

Step-pool構造が山地河川の河道再生に与える影響に関する基礎的研究

高田, 浩志

<https://hdl.handle.net/2324/7182464>

出版情報 : Kyushu University, 2023, 博士 (工学), 課程博士
バージョン :
権利関係 :



Step-pool 構造が山地河川の
河道再生に与える影響に関する基礎的研究

高田 浩志

令和 6 年 1 月 5 日

内容

1 章 序論	- 2 -
1.1 研究の背景	- 2 -
1.1.1 高度経済成長以降の河川管理の変遷.....	- 2 -
1.2 研究の目的	- 8 -
1.3 研究の構成	- 9 -
参考文献	- 10 -
2 章 地質別の山地河川の被災状況の違い	- 12 -
2.1 はじめに	- 14 -
2.2 目的	- 14 -
2.3 方法	- 15 -
2.3.1 調査概要	- 15 -
2.3.2 研究対象地.....	- 15 -
2.3.3 対象地質の特徴.....	- 16 -
2.3.4 河床材料調査.....	- 18 -
2.3.5 河道形状調査.....	- 20 -
2.3.6 ピーク流量の算出方法.....	- 20 -
2.4 結果	- 28 -
2.4.1 各河川の洪水時の流量.....	- 28 -
2.4.2 河川形状	- 28 -
2.4.3 平面的な河道変動.....	- 29 -
2.4.4 縦断的な出水後の河床勾配.....	- 32 -
2.4.5 100m ごとの浸食・堆積状況.....	- 32 -
2.4.6 出水前後の河床最深部の河床変化.....	- 36 -
2.4.7 出水前後の川幅の変化.....	- 36 -
2.4.8 出水後の摩擦速度と土砂堆積・浸食量の関係.....	- 37 -
2.4.9 粒度分布	- 38 -
2.5 考察	- 43 -
2.5.1 浸食堆積について.....	- 43 -
2.5.2 粒度分布について.....	- 48 -
2.6 結論	- 50 -
参考文献	- 51 -
付録	- 53 -
3 章 Step-pool 再生のための破壊再生機構の実験的検討	- 61 -
3.1 はじめに	- 61 -

3.2 方法	- 62 -
3.2.1 実験概要	- 62 -
3.2.2 実験装置	- 62 -
3.2.3 実験に用いた河床材料・粒度分布形状	- 62 -
3.2.4 実験条件，計測項目及び手順	- 64 -
3.2.5 実験結果の解析方法	- 65 -
3.3 結果と考察	- 66 -
3.3.1 step-pool 構造の諸元の比較	- 66 -
3.3.2 step-pool 構造の破壊流量の比較	- 70 -
3.3.3 実験による破壊流量と無次元掃流力から算出した礫移動時の流量の比較	- 71 -
3.4 結論	- 73 -
参考文献	- 74 -
4 章 再生された Step-pool 構造の環境機能	- 76 -
4.1 はじめに	- 76 -
4.2 方法	- 77 -
4.2.1 方法概要	- 77 -
4.2.2 研究対象河川	- 77 -
4.2.3 降雨と調査の時期	- 78 -
4.2.4 調査及び分析方法	- 78 -
4.2.5 河道地形測量と Step-Pool の発達度の検証	- 79 -
4.2.6 魚類・物理環境の調査	- 79 -
4.3 結果	- 81 -
4.3.1 河道地形の変化と巨石の関連	- 81 -
4.3.2 Step-Pool の発達度 C の変化	- 83 -
4.3.3 魚類の変化	- 83 -
4.4 考察	- 85 -
4.4.1 Step-Pool の発達と巨石の効果について	- 85 -
4.4.2 Step-Pool 構造の回復と魚類の関係	- 85 -
4.4.3 基礎実験と実践河川の比較	- 86 -
4.5 結論	- 90 -
参考文献	- 91 -
5 章 再生された Step-pool 構造の洪水時の粗度	- 92 -
5.1 はじめに	- 92 -
5.2 方法	- 93 -
5.2.1 概要	- 93 -
5.2.2 研究対象地	- 94 -

5.2.3 現地河川での調査内容.....	- 95 -
5.2.4.分析方法	- 96 -
5.2.5 シミュレーションに必要なデータセットの準備方法について	- 97 -
5.2.6 シミュレーションの計算手法.....	- 97 -
5.2.7 粗度係数の解析に用いる河道物理パラメータの選出基準と算出方法	- 100 -
5.2.8 洪水時のマンニングの粗度係数に対する河道物理要因の影響の分析方法	- 102 -
5.3 結果と考察	- 103 -
5.3.1.相対水深と粗度の関係.....	- 103 -
5.3.2 粗度係数に対する物理要因の影響.....	- 104 -
5.4 結論	- 107 -
参考文献	- 108 -
6 章 結論	- 110 -
6.1 まとめ	- 110 -
6.2 今後の課題	- 112 -

1章 序論

1.1 研究の背景

1.1.1 高度経済成長以降の河川管理の変遷

高度経済成長期の河川整備は「洪水を早く流す」ことを主眼において行われた。戦後の高度経済成長期における国土の開発や都市部への人口集中、土地利用の高度化によってそれに対応するため急速な河川改修が進められた。河川における流下能力を向上させることで河川の必要とする用地を減らし、交通や住宅としての河川を利用することを目的とした河川の整備が行われた（松浦，2002；土屋，1989）。その結果，洪水によるリスクが減少させた半面，河川がもつ洪水や生活排水を流下する機能に特化させた代償として，水質の汚濁や生物の生息環境の消失など，豊かな河川環境が失われてきた（上野，2002；舛原，2013；竹村，2007）。

その後，公害問題，河川の水質汚濁問題が発生し，人々は河川に美しい自然環境を求めるようになった。平成2年の「多自然型川づくり」の推進について」の通達や平成9年の河川法改正については人々が川に求める環境への社会的要請を反映したものである。また，これらの法律を基に取り組みされた河川の事例をまとめ，技術の向上を行うことを目的として平成17年には多自然型川づくりレビュー委員会が設立され，翌年には「多自然川づくり基本方針」（国土交通省，2006）が通達された。平成22年には「中小河川に関する河道計画の技術基準」（国土交通省，2010）が取りまとめられ，平成26年には「美しい山河を守る災害復旧基本方針」（国土交通省，2014）が改訂された。現在まで「多自然川づくりポイントブックⅠ」「多自然川づくりポイントブックⅡ」「多自然川づくりポイントブックⅢ」が出版され，大河川及び中小河川で環境に配慮した川づくりを行う事及びその技術の集積がなされている。

1.1.2 河川管理からみる山地河川の位置づけ

自然環境の中に見られる山地河川或いは山地溪流・山地部河川と呼称される河川は，河川上流部に属し河床勾配が大きく，土砂生産源に近く，河道変動が大きい特徴を持つ河川である（長谷川，2005；山本，1994；柿，1958）。山本（1994）はセグメント区分によって河川の全体を工学的に分類しており，山地河川はセグメント M での山間地域を流れる河川である。長谷川（2005）は山地域に属した，堰歴で形作られた急勾配河道や白波を立てた流れを特徴とした，源頭部に近い部分を除いた急流石礫河川としている。また，長谷川（1988）は山地河川と沖積河川の流路特性の比較を行い，山地河川の一般的な性質を示している（表 1.1.1）。永山（2015）は臨海沖積平野を流れる河川を「沖積河川」とし，臨海沖積平野を除くすべての区間を流れる河川を「山地河川」としている。柿（1958）は砂防工事の対象が溪流ならびに山

間・山麓の河川とまとめ、砂防学的観点から河川を「山地河川」と「平地河川」に大別した際、山地河川は河床勾配が急であり、土石生産地により近いと、堆積の傾向が強いとしている。

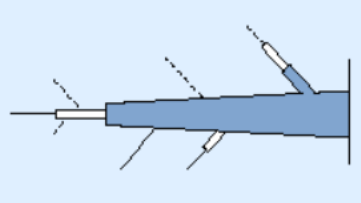
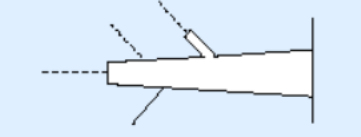
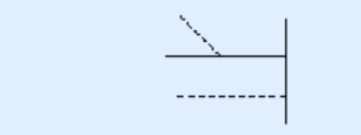
包括すると、砂防管理・河川管理の立場から考える山地河川は山地部に属し、地質の影響を大きく受け、河床材料・流路形態・河床勾配・河道の成因等に山地特有の特徴が反映された河川であるという認識が一般的であると考えられる。

河川法上、河川は国の指定する「一級河川」あるいは都道府県の指定する「二級河川」及び河川法の準用の対象である「準用河川」、河川法の適用範囲外とする「普通河川」の四つに区分されている（表 1.1.2）。永山ら（2015）のまとめた河川地形のスケールの分類を参考に山地河川を河川管理の区分で分類した場合、一級河川の指定区間、二級河川、準用河川、普通河川等の中小河川に分類される河川の一部が山地河川の管理区分として主に該当する。

表 1.1.1 流路特性の比較（永山，2015 より引用）

	山 地 河 川	沖 積 河 川		
		扇 状 地 域	中 間 地 域	デルタ地域
河 床 勾 配	$i > 1/20$	$1/500 < i < 1/20$	$1/5000 < i < 1/500$	$i < 1/5000$
流路構成材料	巨礫からシルト・粘土まで広い粒度分布	礫分主体	砂分主体	シルト分主体
流 路 形 態	・大規模地形による規制 ・うねり ・滝状、階段状河床 ・分岐、合流	・複列砂州 ・網状 ・大蛇行 ・幅 / 水深比大	・単列砂州 ・蛇行（砂州性）	・分派路 ・蛇行（弯曲性） ・幅 / 水深比小
変 動 特 性	・土石流等による大変化 ・溪岸・河床浸食 ・局所的突発的浸食、堆積	・流路移動 ・瀬がわり ・側岸浸食	・前進、振幅拡大、短絡 ・規則的側岸浸食	・河床堆積 ・変動小（ただし大規模流路移動もありうる）
氾 濫 原	持たないか小規模	原全体に流路移動	・自然堤防形成・川と平野部の区分明瞭化	・広い低湿地 ・湖沼、砂丘
土 砂 の 平 衡	非平衡的（浸食）	部分的に平衡	ほぼ平衡	非平衡的（堆積）
流 れ の 性 質	・射流、常射流混在、 ・スタンディングウェーブ ・カスケード	・常流、常射流混在	・常流 ・浅水弯曲流	・常流 ・深水弯曲流 ・感潮流

表 1.1.2 河川別および管理者一覧表（国土交通省 HP より引用）

水 系	模 式 図	河 川 別	管 理 者
一 級 水 系		一級河川 大臣管理区間 指定区間 準用河川 普通河川	国土交通大臣 都道府県知事 市町村長 地方公共団体
二 級 水 系		二級河川 準用河川 普通河川	都道府県知事 市町村長 地方公共団体
単 独 水 系		準用河川 普通河川	市町村長 地方公共団体

1.1.3 山地河川の管理の課題と解決策としての step-pool の位置づけ

近年，気候変動による豪雨により山地河川では大規模な洪水が発生し，災害復旧が各地で行われている（図 1.1.1）．その中で，山地河川の直線化，護岸化が進んでいる（太田，1999）．水文学的サイクルは気候変動によって強まる可能性が高く，（IPCC, 2007; Seneviratne et al, 2012）地球温暖化により，地球規模での降水量が過去一世紀の間により増加している（Benestad, 2013）．降水量の変化は洪水のリスクに直接的な影響を及ぼすことになる（Vormoor K, 2015）．Lawrence and Hisdal(2011)らは 115 の流域の洪水頻度の変化を調査し，将来の気候下において，ノルウェーの西部および沿岸部で洪水の規模が増大するとしている．日本では，気象庁の観測から 1 時間降水量 80mm 以上の平均年間発生回数が約 1.7 倍と増えている事が統計的に分かっている．山地での洪水被害も頻発している．近年では，平成 29 年九州北部豪雨等で朝倉・東峰村の山間地域が甚大な被害を受けている．



図 1.1.1 被災時の山地河川の様子（左）一般的な改修後の山地河川（右）

一方で、山地河川は溪流性動植物の重要な生息域であり(Nehlsen et al, 1991; Frissell, 1993), 河口や海洋に土砂を供給するといった土砂生産源, 生物多様性の保全, 溪流景観の提供など重要な役割を持つ(Milliman and Syvitski, 1992; Reid, 1993). 人の手の介入していない, 原始的な自然の状態にある山地河川では step-pool という河床形態が優占している (Montgomery, 1997). step-pool とは縦断方向に礫が連なり段差となつて, その直下部分が深掘れすることのできる淵と段差との一連の河床形態を指す (図 1.1.2 左).

step-pool の形成は, 反砂堆が発達し形成されるという仮説 (反砂堆理論) と偶発的に河道に存置された最大径の材料に礫が補足され step が形成されるという仮説 (keystone 理論) が提案されている. 芦田 (1984), Chartrand (2000) は step-pool が反砂堆形成の延長であることを確認し, step-pool が形成され安定である条件として (a) 河床材料が混合砂である, (b) 流れが射流である (反砂堆の形成条件), (c) 初期河床において, 平均粒径よりも大きい砂礫の流砂運動が起こる (活発な分級現象の発生条件), (d) 最大径が停止する (河床形の安定条件) こととしている. Zimmermann & Church (2001) は step の形成が通常の洪水で移動しない keystone が河道内に残り, 河床を移動した礫が keystone に捕捉されてできるものであると主張している. step-pool の形成, 破壊を引き起こす流量規模として, Grant (1990) は step 破壊を引き起こす流量の生起確率 25~50 年程度としている. Lenzi (2001) は生起確率 5 年程度の小出水と生起確率 30~50 年規模の 2 洪水に対して step-pool を調査し, 前者では最大抵抗となるように step-pool が構築され, 後者では供給土砂によって step-pool が破壊されていたことを報告した. step-pool の構造と構成材料について, step 高は step 構成礫の 50% 粒径及び D_{84} 粒径と有意な相関があり, D_{50} の 1~1.5 倍であると報告されている (Chartrand, 2000). 他の河川では, step 高は D_{90} の 2 倍程度であると報告されている (Billi, 1998).

step-pool の流れの抵抗としての機能も研究されており, 洪水時には流れは step を乗り越え, 緩勾配の pool 部に落ち込み, かく乱により洪水流のエネルギーが消散される (芦田, 1976; Wilcox, 2011). また, 構造内に水深が小さく流速の大きい step と水深が大きく流速の小さい pool を有し, 多様な水理環境を有しており, 生物の生息場としても機能している. Step-pool を有する河道は存在しない河道の 100 倍の底生動物の生息密度を保持する (Wang,

2009). Dupuis (2006) は、オガエルの分布が避難場となる小さな空隙がある step-pool や cascade 河道で多く生息することを明らかにした。

上述のように、step-pool 構造のもつ流れの抵抗になる機能や環境機能は研究されており、海外ではそれらの機能を利用して step-pool を人工的に復元することで治水と環境を両立した川づくりが行われた事例が存在する (図 1.1.2 右)。

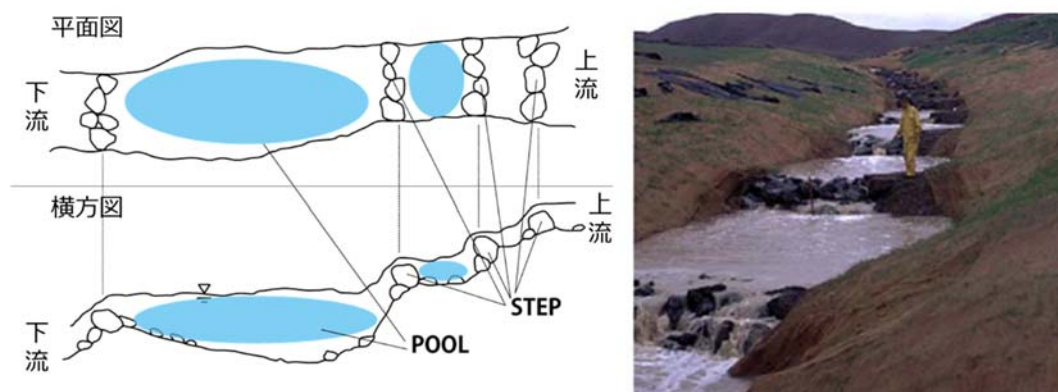


図 1.1.2 step-pool の模式図 (左) 河川に再生された step-pool (右)

近傍の自然河川にある step-pool を参考に、改修対象の河川で step-pool を人工的に造成し、河床・護岸の防御と環境面の再生を行う形で山地河川の環境と景観に配慮した川づくりのプロジェクトが何例も行われている (David, 1997). Lenzi ら (2009) は巨石型の低落差落差工の設計基準を検討し、伝統的な砂防ダムを step-pool に取替えた。モニタリングの結果、25 年に 1 回の洪水を経ても低落差落差工は破壊されなかった。この巨石型の低落差落差工はコスト、景観上から見ると伝統的な砂防ダムよりいい方法であるが、CPOM の貯留機能と底生動物を対象として評価した結果、自然の区間のレベルには達していなかったと報告された (Comiti et al, 2009 ; Lenzi et al, 2003). Yu らは 24 個の人工 Step 構造を利用し、Diaoga 溪流の修復を行った。彼らの研究結果により、Step 構造の設置により、改修前と比較して、河床洗掘が抑えられ、多様なハビタットが出来て、底生動物の密度と多様性が上がったと判明した (Yu et al, 2010). カリフォルニア州エル・セリートにあるバクスター・クリークは、元々都市河川の暗渠を表流水とするために 1996 年に河川の復元が行われた。勾配は 10% の急勾配の箇所もあり、Step-Pool を利用した復元が行われた。 (Owens, 1997) 復元の設計の指針がほとんどなかったが、追加の地形調査により勾配に対する Step の長さや高さの比である $H/L/S$ が自然区間に見られる理想的な値に近い値になっていたことが判明した (Boucher, 2006). また、生態学的な状況も Step-pool を復元された地点が上流にある Step-pool のない箇所よりも生物学のおよび生息環境の質が高いことが示された。 (Purcell, 2002). 著しく劣化した河道システムの復元のために、カリフォルニア州サンラモン近郊のドハティ・バレーにあるイースト・アラモ・クリークで復元が行われた (PWA, 1999) 地形的に安定した河道、水辺の生息環境を創出すること、100 年規模の洪水を防止すること、多目的遊歩道を

含む美観回廊を設けることを目標として回収が行われた。河床の Step-pool は近傍の 2 つの急流を参考に大まかな設計が行われ、HLS のパラメータをコロラド州の河川での経験式と比較し、水理解析を行って決定された。さらに PWA (2001) は、設計後に追加でより深い岩の基礎を追加するなどより頑強な河床の形成を行っている。オレゴン州シウスロー国有林のシウスロー川流域にある Karnowsky Creek カルノウスキー・クリークは急峻な谷の底掘れを防止し、地下水の貯留量を増やすことを目的に河川の復元が行われた。最大流抵抗の原則(Abrahams,1995)に基づき、Lenzi(2002)によって記述された地形学的基準で Step の設計を計画し、近傍の河川を参考に丸太によって Step-pool を復元した。追加の観察では、Step-pool が発達するまでは強い流れにより不安定な堤防が浸食されていた。上述のような、イタリアのアルプスの Maso di Spinelle River、中国の Diaego 川、カリフォルニア州のバクスター・クリーク、イースト・アラモ・クリーク、オレゴン州の Karnowsky Creek 等の事例が報告されている。国内で step-pool を意図して形成することを目的に河川改修を行った試験的な事例としては宮崎県の山附川の河川改修があげられる。洪水により運搬されてきた巨石を河道内に存置し、改修後の河道で Step-pool が洪水の営力で復元されることを狙った改修が 2009 年に行われた。しかしながら、step-pool を復元した川づくりを行った際、改修後の河川で洪水時の河道抵抗がどの程度上昇したかの実態を把握した研究は見られない。また、山地河川を対象とした研究において、流域地質がリーチスケールの河道特性や河床材料構成に大きな影響を及ぼすことが明らかになってきており (kodama 1994 ; 田代, 2007,2008 ; Thompson et al. 2004)、河床材料を利用して河床に構成される step-pool にも地質の影響があると考えられるが、その点は明らかにされていない。

山地河川を含む中小河川は「多自然川づくり基本方針」「中小河川に関する河道計画の技術基準」「美しい山河を守る災害復旧方針」「中小河川計画の手引き」「河川砂防技術基準」等の各種基準を参考に改修・計画が行われている。その中で特に山地河川の改修に言及したものについては「美しい山河を守る災害復旧方針(国土交通省 2014)」に急流河川の災害復旧方針の記載がみられ、「急流河川では、洪水により河道に流出した巨礫は粒径の小さな土砂の捕捉機能を持つため、護岸・床止めの代わりとして河床安定の効果を期待して、原則として存置する」とされている。しかし、山地河川の環境・河床保護に対して有効に働くと考えられる step-pool についてどう形成すべきか具体的な記述は見られない。山地河川の土砂供給量の多さや、洪水時の流水エネルギーの大きさに留意した際の平面形や川幅の設定をどう行えば step-pool を形成できるかという点についても具体的な記述は見られない。step-pool を考慮した山地河川の改修方法について国内では明確な技術基準は存在していない。

1.2 研究の目的

河川管理は河川の特徴を加味して計画する必要がある，山地河川においては多様な流路形態・河床材料を加味しつつ，環境と景観に配慮した川づくりを行う必要がある．とりわけ，前述の **step-pool** についてうまく河川計画に取り入れることは環境・治水面から大きな効果があると考えられる．

一方で **step-pool** を河川計画に取り入れるための技術的な課題として，山地河川の地形に大きな影響を与えるとされる地質と **step-pool** 構造の関係の知見がなく地質ごとに再現する **step-pool** をどうすべきか不明なこと，**step-pool** を復元した河川で環境・治水機能にどのような影響があるか不明なことがあげられる．

本研究では山地河川において災害後 **step-pool** 構造を再生する手法を確立するために，**step-pool** 構造に関する十分な知見がない項目について基礎的知見を得ることを目的とした．地質が異なる河床材料の **step-pool** 形状の被災状況の調査，形成過程の水理実験的検討，災害復旧後再生された **step-pool** 形状の経年変化の調査，その河川のシミュレーション等により山地河川における **step-pool** 構造の再生手法を確立することを試みる．

1.3 研究の構成

本研究の構成を図 1.3.1 に示す.

本論文は第 1 章から第 6 章で構成される.

第 1 章は序論であり, 本論文の背景と目的, 構成について述べる.

第 2 章では, 平成 29 年九州北部豪雨で被害を受けた朝倉・東峰村の山地河川を対象に地質別の山地河川の被災状況を比較することで, 地質による浸食・堆積に特徴があるかを確認する. それを受けて, 第 3 章では, 第 2 章で確認できなかった step-pool の形成・破壊のプロセスと形成後の step-pool の破壊流量に地質の影響があるか水理模型実験により確認する.

第 4 章では, 山地河川で多自然川づくりを行い step-pool の復元を行った山附川を対象とした魚類調査と地形測量を行う. 改修から 10 年が経過することで step-pool が地形にどのような変化を与えたのか, 魚類の生息場としての機能を維持できているかを明らかにすることで, 実河川のスケーラで step-pool を復元した際の影響を評価する.

第 5 章では, 山附川を対象に平面二次元不定流のシミュレーションを行い, 河川計画を考慮する上で必要な粗度係数を逆算する. 逆算した粗度係数が既往の研究で言われる step-pool の粗度係数と同じ特徴を持つのか, 取りうる値の範囲は同じになるかを確認する.

第 6 章は結論であり, 第 2 章から第 5 章までの結論をまとめて総括し, 今後の課題について述べる.

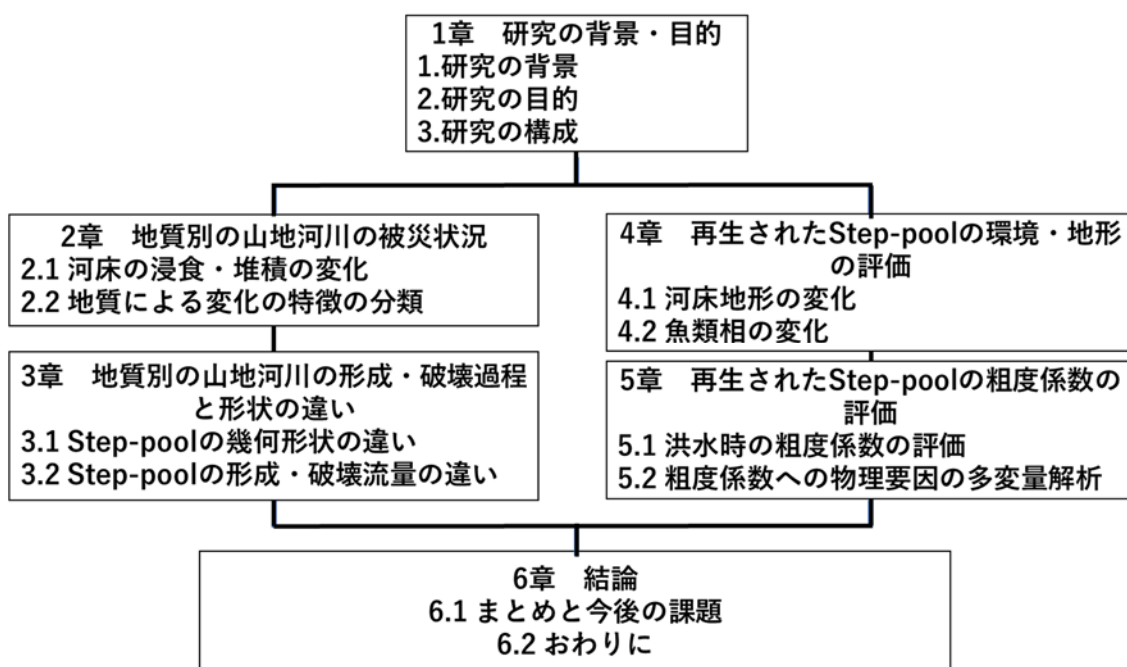


図 1.3.1 研究の構成

参考文献

- Abrahams AD, Li Gm, Atkinson JF (1995). Step-Pool stream justment to maximum flow resistance. *Water Resources Research* 1, pp.2593-2602.
- Anne Chin, Shannah Anderson, Andrew Collison, Barbara J. Ellis-Sugai, Jeffrey P. Haltiner, Johan B. Hogervorst, G. Mathias Kondolf, Linda S. O'Hirok, Alison H. Purcell, Ann L. Riley, Ellen Wohl (2009). Linking Theory and Practice for Restoration of Step-Pool Streams. *Environmental Management*, 43:645-661
- Benestad, R. E (2013). Association between trends in daily rainfall per[1]centiles and the global mean temperature, *J. Geophys. Res.-Atmos*, 118, 10802-10810, doi:10.1002/jgrd.50814,
- Billi P, D'Agostino V, Lenzi M.A. & Marchi L (1998) . Bedload, slope and channel processes in a high-altitude torrent. *Water Resources Publications*, pp.15-38.
- Boucher M (2006) . Report on the December 31, 2005 Storm Update. Contra Costa Flood Control and Water Conservation District, Martinez, CA , January 31.
- Chartrand S.M. & Whiting P.j. (2000). Alluvial architecture in headwater streams with special emphasis on step-pool topography. *Earth Surface Processes and Landforms* 25 : 583-600.
- Comiti F, Mao L, Lenzi M.A & Siligardi M (2009). Artificial steps to stabilize mountain rivers:A post-project ecological assessment. *River Research and Applications* 25:639-659.
- David, G. C. L., Wohl, E., Yochum, S. E. and Bledsoe, B. P (2010) . Controls on spatial variations in flow resistance along steep mountain streams, *Water Resources Research*, Vol. 46, No. 3, W 03513.
- Dupuis L & Friele P (2006) . The distribution of the Rocky Mountain tailed frog(*Ascaphus montanus*) in relation to the fluvial system: Implications for management and conservation.*Ecological Research* 21 : 489-502.
- Frissell, C. A (1993). Topology of extinction and endangerment of native fishes in the Pacific Northwest and California (U.S.A.): *Conservation Biology*, v. 7, p. 342-354.
- Grant G, Swanson F, Wolman M (1990) . Pattern and origin of stepped-bed morphology in high-gradient streams, Western Cascade, Oregon, *Geological Society of America Bulletin*, 102
- IPCC (2007). *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, edited by: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., and Miller, H. L., Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA.
- kodama Y (1994) . Downstream changes in the lithology and grain size of flucial gravels, the Watarase river, Japan : Evidence of the role of abrasion in down-stream fining. *J. Sedimentary Res.* A64(1) : 68-75.
- K.Vormoor, D.Lawrence, M.Heistermann, A.Bronstert(2015). Climate change impacts on the seasonality and generation processes of floods – projections and uncertainties for

- catchments with mixed snowmelt/rainfall regimes. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 19, 913–931.
- Lawrence, D. and Hisdal, H(2011). Hydrological projections for floods in Norway under a future climate, Report No. 5, Norwegian Water Resources and Energy Directorate – NVE, Oslo.
- Lenzi M.A (2001). Step-pool evolution in the Rio Cordon, northeastern Italy, *Earth Surface processes and Landforms*, Vol.6 (9), pp.991-1008.
- Lenzi M.A (2002) . Stream bed stabilization using boulder check dams that mimic step-pool morphology features in northern Italy, *Geomorphology* 45: 243-260.
- Lenzi, MA. and Comiti, F (2003). Local scouring and morphological adjustments in steep channels with check-dam sequences, *Geomorphology.*, No.55, pp. 97-109.
- Milliman, J. D., and Syvitski, J. P. M (1992). Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: The importance of small mountainous rivers: *Journal of Geology*, v. 100, p. 525–544.
- Montgomery, D.R, Buffington, J.M (1997) . Channel-Reach Morphology in Mountain Drainage Basins. *Geol. Soc. Am. Bull.* 109, 596–611.
- Nehlsen, W., Williams, J. E., and Lichatowich, J. A (1991). Pacific salmon at the crossroads: Stocks at risk from California, Oregon, Idaho, and Washington: *Fisheries*, v. 16, p. 4–21.
- Owens-Viani L (1997) . Daylighting a Creek. *Urban Ecologist* 1:9
- Purcell AH, Friedrich C, Resh VH (2002) . An assessment of a small urban stream restoration project in northern California. *Restoration Ecology* 10:685–694
- PWA (Philip Williams and Associates, Ltd.) (1999). Alamo Creek restoration: background, analysis and conceptual design. Prepared for Lennar Communities, Corte Madera
- PWA (Philip Williams and Associates, Ltd.) (2001). Basis of design summary; Alamo Creek Restoration, Phase IA, Windemere Development. Prepared for Lennar Communities, PWA REF #1266. Corte Madera
- Reid, L. M (1993). Research and cumulative watershed effects, Berkeley, California, Pacific Southwest Research Station: U.S. Department of Agriculture, Forest Service General Technical Report PSW-GTR-141, 118 p
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, K. B., Tignor, M., and Miller, H. L. (2007) IPCC: Climate Change, The Physical Science Basis.
- Seneviratne, S. I., Nicholls, N., Easterling, D. R., Goodess, C. M., Kanae, S., Kossin, J., Luo, Y., Marengo, J., McInnes, K., Rahimi, N., Reichstein, M., Sorteberg, A., Vera, C., and Zhang, X.(2012) Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment, in: *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation*, edited by: Field, C. B., Barros, V., Stocker, T. F., Qin, D., Dokken, D. J., Ebi, K., Mastrandrea, D. M., Mach, K. J., Plattner, G.-K., Allen, S. K., Tignor, M., and Midgley,

- G. F., Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 109-230
 気象庁, “大雨や猛暑日など(極端現象)のこれまでの変化,” [オンライン]. Available:
http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/extreme/extreme_p.html. [アクセス日: 21 1 2020].
- Thompson C.J, Croke,J, Ogden R & Wallbrink P (2004) . A morpho-statistical classification of
 mountain stream reach types in southeastern Australia, *Geomorphology* 81 : 43-65.
- Wang Z, Yu G(2007). Step-Pool system for erosion control and ecological restoration, International
 Conference Erosion and Torrent Control as a Factor in sustainable River Basin Management.
- Wilcox, A.C, Wohl, E.E, Comiti, F, Mao, L. Hydraulics (2011). Morphology, and Energy
 Dissipation in an Alpine Step-Pool Channel. *Water Resour. Res.* 47, doi:10.1029/2010WR010192.
- 芦田和男, 高橋保, 沢田豊明 (1976). 山地流域における出水と土砂流出(5)―穂高砂防観測
 所の観測結果―, 京都大学防災研究所年報. B, 第 19 巻, pp.345-360.
- 芦田和男, 江頭進治, 安東尚美 (1984). 階段状河床形の形成機構と形状特性に関する研究,
 第 28 回水理講演会論文集
- 上野鉄男 (2002) 治水事業をめぐる諸問題とこれからの治水の課題と展望, 京都大学防災研
 究所年報, 第 4 5 号, B-1, pp.1-16
- 太田猛彦, 高橋剛一郎 (1999) 溪流生態砂防学, 東京大学出版会
- 柿徳市 (1958). 治山・砂防・河川三者の立場と関連について, 水利科学, 第 2 巻, 第 3 号.
- 国土交通省, (2014) 国土交通省 河川砂防技術基準 調査編, [オンライン]. Available:
https://www.mlit.go.jp/river/shishin_guideline/gijutsu/gijutsukijunn/chousa/pdf/00.pdf.
 [アクセス日: 15 2 2022]
- 国土交通省, (2014) 美しい山河を守る災害復旧基本方針 [オンライン]. Available:
https://www.mlit.go.jp/river/shishin_guideline/bousai/saigai/measures-saigai/pdf/10.pdf
 [アクセス日: 27 12 2023]
- 国土交通省, (2010) 中小河川に関する河道計画の技術基準について [オンライン].
 Available: <https://www.mlit.go.jp/river/kankyo/main/kankyou/tashizen/pdf/gijyutsukijyun.pdf> [アクセス日: 27 12 2023]
- 国土交通省, (2006) 「多自然川づくり基本指針」の策定について[オンライン]. Available:
<https://www.mlit.go.jp/kisha/kisha06/05/051013/02.pdf> [アクセス日: 12 1 2024]
- 高田 浩志・佐藤 辰郎・劉 義涛・島谷 幸宏(2023) Keystone 設置による溪流再生手法の有
 効性―山附川改修後 10 年の変化, 河川技術論文集, 第 29 巻, pp.263-268
- 田代喬, 佐藤圭輔, 中村直斗, 登立公平, 辻本哲郎 (2007). 流域の地質構造・地形特性に
 着目した河川景観の階層性の分析, 河川技術論文集 Vol.13 279-284.
- 田代喬, 登立公平, 辻本哲郎 (2008). 流域地質構造が河床材料特性の流下方向変化に及ぼ
 す影響, 河川技術論文集, Vol.14 121-126.
- 竹村公太郎 (2007). 日本の近代化における河川行政の変遷―特にダム建設と環境対策―,
Nippon Suisan Gakkaishi, 73(1), 103-107.

- 土屋十圀 (1989). 総合治水対策と河川環境整備, 水質汚濁研究, 第 12 巻, 第 7 号, pp.409-412.
- 永山滋也, 原田守啓, 萱場祐一 (2015). 河川地形と生息場の分類～河川管理への活用に向けて～, 応用生態工学 18(1), 19-33.
- 長谷川和義(1988). 山地河川の形態と流れ, 水工学シリーズ 88-A-8, 土木学会水理委員会, pp.1-22
- 長谷川和義(2005). 河川上流域の河道地形, ながれと地形 24 15-26
- 松浦茂樹 (2002). 昭和 40 年代の河川計画, 水利科学, 第 46 巻, 第 4 号, pp.24-45.
- 松田如水・山越隆雄・田村圭司 (2009) 鉄砲水による人的被害の軽減に向けた考察, 水工学論文集, 第 54 巻, pp.871-876.
- 梶原 邦明・松村遼太 (2013). 東京都内の中小河川における流域と治水対策の歩み, 流域圏学会誌, 第 2 巻, 第 1 号, pp.23-32.
- 山本晃一(1994). 「沖積河川学 堆積環境の視点から」, 山海堂

2 章 地質別の山地河川の被災状況の違い

2.1 はじめに

大規模出水後の河道の変動の研究で、いくつか行なわれている。

水山ら(1986)は、富士川支川早川の稲又谷に発生した大規模な土砂流出を事例に、大規模土砂生産後の山地河川の河床変動が、新しい土砂の生産、河道への土砂の供給の有無、その量、粒径、時間的空間的分布によって支配されていることを明らかにしている(水山, 1986)。

また、伊藤ら(2001)は、栃木県北部を流れる那珂川上流支川余笹川で平成 10 年に発生した事例をもとに、生産土砂量や流木に着目し、生産土砂量の少ない地点は、樹木が洪水後も残存している地点が多く、生産土砂量が多いところは樹木が流出したところであり、もともと樹木が存在しなかったところよりも多いことを明らかにしている。他に、余笹川はこの豪雨によって新流路が形成されるほどの被害を受けているが、新流路が浸食されやすい沖積地側に形成される傾向があること、山地部の耐浸食性が強い原因として、境界付近に岩や深根系の樹木あるいは護岸などの存在が挙げられること、新流路で土砂生産量が多い原因としては、浸食されやすい火山灰の堆積砂を多く含んでいるため、ペーブメントが完全に進行するまで大量の浸食をするためであると考えられることを述べている(伊藤, 2001)。

三品ら(2009)の報告によると、1998 年に大規模出水の発生した余笹川において、10 年後現地観察を行った結果、出水時の大礫を介したジャムステップが洪水直後と現在のステップ位置で同じであること、河川復旧工事の影響により、河床低下や大礫の減少が発生していることなどが判明している(三品, 2009)。これは、和田(2010)の報告でも近いことが述べられている。余笹川の浸食のメカニズム解明のために、伊藤(2001)は粘着性を与えた混合砂礫を用いた横浸食実験を行うことで、一様砂の場合では、側岩の角度が鉛直に近い角度であると側岩の崩壊が用意に生じやすく浸食のサイクルが長期にわたるため横浸食されやすいこと、混合砂の場合では側岩浸食のサイクルが生じにくいこと、横浸食速度が蛇行流路で大きい傾向があることなどを明らかにしている(伊藤, 2001)。

これらの出水時の河道変動の際、河床変動に地質の観点から差異を分析した研究は、大規模出水という事例自体が偶発性をはらんでいることもあり、あまり過去の例が見られない。被災した土地ごとの地質に関連した考察が含まれていることはあるが地質ごとの差異があるかについては論じられていない。

2.2 目的

本章では、平成 29 年九州北部豪雨災害により被災した河川を対象に調査を行い、表層地質の違いによる大規模出水後の河道の流路、川幅、堆積域、浸食域の違いはあるのか、また、違いがあった場合にはどのような違いなのかを明らかにすることを目的とした。それらの結果から、大規模出水が step-pool を形成する河床地形へ及ぼす影響に地質による差異がみられるかを検討することを目的とした。

2.3 方法

2.3.1 調査概要

豪雨災害の発生直後，ドローンを用いた空撮を行い，オルソ画像を取得した．そこから 1 m 格子の DSM データを取得し，RTK で測量したデータを使って補正した．補正したデータを出水前の DEM データと比較することで，出水前後の川幅の変化，河床の変化，河床勾配の変化，土砂の浸食量と堆積量を測定した．

また，河川に堆積している礫の大きさや地質に関係があると考えられる河床材料の特徴を把握するため，表層地質の異なる 4 河川で河床材料調査を行った．ここで，地質の違いとして，流域の出水時の堆積土砂に最も影響を与えられと考えられる表層地質を選択している．

2.3.2 研究対象地

研究対象地の表層地質分布を図 2.3.1. に示す．乙石川，白木谷川は花崗閃緑岩の地質が主であり，上流は変成岩で形成されている．妙見川は変成岩の中でも苦鉄質片岩に分類される地質で形成されている．本迫川は源頭部から下流部まで安山岩によって形成されている．

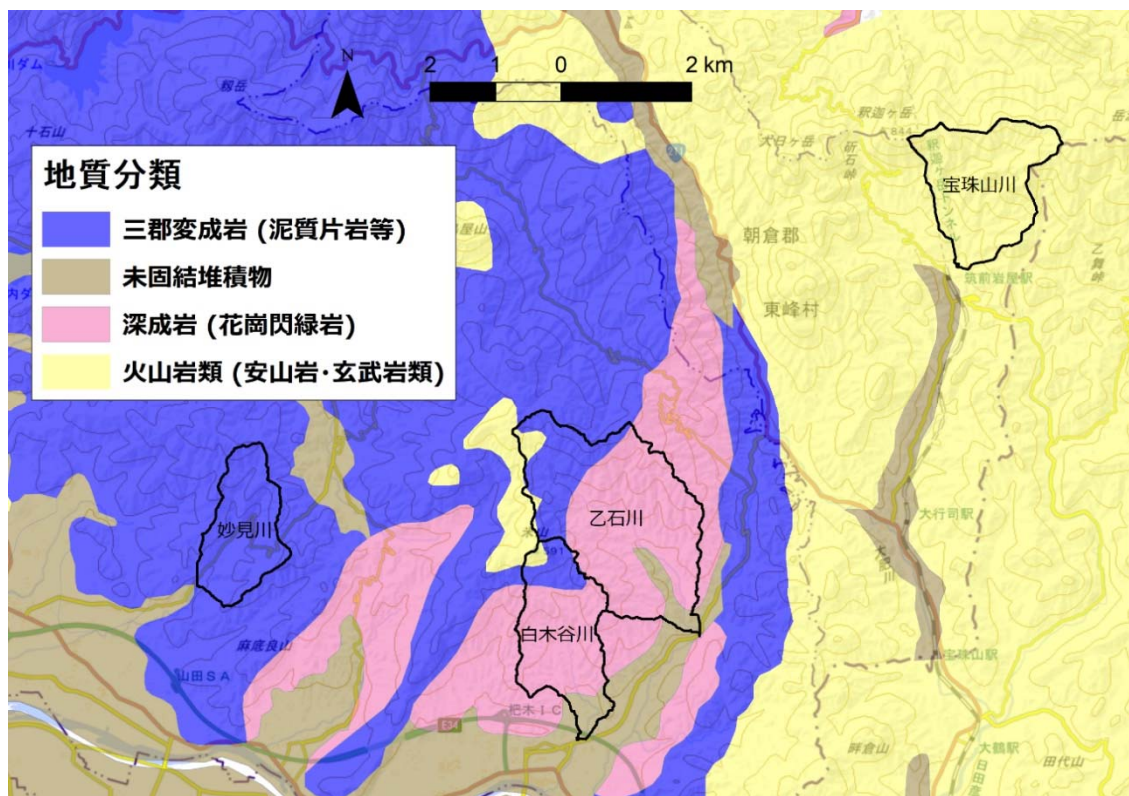


図 2.3.1 研究対象地の地質図

2.3.3 対象地質の特徴

・花崗岩

花崗岩は花崗岩質の深成岩に分類される。花崗閃緑岩は、マグマが地下の岩盤の中でゆっくりと冷却固結して形成された結果できた岩石である。数 mm 程度の石英、長石からなり、普通は角閃石や黒雲母を含む。(地質調査総合センター研究資料集)

花崗岩質の深成岩では、節理の割れ目にしみ込んだ水の科学的作用により、節理面に沿った部分の構成鉱物(特に粘土鉱物)に分解していき、岩石の組織をほとんどそのまま残したまままで完全に砂状の風化物ができる。節理面から離れた部分には、ほとんど、または全く風化を受けていないところが丸みを帯びた塊状で残ることが多い。(地質調査総合センター研究資料集)

今回の研究対象地における花崗岩の地質年代は、中生代後期白亜紀セノマニアン～サントニアン期(8360 万年前から 1 億 50 万年前)に形成されたものである。(International Chronostratigraphic Chart 国際地質科学連合日本語版)

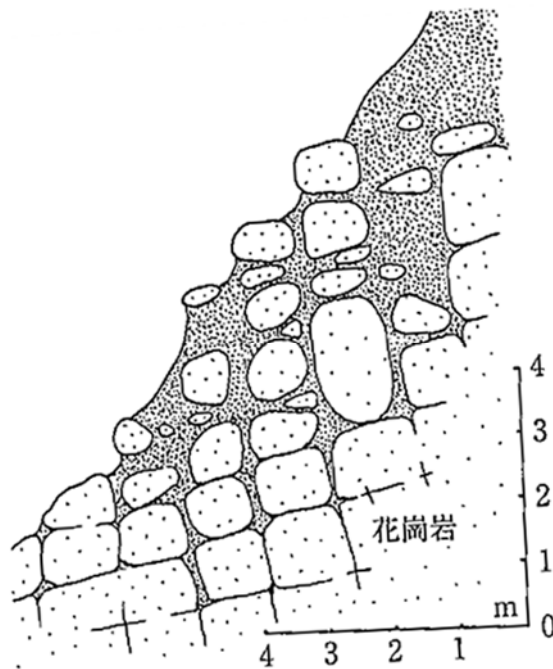


図 2.3.2 花崗岩の特徴(出典：発達史地形学)

・泥質片岩

泥質片岩とは泥岩やそれに類する堆積岩を原岩とする結晶片岩である。泥質岩に含まれている有機物の変成してできる石墨(グラファイト)を特徴的に含むため、光沢のある黒色を呈する。(地質調査総合センター研究資料集 no. 561)

今回の研究対象地における泥質片岩の地質年代は、中生代後期三畳紀ラディニアン期～後期ジュラ紀オックスフォードアン期(1 億 5730 万年前から 2 億 4200 万年前)に形成され

たものである。(International Chronostratigraphic Chart 国際地質科学連合日本語版)

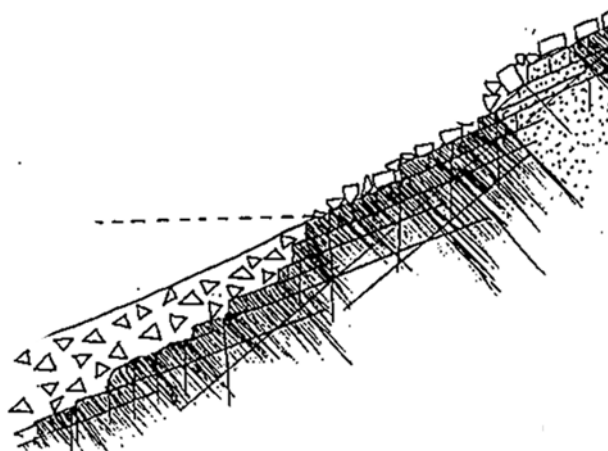


図 2.3.3 泥質片岩の特徴(出典：発達史地形学)

・ 苦鉄質片岩

苦鉄質は岩石の組成を表す用語で、「苦」はマグネシウムを表す。すなわち鉄やマグネシウムを多く含む。(地質調査総合センター研究資料集 no. 561)

片岩は変成岩の中でもおもに圧力による広域変成作用を受けて、薄く割れやすい構造(片理)が発達した変成岩である。(地質調査総合センター研究資料集 no. 561)

今回の研究対象地における苦鉄質片岩の地質年代は、中生代後期三畳紀ラディニアン期～後期ジュラ紀オックスフォードリアン期(1 億 5730 万年前から 2 億 4200 万年前)に形成されたものである。

・ 安山岩

安山岩は、火山岩の一種であり、主に無職鉱物の斜長石と有色鉱物である輝石や角閃石で構成されている。我が国の現在の火山を作っている最も主要な岩石であり、新鮮なものは灰黒色～黒色である。

今回の研究対象地における安山岩の地質年代は、新生代新第三紀中新世メッシニアン期～鮮新世(1 万 1700 年前から 724 万 6000 年前)に形成されたものである。



図 2.3.4 安山岩の特徴(出典：建設技術者のための岩石学)

2.3.4 河床材料調査

地質の異なる河川間で河床に堆積する礫の特性を把握するために、河床材料調査を行った(図 2.3.5)。乙石川で 6 ヶ所、本迫川で 5 ヶ所、妙見川で 3 ヶ所の滞筋区間と堆積物区間表面粒径の測定を行い、白木谷川で 4 か所の滞筋区間で表面粒径の測定を行った。

既往研究では、山地河川において表面粒径の測定を行うには線格子法が最も適しているといわれている(清水, 1982 ; 鈴木, 2015 ; 箱石, 2011 ; 中路, 2012 ; 菅野, 2010)

今回の対象河川では礫径が 2m を越えることや地点数が多いこと、縦断的な河床時材料の情報が知りたいことなどを考慮したとき、直接採取法によるふるい分けでは持ち帰れない土砂量となること、写真測量では精度が保証されないこと、線格子法の精度については研究されていたこと面格子法と線格子法の違いなどを考慮したうえで、線格子法を選択した。図 2.3.5 には測定の様子を示している。

粒径加積曲線を作成する時には、粒径の幾何平均を使用した。各地点で粒径の中径を測定し、それを地質ごとに算出した回帰式に代入することで幾何平均を算出した。回帰式は、その地質の河川で 300 個短径、中径、長径を測定し、幾何平均を取ったものと中径の関係から算出した。2mm 以下の粒径については砂、0.075mm 以下の粒径は泥とひとくくりに分類し、全体の中で砂に分類される粒径と、泥に分類される粒径を算出するにとどめた。調査地点は以下に写真と共に示す(図 2.3.6)。



図 2.3.5 粒径調査の様子

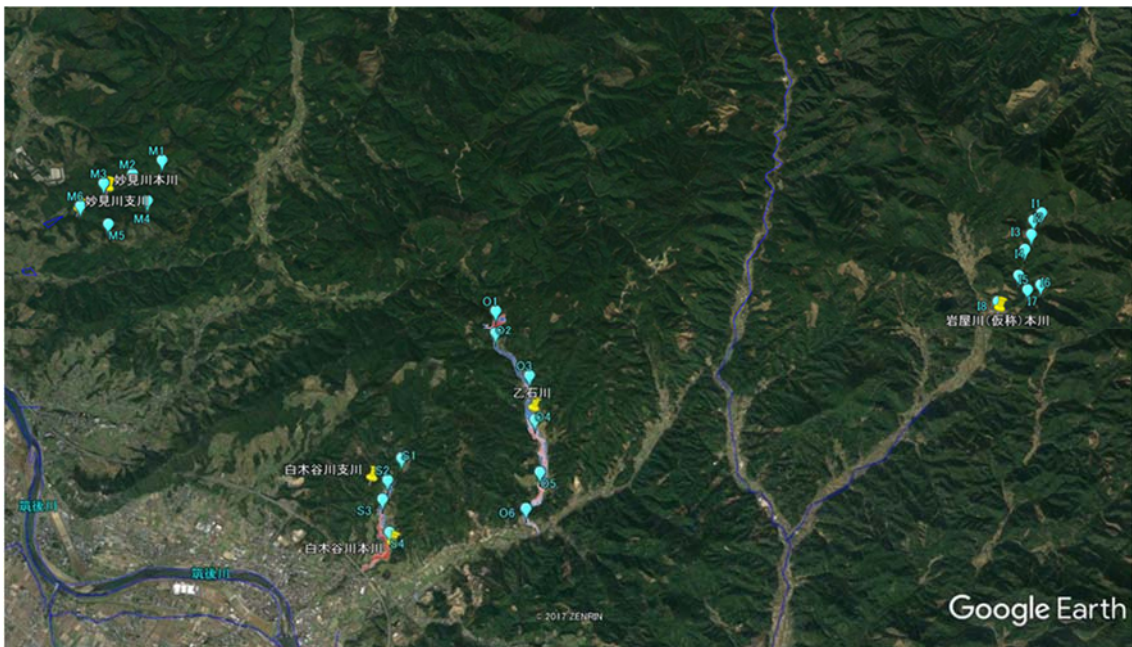


図 2.3.6 調査地点

2.3.5 河道形状調査

今回は、土砂の堆積、浸食といった面的な情報を取得するため、UAV による測量を行った。

UAV を使用した測量は既往研究で精度を検証してあり(丹波, 2016 ; 早坂, 2015 ; 上野, 2016 ; 近津, 2016 ; 田中, 2017), 今回の調査でほしいデータに必要な精度が得られることや、十分な被災後の河道研究に UAV を使った測量への可能性を論じるものや、異なる時期に調査した測量の精度を調べたもの、sfm 技術を使用した解析例が存在する(井上, 2014 ; 上治, 2017 ; 内山, 2014 ; 早川, 2016). 今回の解析ではこれらの研究で見られる方法と近い手法をとった。以下に具体的な手順を示す。

豪雨災害の発生直後、各対象河川において UAV を用いた空中写真測量を実施した。UAV(DJI 社製, Phantom 3)による空中写真撮影と合わせて、各河川約 10~15 点の GCP(Ground Control Point, 基準点)を設け、RTK-GPS により位置座標を取得した。座標値を入力データとし、解析ソフトウェア PhotoScan Professional(Agisoft 社製)を用いて SfM(Structure from Motion)解析を行い、地表面標高 DSM(Digital Surface Model)とオルソ画像を得た。得られた DSM の河道部分のみを切り出し、出水前の 1m メッシュの DEM(Digital Elevation Model)との差分をとり、ラスタデータとして整備した。

また、出水の前に観測していた LP データを利用して、出水前後の川幅の測量、土砂の堆積量、浸食量といった諸情報を取得した。LP データは水面より下のデータが取得できないが、山地河川では河道内の面積を占める水面面積が小さいこと、河道レベルの土砂の浸食堆積といった大きな範囲を取り扱うことから LP データを元にしたデータの分析を行った。

2.3.6 ピーク流量の算出方法

今回の調査対象河川のピーク流量を算出した。ピーク流量は土木研究所の合理式とルチーハ式を用いて比流量を算出し、GIS で導いた流域面積と乗じることで算出している。降雨強度は各観測所で得られたデータと 24 時間雨量の値から 80mm/hr を選択した。

具体的な手順は以下に示す。

(1)流出係数の算出

検討対象河川は、乙石川、白木谷川、妙見川、本迫川である。各対象河川の流量計算地点および集水域を図 2.3.7 に、集水域内の土地利用を図 2.3.8 に示す。

集水域内の土地利用は、各河川とも森林が 85%以上を占め、そのほかは水田や農地で、民家等は少ない(表 2.3.1)。

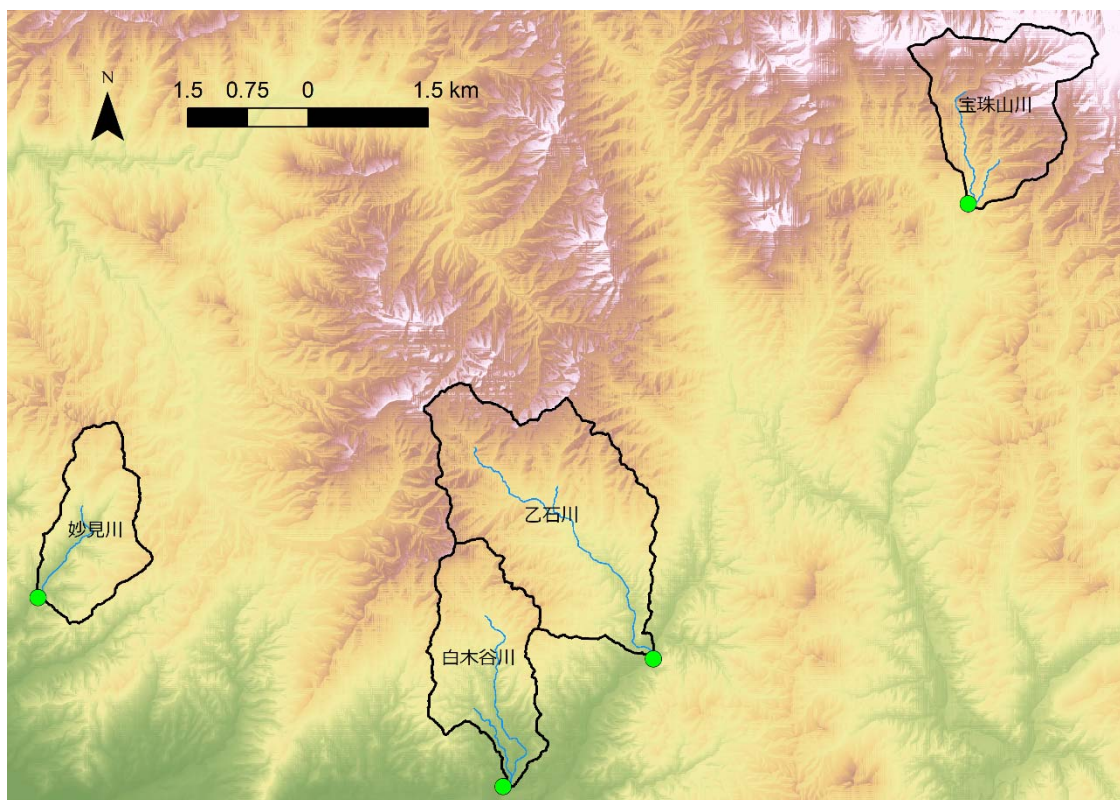


図 2.3.7 各対象河川の流量計算地点および集水域

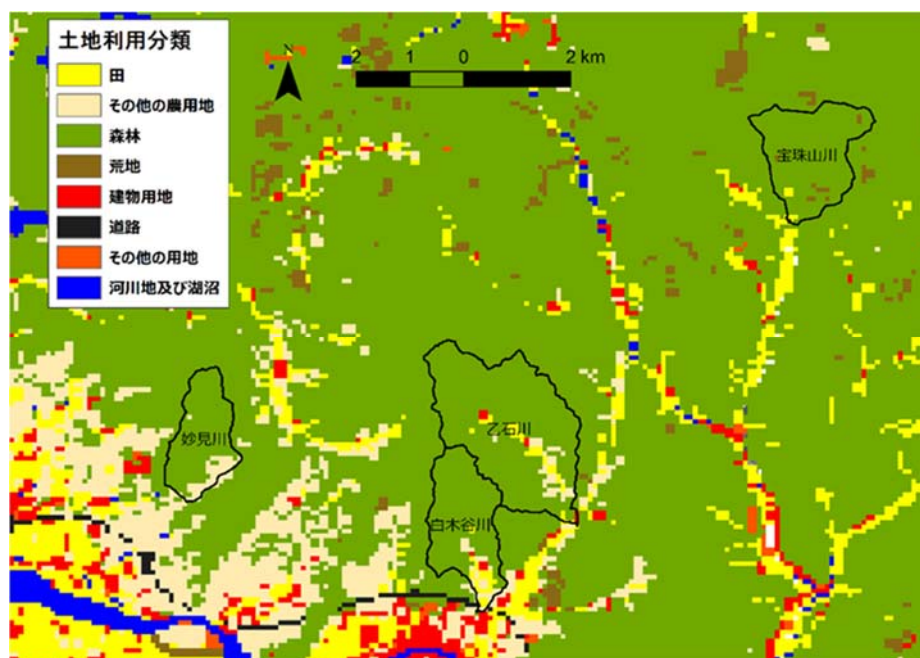


図 2.3.8 各対象集水域内の土地利用図(出典：国土数値情報・平成 26 年度版土地利用細分メッシュデータ)

表 2.3.1 各対象河川の土地利用割合

河川名	田	その他の農 用地	森林 荒地	建物 用地	合計
乙石川	0.27 (4%)	0.28 (5%)	5.43 (90%)	0.06 (1%)	6.04
白木谷川	0.19 (7%)	0.22 (7%)	2.47 (85%)	0.03 (1%)	2.91
妙見川	0 (0%)	0.32 (15%)	1.87 (85%)	0 (0%)	2.19
本迫川	0.05 (2%)	0 (0%)	3.12 (98%)	0 (0%)	3.17

合理式により確率規模別の流出量を算出する.

【合理式法】

$$Q = \frac{1}{3.6} \cdot f \cdot r \cdot A$$

ここに Q ; 計算流量(m³/s)
f ; 流出係数
r ; 洪水到達時間内の平均雨量強度(mm/h r)
A ; 流域面積(km²)

(2)流出係数

各地点の流出係数は、「河川砂防技術基準 計画編」内の地目別流出係数の値を参考に、水田を 0.7, その他の農用地を 0.6, 森林・荒地を 0.7, 建物用地を 0.7 とし、面積加重平均により計算した(表 2.3.2).

表 2.3.2 各対象河川の流出係数計算書

河川	項目	田	その他の農用地	森林・荒地	建物用地	計	流出係数 f
		f1=0.7	f1=0.6	f1=0.7	f1=0.8		
乙石川	面積 A (km ²)	0.27	0.28	5.41	0.06	6.02	0.70
	A×f1	0.19	0.17	3.79	0.05	4.19	
白木谷川	面積 A (km ²)	0.19	0.22	2.47	0.03	2.91	0.69
	A×f1	0.13	0.13	1.73	0.02	2.02	
妙見川	面積 A (km ²)	0.00	0.32	1.86	0.00	2.18	0.69
	A×f1	0.00	0.19	1.30	0.00	1.49	
宝珠山川	面積 A (km ²)	0.05	0.00	3.12	0.00	3.17	0.70
	A×f1	0.04	0.00	2.18	0.00	2.22	

(3)洪水到達時間

・ルチーハ式

下記の公式により各地点の洪水到達時間を算出すれば、表 2.3.3 に示すとおりである。なお、流入時間 T1 は 30 分とする。

$$T_2 = L/W$$

$$W = 20 (h/L)$$

ここに T₂ : 流下時間 (Sec)
L : 流路延長 (m)
W : 洪水流出速度 (m/s)
W : 標高差 (m)

表 2.3.3 ルチーハ式による洪水到達時間

流域	集水面積 A(km ²)	流路延長 L(m)	標高(EL.m)		勾配 I	洪水流出速度 W(m/s)	流下時間 T2(分)	洪水到達時間 T(分)
			上流端	下流端				
乙石川	6.04	2656.7	239.0	103.1	0.112	3.66	13.2	43
白木谷川	2.91	743.8	78.07	55.2	0.127	2.48	5.0	35
妙見川	2.19	80.4	95.4	94.6	0.111	1.26	1.1	30
宝珠山川	3.17	368.5	269.8	267	0.177	1.07	5.7	36

※ 流路延長は集水面積 2 km² 地点より算出地点までの距離

・土研式

土木研究所での調査によると、洪水到達時間は、都市流域では $T=2.40 \times 10^{-4}(L/\sqrt{I})^{0.7}$ 、自然流域では $T=1.67 \times 10^{-3}(L/\sqrt{I})^{0.7}$ で表されると報告されている。

ここで、T : 洪水到達時間(hr), L : 流域最遠点から流量計算地点までの流路延長(m), I : 流域最遠点から流量計算地点までの平均勾配である。

この公式の通用範囲は、

都市流域で流域面積 $A < 10\text{km}^2$, $I > 1/300$,

自然流域では、 $A < 50\text{km}^2$, $I > 1/500$

である。ここでは自然流域として計算する(表 2.3.4)。

ルチーハ式、土研式より計算された洪水到達時間と比較すると、表 2.3.5 の通りになる。

表 2.3.4 土研式による洪水到達時間

流域	集水面積 A(Km ²)	流路延長 L(m)	標高(EL.m)		流量算出 地点までの 平均勾配 I	L/ $\sqrt{I}$ (m)	到達 時間 T(分)
			上流端	下流端			
乙石川	6.04	5292	691	100	0.112	15836	87
白木谷川	2.91	4239	591	53	0.127	11899	71
妙見川	2.19	3043	432	95	0.111	9144	59
宝珠山川	3.17	3659	913	267	0.177	8708	57

※ 流路延長は流域末端からの距離

表 2.3.5 各計算法の洪水到達時間と平均

流域	集水面積 A(Km ²)	洪水到達時 T(分)		平均
		ルチーハ式	土研式	
乙石川	6.04	43	87	65
白木谷川	2.91	35	71	53
妙見川	2.19	31	59	45
宝珠山川	3.17	36	57	47

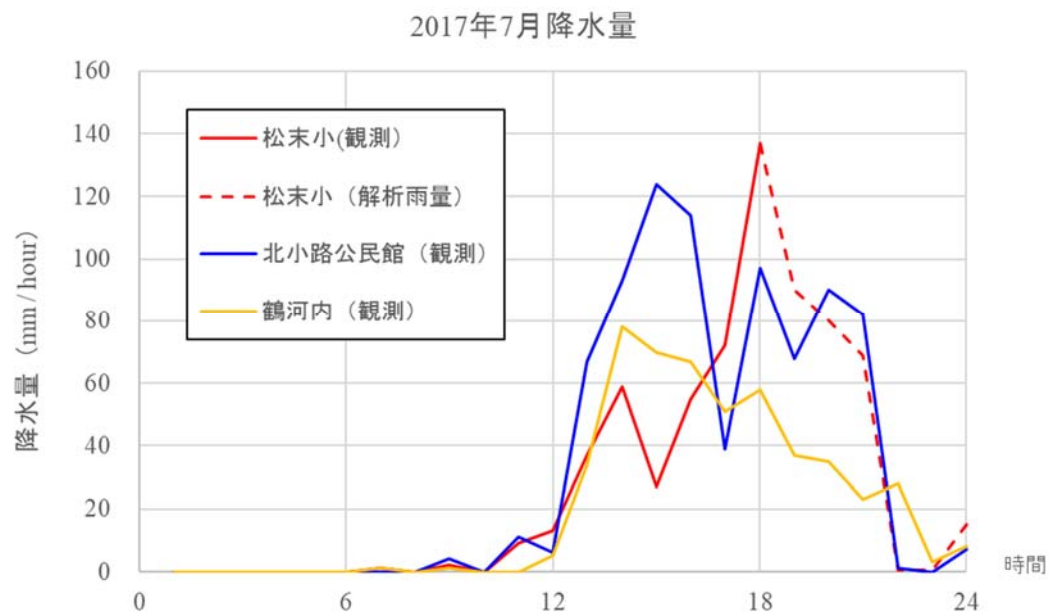


図 2.3.9 各河川近傍の雨量観測所で観測された降水量

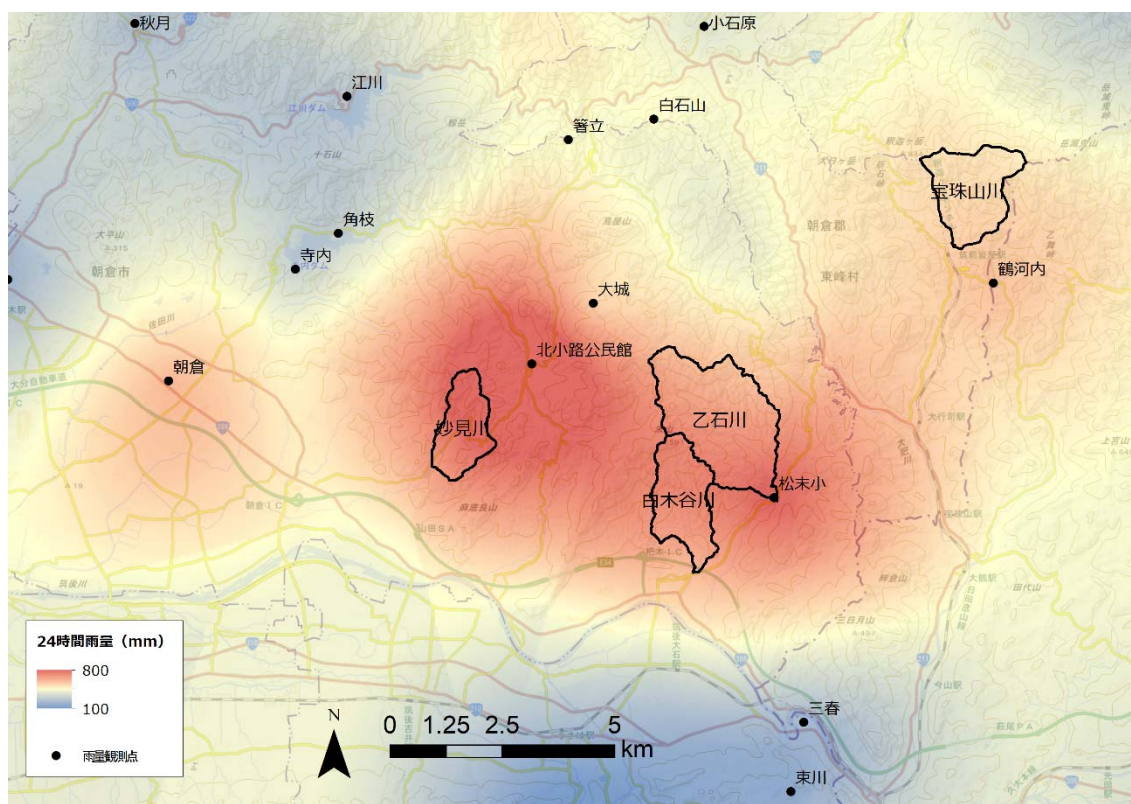


図 2.3.10 対象河川の24時間雨量

降雨強度 80mm/hr の場合の流出量は表 2.3.6 に示す
 (*ただし, ピーク流量の合計については単純な合計で, 到達時間は考慮されていない)

表 2.3.6 降雨強度 80 mm/hr のピーク流量

河川	流域 面積 A(Km ²)	流出 係数 f	ピーク雨量 (mm/s) 近傍観測所	ピーク 流量 Q(m ³ /s)	比流量 q(m ³ /s/km ²)
乙石川	0.234	0.7	137 松末小	160	26.6
白木谷川	0.102	0.69	137 松末小	76	26.3
妙見川	0.435	0.69	124 北小路公民館	52	23.8
宝珠山川	0.228	0.7	78 鶴河内	48	15.2

降雨強度 80 mm/hr の場合で算出された比流量を用いて, 流域面積と乗じることで洪水時のピーク流量を算出した(図 2.3.9).

2.4 結果

2.4.1 各河川の洪水時の流量

算出したピーク流量の値が図 2.4.1 になる。

これを見るとわかる通り，乙石川，白木谷川，妙見川，本迫川での順にピーク流量が少なくなる傾向がみられている。妙見川の上流側でピーク流量が少ないのは，1200m地点存在する沢の方が流域面積の占める割合が大きいためである。

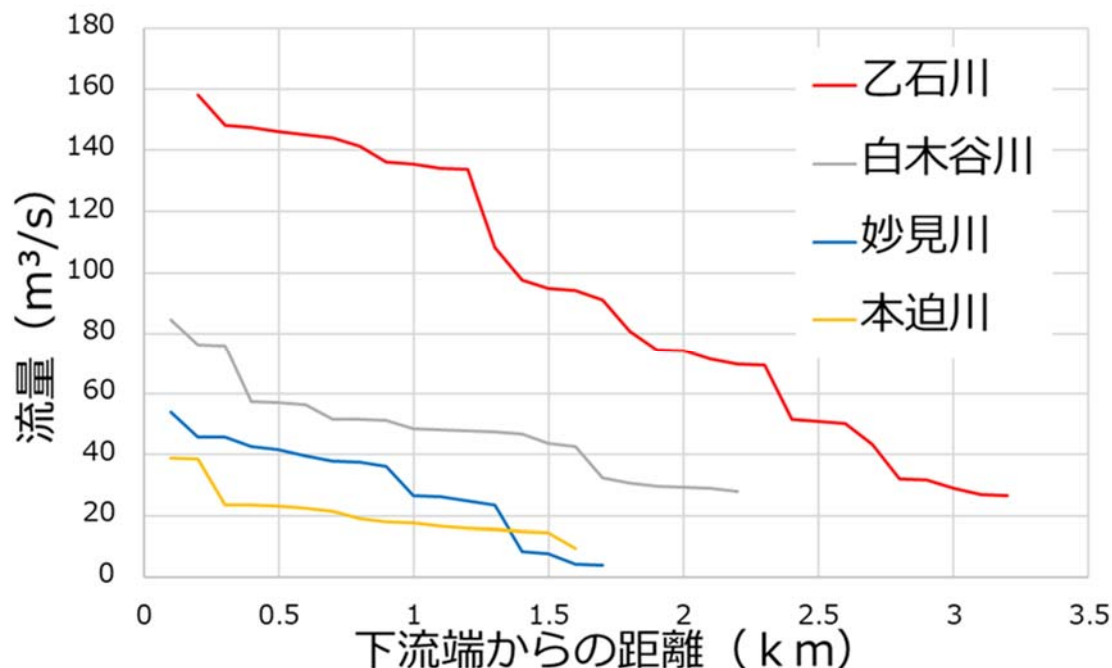


図 2.4.1 ピーク流量

2.4.2 河川形状

測量調査で得られたデータより，各河川の調査区間，勾配，川幅，川幅変化，河床高の変化，土砂の堆積量，浸食量を算出した。

川幅の算出方法は，得られた空撮画像を用い，河川の下流端から 100m 毎に河道横断方向に GIS で直線を引き，その直線の長さを川幅として算出している。勾配は，下流端から 100m 毎の河道横断方向の河床の最下点を算出し，100 区間ごとの勾配の値を平均値として算出している。

川幅変化は，出水後の川幅の値を出水前の川幅の値で除することによって求めている。

河床高の変化は，勾配の時と同じく，下流端から 100m 毎の河道横断方向の河床の最下点を河床高としている。

土砂の浸食量，堆積量に関しては，出水後の河道内 DSM データから出水前の LP データを差し引きすることにより，算出している。

2.4.3 平面的な河道変動

出水前のオルソ画像と測量から得られた土砂堆積，河道浸食の分布図を図 2.4.2～図 2.4.5 に示す．乙石川では上流側で大きな堆積がみられる．これは，近傍の大規模な斜面崩壊からの土砂供給によるものであると考えられる．また，上流側の峡谷部を境目に，表層地質が泥質片岩と花崗閃緑岩で分かれるが，花崗閃緑岩地質の流域では，上流側で浸食し，下流側で堆積が卓越している．白木谷川では，上流側で浸食し，下流側で堆積している．妙見川では上流から下流にかけて堆積が卓越している様子が見られ，本迫川では上流で砂防ダムにより土砂が堆積している区間を除き，浸食が卓越している様子が見られた．

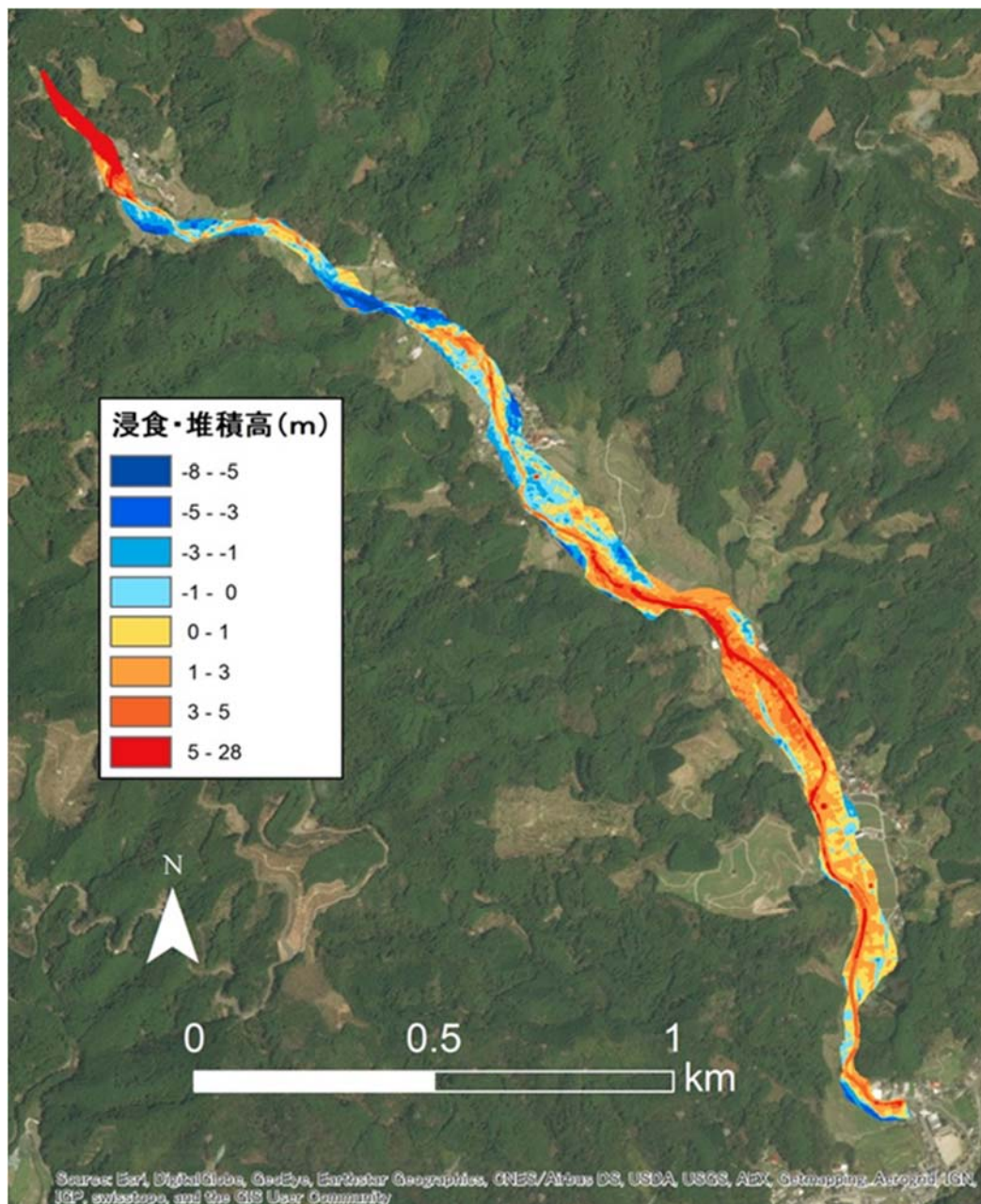


図 2.4.2 乙石川の浸食，堆積を表したオルソ画像

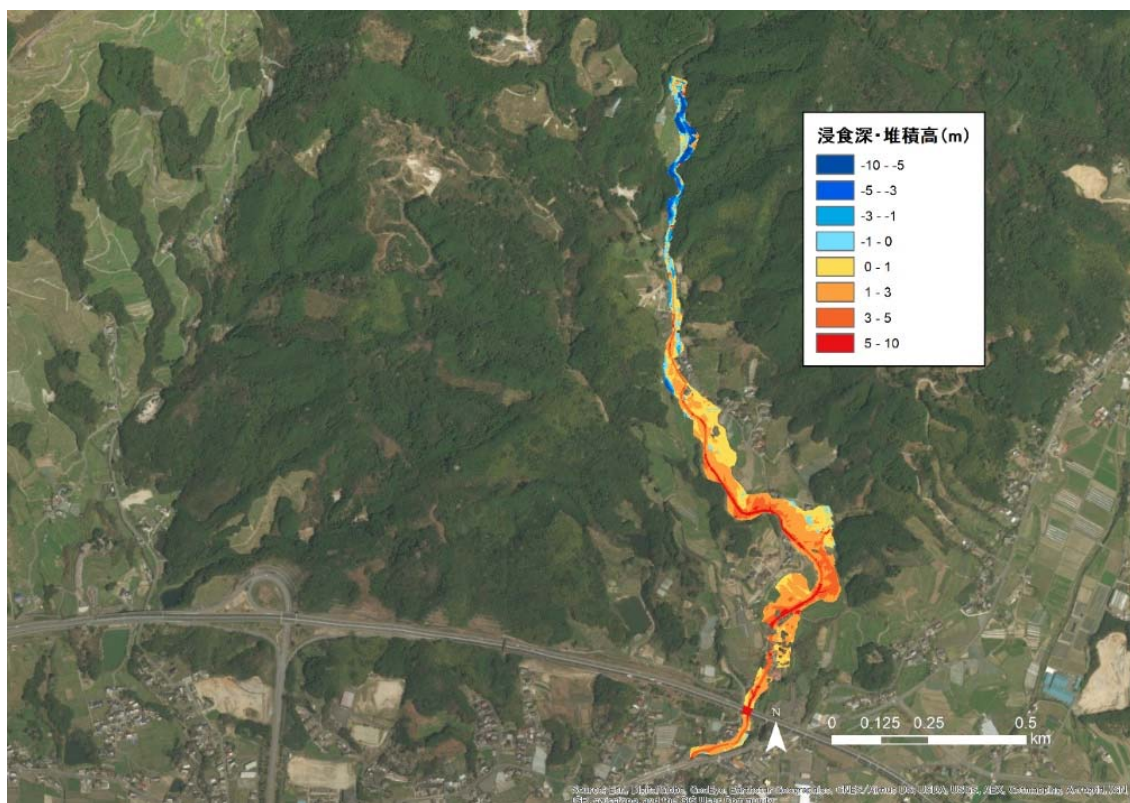


図 2.4.3 白木谷川の浸食堆積を表したオルソ画像

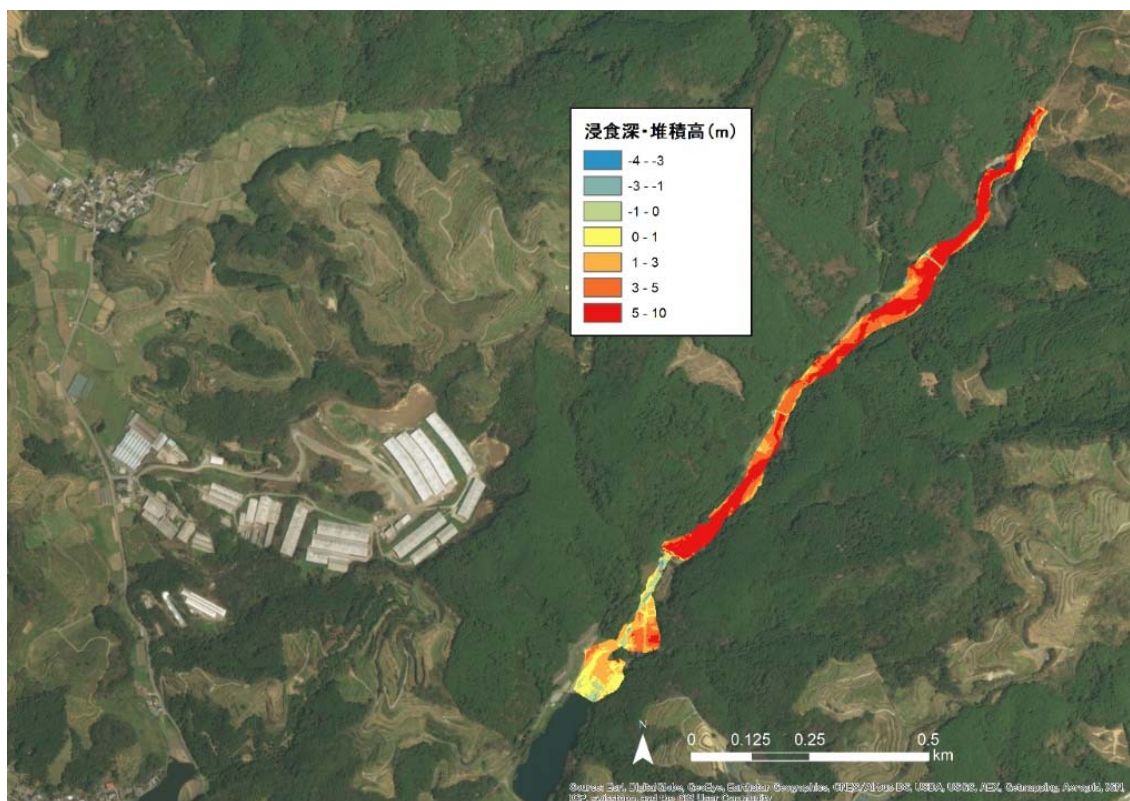


図 2.4.4 妙見川の浸食堆積を表したオルソ画像

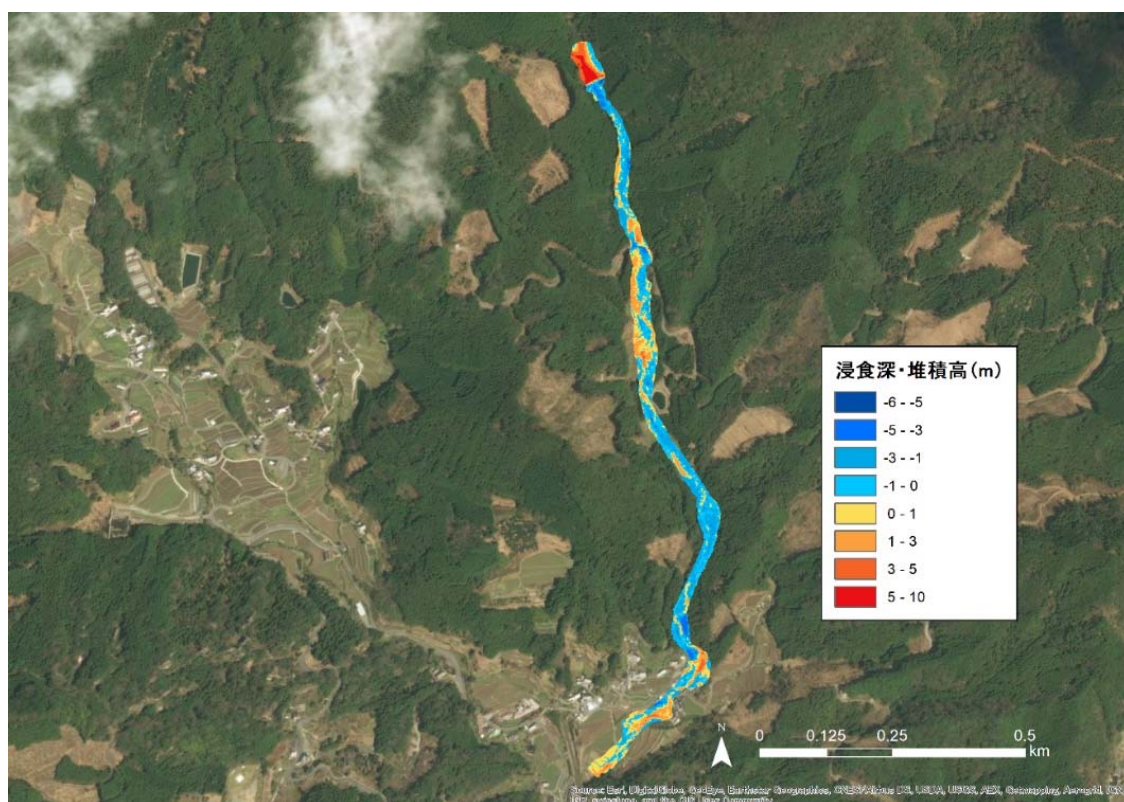


図 2.4.5 本迫川の浸食堆積を表したオルソ画像

2.4.4 縦断的な出水後の河床勾配

各河川で下流端からの距離と河床勾配の関係を示したものを図に示す。

今回の調査河川では、妙見川、白木谷川、乙石川下流で勾配が似通っており、5%程度となっている。本迫川、乙石川上流、白木谷川で勾配が似通っており、10%程度となっている。

本迫川で1500mから1600mの区間で急激に河床勾配が上昇しているのは、その地点に砂防が存在していることが影響している。また、白木谷川の2000m以降の地点、乙石川の2300m以降の地点では妙見川上流部では河岸からの斜面崩壊による土砂供給量が多く、その影響で河床勾配の遷急点となっている。

妙見川の300m～400m区間の間に砂防ダムが存在し、400m地点の河床勾配を遷給させている。

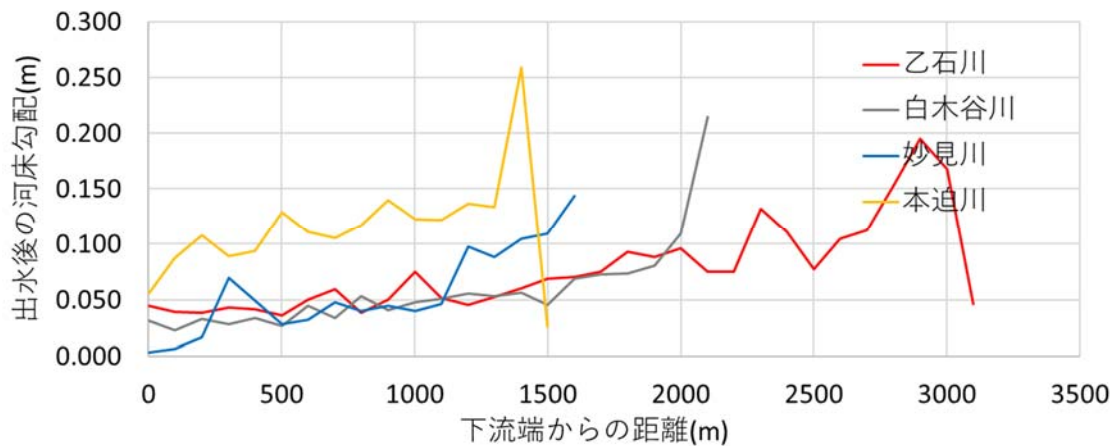


図 2.4.6 出水後の河床勾配

2.4.5 100m ごとの浸食・堆積状況

各河川の下流端からの距離と河川への堆積・浸食の関係を示したものを図 2.4.7～図 2.4.11 に、浸食量と堆積量の合計値と下流端からの距離を 4 河川でまとめたものを図に示す。

乙石川、白木谷川の中流から下流区間、妙見川では堆積量が 100m 当たり 20,000m³ほどあり、大量の土砂が堆積していた。

乙石川の河川を特に細かくみると、1500m地点から 2900m地点までの間で浸食量が多くなっている。

これは浸食域と堆積域が同じ河道内でも分かれていることを示しており、オルソ画像と比較して河道の変曲点で顕著な浸食が見られている。

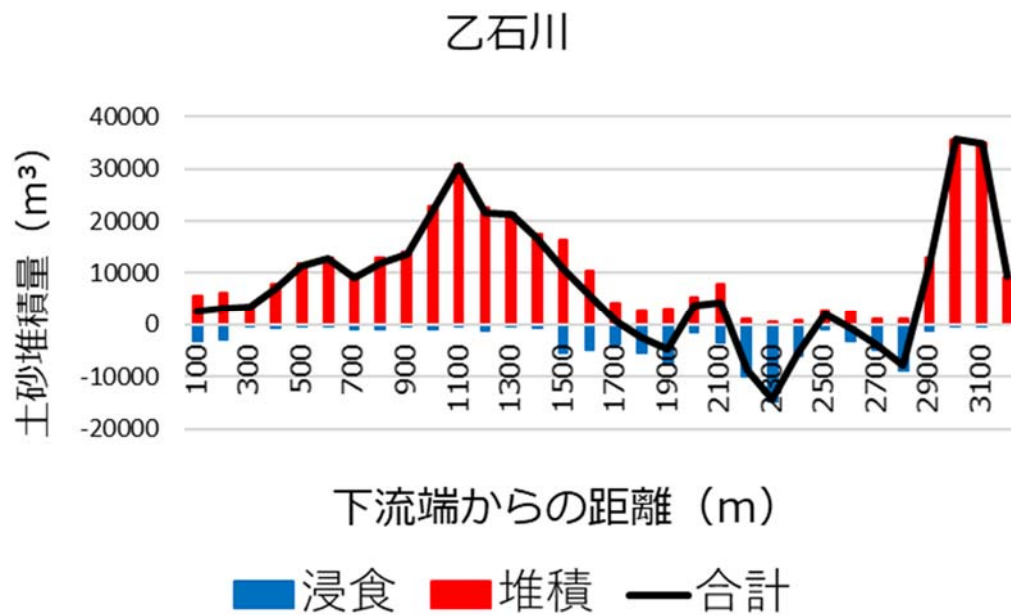


図 2.4.7 乙石川の 1 0 0 m 区間ごとの堆積量(マイナスは浸食)

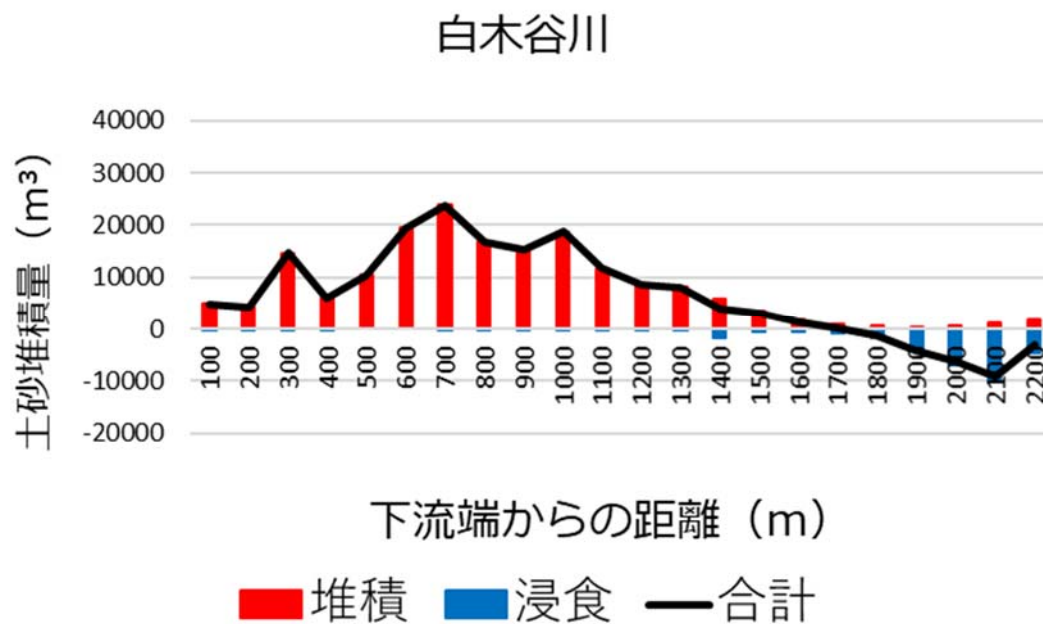


図 2.4.8 乙石川の 100m 区間ごとの堆積量(マイナスは浸食)

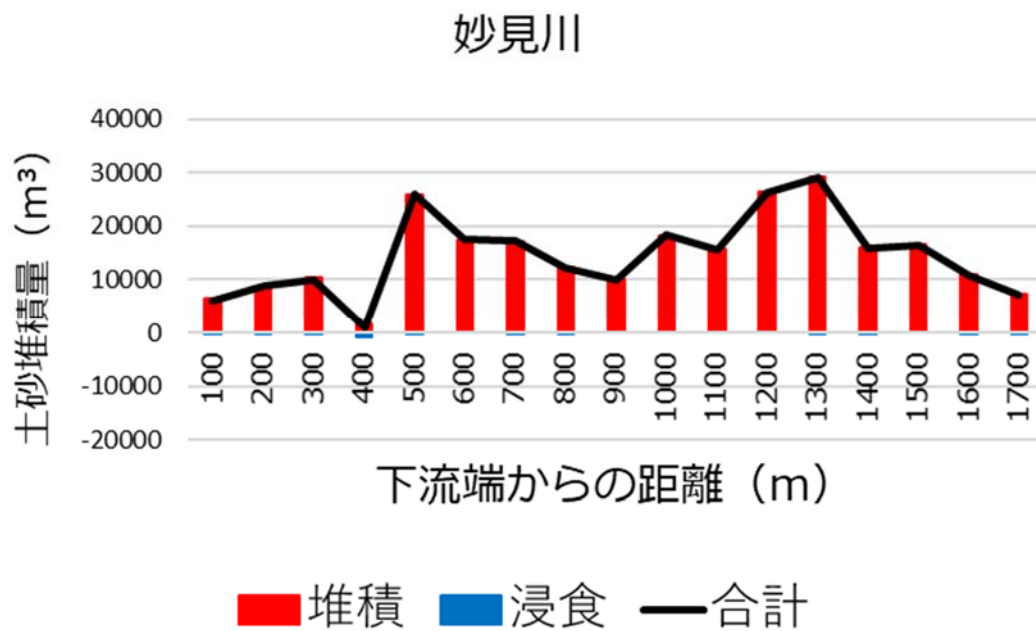


図 2.4.9 乙石川の 100m 区間ごとの堆積量(マイナスは浸食)

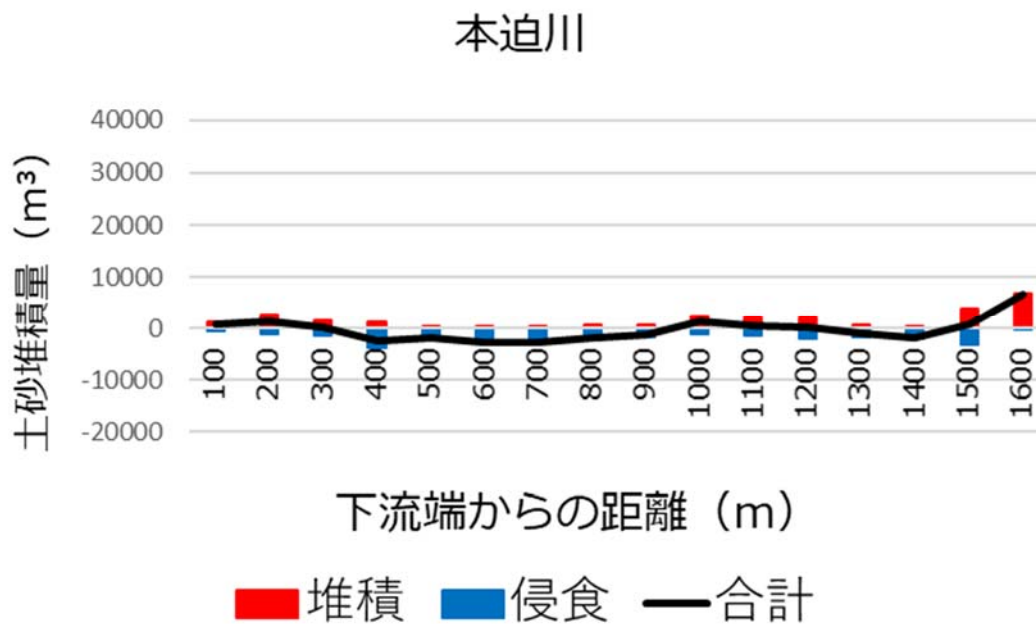


図 2.4.10 乙石川の 100m 区間ごとの堆積量(マイナスは浸食)

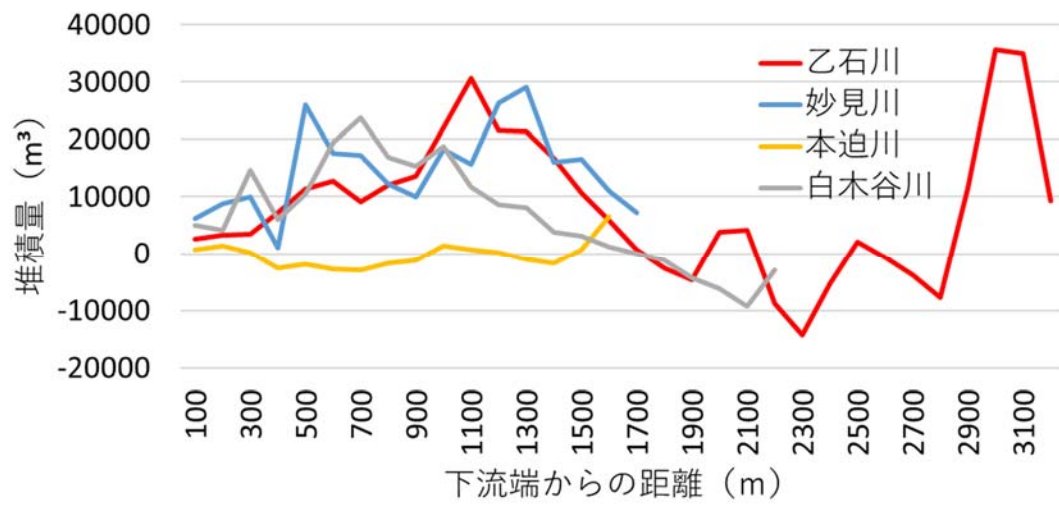


図 2.4.11 100m区間ごとの堆積量(マイナスは浸食)

2.4.6 出水前後の河床最深部の河床変化

図 2.4.12 に出水前後の河床最深部の河床変化を示す。乙石川、白木谷川の中流から下流区間、妙見川で出水前後の最深部の河床高を比較すると 5m 程度上昇していた。乙石川、白木谷川では上流にむかうに従い、堆積から浸食傾向へと転じており、両河川共に勾配が約 7% の地点で堆積から浸食へと移行していた。その後、乙石川、白木谷川の最上流部で河床が上昇しているのは、斜面崩壊による土砂供給量が局所的に多かったためである。

乙石川、白木谷川の浸食区間(勾配7%以上)では河床低下が顕著で数m低下していた。この地域の花崗閃緑岩は強度に風化しており、脆くなった岩盤を彫り込むように河床が浸食されていた。本迫川の上流部で河床が上昇しているのは、砂防上で大量の土砂を補足しているためである。

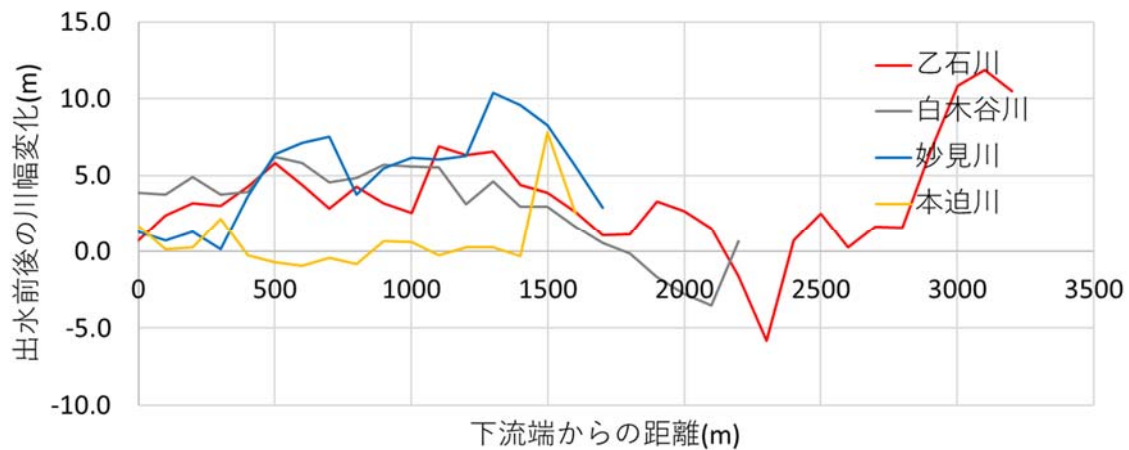


図 2.4.12 出水前後の河床最下点の変化量

2.4.7 出水前後の川幅の変化

各河川の川幅の変化を図 2.4.13 に示す。乙石川、白木谷川では土砂堆積区間を中心に最大 100m ほど川幅が拡大していた。

浸食区間は、20～30m ほどの川幅拡大であった。

妙見川は、下流端から 200m 地点で 80m の拡大を記録するところも存在するが、この地点では本川に対し、支川がほぼ直角に合流しているため、川幅が局所的に拡大している。

また、400m 地点には砂防ダムが存在し、大量の流木を補足することで川幅が極端に大きくなっている。1100m～1200m 地点には、直上部に破壊した砂防ダムと支川からの合流部が存在し、それにより川幅が広がったと考えられる。それらを除いた、妙見川の直線部での川幅の拡大は 20～30m の範囲におちつく。

本迫川では、浸食されている区間は 20m～30m 川幅が拡大している。

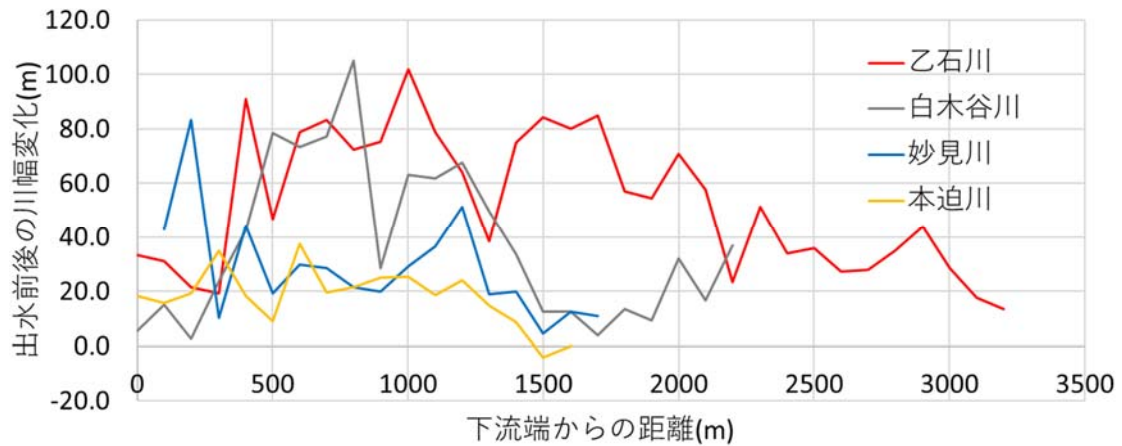


図 2.4.13 出水前後の川幅の変化グラフ

2.4.8 出水後の摩擦速度と土砂堆積・浸食量の関係

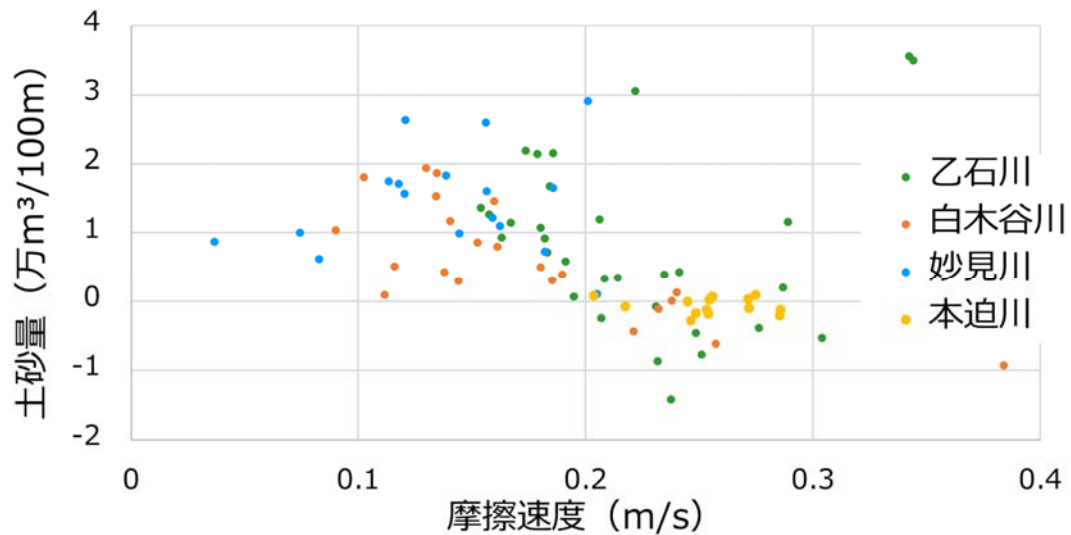


図 2.4.14 摩擦速度—土砂量グラフ

摩擦速度を横軸に，土砂量を縦軸にしたグラフを図 2.4.14 に示す．

ここで，摩擦速度は合理式から導き出されたピーク流量を使った土砂の流れやすさの指標であり，土砂量は 100m 区間における土砂の堆積量から浸食量を差分した値を土砂量としている．純粋な堆積量ではなく，浸食したのちに堆積した箇所で堆積量が卓越した場合でも堆積した結果が表示されている．

摩擦速度は $u^* = \sqrt{gRI}$ で算出している．ここで， $g = 9.8\text{m/s}$ ， R は連続の式とマニングの式から算出しており， $R \doteq h$ と近似した後， $h = \left\{ \frac{n^* Q^* \sqrt{I}}{B} \right\}^{\frac{3}{5}}$ 水深を算出し，計算した h を $R = \frac{Bh}{B+2h}$ に代入した．

この時、 h を算出するのに使用した n は「二訂 建設省河川砂防技術基準(案)調査編」より、乙石川、白木谷川、妙見川で0.03、本迫川で0.04の値を引用している。

Q は雨量強度80mm/hが流域に降ったものと仮定して土研式とルチーハ式を使い、ピーク流量を算出しました。その後、比流量と流域面積より計算している

I 、 B は、先に算出した出水前の勾配と出水前の川幅のデータから算出している

このグラフを見ると、摩擦速度0.2m/sの値を境目にして土砂の堆積、浸食の境目が存在するように見て取れる。摩擦速度0.2m/s以下で堆積の傾向があり、0.2m/s以上で浸食の傾向が強い。これらの分布から外れ、摩擦速度0.2m/s以上で堆積している地点では、河岸に斜面崩壊の痕跡や沢などが存在しており、それらの影響が強く作用したのではないかと考えられる。

2.4.9 粒度分布

河床材料結果をもとに、各河川の粒径加積曲線を作成した(図2.4.15～図2.4.18)。

乙石川、本迫川、妙見川では、各地点の堆積区間と滞筋区間を比較したとき、滞筋区間の方が砂分などの細かい粒径が少なかった。

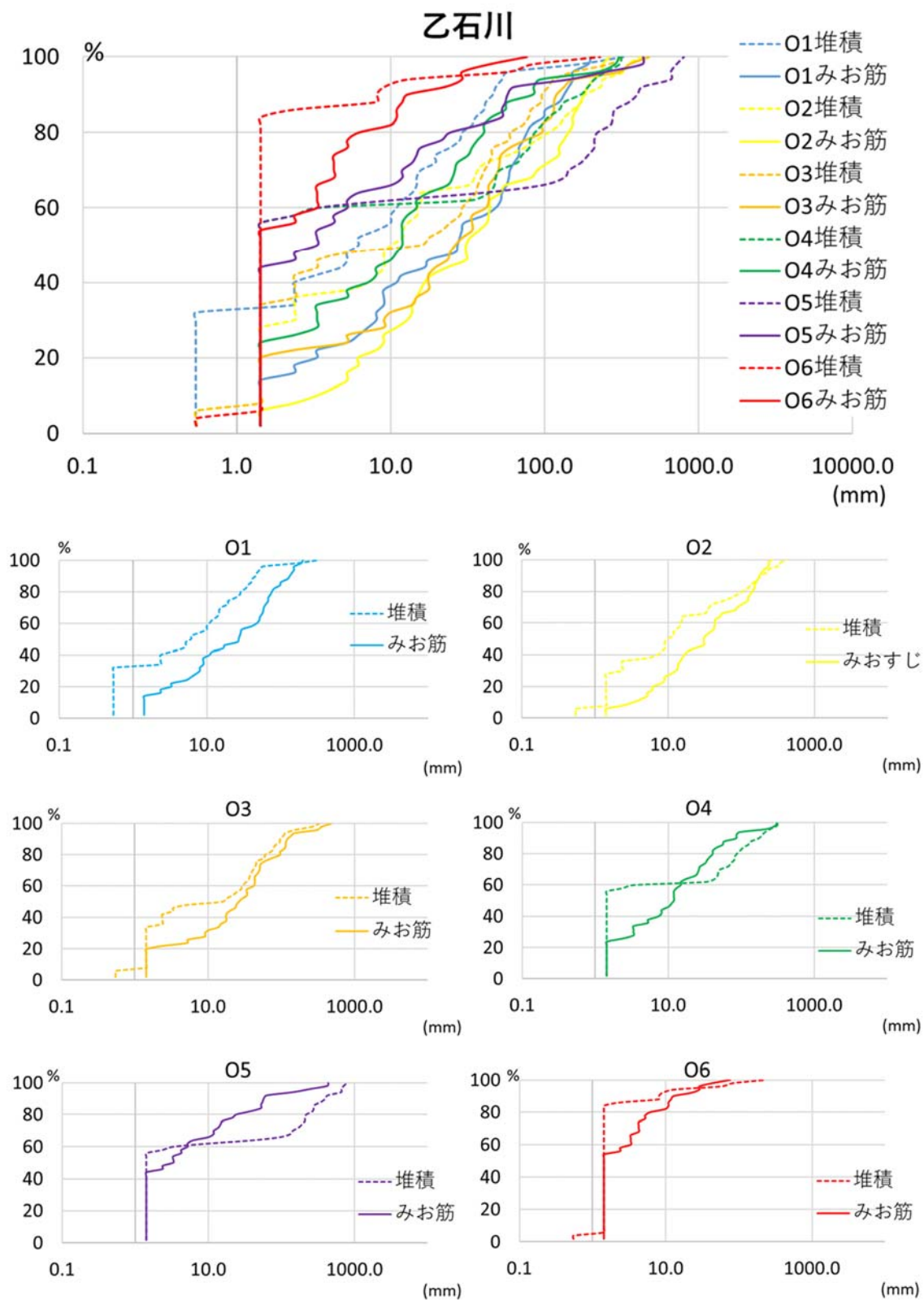


図 2.4.15 乙石川の粒径加積曲線

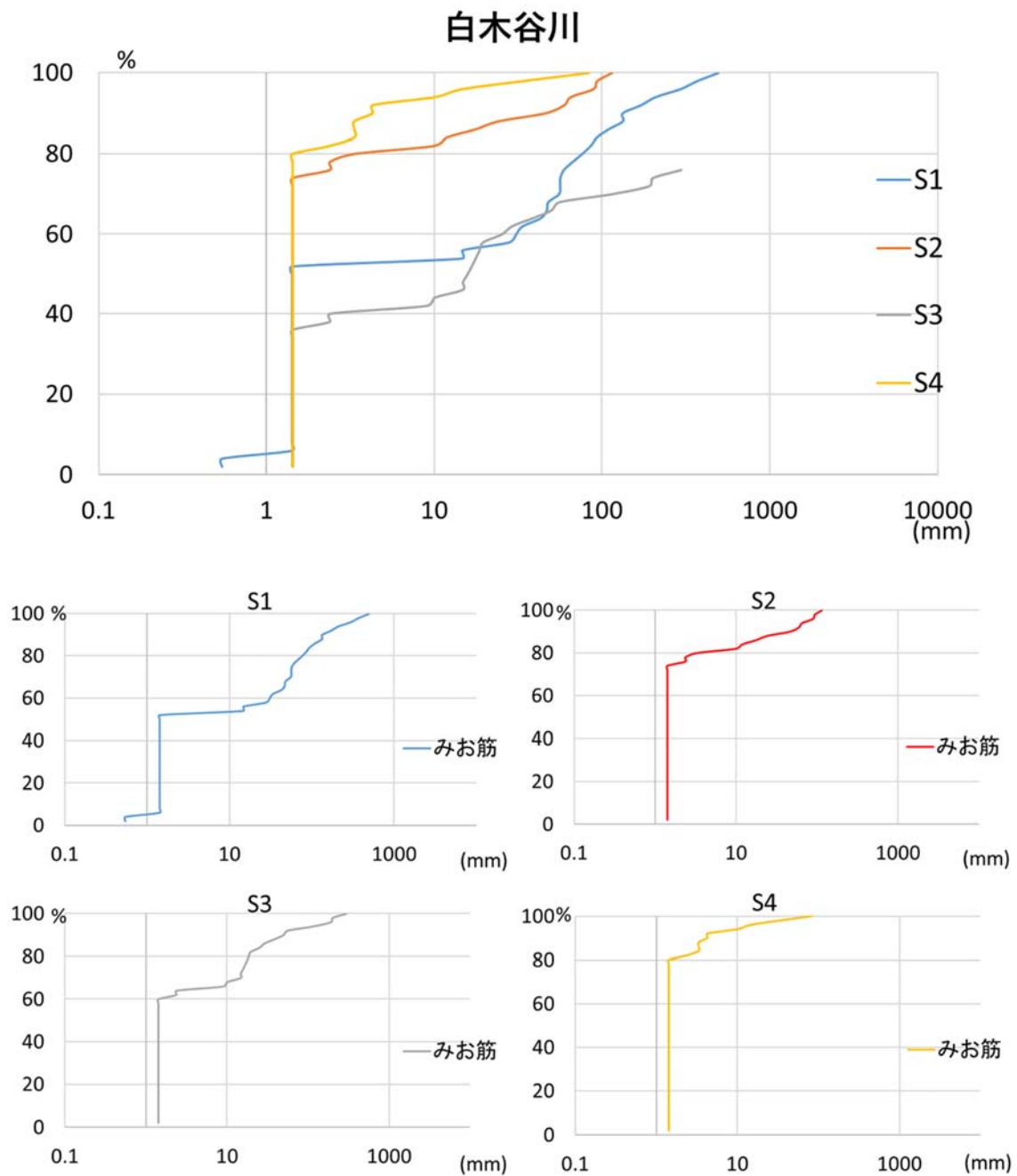


図 2.4.16 白木谷川の粒径加積曲線

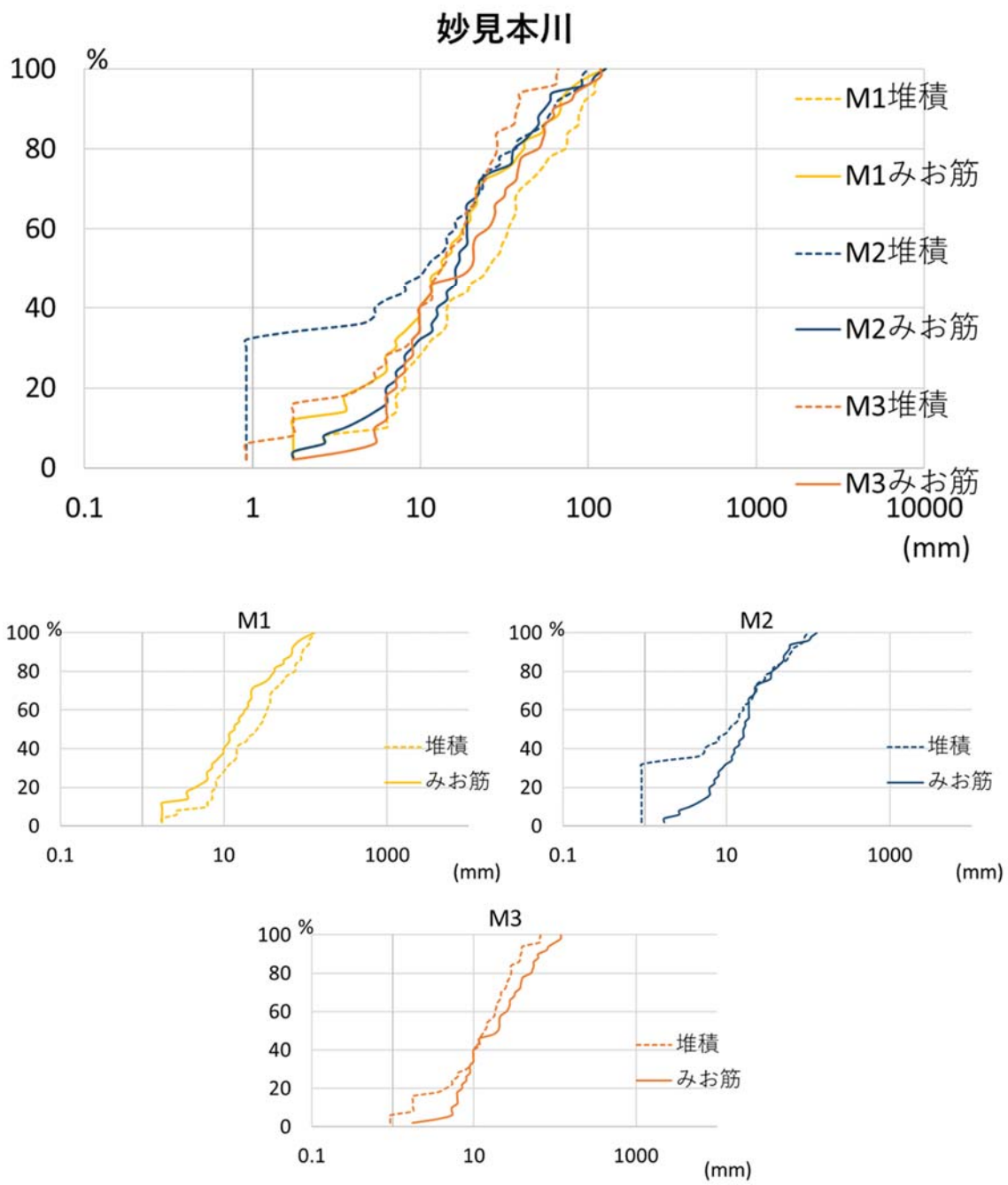


図 2.4.17 妙見本川の粒径加積曲線

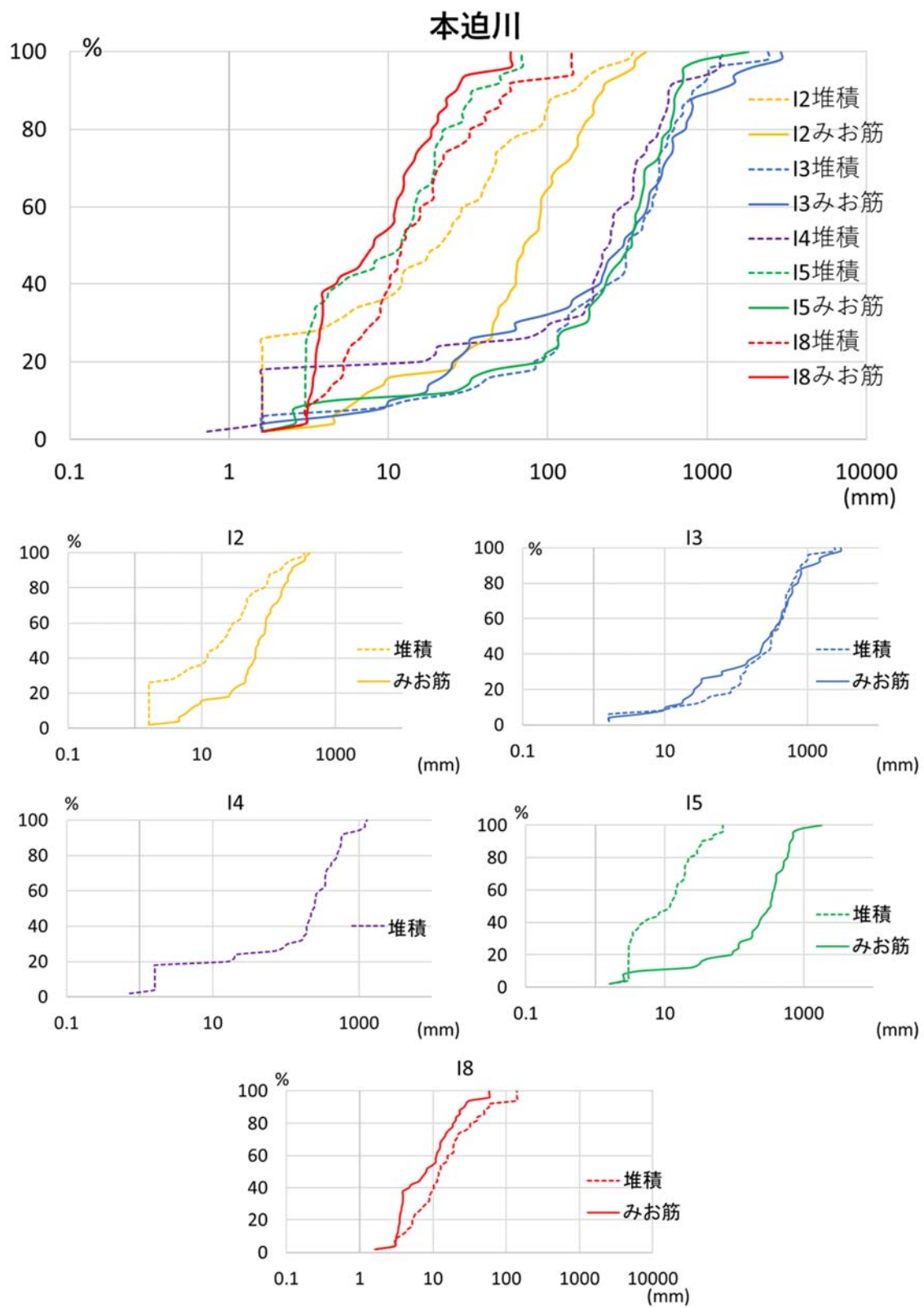


図 2.4.18 本迫川の粒径加積曲線

2.5 考察

2.5.1 浸食堆積について

乙石川を上流部から考察する。上流部の 3200m～2900m地点では土砂の堆積が浸食量を卓越し、2900m～1700m地点では浸食量が卓越され、1700m地点からは堆積量が卓越している。斜面崩壊が発生している 3200m地点から 2900m地点は斜面崩壊による土砂が堆積している。2900m区間から下流に向けて 700mの区間で浸食量が非常に多い。その区間に三か所、沢からの合流点があり、流入した水により浸食されたためと考えられる。ただし、その区間の中で 2400m～2600mの間では堆積量の卓越や浸食量の減少が発生している。これはその区間で斜面崩壊が発生していることが原因であると考えられる。河床勾配から考えたとき 7%を超えており、浸食区間になると考えられる 1900m～2100m付近で堆積量が浸食量を上回っているのは、その地点より上流部で乙石川はほぼ谷幅を流下していたのに対し、2100m地点から谷幅が一気に広がり、川幅が拡大したことも一つの要因ではないかと考えられる。しかし、乙石川は 2500m～3200m区間で変成岩地質となっており、異なる地質の流出土砂による堆積の特徴の違いであることも考えられる。また、斜面崩壊や沢からの流入が下流側でも発生しているが、上流側程堆積浸食へ顕著な影響は見られない。これは谷幅が流下している川幅より広がったことが影響していると考えられる。これらの情報と川幅の広がり方の情報から、0m～1700mの堆積区間では、砂が堆積することで、河床の上昇と川幅の拡大が同時に起こっていると考えられる。1700m～2800mの浸食区間では川幅が谷幅とほぼ同じ長さに広がり、河床最深部が 1m～2mほど上昇している。このことから、川幅は浸食されて拡幅しているものと考えられる。ただし、川幅の拡幅と河床の上昇に直接起因する要因は明瞭に判別しない。

白木谷川を上流部から考察する。白木谷川は 0m～1700mで堆積しており、1700m～2200mで浸食されている。1700m地点は、勾配が 7%である。堆積している区間は河床が上昇しており、浸食されている区間は 2200mを除き河床が低下している。2200mで河床が上昇しているのは、右岸からの大規模な斜面崩壊によるものであると考えられる。また、浸食されている区間で河床が低下している区間では、風化した花崗岩の岩盤が露出している様子も見られた。川幅の拡大の仕方は、0～1700m地点では河道に土砂が堆積することで川幅が拡大している。航空写真からもともと木が存在していた箇所などを確認すると、土砂が堆積した箇所で一度浸食が起こったのち、土砂が堆積した痕跡が確認できる。1700m～2200m地点では川幅と谷幅がほぼ等しいため、土砂の浸食により川幅が拡大している。また、800mから 1700mの堆積区間では右岸側が山に沿うように流れており、代わりに左岸側に変化が多い。これらのことから、白木谷川は勾配 7%以下で土砂が堆積して河床上昇と川幅拡幅が進行し、7%以上で土砂が浸食され河床低下と川幅拡幅が進行していると考えられる。

妙見川は、河川の調査区間のほとんどが堆積区間であった。1200m～1300m地点では大きな沢が合流し、それによる堆積量の急激な上昇が考えられる。300m～400mで堆積量が少ないのは、下流端から 400mの地点に砂防ダムが存在するためであり、砂防ダムを境に土砂堆

積量が明白に異なる。0m～300m区間で土砂量が急激に増加しているのは、下流端から 200 m～300m地点で支川が合流し、そこからの土砂供給があったことが原因と考えられる。河床勾配が 14%を超える地点から堆積が始まっており、急峻な勾配でも堆積している。妙見川の出水前後のオルソ画像を比べたとき、出水後の河道と谷幅がほぼ一致している。このことから、妙見川では狭い谷幅に土砂が堆積して谷幅を埋めるようにして川幅が広がっている。

本迫川は、1400m～1500m区間に砂防ダムが存在し、大量の土砂が砂防ダム上流に堆積している。300m～900m区間、1200m～1300m区間は浸食量が卓越し、それ以外の区間では堆積が卓越している。本迫川では、明確に堆積量と浸食量のどちらが卓越しているという区間は存在しておらず、同じ横断線上で堆積している箇所と浸食している箇所が分かれている。砂防ダムの影響があると考えられる 1400m～1600mを除き、出水前後で川幅は 20m～30m 程度拡大している。同じ範囲で、河床は 1 m 以内の範囲で堆積と浸食を推移している。河床が低下している 400m～800m区間では、頑丈な岩盤が露出している箇所が散見される。また、この区間では明らかに河道幅が浸食により拡大している。

各地質での堆積・浸食区間で堆積・浸食土砂量を比較したとき、妙見川、乙石川、白木谷川では堆積量が 10000m³以上となるが、本迫川では堆積量も浸食量も非常に少ない。この要因として、地表面の風化度合いの違いが考えられるが、それに対し、岩質の種類や地層の形成年代などの地質要因がどこまで影響を与えたのかについては明瞭にならない。

本迫川、乙石川、白木谷川で浸食により露出した岩盤を細かく確認した(図 2.5.1～図 2.5.6)。

この時、本迫川では河床が 1m 一様に低下しており、乙石川と白木谷川では U 字型に大きく河床低下している。これには浸食の仕方の違いが見られ、乙石川、白木谷川では風化した岩盤を彫り込む形で浸食しているのに比べ、本迫川ではフレッシュな岩盤が露出するように、岩盤の上に載った土砂をフラッシュする浸食の仕方がみられる。これは、地質要因が大きく寄与しているものではないかと考えられる。

妙見川では 50mほどの狭い谷 (V 字谷) に集中して土砂が厚く堆積している。一方、白木谷川では開けた谷 (U 字谷) に土砂が 113m 広がり、堆積している。これらの地形要因は地質の影響を受けているものと考えられる。

地質は直接的に流況と河床地形へ影響を与えたことは確認できていないが、地質の影響により大まかな谷の形状が決定され、それが流況へと影響を及ぼすというプロセスは確認された。

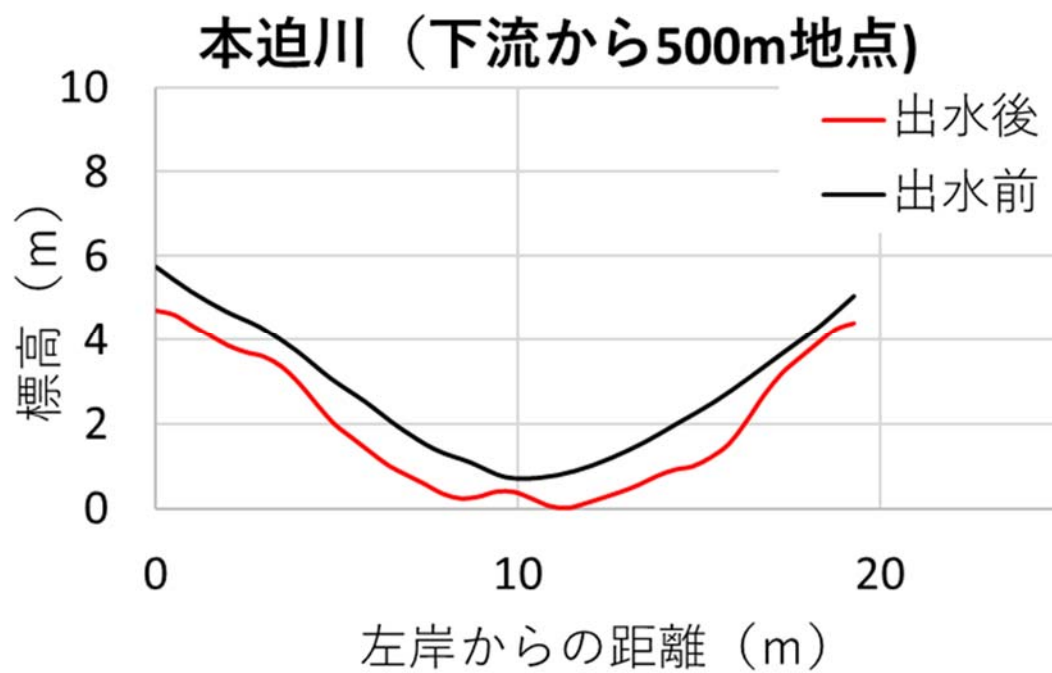


図 2.5.1 本迫川の浸食区間の横断図



図 2.5.2 本迫川の出水後の河道

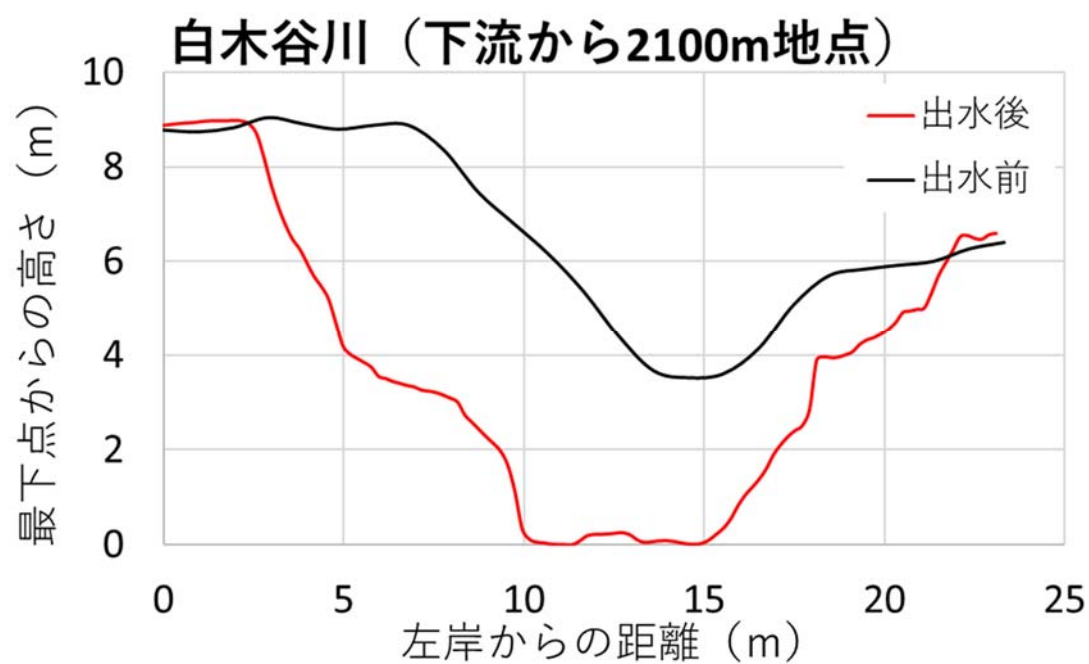


図 2.5.3 白木谷川浸食区間の河道横断面図



図 2.5.4 白木谷川の出水後の河道

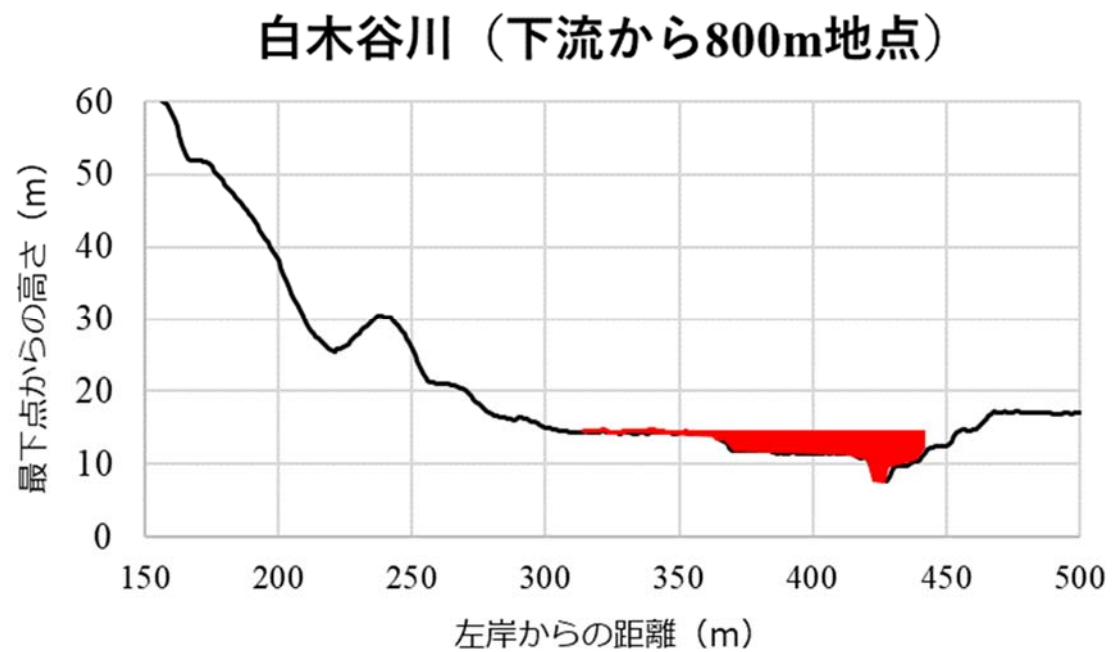


図 2.5.5 白木谷川の堆積区間の河道横断図(赤色が堆積箇所)

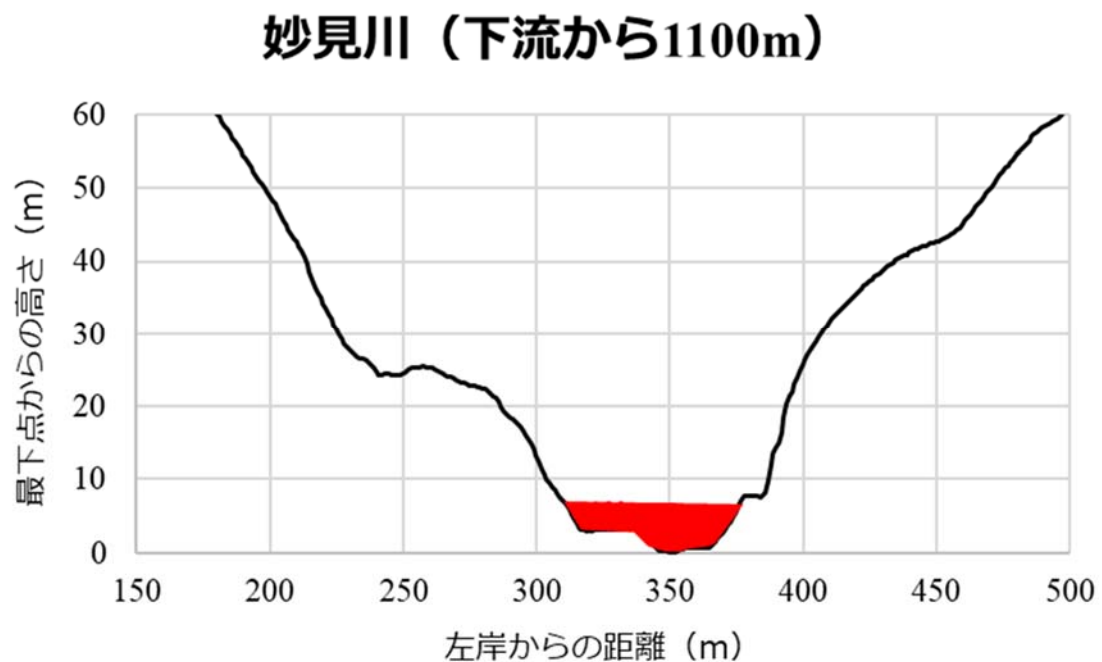


図 2.5.6 妙見川の堆積区間の河道横断図(赤色が堆積箇所)

2.5.2 粒度分布について

河川間で粒度分布を比較したとき、花崗岩地質の河川では明らかに砂分が多く、安山岩地質の河川では大粒径が多い。

乙石川は、O5 地点、O6 地点と下流側に向かうにつれ、砂分の堆積が多くなる傾向が見られた。同じ花崗岩地質の白木谷川では上流から砂分が 50%を超える傾向が見られるため、乙石川が下流に向かい砂分が多くなる傾向は、変成岩地質が上流に混ざっていることが原因であると考えられる。

また、堆積物区間とみお筋区間の状態を比較したとき、いずれの地点でもみお筋区間の方が堆積区間と比較して砂分の粒径が少ない。これは、細粒分が抜けることでアーマー化が進んでいるためであると考えられる。

妙見川は、上流から下流までの粒径の分布が非常に似通っていた。このことから、土砂が一様に堆積しやすい河川であると考えられる。

本迫川では、砂分を含む地点と砂分が少なく、礫径が大きな粒径を多く含む地点の二種類に大まかに分けられる。砂分を多く含む地点は、河川に土砂が堆積した地点と一致し、大きな粒径の礫を多く含む地点は、河川が浸食した場所もしくはアーマー化が進行した地点と一致する。

このことから、洪水時に堆積した土砂の粒度分布は砂分を含む粒度分布の方であると考えられる。

河川ごとに浸食区間と堆積区間で粒度分布を比較する(図 2.5.7, 図 2.5.8)。

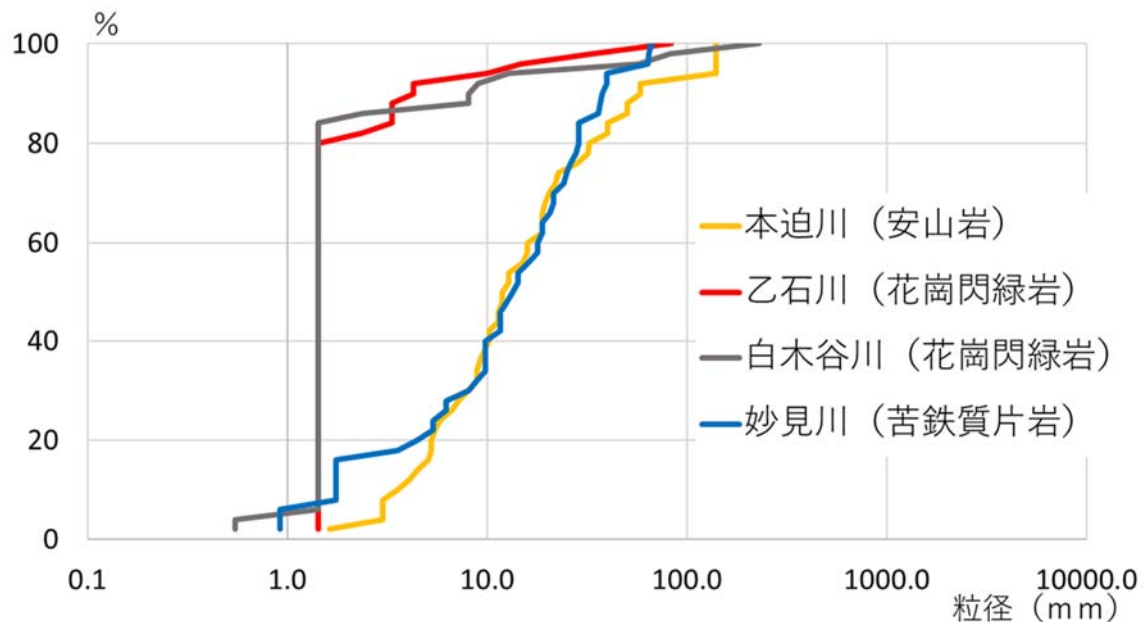


図 2.5.7 堆積区間の粒径加積曲線

ここで、白木谷川は上流部に花崗岩しかない支川のデータを選出している。乙石川、本迫川、白木谷川で花崗岩、安山岩と変成岩と花崗岩が混ざった状態の比較ができる。土砂の堆積区間で地質ごとに見た際、花崗岩が混じっている河川では砂分の堆積が多い。また、妙見川、本迫川では中径の大きさは似通っているが、安山岩の方が礫径が大きい傾向がある。これは、地質の影響を受けているものと考えられる。

土砂の浸食区間で地質ごとに比較したとき、本迫川では他の河川と比較して礫径が大きい成分が多い。変成岩地質と花崗岩地質では、50%以上の礫径は似通っているが、50%以下の粒径では花崗岩で砂分が多いことが分かる。浸食区間では、物理的要因の排除ができていないため、地質要因が卓越しているものかどうかは判然としない。

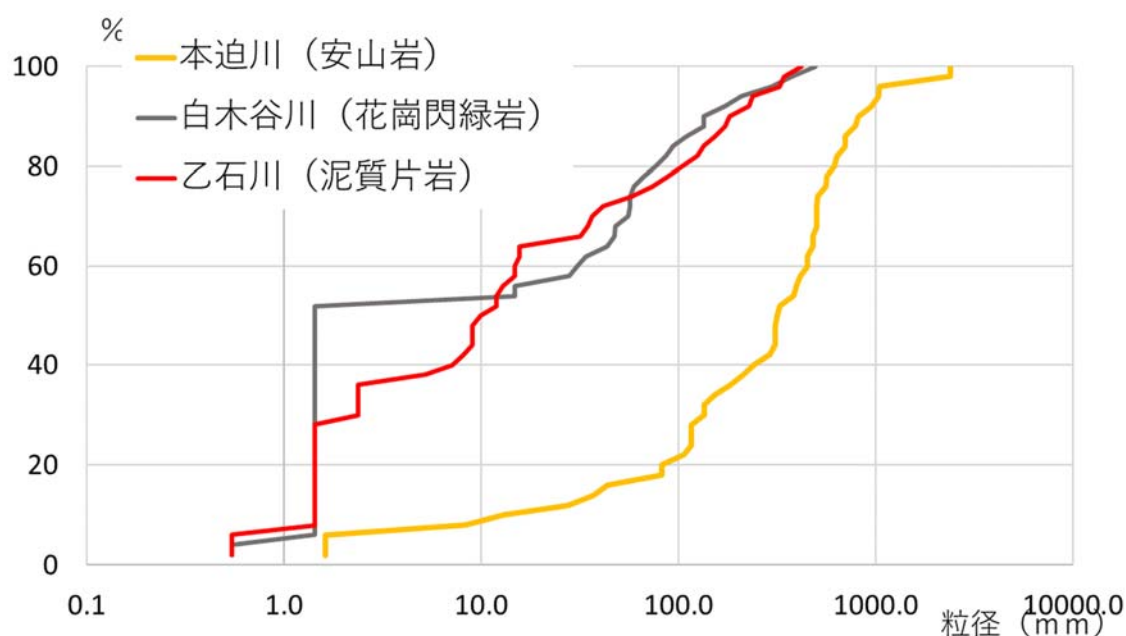


図 2.5.8 浸食区間の粒径加積曲線

2.6 結論

被災した地質の異なる 4 河川を比較することで、地質による差異が無いかを確認した。

全体的な浸食・堆積の傾向を確認すると、摩擦速度 0.2m/s の値を境にして堆積浸食の境界が見られた。これは地質要因ではなく、物理的な環境が浸食堆積の境界に影響していると考えられる。

本迫川と白木谷川と乙石川の浸食区間を比較したとき、岩盤の風化度合いを反映した河床の掘れ方の違いが見られた。

白木谷川と妙見川の堆積区間を比較したとき、地形要因を反映した堆積の違いが見られた。

これらの浸食と堆積の違いは、地質が強く影響しているものと考えられる。しかし、今回の調査対象河川が 4 河川であることから、地質の影響として判じるには根拠が乏しい。そのため、今後のデータ数を増やしていくことが今後の課題の一つであるとする。

堆積した土砂には明瞭な粒径分布の違いが見られた。これは今後の河川の変動に影響を及ぼすものと考えられ、今後の河川計画には地質の影響を考慮すべき可能性を示唆するものと考えられる。しかし、変動の地質ごとの特徴についてはまだ知見が得られていないため、今後の課題として考えられる。

参考文献

- International Chronostratigraphic Chart(国際地質科学連合 日本語版)<http://www.geosociety.jp/name/content0062.html>
- 伊藤和典, 須賀堯三, 池田裕一 (2001). 余笹川にみる低頻度大洪水による横浸食性河道変化の実態とその考察, 水工学論文, 第 45 巻, p.781-786.
- 井上公, 内山庄一郎, 鈴木比奈子 (2014). 自然災害調査研究のためのマルチコプター空撮技術, 防災科学技術研究所研究報告, 第 81 号, p.61-98.
- 内山庄一郎, 井上公, 鈴木比奈子 (2014). SfM を用いた三次元モデルの生成と災害調査への活用可能性に関する研究, 防災科学技術研究所研究報告, 第 81 号, p.37-60.
- 上野裕介 (2016). 自然環境分野における UAV(ドローン)を用いた簡易 3 次元計測技術の適用可能性と課題の検討, 応用生態工学, 第 19 巻, p.91-100.
- 近津博文, 小高明彦, 柳秀治, 横山大 (2016). UAV 写真測量における三次元モデリングソフトウェアの性能評価, 写真測量とリモートセンシング, 第 55 巻, p.117-127.
- 上治雄介, 山川陽祐 (2017). UAV による空中写真測量技術を用いた河床形状測量における制度検証 ―東河内沢本川における事例―, 筑波大農林技研, 第 5 号 : 9-20. P.9-20.
- 菅野秀則, 山本英巳 (2010). 面積格子法による河床材料調査―ダム関連調査における調査法について―, 技術研究論文集, 発表-5.
- 清水宏 (1982). 線格子法による河床礫の分布特性の解析, 砂防学会誌, 第 34 巻, 3 号, p.27-35.
- 鈴木一久 (2015). 河床勾配の変化にともなう大和川河床礫の粒度変化, 堆積学研究, 第 74 巻, 第 2 号, p.113-122.
- 三品智和, 須賀如川 (2009). 余笹川大洪水災害復旧 10 年後の河道変化に関する考察, 河川技術論文, 第 15 巻, p.261-266.
- 水山高久, 森山裕二 (1986). 大規模な土砂流出事例とその後の変化, 水理講演会論文集, 第 30 巻, p.211-216.
- 高橋 保 (2004). 土石流の機構と対策, 近未来社
- 田中龍児, 岡林巧, 外山泉, 山本健太郎 (2017). ドローン空撮による写真測量に関する研究, 第一工業大学研究報告, 第 29 号, p.51-56.
- 丹羽英之 (2016). UAV による多時期撮影画像を用いた水平方向の位置精度検証, 応用生態工学, 第 19 巻, p.47-53.
- 中路 貴夫 (2012). 写真撮影による河床材料調査, 新技術・新工法部門 : No.06.
- 箱石憲昭, 福島雅紀, 桜井寿之 (2011). 山地河道における河床材料調査法, 土木技術資料 53-11, p.18-21.
- 早川裕式, 小花和宏之, 斎藤仁, 内山庄一郎 (2016). SfM 他視点ステレオ写真測量の地形学的应用, 新近畿中国四国農業研究, 第 37 号, p.321-343.
- 早坂寿人, 大野裕幸, 大塚力, 関谷洋史, 瀧繁幸 (2015). UAV による空撮写真を用いた三

次元モデリングソフトウェアの精度検証，国土地理院時報，第 127 号，p.107-116.

和田健一，山本晃一（2010）．余笹川における大規模災害復旧工事後の河道の変化，河川技術論文集，第 16 巻，p.89-94.

付録

各河川の河道の変化量の諸元

表 2.4.1 乙石川の 100m 毎の河道の変化量データ

下流端からの 距離 (m)	出水前川幅 (m)	出水後川幅 (m)	川幅の変化 量 (m)	出水前の河床の 最深高 (m)	出水後の河床の最 深高 (m)	河床の最深点 の変化 (m)
0	10.242	43.692	33.450	106.7	107.4	0.7
100	9.866	40.774	30.908	109.5	111.9	2.4
200	9.141	30.684	21.543	112.7	115.9	3.1
300	7.826	27.083	19.257	116.7	119.7	3.0
400	9.165	100.209	91.044	119.8	124.1	4.3
500	7.126	53.977	46.851	122.4	128.2	5.8
600	5.495	84.130	78.635	127.4	131.8	4.4
700	2.793	86.010	83.218	134.0	136.8	2.8
800	3.928	76.374	72.447	138.5	142.7	4.3
900	6.176	81.515	75.339	143.4	146.6	3.2
1000	8.309	110.075	101.766	149.1	151.6	2.5
1100	12.606	91.365	78.759	152.2	159.1	6.9
1200	5.802	69.734	63.932	158.0	164.3	6.3
1300	4.424	42.758	38.335	162.3	168.9	6.6
1400	4.626	79.543	74.918	169.7	174.1	4.4
1500	13.225	97.424	84.199	176.2	180.1	3.9
1600	10.665	90.642	79.977	184.3	187.0	2.6
1700	5.027	89.845	84.818	192.9	194.0	1.0
1800	5.985	63.055	57.071	200.4	201.5	1.1
1900	2.945	57.327	54.382	207.5	210.8	3.3
2000	3.638	74.360	70.722	217.0	219.6	2.6
2100	5.381	63.078	57.697	227.8	229.3	1.5
2200	3.417	26.796	23.379	238.4	236.8	-1.7
2300	3.064	54.246	51.182	250.1	244.2	-5.8
2400	2.450	36.473	34.023	256.7	257.4	0.7
2500	2.661	38.608	35.947	266.1	268.5	2.5
2600	4.679	31.883	27.204	276.1	276.3	0.2
2700	4.161	31.979	27.818	285.2	286.8	1.6
2800	8.326	43.242	34.916	296.5	298.1	1.6
2900	4.757	48.579	43.822	306.9	313.4	6.5
3000	3.365	32.010	28.645	322.1	332.9	10.8
3100	3.440	21.007	17.567	337.8	349.7	11.9
3200	3.025	16.603	13.579	343.8	354.3	10.5

表 2.4.2 乙石川の 100m 区間毎の河床勾配と土砂堆積量

区間 (m)	出水前河床勾配	出水後河床勾配	土砂堆積量 (m^3)	土砂浸食量 (m^3)	土砂合計量 (m^3)
0-100	0.028	0.045	5690.6	-3142.6	2548.1
100-200	0.032	0.039	6086.0	-2753.9	3332.1
200-300	0.040	0.039	3699.4	-284.2	3415.3
300-400	0.031	0.044	7750.6	-588.4	7162.2
400-500	0.026	0.041	11862.1	-405.8	11456.3
500-600	0.050	0.036	13086.6	-394.6	12692.0
600-700	0.065	0.050	9957.0	-783.4	9173.6
700-800	0.045	0.060	12984.7	-992.5	11992.2
800-900	0.049	0.038	13950.9	-311.1	13639.8
900-1000	0.057	0.050	22762.4	-799.6	21962.7
1000-1100	0.032	0.075	30709.3	-114.6	30594.6
1100-1200	0.057	0.052	22607.9	-1077.6	21530.3
1200-1300	0.043	0.046	21477.4	-49.6	21427.9
1300-1400	0.074	0.052	17483.4	-736.1	16747.3
1400-1500	0.065	0.060	16230.8	-5460.8	10770.0
1500-1600	0.081	0.068	10492.7	-4707.2	5785.5
1600-1700	0.086	0.070	4301.9	-3640.8	661.1
1700-1800	0.074	0.075	2791.7	-5309.9	-2518.2
1800-1900	0.071	0.093	3110.8	-7773.1	-4662.2
1900-2000	0.095	0.089	5300.6	-1442.5	3858.0
2000-2100	0.107	0.096	7745.1	-3518.4	4226.6
2100-2200	0.107	0.075	1086.7	-9827.8	-8741.2
2200-2300	0.116	0.075	394.0	-14674.3	-14280.3
2300-2400	0.067	0.132	766.2	-6107.4	-5341.2
2400-2500	0.094	0.111	2791.2	-750.4	2040.8
2500-2600	0.100	0.078	2443.2	-3175.1	-731.9
2600-2700	0.091	0.105	1046.8	-4902.3	-3855.5
2700-2800	0.113	0.112	1117.4	-8890.6	-7773.2
2800-2900	0.104	0.153	12853.4	-1305.6	11547.8
2900-3000	0.152	0.195	35648.0	-0.7	35647.3
3000-3100	0.157	0.168	34957.7	-1.2	34956.5
3100-3200	0.060	0.046	9362.3	0.0	9362.3

表 2.4.3 白木谷川の 100m 毎の河道の変化量データ

下流端から の距離 (m)	出水前川幅 (m)	出水後川幅 (m)	川幅の変化量 (m)	出水前の河床 の最深高 (m)	出水後の河床 の最深高 (m)	河床の最深点 の変化 (m)
0	8.1	13.4	5.3	49.9	53.8	3.9
100	7.8	22.9	15.1	53.1	56.9	3.8
200	14.8	17.4	2.5	54.3	59.1	4.9
300	14.9	38.8	23.8	58.7	62.4	3.7
400	20.7	63.3	42.6	61.4	65.3	3.9
500	17.2	95.7	78.5	62.5	68.7	6.2
600	9.5	83.0	73.4	65.5	71.3	5.8
700	10.8	88.0	77.2	71.2	75.8	4.5
800	8.3	113.4	105.1	74.4	79.2	4.8
900	9.6	38.2	28.6	78.8	84.5	5.7
1000	6.6	69.7	63.1	83.0	88.6	5.6
1100	8.6	70.3	61.7	87.8	93.4	5.5
1200	5.7	73.2	67.5	95.3	98.5	3.1
1300	8.3	57.8	49.5	99.5	104.1	4.6
1400	5.2	38.9	33.7	106.5	109.4	2.9
1500	7.1	19.5	12.3	112.1	115.0	2.9
1600	6.9	19.3	12.4	117.9	119.6	1.6
1700	7.9	11.6	3.7	125.9	126.4	0.5
1800	8.1	21.4	13.3	133.8	133.7	-0.1
1900	5.8	15.0	9.2	142.7	141.0	-1.7
2000	4.2	36.1	32.0	151.8	149.0	-2.8
2100	6.6	23.3	16.7	163.5	160.0	-3.5
2200	5.0	41.8	36.8	180.8	181.4	0.6

表 2.4.4 白木谷川の 100m 区間毎の河床勾配と土砂堆積量

区間 (m)	出水前河床勾配	出水後河床勾配	土砂堆積量 (m^3)	土砂浸食量 (m^3)	土砂合計量 (m^3)
0-100	0.032	0.031	4998.8	-48.3	4950.5
100-200	0.011	0.023	4238.6	-27.7	4210.9
200-300	0.044	0.033	14591.1	-0.2	14590.9
300-400	0.027	0.029	6031.7	-0.3	6031.4
400-500	0.011	0.034	10439.9	0.0	10439.9
500-600	0.030	0.026	19437.7	0.0	19437.7
600-700	0.057	0.045	23830.0	-0.1	23829.9
700-800	0.031	0.034	16976.8	-169.9	16807.0
800-900	0.044	0.053	15406.8	-69.9	15336.9
900-1000	0.042	0.041	18693.2	-0.5	18692.7
1000-1100	0.048	0.048	11695.0	-6.3	11688.7
1100-1200	0.075	0.051	8628.5	-55.6	8572.9
1200-1300	0.041	0.056	8124.3	-105.4	8018.9
1300-1400	0.070	0.053	5693.3	-1810.8	3882.5
1400-1500	0.056	0.056	3559.1	-473.6	3085.5
1500-1600	0.058	0.045	1794.8	-573.8	1221.0
1600-1700	0.079	0.069	919.9	-818.8	101.1
1700-1800	0.079	0.073	509.6	-1682.5	-1172.9
1800-1900	0.089	0.073	185.9	-4514.0	-4328.1
1900-2000	0.091	0.080	713.2	-6921.0	-6207.8
2000-2100	0.117	0.110	1028.7	-10302.1	-9273.4
2100-2200	0.173	0.215	1648.2	-4625.1	-2976.9

表 2.4.5 妙見川の 100m 毎の河道の変化量データ

下流端からの 距離 (m)	出水前川 幅 (m)	出水後川 幅 (m)	川幅の変化量 (m)	出水前の河床の 最深高 (m)	出水後の河床の 最深高 (m)	河床の最深点 の変化 (m)
0	50.279	5.799	-44.479	88.651	89.924	1.274
100	7.012	50.022	43.010	89.600	90.287	0.687
200	4.911	88.117	83.206	89.676	90.940	1.264
300	5.789	16.186	10.397	92.476	92.642	0.166
400	8.478	52.811	44.332	95.962	99.572	3.609
500	8.542	27.891	19.349	98.117	104.502	6.385
600	8.875	38.664	29.788	100.194	107.328	7.134
700	6.554	35.119	28.565	103.037	110.532	7.496
800	7.869	29.282	21.413	111.607	115.343	3.736
900	9.008	28.741	19.733	113.878	119.357	5.479
1000	3.726	32.841	29.115	117.648	123.816	6.168
1100	6.288	42.732	36.445	121.733	127.783	6.051
1200	6.152	57.418	51.266	126.144	132.428	6.284
1300	10.408	29.444	19.036	131.850	142.206	10.356
1400	6.196	25.908	19.712	141.467	151.019	9.553
1500	11.752	16.186	4.434	153.188	161.458	8.270
1600	12.544	25.011	12.467	166.843	172.393	5.550
1700	10.394	21.217	10.823	183.926	186.785	2.860

表 2.4.6 妙見川の 100m 区間毎の河床勾配と土砂堆積量

区間 (m)	出水前河 床勾配	出水後河 床勾配	土砂堆積量 (m^3)	土砂浸食量 (m^3)	土砂合計量 (m^3)
0-100	0.009	0.004	6522.9	-393.6	6129.3
100-200	0.001	0.007	8831.5	-118.5	8713.0
200-300	0.028	0.017	10323.0	-330.9	9992.2
300-400	0.035	0.069	1754.5	-765.5	989.1
400-500	0.022	0.049	25958.8	-1.5	25957.3
500-600	0.021	0.028	17518.0	0.0	17518.0
600-700	0.028	0.032	17156.0	-5.3	17150.7
700-800	0.086	0.048	12348.3	-123.3	12225.1
800-900	0.023	0.040	9966.4	0.0	9966.4
900-1000	0.038	0.045	18288.8	0.0	18288.8
1000-1100	0.041	0.040	15701.8	0.0	15701.8
1100-1200	0.044	0.046	26370.7	0.0	26370.7
1200-1300	0.057	0.098	29343.2	-236.7	29106.5
1300-1400	0.096	0.088	16045.8	-68.1	15977.7
1400-1500	0.117	0.104	16564.7	0.0	16564.7
1500-1600	0.137	0.109	10961.6	-17.0	10944.6
1600-1700	0.171	0.144	7264.3	-37.9	7226.4

表 2.4.7 本迫川の 100m 毎の河道の変化量データ

下流端から の距離 (m)	出水前川幅 (m)	出水後川幅 (m)	川幅の変化量 (m)	出水前の河床 の最深高 (m)	出水後の河床 の最深高 (m)	河床の最深点 の変化 (m)
0	9.460	27.641	18.181	251.8	253.5	1.7
100	9.717	25.558	15.841	258.9	259.1	0.1
200	9.705	28.778	19.073	267.6	267.8	0.3
300	9.768	44.778	35.009	276.5	278.6	2.1
400	9.022	27.377	18.355	287.8	287.5	-0.3
500	10.151	19.258	9.107	297.6	296.9	-0.7
600	5.615	42.950	37.335	310.7	309.8	-0.9
700	7.162	26.807	19.645	321.3	320.9	-0.4
800	5.317	26.623	21.306	332.2	331.4	-0.8
900	8.740	33.690	24.950	342.5	343.1	0.7
1000	7.457	32.834	25.378	356.5	357.1	0.6
1100	7.872	26.384	18.512	369.6	369.4	-0.3
1200	7.405	31.421	24.015	381.3	381.6	0.2
1300	11.936	26.733	14.798	395.0	395.3	0.3
1400	8.596	17.274	8.677	408.9	408.6	-0.3
1500	47.854	43.655	-4.199	426.7	434.5	7.8
1600	12.507	12.507	0.000	434.6	437.1	2.5

表 2.4.8 本迫川の 100m 区間毎の河床勾配と土砂堆積量

区間 (m)	出水前河床勾配	出水後河床勾配	土砂堆積量 (m^3)	土砂浸食量 (m^3)	土砂合計量 (m^3)
0-100	0.071	0.056	1257.6	-499.8	757.7
100-200	0.086	0.088	2589.3	-1124.3	1465.0
200-300	0.089	0.108	1489.2	-1345.5	143.7
300-400	0.113	0.089	1322.3	-3874.4	-2552.1
400-500	0.098	0.094	205.3	-2121.2	-1915.9
500-600	0.131	0.129	28.7	-2837.0	-2808.3
600-700	0.106	0.111	166.0	-3004.7	-2838.7
700-800	0.109	0.105	538.7	-2267.8	-1729.1
800-900	0.102	0.117	520.5	-1761.3	-1240.7
900-1000	0.140	0.140	2401.2	-994.2	1407.0
1000-1100	0.131	0.122	1981.9	-1335.0	646.8
1100-1200	0.117	0.122	2051.3	-1881.1	170.2
1200-1300	0.137	0.137	689.7	-1733.9	-1044.2
1300-1400	0.139	0.133	342.2	-2067.5	-1725.3
1400-1500	0.178	0.259	3912.1	-3229.8	682.2
1500-1600	0.079	0.026	6910.5	-344.1	6566.5

3 章 Step-pool 再生のための破壊再生機構の実験的検討

3.1 はじめに

急峻な山地河川では洪水時には激流となることに加え、上流や側方から大量の砂礫・土砂が流入・堆積することもあり、治山ダム、砂防堰堤及び流路工などが設置されてきた。それらは災害防止に貢献する一方、生物生息場の消失など環境面の課題を有している。1997 年に河川法の目的のひとつとして「河川環境の整備と保全」が位置づけられて以降、全国で多自然川づくりが進められてきたが、それらは中流域に限られており、溪流河川における多自然川づくりについては学術的、技術的知見が不足している。

山地河川は、土砂生産源に近く、多様な流路形態、流れ場、粒度分布を有するのが特徴である(巖島 2017)。山地河川では、巨石の集積した段差の **step** とその下流が深掘れしてできた **pool** が連続する **step-pool** 構造と呼ばれる階段状の河床形態が特徴的である(Chin 2005; 権田ほか 2008; Waters & Curran 2012)。

この **step-pool** 構造が発達することによって洪水時にエネルギーが消散し、河道の安定性を向上させると考えられており、山地河川における環境に配慮した河川改修技術の向上に向けては **step-pool** 構造に関する知見の集積が重要である。これまでの **step-pool** に関する研究では、**step-pool** 構造の形成・破壊条件について水路実験を中心に研究が進められてきた。形成については、反砂堆の形成過程で **step-pool** が形成される反砂堆理論(芦田, 1984)と、偶発的に河道にある最大径の礫に土砂供給の礫が捕捉されることで **step** が形成される **keystone** 理論(Zimmerman & Church, 2001)の 2 つが提示されており、これら 2 つの形成理論による **step-pool** が山地河道では混在しているものと考えられている(巖島ら, 2018)。また、破壊については、水理模型実験によって、**step-pool** 構造の破壊流量は形成流量よりも大きく、その傾向は形成流量が大きいほど顕著であることが分かっている(芦田他, 1987)。

一方、**step-pool** に関する調査研究では、粒度分布や扁平度といった地質の違いによる河床材料の特性が **step-pool** 構造の形状や形成・破壊過程に影響を及ぼすことが示唆されている(西田, 2015)。しかし、実際に地質の違いによる河床材料の特徴が **step-pool** の形状や形成・破壊過程にどのように影響を与えるのかについては明らかとなっていない。

本章では、前章で明らかにできなかった異なる 3 つの地質(花崗岩, 泥質片岩, 安山岩)を流域とする河床材料をもつ溪流の形成・破壊の過程で、溪流の特徴的な河床形態である **step-pool** の形状や形成・破壊の過程に地質の影響がどの程度あるのかを明らかにする。

3.2 方法

3.2.1 実験概要

本研究では，実験水路を用いて移動床の定常流れの水力模型実験を行った．

3.2.2 実験装置

実験は水路長 12m，水路幅 30cm，水路勾配 1/20 の循環水路を用いた．下流端から 7.5m を移動床区間とし，区間の上下流端 1m を除いた 5.5m を実験の対象区間とした．水を流している間，水路を横方向からカメラで録画した．

概略図を以下に示す．

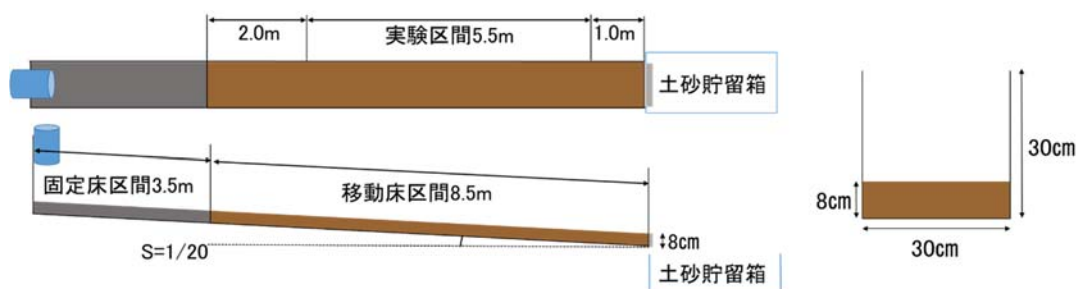


図 3.2.1 実験に使用した模型

3.2.3 実験に用いた河床材料・粒度分布形状

実験に用いた土砂は花崗岩，泥質片岩，安山岩の三種類を用いた．それぞれ花崗岩：嘉瀬川支流(佐賀県)，泥質片岩：矢部川支流(福岡県)，安山岩：宝珠山川(福岡県)にて採取した．西田ら(2017)の調査により対象とする 3 地質は礫の扁平度，比重が異なることが明らかとなっている．また，流域面積や勾配が同程度の山地河川であっても，粒径分布が異なる．

表 3.2.1 には，今回の実験で使用した地質毎土砂の扁平度と比重，d16，d50，d84 粒径を記載する．

花崗岩は扁平度が小さく，小さい河床材料と大きな河床材料に 2 極化し，比重は 2.59．泥質片岩は扁平度が高く，中程度の粒径が多く，小さな粒径，大きな粒径は少なく，比重は 2.64 である．安山岩は，扁平度は中程度で，大きな材料が多く，比重が 2.33 と小さい．

図 3.2.1 には西田(2015)の現地調査のデータから流域面積，および勾配の値が近い河川での代表的な粒度分布と Talbot 型の粒度分布を示す．今後，粒径分布のパターンを花崗岩を G 型，泥質片岩を M 型，安山岩を A 型と呼ぶ．

実験は材料として花崗岩，泥質片岩，安山岩の 3 種類を使用し，粒径分布として G'，M'，A'および Talbot 型分布(T-type)の 4 種類の計 12 種類の実験ケースを用意した．

Talbot 型分布は，竜澤ら(1998)によって報告された step-pool の形成されやすい河床材料の粒径分布形式である．

竜澤ら(1998)の水力模型実験の結果によると，実験で安定した step-pool が形成された箇所の粒径分布が，n が 1/2 から 3/4 の範囲で示される Talbot の曲線が示した粒径分布に近い

分布であった。Talbot の曲線はコンクリートの粗・細骨材などの混合材料の締まり易さ、すなわちその最大密度を与える粒径分布の理想型を表す曲線として Talbot が実験の結果から提示したものであり、以下に示す。

$$P = \left(\frac{d}{d_{\max}} \right)^n \tag{3.1}$$

ここで、 n は指数、 d は材料中の任意の粒径、 $D_{\max}$ は材料中の最大礫径、 P は d の大きさのふるい目を通して材料の全体に占める重量比率である。(赤井, 1957)

表 3.2.1 土砂の扁平度・粒形分布・比重

	扁平度	d16 (mm)	d50 (mm)	d84 (mm)	比重 (g/cm ³)
花崗岩	2.37	0.02	4.33	17.83	2.58
泥質片岩	4.06	0.67	4.83	18.17	2.66
安山岩	3.31	2.17	11.17	19.17	2.32
Talbot		0.68	6.63	18.70	

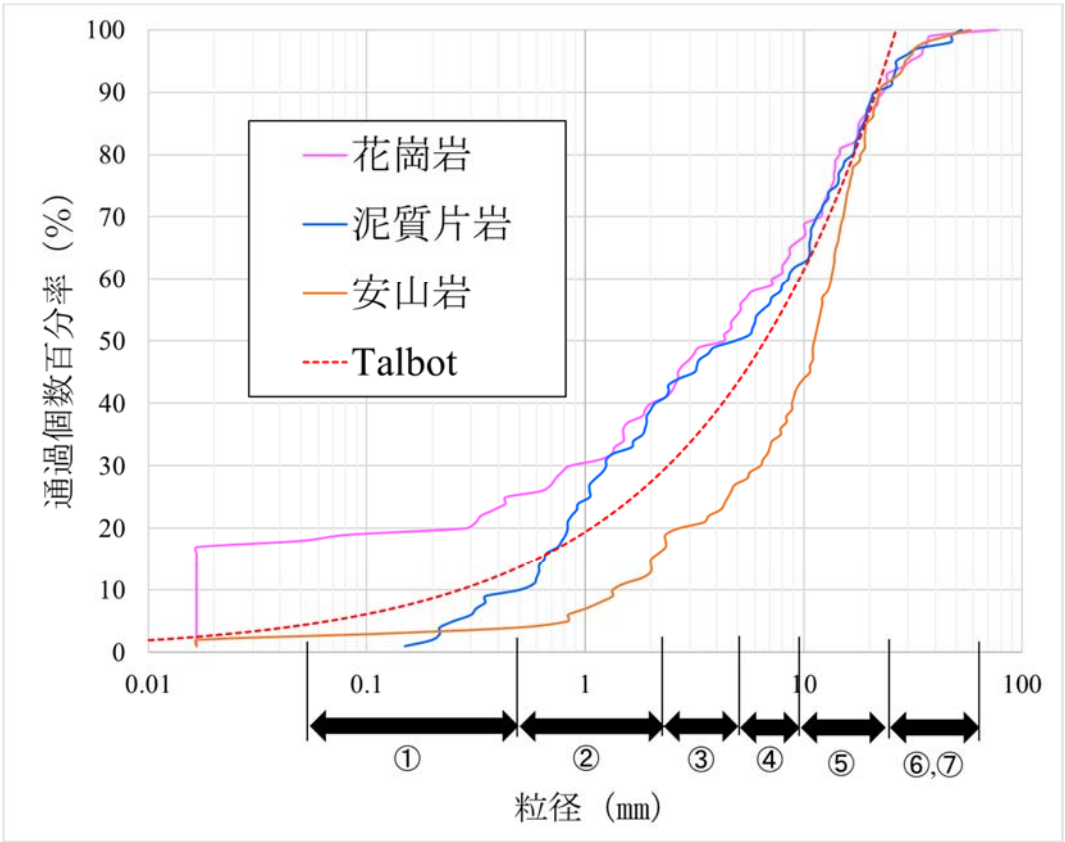


図 3.2.2 実験に使用した粒形分布

3.2.4 実験条件，計測項目及び手順

実験開始時点で混合土砂を河床に 8 cm 以上の厚さで敷き詰め，概ね平坦河床の状態から実験を開始した．土砂を敷き詰める際，巨石の位置がランダムになるように縦断方向 1m ごとに十分に土砂を混合して水路に敷設した．上流からの土砂の供給が少ない中小河川を想定し，給砂は行わない無給砂での実験とする．平坦河床から step を形成する流量($Q_1=4.3\text{L/s}$)を通水し，通水後に形成された step-pool の各種計測を行う．その後，初期流量 4L/s から 0.5L/s ずつ流量を増加させ，すべての step が破壊するまで実施した．

形成時の流量 Q_1 は Egiazaroff の式において，礫の水中比重を 1.65 とした時のタルボット型粒度分布の d_{90} に限界掃流力を与える流量である 4.3l/s とした．

計測方法は通水終了後，写真測量を行い，詳細な河床形状のコンター図を作成した(図 3.2.2)． d_{84} 粒径以上の礫が集積して階段状の形状を成しているものを step として定義し，作成した 3D モデルから step-pool 構造の物理量である step 高，pool 深，step 波長を求めた(図 3.2.3)．その際，step 波長，pool 長は平面で確認した際に直線距離になる形で計測を行なった．解析には Photoscan(Agisoft 社)を用いた．尚，Step の破壊の定義については形成した step を構成する礫の中で最も大きい礫 3 つにマーカーをつけ，そのうちの 2 つが流出した時とした．流量を増加させ，流砂が無くなり次第，通水を止め，step の破壊状況を確認する作業を繰り返した

今回の実験では，通水ごとに計測していた流量から，連続の式とマンニングの粗度式から径深 R_h を逆算した．エネルギー勾配は河床勾配 1/20 を代用した．水中比重 R は花崗岩：2.58，泥質片岩：2.66，安山岩：2.32 とした．

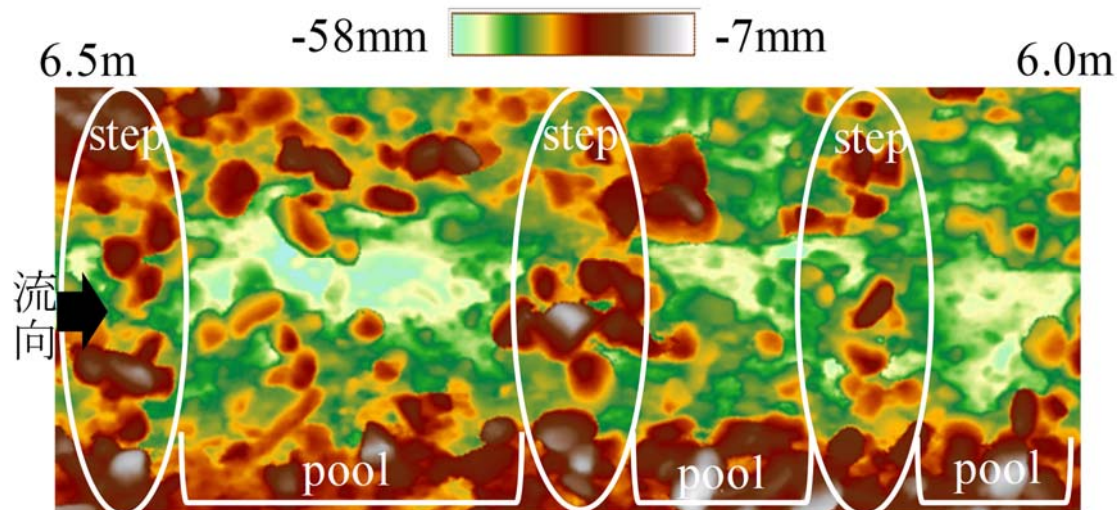


図 3.2.3 河床高から河床勾配を差し引いたコンター図(花崗岩・現地材料を縮尺した粒度分布)

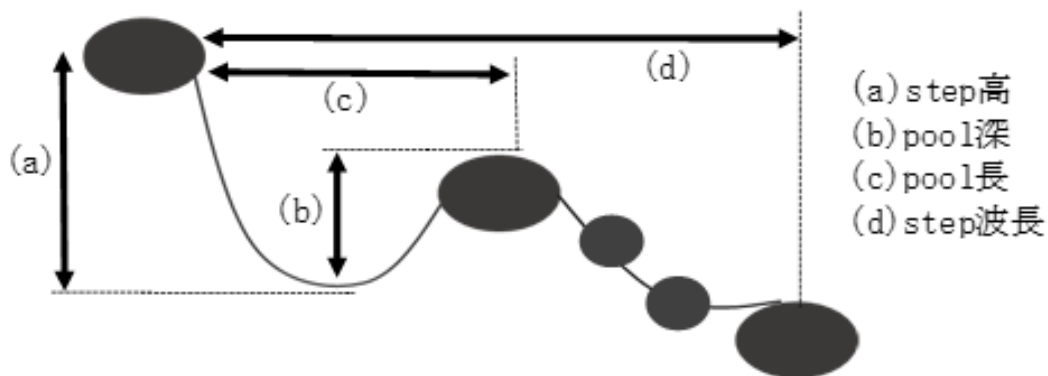


図 3.2.4 Step 高, Pool 深, pool 長, step 波長の計測箇所の模式図

3.2.5 実験結果の解析方法

実験結果について、以下の検討を行った。

- 1 各ケースの step の諸元の取りまとめ
- 2 各ケースの破壊流量の比較
- 3 実験による破壊流量と無次元掃流力から算出した礫移動時の流量の比較

各ケースの step 長, pool 深, pool 長, step 波長の計測結果から箱ひげ図を作成した。

12 ケースの破壊流量をまとめた表を作成した。

step を構成する礫の中で最も大きい三つの礫の径の平均値に対して、岩垣式によって限界掃流力を求めた。

もとに step 構成礫径の平均値に対しての掃流力を算出する。

$$u = \sqrt{Rh \times g \times I} \quad (3.2)$$

$$\tau = \frac{u^2}{R \times g \times di} \quad (3.3)$$

ここに、 u : 摩擦速度, di : step を構成する礫の中で最も大きい三つの礫の径の平均値, g : 重力加速度, Rh : 径深, I : エネルギー勾配, R : 土砂材料の水中比重である。

3.3 結果と考察

3.3.1 step-pool 構造の諸元の比較

タルボット型粒度分布の実験ケースの結果を図 3.3.1 に示す。花崗岩，泥質片岩，安山岩すべての状況で通水中の活発な流砂運動と，反砂堆理論による step-pool 構造の形成が観察された。

形成実験後に確認された各ケースの step 高，pool 深，step 波長を図 3.3.1 に示す。step 高，pool 深，pool 長は安山岩が有意に大きかった。Step 波長は上位下位 25%を除き，取りうる値の上下限は大きく異なっていなかった。

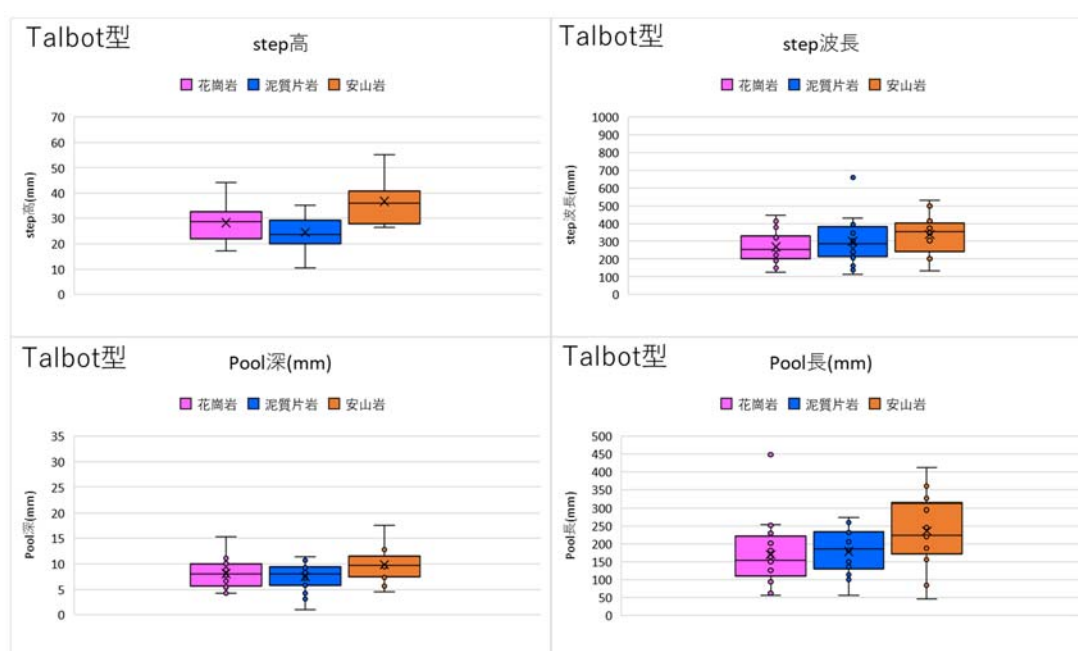


図 3.3.1 Talbot 型粒度分布の step-pool 構造の諸元

花崗岩型粒度分布の実験ケースの結果を図 3.3.2 に示す。花崗岩の粒度分布を縮尺した実験は 26.5mm～53, 78mm の大きな礫が動かないことで，その直上に礫が堆積し，step が形成される key-stone 理論による step-pool 構造の形成とタルボット型と同様の反砂堆理論による step-pool 構造の形成が観察された。ここで step-pool 構造の物理量は，pool 長，pool 深，step 波長は地質間で優位な差が認められなかったものの形成された step 高は花崗岩＞安山岩＞泥質片岩の順番に大きく，花崗岩は泥質片岩より有意に大きい結果となった。これは扁平度の小さい順と一致した。現地の河床材料を縮尺したケースにおいては先述した形成流量では動かない礫が step 構成礫となっている場合が多く，その場合の step 高は step 構成礫の短径に依存しており，扁平な泥質片岩では step が小さい傾向にあったと考えられる。

図-3.3.3 は花崗岩と泥質片岩の step-pool 構造の写真と模式図を示したものである。花崗岩

では d_{84} 粒径以上の礫が 1 段で step を構成しているのに対し、泥質片岩では扁平な d_{84} 粒径以上の礫が 2～3 個重なる形で step を構成していた。Abrahams et al. (1995)は step-pool は最も安定した形態、即ち、抵抗が最大となる配列に発達することを明らかにしている。礫形状が異なっても同じ粒度分布、流量の場合は最大抵抗となる河床波は同一であり、扁平なものは重なることで最大抵抗を与える河床波を形成していくものと考えられた。

また、step-pool の数は花崗岩、泥質片岩、安山岩でそれぞれ 14 個、20 個、21 個となっていた。これは泥質片岩、安山岩の step-pool 構造は step 高が低いものの、多くの step-pool が一定の波長で規則的に並ぶことで洪水時のエネルギーを減勢するという特徴があると言える。なお泥質片岩と比較して、花崗岩の step 高が大きいという上記の特徴は、西田 (2015)の現地調査結果とも一致している。

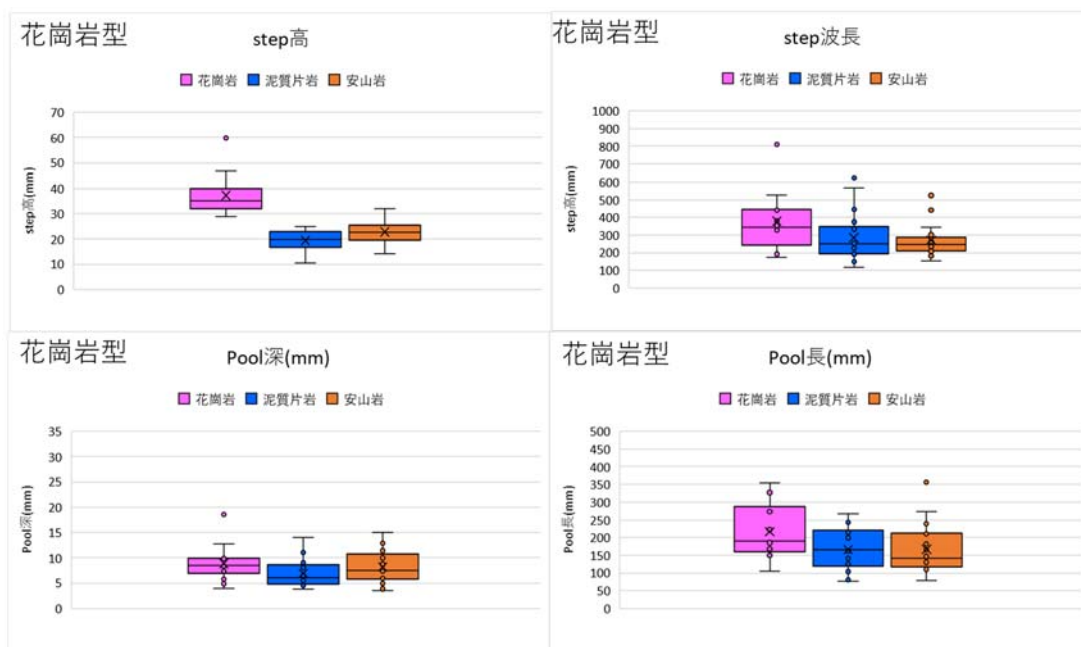


図 3.3.2 花崗岩型粒度分布の step-Pool 構造の諸元

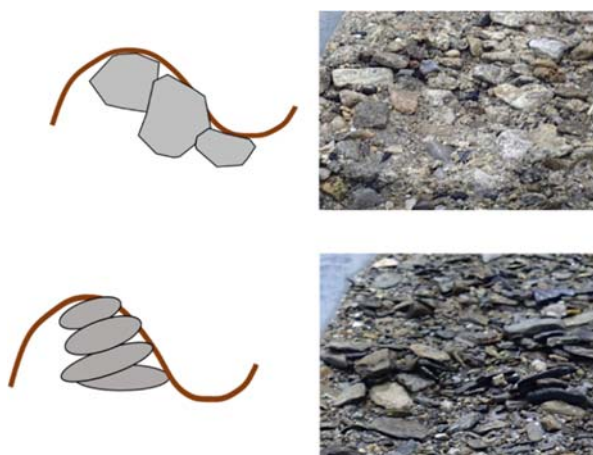


図 3.3.3 花崗岩と泥質片岩の step 構造

泥質片岩型粒度分布の実験ケースの結果を図 3.3.4 に示す。pool 深以外の項目の上限と下限が概ね揃う結果となった。泥質片岩の粒度分布を縮尺した実験では、step-pool の個数も花崗岩で 18 個、泥質片岩で 21 個、安山岩で 20 個と花崗岩のケースで見られた step の高さに対して個数が明瞭に少なくなる特徴も見られなかった。

pool 深が安山岩材料で大きい理由として、安山岩の比重が比較的軽く中礫程度まで剝相されることで Pool の深さがより深くなったことが原因と考えられる。一方で step 高の中央値で比較すると泥質片岩の方が大きくなっており、安山岩の材料が浸食しやすい為諸元が広い範囲を取りやすいものと考えられる。

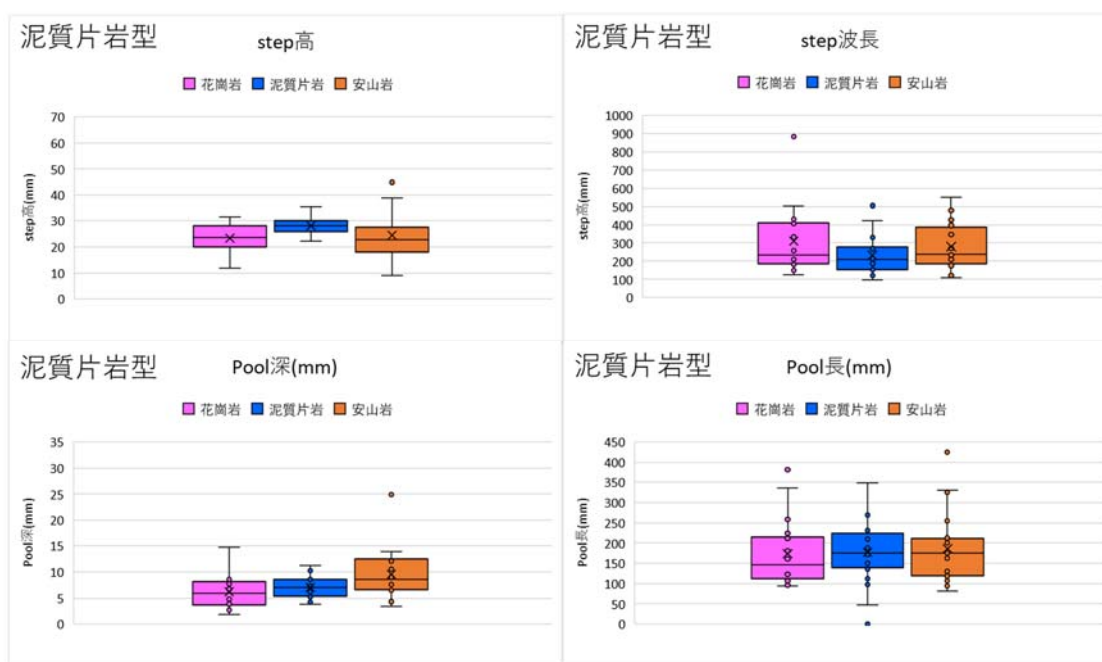


図 3.3.4 泥質片岩型粒度分布の Step-Pool 構造の諸元

安山岩型粒度分布の実験ケースの結果を図 3.3.5 に示す。step 高、step 波長については安山岩の材料が最も大きくなる傾向がみられた。

step-pool の個数は花崗岩で 19 個、泥質片岩で 19 個、安山岩で 12 個であった。一方で、洪水の減衰に効果がある有効落差を主に形成する step 高は安山岩が一番大きい値に分類され、pool の長さは安山岩に特筆して大きいものが含まれていた。理由としては一つの step-pool が大きく形成されることで、小さな step-pool ができる空間を占有してしまっていたことが考えられる。安山岩材料の安山岩粒度分布の破壊実験後の step-pool を確認すると(図 3.3.6), 大きな礫を支えるようにしてそれよりも小さい礫が残置し、石がいくつか寄り集まることで概ね水路の半分程度の範囲で落差を形成していた。反面、下流部は大きな石が露出するまでは表面の粗粒化(アーマーコート化)もそれほど進まず、まっすぐ浸食される傾向にあった。目視の確認では他の地質材料の破壊後の実験ケースよりも細粒分が多く残っていた。

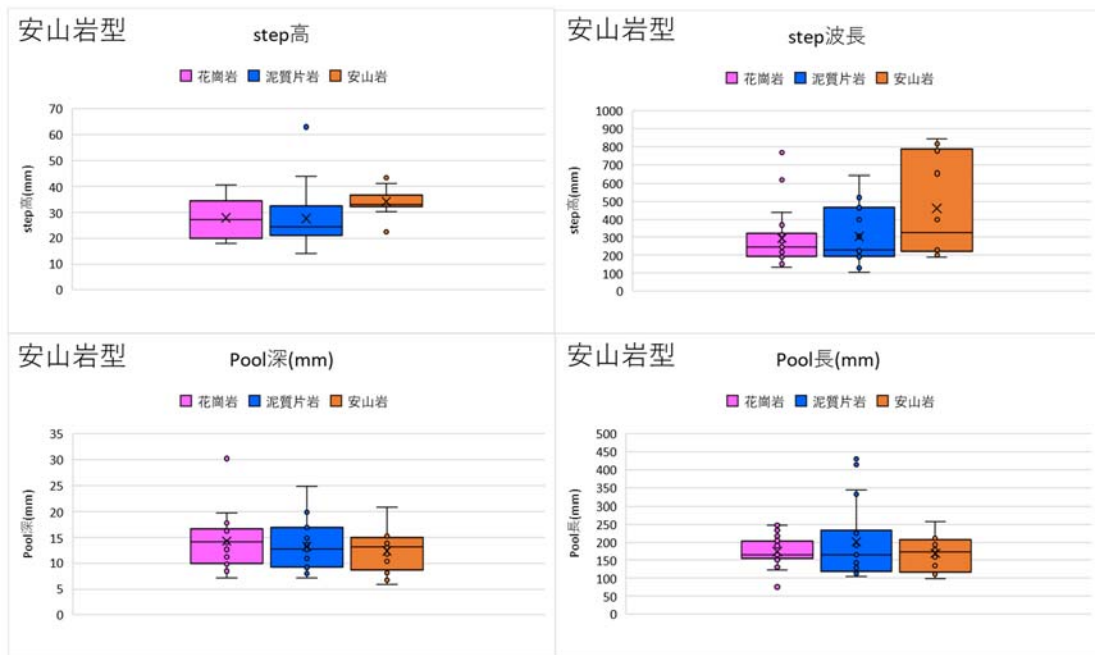


図 3.3.5 安山型粒度分布の Step-Pool 構造の諸元



図 3.3.6 安山岩粒度分布安山岩材料の Step-pool 破壊後の河床(赤丸は step 部)

3.3.2 step-pool 構造の破壊流量の比較

Step-pool が破壊した際の流量を実験ケースごとにまとめたものを図 3.3.7 に示す。Talbot 型、花崗岩型、安山岩型粒度分布では花崗岩材料がもっと破壊されにくい step を形成し、泥質片岩粒度では泥質片岩が最も破壊されにくい step を形成していた。

同一の地質材料で粒度分布間の比較を行うと、どの地質についても現地の粒度分布を縮尺した実験ケースが最も破壊されにくい step を形成していた。これはタルボット型粒度分布における d_{max} が 26.5mm であるのに対し、現地材料を縮尺した粒度分布の d_{max} は 53 ~ 78mm であることから、最大粒径付近の粒径集団が大きくなるのに伴い、step 構成礫が大きくなったことが理由として考えられる。また、現地の再現した粒径分布は現地の最適な step を形成しているため、実験で形成された step がその地質における最大の耐久力を発揮する形で step を形成している可能性がある。

Talbot 分布における破壊流量は花崗岩 > 泥質片岩 = 安山岩となった。粒度分布は同じであるため、扁平度、比重による礫の特性が影響したと考えられる。泥質片岩では、扁平な礫が重なった泥質片岩の step では、礫が次々に剥がれて step が破壊された。扁平なため体積が小さく、礫も浮き上がりやすい。このため、礫が一段で構成される step 構造の花崗岩と比較して step が流出しやすく、破壊流量が小さくなったと考えられる。安山岩は花崗岩よりも比重が軽い為、同じ粒径分布で近い扁平度にも関わらず破壊流量が小さかったと考えられる。

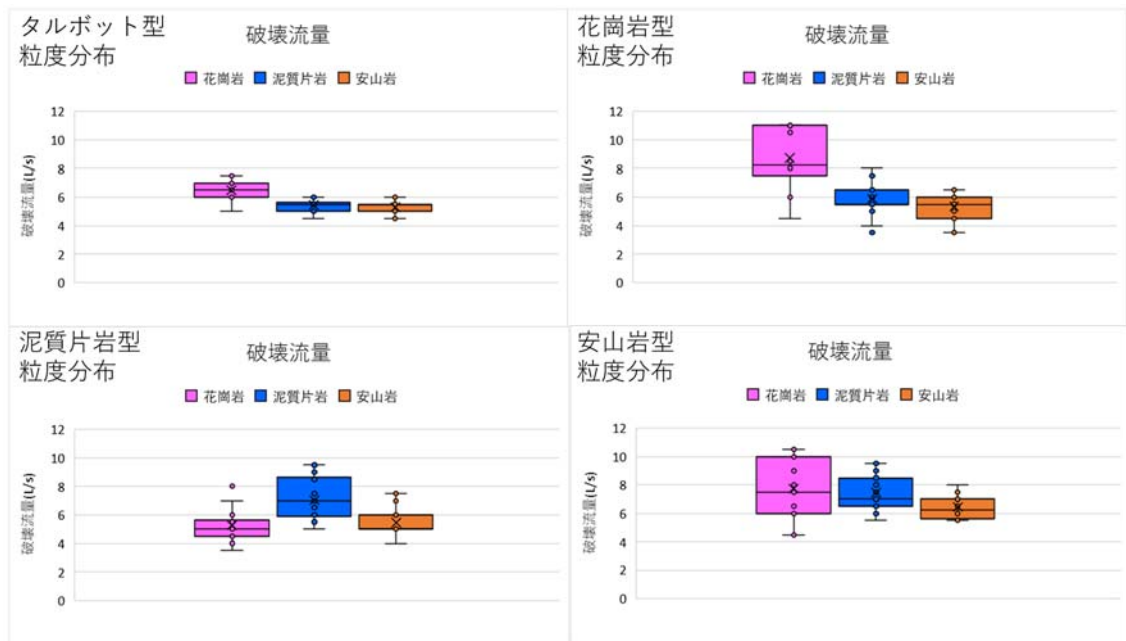


図 3.3.7 実験ケースごとの StepPool の破壊流量

step-pool の破壊パターンについて述べる。①掃流力増加による step 構成礫の流出、②礫の衝突による step 構成礫の移動、③pool 部の過度な河床洗掘による step-pool 構造の破壊、という 3 パターンが確認された。比較的小さな礫からなる step では①によって破壊される

場合が多い。②は上流から step 構成礫に近い粒径の礫が流れて来て偶発的に衝突するため比較的発生頻度は低く、一つの step 構成礫が流出しても他の礫が存置していれば step-pool 自体は破壊されないことも多い。③では比較的粒径の小さな材料で構成される pool 部が過度に洗掘され、直上の step が pool 部に落ち込むことで step-pool が破壊される。この現象は①、②で破壊されなかった大きな step-pool で確認された。

3.3.3 実験による破壊流量と無次元掃流力から算出した礫移動時の流量の比較

図 3.3.8, 図 3.3.9, 図 3.3.10 に現地粒度分布パターン実験時における、各 step 構成礫の平均粒径(最大から順に 3 つの平均)と破壊流量の関係を示す。

図中にはエギアザロフ式により計算した各地質毎の粒径と破壊流量の関係を併記してある。step 構成礫の平均粒径と破壊流量には正の相関が見られ、step 構成礫が大きいほど破壊流量が大きい傾向にあった。

平均礫径が 45mm 前後の値まではエギアザロフ式により求められた移動限界の流量より実測破壊流量の方が大きい傾向が見られ、step 構成礫が噛み合わさること等の影響で step 構成礫は計算式の想定より移動しにくいと考えられる。反面、平均礫径が 45mm を越えてきた実験ケースでは、計算した破壊流量よりも小さな流量で流出していた。特に泥質片岩ではその特徴が顕著であった。岩垣らによるとエギアザロフ式は急流である際や粒径の分布が広くなると修正がいることを指摘しており、その点の実態と則さなかった可能性がある。また、泥質片岩は扁平度が大きいことから、流下方向に対して大きな短辺が平行に河床にある時、礫の受ける流体力に対して抵抗に使える摩擦力が少ないことが実態と計算の間に違いを発生させた可能性もある。

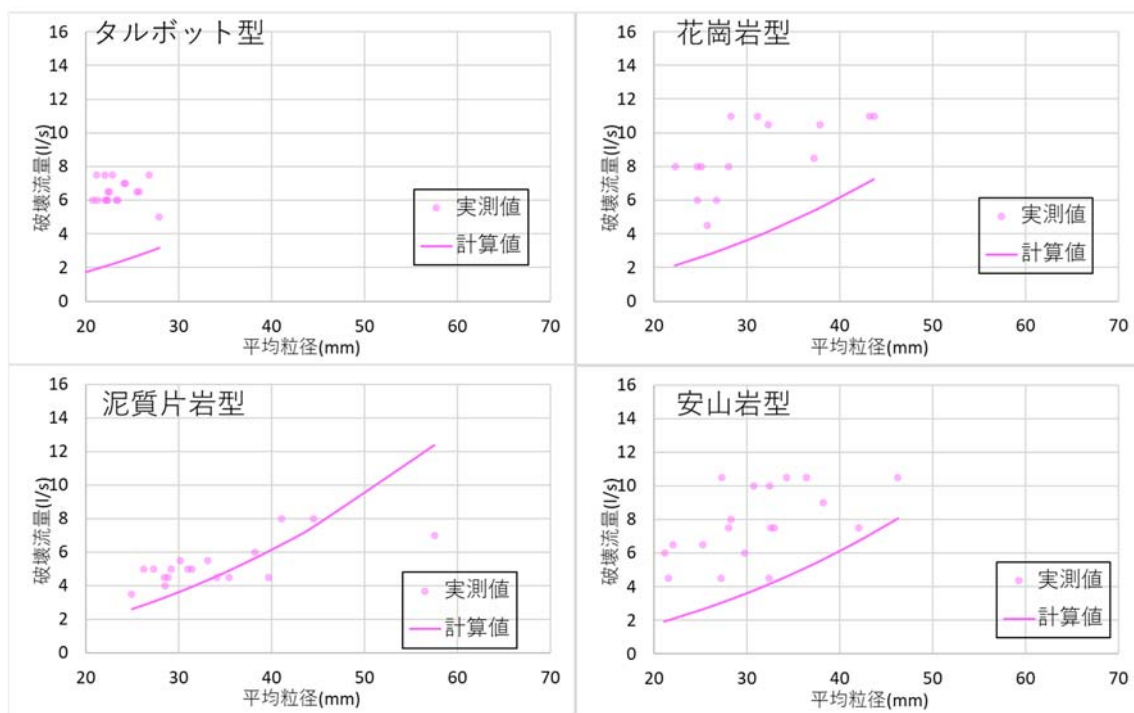


図 3.3.8 花崗岩材料での Step-Pool 構造の破壊流量と岩垣式から逆算した破壊時の流量

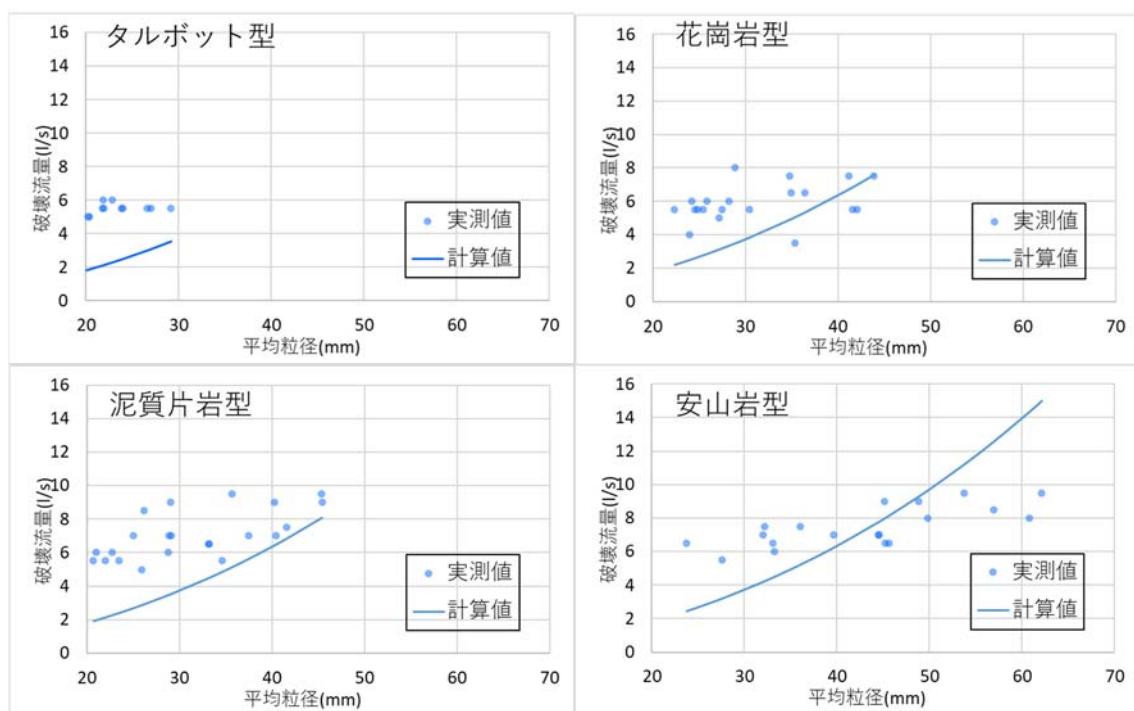


図 3.3.9 泥質片岩材料での Step-Pool 構造の破壊流量と岩垣式から逆算した破壊時の流量

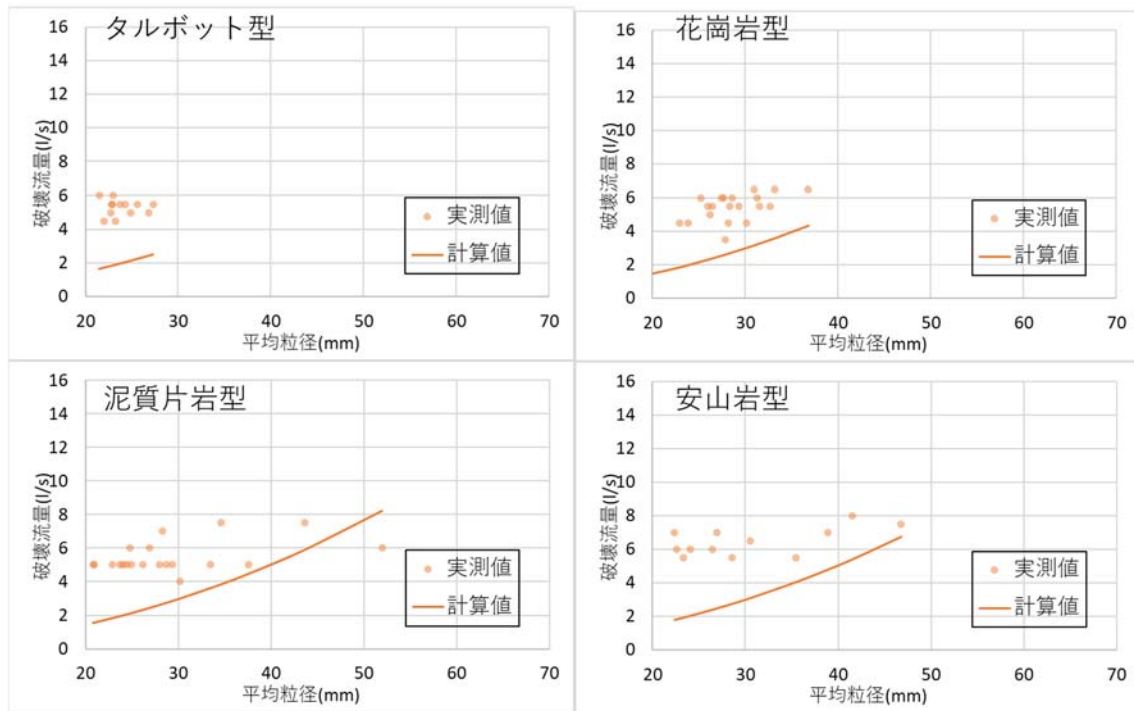


図 3.3.10 安山岩材料での Step-Pool 構造の破壊流量と岩垣式から逆算した破壊時の流量

3.4 結論

本研究の結果，山地河川の step-pool 構造の形状や形成，破壊について，地質に起因する河床材料特性の違いが影響することが明らかになった．得られた知見を下記に示す．

- ・タルボット型粒度分布の場合，密度の小さい安山岩では流砂が活発であり，高さと波長の大きな step を形成しやすい．花崗岩と泥質片岩は，同程度の高さ，波長の step が形成されるが，step の形状は大きく異なる．
- ・step-pool の形状に関する諸元について，上限と下限は多くの範囲で重なり合っていた．
- ・step-pool の破壊流量は同一の粒度分布にしても大きな差異が発生しており，扁平度，比重による壊れやすさへの影響がみられた．
- ・step-pool の破壊には，①掃流力増加による step 構成礫の流出，②礫の衝突による step 構成礫の移動，③pool 部の過度な河床洗堀による step-pool 構造の破壊，という 3 パターンあることが確認された．
- ・Step 構成礫の噛みあわせ等の影響のため，エギアザロフ式から求めた移動限界流量と比較して，実測された step の破壊流量は大きくなる傾向が確認できた．

参考文献

- Abrahams A.D., Li G.&Atkinson J.F., 1995, Step-pool streams : adjustment to maximum flow resistance. Water Resources Re-search 31
- Grant G, Swanson F, Wolman M, 1990, Pattern and origin of stepped-bed morphology in high-gradient streams, Western Cascade, Oregon, Geological Society of America Bulletin, 102
- Wang Z, Yu G(2007), Step-Pool system for erosion control and ecological restoration, International Conference Erosion and Torrent Control as a Factor in sustainable River Basin Management.
- Zimmermann A, Church M, 2001, Channel morphology, gradient profiles and bed stress during flood in a step-pool channel, Geomorphology, 40
- 芦田和男, 江頭進治, 安東尚美, 1984, 階段状河床形の形成機構と形状特性に関する研究, 第 28 回水理講演会論文集
- 芦田和男, 江頭進治, 西野隆之, 亀崎直隆, 1987, 階段状河床波の形成・破壊過程における流砂機構, 京都大学防災研究所年報, 第 30 号
- 巖島怜, 佐藤辰郎, 西田健人, 真砂祐貴, 坂田知謙, 島谷幸宏, 2017, 山地河川における step-pool 構造に関する既往の知見と河川技術への応用, 応用生態工学(19)
- 貝塚爽平, 1998, 発達史地形学, 東京大学出版会, 東京
- 岩石・岩盤の工学的性質-北海道地質調査業協会
http://www.do-geo.com/cgi-bin/admin/survey/06rock_engineering.pdf
- 権田豊, 岡崎達也, 西井洋平, 川邊洋, 2008, 山地河川における step-pool 構造の形状及び分布特性, 新大農研報 61(1)
- 関根正人, 2005, 移動床流れの水理学, 共立出版株式会社, 東京
- 竜澤宏昌, 林日出喜, 長谷川和義: 溪流河川における河床砂 礫の混合特性と階段状河床形の形状特性. 水工学論文集, 42, pp.1075-1080, 1998.
- 竜澤宏昌, 林日出喜, 長谷川和義, 2000, 溪流の小規模河床形態に関する研究, 土木学会論文集, No.656
- 張雄平, 長谷川和義, 志田雄一郎, 2010, 溪流のステップ・プールにおける底生無脊椎動物の生息場類型としての水理学的流れ区分, 応用生態工学 13(1), 1-7
- 中村和央, 眞板秀二, 宮本邦明, 2008, 山地小流域溪流における階段状河床地形の形成・破壊の実態, 筑大演報, 第 24 号
- 西田健斗, 2017, 地質によって山地溪流の流量・水温・河床形態は異なるのか?, 九州大学修士論文
- 長谷川和義, 上林悟, 1996, 溪流における淵・瀬(ステップ・プール)の形成機構とその設計指針, 水工学論文集, 第 40 巻
- 福留脩文, 有川崇, 西山穩, 福岡捷二, 2010, 石礫河川に組む自然に近い石積み落差工の設計, 土木学会論文集, Vol.66
- 劉義涛, 2013, 山地溪流における自然環境配慮型の河川工法の評価に関する研究, 九州大学

博士論文

山本晃一，2010，沖積河川-構造と動態，技法堂出版，東京

4 章 再生された Step-pool 構造の環境機能

4.1 はじめに

日本国内の山地溪流では洪水の疎通能力の確保、河道の安定化を目的として砂防ダム、コンクリート床固工などの工法が広く採用されてきた。その結果として、縦断的な連続性の分断化、河川環境の単調化、生物多様性の低下、景観の悪化といった様々な問題が発生しており、山地溪流における環境保全と治水を両立させる技術の確立が急務である(太田, 1999)。

自然の山地溪流に見られる特徴的な小規模河床形態である step-pool 構造を模擬して河床を再生する事例が報告されている。step-pool は一般に河川横断方向に巨石や巨礫が集積して形成される step とその下流河床が洗掘された pool が交互に連続して出現する河床形態である。イタリアでは、Lenzi ら(2003)が伝統的な砂防ダムを巨石型の低落差落差工に改修する設計基準を検討し、実際の現場にて実施している。追跡調査の結果、25 年に 1 回の洪水を経ても低落差落差工は破壊されなかった。この巨石型の落差工はコスト、景観面から伝統的な砂防ダムより良い方法であるが、葉・木質、植物質、動物質等の CPOM(粗大粒子状有機物)の貯留機能と底生動物を対象として評価した結果、自然区間のレベルには達していなかったことが報告されている(Comiti, 2009)。Yu ら(2010)は、中国の Diaoga 川において 24 個の人工 step 構造を山地河川に導入する環境修復を行った。その結果、step 構造の設置により、河床洗掘が抑えられたほか、多様なハビタットが創出され、底生動物の密度と多様性が上がったことが報告されている。

step-pool 構造を再生する手法は自然の step-pool の幾何形態を模倣し step-pool を河床に造成する手法と、通常の洪水では移動しない Keystone を存置し、Keystone に上流から運ばれてきた礫が捕捉されることで step-pool を再生する手法の 2 種類が試みられてきた。前者の例としては前述の海外の事例のほか、岩手県の元町川や福岡県の岩岳川などが知られているが、専門的な石組み技術が必要であり、普及が難しいなどの課題がある(福留, 2010)。一方、後者の手法は河道内に巨石を存置する簡易な手法であり、宮崎県の山附川における災害復旧で実施されている(劉, 2012)。

本章では、被災後に巨石を存置することで溪流再生手法が試みられた山附川を対象に、河床の step-pool 構造の経年変化と魚類の生息状況の変化について調査し、巨石を存置した工法の有効性を明らかにすることを目的とした。

4.2 方法

4.2.1 方法概要

我が国ではこれまで、溪流再生工法として step-pool の石組み形状の形態を模倣し step-pool 形状を再生する手法と Keystone を存置して流体力により step-pool を再生する手法の主に 2 手法が試みられている。本研究では災害復旧において後者の理論に基づき Keystone(径 2-3m の巨石)の存置が行われた山附川に着目し、河道地形変形と生物量が経年的にどのように変化したのかを明らかにするために、2009 年の竣工後、3 年、10 年経過後の河道地形および生物のモニタリングを実施した。

4.2.2 研究対象河川

研究対象は宮崎県西臼杵郡高千穂町を流れる五ヶ瀬川支流の山附川(流域面積 8.2km²，図 4.1.1)である。2005 年 9 月の台風 14 号により大きな洪水被害を受けた後、自然環境に配慮した災害復旧工事が行われた(2008 年 1 月完工)。山附川の改修は河床の step-pool 構造の回復を目指し、被災時に運搬された一部の巨石が step の形成の起点となる Keystone になることを期待して 1m 以上の巨石を河道内に存置し、従来の河道の蛇行形状を維持して改修が行われた。その際、巨石の位置は特に意図されたものではなく、偶発的に存置が行われた。また、洪水により河道拡幅した箇所はそのままの川幅を維持し、画一的断面による改修が避けられた。改修 2km 区間のうち下流 1 km 区間では床止め工等の河床横断構造物が設置されていない。本研究では、比較対象として近隣を流れる自然溪流で、河床に床止めなどがされていない流域面積が同程度の跡取川(流域面積 9.8km²)をレファレンス河川として設定した。



図 4.2.1 対象河川位置図

4.2.3 降雨と調査の時期

山附川が被災した 2005 年 9 月から 2020 年 11 月までの主要な降雨・出水イベントと調査を行った時期を表 4.2.1 に示す。記録する降雨イベントは劉らの研究を参考に、アメダス高千穂観測所の過去雨量データから時間降雨 20 mm 以上、日降雨量 100 mm 以上とした。抽出した降雨イベントについて、日単位、時間単位の降雨強度の算出とピーク流量の推定を行った。降雨強度の確率年の算出は劉らと同様に、岩井法を用いて算出した。各降雨イベントのピーク流量は、10 分間雨量データから合成合理式により推定・算出した。

4.2.4 調査及び分析方法

山附川と跡取川において河道地形測量、魚類・物理環境調査、ドローンによる空撮を行った。調査区間は川幅の 5 倍程度の 60m を 1 調査区間とし、山附川に 4 区間(勾配 0.016～0.059)、跡取川に 2 区間(勾配 0.025)の調査区間を設定した。山附川の調査地点を下流側から Y1, Y2, Y3, Y4 地点とし、跡取川の調査地点を下流側から R1, R2 とした(図 1)。河道地形測量の調査時期は 2011 年 4 月, 2011 年 8 月, 2011 年 10 月, 2019 年 12 月である。魚類・物理環境調査の調査時期は, 2010 年 2 月, 2011 年 5 月, 2011 年 11 月, 2012 年 5 月, 2019 年 12 月である。ドローンによる河道地形の測量は 2019 年の 11 月に行っている。(表 4.2.1)

表 4.2.1 調査時期と主な降雨・出水イベント

月日	確率年 (日)	確率年 (時間)	ピーク流量 Q(m ³ /s)
2005年9月5日(被災)	50	2	64.2
2010年2月23日~2月25日		魚類調査	
2011年4月18日~4月21日		地形測量	
2011年5月12日~5月14日		魚類調査	
2011年6月11日	1	3	73.7
2011年6月20日	1	2	53.1
2011年8月20日~8月24日		地形測量	
2011年9月20日	15	3	65.0
2011年10月25日~10月28日		地形測量	
2011年11月28日~11月30日		魚類調査	
2012年5月21日~5月24日		魚類調査	
2013年10月24日	20	2	53.1
2016年6月21日	1	12	95.9
2018年9月30日	8	1	46.8
2019年11月12日		ドローン空撮	
2019年12月11日~12月13日		魚類調査	
2020年2月4日		地形測量	

4.2.5 河道地形測量と Step-Pool の発達度の検証

巨石が地形の変化に与えた要素を分析するため地形調査とドローンによる空撮を行った。地形測量は調査区間ごとにトータルステーションを用いて、滞筋の縦断測量を行った。測点は縦断方向に step の頂点、step の直上、pool 部の最深点、step の直下、次の step の頂点という形で測量し、横断方向にその横断面で最深点となる箇所を測量した。測量結果から河床縦断図を作成した。ドローン(DJI 社, Phantom4)による空撮で得られた写真と RTK-GNSS 測量から得られた補正点の座標を Agisoft 社のソフトウェア Metashape を利用し、調査区間の DSM とオルソ画像を作成した。作成した 2019 年の河道内の DSM と国土地理院が管理する航空レーザ測量データ(計測時期 2012 年 12 月 26 日~2013 年 2 月 13 日)を用いて、2012 年から 2019 年までの大まかな河道の浸食堆積の変化を算出した。施工完了時と調査時の写真を確認し、施工時(2009 年)と 2011 年 10 月、2019 年 11 月に存在した巨石の位置を GIS 上にプロットし、作成したオルソ画像と重ねて巨石の影響を確認した。Zimmermann ら(2001)らによれば、Keystone 原理は偶発的に存在する通常の洪水では移動しない Keystone に上流から運ばれてきた礫が捕捉されて step が形成される仮説であるため、step を形成した巨石が Keystone になる。しかし、巨石の位置を記録する際に巨石が洪水時も動かないかどうかはわからないため、長径が 2m 以上の石を巨石として記録した。

step-pool の発達度を調べるために調査区間毎に $C=H/L/S$ を求めた。ここで、H は step 頂部から pool 最深部までの高さ、L は step 頂部の巨石から次の step 頂部までの距離であり、S は区間の平均勾配である(図 4.2.2)。Abrahams ら(1995)により自然区間にある step-pool の H/L/S のパラメーターは 1 から 2 の間に収まることが指摘されており、山附川の河床に形成された step-pool が十分に発達したかの指標とした。縦断図から step-pool 箇所の H, L, S を読み取り、H/L と S の関係をグラフにした。

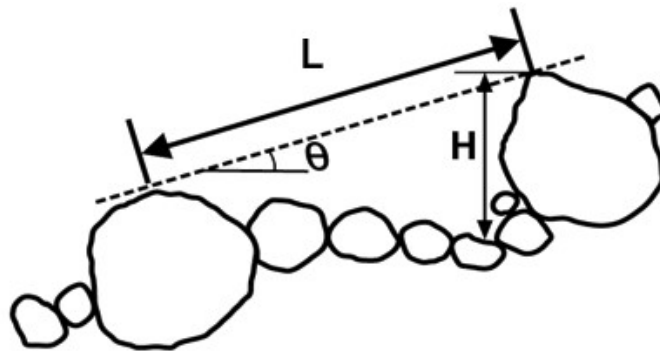


図 4.4.2 Step-Pool 模式図。 $C = H/L/S$

4.2.6 魚類・物理環境の調査

改修後の魚類の回復状況を自然河川と比較するために、魚類調査と物理環境の調査を山附川と跡取川で行った。

山附川で行った魚類調査は、地形測量と同じ 4 調査区間にて行った。各調査区間を 20m 毎にブロックネットで上下流を仕切り、調査区間の下流から上流に向かってエレクトロフ

イッシャー(LR-24, Smith-Root 社)とタモ網(網目 5mm)により魚類を採捕した。その際、河道を景観的に早瀬、平瀬、淵に区分しながら採捕を行った。跡取川では、調査区間 60m を 2 区間設定し、20m 毎にブロックネットで上下流を仕切り、同様の方法で採捕した。魚類は個体数、全長、魚種、どの流路単位で採捕されたかを記録し、現地で放流した。魚類調査の努力量を揃えるため、1 日に 2 区間の調査がちょうど終わるように調査を設定した。

調査区間 60m で物理環境調査を行った。2012 年 5 月、2019 年 12 月の調査では流路単位毎のより詳細な追加調査を行った。区間 60m 毎の定量的な物理環境調査では、流速、水深、水表面積、水際植生の被度を測定した。流速、水深は縦断方向 2m 毎にトランセクトを設け、河川横断方向に等間隔に 3 点ずつ記録した。水表面積は、縦断 2m 毎の水面幅を記録し、平均値を区間長さと乗じて算出した。水際植生の被度は、両岸水際に植生がある区間の長さを計測し、調査区間全体の割合を計算した。流路単位の物理環境調査は早瀬、平瀬、淵に区分けし、流速、水深、植生の被覆度、底質材料の割合、流路単位の幅・長さを計測した。底質材料の割合は、流路単位の投影面積を占める巨礫、大礫、中礫、小礫、砂、泥がそれぞれ何割を占めるかを目視により確認し記録した。

河川間で個体数と物理環境の比較を行うため、河川毎の調査区間 60m の魚類個体数と物理環境データそれぞれを 20m ごとのデータに整理し、山附川 12 個、跡取川 6 個の区間の個体数のデータから平均値と標準偏差の算出を行った。さらに、魚類の個体数について河川間で比較を行うために Mann-Whitney の U 検定を行った。有意水準は 5%とした。

4.3 結果

4.3.1 河道地形の変化と巨石の関連

山附川の調査区間の 2012 年から 2019 年の土砂の浸食・堆積の変化と巨石を図 4.3.1 に、2011 年 10 月、2020 年 2 月の河床縦断面図を図 4.3.2 に示す。草・木について高さの計測を行っていなかったため、木の箇所について DSM の計算の範囲から除外している。

Y1 区間は下流側で 70cm 程度河床低下が起こり、中流部から上流部にかけて 50cm 程度堆積が起こっている。滞筋部に関しては、下流側で 30cm 程度の浸食が発生していた。2019 年時点では①の巨石は 2012 時点から 2m 以上の石が一つ存在しており、2019 年にはその巨石の上流に捕捉された礫が連なって step が一つ形成されていた。

Y2 区間は左岸側に滞筋が流れ、河道の右岸側に巨石が堆積して植生が繁茂していた。②の巨石は 2009 年から存在し、2012 年には周りに淵が形成され 2019 年には礫を捕捉して step が形成されていた。③の巨石は 2009 年には周りに淵が形成されていたが、2012 年以降は堆積部に組み込まれていた。④の巨石は 2012 年から 2019 年の間に上流から運搬され、周辺の礫に捕捉されて 1m 程度の高さの step を形成していた。⑤の巨石は 2012 年から step を形成していた。

Y3 区間は 2011 年から 2019 年の間に上流部の右岸側が浸食され、蛇行の外岸側に土砂が堆積して流路が内岸側に変更されていた。⑥の巨石は 2019 年まで特に礫を捕捉せず周辺が深く掘れていた。⑦～⑪までの巨石は 2012 以降に存在していた。⑦～⑪の巨石と護岸との間に礫が捕捉されて step が形成されていた。特に、⑨⑩の巨石は 2012 年から 2019 年の間に洪水の影響で転動し、巨石同士の距離が詰まったことで巨礫が多く補足され、step 高さと直下の Pool の深さが増加していた。

Y4 区間は 2011 年から 2019 年に滞筋が外岸に変更され、1m 以上の大きな浸食が発生していた。⑫の巨石は右岸との間に礫を捕捉して step が形成されていた。⑬の巨石と近傍の巨石との間に礫が捕捉することで step が形成されていた。⑭の巨石は左岸の巨石との間に礫を捕捉して step を形成していた。⑮の巨石と左岸の間は岩盤が露出する形で step とその下流部に Pool が形成されていた。⑯～⑲の巨石は上流から運搬された巨石を捕捉して step を形成していた。

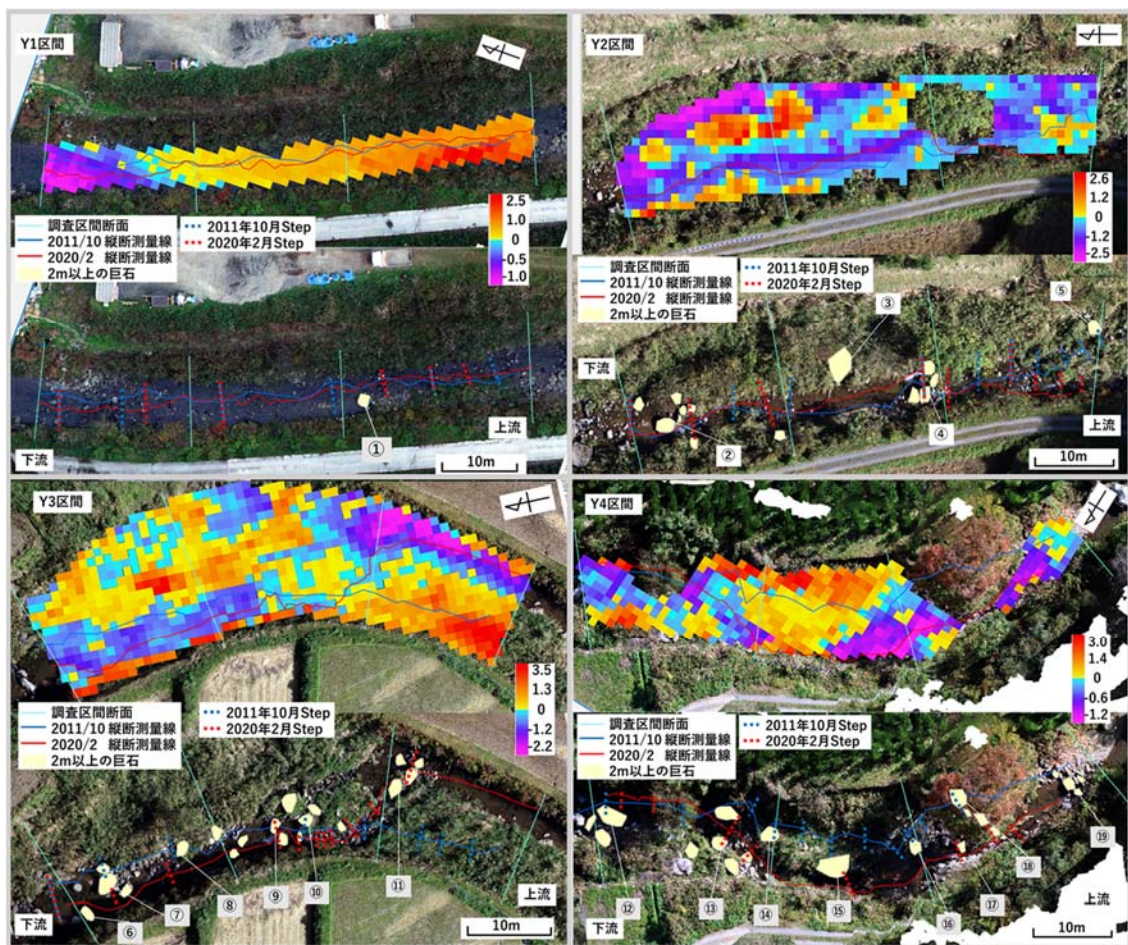


図 4.3.1 山附川の 2011 年から 2019 年までの河道地形の変化

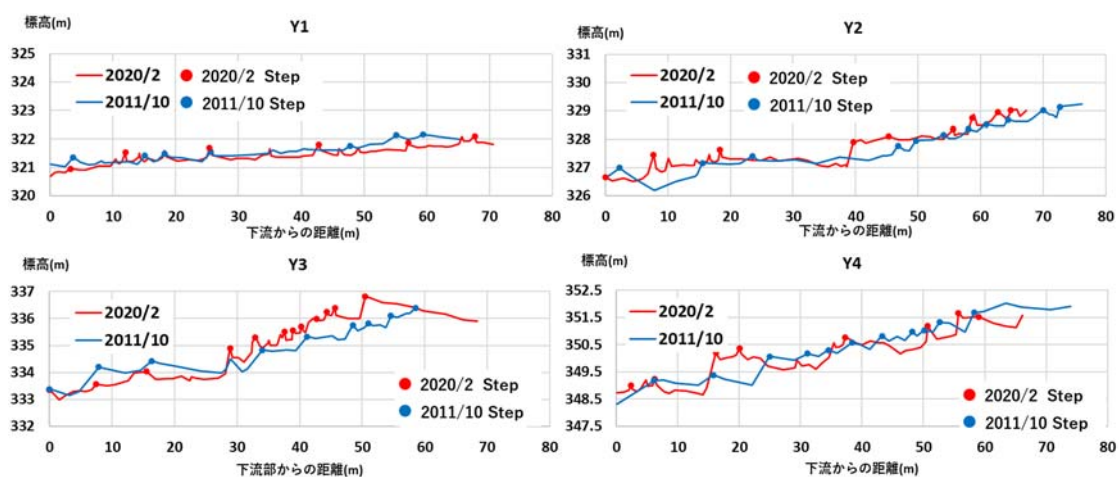


図 4.3.2 山附川の 2011 年 10 月と 2020 年 2 月の滞筋の河床縦断面図

4.3.2 Step-Pool の発達度 C の変化

山附川の区間ごとの H/L と区間平均勾配 S の関係を図 4.3.3 に示す。Y1 区間は勾配、 H/L ともにあまり変化がない状態で維持されている。Y2 区間は 2011 年 10 月以降 H/L の値が増大している。Y3 区間は外岸部の土砂の堆積の影響から 2019 年に勾配と H/L が増大した。Y4 は、特に中流部から上流部で洗堀が起こったことで勾配と H/L が増大した。

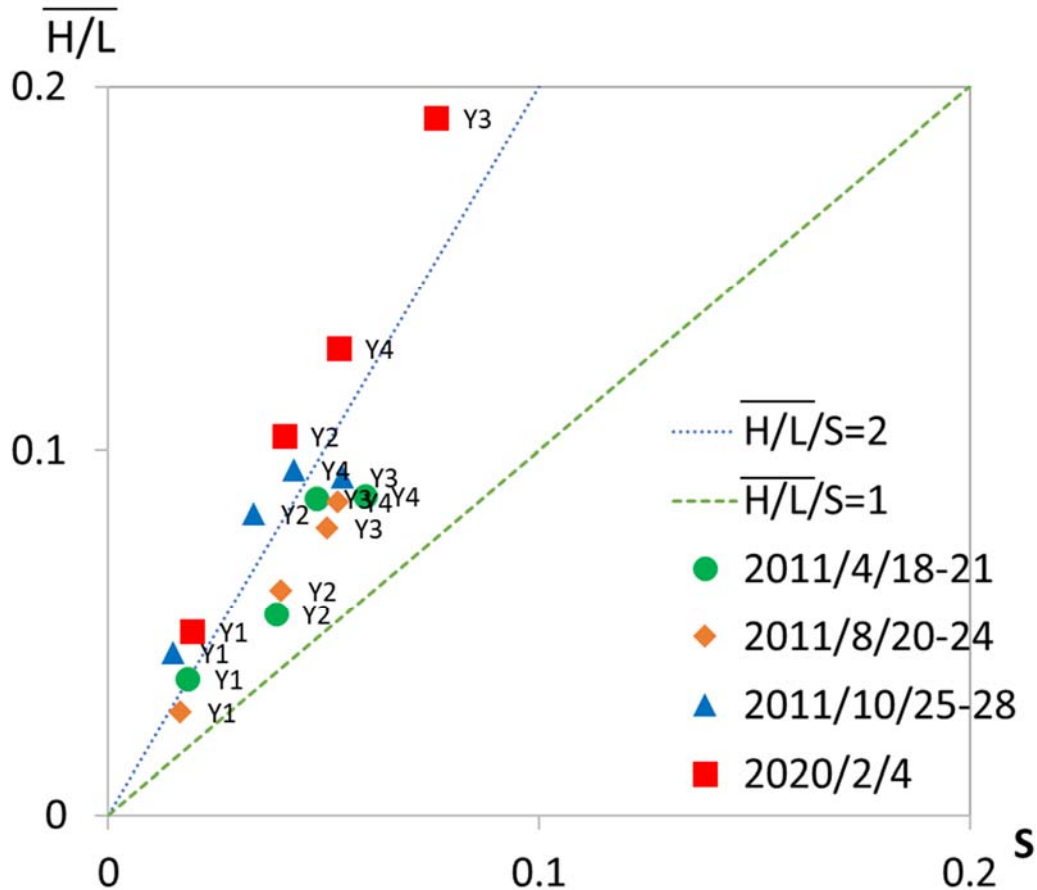


図 4.3.3 時期別の区間毎の H/L と S

4.3.3 魚類の変化

計 5 回の調査により、山附川ではタカハヤ 1087 個体、カワムツ 112 個体、ドンコ 121 個体、ウグイ 27 個体、ウナギ 6 個体、ヤマメ 92 個体の計 6 種 1445 個体が確認され、跡取川ではタカハヤ 806 個体、カワムツ 444 個体、ドンコ、120 個体、ウグイ 3 個体、ウナギ 6 個体、ヤマメ 24 個体の 6 種 1403 個体の魚類が確認された。山附川と跡取川で 5 時期行われた魚類調査の 20m 区間の魚類個体数の変化を図 4.3.4 に示す。データのバラつきを知るために、標本に対する標準偏差を示す。放流されているヤマメについては集計から除いた。山附川の 20m 区間の平均魚類個体数は 15 匹/20m から 31 匹/20m に増加している。大規模な出

水による個体数減少の影響などはみられない。跡取川の 20m 区間の平均魚類個体数は 24 匹/20m から 56 匹/20m まで増加している。年によって変動があるが、現在まで跡取川の方が区間における個体数の 1~2 倍程度多い。山附川と跡取川の間で平均個体数に有意な差がみられるか有意水準 5%で Mann-Whitney の U 検定を行った結果、2011 年 5 月までは山附川と跡取川で個体数に有意な差が認められなかったが、2011 年以降は有意な差が認められた。山附川と跡取川で流路単位毎の魚類の個体数を比較するため、5 回目の魚類・物理環境調査における流路単位毎の魚類個体数を図 4.3.5、図 4.3.6 に示す。両河川ともに淵で最も個体数が多かった。次いで平瀬の環境下で多く、早瀬では魚類はほとんど確認できなかった。平瀬、早瀬で確認された個体はタカハヤがほとんどであり、ドンコ、カワムツは跡取川の淵で多く確認された。

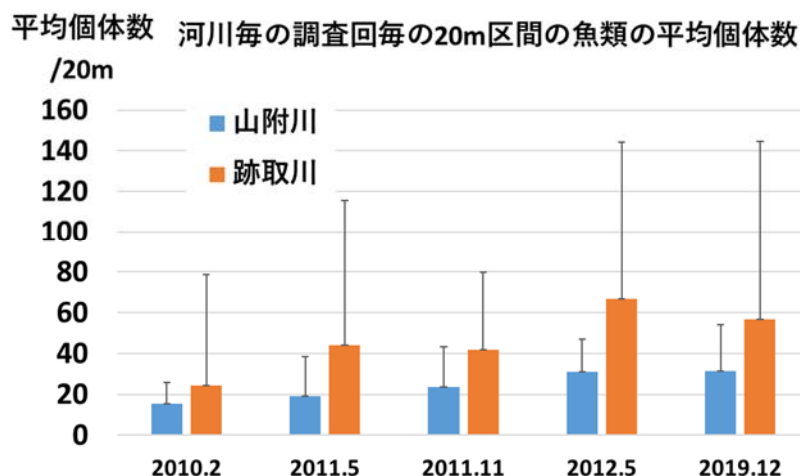


図 4.3.4 河川毎の平均個体数の変化

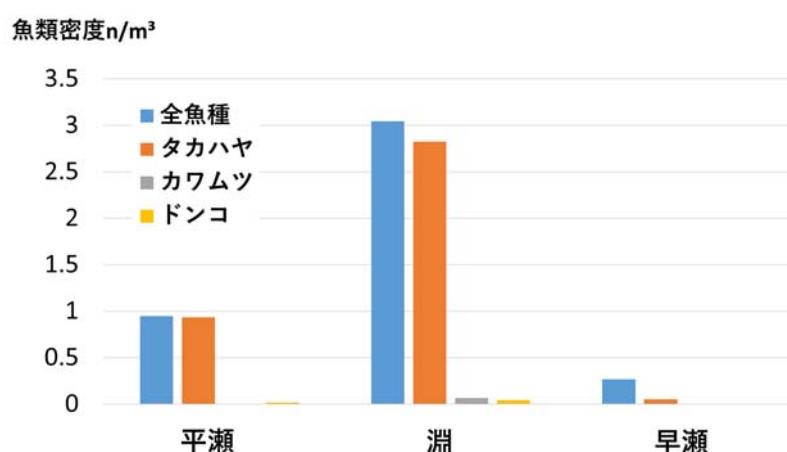


図 4.3.5 流路単位毎の魚類個体数(山附川)

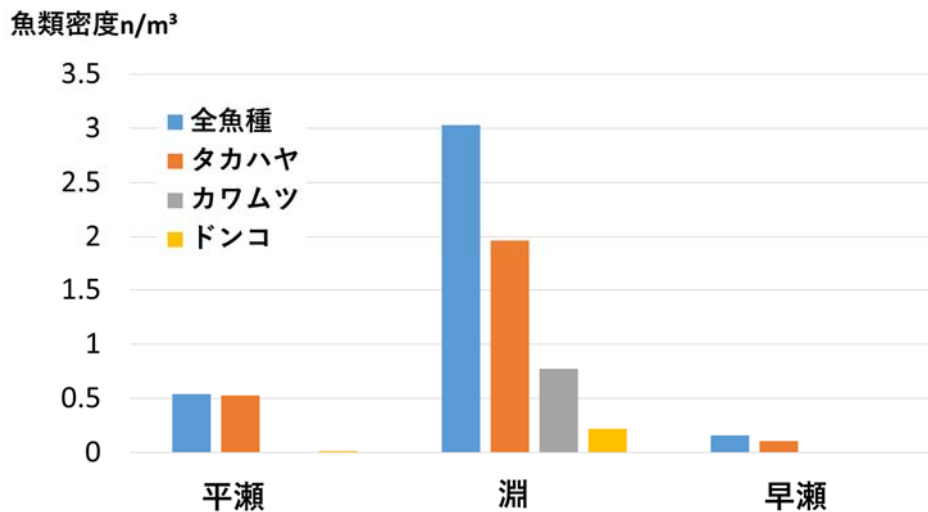


図 4.3.6 流路単位毎の魚類個体数(跡取川)

4.4 考察

4.4.1 Step-Pool の発達と巨石の効果について

図 4.3.1 を確認すると、山附川で確認できたパラメーターC は 1 から 2 の範囲に概ね収まっている。山附川でも C が同様の範囲を取ることから、洪水へ最大の流下抵抗を発揮するような形に step-pool が成長している可能性がある。Lenzi ら(2001)によると河床に step-pool 構造がある場合、再現期間が 5 年以下の洪水では C の値は大きく変動しないが、30 年から 50 年の大規模な洪水が発生したときにその流量に合わせて発達した C を持つ step-pool が再形成されるとしている。Jens ら(2009)の報告も同様に、大規模な降雨イベントにより step-pool の形状が決定するとしている。Golly ら(2019)によれば、存置してある巨石の間に上流から供給された礫が詰まることで step-pool が形成されることが報告・確認されている。山附川では 2011 年から 2019 年の間に大規模な出水イベントを 2 回経験しており、その際に礫が異動して存置した礫に捕捉されることで step が寄り明瞭に形成され、C が増大したのではないかと考えられる。また、巨石の②、④、⑨、⑭、⑮、⑯、⑰、⑱、⑲といった巨石が周囲に複数あるような箇所では巨石が大きな step を形成し、それに見合った pool が形成されたことで河床が安定し、河道全体で河床が大幅に低下することが防がれたとみられる。

4.4.2 Step-Pool 構造の回復と魚類の関係

山附川では step-pool 構造の発達具合について自然溪流と同程度まで回復している。しかし、平均個体数は近傍の自然河川である跡取川のレベルには達しておらず、特に跡取川の pool 環境に見られるカワムツ、ドンコの数が少ない。水野ら(1972)によると魚類の選好性としてはカワムツについては他に魚類のいる場合には淵に多く、ドンコ等は流速が遅い環境

に生息するとされているため、step-pool の発達に伴う pool の深さの増大が同程度ならば個体数も同程度になると考えられるが、自然河川ほど回復していない。木本ら(2015)によれば河川上流域におけるサケ科群集の流程分布はタカハヤ、カワムツ、ウグイ、ヨシノボリ類魚類の順に上流側に分布の上限があるとされ、山附川の改修区間より下流には落差 5m 以上の小滝が存在していることから、流程に関係なく個体密度が維持できるタカハヤ以外の平均個体数が少なかった可能性がある。

Lenzi ら(2003)によれば step-pool の形成により土砂流出が抑えられるとしている。山附川では step-pool が形成されることで土砂動態が安定したことに応答して魚類の個体数は増加したのではないかと考えられる。

4.4.3 基礎実験と実践河川の比較

2021 年の調査時のデータから算出した山附川の粒度分布と 3 章で用意した実験の粒度分布を図 6.1.1 に、周辺の地質図を図 6.2.2 に示す。この時、山附川の粒度分布を取得した箇所は、地質別の粒度分布の選択方法と同様に同程度のストリームパワーと勾配を持つ箇所の粒度分布を抜き出した。

図 6.1.1 より、山附川は中礫程度まで安山岩の粒度分布に比較的近く、大礫が多く安山岩の粒度分布よりも多く含まれる形になっていた。図 6.2.2 を確認すると、上流側は付加帯の地質で占められており、谷あいの部分は阿蘇の火砕流による流紋岩が表層地質を占めていた。流紋岩は安山岩のように火山岩であり、比重も 2.5g/cm^3 であることから、中礫程度までは比較的粒度分布が安山岩に近い形になっていたと考えられる。また、現地の河床にある 1 m 以上の巨礫に分類される岩は、流紋岩、混在岩の特徴を持つ石が堆積しており、洪水により上流から 1m 程度の礫が供給されていた(図 6.1.3)。

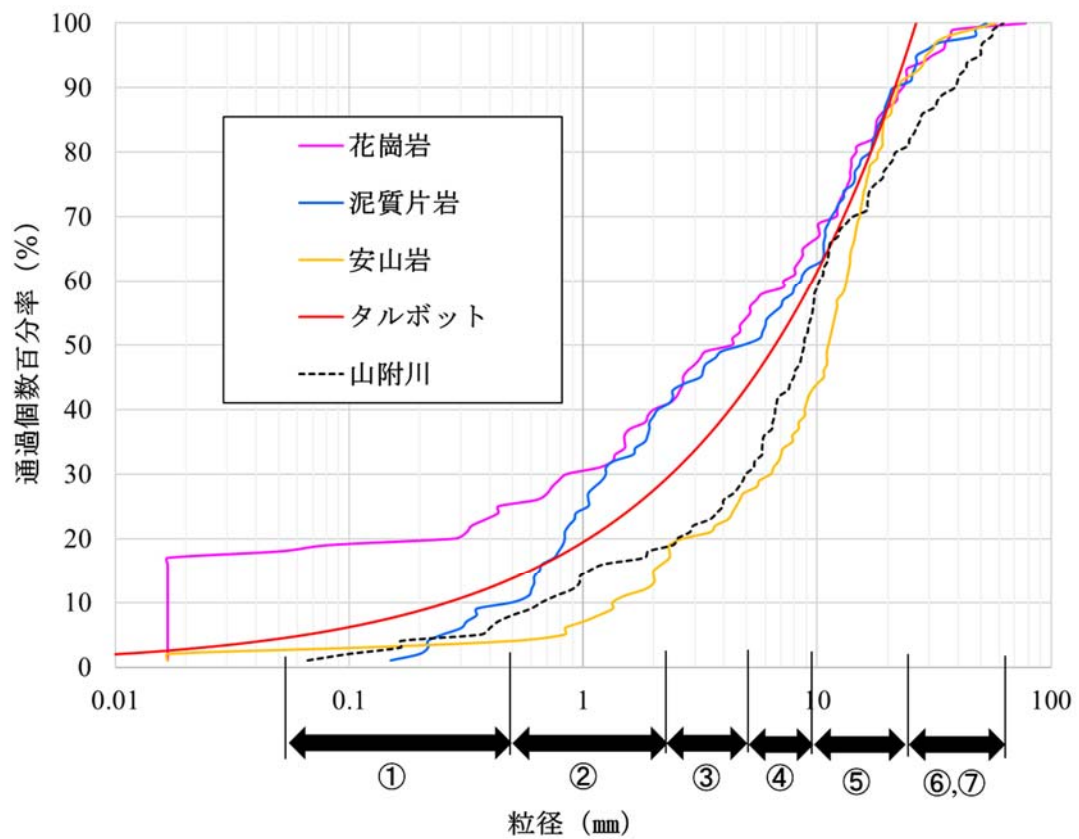


図 6.1.1 実験に使用した粒度分布と山附川の粒度分布(同程度の勾配, ストリームパワーの箇所を抽出)

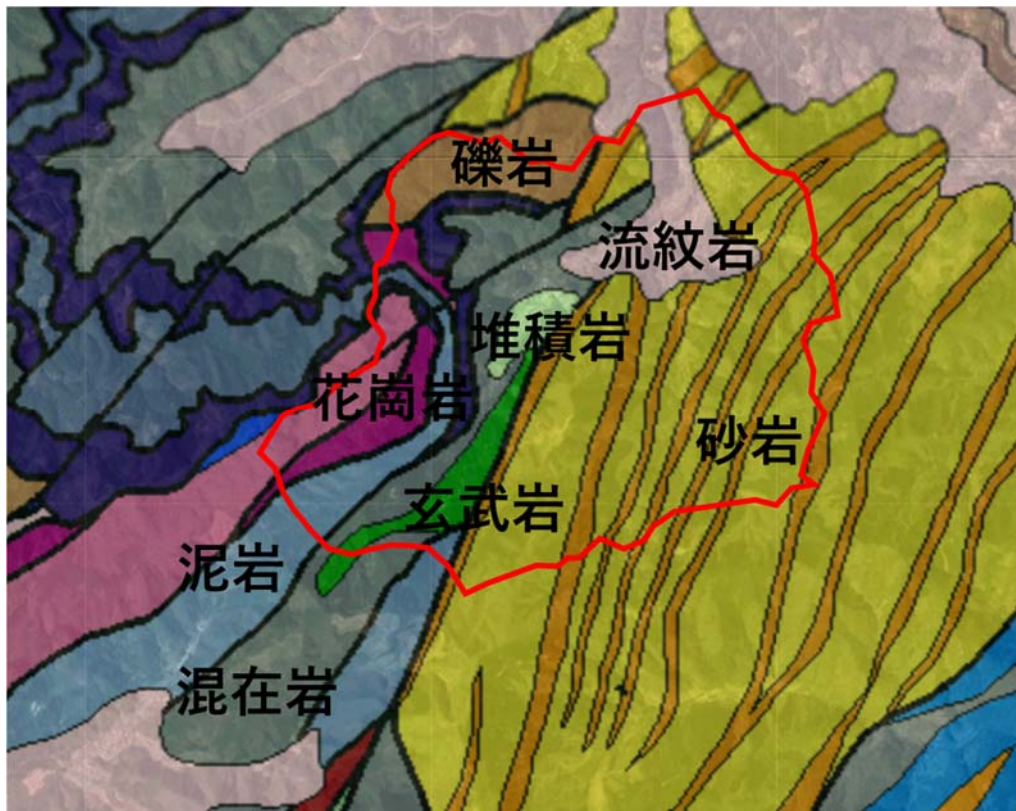


図 6.1.2 山附川周辺の地質図(赤枠は集水域)(地質図 navi より引用)



図 6.1.3 山附川の河床の様子。画面中央の 1m 以上の大礫は混在岩

図 6.1.4 から図 6.1.6 に安山岩粒度分布の実験の際に形成された step-pool の現地スケールの諸元と、山附川の step-pool の諸元を示す。

step 高, pool 深は安山岩の粒度分布を除き, 実験と現地スケールで概ね範囲に収まった。pool 長はいくつかの pool の長さが 12m から 14m と特筆して大きかった。長大な pool は, 蛇行の外岸部や洪水の際の水衝部になるとみられる箇所が発達していた。

現地の河床材料によって step は構成されるため, 地質に限らず河床の粒度分布により step 高, pool 深の下限から上限はある程度一致するとみられる。しかし, pool の長さについては平面的な形状や上下流の勾配の影響を受けたことにより実験に見られるような pool よりも特に大きな pool を持つ step-pool に変化したとみられる。

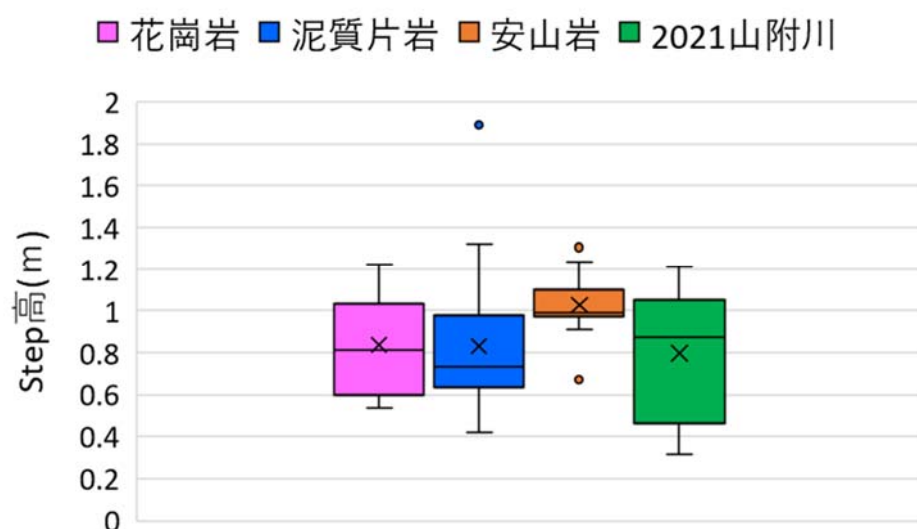


図 6.1.4 安山岩粒度分布実験時の現地スケールの Step 高さと山附川の step 高さ

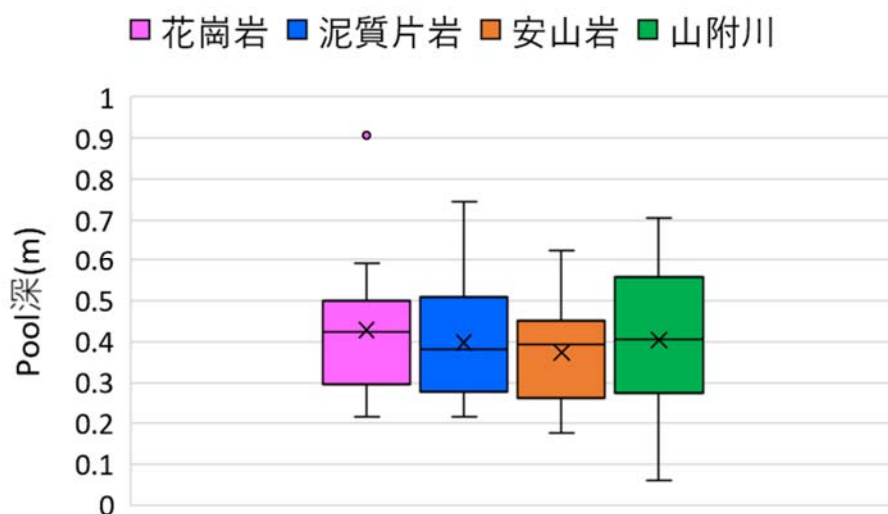


図 6.1.5 安山岩粒度分布実験時の現地スケールの pool 深と山附川の pool 深

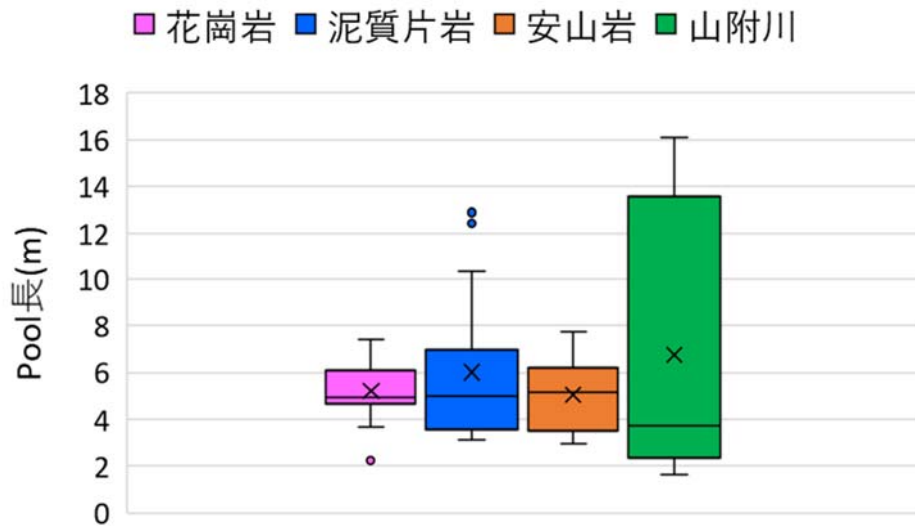


図 6.1.6 安山岩粒度分布実験時の現地スケールの pool 長と山附川の pool 長

4.5 結論

本研究を通して得られた結論を以下に示す.

- (1) 2m 以上の巨石の間に上流から供給された礫が詰まることで Step-Pool が形成されていた.
- (2) 巨石で形成された Step-Pool により河道全体での大幅な浸食は防がれていた
- (3) 形成された Step-Pool は自然河川にできる物理形状の範囲に収まっていた.
- (4) 魚類の個体数は山附川で年々増加しており, 改修は一定の効果がみられた. しかし, 自然河川と同程度までは回復していなかった.
- (5) 巨石を存知する工法が山附川の Step-Pool を復元させるのに有効な工法であった.

参考文献

- Lenzi, MA. and Comiti, F.: Local scouring and morphological adjustments in steep channels with check-dam sequences. *Geomorphology*, No.55, pp. 97-109, 2003.
- Comiti F, Mao L, Lenzi MA, Siligardi M.: Artificial steps to stabilize mountain rivers: a post-project ecological assessment. *River Research and Applications* 25., pp.639-659, 2009.
- Yu GA, Wang ZY, Zhang K.: Restoration of an incised mountain stream using artificial step-pool system, *Journal of Hydraulic Research*, Vol.48(2), pp.178-187, 2010.
- Andre Zimmermann, Michael Church.: Channel morphology, gradient profiles and bed stresses during flood in a step-pool channel, *Geomorphology*, Vol.40, pp.311-327, 2001
- Abrahams AD, Li Gm, Atkinson JF.: Step-Pool stream justment to maximum flow resistance. *Water Resources Research* 1, pp.2593-2602, 1995.
- Lenzi M.A.: Step-pool evolution in the Rio Cordon, northeastern Italy, *Earth Surface processes and Landforms*, Vol.6 (9), pp.991-1008, 2001.
- Jens, M. Turowski, Elowyn M. Yager, Alexandre Badoux, Dieter Rickenemann and Peter Molnar.: The impact of exceptional events on erosion, bedload transport and channel stability in step-pool channel. *Earth Surface Processes and Landforms* 34, pp.1661-1673, 2009.
- Golly, A. Turowski, J, M. Badoux, A. Hovius, N.: Testing models of step formation against observations of channel steps in a steep mountain stream. *Earth Surface Processes and Landforms*, Vol.44, pp.1390-1406, 2019.
- 水野信彦, 御勢久右衛門: 河川の生態学, 築地書館, 1972
- 木本圭輔, 影平真明, 畔地和久, 長澤和也: 九州北東部の河川上流域における流程に沿った魚類群衆の変化, 魚類学雑誌, 62(1):1-12, 2015
- 福留脩文, 有川崇, 西山穩, 福岡捷二: 石礫河川に組む自然に近い石積み落差工の設計, 土木学会論文集 F, Vol66, No.4, pp.490-503, 2010.
- 劉義涛, 島谷幸宏, 山下奉海, 佐藤辰郎, 池松伸也: 多自然川づくりによる山地溪流河道の洪水による階段状河床形の変化, 河川技術論文集, No.18, pp.83-88, 2012
- 中小河川計画検討会編集: 中小河川計画の手引き(案), 国土開発技術研究センター発行, pp.31-34, 1999
- 太田猛彦, 高橋剛一郎: 溪流生態砂防学, 東京大学出版社, 1999.

5 章 再生された Step-pool 構造の洪水時の粗度

5.1 はじめに

山地河川は下流に洪水や土砂、土地利用の攪乱を供給するほか(Miliman, 1992; Reid, 1993), 重要な水生生物の生息域を提供する(Nehlsen, 1991; Frissell, 1993), 重要なセグメントである。山地河川において水や土砂の連続性, 生物の生息場, 景観に配慮しつつ洪水防御を考えた統合的河川管理手法を確立することが求められているが, 山地河川は洪水時の流れが早く, 河床変動も大きいことから現地観測が難しく, 基礎となる現地データの蓄積が乏しい。そのため, 山地流域における流出解析・河床変動計算を行う上で重要となる, 山地河道の粗度係数など抵抗特性が十分に把握されていないのが現状である。

山地河川の河道抵抗を算出する方法としては, 一般的に山地河川の測定したい河床形態がある箇所では縦断方向に横断面を複数設定し, ある降雨イベントのタイミングで調査区間の断面平均流速と横断面の流量と流速を求め, マニングの粗度係数 n やダルシー・ワイズバッハの摩擦係数 f を逆算する形で行われている(Asano 2018, Comiti 2007, Gabrielle 2010, Reid 2008, Rickenmann 2011, Yochum 2014)。算出された粗度係数, 摩擦係数が河道形態, 勾配, 河床材料の粒径等の物理パラメータと流量といった水理パラメータとの相関の確認が試みられている。自然状態の山地河川の河道抵抗は河道形態や礫径によって空間的に異なるのみならず(Montgomery and Buffington, 1997; Gabrielle et al., 2010), 流量変化によって大きく変化することが示されてきた(Yochum et al., 2014, Asano, 2018)。Montgomery ら(1997)は, Barnes(1967)と Marcus(1992)の文献から分類した河道の勾配に対する粗度係数のプロットを行い, 同程度の勾配であれば Step-pool の河道の方が plane-bed よりも粗度係数が高いことを示している。Marcus(1992)はアラスカのジュノー氷原にある Ptarmigan Glacier で野外調査を行った。平均降水量が 2300mm, 勾配 0.02~0.16 の範囲で 15 区間横断面を設定して, 流速と水深を求めた後, マニングの粗度係数を推定していた。観測中の流量は 0.16~1.39m³/s, 粗度は $n=0.064\sim0.183$ であったが, 区間毎の横断面の間隔については報告されていなかった。Gabrielle ら(2010)は Step-pool の 9 区間, cascade の 5 区間, planebed の 1 区間, 計 15 区間で標高を求めたのち, トレーサーで平均流速を算出し, 0.28m³/s から 0.68m³/s の出水イベントに対する河道の抵抗を求めている。Asano ら(2018)は文献を元に, 相対水深と河道抵抗の関係をマニングの粗度係数を利用して整理しており, 相対水深が 1 を超えた際にマニングの粗度係数で表される河道抵抗が一定値に収束することを報告している。Comiti ら(2007)は集水面積 5km²程度の Rio Cordon 川の 10 区間(勾配 0.08 から 0.21, 長さ 16.1~76.4m)で, 流量と河道形状を計測し, 河道抵抗を逆算した。計測区間は取得したい河道形態ごとに設定されていた。Reid ら(2008)は, 流域面積が 12km²~77km²の 5 つの支流で 13 の流域を設定し, 61 断面で出水イベントに対して流速と水深を計測し摩擦係数 f を算出している。Yochum ら(2014)は, 15 地点で 9~27 区間ずつ配が 2.4%から 21%の 19 の河道で収集した流量観測のデータから, マニングの粗度係数とダルシー・ワイズバッハの粗度の推定

を行い、高水時には n は 0.048 から 0.30、低流量時は 0.057 から 0.96 であることを報告した。

以上の通り、様々な山地河川における現地調査によって河道形状や流量変動の複雑さに対応して複雑な河道抵抗をとることが報告されてきたが、以下の課題が残されている。複雑な河道形状を有する山地河川では粗度状況や河道形状の一様性が保ち難いため(Takemura ら 2019)、粗度係数をより精度良く把握するには空間的・時間的に密に観測された水位データを用いて粗度係数を算出する必要がある。しかしながら、山地河川において河川縦断的に密なデータの観測はほとんど実施されていない。また、河川の流量に対しては低流量から非常に高い流量まで計測されていたが、計測区間内の粗度は区間内で一様な流況を想定して算出されており、計測区間内で地形の影響に併せて流況が変化し、粗度が連続的にどう変化しているといった空間的な情報は確認されていない。そのため、河川の計画や設計で一般的に用いられる平面二次元流計算で使う粗度係数をどのように設定すべきか明らかになっていない。Takemura ら(2019)は、山地河川における平面 2 次元と 3 次元の水理解析を実施し、二次元と三次元による水理計算では取りうる粗度係数が違うことを報告している。巨石周りの三次元流れや非静水圧分布を明示的に反映した三次元計算では、ハイドログラフを表現可能な粗度係数は一定の値に収束するが、二次元計算では粗度係数は場所により大きくばらついていて、これは平面二次元計算では巨石周りの三次元流れや非静水圧分布が考慮できないため、その影響を粗度係数に含むためであると指摘している。しかしながら、このように二次元計算における粗度係数については、現象の再現性に課題があるものの、計算資源の観点からみても実用上二次元計算によるモデルが多く使用されていることも踏まえると平面二次元計算における粗度係数を示すことは社会的需要が多い。

本章では山地河川において空間的・時間的に密な水位データを観測した上で、平面二次元計算から山地河川における詳細な粗度係数の検討を試みる。また、計算を通して不等流平面二次元計算で求めた洪水時の粗度が既存の算出する粗度係数とどの程度異なるか、他の河道物理パラメータのどの影響を受けるかを明らかにすることを目的とする。

5.2 方法

5.2.1 概要

山地河川を対象に 667m の計算区間を設け、その中で縦断方向に 40m~80m 程度の間隔 16 個の水位計を設置し、粗度を算出する区間を設けて、空間的・時間的に密な粗度係数の算出を行った。出水時の水位観測の結果を利用し、非定常の平面二次元計算のシミュレーションを行い、マンニングの粗度係数を逆算した。逆算した粗度係数の時間的影響を相対水深を指標に確認し、洪水時のマンニングの粗度係数を推定した。その後、確認した洪水時のマンニングの粗度係数を河道の物理パラメータから推測するため、調査データから河川の複数の物理パラメータを抽出し、いずれと相関を持つか確認した。その後、マンニングの粗度係数を目的変数、重要な物理パラメータと思われる要因を説明変数とした単回帰分析と重回帰分析を行

った。

調査方法，調査項目，分析方法についての詳細は次節以降に示していく。

5.2.2 研究対象地

本研究の対象地は，宮崎県を流れる五ヶ瀬川の支川である山附川の一部区間である。

山附川の位置を図 5.2.1 に示す。山附川は流域面積 8.2km^2 ，流路延長 4km で平均河床勾配 $1/5-1/80$ ，蛇行空間と屈曲部が多く，谷部を流れる典型的な山地溪流である。宮崎県の年間の降水量は 2625mm であり，十分な降水量であることから平面二次元計算に使用する高水時の山地河川の粗度係数の取得ができることが期待できた。

山附川は平成 17 年に台風による洪水被害を受け，その後の改修で巨石を残し，step-pool の復元を目指して改修された河川である。改修は平成 20 年に完了した。

山附川は平成 17 年に 2.1km に及ぶ被災が生じた(図 5.2.2a)。山附川の周辺は近隣の住民により田んぼとして利用されていたが，洪水により護岸が崩壊して田んぼの土砂が流出するといった大きな被害を受けた(図 5.2.2b)。近隣の住民の意見もあり，河川の再生は洪水の防御だけでなく河川環境の再生も視野に入れて行われた。

当時は山地河川の河床について不明な点も多く，明瞭な基準は存在しなかった。しかし，多自然川づくりアドバイザー制度を活用し河川にまつわる研究者の意見を取り入れることで，通常の河川の洪水計算の他にいくつかの工夫を元に改修が行われた。改修の大きな目標を自然状態の山地河川の河床形態に優占的にみられる step-pool の回復に設定した。復元のための工夫として，河川の直線化を行わず蛇行を残し，河川縦断方向の勾配を維持すること，護岸が被災して川幅が浸食した箇所は，拡幅した状態を維持すること，洪水により流されてきた石を利用して護岸を再建すること。さらに，流れてきた石のうち 1m 以上の石は，step の形成を期待して河床に残置することを行った(図 5.5.2 c)。改修 3 年後の追跡調査では，河床地形の発達や植生，魚類の回復が報告されていた。(Yitao 2012)こうした改修の行われた区間 $1190\sim 1867\text{m}$ のうち，河床の固定が行われなかった下流側 1km の区間から支流等の影響が少なく，流量がある程度一定になると考えられる 677m の河道区間を研究対象にした。

本研究で対象とする粗度係数は河川的设计にうまく取り入れられてこそ社会的影響を持つ。そのため，step-pool が発達したことが報告されていた河川であること，日本の山地河川では珍しい計画段階から山地河川の環境の復元を目指した河川であることを理由に山附川を研究の対象地とした。

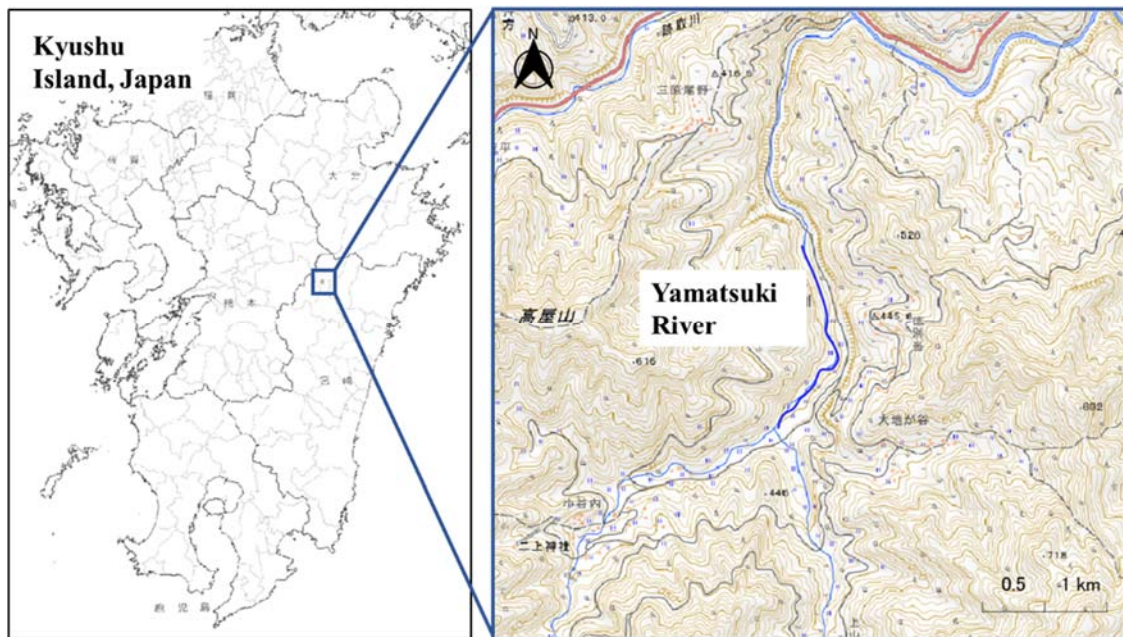


図 5.2.1 宮崎県山附川の位置



図 5.2.2 a 研究対象河川の洪水時の様子(2005), b 被災直後の河川の状況(2005), c 改修直後の河川の状況(2009)

5.2.3 現地河川での調査内容

現地調査は、水位計による縦断 16 カ所の水位観測とドローンによる写真測量を行った。

水位観測は Onset 社の圧力式水位計 HOBO U20L を設置した。期間は 2021 年 8 月 6 日から 8 月 22 日である。設置方法は水位計を異型ペグに結束バンドで固定し、ペグを巨岩の根本や護岸の隙間に打ち込むことで設置した水位計は対象区間 667m に 40m~80m の間隔で計 16 箇所を設置した。水位計には下流から連番で wl01-wl16 とラベル付けした。また、補正用に河川の近傍に一か所大気圧を計測する圧力計も設置した。平面的な設置箇所を図 5.2.3 に示す。水位計の設置と同時に非定常の平面二次元計算で粗度係数を逆算する区間も設定した。区間名は下流端と上流端に位置する水位計の番号をつけることにした。例えば、下流端に wl01, 上流端に wl03 がある場合は区間 1-3 とした。

ドローンによる地形測量は 2021 年 4 月に行った。河道内を撮影し、得られた写真を Metashape を利用して SfM 解析を行い、河道内の 0.5m 間隔の地盤高と河川の河床状態が確

認できるオルソ画像(平面図)を取得した.

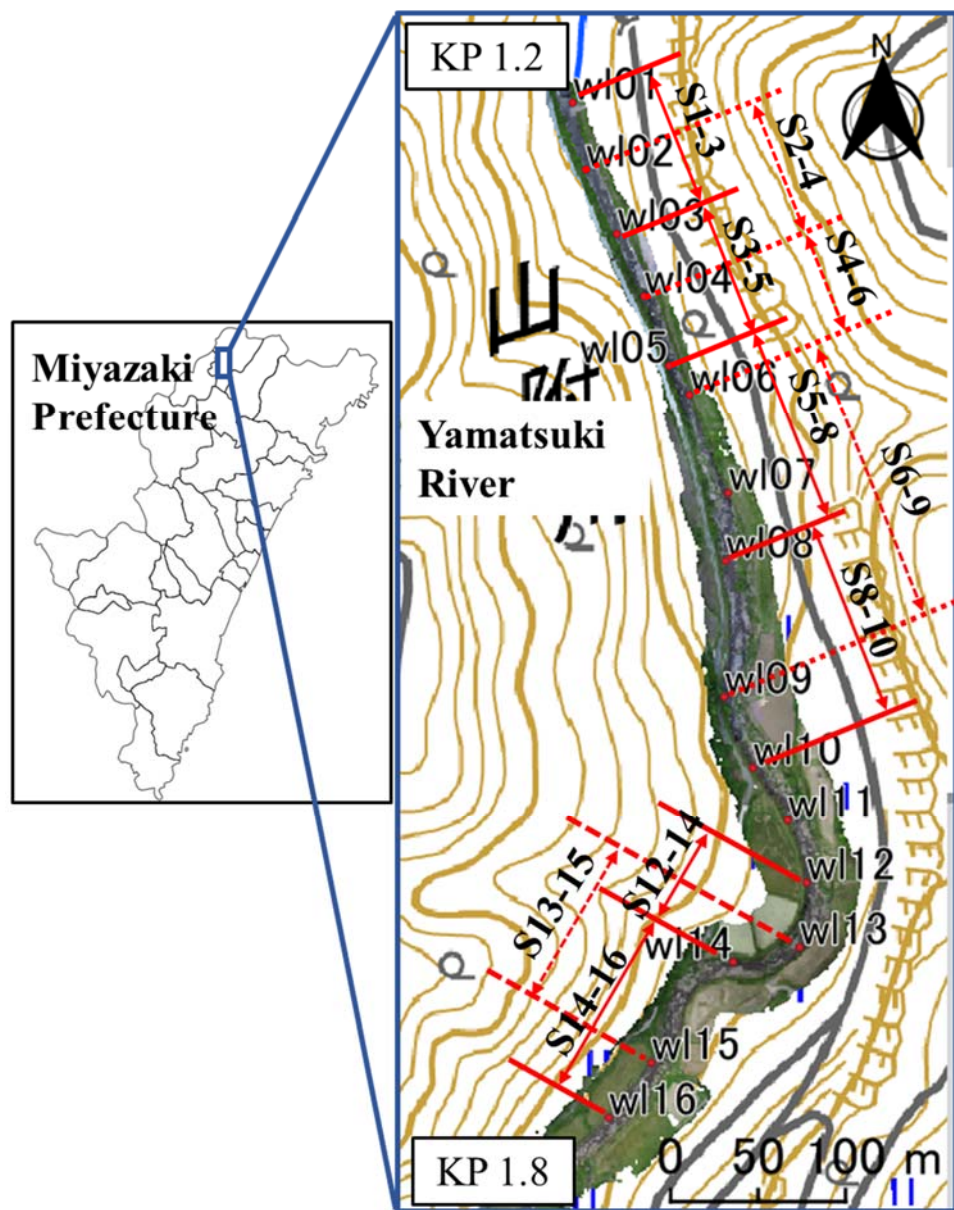


図 5.2.3 水位計の縦断の設置位置

5.2.4.分析方法

現地調査で得られたデータから非定常の平面二次元計算のシミュレーションを行い、出水時の粗度係数を逆算した。また、シミュレーションから得られた粗度係数に影響を与えたと推測する物理パラメータの算出を行った。シミュレーションに必要なデータセット及びシミュレーションの計算手法と、粗度係数及び河道物理パラメータの算出方法について説明する。

5.2.5 シミュレーションに必要なデータセットの準備方法について

非定常の平面二次元計算には IRiC の Nays2DH を利用した。Nays2DH は河川における流れの計算を行うために開発された平面二次元ソルバーである。非定常の平面二次元計算に必要なデータとして、上流端と下流端の水位、流量、河川の地盤高が必要となる。

設置した水位計と大気圧を測定した圧力計の圧力差を求め、圧力差から縦断的な水深を算出した

流量は、露出した岩盤によって落差構造が形成され、支配断面が存在すると想定される断面(図 5.2.4 中の wl04 の地点)に対して、河道横断面図と観測水位を用いて台形堰の越流公式により流量を推定した(式 5.1)。流量の推定には国土交通省の砂防施設に関する資料を参照し以下に示す式を用いた(国土交通省)。

$$Q = \frac{2}{15} C \sqrt{2g} (3B^1 + 2B^2) h^{\frac{3}{2}} \quad (5.1)$$

ここで、Q は推定流量(m³/s)、C は流量係数(0.6～0.66)、g は重力加速度(9.8m/s²)、B1 は水通し底幅(m)、B2 は越流水面幅(m)、h は越流水深(m)である。

図 5.2.4 に推定された流量を示す。観測期間中、最大で 11m³/s の流量が観測された。既往研究で比較的大河川を扱っていた David ら(2010)の算出した最大流量で 0.68m³/s なので、今回取り扱った粗度係数は洪水時の値を十分に示せていると考えられる。

河川の地盤高は、前述のドローンによる空撮から得られた地盤高を使用した。

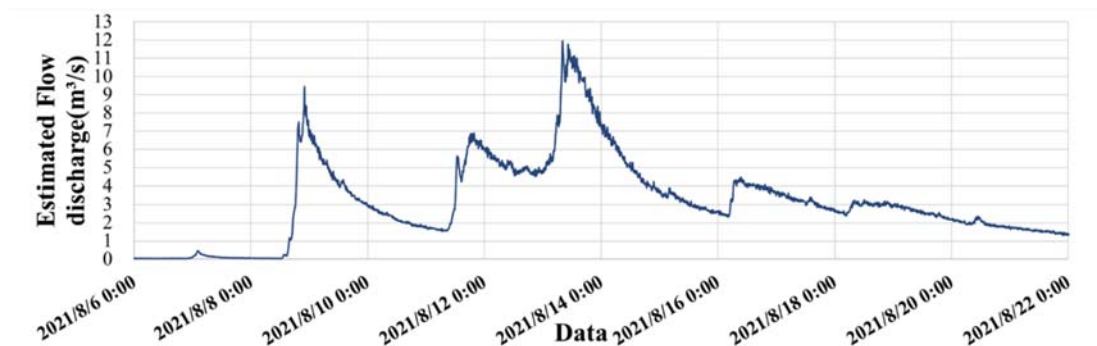


図 5.2.4 Estimated Flow discharge(m³/s) during the observation period

5.2.6 シミュレーションの計算手法

(1) 使用したソフト Nays2DH の概要

Nays2DH は、河川における流れの計算を行うために開発された平面二次元ソルバーである。流れ場の計算モデルの特徴として、座標系は一般曲線座標系を採用しており、複雑な境界や河床地形を直接考慮できる。また底面の摩擦の評価方法は、マンニングの粗度係数を用いて設定する。

一般曲線座標系に写像する前の直交座標形(x, y)における基礎式を以下に示す。基礎式はソルバーマニュアルを参照した。

$$\begin{aligned}\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} &= 0 \\ \frac{\partial(hu)}{\partial t} + \frac{\partial(hu^2)}{\partial x} + \frac{\partial(huv)}{\partial y} &= -gh \frac{\partial H}{\partial x} - \frac{\tau_x}{\rho} + D^x - \frac{F_x}{\rho} \\ \frac{\partial(hv)}{\partial t} + \frac{\partial(huv)}{\partial x} + \frac{\partial(hv^2)}{\partial y} &= -gh \frac{\partial H}{\partial y} - \frac{\tau_y}{\rho} + D^y - \frac{F_y}{\rho}\end{aligned}$$

ただし,

$$\begin{aligned}\frac{\tau_x}{\rho} &= C_f u \sqrt{u^2 + v^2} \\ \frac{\tau_y}{\rho} &= C_f v \sqrt{u^2 + v^2} \\ D^x &= \frac{\partial}{\partial x} \left(v_t h \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(v_t h \frac{\partial u}{\partial y} \right) \\ D^y &= \frac{\partial}{\partial x} \left(v_t h \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(v_t h \frac{\partial v}{\partial y} \right) \\ \frac{F_x}{\rho} &= \frac{1}{2} C_D a_s h_v u \sqrt{u^2 + v^2} \\ \frac{F_y}{\rho} &= \frac{1}{2} C_D a_s h_v v \sqrt{u^2 + v^2}\end{aligned}$$

ここで、 h は水深、 t は時間、 u 、 v は x 、 y 方向の水深平均流速、 g は重力加速度、 H は水位、 τ_x 、 τ_y は x 、 y 方向の河床せん断力、 F_x 、 F_y は x 、 y 方向の植生による抵抗係数、 C_f は河床せん断係数、 v_t は渦動粘性係数、 C_D は植生の抗力係数、 a_s は単位体積に占める植生の遮断面積、 h_v は植生高さと水深の小さい方である。上記の式を基礎式として、一般座標に変換することで任意の形状に計算メッシュを設定可能としている。

(2) 計算条件

計算条件はソルバー・タイプを選択で「+アドバンス」を選択した。計算タイムステップを以下の式から導かれるクーラン数に留意して決めた。

$$C = \frac{v \Delta t}{\Delta l}$$

ここで、 C はクーラン数、 v は流速、 Δt は計算タイムステップ、 Δl は格子サイズである。クーラン条件は安定した解析を行うにはクーラン数が 1 よりも小さくなる必要があるという条件である。クーラン条件を満たすよう、計算タイムステップは 0.01s とした。初期水面形は等流計算によって与え、並列計算に使用する CPU 数は 8 としてその他の設定はデフォルト値を用いた。

(3) 計算格子

水位計 w17 は流出した。そのため、データの改修できた 15 の水位計の設置箇所を河川を区切って 1 区間とした。区間の上流、下流及び中程に水位計がくるように区切り 13 の区間

に分割し計算格子を作成した．区間名は下流端と上流端に位置する水位計の番号をつけることにした．例えば，下流端に w101，上流端に w103 がある場合は区間 1-3 とする．計算格子の作成には現地調査から得られた 0.5m の地盤高を使用し，メッシュサイズも 0.5m とした．国土地理院の航空写真に従って，河道中央線や右岸線，左岸線を作成した．格子生成アルゴリズムはラプラス方程式を解くことでなめらかな格子が生成できる「汎用格子生成ツール」を用いた．格子を作成する際は，区間の中程にある水位計設置位置と格子点が重なるように作成した．これにより，水位計設置位置で観測水位と計算水位の比較を行った．

(4) 境界条件

上流端に流量データ，下流端に水位データを時系列データで与え境界条件とした．計算にはある 10 分間の流量，水位データを用いたが計算を安定させるため，条件としては最初の 10 分間は流量，水位の初期値で定流計算を行ってから非定流計算を行うようにした．補正には 10 の時間ごとの水文データを抽出し用いた．表 5.2.1 に計算に用いた時刻の諸元を示す．

表 5.2.1 時刻ごとの推定流量と水深

Data and Time	Estimated Discharge at w104 (m ³ /s)	Water Surface elevation at w104(m)
2021/8/8 13:00	0.062	323.036
2021/8/8 15:20	0.416	323.096
2021/8/8 17:00	1.261	323.190
2021/8/8 17:20	1.876	323.243
2021/8/8 18:40	3.611	323.371
2021/8/8 19:10	5.617	323.493
2021/8/8 21:00	6.754	323.556
2021/8/8 22:20	8.056	323.625
2021/8/13 7:50	9.894	323.715
2021/8/13 8:20	11.519	323.790

(5) マニングの粗度係数の決定方法

本研究では，局所不定流逆算法によりマンニングの粗度係数を逆算した．不等流逆算法では，河道を幾つかの区間に分割し区間毎の粗度係数を試行錯誤的に変えて不定流計算を行い，計算水位と観測水位がほぼ一致すると判断できる場合の粗度係数を区間ごとの逆算粗度係数とする．不定流計算には iRIC の Nays2DH ソルバーを用いた．

区間内のマンニングの粗度係数を 0.1～1 まで 0.1 刻みで変化させていき，近かった値の間を更に 0.01 間隔で変化させていき計算を行った．そして得られた水位計位置での計算水位

と観測水位を比較し、最も計算水位と観測水位の差が小さかったものをその区間のマンニングの粗度係数として採用した。本研究では 10 時刻×13 区間×20 回試行回数=2600 パターンの計算を行った。iRIC のプロジェクトデータは CGNS ファイルと呼ばれる数値流体力学に用いられるフォーマットを用いており、直接の編集が難しかったため、python の pyautogui というライブラリを用いて RPA で条件の違うプロジェクトファイルを作成するようにした (PyAutoGUI)

平面二次元不等流計算の結果得られた計算水深と、観測水深とを比較した際、最も差の小さかった計算パターンの場合の粗度係数を逆算粗度係数と決定した

(6) 精度検証

平面二次元計算のシミュレーションの精度を確認する為、流量観測で得られた水深とシミュレーションにより得られた計算水深の比較を行った。粗度係数の値を小さくしていくと計算水位も小さくなっていく。しかし、一部粗時計水が非常に小さい場合に水深が上昇している場合があり、これは不定流計算が破綻したためだと思われるため水深が上昇を始めた値以下の粗度係数是不適切であると見なし比較には用いなかった。区間毎の逆算粗度係数の場合の計算水位と観測水位との平均二乗誤差を表 5.2.2 に示す。平均二乗誤差は非常に小さく、逆算粗度係数を用いると計算水位は観測水位を精度良く再現できていることが分かる。

表 5.2.2 観測地点ごとの観測水位と計算水位の平均二乗誤差

Section name	Mean Square Error
S1-3	0.00017
S2-4	0.00031
S3-5	0.00003
S4-6	0.00008
S5-8	0.00023
S6-9	0.00048
S8-10	0.00183
S12-14	0.00012
S13-15	0.00021
S14-16	0.00003

5.2.7 粗度係数の解析に用いる河道物理パラメータの選出基準と算出方法

既往研究では、河床の粗度は水深によって変動することが報告されている(Asano, 2016)。平面二次元計算でも水深によって粗度の変動があることが予想される。そこで出水時の粗

度係数を算定する為、境界条件に示した時刻ごとに既往研究を参考に粗度係数と相対水深との比較を行い、出水時と予測される時点の粗度係数の算定を試みた。

相対水深は、水深を粒径加積曲線から読み取った D84 によって除して算出した。この時、水深は境界条件として設定した 10 の時刻ごとの値のうち、流量が最大になる際の水深を利用した。

河床材料の D84 粒径は、画像を利用した線格子法により粒径加積曲線を作成し、算出した、粒径化石曲線は、区間内の河道中央と左右に 1.25 の流路長を 48 等分割し、区間毎に 147 の河床材料を抽出し通過数量百分率を計算し作成した。

また、上述の洪水時の逆算粗度係数を河道物理パラメータから予測する際、関連する河道物理パラメータとして、川幅水深比、勾配、河床材料の D84 粒径、蛇行度、相対水深、植生割合、ハビタット毎の面積が区間面積に占める割合、最大流抵抗指数 $H/L/S$ を選出した。それぞれのパラメータは、QGIS3.1.6(QGIS Development Team)を使用し、0.5m 格子の DEM とオルソ画像から算出した。

物理パラメータの選出の基準として、川幅水深比は設計の際に制御できるパラメータである川幅が粗度係数にどの程度の影響を与えるか確認するため、水深で除して無次元化した値を選択した。川幅水深比は、区間毎の平均の川幅を水深で除して算出した。ここで、区間毎の平均の川幅は区間を縦断に 5 等分し、平均値を平均の川幅とした。水深は、相対水深が最大値を取る際の水深の値を選出した。

勾配・相対水深は、既往研究(Asano, 2018)で山地河川の粗度係数と関連があるとされていることから選出した。

勾配は各設定区間の上端、下端の流路長を上端、下端の高低差で除したものの、すなわち流路長／高低差 = 勾配とした。相対水深は上述の通り 10 の時刻ごとに算出した値のうち、逆算粗度係数が最大となる値を選択した。

河床材料の D84 粒径、ハビタット毎の面積が区間面積に占める割合、最大流抵抗指数については、既存の研究で明らかとなっている山地河川の主な粗度としての **step-pool** がどの程度有効に働くかを調べるためのパラメータとして選出した。河床材料の D84 粒径は、上述の通り画像を利用した線格子法により粒径加積曲線を作成し、算出した、粒径化石曲線は、区間内の河道中央と左右に 1.25 の流路長を 48 等分割し、区間毎毎に 147 の河床材料を抽出し通過数量百分率を計算し作成した。ハビタット毎の面積が区間面積に占める割合は、河道をステップ、プール、早瀬、平瀬の 4 つのハビタットに分類した。ステップ・プールは山地河道に形成される特徴的な階段状の河床形であり、様々な形で抵抗を構成している。河川では水深が浅く流れが早い場所のことを瀬と呼び、波立ちがあまり見られないところを平瀬、流れが早く白波がたっているところを早瀬と分類した。現地踏査の際に分類したハビタットの面積を GIS ソフト上でポリゴンを作成し各面積を出した後、区間の面積で除した。

Abrahams ら(1995)によって提案された指標で最大流抵抗指数 $H/L/S$ がある。これは、山地河川で洪水時に階段状河床が最大流抵抗指数という状態になる傾向があることを証明し

提案されたものであり、H/L/S は H：ステップ高，L：ステップからプール末端までの流路長，S：ステップ勾配で計算される。取得した地盤高から縦断勾配を作成し，設定した区間毎に H/L/S の平均値を算出した。

蛇行度は1次元の不等流計算などでは粗度係数に影響を与えることから河川の縦断的な形状による損失がどの程度粗度に影響するかを見るために選出した。蛇行度は，河川流路が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した。

植生割合は，今回の平面二次元の解析の際に植生密度の項を省いたため，粗度係数の中に植生の影響が含まれることを予想して選出した。植生割合は，現地踏査の際に得られたオルソ画像を元に，GIS ソフト上で植生の箇所を囲うポリゴンを作成し面積を算出した。

5.2.8 洪水時のマンニングの粗度係数に対する河道物理要因の影響の分析方法

算出された逆算粗度係数の影響要因を調べるため，上記で述べた物理パラメータとマンニングの粗度係数をまとめて相関を確認した。相関を確認する際に使用したデータセットを表 5.2.3 に示す。

得られた結果を元に，マンニングの粗度係数と相関係数が大きい物理パラメータが粗度係数を説明する妥当性があるか考察した。相関係数の大きいものをピックアップし，単回帰分析と重回帰分析を行った。

表 5.2.3 解析に使用したデータセット

Section name	Manning's roughness coefficient ($m^{1/3}s$)	Ratio of Width to Depth(m/m)	Slope (m/m)	D84 (m)	Meandering (m/m)	Relative Depth (m/m)	Planrate (m^2/m^2)	Step (m^2/m^2)	Rifle (m^2/m^2)	Rapid (m^2/m^2)	Pool (m^2/m^2)	H/L/S
S1-3	0.11	6.46	0.00	0.40	1.00	2.32	0.00	3.07	36.87	2.90	1.50	4.02
S2-4	0.06	4.94	0.02	1.25	1.00	0.87	0.00	3.38	22.70	3.83	3.04	1.06
S3-5	0.06	6.95	0.03	1.45	1.00	0.61	0.00	3.22	21.87	2.22	6.34	1.41
S4-6	0.09	6.51	0.02	0.55	1.00	1.88	0.01	3.79	31.39	0.82	5.80	3.11
S5-8	0.02	9.00	0.04	0.60	1.00	1.42	0.22	7.08	16.04	3.18	5.77	2.36
S6-9	0.05	10.29	0.04	0.75	1.02	1.31	0.39	5.84	20.04	2.35	4.71	2.06
S8-10	0.05	18.23	0.04	0.55	1.03	1.34	0.63	4.24	24.62	2.26	2.32	1.46
S12-14	0.1	9.44	0.02	0.70	1.15	1.84	0.30	6.96	17.45	2.02	8.06	3.13
S13-15	0.07	11.47	0.04	0.90	1.15	1.08	0.20	9.02	18.32	3.18	4.65	2.13
S14-16	0.07	12.39	0.04	1.05	1.09	0.76	0.14	9.03	16.88	3.95	7.27	2.48

5.3 結果と考察

5.3.1. 相対水深と粗度の関係

山地河川において空間的・時間的に密な水位データを観測した上で、平面二次元計算を通して不等流平面二次元計算で求めた洪水時の粗度係数が既存の算出する粗度係数とどの程度異なるか検討した。既往研究から流量の変動により粗度係数の値が変動することは判明しているため、まず洪水時の最終的な粗度係数を推定し、その後それぞれの粗度係数が区間毎に異なりがあるかについて確認した。

得られた逆算粗度係数と相対水深の関係図を図 5.3.1 に示す。事前の解析により、区間 9-11, 10-12, 11-13 の逆算粗度は粗度の変化に対する水深の応答が見られず、粗度係数による水深への精度が悪いことが予想されたので結果から除外した。

グラフでも確認できる通り、各計算区間において計算の初期段階—すなわち出水の初期で河床の礫が水没していない状況では 0.11~1.28 の範囲に収まった。特に、2-4, 12-14 の区間は 0.96 よりも大きい粗度係数を取り、Yochum ら(2014)に報告された定流量時の粗度である 0.057 から 0.96 の範囲を超えた値も確認された。

相対水深が増大し、最大の相対水深を記録した際の粗度係数については概ね 0.5~0.1 の範囲に収まった。浅野らは step-pool の粗度係数の最小値は 0.16 としており、Montgomery らは step-pool のマンニングの粗度係数は 0.1~0.2, Yochum らは高水時の粗度係数は 0.048 から 0.3 としているため、相対水深が増大して収束した際の粗度係数については概ね妥当な値を観測できたと考えている。

step 高は構成礫径の D_{50} , D_{84} と有意な相関があり(Chartrand&Whiting, 2000), アーマーコート化した河床粒度分布の D_{50} の 0.8 倍程度になるともされている。本研究では相対水深は h/D_{84} としていることから、相対水深が 1 を超えてきた所から step が水面下に水没する状態であったと予想されている(Chartrand 2000, Hasegawa 1996)。河道設計の計画に必要な洪水時の粗度係数は、相対水深が増加した際の流量の増大が起こった時の粗度係数である。浅野ら(2019)の研究で等流計算から算出したマンニングの粗度係数が相対水深の増大により一定の値に収束すると報告していたが、今回の不等流の平面二次元計算で逆算した粗度係数においても相対水深の増大に伴って粗度係数が減少し、一定の値に収束していく様子が確認出来た。

しかし、マンニングの粗度係数が収束する値は計算区間毎にばらつきがみられたため、河道の空間的な何らかの要因や環境によってマンニングの粗度係数の収束する値が異なってくることが予想される。

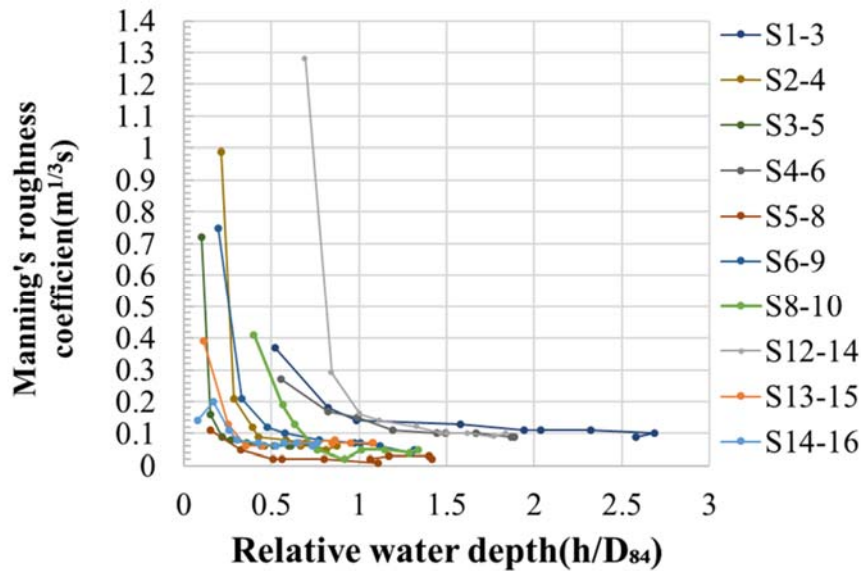


図 5.3.1 粗度係数と相対水深の関係

5.3.2 粗度係数に対する物理要因の影響

5.3.1 で不等流平面二次元計算で求めた洪水時の粗度係数が既存の算出する粗度係数に対し、どの河道物理パラメータにどの程度影響を受けるかを明らかにするために最終的なマンニングの粗度係数も含めた物理パラメータに対して多変量解析(図 5.3.2)を行い、マンニングの粗度係数に何が影響を与えたか推定した。その後、明らかに強い相関を持つパラメータとマンニングの粗度の間に重回帰分析を行った。

前節で、高水時の収束したマンニングの粗度係数は空間的にばらつきがあることが確認されたが、図 5.3.2 を確認するとマンニングの粗度係数に対して勾配が負の相関を持ち、 $H/L/S$ が正の相関を持つパラメータとして選択された。反面、川幅水深比、河床材料の D_{84} 粒径、蛇行度、相対水深、植生割合、ハビタット毎の面積が区間面積に占める割合はあまり良い相関を得られなかった。勾配と相対水深は負の関係を持ち、勾配と HLS が正の相関を持っている。河床材料の D_{84} 粒径、ハビタット毎の面積が区間面積に占める割合については、step-pool の流況のエネルギーを分散させる効果を説明するために選択していたため、同様の理由で選択していた $H/L/S$ が高い相関を持ったことから、粗度係数に対して step-pool を表現する数字として $H/L/S$ が最も適切な可能性が高いと考えることができる。

平面二次元計算で算出されたマンニングの粗度係数は、摩擦損失と形状損失の影響を表現している。ここで、方程式から考えられる摩擦損失の影響としては河床の粒径による粗度、並びに植生による粗度であり、形状損失の影響は蛇行度、勾配、 HLS が該当すると考えられる。マンニングの粗度係数に対して勾配が低い区間では、河床の D_{84} 粒径が小さく水深が大きくなるが、洪水の流量により step-pool が発達して HLS 増大したと考えられ、 D_{84} 粒径に限らず step-pool が発達していることが考えられる。粒径による粗度よりも形状による粗度

の方が大きいことを表現していると考えられる。洪水時の流況に左右されるが、これは形状損失が摩擦損失よりも流体抵抗に寄与するとした研究とも一致する(Comiti, 2009)

植生の影響が粗度に見られなかったことについて、山附川の河道内の植生は主にツルヨシが砂州を覆っていた。出水後の現地踏査でツルヨシの多くが流下方向に倒伏していたこと。今回の解析で、植生のある区間のシミュレーションの水深を確認したところ 1m 前後の水深があった(図 5.3.3)。また、ヨシは 0.4m/s 以上で倒伏し、粗の粗度係数が 0.05 付近まで下がること(Fukuoka ら, 2003)から、洪水時の水の勢いが強く植生が倒伏したことで植生区間の粗度係数が減少し、逆算粗度係数に強い影響を与えられなかったものと考えられる。

蛇行度の影響が少なかったのは、平面二次元計算を 0.5m メッシュで行ったため、河道内の平面的な地盤や護岸により水深が応答し、平面二次元計算の粗度係数としてはあまり強い影響が出なかったと考えられる。物理パラメータ同士に共線性があるため、パラメータの選出を特に相関係数の強い勾配と H/L/S に絞り、それぞれ粗度係数との単回帰式を作成した(図 5.3.4)。

図 5.3.4 を確認すると、勾配と区間内の砂州の割合が増加するにつれマンニングの粗度係数が増加し、HLS の増加により粗度係数の増加する傾向がかなり明瞭に確認できた。過去 Asano ら(2018)の研究では、算出した粗度係数に対して勾配、流域面積、河床材料の大きさのどれが影響があったかをスピアマンの順位相関係数を用いて評価されていた。結果、plane-bed, pool-fiffle 等の緩勾配で見られる河床形態については勾配、河床の粒径、粗度係数が有意な相関が確認されていたが、step-pool や Cascade 等の急勾配の粗度に対しては勾配、流域面積、河床粒径の大きさのいずれも効果がないとされていたが、本研究では step-pool が確認される河道区間においても、粗度係数に勾配の影響が強いことが示された。また、HLS が増加することは step-pool がより発達することを意味しており、step-pool が発達することで流況エネルギーの損失が増加することから(Ashida ら 1976: Wilcox ら 2011)H/L/S の増加が粗度係数の増加に寄与したものと考えられる。

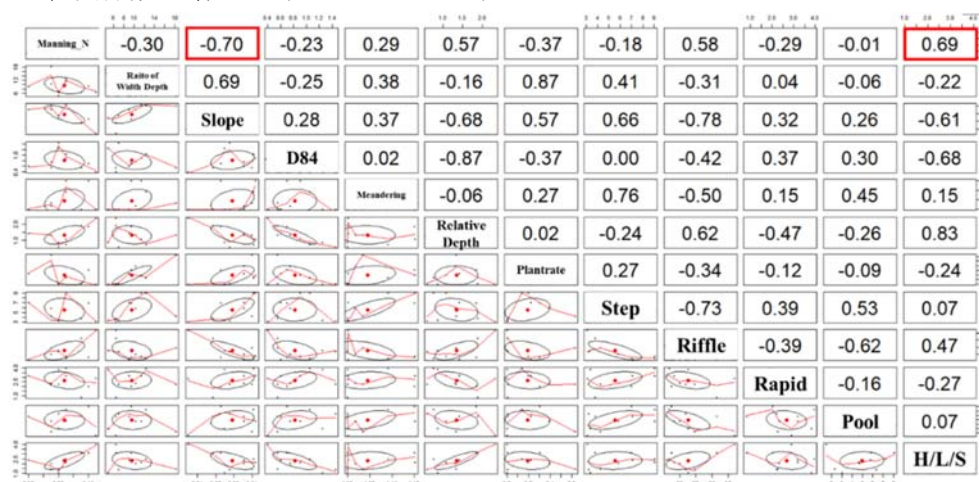


図 5.3.2 計測したパラメータ間の相関係数(赤枠：マンニングの粗度係数と強い相関を示した物理パラメータの相関係数)

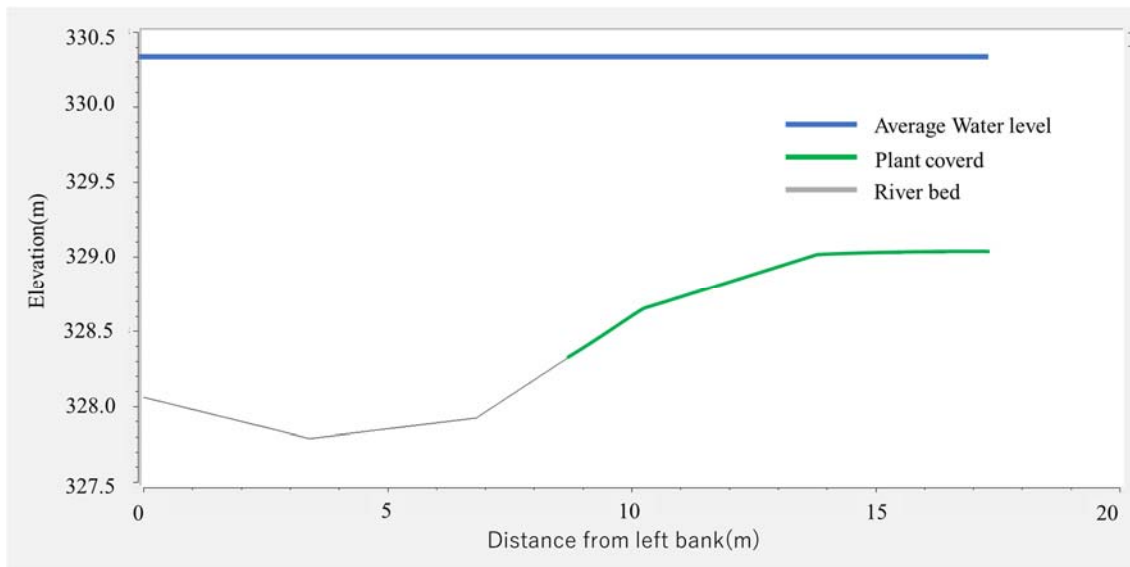


図 5.3.3 wl08-wl09 の中間地点の 16200s の横断面の水位と地盤高

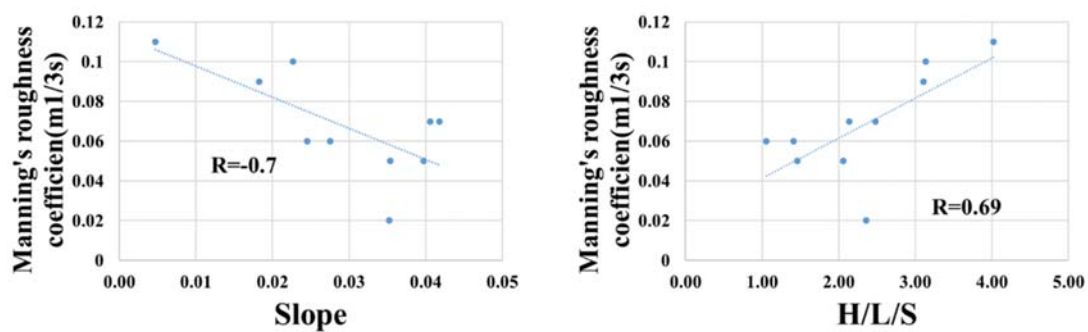


図 5.3.4 マニングの粗度係数と強い相関を示した勾配，HLS のそれぞれの単回帰分析の結果

洪水時の粗度係数を物理パラメータから推定するため，マニングの粗度係数を目的変数とし，勾配と HLS 説明変数とした重回帰分析を行った．今回取得できたデータ数の関係上，説明変数は相関係数が大きいものに絞った．その結果，以下の回帰式が導かれた．

$$n = -0.984777Slope + 0.012368H / L / S + 0.067915$$

決定係数 0.5975 ， 自由度調整済み決定係数 0.4825 であった．

決定係数が 0.5 よりも小さいことから，精度についてはあまりよいとは考えられないが今後同様の解析を行なってサンプルを増やすことでより精度の高い予測式を作成することができる可能性は示せたと考えている．

5.4 結論

本研究では山地河川において空間的・時間的に密な水位データを観測した上で、平面二次元計算から山地河川における詳細な粗度係数の検討を行う際、計算を通して不等流平面二次元計算で求めた洪水時の粗度が既存の算出する粗度係数とどの程度異なるか、他の河道物理パラメータのどの影響を受けるかを明らかにすることを目的として研究を行った。以下に結果を示す。

- 1 縦断的に観測した水位を元にした不等流の平面二次元計算を行ったところ、既存の研究で推定されていたマニングの粗度係数の範囲内で粗度係数を観測できた。
- 2 不等流の平面二次元計算で算出した粗度係数は相対水深が増加することで一定の値に近づいた。これにより、洪水時の平面二次元計算を行う際の粗度係数を一定の値として考慮していい可能性を示せた。
- 3 洪水時の粗度係数が勾配、HLS に相関をもつことを明らかにした。また、河道物理パラメータから洪水時の粗度係数を予測する式を提案した。

参考文献

- Abrahams, A.D.; Li, G.; Atkinson, J.F. Step-pool Streams: Adjustment to Maximum Flow Resistance. *Water Resour. Res.* **1995**, *31*, 2593–2602.
- Asano, Y.; Uchida, T. Detailed Documentation of Dynamic Changes in Flow Depth and Surface Velocity during a Large Flood in a Steep Mountain Stream. *J. Hydrol.* **2016**, *541*, 127–135.
- Asano, Y.; Uchida, T.; Nishiguchi, Y. Measured Channel Resistance at Mountain Rivers during Flood. *Japan Society of Erosion Control Engineering* **2018**, *70*, 12–23.
- Ashida K.; Egashira S.; Takayuki N. Structure and friction law of flow over a step-pool bed form. *Disaster Prevention Research Institute Annuals* **1986**, *29*, 391–403.
- Barnes, H.H., Jr Roughness Characteristics of Natural Channels. *U.S. Geological Survey Water-Supply paper* **1967**.
- Chin, A.; Anderson, S.; Collison, A.; Ellis-Sugai, B.J.; Haltiner, J.P.; Hogervorst, J.B.; Kondolf, G.M.; O'Hirok, L.S.; Purcell, A.H.; Riley, A.L.; et al. Linking Theory and Practice for Restoration of Step-Pool Streams. *Environ. Manage.* **2009**, *43*, 645–661.
- Comiti, F.; Cadol, D.; Wohl, E. Flow Regimes, Bed Morphology, and Flow Resistance in Self-Formed Step-Pool Channels. *Water Resour. Res.* **2009**, *45*, doi:10.1029/2008wr007259.
- Comiti, F.; Mao, L.; Wilcox, A.; Wohl, E.E.; Lenzi, M.A. Field-Derived Relationships for Flow Velocity and Resistance in High-Gradient Streams. *J. Hydrol.* **2007**, *340*, 48–62.
- Fukuoka, S.; Shimatani, Y.; Tamura, H.; Tomari, K.; Nakayama, M.; Takase, A.; Iuch, T. FIELD EXPERIMENTS ON REED DEFORMATION AND FALLING AND ROUGHNESS COEFFICIENT ON FLOODCHANNEL BY FLOWS. *Advances in river engineering* **2003**, *9*, 49–54.
- Frissell, C.A. Topology of Extinction and Endangerment of Native Fishes in the Pacific Northwest and California (U.S.A.). *Conserv. Biol.* **1993**, *7*, 342–354.
- Gabrielle C. L. David, Ellen Wohl, Steven E. Yochum, Brian P. Bledsoe Controls on Spatial Variations in Flow Resistance along Steep Mountain Streams. *WATER RESOURCES RESEARCH* **2010**, *46*, doi:10.1029/2009WR008134.
- Hasegawa, K.; Kanbayashi, S. Formation Mechanisum of Step-Pool Systems in Steep Rivers and Guide Lines for the Design of Construction. *PROCEEDINGS OF HYDRAULIC ENGINEERING* **1996**, *40*, 893–900.
- Liu, Y.L.; Shimatani, Y.; Ikematsu Sinya, Y.T.S. Stepped-Bed Morphology Changes in Restored mountain Stream Inuced by Flood. *Advances in River Engineering. Advances in river engineering* **2012**, *18*, 83–88.
- Milliman, J.D.; Syvitski, J.P.M. Geomorphic/Tectonic Control of Sediment Discharge to the Ocean: The Importance of Small Mountainous Rivers. *J. Geol.* **1992**, *100*, 525–544.
- Nehlsen, W.; Williams, J.E.; Lichatowich, J.A. Pacific Salmon at the Crossroads: Stocks at Risk from

- California, Oregon, Idaho, and Washington. *Fisheries* **1991**, 16, 4–21.
- Marcus, W.A.; Roberts, K.; Harvey, L.; Tackman, G. An Evaluation of Methods for Estimating Manning's n in Small Mountain Streams. *Mt. Res. Dev.* **1992**, 12, 227–239.
- Montgomery, D.R.; Buffington, J.M. Channel-Reach Morphology in Mountain Drainage Basins. *Geol. Soc. Am. Bull.* **1997**, 109, 596–611.
- Reid, D.E.; Hickin, E.J. Flow Resistance in Steep Mountain Streams. *Earth Surf. Processes Landforms* **2008**, 33, 2211–2240.
- Reid, L.M. Research and Cumulative Watershed Effects. *Gen. Tech. Rep. PSW-141. Berkeley, Calif.: Pacific Southwest Research Station, Forest Service, U.S. Department of Agriculture. 118 p* **1993**, 141, doi:10.2737/PSW-GTR-141.
- Rickenmann, D.; Recking, A. Evaluation of Flow Resistance in Gravel-Bed Rivers through a Large Field Data Set. *Water Resour. Res.* **2011**, 47, doi:10.1029/2010wr009793.
- Shawn M. Chartrand, P.J.W. Alluvial Architecture in Headwater Streams with Special Emphasis on Step–Pool Topography. *Earth Surface Processes and Landforms* 25, 583–600.
- Takemura, Y.; Nigo, S.; Ohno, J.; Fukuoka, S. PROBLEM OF CONVENTIONAL 2D ANALYSIS METHOD FOR FLOOD FLOWS IN MOUNTAIN STREAMS WITH BOULDERS AND PROPOSAL OF A NEW ANALYSIS METHOD. *Advances in river engineering* **2019**, 25, 267–272.
- Yochum, S.E.; Comiti, F.; Wohl, E.; David, G.C.L.; Mao, L. Photographic Guidance for Selecting Flow Resistance Coefficients in High-Gradient Channels. *USDA Forest Service - General Technical Report RMRS-GTR* **2014**, GTR-323, 1–91.
- Wilcox, A.C.; Wohl, E.E.; Comiti, F.; Mao, L. Hydraulics, Morphology, and Energy Dissipation in an Alpine Step-Pool Channel. *Water Resour. Res.* **2011**, 47, doi:10.1029/2010WR010192.
- 国土交通省 第 4 章 砂防施設 Available online: https://www.qsr.mlit.go.jp/site_files/file/s_top/h22doboku/kasen/2-05.pdf.

6 章 結論

6.1 まとめ

本研究では、河川における step-pool 構造に着目し、山地溪流における治水と環境を統合した河川管理の実現に資する知見を得ることを目的に研究を展開した。本研究は、地質が異なる河床材料の step-pool 構造の被災状況の調査、その形成過程の水理実験的検討、災害復旧後再生された step-pool 形状の経年変化の調査、および数値シミュレーションに等を行い、step-pool を含めた山地河川の改修技術の課題の一部の解決を試みたものである。以下各章で得られた知見に基づき本論の結論を述べる。

1 章では、山地溪流に関する国内外の研究レビューを行い、本研究の位置づけと目的および研究の構成について述べた。

2 章では、九州北部地域の山地溪流を対象にした現地調査をもとに、洪水前後の河床の変化の特性について、地質毎の違いを類型化した。具体的には、河床の粒径分布の調査と浸食・堆積の調査から、地質により堆積する地形と浸食の程度に差異があることを確認した。また、洪水直後の河床の粒径分布は花崗岩が二極化し、泥質片岩で中礫が多く、安山岩では大礫が多い等の地質ごとの特徴を明らかにした。

3 章では、step-pool 再生のための破壊再生機構の実験検討を行い、その特性を定量化した。実験水路を用いて移動床の定常流れの水理模型実験を花崗岩、泥質片岩、安山岩の 3 つの地質材料で行った。結果から step-pool の幾何形状を示す指標である step 高、pool 深さ、step 波長は地質によって差異があることを示した。また、step-pool の破壊流量は地質材料と粒径分布の組み合わせ毎に異なることを示した。

4 章では、step-pool の step 部を主に構成する巨石(keystone)を存置する手法に基づき多自然川づくり事業で再生された山附川を対象に経年的な地形測量と魚類調査を行い、step-pool 構造を維持するメカニズムの解明と魚類生息場としての環境機能の評価を行った。その結果、巨石(keystone)が存在する区間では、巨石(keystone)が流送された礫を捕捉して自然河川と同程度の規模の step-pool が発達したことを確認した。また、魚類の個体数は年々増加したことを確認し、魚類生息場として良好な機能を果たしていることを示した。

5 章では、山附川において再生された step-pool 構造の洪水時の粗度を検討した。数値シミュレーションと観測水位のデータから山地溪流粗度係数と $H/L/S$ 比の関連づけを行い、山地溪流における数値計算に用いる粗度係数の精度を向上させた。流量が上昇するにつれて粗度係数が一定の値に収束していくことを示した。収束する粗度係数の値は、既存の一次元の検討で算出されていた step-pool の河道抵抗である 0.05 から 0.10 の範囲に一致した。さらに、洪水時の収束した粗度を河道の物理パラメータから予測する式を作成した。

以上より、本研究では、山地河川の抱える課題である環境・景観に配慮した川づくりの抱える課題の一部である、再生工法に効果があるのか、再生すべき step-pool 形状の諸元、計画論で水面形を考慮できないといった点のある程度解決できたと考えている。特に、step-

pool を復元しても治水上問題がないことを明らかにできたことは大きいと考えている。

以下に今後の課題を示す。

複数の地質が混合した際に、単一の地質材料による実験の結果だけではうまく説明しきれない結果も多かった。現地では単一の地質でできている河川はごく一部であり、広い範囲の摘要を目指した場合、地質が混合した際の影響を分析していく必要がある。

また、山地河川の経年的な礫の移動の記録がなかったため、実際の河川での step-pool の破壊時の影響が観測できていない。どの程度の流量まで耐えられるか、流出しても影響は軽微なのかということは維持管理の観点から重要であるため、現地観測を続けていくことで現場ではどの流量の洪水に対応して礫が流出するか、1m 規模の step-pool が流出した際の影響はどの範囲に及ぶのかといったことを実験結果と比較していく必要がある。

6.2 おわりに

ここまで、山地河川が河川管理上抱える課題に対し、step-pool という切り口から有効性を実験・調査・シミュレーションにより検証を行ってきた。本論文では step-pool を河川管理に取り込むまでの特に大きな課題として、再現する step-pool の幾何形状に山地河川で地形へ大きな影響要因である地質の影響があるかと、step-pool が再現された河川が環境・治水上効果があるのか、あるいは他への影響がどの程度かということを対象に研究を行い、その結果について取りまとめている。本論文をもって単一地質で再現すべき step-pool の形状と形成後の環境・治水への影響はある程度予測する知見が得られたと考えている。

今後、気候変動により河川管理は大きな自然の力をどう治めるかということと向き合っていくことになる。一方で、人は土地に愛着を持ち、危険であることで先祖伝来の土地を手放して新天地に行くことができない人もいる。その中で、人々が河川から受けられる恵みを享受しつつ、安全に暮らせる社会を保てる山地河川を再生するための知見を積みあげていくことは大きな意味を持つと考えている。

謝辞

著者が、博士論文に取り組み始めてから約4年間で、学位論文として本研究をまとめ上げることが出来たのは、多くの方々のご指導と励ましのおかげであり、ここに心より感謝申し上げます。

主査である九州大学教授塚原先生には、途中から主査をお引き受けいただいたにも関わらず、博士論文の構成、内容について多くご助言いただきました。副査である九州大学教授山城先生、九州大学教授三谷先生からは論文の章ごとの課題や問題点について改善案と多くの貴重なご助言を頂きました。九州大学准教授林先生には、論文の執筆、手続きについて多くご助言いただきました。九州産業大学准教授佐藤先生には、現地の調査、調査結果の解析、論文の執筆方法について多くご助言をいただきました。現在は退官されてしまいましたが九州大学元教授（現熊本県立大学特別教授）島谷幸宏先生には、九州大学流域システム工学研究室に来てから4年という長きに渡り暖かいご指導・ご鞭撻を賜りました。自然環境を相手に研究を遂行する上での物事の考え方から、細かい論文執筆方法に至るまで、公私にわたって多くのご教示を頂きました。また、著者が土木の流域治水の研究の現場で働く機会を与えていただきました。

九州大学大学院工学研究院流域システム工学研究室のスタッフ並びに学生の皆様には公私にわたり多くのご指導とご協力を頂きました。

本研究は、実験、調査、シミュレーション、統計解析という幅広い手法をとりました。研究室のスタッフ並びに学生の皆様には多くご協力をいただきました。同技術職員池松伸也氏には、実験装置の作成や現地調査において多大なご協力をいただきました。現地調査では近隣にお住いの甲斐愛光氏にも多大なご協力をいただきました。佐藤先生、卒業された研究室の先輩の西田健人さん、中路宗志さん、小幡翔吾さん、劉義涛さんの研究成果が、本論文をまとめるにあたり大きな助けとなりました。

九州オープンユニバーシティ特任鹿野雄一氏、決断科学センター助教山下奉海氏（在籍当時）、決断科学センター助教巖島怜氏（在籍当時）には調査の際、生物に関する知識に関してご指導いただきました。テクニカルスタッフ岡崎裕子氏（在籍当時）には、日々の研究室生活において大変お世話になりました。

このように、本研究は多くの方々のご指導とご援助によって支えられ、著者は本論文をまとめることが出来ました。ここに改めて感謝の意を表します。

最後に、いつも暖かく日々の生活を支えてくれた両親に感謝の意を表します。

九州大学伊都キャンパス 1008 号室にて

高田 浩志