要があるため、Nb 粉末を混合した酸化試料を、分析用のカソードにプレスした。

4. 結果

4.1. 地形特性

対象地域の四万十川本流の蛇行度の計算結果を図 5 に示す。蛇行度の空間分布には、計算の方法上いくつかのピークが現れてしまうが、全体的に下流方向へと増大する傾向が確認できる。流域内の傾斜、高度分散量はそれぞれ図 6 (A), (B) に示した。四万十川流域内では、傾斜には領域ごとに大きな差異はみられないが、高度分散量には空間的な変化がみられる。源流部は比較的高起伏な領域 (値にして 10~70 程度の範囲) で構成されているのに対し、対象地域上流部で一度低起伏領域 (値にして 0~30 程度) を通過し、東西を西流する中流域区間で再び比較的高起伏な領域へと変遷している様子が見て取れる。また、特に梶原川流域においては、四万十川流域内でもかなり高い起伏量の値 (~100 以上) を示している。

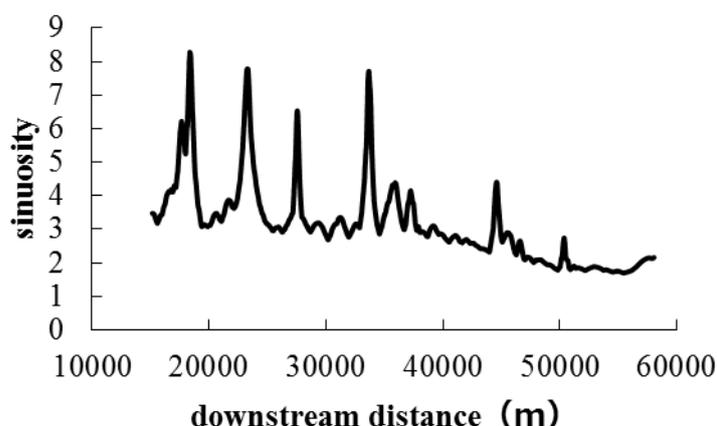


図 5 対象地域本流の蛇行度

また、砂試料の採取地 (Sample ID: Smnt-TFS1~5) 上流の流域における steepness index (k_s) の値および岩盤試料採取地 (sample ID: Smnt-RB1~7) における normalized steepness index (k_{sn}) の値はそれぞれ表 1, 表 2 の通りである。支流の k_s 値はいずれも 1 以下で、約 0.73~0.97 の値をとる。河道

の k_{sn} 値は約 49~351 と約 7 倍の開きがあるが、四万十川流域全体における k_{sn} 値の平均値は約 72.7 であるので、200 や 300 とした値を示す地点はごくわずかであり、地形的に特徴的な地点であると推測される。

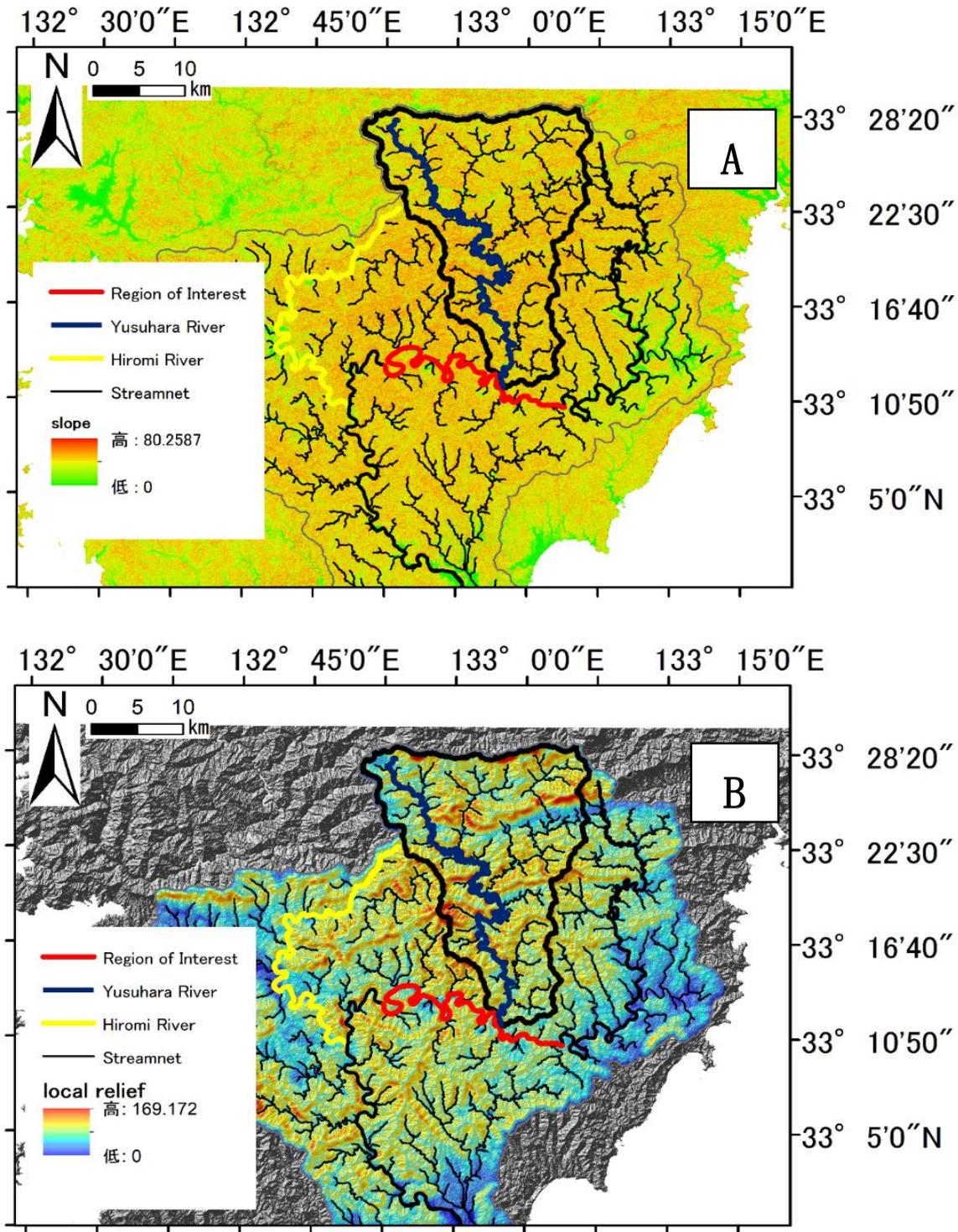


図6 四万十川流域の傾斜量図と高度分散量図

(A) : 傾斜量図. 灰色線が四万十川流域界を示す. 太い黒枠線は梶原川流域を示す.

(B) : 半径 500m の移動円領域を設定して計算した高度分散量図.

表 1 岩盤試料中の ^{10}Be 濃度および下刻速度

bedrock sample	Quartz (g)	Nuclide conc. (atoms / g)	^{10}Be Production rate (atoms / g / yr)	Surface lowering rate (mm / kyr)	Normalized steepness index
Smnt-RB1	18.466	55911 ± 6646	4.5 ± 0.3	64.2 ± 11.1	49.296471
Smnt-RB2	18.715	19691 ± 3078	4.4 ± 0.3	180.9 ± 36.1	109.461189
Smnt-RB3	11.329	26520 ± 3607	4.3 ± 0.3	132.1 ± 24.4	225.245148
Smnt-RB4	9.522	14275 ± 4006	4.3 ± 0.3	243.4 ± 74.7	151.016556
Smnt-RB5	6.834	36040 ± 7015	4.2 ± 0.3	94.7 ± 21.9	68.737473
Smnt-RB6	17.174	23243 ± 2765	4.2 ± 0.3	145.6 ± 25.1	75.394623
Smnt-RB7	43.873	83158 ± 8450	4.2 ± 0.3	40.5 ± 6.5	351.445282

表 2 砂試料中の ^{10}Be 濃度と流域平均侵食速度

sand sample	Quartz (g)	Nuclide conc. (atoms / g)	^{10}Be Production rate (atoms / g / yr)	Basin averaged erosion rate (mm / kyr)	Concavity index	steepness index
Smnt-TFS1	13.9511	22692 ± 3797	4.3 ± 0.4	181.2 ± 37.1	0.225	0.971
Smnt-TFS2	26.7086	27304 ± 3592	4.3 ± 0.4	151.9 ± 26.9	0.189	0.758
Smnt-TFS3	21.2889	28273 ± 3805	4.3 ± 0.4	153.9 ± 27.4	0.196	0.765
Smnt-TFS4	47.9276	33230 ± 2952	4.3 ± 0.4	134.8 ± 19.9	0.16	0.737
Smnt-TFS5	33.3324	23369 ± 2819	4.1 ± 0.4	172.4 ± 29.1	0.187	0.846

4.2. 野外調査結果

シュミットロックハンマーを用いた岩盤強度の測定結果を以下の図 7 に示す。塊状砂岩の岩盤での R 値は 60~80 と高い値を示しているのに対し、泥岩岩盤での R 値は 40 以下と小さく、岩盤強度に大きな差異が確認できる。なお、かなり風化した泥岩岩盤の強度測定の際、シュミットロックハンマーの打撃によって崩れてしまう程に軟弱である場合がある。このような泥岩岩盤の強度は R 値にしておおよそ 20 以下の値を取るが、

測定中に岩盤が破壊してしまうため、有意なデータ数を得られない場合が多い。

砂洲上で行った簡易測量による礫洲の縦断面を図 8 に示す。泥岩優勢砂泥互層帯の礫洲である GB-1 は、砂岩優勢砂泥互層帯の礫洲である GB-

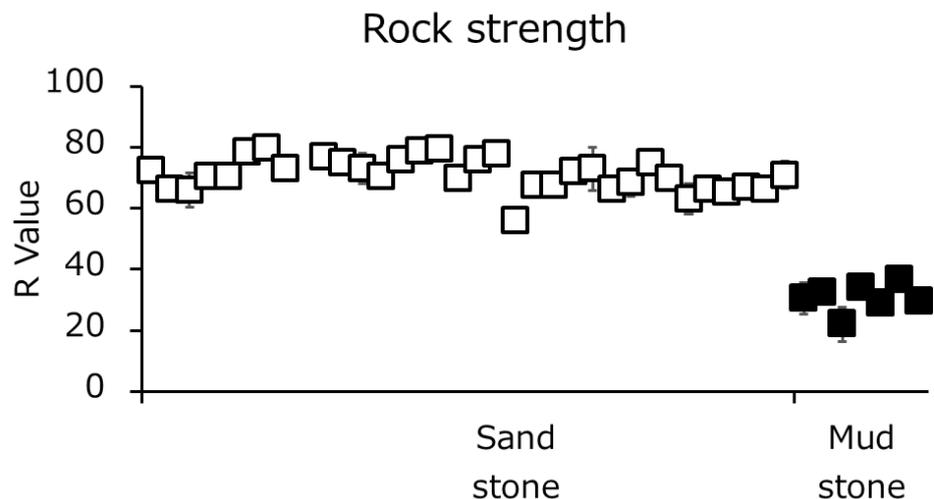
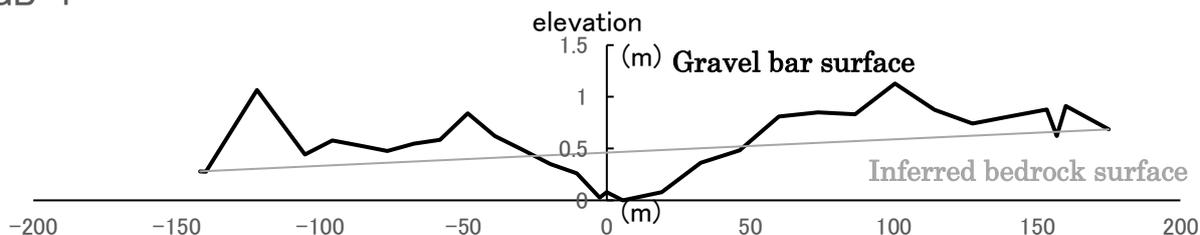
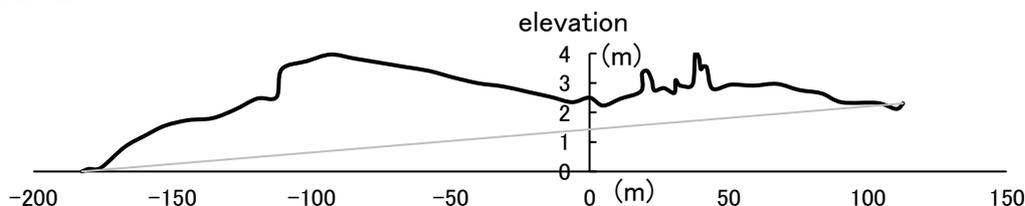


図 7 シュミットロックハンマーによる岩盤強度の測定結果

GB-1



GB-2



GB-3

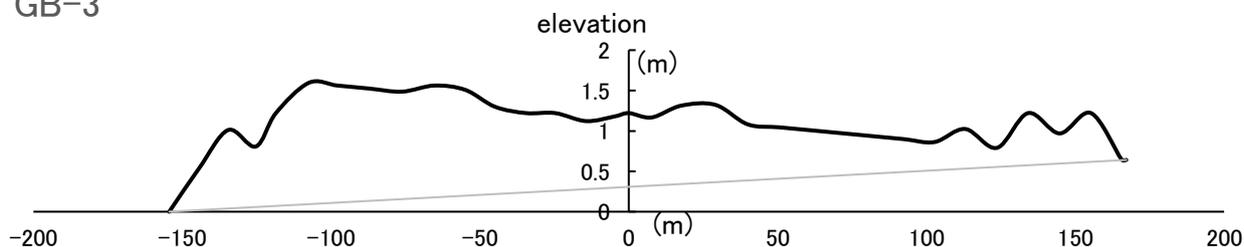


図8 礫洲縦断形

2,GB-3 と比較すると、全体的な厚みが薄く、堆積物量が少ない様子が見て取れる。GB-1 の最大厚みは約 1.2 m であるが、礫洲全体を平均すると約 0.56 m である。これに対して GB-2, GB-3 の最大厚みはそれぞれ 3.96 m, 1.59 m, 厚みの平均はそれぞれ 2.43 m, 1.09 m であり、礫洲の厚みの最大値は 3 倍以上、平均値では 4 倍以上の差がある。また、GB-2 地点の 20~50 m 区間における凹凸部は、礫洲上に露出した塊状砂岩の岩盤表面である。

ドローンを使用した空撮画像から作成したオルソ画像を判読し、岩盤の露出している領域、砂礫の堆積物領域、植生領域、人工物領域に区別し、マッピングを行った(図9)。植生領域は基盤岩・砂礫の識別が困難なため、分析からは除外することとする。また同様に、人工物(沈下橋や栈橋など)の領域も、分析対象外としている。これらを除いた撮影範囲の面積に対する岩盤の露出度を計算したものを表3に

表3 画像分析結果

地点	全体(m ²)	岩盤露出面(m ²)	砂洲・堆積物(m ²)	人工物(m ²)	植生(m ²)	岩盤
						露出度(%)
①	104955	25704	45141	376	33739	36.30%
②	163459	25262	98634	733	38835	20.40%
③	76958	27383	34916	391	14309	44.00%
④	108990	53193	35587	0	23859	62.50%
⑤	296369	133118	147247	16004	49401	57.60%
⑥	96965	52916	25875	263	18174	67.40%

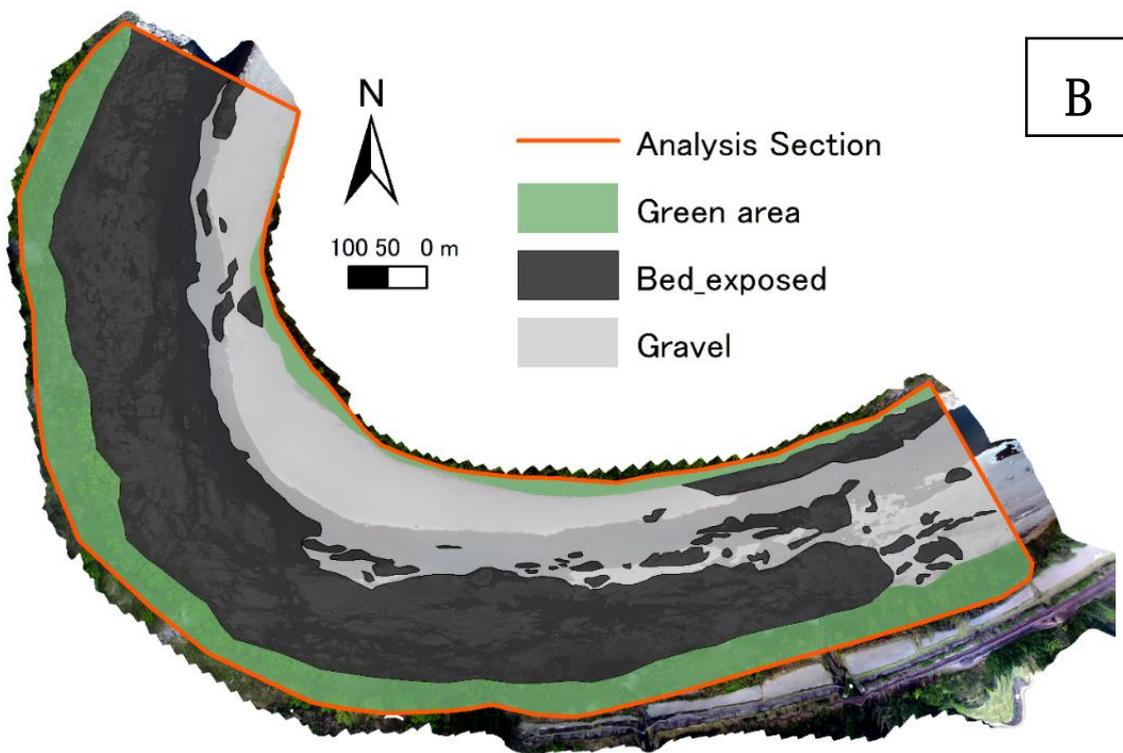


図9 ドローン画像分析手法

作成したオルソ画像の分析手法.

(A) Agisoft Photoscan を用いて作成したオルソ画像.

(B) オルソ画像上にマッピングを行ったもの.

示す. 上流部 (地点①~③ : 図 10) では, 岩盤の露出度が比較的小さい (約 20~44%), すなわち土砂堆積領域の割合が高いことを示している. これに対して下流部 (地点④~⑥ : 図 10) では, 岩盤露出度は約 58~68%と高く, 上流部に比べて土砂堆積領域の占める割合が低いことを示している.

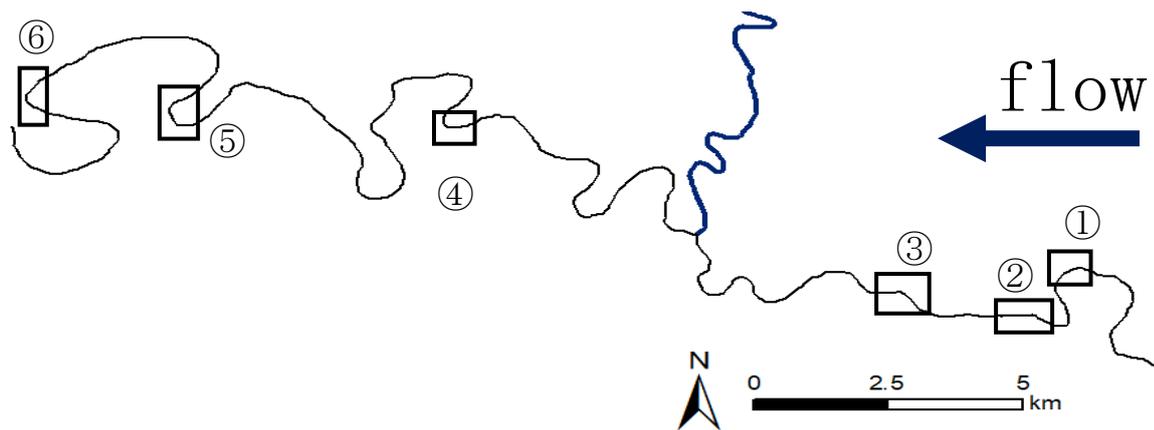


図 10 ドローンの空撮地点

4.3. 宇宙線生成核種 ^{10}Be を用いた侵食速度の算出

岩盤試料と支流砂試料に関して、試料の分析に用いた石英量、加速器質量分析によって得られた宇宙線生成核種 ^{10}Be の濃度、試料採取地における核種の生成率、および核種濃度から計算した侵食速度はそれぞれ表 1、表 2 の通りである。いずれの試料においても、試料中の核種濃度は 10^4 atoms/g のオーダーである。岩盤試料の核種濃度から計算された侵食速度とはその岩盤河床表面の下刻速度を意味しており、その値は最低で約 40 mm/kyr、最大で 243 mm/kyr であり、両者には約 6 倍の開きがある。また、支流小流域出口周辺で採取した砂試料中の核種量から導出した侵食速度は、採取地点の上流域全体の平均侵食速度を意味しており、ここで得られた値は約 134~181 mm/kyr の範囲であり、下刻速度ほどの大きな差異はみられなかった。

5. 考察

5.1. 基盤岩の岩質と蛇行度の関係性

岩盤河川の蛇行度は、基盤岩の岩種や河床の受食性といった地質的因子の影響を受ける。Stark et al.(2010)では、日本国内の岩盤河川を構成する基盤岩の地質を大きく 5 種類に大別し、特に日本外帯の付加体領域において高い蛇行度を示すことを指摘している。また、Johnson and Finnegan (2015)は、泥質岩盤のスレーキングによって河道の岸周辺が侵食されやすい状況にあることを指摘し、塊状砂岩領域の河川と比較して地質的因子による蛇行発達プロセスを議論している。

四万十川中流域の西流区間では、泥岩優勢砂泥互層帯から砂岩優勢砂泥互層帯へ遷移する境界を過ぎると流路が一度直線的になる。シュミットロックハンマーを用いた岩盤強度測定から、塊状砂岩と泥質岩との間には明確な強度差が認められる(図 7)。したがって、中流域の地質境界部における蛇行度の空間的变化は、力学的な岩質の差異に由来する岩盤の受食性によってコントロールされているものと解釈できる。河川が地質境界を横切る場所で、河床の岩盤強度が増大する一方で、輸送される砂礫の量は大きく変化しないうえに上流側の泥質岩領域から供給される泥岩礫では砂岩の岩盤を摩耗・削剥できないものと推測される。

しかしながら、下流の砂岩優勢砂泥互層の地域における蛇行度の下流側への増大は、こうした地質的要因によっては説明されない。ここでは、河床を構成する岩盤に大きな差異は認められないため、斜面から河道への土砂供給量や、それと掃流可能土砂量との大小関係など、河道中の砂礫の輸送に関わる条件が空間的变化することで、下刻と側刻を通じて結果的に河道の蛇行の程度に差異を生じるのではない

かとの仮説を立てた。以下に、まずは流域からの土砂供給量や下刻速度に関する議論を展開したのち、蛇行度を規定する要因について考察する。

5.2. 下刻速度および支流の侵食速度と地形特性との関係性

流域の侵食速度は、基盤岩質や起伏量と関係していることが指摘されている。たとえば Schaller et al. (2001)は、ヨーロッパ山地において、宇宙線生成核種を用いて導出した 50 流域以上の平均侵食速度と、各流域の起伏量と間に、明瞭な正の相関が存在することを指摘している。また、いくつかの流域ではそれぞれ異なる岩石が基盤を構成しており、風化に対する抵抗性や、水による溶食の有無といった岩質の差異が、侵食速度に影響している可能性があるとも主張している。

本研究で試料採取の対象とした支流の地質はいずれも砂岩優勢砂泥互層であり、岩質によって侵食速度が制約されているとは考えにくい。また、対象地域は直線距離にして約 30 km の範囲内であるので、気候や植生などの要因は同等であると考えられる。したがって、勾配や起伏量など、何らかの地形的要因が侵食速度を規定していると推測できる。本研究で得られた流域平均侵食速度と起伏量との関係を図 11 に示す。サンプル数が 5 地点と少ないため、明確な正の相関があるとは断言しがたい状況にあるが、緩やかな相関性が認められる。一方、流域の steepness index との関係 (図 12 (A)) をみると、起伏量よりも強い関連性がみられ、侵食速度と起伏量の間には非線形的だが正の相関があることがわかった。

この相関関係に基づき、四万十川流域全体での侵食速度の空間分布、すなわち流域斜面から本流河道に供給される土砂量は、流域内の steepness index の値に基づいてある程度スケールアップすることが可能であると考えられる。現段階では不確かさが大きいので、具体的な値の算出は今後の課題

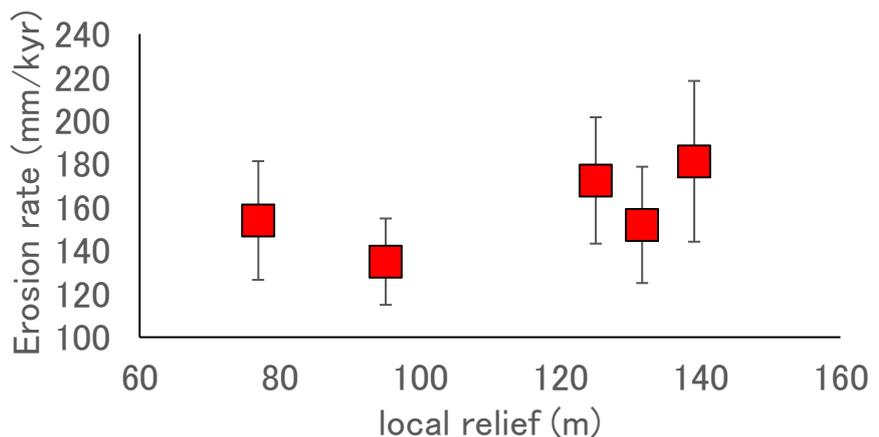


図 11 起伏量と流域平均侵食速度との関係

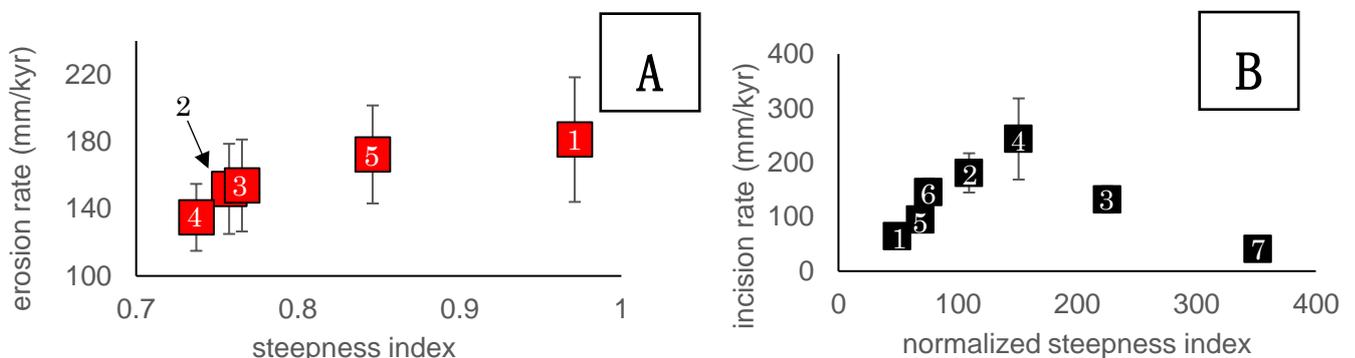


図 12 steepness index と erosion rate の関係

(A)砂試料から得られた流域平均侵食速度と steepness index の関係図。シンボル内の数字は砂試料の ID (Smnt-TFS1~5) を示す。

(B)岩石試料から得られた下刻速度と normalized steepness index の関係図。シンボル内の数字は岩盤試料の ID (Smnt-RB1~7) を示す。

と位置づけられるが、本研究の調査対象区間では下流にいくほど本流河川にそそぐ流域の **steepness index** が大きい傾向にあるため、四万十川では本流河道に供給される土砂の量は下流ほど大きいものと推測される。

一方、河床岩盤の試料から得られた下刻速度と河道の正規化 **steepness index** (k_{sn}) との関係を見ると、 $k_{sn} < \sim 150$ では両者の間に線形的な正の相関関係があるが、 $k_{sn} > 150$ の場合においてはむしろ下刻速度が小さくなっている。このことは、岩盤河川の下刻速度は、その場の地形条件によって説明される地点と、そうでない地点に分類することができるということを示唆している。河道の **steepness index** と下刻速度との間に線型相関がある状態は、河川縦断形が隆起と侵食の動的平衡にあるときに達成される。四万十川の調査対象区間における本流河道の **steepness index** は、その約 9 割が、 $k_{sn} < \sim 150$ の値をとる。すなわち、この区間の大部分は地形的な動的平衡に近い状態にあるものと推測され、 $k_{sn} > 150$ の急勾配の場所では、部分的に平衡が破れ、岩盤の受食性のような局所的条件によって下刻速度が制約されているものと推測される。以上のことから、四万十川の調査区間では、その縦断形は十分に定常的な形態に到達しており、その発展の過程で蛇行を含む平面形もまた定常に達しているものと捉えることができる。

5.3. 土砂生産量と侵食および地形発達に関連性

同一地質条件の領域における蛇行度の空間的変化を説明するためには、流域斜面から供給される土砂量に焦点を当てた議論が必要となる。土砂供給量ないし土砂輸送能力と河道の侵食速度および蛇行発達との関係性は、実験室内の水路実験や数値シミュレーションなどによって説明されてきた。例えば Shepherd (1972) では、砂・カオリナイト・シルトの混合砂を使用して実験室内に模擬的な岩盤河川を作成し、岩盤河床を覆う堆積物が下刻を抑制する効果 (“Cover effect”) により、側方侵食が促進されることで蛇行発達が起こるメカニズムを発見した。さらに Sklar and Dietrich (2004) ではこの “Cover effect” に加え、流速を獲得した土砂粒子が露出岩盤上を跳動 (saltation) することで侵食を引き起こす “Tool effect” を考えることにより、数値モデルを用いた土砂供給量および土砂輸送能力と岩盤の下刻速度との関係性を主張した。岩盤河川の地形発達プロセスを説明するうえで、上記の供給土砂による “Tool & Cover effect” を考慮した議論が展開されてきており、Turowski (2018) では、岩盤河川の穿入蛇行に焦点を当てた数値モデルが提案されている。

本調査区間における河道中の土砂輸送環境を考察するために、まずは礫洲上における簡易測量やドローンを用いた空撮画像解析の結果を検討する。空撮画像に基づいて得られた岩盤露出度の値は、中流区間における最大の支流である梶原川の合流前 (約 20~44%) と合流後 (約 58~68%) で明確な差が見られ、合流点の下流側で岩盤がより広く露出した状態、すなわち土砂の堆積が少ない状態にある (図 10, 表 3)。一方、簡易測量によって得られた礫洲の縦断形からは、梶原川の合流点よりも下流側で礫洲の厚さが顕著に増加していることがわかる。したがって、四万十川の中流区間では、流域最大の支流である梶原川の合流によって、河道内の土砂の振る舞いに大きな変化が生じているものと推定される。以下では、梶原川の合流前 (上流領域) と合流後 (下流領域) に区別して考察を行う。

梶原川合流点より上流の領域では、土砂に被覆された流路が占める割合が高いものの、下流部に比べて蛇行度は低く河道は直線的である。前述の “Tool & Cover effect” に基づけば、土砂による被覆すなわち “Cover” が多ければ、Shepherd (1972) や Sklar and Dietrich (2004) が述べているように、下刻が抑制され、側方侵食が促進されるはずである。しかしながら、上流領域における河床岩盤試料から得られた下刻速度の値はそれぞれ 61, 181 mm/kyr であり、下流領域の下刻速度 (約 40~243 mm/kyr) と比較しても、系統的に土砂の “Cover” による下刻速度の抑制が起こっているとは考えにくい。さら

に、河道の蛇行度も、“Cover”率が高い上流部でより低い値となっており、従来の“Cover effect”の帰結とは調和的でない。これは、上流部の土砂堆積物が非常に薄く少量で、高出水イベント時には容易に流される程度の未定着の堆積物であり、実際は“Cover”としてではなく、むしろ河道中を可動な土砂、すなわち“Tool”の役割を果たしているためであると考えられる。

一方、栲原川合流点よりも下流の領域では、上流領域よりも岩盤露出率が大きく、かつ蛇行度は下流に向かって増大する。栲原川は四万十川本流に比べると急勾配であるため、合流点に供給される礫は、本流上流から輸送されてくる砂礫よりも相対的にその粒径が大きいものとなるはずである。本流の掃流力でも輸送可能な土砂は河床岩盤の下刻や谷壁の側方侵食の“Tool”として働く一方、粗大な砂礫は滑走斜面側に厚い礫洲を形成する（図 8）。この礫洲は大規模な洪水時以外は除去されることなく、河床に対する真の“Cover”として機能するものと考えられる。この“Cover effect”は下流に行くほど増大するものと考えられる。なぜならば、周辺流域の起伏量が増大する（図 6(B))に伴って、河道への土砂供給量は下流に向かって増える一方、掃流力を決める流量は集水面積に比して増大するだけであり、支流からの土砂供給量と本流での輸送可能量との乖離が大きくなると推定されるためである。“Cover”として機能する礫洲が顕著に出現することにより、水流のエネルギーは谷壁の側刻に消費され、結果として蛇行が強化されることになる。前述のように、四万十川中流区間の河床縦断形は地形的に動的平衡に近いと推定されるため、この区間の河川地形は、こうした“Tool & Cover effect”の空間的な変化を反映した定常状態にあるものと理解される。

6. まとめと今後の課題

本研究では、下流方向へ空間的に蛇行度が増大する河川である四万十川中流域を対象に、地理情報システムによる地形解析、踏査による岩盤物性の測定および砂礫堆積量の推定、および宇宙線生成核種を用いた侵食速度の定量化というアプローチを組み合わせ、河川の穿入蛇行の発達要因とその形成過程について、定量的かつ実証的に検証することを目的とし、検討を行った。その結果、以下のことがわかった。

- 1) 四万十川中流部の地質境界の上流側と下流側における蛇行度の差異は、基盤岩の力学的強度の差異による岩盤の受食性によってコントロールされていると考えられる。
- 2) 調査対象区間では栲原川の合流をきっかけとして河川中の土砂の振る舞いに変化していることが予想され、合流の前で異なる侵食プロセスによる地形発達が進んでいると推測される。
- 3) 栲原川合流前の区間では、未定着の被覆土砂が洪水時に“Tool”として機能することで下刻が促進され、流路形状が直線に近づいているのに対し、合流後の下流区間では、栲原川から供給される輸送されにくい粗大な土砂が厚い礫洲のような“Cover”を形成し、下流方向にその“Cover”率が増大することによって蛇行度の空間的な増大を引き起こしていると推測される。
- 4) 宇宙線生成核種を用いて導出した下刻速度の値は、 $k_{sn} < \sim 150$ の範囲内で k_{sn} と線形関係にあり、対象区間内における約 9 割の河道においては、地形的に動的平衡状態を保っていると推測されるが、それ以外 ($k_{sn} > \sim 150$) の地点では部分的に均衡が破られ、局所的な岩盤の受食性等の因子によって下刻速度が規制されていると考えられる。

流域全体の支流から供給される土砂量をより高い精度でスケージングするためには、より高起伏な領域である栲原川流域の支流からも、流域平均侵食速度の値を導出することが望ましい。また、栲原川の合流前後における堆積環境の差異に関しては、砂礫量の具体的な量や堆積物の過去の変遷を理解するためにも、ドローンを用いた画像解析地点や、礫洲の測量地点を追加的に選定し測定を行うことで、数値的な議論をより高い精度で行うことができると考えられる。さらに、土砂堆積物の粒径分布から、河道

がもつ土砂の輸送力を議論することも効果的であろう。これまでの現地踏査および宇宙線生成核種を用いて得られた堆積物量や侵食速度、土砂供給量などの値を用いて岩盤河川の穿入蛇行を定量的に説明するためには、得られた数値を入力データとして、Sklar and Dietrich (2004)が行ったアブレーションモデルや、Finnegan and Dietrich (2011)が行った数値シミュレーションモデル等の従来の理論を組み合わせ、土砂の供給と輸送のバランスに支配された穿入蛇行の発達に関する具体的なシミュレーションを行うことも有効であろう。

7. 参考文献

- Flint, J. J. (1974) Stream gradient as a function of order, magnitude, and discharge: *Water Resources Research*, 10, 969-973.
- Finnegan, N. J., and Dietrich, W. E. (2011) Episodic bedrock strath terrace formation due to meander migration and cutoff: *Geology*, v. 39, p. 143-146.
- Johnson, K. N. and Finnegan, N. J. (2015) A lithologic control on active meandering in bedrock channels, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 127, 1766-1776.
- Kohl, C. P. and Nishizumi, K. (1992) Chemical isolation of quartz for measurement of in-situ produced cosmogenic nuclides: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 3583-3587.
- Lal, D. (1991) Cosmic ray labeling of erosion surface: in situ nuclides production rates and erosion models: *Earth and Planetary Science Letters*, 104, 424-439.
- 松倉公憲・青木久 (2004) シュミットハンマー：地形学における使用例と使用方法にまつわる諸問題：地形, 25, 175-196.
- 松四雄騎・若狭幸・松崎浩之・松倉公憲 (2007) 宇宙線生成核種 ^{10}Be および ^{26}Al のプロセス地形学的应用：地形, 28, 87-107.
- Schaller, M., Von Blanckenburg, F., Hovius, N. and Kubik, P. W. (2001) Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediment: *Earth and Planetary Science Letters*, 188, 441-458.
- Shepherd, R. G. (1972) Incised river meanders: Evolution in simulated bedrock: *Science*, 178, 409-411.
- Sklar, L. S. and Dietrich, W. E. (2004) A mechanistic model for river incision into bedrock by saltation bed load: *Water Resour. Res.*, 40, W06301.
- Stark, C. P., Barbour, J. R., Hayakawa, Y.S., Hattanji, T., Hovius, N., Chen, H., Lin, C.-W., Horng, M.-J., Xu, K.-Q., and Fukahata, Y. (2010) The climatic signature of incised river meanders: *Science*, 327, 1497-1501.
- Stone, J. O. (2000) Air pressure and cosmogenic isotope production: *Journal of Geophysical Research*, 105(B10), 23, 753-23, 759.
- Turowski, J. M. (2018) Alluvial cover controlling the width, slope and sinuosity of bedrock channels: *Earth Surface Dynamics*, 6, 29-48.
- Whipple, K. X., Dibiase, R. A., and Crosby, B. T. (2013) Bedrock rivers: *Treatise on Geomorphology*, vol. 9, Fluvial Geomorphology, pp.550 - 573.