

中央大学博士論文

巨岩・巨石の多い山地河川における洪水流解析法と巨石の
始動の評価に関する研究

Flood flow analysis and evaluation of incipient motion of
large boulders in mountain rivers

Jyunki Ohno

大野 純暉

博士（工学）

中央大学大学院
理工学研究科
都市人間環境学専攻

令和3年度

2022年3月

巨岩・巨石の多い山地河川における洪水流解析法と巨石の始動の評価に関する研究
FLOOD FLOW ANALYSIS AND EVALUATION OF INCIPIENT MOTION OF HUGE STONES
IN MOUNTAIN RIVERS

都市人間環境学専攻 大野 純暉
Civil, Human and Environmental Science and Engineering, Jyunki Ohno

研究背景と目的

近年、気候変動の影響により洪水が激甚化・頻発化しており、流域全体の地形、地質や人々の住まい方の状況を踏まえ、洪水災害を適切に抑えるための治水対策（流域治水）が求められている。このためには、洪水流と土砂移動を山地から河口まで一体的に評価できる洪水流・河床変動解析法を確立し、流域全体でバランスのとれた河川管理を実行する必要がある。特に巨岩・巨石の多い山地河川では、洪水時の中・下流域への洪水・石礫の流出量の評価とダム下流部における洪水の流下能力を評価できる適切な洪水流と河床変動の解析法が必要となる。

山地河川は、巨岩・巨石から砂、シルトまで幅広い粒度分布で構成され、洪水時には巨岩・巨石周りでは複雑な3次元的な流動に伴う流速・圧力分布が発生し、主な抵抗要因となる。大洪水時には、数m大の巨石であっても移動する可能性があり、これによって周辺の砂礫が大量に移動し、流れや河道形状を変化させ、このことは水棲生物の生息場、産卵場を乱す等、治水面だけでなく環境面にも影響を与える。しかし、山地河川の洪水時の流れと石礫等の移動に関して、国内・外において信頼できる観測データが少なく、未解明なことが多い。

本研究では、太田川の支川滝山川（広島県）の温井ダム上・下流部、石狩川の大雪ダム下流部（北海道）の山地河川の洪水流と巨石の始動を検討対象としている。温井ダムのダム地点では計画流量 $2900\text{m}^3/\text{s}$ に対して、洪水ピーク時のダムでの洪水調節量は $1800\text{m}^3/\text{s}$ で計画を定めている。しかし現状は、ダムからの最大放流量 $400\text{m}^3/\text{s}$ に限定している。これは、巨石の多い山地河川の流下能力を正しく評価できないことと関係しており、ダム下流等の山地河道の流下能力の評価と河道改修は喫緊の課題である。

また、上流からの供給土砂量が減少している山地河川では、魚類等の生息環境に影響を及ぼしており、これらの対策の一つとして、巨石群から成る自然工を設置し、生物環境の改善を図っているが、巨石がどの程度の洪水流量まで留まり、自然工の機能を維持できるのか等を推算する技術力が十分でない。巨石の始動を水理学的考察に基づき評価できれば、山地河川の治水と環境の調和した親和性の高い川づくりが可能になると考えられる。

これらの観点から、本研究では、巨岩・巨石の多い山地河川における洪水流の解析法と巨石の始動の評価法について水理学視点から新しい解析法を提案し、解析結果と現地データとの比較検討することでその有効性を確認する。

本論文の内容と成果

本論文は5章で構成され、各章の内容と成果の概要は以下の通りである。

第1章の「序論」では、研究の背景と目的、本論文の構成を示している。

第2章の「既往研究と本研究の位置づけ」では、巨岩・巨石の多い山地河川における洪水流解析に関する既往研究と洪水時の巨石の始動に関する既往研究を示し、本研究で提示する新しい解析法の位置づけとその意義を述べている。

これまで河川中・下流域の洪水流解析法として、河道の横断測量データ（約200m間隔）と洪水時

の観測水面形を用いた平面二次元解析法が広く用いられている。この理由は洪水中に河道内で起こっている流れの現象や河床の変動は洪水時の観測水面形の時間変化に現れるため、観測水面形の時間変化を再現するように平面二次元解析を行なうことで、洪水流と土砂移動の説明が出来る為である。

しかし、上記で示した緩流河川の解析法を山地河川に適用すると、河床に巨岩・巨石が多いため、大きな値の粗度係数を与えないと観測水面形を再現出来ず、また物理的な意味の説明が困難な流れの状況が表れる。その原因は、第一に 200m 間隔の地形データでは、多くの巨岩・巨石が集積し、河床を形成している状況を表現出来ないこと、第二に、巨岩・巨石は形状抵抗として評価する必要があり、鉛直方向に流速分布を一様とした平面二次元解析では、巨岩・巨石から成る河道の抵抗を扱うことができない点にある。従って、巨岩・巨石の形状抵抗の評価に必要な巨岩・巨石まわりの圧力・流速分布を解析可能な洪水流解析法が必要となる。

上述の問題から、巨岩・巨石を含む複雑な底面境界下における三次元流れを解析可能で、かつ現地スケールにも適用可能な洪水流解析法として、観測水面形に基づく非静水圧準三次元解析法が必要とされる。このような解析が可能な非静水圧準三次元解析法として、内田らによる GBVC 法がある。GBVC 法は、構造物周り等の急変流も解析可能としているが、物体背後で逆流域が生じる場合には、底面の境界条件として剥離渦モデルを別途与える必要がある。大きさ、形状の異なる巨岩・巨石が複雑に配置された山地河川では、巨石からの剥離を適切に推定する事は容易でない。本章では、点在する巨石周りの三次元流れ場を解析可能な山地河川の新しい洪水流解析法と、それを可能とする為の現地観測について述べている。

さらに、山地河川の大洪水時に起こると考えられる巨石群の始動に関する研究は、国・内外でほとんど行われておらず、実態はよく分かっていない。巨岩・巨石から成る山地河道に形成される step-pool や礫列の破壊、形成等の局所的な水理現象に関する調査研究は行われているものの、山地河川の広範囲にわたって適用可能な精度の高い洪水流解析法がないことから、巨石の始動の評価につながる研究結果はないに等しい。巨石の始動を評価する為には、山地河川の流れの三次元性に基づく巨石に作用した流体力と周囲の石群から受ける接触力の評価を考慮した新しい解析モデルが必要となることを述べている。

第 3 章「山地河川における洪水流解析に有効な準三次元解析法の構築とその適用」では、まず滝山川・石狩川上流部の巨岩・巨石の多い山地河川において、ドローン等を用いて巨石の大きさや配置が分かるような地形データを詳細に計測した。次に山地河川に適用可能な観測水面形に基づいた洪水流解析法を構築するために、観測された巨石の形状を含む詳細な地形測量データを取り込んだ平面二次元洪水流解析を行い、その解析結果から得られた課題を分析した。その結果、平面二次元解析では、如何に詳細な底面の情報と洪水観測水面形を条件とした計算を行っても、巨石まわりの水位・流速分布に極端な計算誤差が含まれる結果となった。これは、平面二次元解析では、巨石まわりで卓越する圧力の非静水圧成分や流速鉛直分布の変形を考慮できず、大きな粗度係数の値を採用せざる得ないことを示した。

以上の検討から、巨石の多い山地河川では、巨石群から成る境界形状に起因する圧力・流速の変化を直接的に評価できる水表面・底面境界の運動方程式を新たに導入した非静水圧準三次元解析が必要であり、そのための新しい解析法 (Q3D-FEBS) を構築した。Q3D-FEBS 法は内田らによる GBVC 法に比して、山地河川を含む複雑な地形や河道形状を有する流れ場に適用でき、かつ精度の高い方法である。

この Q3D-FEBS 法を用いて、滝山川の検討対象区間において、詳細河道地形測量データ (平均 1cm 間隔) を用い、実用的かつ高い精度で山地河川の洪水流解析が可能な計算格子幅について検討した。計算格子幅は約 1.0m とすれば、巨石の多い河道の洪水流について十分な解析精度が得られることを確

認した。ただし、個々の巨石の始動を解析する為には 1.0m の格子幅では解析精度が低くなるため、第 4 章の巨石の始動解析の検討では、計算格子幅は 0.5m とする必要性も示した。

次に、1.0m の計算格子を用い、詳細地形測量データと観測水面形の時系列データを用いた Q3D-FEBS を滝山川、石狩川の山間部における既往最大洪水に適用した。その結果、複雑な山地河道特性を持つ両河川において、現地の巨石群については圧力勾配、それよりも細かい材料については一定の粗度係数を用いることにより、洪水水面形の時系列、流量ハイドログラフ等を高精度に解析できることを示し、山地河川の流れ場の解析を可能とした。また、巨岩・巨石の形状とともに、周辺の道路・堤防高や建物の高さ等も測量することによって、洪水時の水位・流速分布と道路・堤防高の比較検討も可能になった。以上より、これまで検討が出来なかったダム下流河道の流下能力の検討が可能となり、治水計画の大きなネックであったダム下流区間の改修計画を高精度に検討可能にした。以上より、巨岩・巨石の配置状況が異なる山地河川においては、巨石群による流れの圧力場・流速場の変化を適切に取り込むことが可能な Q3D-FEBS を適用することによって、山地河川の複雑な流れ場の解析が可能になり、その治水計画上の応用性の高さを明らかにした。

本研究で対象とした洪水は既往最大洪水であったが、第 4 章で示すように、洪水前後の河床の現地調査から移動する巨石の数は非常に少なかったこと、巨石の移動がなければ周辺の石礫も多く移動しないことから、巨石が移動しないと考えた山地河川の本解析法は、水面形、流量等の洪水流の算定精度は十分であることが明らかになった。

第 4 章「洪水時の観測水面形に基づく Q3D-FEBS と個別要素法をベースとした河床巨石の始動の評価法」では、滝山川温井ダム上流部の 2 つの区間（サイト I、II）を対象に、巨石の移動状況を令和元年（R1 年）洪水（流量：310m³/s）と温井ダム完成後既往最大洪水に匹敵した令和 2 年（R2 年）洪水（流量：720m³/s）について巨石の移動状況を調査した。また、第 3 章で示した詳細な地形測量結果と観測水面形に基づく Q3D-FEBS に個別要素法（DEM）を加えた巨石の始動を解析可能にする新しい解析法を構築し、この解析結果と現地調査結果に基づく洪水前後における河床場の変化を比較検討することで、新たに構築した解析法の有効性を明らかにした。

現地調査の結果、R1 年洪水では流量規模が小さかったために巨石の移動は殆ど見られなかったが、R2 年洪水時にはサイト II では 26 個の巨石の移動が見られた。しかし、R2 洪水においても大量の巨石が移動することはなく、移動してもその移動距離は数 m 程度であり、巨石と石礫を主体として形成されている瀬の形状はほとんど変化しないことが分かった。また、洪水時に流れの主流部で巨石の移動が見られ、これらの巨石は他の巨石や石礫とのかみ合わせが弱い状態にあったことが分かった。このことは、R2 洪水のように大きな規模であっても、河床形状はほとんど変化しなかったことから、巨石が移動しないと考えた第 3 章の洪水流計算法が本章でも適用可能であることを示す。また、詳細地形測量結果と観測水面形に基づく Q3D-FEBS は巨岩・巨石まわりの三次元流れを概ね説明できており、現地調査で見られた洪水前後における巨石前面での河床材料の粗粒化や、巨石背後に貯まっていた砂の流出等をよく説明している。しかし、一度巨石が動く周辺に石礫・砂も大量に移動すると考えられ、山地河川の河床変動を議論する為には、まず巨石の始動機構について明らかにすることが重要である。

以上のことから、巨石の始動評価のために、詳細地形測量結果と観測水面形に基づく Q3D-FEBS に、巨石に作用した接触力を表現可能な DEM を組み合わせた巨石の始動解析法を構築した。近年、三次元流体解析と DEM を用いた精度の高い土砂輸送解析法が展開されているが、実河川では広い計算範囲が求められることから、この解析法の河川の適用は困難であり、工学的に有用な解析手法の開発が求められる。

そのため巨石に作用する流体力の算定には、非静水圧成分を含む圧力と底面せん断力分布による流

体力を評価できる実用的で精度の高い Q3D-FEBS を用いるのが適切である。その際、実際の巨石形状は複雑な三次元形状を有しているが、多くの巨石の三次元形状データを計測する事は困難である為、巨石形状を球として検討した。また、巨石周辺の河床状況を表現するために、詳細地形測量結果を基に周囲の石礫群も球形状として表現し、巨石に作用した接触力を DEM によって評価した。Q3D-FEBS から求まる流体力と、DEM から求まる接触力を外力とする三次元の剛体の運動方程式、回転の方程式を解くことで、洪水によって巨石が始動するかどうかを検討した。

尚、R1 年、R2 年洪水時に巨石に作用した流体力を解析した結果、洪水規模の大きかった R2 年洪水時の方が流体力はやや大きくなったものの、大きさはあまり変わらなかった為、R2 年洪水を対象に巨石の始動解析を行なった。また、巨石に作用した流体力は、圧力の非静水圧成分が大きく、底面せん断力は極めて小さかった。従来行ってきた底面せん断力で巨石の移動を評価することは過小評価となり、流体力の評価は Q3D-FEBS 法によって検討する必要があることを示した。

Q3D-FEBS と DEM による巨石の始動解析を行なった結果は以下の通りである。洪水時の流速が 5m/s 以上となる主流部に位置した巨石は、1 粒径以上移動し、相対的に流速が低くなる左岸側に位置した巨石は、1 粒径以下の移動を示した。この解析結果と実際の巨石の移動状況を比較すると、左岸側の移動しなかった巨石については、解析においても再現していたが、主流部にある観測上移動した巨石、移動しなかった巨石については、約半分程度の再現性であった。これらより、巨石の水中重量を用いて無次元化した流体力値が 0.3 以上となると、巨石は移動する可能性があること、下流側の石等により巨石が支えられている場合はその値が 0.5 以上とならないと移動しないことを示した。

解析結果と現地データとの差異の原因は以下のことが考えられる。第一に、巨石や河床を構成する石礫形状を球と仮定しているため、粒子間のかみ合わせが十分反映されず、河床中に一部埋まってる巨石は動きにくく、これらのことを解析では十分表現できていないこと、第二に、移動している石礫や巨石との衝突力や巨石周辺の河床が洗掘されることで始動する機構を考慮していないことが考えられる。

第 5 章「結論」では、本論文で得られた成果を総括し、今後の課題を示している。

巨岩・巨石の多い山地河川に適用可能な詳細地形測量データと観測水面形に基づく Q3D-FEBS 法を新たに構築し、山地河川の洪水に適用した。その結果、河床にある巨岩・巨石に作用した形状抵抗を圧力分布、流速分布より評価することで、河床に作用している力を合理的に決定され、複雑な地形と洪水特性を有する山地河川の水面形や流量ハイドログラフ等の洪水の流動を表現することが可能となった。これにより、詳細地形データや洪水観測水面形を用いてもなお、粗度係数が時空間的に大きく変化し、物理的意味が説明できない従来の洪水解析法に代わり、本解析法によって山地河川の洪水の流下能力の評価や洪水予測等を可能にすることを示した。

さらに Q3D-FEBS と DEM を組み合わせた新たな巨石の始動の解析法を用いることによって、山地河川で生じている巨石の移動状況を概ね説明できることを示した。しかし、巨石の始動から河床変動につながる山地河川の解析法には未だ課題が残されている。

今後の主要な検討課題として、本研究では、巨石まわりの河床の洗掘によって生じる巨石の移動や、巨石によって保護され、巨石まわりに堆積していた石礫群の移動の評価等、山地河川の河床変動の解明につながる解析法の構築までには至っていない。本研究で示した洪水観測水面形に基づく Q3D-FEBS と DEM を組み合わせた解析によって、巨石の始動から移動までを解析可能となるよう発展させて、さらに従来の石礫河川の河床変動モデルを組み合わせることで、洪水流と巨石・土砂移動を伴う河床変動を計算可能な解析法を開発することが今後の課題である。

目次

第 1 章 序論	1
1-1 研究背景・目的	1
1-2 本論文の構成	6
参考文献	7
第 2 章 既往研究と本研究の位置付け	
2-1 山地河川における洪水流の把握に関する既往研究	8
2-1-1 中下流域における洪水水位観測と解析を組み合わせた洪水流の流動把握に関する 既往研究	8
2-1-2 観測データと解析法を組み合わせた山地河川の洪水流把握に関する既往研究とそ の研究課題	9
2-1-3 高度な地形測量技術とその応用例に関する既往研究	11
2-1-4 観測水面形を用いた複雑な底面境界を有する場における高度な洪水流計算法に関 する既往研究とその課題	12
2-2 山地河川における巨石の移動状況の実態把握とその評価法に関する既往研究	14
2-3 2章のまとめと本研究の位置付け	17
参考文献	18
第 3 章 山地河川における洪水流解析に有効な準三次元解析の構築とその適用	
3-1 概説	19
3-2 巨岩・巨石の多い山地河川における詳細地形測量データと洪水観測水面形を用いた平 面二次元解析法の適用とその課題	20
3-2-1 対象洪水と対象範囲	21
3-2-2 解析方法と解析条件	22
3-2-3 解析結果とその課題の考察	24
3-3 山地河川の洪水流解析に有効な新たな準三次元解析法の構築	27
3-3-1 新たな準三次元解析法 (Q3D-FEBS) の概要	27
3-3-2 Q3D-FEBS の方程式群の導出	29
3-4 現地山地河川を対象とした Q3D-FEBS 法を用いる際の計算格子サイズの検討	34
3-4-1 検討方法	34
3-4-2 解析結果とその考察	35
3-5 詳細地形測量データと観測水面形に基づいた Q3D-FEBS の洪水ハイドログラフへの適 用と平面二次元解析結果との比較	40
3-6 滝山川温井ダム下流部を対象とした詳細地形測量データと観測水面形に基づく Q3D- FEBS を用いた洪水流の分析	43
3-6-1 検討の概要	43

3-6-2	滝山川温井ダム下流部における洪水観測体制・地形測量範囲と解析条件	44
3-6-3	解析結果とその考察	44
3-6-4	計画高水流量時における水面形と道路・堤防高との比較によるダム下流部の流下能力の評価	47
3-7	石狩川大雪ダム下流域における詳細地形測量に基づく Q3D-FEBS を用いた流れ構造の分析	50
3-7-1	概説	50
3-7-2	対象洪水の概要	50
3-7-3	石狩川大雪ダム下流部における洪水観測水面形と詳細地形測量結果	50
3-7-4	解析方法, 条件	53
3-7-5	解析結果とその考察	55
3-8	山地流域の洪水流解析に必要なデータ収集と洪水観測体制	63
3-9	第3章のまとめ	64
	参考文献	65
第4章 洪水時の観測水面形に基づく Q3D-FEBS と個別要素法をベースとした河床巨石の始動の評価法		
4-1	概説	67
4-2	洪水前後における巨石の移動状況, 瀬・淵構造の変化	67
4-2-1	現地調査の概要	67
4-2-2	現地調査結果とその考察	71
4-2-3	移動した巨石と移動しなかった巨石の特徴	78
4-2-4	現地調査結果のまとめ	80
4-3	巨石の移動状況と Q3D-FEBS に基づく洪水流解析結果の比較, 考察	80
4-4	山地河川の河床変動解析法の構築のための巨石の移動解析	86
4-4-1	Q3D-FEBS と DEM を用いた巨石の始動の解析法	86
4-4-2	詳細測量結果と観測水面形に基づく Q3D-FEBS による洪水流解析結果を用いた巨石に作用した流体力の評価	87
4-4-3	巨石とその周囲の河床場との接触力の評価	90
4-4-4	DEM モデルを用いた巨石の接触力のための初期条件作成	94
4-4-5	Q3D-FEBS+DEM モデルを用いた巨石の移動解析結果とその考察	96
4-5	第4章のまとめ	103
	参考文献	104
第5章 結論		
5-1	本研究の結論	106
5-2	今後の検討課題	106
	謝辞	107

第1章 序論

1-1 研究背景・目的

近年、気候変動の影響等により洪水の激甚化・頻発化が生じており、流域全体で洪水被害を最小限に抑えるための治水対策（流域治水）が求められている。このためには、洪水流と土砂移動を山地から河口まで一体的に評価できる洪水流・河床変動解析法に基づき、流域全体でバランスのとれた治水計画が必要となる^{1),2),3)}。特に、洪水時におけるダム操作とダム下流河道の流下能力の評価、下流域への土砂移動量の把握等を適切に行う必要があり、そのためには山地河川における洪水流と河床変動機構の解明が必要となる。

表 1-1 は山本⁴⁾による山地河川と中下流域の河川の特徴をまとめた表であり、赤字で示す表の最下段は著者が加筆したものである。山地河川の河床勾配は、中下流域の河川の河床勾配（1/400 以下）よりも急流であるが、その値はさまざまである。また、河床材料は、中下流域の河川では見られない岩が河床や河岸にあり、河床は巨岩～砂までさまざまな粒度分布で構成されている。これによって、中下流域では砂礫に見合った摩擦抵抗が洪水流の抵抗となる一方で、山地河川では巨岩・巨石による形状抵抗が支配的になる事が考えられる。

また、山地河川では、巨岩・巨石が多く存在することで瀬・淵構造を有する。洪水で巨石が移動すると、瀬淵構造が破壊され、周辺の流れ場、土砂移動量が変化する⁵⁾。さらに、巨石の移動は水棲生物の生息場を大きく変える等の環境問題にも影響を与えると考えられる。従って、巨岩・巨石の多い山地河川における洪水流解析法と巨石の始動の評価法を構築することが必要となる。

山地河川では、河道内に 1m を超える巨岩・巨石が多く存在し、人の立ち入りが危険でアクセスが困難な場所が多く、洪水時の観測はほとんど行われていない等の理由から、中下流域の河川と比べて洪水時の流れと土砂移動機構に関して未解明なことが多い。

一方で、近年ではドローン等の非接触型の計測器を用いた観測技術の向上、コンピュータ性能向上による解析技術の向上によって、これまで解明できなかった山地河川の水理現象を明らかにできる可能性がある。本研究ではこれらを適切に組み合わせることにより、巨岩・巨石の多い山地河川における洪水流の解析法とそれを用いた巨石の始動機構の評価を試みる。

図 1-1, 図 1-2, 表 1-2 は本研究で対象とする太田川の一次支川滝山川と石狩川の上流部の河道の状況、それぞれの上流部にある温井ダム、大雪ダムの航空写真とその諸元を示す。両河川ともに、河道には 1m を超える巨岩・巨石が多く点在していることが分かる。図 1-4, 図 1-5 は洪水時における各ダムの操作規則を示しており、温井ダムではダム地点で $2900\text{m}^3/\text{s}$ に対して、洪水ピークで $1800\text{m}^3/\text{s}$ 洪水調節し、大雪ダムでは、ダム地点で $1000\text{m}^3/\text{s}$ に対して、洪水ピークで $900\text{m}^3/\text{s}$ 洪水調節を行う計画になっている^{6),7)}。温井ダムでは、その下流河道の整備状況を踏まえて、現時点では放流量 $400\text{m}^3/\text{s}$ からはゲート開度を一定として放流している。巨岩・巨石の多いダム下流部の山地河川における流下能力の評価は困難であり、

治水上の課題となっている。精度の高い流下能力の評価が可能となれば、洪水流入量の小さい段階のダム放流量を増やし、洪水ピーク時におけるダム貯水池の調節容量を大きくすることで、ピーク流量を大きくカットする等、ダム貯水池を有効に活用することが望ましい。

また温井ダム下流部には人口や資産、観光資源が集中する加計町や広島市を有し、大雪ダムの下流部には上川盆地、層雲峡温泉街を有する。特に層雲峡温泉街は北海道を代表とする温泉街であり、巨岩・巨石が多く在る河道沿いにホテルや旅館が密集している。巨岩・巨石による抵抗を考慮した水位・流速分布の算出と堤防や道路高との比較を行なうことが、山地河川の流下能力と安全性の評価、洪水時の効率的なダム操作につながるものと考えられる。

また環境面では、温井ダムは竣工後21年（2022年3月時点）が経過し、温井ダム下流部の滝山川では洪水による河川の攪乱頻度や上流からの供給土砂量が減少したことにより、河床材料が粗粒化し、アユ等の魚類の生息環境に影響を及ぼしている。この対策として、温井ダムの下流において、置き土による土砂還元が行われているが、粗粒化した急流河川では、長期的な環境的に優れた河床場の持続が困難となっている。環境対策の一例として、流路拡大や約1m大の巨石から成る多段流路工を設置する等を提案し、平面二次元解析を用いて、その効果を分析している⁸⁾。しかし、1m大の巨石がどの程度の洪水流量まで留まれるのか、またどの程度の大きさの巨石を配置すれば、平均年最大流量時にも留まれるのか等は検討されていない。巨石の始動を評価できれば、より合理的に山地河川の土砂と環境問題に新しい視点を入れて展開を図ることが可能となる。

このような背景から、現地山地河川の洪水流の把握と巨石の始動を評価できる手法を開発する為、中央大学研究開発機構福岡ユニットでは、国土交通省の中国地方整備局太田川河川事務所と北海道開発局旭川開発局と共同で、洪水時の水位観測、河床材料調査、ドローン等による詳細な地形測量が実施されてきた。両河川の対象区間では、既往最大洪水であった平成29年7月洪水（滝山川）、平成27年8月洪水（石狩川）時には、洪水中の水面形観測が行われ、温井ダムや大雪ダムで流入量・放流量ハイドログラフが観測されている。現行のダム管理に用いられる流入量、放流量ハイドログラフの算定法は、洪水時のダム貯水池内の水面形が水平に上昇・下降するとして、ダム地点の連続関係から算出されている。塚本らによって、貯水池内を流下する洪水流の実態を詳細に分析した結果、現行のダム管理に用いられる流入量、放流量の算定精度は高いことが示されている⁹⁾。従って、ダム流入量・放流量ハイドログラフは、流量観測が困難な巨岩・巨石の多い山地河川に有効な検証データとなる。

本研究では、まず巨岩・巨石の多い山地河川における詳細な観測データを用いた洪水流解析法を構築し、滝山川、石狩川の上流部に適用し、その有効性を示す。さらに、洪水による1m大の巨石の移動状況の実態把握を行い、構築した洪水流解析法の枠組みで巨石の移動状況を調べており、山地河川における洪水流と巨石の始動機構とその解明を目指している。

表 1-1 各セグメントとその特徴⁴⁾

赤字は著者が加筆

セグメント	山地河川		中下流域の河川		
	M	1	2		3
			2-1	2-2	
地形区分	山間地	扇状地	谷底平野 → 自然堤防帯 → デルタ		
河床材料の代表粒径	さまざま	2cm以上	3cm～1cm	1cm～0.3cm	0.3mm以下
河岸構成物質	河床・河岸に岩が出ていることが多い	表層に砂・シルトが乗る事があるが薄く、河床材料同一物質が占める	下層は河床材料と同一、細砂、シルト、粘土の混合物		シルト・粘土
勾配の目安	さまざま	1/60～1/400	1/400～1/5000		1/5000～水平
蛇行の程度	さまざま	曲がりが少ない	蛇行が激しいが、川幅水深比が大きいところでは8字蛇行、島が発生		蛇行が大きいものもあれば、小さいものもある。
河岸浸食の程度	非常に激しい	非常に激しい	中、河床材料が大きい方が水路が動く		弱、ほとんど水路の位置は動かない
低水路の平均深さ	さまざま	0.5～3m	2～8m		3～8m
河床の抵抗の評価	巨岩・巨石の形状抵抗が支配的	河床材料に見合った摩擦抵抗で評価			



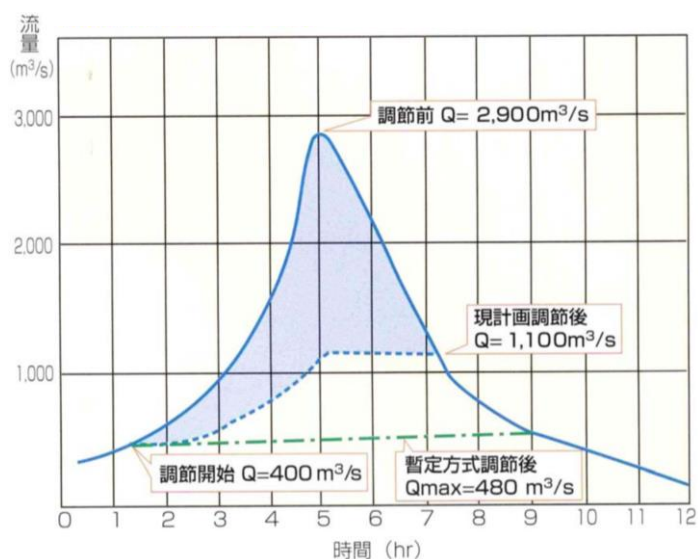
図 1-1 温井ダムとその下流部の滝山川の様子



図 1-2 大雪ダムとその下流部の石狩川の様子

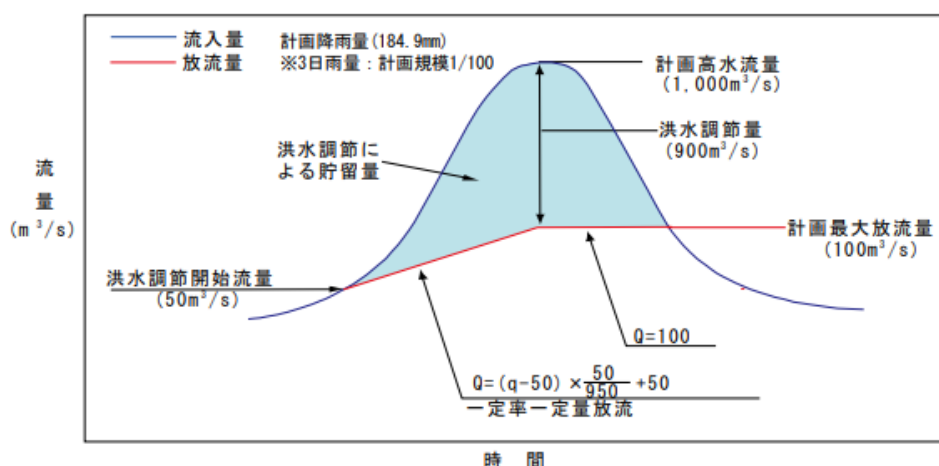
表 1-2 温井ダム, 大雪ダムの諸元

	温井ダム	大雪ダム
形式	アーチ式コンクリート	ロックフィルダム(中央遮水型)
竣工年	2001年(平成13年)	1975年(昭和50年)
堤高(m)	156.0	86.5
集水面積(km ²)	253	291.6
湛水面積(km ²)	1.6	2.92
総貯水容量(m ³)	82,000,000	66,000,000
有効貯水容量(m ³)	79,000,000	54,700,000



引用：太田川河川事務所HP

図 1-2 温井ダムの操作規則



引用：北海道開発局ダムフォローアップ制度 HP

図 1-3 大雪ダムの操作規則

1-2 本論文の構成

本論文は、全5章で構成され、各章の概要を以下に示す。

第1章 「序論」では、本研究の背景、目的、本研究の構成について示している。

第2章 「山地河川の洪水流と巨石の始動の評価法に関する既往研究」では、山地河川に適用可能な洪水流解析法、巨石の移動の評価法を構築するために、現状の調査研究の課題について整理している。

まず、洪水流解析法について、中下流域の計画・管理に広く応用されている観測水面形の時間変化を用いた洪水流の解析法を示し、その手法を山地河川に適用する際の課題を示す。次に、課題解決のために緩流河川で広く使われている解析法から改善すべき点や新たに必要となる観測データについて整理している。

巨石の始動についても、巨石の移動状況やその評価に関する既往研究を整理し、課題を明示している。

以上より、山地河川の治水、環境問題の解決に資する新たな山地河川の洪水流と巨石の始動の評価法を構築するために必要となる事項を整理している。

第3章 「山地河川における洪水流解析に有効な準三次元解析法の構築とその適用」では、巨岩・巨石の形状を含む河床地形データを与え、洪水観測水面形の時間変化に基づいた平面二次元解析を実施し、この手法の課題を明らかにした。得られた課題と第2章で得られた課題を踏まえて、巨岩・巨石まわりの3次元流れを解析可能な非静水圧準三次元解析法(Q3D-FEBS)を新たに構築した。滝山川の温井ダム上下流部、石狩川の大雪ダム下流部における既往最大洪水を対象として、巨岩・巨石の形状を含む詳細な河床地形データと洪水観測水面形に基づくQ3D-FEBSを行い、観測データと比較検討することでその有効性を確認する。これにより、山地河川の洪水流の水理的特性を明らかにした。

第4章 「洪水時の観測水面形に基づくQ3D-FEBSと個別要素法をベースとした河床巨石の始動の評価」では、巨石に作用した流体力と巨石の置かれた状況に応じた接触力を観測水面形に基づくQ3D-FEBSと個別要素法(DEM)を用いて評価し、巨石の始動の評価法を構築した。さらに、滝山川で現地調査を実施し、規模の異なる2つの洪水(令和元年、令和2年洪水)を対象として、それぞれの洪水前後で移動した巨石、移動しなかった巨石を特定した。

構築した巨石の始動解析法を滝山川の現地調査結果に適用し、観測結果と解析結果を比較、検討することで、構築した解析法の有効性やその課題を示した。最後に、更なる山地河川における巨石の移動の評価の精度向上のために必要となる調査、研究について示した。

第5章 「結論」では、本研究で得られた成果の総括と、今後の研究課題について述べる。

参考文献

- 1) 福岡捷二：洪水の水理と河道の設計法，森北出版，2005.
- 2) 福岡捷二，渡邊明英，原俊彦，秋山正人：水面形の時間変化と非定常二次元解析を用いた洪水流量ハイドログラフと貯留量の高精度推算，土木学会論文集，No.761，II-67，pp.45-56,2004.
- 3) 福岡捷二：洪水水面形観測情報の広域的・統合的活用による流域治水の考え方の構築に向けて，河川技術論文集，第23巻，pp. 251-256, 2017.
- 4) 山本晃一：沖積河川 -構造と動態-，技報堂出版，2010.
- 5) 高橋保：土砂流出現象と土砂対策，近未来社，2006.
- 6) 石狩川水系河川整備計画 石狩川(上流)河川整備計画，国土交通省北海道開発局，平成19年9月
- 7) 太田川水系河川整備計画(大臣管理区間)，国土交通省中国地方整備局，令和2年7月
- 8) 加瀬瑛斗，前野詩朗，上田光明，渡辺敏：河床形状改良によるダム下流生態ポテンシャル回復手法の検討，土木学会論文集 B1(水工学)，第67巻， pp. I -1387- I -1392,2011.
- 9) 塚本洋祐，福岡捷二，大山 修：草木ダム貯水池の洪水流動を考慮した洪水流入量，放流量の評価方法に関する研究，河川技術論文集，第22巻，pp. 7-12, 2016.

第 2 章 既往研究と本研究の位置づけ

2-1 山地河川における洪水流の把握に関する既往研究

2-1-1 中下流域における洪水水位観測と解析を組み合わせた洪水流の流動把握に関する既往研究

従来、河道の流量ハイドログラフは、流速分布と河道断面積を計測し求めるのが一般的である。近年では、非接触型計測器を用いた流速計測による洪水流量の算定が中下流域の河川を中心に行われてきているが^{例えば1)}、山地河川では巨岩・巨石の存在によって、流速分布が 3 次元的になってしまう等²⁾、流速観測に基づく流量ハイドログラフを高精度に算定することは難しい。

一方で近年、治水計画や管理の充実のため、洪水の見える化が進められており、そのために、河道に水位計が空間的に密に設置されてきている³⁾。一般に、流量観測には多大な労力と時間を要し、かつ水位観測の方が流量観測よりも誤差は小さいことから、福岡は多点での水位観測に基づく水面形の時間変化から流量ハイドログラフや河道貯留量の算定を可能とする手法を提案し、その重要性が認識され、実用化されている^{4)~6)}。

さらに福岡は、洪水時の河道内で起こっている水理現象や河床の堆積、洗掘による影響が観測水面形の時間変化に現れることに着目し、観測水面形を再現するように河床の凹凸

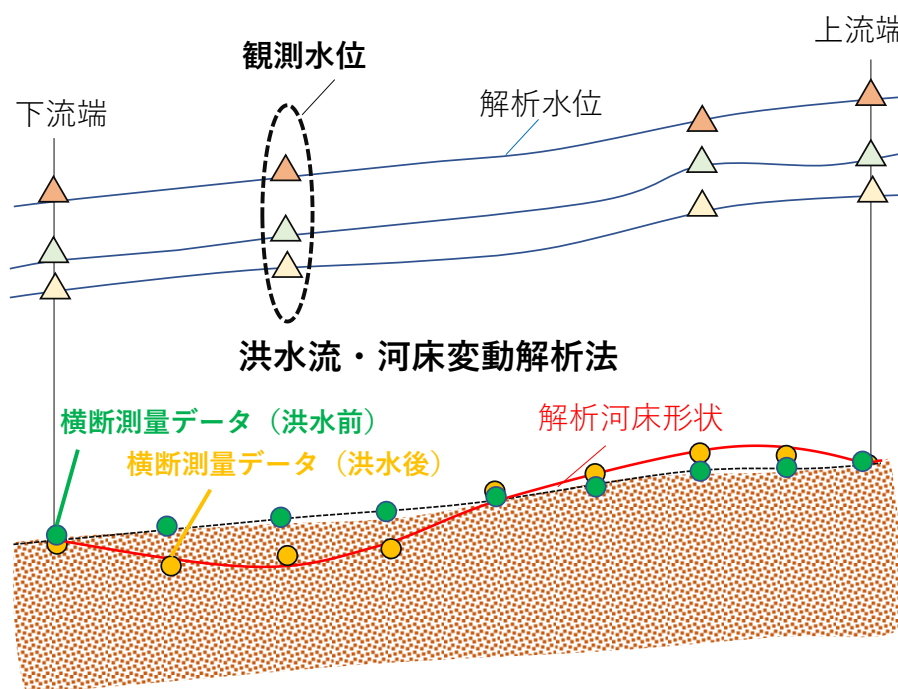


図 2-1 観測水面形に基づく洪水流・河床変動解析のイメージ図

が滑らかな中下流域の水理現象を説明できる非定常平面二次元洪水流と河床変動解析によって、高精度に河道内の水位・流速分布が算定可能であることを示している（図 2-1）⁷⁾。実際に、江戸川・円山川では 200m 間隔で計測された横断測量データと 2~3km 間隔で設置された水位計による観測水面形の時系列データがあれば、河道内の貯留量を精度よく算出できることを示している⁸⁾。この時、洪水流の抵抗はマンニング式を用いて評価している。マンニング式は一般に、砂礫から成る河床の凹凸が小さい場に適用可能な抵抗則である。中下流域の河川では、河床が砂礫で構成され、河床の凹凸が小さく、河道の代表的な河床材料相当のマンニングの粗度係数の値を用いることが可能である。

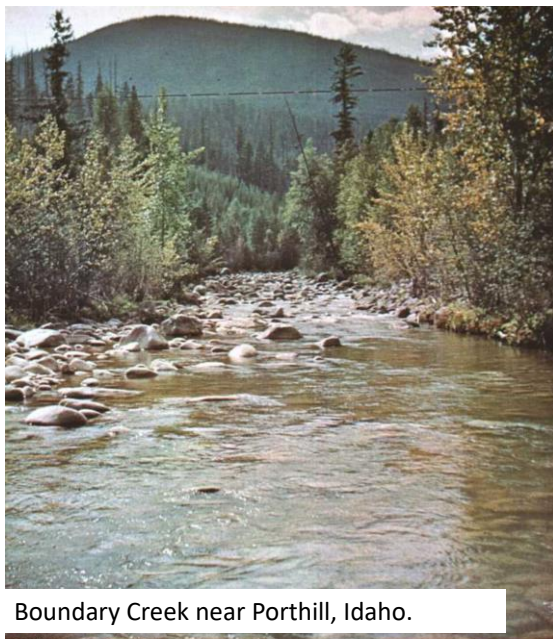
一方、類似した手法として観測された水面形を同化させるように 1 次元や 2 次元の洪水流解析を行なう手法がある^{例えば 9)、10)}。この手法では、方程式で取り込めていない物理機構や計算の初期・境界条件の曖昧さ、水位の観測誤差等をすべて抵抗パラメータである粗度係数にしわ寄せさせて、計算している。リアルタイム洪水予測に資する簡便な手法である一方で、底面せん断力を河床材料見合いの粗度係数を用いて評価していない為、河床変動の影響が大きい河川や河床の凹凸が大きい急変流場への適用には課題がある。

本研究では、河床巨石の始動を評価する際には、河床に作用する力を正しく評価する必要があるため、巨石に起因する抵抗分は圧力抵抗として流れの方程式から決め、他の河床材料から決まる抵抗は、粗度係数を用いて表面抵抗として決めることによって、観測水面形の時間変化を再現出来るような洪水流解析法を構築する。

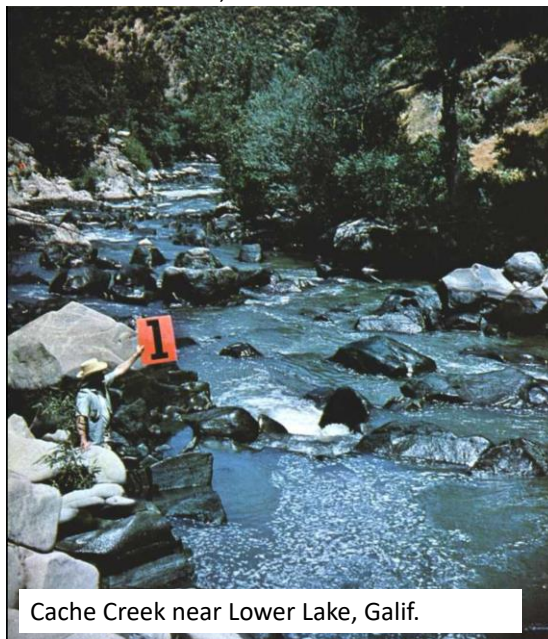
2-1-2 巨岩・巨石の多い山地河川の洪水流の把握に関する既往研究とその研究課題

巨岩・巨石が多くある山地河川においても、水面形の観測データに基づいて洪水流の把握の試みが行われている。図-2-2に示すように1967年にBarne¹¹⁾が巨岩・巨石の多い山地河川を対象に、3断面間での観測水面形と過去の最大観測流量から、マンニング式を用いて粗度係数の値を調査し、巨岩・巨石の多い山地河川では粗度係数は $0.053 \sim 0.079(\text{m}^{-1/3} \cdot \text{s})$ 程度の値を持つことを示した。またBathurst¹²⁾らは、山地河川で河道横断面形と2断面の水位を観測し、その観測水面形と山地河川の抵抗則を用いて山地河川の流量を算定している。ここで用いられている抵抗則は、Bathurstらが現地観測データを再現するようにHey式¹³⁾を修正した式を用いている。しかし、算出した流量と観測流量は大きくばらついている。浅野ら¹⁴⁾は、小規模洪水時に山地河川で堰を用いて水量観測を行い、流量、水深の増大に伴い、粗度係数が小さくなること、その値は0.09から0.23の範囲となり、取りうる範囲が大きくなることが示されている。

上記で示した計算法は、全て1次元の枠組みであり、河道の線形、河床の表面抵抗や巨岩・巨石による形状抵抗等をすべて粗度係数で表現しており、これらの値は河川ごと、洪水ごとにも大きく異なる。従って、山地河川では事前に粗度係数を求めることが難しく、

粗度係数 $n=0.073$ 

Boundary Creek near Porthill, Idaho.

粗度係数 $n=0.053, 0.079$ 

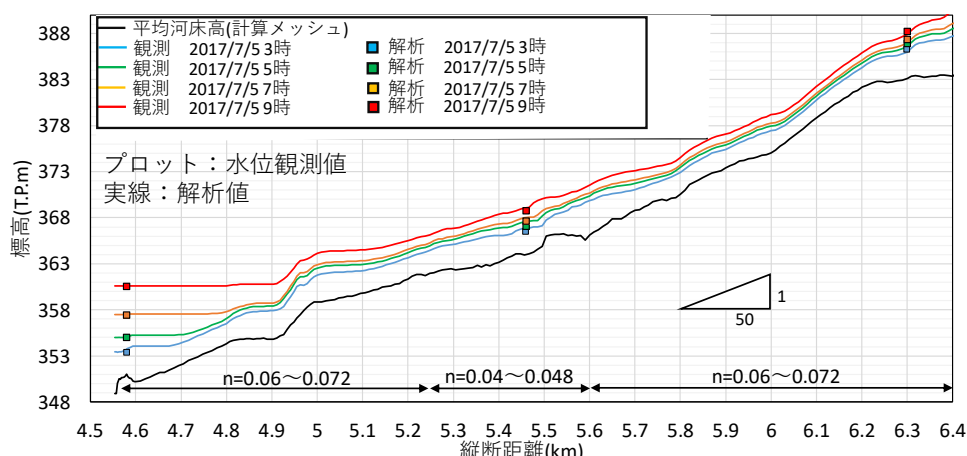
Cache Creek near Lower Lake, Calif.

図 2-2 山地河川における粗度係数の値の調査例¹¹⁾

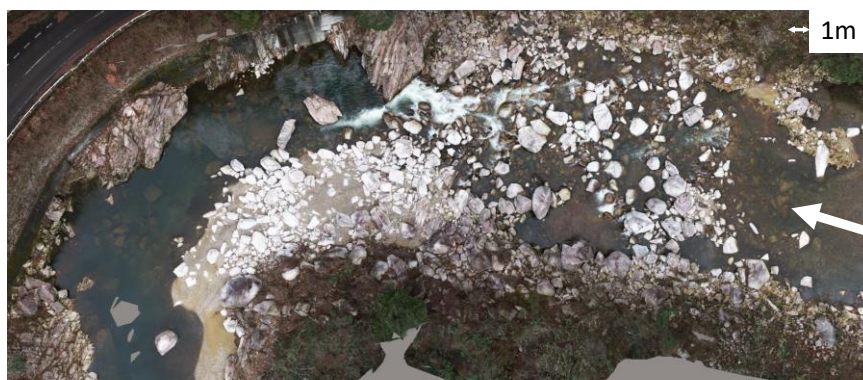
1次元洪水流解析法によって洪水流を解析することは困難である。従って現在は、水位や河床高のデータをより詳細に計測し、現地山地河川に適用可能な計算法の開発が進められつつある。すなわち、2-1-1と同様な手法で、現地の複数の山地河川においても、縦断間隔1km以内に多点で設置された水位計による観測水位データと約200mの縦断間隔で計測された横断測量データを用い、観測水面形を用いた平面二次元洪水流解析が行えるようになった。図2-3は著者らによって行われた検討の結果であり、両者ともに観測水面形を再現する粗度係数は時空間的に大きく変化させなければ、ダム流入量、放流量ハイドログラフと解析流量ハイドログラフを説明することが出来ない。これは洪水予測や洪水の流下能力を評価する上で大きな課題となっている。また、後述するように現行の準三次元解析法を用いても、同様な粗度係数を与える結果となった^{15), 16)}。

この要因として、第一に、山地河川のように複雑な境界形状をとる流れ場を適切に解析するためには、約200mの縦断間隔で計測された横断測量データでは不十分であり、より細かい間隔での測量データにより、巨岩・巨石の配置状況等の概略を把握する必要がある。

第二に、マニング式は砂礫から構成される河床の表面抵抗を現す式であるため、山地河川に準用する場合は、まず巨岩・巨石の形状や配列により生じる抵抗を流速・圧力分布で表現可能な準三次元洪水流解析法を用いて評価する必要がある。その上で、巨石よりも細かい河床材料から生じる表面抵抗は、粗度係数を介して底面せん断力を評価することによって、一般性のある山地河川の洪水流解析法を導くことが出来ると考えられる。



(a) 山地河川における観測水面形と解析水面形の比較，設定した粗度係数の値



(b) 滝山川温井ダム上流部 5.6km 付近の航空写真

* H31 年 1~2 月に撮影

図 2-3 山地河川における観測水面形に基づいた平面二次元解析の例

2-1-3 高度な地形測量技術とその応用例に関する既往研究

近年，ドローン等を用いた航空測量技術が進展し，従来行われてきた定期横断測量よりも面的に精度の高い河道地形情報が得られること，かつ中小河川や立ち入りが困難な河川上流部等での地形計測が可能となること等から，山地河川でのドローンの活用が期待されている¹⁷⁾。この観測技術は，河道の樹木管理や瀬・淵構造の把握等，治水だけでなく環境面からの応用性も高い。中下流域では，これらの利用による河床地形の計測精度が確かめられており¹⁸⁾，河床形状の再現のための観測間隔も明らかとなっている¹⁹⁾。さらに詳細地形測量を用いることにより，河床面の初期条件，境界条件が改良された洪水流・河床変動解析が可能となり，従来の定期横断測量データを用いた解析よりも局所的な流れの集中等を再現可能となることが示されている^{20), 21)}。

本観測法は，アクセスが困難な巨岩・巨石の多い山地河川に有効な手法になり得ると考えられるが，適用例は少なく，その適用性や適切な観測間隔等については十分明らかにされていない。

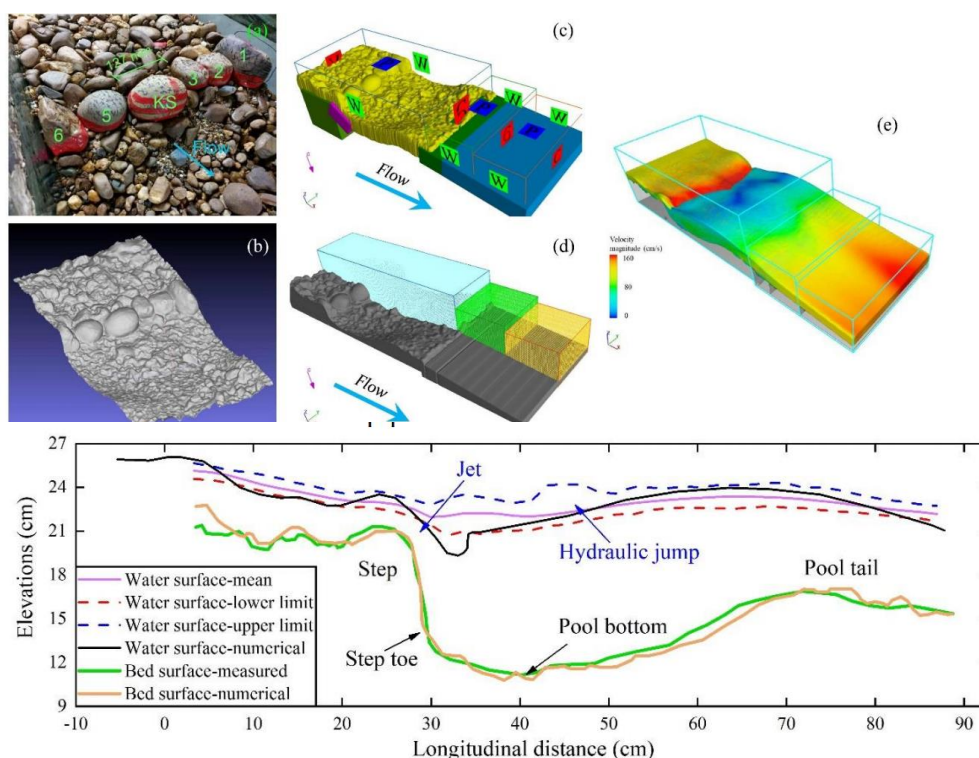


図 2-4 Zhang ら²⁴⁾による 3 次元 RANS を用いた複雑な底面境界を有する step-pool への適用例

2-1-4 観測水面形を用いた複雑な底面境界を有する場における高度な洪水流計算法に関する既往研究とその課題

巨岩・巨石の多い山地河川に適用可能な洪水流解析法の開発は、洪水時の水位・流速や下流域への土砂移動量の予測、巨岩・巨石からなる step-pool の破壊の評価を目的として、海外を中心に多く行われてきているが、山地河川に適用出来、水理現象を普遍的に扱うことが可能な洪水流解析法は十分構築できていない(例えば 22), 23)。

巨石の多い場における流れの 3 次元解析を扱った事例として、Zhang ら²⁴⁾は step-pool を模した実験で、空間的に密に洪水水面形を計測し、3 次元 RANS 解析結果と詳細な水路実験結果の比較、検討を行なっている。図 2-4 はその検討結果を示したものであり、複雑な底面境界を有する流れ場への解析には 3 次元解析が有効であることを示している。3 次元解析を数十メートルスケールの現地実験へ適用した研究²⁴⁾もあるが、計算コスト的な課題が大きい。

このような背景から、内田・福岡は構造物周り、河川の分合流部などで生じる 3 次元流れを解析可能でかつ広域な範囲に適用可能な非静水圧準三次元解析法 (GBVC 法) を開発

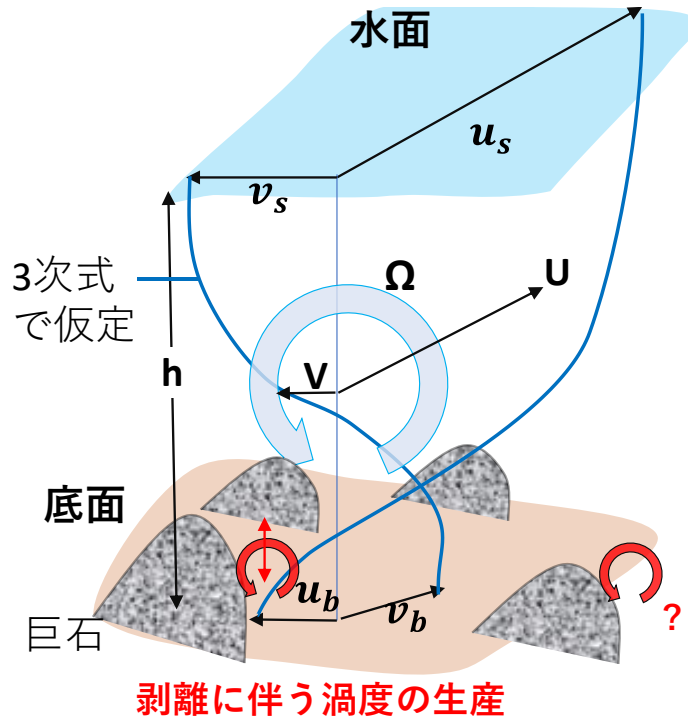


図 2-5 GBVC 法 の 概 念 図

した²⁵⁾。GBVC 法は、図 2-5 で示すように、水深平均流に加えて、流速鉛直分布を 3 次式で仮定し、水深平均渦度を介して底面流速を含む流れ場を評価することで、構造物周り等の 3 次元的な流れ場を解析可能としている。式(2-1)~(2-10)に GBVC 法の基礎式を示す。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial U_i h}{\partial x_i} = 0 \quad (2-1)$$

$$\frac{\partial U_i h}{\partial t} + \frac{\partial U_j U_i h}{\partial x_j} = -\frac{\partial}{\partial x_i} \left(\frac{1}{2} g h^2 + h \bar{p}' \right) - \left(g h + \frac{p'_b}{\rho} \right) \frac{\partial z_b}{\partial x_i} - \frac{\partial \overline{h u'_i u'_j}}{\partial x_j} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial h \bar{\tau}_{ij}}{\partial x_j} - \hat{S} \frac{\hat{\tau}_{bi}}{\rho} \quad (2-2)$$

$$\frac{\partial h \Omega_i}{\partial t} + \frac{\partial h U_j \Omega_i}{\partial x_j} + \frac{\partial h u'_j \omega'_i}{\partial x_j} - \frac{\partial h U_i \Omega_j}{\partial x_j} - \frac{\partial h \overline{u'_i \omega'_j}}{\partial x_j} = \frac{\partial}{\partial x_j} h \left(\overline{v'_t \frac{\partial \Omega_i}{\partial x_j}} \right) - \left(v_{tb} \frac{\partial \omega_i}{\partial z} \right)_b \quad (2-3)$$

$$u_{bi} = u_{si} - \varepsilon_{ij3} \Omega_j h - \frac{\partial W h}{\partial x_i} + w_s \frac{\partial z_s}{\partial x_i} - w_b \frac{\partial z_b}{\partial x_i} \quad (2-4)$$

$$\frac{\partial u_{si}}{\partial t} + u_{sj} \frac{\partial u_{si}}{\partial x_j} = - \left\{ g + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial p'}{\partial z} \right)_{z=z_s} \right\} \frac{\partial z_s}{\partial x_i} + \left(\frac{\partial \tau_{iz}}{\partial z} \right)_{z=z_s} \quad (2-5)$$

$$W h = h \left(\frac{\partial z_m}{\partial t} + U_k \frac{\partial z_m}{\partial x_k} \right) + \frac{\partial}{\partial x_k} \left\{ h^2 \left(\frac{\Delta u_k h}{10} + \frac{\delta u_k h}{20} \right) \right\} \quad (2-6)$$

$$z_m = \frac{z_s + z_b}{2}, \quad \Delta u_i = u_{si} - U_i, \quad \delta u_i = u_{si} - u_{bi},$$

$$\frac{p'_b}{\rho} = \frac{\partial W h U_j}{\partial x_j} + \tau_{bj} \frac{\partial z_b}{\partial x_j} \quad (2-7)$$

$$\left(v_{tb} \frac{\partial \omega_i}{\partial z} \right)_b = P_{b\omega i} + P_{s\omega i} \quad P_{b\omega i} = C_{p\omega} v_{tb} \frac{\omega_{bei} - \omega_{bi}}{h} \quad (2-8)$$

ここに, h :水深, z_s :水位, z_b :底面, U_i :水深平均流速, u_{si} :水表面流速, u_{bi} :底面流速, W :水深平均鉛直方向流速, w_s :水表面の鉛直方向流速, w_b :底面の鉛直方向流速, Ω_i :水深平均渦度, u'_i :水深平均流速からの偏差, ω'_i :水深平均渦度からの偏差, ω_{bei} :底面における平衡状態の渦度, ω_b :底面における渦度(流速鉛直分布から評価), p'_b :底面非静水圧, τ_{ij} :レイノルズ応力, P_{bwi} :底面からの渦度生産項, P_{swoi} :底面凹凸による剥離渦である. P_{swoi} は, 水面・底面勾配に閾値(剥離限界角度)を設け, それを超える場合は,

$$P_{swox}\Delta x = |u_{by}/2| \cdot (-u_{by}) \quad (2-9)$$

$$P_{swoy}\Delta y = |u_{bx}/2| \cdot (-u_{bx}) \quad (2-10)$$

とし, 越えない場合は P_{swox} , P_{swoy} を 0 としている.

GBVC 法では, 底面流速を水深積分した渦度の定義式(式 2-1), 水深積分渦度方程式(式 2-2)を介して評価することで, 底面近傍を含む 3 次元流れを解析可能としている. しかし, 水深積分渦度方程式の底面の境界条件となる渦度生産項の与え方(式(2-8)~(2-10))に問題が残され, 構造物背後等の逆流域を計算するためには, 水面・底面勾配の閾値の設定方法や, その際の剥離渦の与え方(式(2-9), (2-10))に課題が残されている. 構造物背後のように逆流域が生じる場所が推定できれば良いが, 大きさや形状が異なる巨岩・巨石が複雑に配置された山地河川では, どの巨石で剥離するのか推定する事は困難であるため, 特に底面流速について, 水深平均渦度を介さずに直接評価できる非静水圧準三次元解析法が有効であると考えられる.

2-2 山地河川における巨石の移動状況の実態把握とその評価法に関する既往研究

山地河川の河床形状は巨岩・巨石等が多く存在することで, 特異な河床形状や瀬・淵構造等を呈しており, 数 m 大の大きさの巨石の移動は河道の安定性や生物の生息域の形成等を評価する上で重要である. しかし, 洪水による巨石の移動状況や巨石の移動限界について調べた研究は, 国内外含めて極めて少ない.

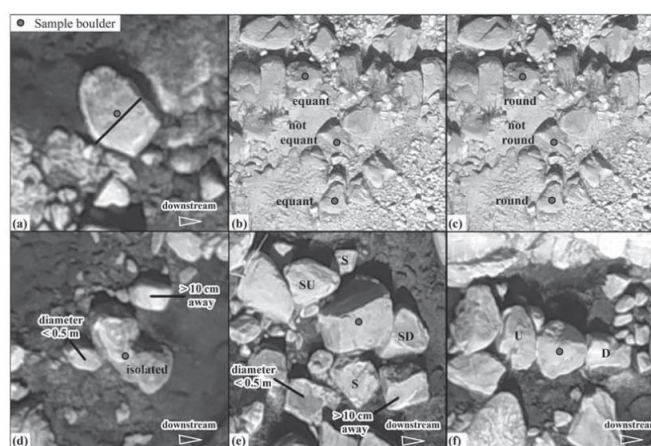
山地河川では, 巨岩・巨石の配置状況の違いによって土砂流出特性が変化^{26)~28)}すること, 巨石が移動することによって土砂移動量が増加することが知られているが, 力学的に検討された研究事例はないようである. 従って, 山地河川の河床変動解析法の構築のためには, 巨石の始動の評価法を考える必要がある.

Recking ら²⁹⁾は巨石から成る step-pool 構造の破壊について, アルプス, ヴォージュ山脈を中心とした 42 の step-pool の現地調査を行った. その破壊状況と既往観測最大流量データについて整理, 検討している(図 2-6). その後, Zhang ら³⁰⁾が step-pool の安定性を評価する為に, keystone に作用する流体力, 摩擦力, 重力を考慮した縦断方向の無次元モーメント指標 M^* を構築し, Recking らの調査結果に M^* を適用した. M^* の値の正・負で step-pool の安定性を概ね評価できることを示している(図 2-7).

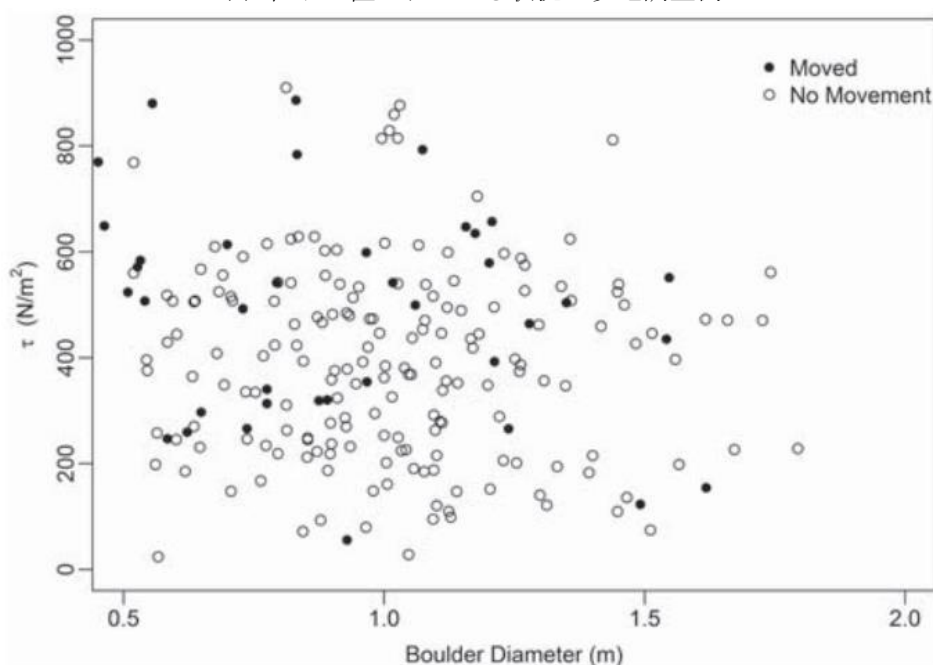
Smith ら³¹⁾は, 洪水前後で山地河川の step-pool を構成する個々の巨石の配置状況について, ドローンを用いて観測し, 大きさ 0.5~1.8m の巨石を対象に移動した巨石, 移動し

なかった巨石を特定した。AIC(赤池情報処理基準)に基づく統計分析の結果，川幅，水深，巨石が単独で存在しているかしていないかが巨石の移動限界の主なパラメータであることが示されている。また，洪水時に観測した痕跡水面形を用いて 1 次元解析で各巨石に作用した掃流力を評価したが，データはばらつき，巨石の移動限界を説明できないことも明らかにしている (図 2-8)。

土砂水理学では，限界掃流力を導出する際，一次的に単純化し，安息角や摩擦係数を用いて粒子間の接線方向の摩擦力を評価している。しかし巨石の移動には，巨岩・巨石周りの 3 次元流れによる流体力の算出と，巨石が置かれている状況を考慮した接触力の評価

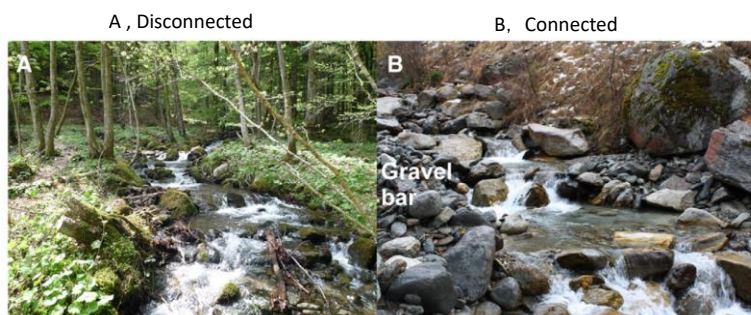


(a) 巨石の置かれている状況の現地調査例



(b) 洪水で移動した巨石，移動しなかった巨石に作用したせん断力と巨石の大きさの関係

図 2-8 Smith らによる巨石の移動状況とその分析に関する研究例



A: 上流からの土砂供給がない⇒地形が変化していない
(砂利・礫が貯まっていない, コケが巨石の上に生えている)

B: 上流からの土砂供給がある⇒地形が変化している
(Gravel bar が横に発達している。)

図 2-6 Recking ら²⁹⁾による step-pool の破壊状況の現地調査

Recking らの調査結果

Keystone の ステップ高

観測所における 20~50 年 間で起きた最大流量

Table 3. Stability test of the investigated mountain rivers with step-pools in France.

Reach	Drainage area (km ²)	Slope (m/m)	Width (m)	H (m)	Q _{max} (m ³ /s)	U _{Max} /U _c	M*	
Non connected								
	Ure	6.55	0.082	2.80	0.61	4.6	1.1	-1.41
	Wormsabachrunz	4.19	0.087	3.75	0.69	5.5	0.8	-1.57
	Lauch Aval	7.10	0.112	4.03	0.63	5.0	0.9	-1.56
	Lauch Amont	7.10	0.150	3.08	0.49	5.0	1.6	-1.10
	Strengbach	1.06	0.069	1.18	0.31	0.7	0.6	-1.42
	Belchenseebach	2.31	0.193	4.06	1.10	2.0	0.6	-1.68
	Petite Verrerie	1.99	0.086	2.24	0.39	1.3	1.1	-1.60
	Kolbentech	6.42	0.089	7.30	0.92	7.7	0.4	-1.78
	Mine	2.82	0.191	2.20	1.00	1.9	1.0	-1.65
	Bornette Bourg	6.30	0.146	2.62	1.25	3.7	0.8	-1.71
	Bornette aval	5.57	0.108	3.32	0.65	3.3	0.6	-1.65
	Bornette amont	5.57	0.071	4.03	0.65	3.3	0.5	-1.74
	Ténaison aval	18.27	0.087	5.03	0.97	33.5	1.3	-0.61
	Ténaison amont	18.27	0.110	5.58	1.48	33.5	0.9	-1.41
	Archiane Amont	12.18	0.071	3.9	0.44	19.7	1.2	2.87
	Bras Archiane	3.10	0.177	1.44	0.42	6.6	4.5	2.65
	Val croissant	8.78	0.091	2.65	0.98	15.2	1.0	-0.87
Connected								
	Arly	225.00	0.036	10.08	0.46	235.0	1.9	
	Chérel	9.34	0.066	3.55	0.51	5.2	0.7	0.23
	Béous amont	3.22	0.086	1.46	0.70	6.8	2.0	1.10
	Béous aval	3.57	0.066	2.12	0.35	7.4	1.2	4.08
	Ardon	14.13	0.090	5.00	0.60	18.4	1.0	1.09
	Rechaussenc	2.74	0.140	3.25	0.43	5.0	1.4	0.43
	Chabanals	1.97	0.210	2.60	0.70	3.8	1.2	-0.13
	Conglions	0.34	0.190	2.00	0.30	0.9	1.1	-0.09
	Demandois	0.27	0.250	3.00	1.47	0.8	0.4	-0.35
	Ravine de lenté am	2.23	0.120	4.40	0.48	4.2	0.8	-0.03
	Ravine de lenté av1	2.23	0.110	3.50	0.25	4.2	1.0	1.52
	Ravine de lenté av2	2.23	0.160	3.50	0.45	4.2	1.2	0.12
	Le Riou	2.15	0.110	3.45	0.53	4.1	0.7	0.01
	Salso Moreno am	12.50	0.180	2.60	0.56	16.7	3.5	3.29
	Salso Moreno aval	13.59	0.080	4.00	0.52	17.9	1.6	2.29
	Tinée amont	10.39	0.120	5.75	1.31	14.4	0.9	-0.20
	Tinée av con	36.76	0.110	2.85	0.48	39.6	4.3	17.41
	Vallon	3.79	0.180	3.00	0.51	6.4	2.3	0.47
	Vens1	7.83	0.150	5.20	0.65	11.5	1.3	0.17
	Vens2	7.83	0.230	6.10	1.33	11.5	1.1	-0.28
	Tacommaz1	8.46	0.100	5.00	0.60	10.4	0.7	0.27
	Tacommaz2	8.46	0.150	5.00	1.16	10.4	1.0	-0.22
	Argentière	35.43	0.080	5.60	0.71	33.1	1.2	1.65
	Bens am	13.54	0.095	9.00	0.93	18.5	0.7	-0.10
	Bens av	13.54	0.072	7.00	1.18	18.5	0.8	-0.12

M* > 0 移動
M* < 0 移動しない

図 2-7 Recking ら²⁹⁾による step-pool の破壊状況の現地調査結果と M*の値の比較

が必要となる。 巨石同士のかみ合わせを表現する際、2 粒子間に作用する法線方向の接触力の評価が必要となるが、安息角、摩擦係数を用いた摩擦力の評価では、粒子間の法線方向の接触力を適切に評価できないために、新たに評価法を考える必要がある。これについては、第 4 章でさらに検討する。

2-3 2章のまとめと本研究の位置づけ

本章では、巨岩・巨石の多い山地河川に適用可能な洪水流解析法及び巨石の始動の評価法を構築するために、既往研究を整理した。以下に得られた課題を示す。

- ・山地河川では巨岩・巨石による抵抗が大きく、その大きさや配列、洪水規模によって流れの抵抗の大きさが変わることから、山地河川の洪水流解析に適用可能な抵抗則の開発は困難である。

- ・中・下流域の洪水流の把握に適用されている河道の横断測量データ（約 200m 間隔）と観測水面形を用いた平面二次元洪水流解析法を巨岩・巨石の多い山地河川に適用した場合、抵抗パラメータである粗度係数等の値を時空間的に大きく変化させないと、洪水時の観測水面形を再現出来ない欠点を有している。その主要な原因は、第一にマニング式は本来、砂礫から成る凹凸の小さい河床の表面抵抗を表すものであり、主に形状抵抗となる巨岩・巨石をマニング式の表面抵抗として扱えないこと、第二に 200m 間隔の地形データでは、巨岩・巨石の存在を認識できない点にある。以上より、巨岩・巨石の形状を含む詳細な地形データの取得と、巨岩・巨石まわりの圧力・流速分布を解析可能な洪水流解析法が必要である事を示した。

- ・巨岩・巨石を有する河道の流れは、複雑な河道形状を有し、巨岩・巨石の抵抗を伴う激しい 3 次元的流れとなる。そこで、3 次元流れを解析可能で、かつ現地スケールにも適用可能な洪水流解析法として、非静水圧準三次元解析法は有効であると考えられる。現行の非静水圧準三次元解析法（GBVC 法）は、物体背後で逆流域が生じる場合、底面の境界条件として剥離渦モデルを別途与える必要がある。大きさ、形状の異なる巨岩・巨石が複雑に配置された山地河川では、剥離渦モデルの設定が困難であり、巨石周りの 3 次元流れを直接解析可能な新たな準三次元解析法が必要となっている。

- ・巨石の抵抗は主として圧力抵抗であり、底面せん断力では実際の巨石の抵抗を説明できない。底面せん断力は細かい河床材料からなる比較的平坦な河床に作用する力であり、巨石に働く力の評価には適切でない。その為、巨石の始動の評価には、山地河川の観測水面形に基づく新たな準三次元解析法による流れ場の解析結果を用いた流体力の評価と、巨石が他の巨石や石から受ける接触力を考慮に入れた新たな巨石の始動解析法が必要となる。

以上から、山地河川における洪水流の解析法は未だに十分に開発されておらず、山地河川の洪水流下能力の評価や洪水予測、水棲生物の生息場の把握等の治水・環境の両面から、これらの課題解明が求められている。近年では、観測、解析技術の高度化により、詳細な

地形測量データと高度な解析技術を組み合わせることで、山地河川における洪水流・河床変動機構を把握出来る可能性が高まっている。

第3章では、詳細な地形測量データと観測水面形に基づく新しい非静水圧準三次元解析法(Q3D-FEBS)を構築する。さらに、巨岩・巨石に作用した力を形状抵抗として適切に評価して、山地河川の洪水流を把握可能とする計算格子サイズやそれに必要となる観測体制について示す。

第4章では、山地河川における河床変動解析を行なうために必要となる巨石の始動を評価する。このため、巨石に作用した流体力、接触力を評価可能な巨石の始動解析法を新たに構築する。さらに、新たな解析法を巨石の移動状況を調べた現地調査結果に適用し、その有効性や今後巨岩・巨石の多い山地河川における河床変動機構の解明に必要となる調査、研究を示す。

参考文献

- 1) 柏田仁, 二瓶泰雄, 中西徹真, 鈴木佑弥, 平謙二, 上田英滋, 梶純也, 藤田一郎: 非接触計測と水理解析による河川水位・流量観測の確立に向けた検討, 河川技術論文集, 第23巻, pp263-268, 2017.
- 2) Qi-hua Ran, Wei Li ,Qian Liao, Hong-Lei Tang and Meng-yao Wang : Application of an automated LSPIV system in a mountainous stream for continuous flood flow measurements, *Hydrological Processes*, 3014-3029,2016.
- 3) 福岡捷二: 洪水の水理と河道の設計法, 森北出版, 2005.
- 4) 福岡捷二, 渡邊明英, 原俊彦, 秋山正人: 水面形の時間変化と非定常二次元解析を用いた洪水流量ハイドログラフと貯留量の高精度推算, 土木学会論文集, No.761, II-67, pp.45-56,2004.
- 5) 福岡捷二: 洪水水面形観測情報の広域的・統合的活用による流域治水の考え方の構築に向けて, 河川技術論文集, 第23巻, pp. 251-256, 2017.
- 6) 福岡捷二, 田端幸輔, 出口桂輔: 平成27年9月洪水における鬼怒川下流区間の 流下能力, 河道貯留及び河道安定性の検討, 河川技術論文集, 第22巻, pp. 373-378, 2016.
- 7) 福岡捷二: 実務面からみた洪水流・河床変動解析法の最前線 と今後の調査研究の方向性, 河川技術論文集, 第20巻, pp. 197-203, 2014. 6.
- 8) 福岡捷二, 渡邊明英, 永井慎也: 河道内貯留量推算のための水位観測法と粗度係数に与える流れの非定常性の影響, 河川技術論文集, 第10巻, pp.253-258, 2004.6.
- 9) 柏田仁, 二瓶泰雄: 水位データ同化手法を組み込んだ河川洪水予測手法 (DIEX-Flood) の開発と江戸川への適用, 土木学会論文集B1(水工学), Vol.74, pp. I 1471-1476, 2018.
- 10) 渡邊明英, 見上哲章, 小島崇, 松延和彦, 鈴木裕三, 富澤慎二郎: 平面二次元流解析とアジョイント法に基づいた点観測の水位情報に対する縦断水面形時間変化の同化手法の検討, 河川技術論文集, 第23巻, pp. 373-378, 2017.
- 11) Barnes, H. H.: Roughness characteristics of natural channels, U.S.Geological Survey Water-Supply Paper,1967.
- 12) Bathurst, J.C. : Slope-area discharge gaging in mountain rivers, *Jour. of Hy.Div., Proc.of ASCE*, Vol.112, pp.376-391,1986.

- 13) Hey, R.D.: Flow Resistance in Gravel-Bed Rivers, *Journal of Hydraulics division, ASCE*, Vol.105, pp.365-379, 1979.
- 14) 浅野友子：日本の山地流域の降雨流出データ-収集データの概要と観測の課題一，水文・水資源学会誌，Vol. 27, No. 1, pp19-28, 2014.
- 15) 塚本洋祐，福岡捷二，大山修：草木ダム貯水池の洪水流動を考慮した洪水流入量，放流量の評価方法に関する研究，土木学会論文集B1（水工学），河川技術論文集，第22巻，pp.7-12, 2016.
- 16) 大野純暉，福岡捷二，時岡真治，田辺裕和：多点水位観測に基づく山地河川の洪水流量算定法に関する研究，土木学会論文集B1（水工学），Vol.74, No.4, pp. I 799-804, 2018.
- 17) 国土交通省 水管理・国土保全局:河川管理用三次元データ活用マニュアル（案），令和2年2月.
- 18) 山本一浩，中村圭吾，福岡浩史，戸村健太郎，金田真一：グリーンレーザ(ALB)を用いた河川測量の試み，河川技術論文集，第23巻，pp293-298, 2017.
- 19) 渡邊明英，松延和彦，見上哲章，小島崇，鈴木裕三:利根川上流におけるALB及び水位観測データ密度が水理解析結果に及ぼす影響に関する検討，土木学会論文集B1（水工学），Vol.74, pp.613-618, 2018.
- 20) 吉田圭介, 前野詩朗, 間野耕司, 山口華穂, 赤穂良輔：ALBを用いた河道地形計測の精度検証と流況解析の改善効果の検討，土木学会論文集B1（水工学），Vol.73, pp.565～570, 2017.
- 21) 山口華穂, 吉田圭介, 前野詩朗, 間野耕司, 赤穂良輔, 西山哲: ALBによる河道地形の再現性向上に伴う河床変動解析の改善効果の検討: 土木学会論文集 A2(応用力学), Vol. 74, No. 2, Vol. 21, 応用力学論文集, pp.465-474, 2018.
- 22) R Ferguson : Reach-Scale Flow Resistance, *Geomorphology*, Vol.9, pp.50-68, 2013.
- 23) André E Zimmermann, Matteo Saletti, Chend Zhang, and Marwan A Hassan: Step-Pool Channel Features, *Geomorphology*, pp.1-22, 2020.
- 24) Zhang Chendi, Liu Yingjun, Xu Mengzhen and Wang Zhaoyin: The 3D Numerical Study on Flow Properties of individual step-pool, *13th International Symposium on River Sedimentation*, 2019.
- 25) 内田龍彦，福岡捷二：非平衡粗面抵抗則を用いた一般底面流速解析法の導出と局所三次元流れへの適用，土木学会論文集B1（水工学），Vol.71, No.2, pp. 43-62, 2015.
- 26) Seokkoo Kang, Fotis Sotiropoulos: Flow phenomena and mechanisms in a field-scale experimental meandering channel with a pool-riffle sequence: Insights gained via numerical simulation, *Journal of Geophysical Research*, vol.116, 2011.
- 27) 高橋保：土砂流出現象と土砂と災害対策，近未来社，2006.
- 28) C. W. McKie, C. Juez, B. D. Plumb, W. K. Annable, M. J. Franca: How Large Immobile Sediments in Gravel Bed Rivers Impact Sediment Transport and Bed Morphology, *ASCE 2021*
- 29) Recking, A., Leduc, P., Liébault, F. and Church, M.: A field investigation of the influence of sediment supply on step-pool morphology and stability, *Geomorphology*, Vol.139-140, pp.53-66, 2012.
- 30) Zhang, C.D. and Wang, Z.L.: A physically-based model of individual step-pool stability in a mountain streams, *13th International Symposium on River Sedimentation*, 2016.
- 31) Smith, D. P., Kortman, S. R., Caudillo, A. M., Kwan-Davis, R. L., Wandke, J. J., Klein, J. W. and Gennaro, M.C.: Controls on large boulder mobility in an 'auto-naturalized' constructed step-pool river: San Clemente Reroute and Dam Removal Project, Carmel River, California, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, pp.1990-2003, 2020.

第3章 山地河川における洪水流解析に有効な準三次元解析法の構築とその適用

3-1 概説

本章では、巨岩・巨石の多い山地河川で洪水流解析が可能な新しい観測水面形に基づいた非静水圧準三次元解析法を構築する。そのため、表 3-1 に示す検討を行った。最初に、巨岩・巨石の形状が把握可能な詳細な地形測量データを用いた平面二次元洪水流解析を行い、現地観測結果と解析結果の比較検討から、平面二次元解析法の課題を明らかにする（表 3-1 の②）。その課題と第2章で明らかとなった GBVC 法の課題解決に向けて、山地河川の洪水流に適用可能な新たな非静水圧準三次元解析法を開発する。開発した準三次元洪水流解析法を滝山川、石狩川の山地河川に適用し、それぞれの既往最大洪水を対象として、その有効性を明らかにする（表 3-1 の③～⑥）。

第3章では、巨石の移動が少なく、河床変動は小さいものとして、準三次元洪水流解析を検討する。

3-2 巨岩・巨石の多い山地河川における詳細地形測量データと洪水観測水面形を用いた平面二次元解析法の適用とその課題

本章では、山地河川において巨岩・巨石まわりの圧力・流速分布を、剥離モデル等、別途モデルを導入することなく解析可能な新しい非静水圧準三次元解析法の開発を目的としている。解析に詳細な河道地形を反映させるために、巨岩・巨石等の形状が把握可能な地形測量データを取得した。一般的に広く用いられている観測水面形に基づく平面二次元解析法において、巨岩・巨石等の詳細な地形を考慮しても、粗度係数を大きく変えないと観測水面形を再現出来ず、山地河川の洪水流を把握する上で、本質的な解決策を与えないことを明らかにし、新たな非静水圧準三次元解析法が必要であることを示す。

表 3-1 検討したケース

	解析対象範囲	対象洪水	計算法	用いた測量データ	用いた格子サイズ	備考
①	滝山川（温井ダム下流部，5.1km～0.8km）	H29年洪水	平面二次元解析法	定期横断測量データ（200mの縦断間隔）	約10m	2章(2-1-4)に記載
②	滝山川（温井ダム上流部，6.3km～4.5km）	H29年洪水	平面二次元解析法	詳細地形測量データ(0.3m間隔)	約1.0m	3-2-3に記載
③	滝山川（温井ダム下流部，4.3km～4km）	H29年洪水	準三次元解析法（Q3D-FEBS）	詳細地形測量データ(1cm間隔)	約1.0mと0.5m	3-4に記載
④	滝山川（温井ダム上流部，6.3km～4.5km）	H29年洪水	準三次元解析法（Q3D-FEBS）	詳細地形測量データ(0.3m間隔)	約1.0m	3-5に記載
⑤	滝山川（温井ダム下流部，5.1km～0.8km）	H29年洪水	準三次元解析法（Q3D-FEBS）	詳細地形測量データ(0.3m間隔)	約1.0m	3-4に記載
⑥	石狩川（大雪ダム下流部，222.6km～200.4km）	H28年洪水	準三次元解析法（Q3D-FEBS）	詳細地形測量データ(0.3m間隔)+定期横断測量データ(200mの縦断間隔)	約1.0mと10m	3-7に記載

3-2-1 対象洪水と対象範囲

対象洪水は、太田川支川滝山川における平成29年7月滝山川洪水を対象とする。平成29年7月洪水は梅雨前線によるもので、滝山川では温井ダム完成以降、既往最大洪水となった。図3-1は、平成29年洪水時における温井ダムの流入量、放流量、貯水位のハイドログラフを示す。ダム地点では洪水ピーク時に流入量 880m³/s に対して、放流量 400m³/s の一定放流が行われている。

解析対象範囲は、図3-2中の滝山川温井ダム上流河道であり、河道の測量データは平成31年1~2月に0.3m間隔で計測された写真測量結果を用い、水面形の時系列データには、平

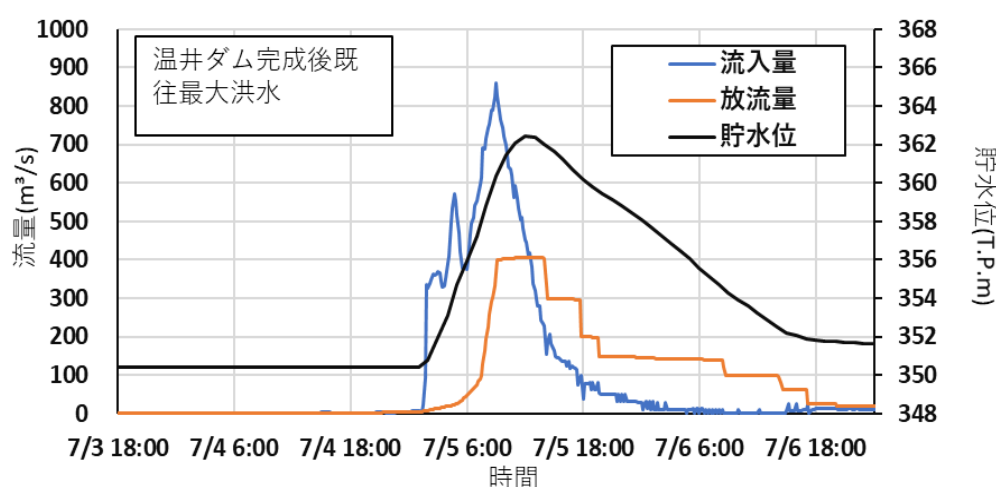


図 3-1 H29 年 7 月洪水時における温井ダム流入量，放流量，貯水位ハイドログラフ

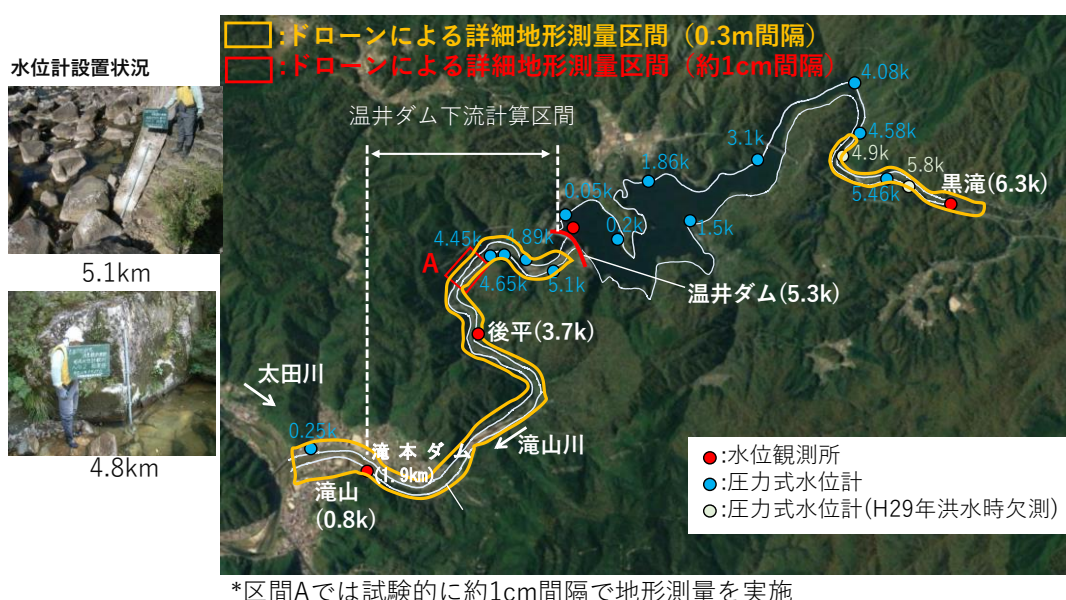


図 3-2 写真測量結果 (30cm 間隔) と計算格子データ (1.0m) の地盤高段彩図の比較 (全域の図面にする)

成29年7月洪水時に多点で観測された水位の時系列データを用いて検討した。

3-2-2 解析方法と解析条件

(式 3-1), (式 3-2)に平面二次元解析の基礎式を示す。(式 3-1), (式 3-2)はレイノルズ平均した連続式, 運動方程式を水深積分したものである。通常, 平面二次元解析では, 赤字で示す圧力の非静水圧成分に関する項や流速鉛直分布の発生による運動量交換項は, 水深積分時に無視する。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial U_i h}{\partial x_i} = 0 \quad (3-1)$$

$$\frac{\partial U_i h}{\partial t} + \frac{\partial U_j U_i h}{\partial x_j} = -\frac{\partial}{\partial x_i} \left(\frac{1}{2} g h^2 + h \cancel{p'} \right) - \left(g h + \cancel{\frac{p'_b}{\rho}} \right) \frac{\partial z_b}{\partial x_i} - \cancel{\frac{\partial h u'_i u'_j}{\partial x_j}} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial h \overline{\tau_{ij}}}{\partial x_j} - \hat{S} \frac{\hat{\tau}_{bi}}{\rho} \quad (3-2)$$

ここに, g : 重力加速度, h : 水深, z_s : 水位, z_b : 底面, U_i : 水深平均水流速, τ_{bi} : 底面せん断力, $\overline{\tau_{ij}}$: レイノルズ応力項, ρ : 水の密度, u'_i : 水深平均流速からの偏差, $\overline{u'_i u'_j}$: 流速鉛直分布の相関項, $\overline{p'}$: 水深平均した圧力の非静水圧成分, p'_b : 底面圧力の非静水圧成分である。

図 3-3, 図 3-4 は写真測量結果から計算格子データへの取り入れ方と作成した計算格子データに基づく河床を 3 次元表示したコンター図の比較を示す。本研究では, スタガード格子を採用し離散化しているため, 地盤高の評価点は計算格子の中央となる。そのため, 計算格子データの地盤高は, 計算格子の中心点を中心, 計算格子幅を直径とする円の内部にある測量点と計算格子の中心点との距離の逆数で重み付け平均し与えた。写真測量による詳細測量結果では, 巨岩・巨石の配置や大きさ, 複雑な谷形状が捉えられている。作成した 1m 間隔の計算格子でもこの特徴が再現出来ている。図 3-5 は 200m 間隔の定期横断測量結果と写真測量結果の河床高縦断分布の比較を示しており, 定期横断測量結果では, 山地河川の瀬淵構造を捉えられておらず, 場所によっては河積を十分な精度で推算することが出来ないことが分かる。本検討の上下流端の境界条件には, 図 3-2 に示す黒滝観測所 (6.3km) と 4.58km 地点の観測水位ハイドログラフを与え, 各時間の観測水面形を説明するように粗度係数の値を与えた。

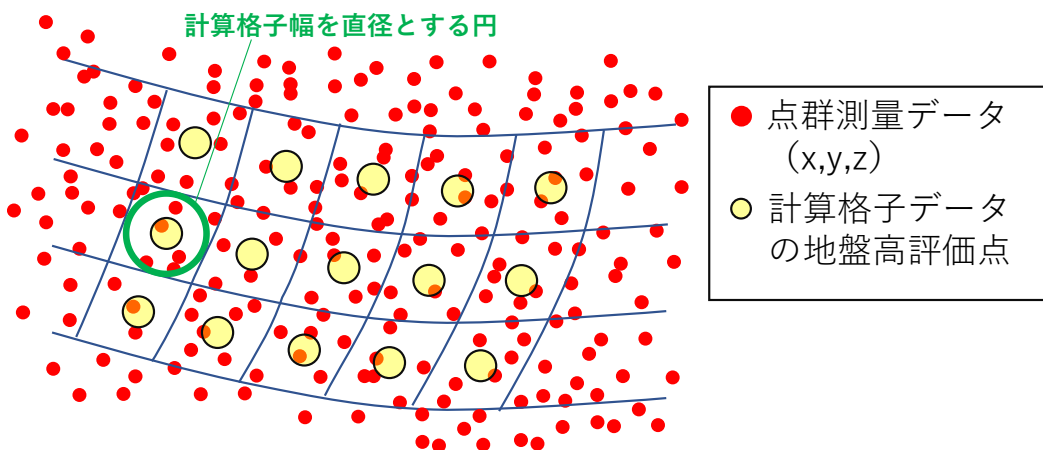


図 3-3 計算格子データの作成

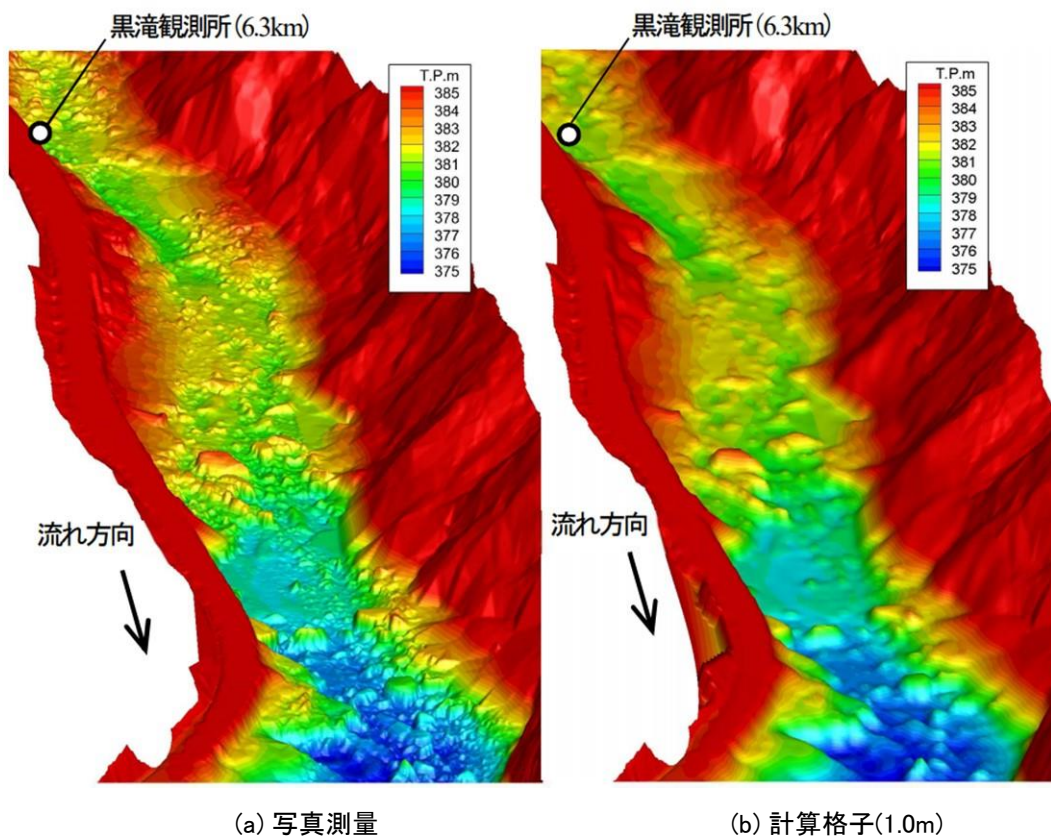


図 3-4 写真測量結果(30cm 間隔)と計算格子データ(1.0m)の地盤高段彩図の比較

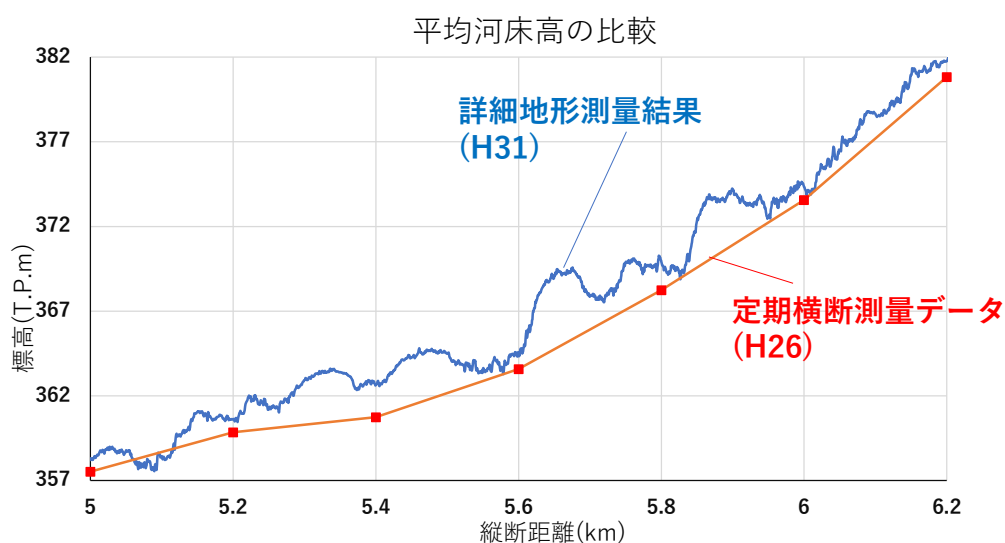


図 3-5 200m 間隔の定期横断測量データと詳細地形測量結果に基づく河床高縦断分布の比較

3-2-3 解析結果とその課題の考察

図 3-6, 図 3-7 はそれぞれ, 詳細地形測量結果を用いた平面二次元解析による解析水面形と観測水面形の時間変化の比較, 黒滝観測所(6.3km)における解析流量ハイドログラフと温井ダムの流入量ハイドログラフの比較を示す. 解析結果は観測水面形を良好に再現しているが, 解析流量ハイドログラフの算定には課題を有している. このときの観測水面形の時間変化を説明する粗度係数は $0.038(\text{m}^{-1/3} \cdot \text{s})$ となった. これは, 検討した解析法の枠組みで観測水面形を概ね説明するように, 巨石から砂まで全てを摩擦抵抗としてマニング式で換算した数字である.

次に, 詳細地形測量データと観測水面形に基づく平面二次元解析を行った場合の山地河川における流れ場の解析結果について考察する. 図 3-8 は, 6.0km~6.2km 区間の水深平均流速の平面分布の解析結果を示し, 図 3-9 は, 図 3-8 の赤点線で示す巨石を通る A-A'断面での横断面内の水位・流速分布の解析結果を示す. 特に巨石周りの水位・流速分布について着目すると, 図 3-8, 図 3-9 中の黒丸で示す箇所, 高流速の発生や極端に水深が低くなっている.

この要因について平面二次元解析に用いる方程式と比較し, 考察する. 平面二次元解析では(式 3-2)中の赤字で示す圧力の非静水圧分布を無視し, 水平方向の流速の鉛直分布を一様として計算をしている. 本計算法では, 巨岩・巨石の形状を解析地形データとして取り入れているものの, 巨岩・巨石まわりで卓越する圧力の非静水圧成分, 流速鉛直分布の変形を評価できず, 水深平均流速分布や水深分布の解析結果の信頼性が著しく低い(図 3-

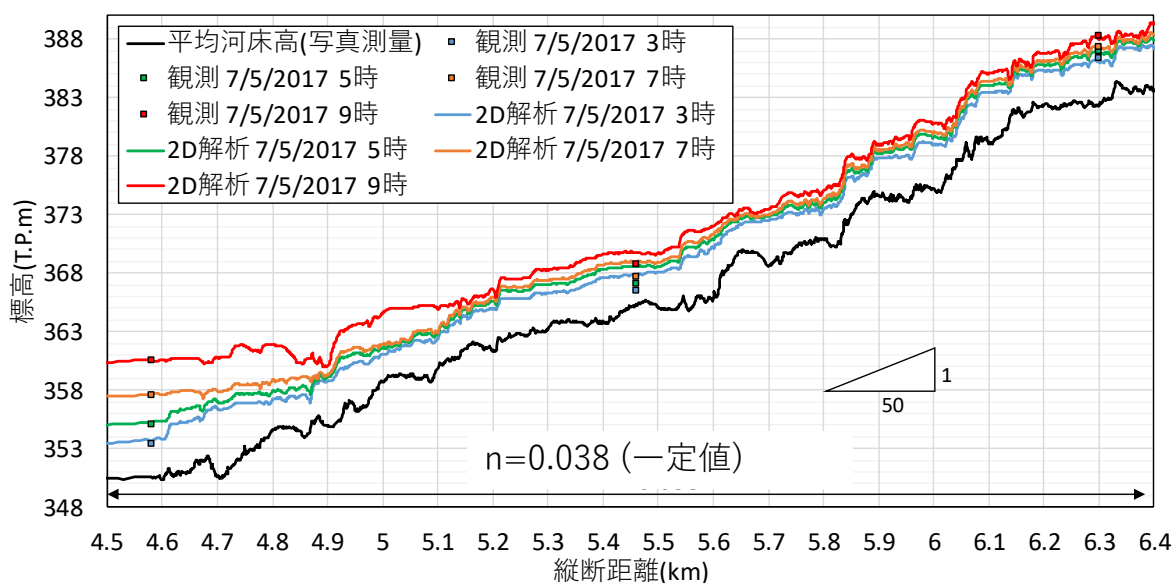


図 3-6 解析水面形(2Dcal)と観測水面形の比較

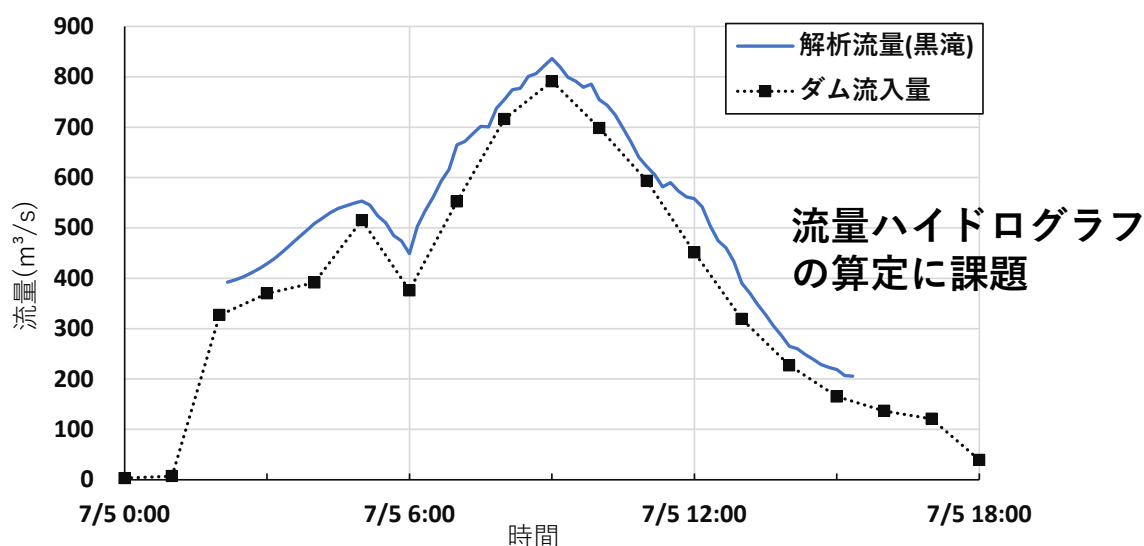
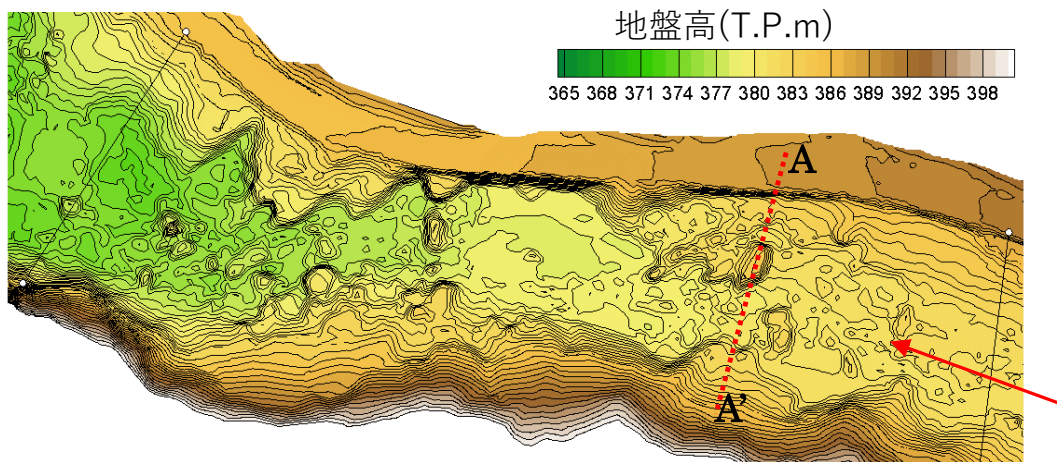
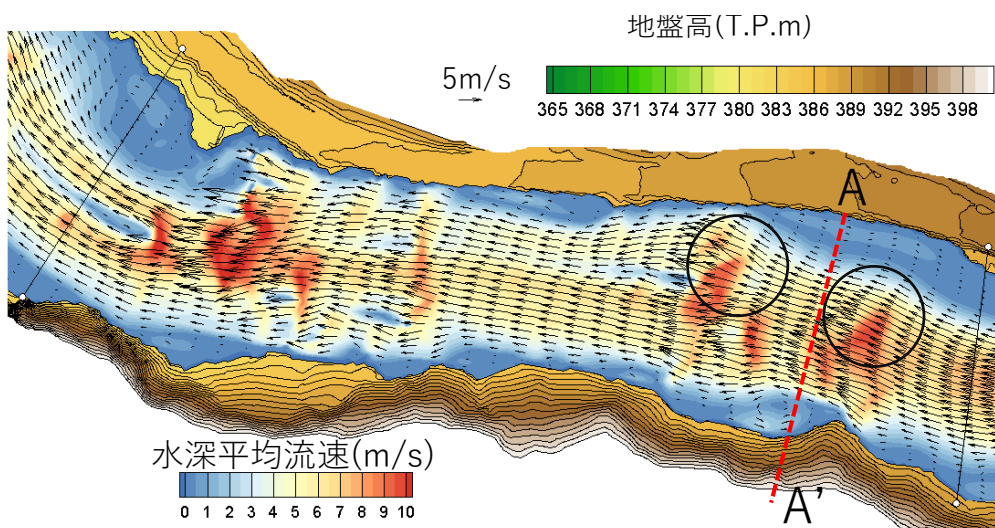


図 3-7 黒滝観測所(6.3km)における解析流量ハイドログラフと温井ダムの流入量ハイドログラフの比較

9). また、これらの影響を考慮せずに観測水面形を再現しようとしている為、設定された粗度係数がやや高い値($n=0.038$)となったと考えられる。従って、山地河川で洪水流解析を行う為には、巨岩・巨石近傍の非静水圧成分を含む圧力、流速を評価出来、巨岩・巨石群の形状抵抗を計算可能な準三次元洪水流解析法が必要となる。



(a) 地盤高コンター図



(b) 水深平均流速のコンター図とベクトル図

図 3-8 2D 解析による水深平均流速分布

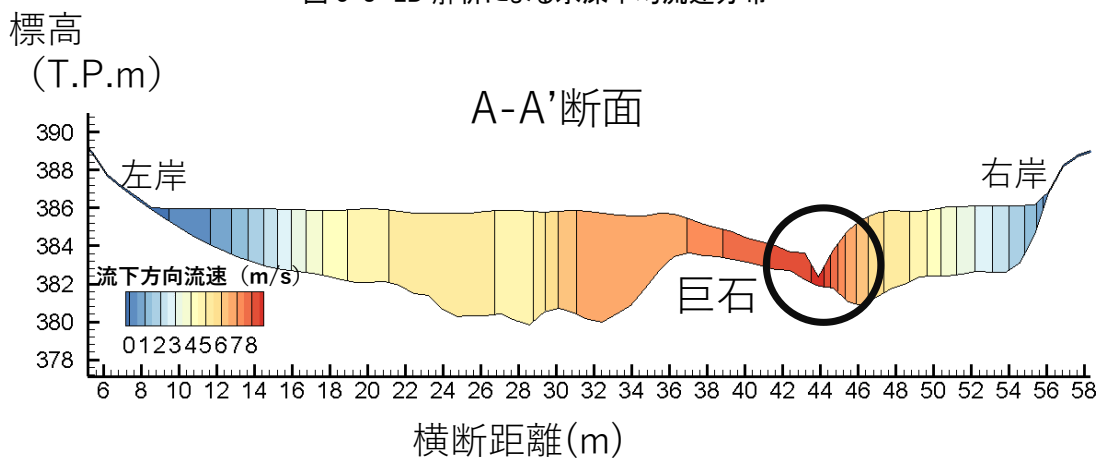
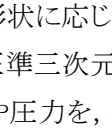
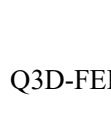


図 3-9 2D 解析による横断水位と流速分布

3-3 山地河川の洪水流解析に有効な準三次元解析法の構築

3-3-1 新たな準三次元解析法の概要

第 2 章と前節で得られた課題解決に向けて、山地河川に有効な非静水圧準三次元解析法を構築する。流速鉛直分布と非静水圧成分を含む圧力分布を評価でき、GBVC 法の課題である底面の境界形状に応じた流れや圧力の変化が直接計算されるように、 3-10,  3-11 で示す新たな非静水圧準三次元解析法(Q3D-FEBS)の方程式群を考えた。GBVC 法との違いは、底面境界での流速や圧力を、渦度を介して計算するのではなく、複雑な形状となる水表面や巨岩・巨石の上面となる底面上の運動方程式を解くことによって求める。これによって、巨岩・巨石まわりの流速・圧力分布が計算可能となり、巨岩・巨石による形状抵抗や流体力を評価可能となることが期待される¹⁾。

3-3-2では、Q3D-FEBSの基礎式の導出について詳述する。

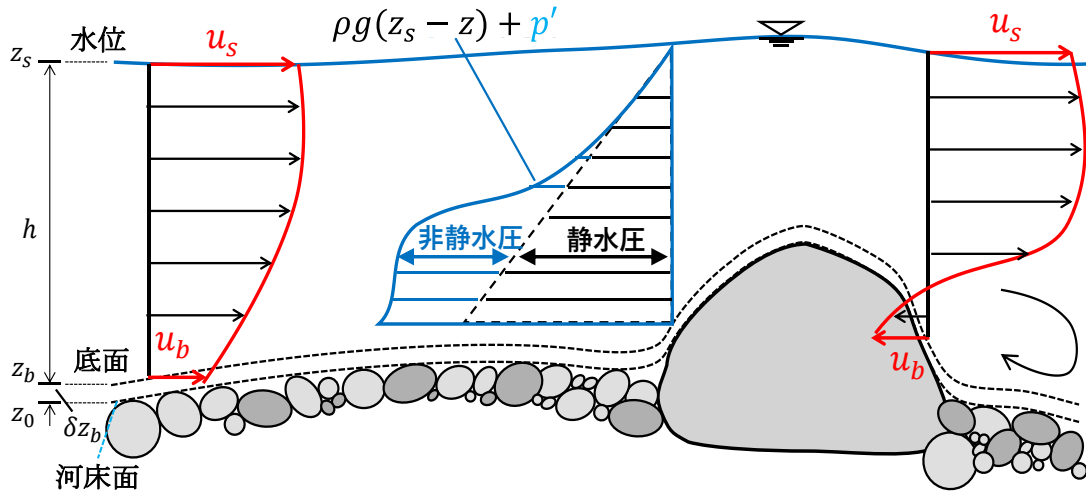


図 3-10 Q3D-FEBS の概要図

水深積分した連続式 ($i = 1, 2$)

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial U_i h}{\partial x_i} = 0$$

水深積分した運動方程式 ($i = 1, 2$)

$$\frac{\partial U_i h}{\partial t} + \frac{\partial U_j U_i h}{\partial x_j} = -\frac{\partial}{\partial x_i} \left(\frac{1}{2} g h^2 + h \bar{p}' \right) - \left(g h + \frac{p'_b}{\rho} \right) \frac{\partial z_b}{\partial x_i} - \frac{\partial \overline{h u'_i u'_j}}{\partial x_j} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial h \overline{\tau_{ij}}}{\partial x_j} - \hat{S} \frac{\hat{\tau}_{bi}}{\rho}$$

平面二次元解析の枠組み

水面境界における運動方程式 ($i, j = 1, 2$)

$$\frac{\partial u_{si}}{\partial t} + u_{sj} \frac{\partial u_{si}}{\partial x_j} = -g \frac{\partial z_s}{\partial x_i} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z} \bigg|_s \frac{\partial z_s}{\partial x_i} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{zi}}{\partial z} \bigg|_s$$

底面境界における運動方程式 ($i, j = 1, 2$)

$$\frac{\partial u_{bi}}{\partial t} + u_{bj} \frac{\partial u_{bi}}{\partial x_j} = -g \frac{\partial z_s}{\partial x_i} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'_b}{\partial x_i} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z} \bigg|_b \frac{\partial z_b}{\partial x_i} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{ijb}}{\partial x_j} + \frac{1}{\rho} \frac{\hat{S}}{\delta z_b} (\tau_{bi} - \tau_{0i})$$

水面と底面での非静水圧の鉛直勾配 ($i = 1, 2$)

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z} \bigg|_s = -u_{si} \frac{\partial w_s}{\partial x_i} \quad \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z} \bigg|_b = -u_{bi} \frac{\partial w_b}{\partial x_i}$$

水深平均及び底面の非静水圧 ($i = 1, 2$)

$$\frac{p'_b}{\rho} = U_i h \frac{\partial W}{\partial x_i} + \hat{S} \frac{\hat{\tau}_{bz}}{\rho} \quad \bar{p}' = \frac{1}{2} \frac{p'_b}{\rho} + \frac{1}{12} U_i h \frac{\partial w_s - w_b}{\partial x_i}$$

水深平均鉛直方向流速の式

$$W h = h \left(\frac{\partial z_m}{\partial t} + U_k \frac{\partial z_m}{\partial x_k} \right) + \frac{\partial}{\partial x_k} \left\{ h^2 \left(\frac{\Delta u_k h}{10} + \frac{\delta u_k h}{20} \right) \right\}$$

図 3-11 Q3D-FEBS の基礎方程式群 (デカルト座標系)

3-3-2 Q3D-FEBS の方程式群の導出

図 3-10 で示す Q3D-FEBS の各方程式の導出過程を以下に示す。

流速鉛直分布の定義式

準三次元解析では、流速の鉛直分布を仮定する必要がある。Q3D-FEBS 法では、GBVC 法と同様に無次元水深 $\eta = \frac{z_s - z_b}{h}$ に関する 3 次多項式として仮定し、立式する。3 次多項式の係数決定の際、必要となる拘束条件 4 つであり、以下のように決定する。

- ・ 水面 ($\eta = 0$) で $u_i(0) = u_s$ (水面で水表面流速となる)
- ・ 水面 ($\eta = 0$) で $\frac{\partial u_i(\eta)}{\partial \eta} = 0$ (水面でせん断力が 0 となる)
- ・ 底面 ($\eta = 1$) で $u_i(1) = u_b$ (底面で底面流速となる)
- ・ $\frac{1}{h} \int_0^1 u_i(\eta) d\eta = U_i$ (流速鉛直分布の水深平均値が水深平均流速となる)

以上の条件より、3 次多項式の係数が決まり、(3-3)式が得られる。

$$u_i(\eta) = U_i + \Delta u_i(12\eta^3 - 12\eta^2 + 1) - \delta u_i(4\eta^3 - 3\eta^2) \quad (3-3)$$

ここに、 $i, j=1, 2$ (x, y 方向), $u_i(\eta)$: 任意高さの i 方向流速, $\Delta u_i = u_{si} - U_i$, $\delta u_i = u_{si} - u_{bi}$, $\eta = (z_s - z)/h$, U_i : i 方向水深平均流速, u_{si} : i 方向水面流速, u_{bi} : i 方向底面流速, h : 水深, z_s : 水位である。(3-3) 式は、等流状態における条件 $\Delta u_i = \frac{\delta u_i}{3}$ を代入すると、(3-21)式で示す等流を仮定した際の 2 次の流速鉛直分布に帰着するよう設定されている。この流速鉛直分布を評価する為には、水深平均流に加えて、拘束条件となる水面・底面の流速を算出する必要がある。

次に、3 次元のデカルト座標系 (x, y, z, t) におけるレイノルズ平均された連続式(式(3-1))と運動方程式(式(3-2)), 運動方程式を (x^*, y^*, η, t^*) 座標系に変換し、水面と底面上における運動方程式を導出する。

$$\frac{\partial u_i}{\partial x_i} = 0 \quad (3-4)$$

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} + u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j} \quad (3-5)$$

$$\tau_{ij} = -2\rho\nu_t s_{ij}, \quad s_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \quad (3-6)$$

(3-4)~(3-6)式は、デカルト座標系 (x,y,z,t) を (x^*,y^*,η,t^*) 座標系への変換式である式(3-7)から式(3-9)を用いて行われる。

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{\partial \phi}{\partial t^*} \frac{\partial t^*}{\partial t} + \left(\frac{\partial z_s}{\partial t^*} - \eta \frac{\partial h}{\partial t^*} \right) \frac{1}{h} \frac{\partial \phi}{\partial \eta} \quad (3-7)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial x_i} = \frac{\partial \phi}{\partial x_i^*} \frac{\partial x_i^*}{\partial x_i} + \left(\frac{\partial z_s}{\partial x_i^*} - \eta \frac{\partial h}{\partial x_i^*} \right) \frac{1}{h} \frac{\partial \phi}{\partial \eta} \quad (3-8)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial z} = -\frac{1}{h} \frac{\partial \phi}{\partial \eta} \quad (3-9)$$

(x^*,y^*,η,t^*) 座標系に変換された連続式と三次元運動方程式を式(3-10)から式(3-13)に示す。

シグマ座標系におけるレイノルズ方程式

$$\frac{\partial h}{\partial t^*} + \frac{\partial uh}{\partial x^*} + \frac{\partial vh}{\partial y^*} + h \frac{\partial w_\eta}{\partial \eta} = 0 \quad (3-10)$$

$$\frac{\partial u_i}{\partial t^*} + u \frac{\partial u_i}{\partial x^*} + v \frac{\partial u_i}{\partial y^*} + w_\eta \frac{\partial u_i}{\partial \eta} \quad (3-11)$$

$$= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i^*} - \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial z_s}{\partial x_i^*} - \eta \frac{\partial h}{\partial x_i^*} \right) \frac{1}{h} \frac{\partial p}{\partial \eta} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{ix}}{\partial x^*} + \left(\frac{\partial z_s}{\partial x^*} - \eta \frac{\partial h}{\partial x^*} \right) \frac{1}{\rho h} \frac{\partial \tau_{ix}}{\partial \eta}$$

$$+ \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{iy}}{\partial y^*} + \left(\frac{\partial z_s}{\partial y^*} - \eta \frac{\partial h}{\partial y^*} \right) \frac{1}{\rho h} \frac{\partial \tau_{iy}}{\partial \eta} - \frac{1}{\rho h} \frac{\partial \tau_{iz}}{\partial \eta}$$

$$\frac{\partial w}{\partial t^*} + u \frac{\partial w}{\partial x^*} + v \frac{\partial w}{\partial y^*} + w_\eta \frac{\partial w}{\partial \eta} \quad (3-12)$$

$$= -g + \frac{1}{\rho h} \frac{\partial p}{\partial \eta} + \frac{1}{\rho h} \frac{\partial \tau_{iz}}{\partial x^*} + \left(\frac{\partial z_s}{\partial x_i^*} - \eta \frac{\partial h}{\partial x_i^*} \right) \frac{1}{\rho h} \frac{\partial \tau_{iz}}{\partial \eta} - \frac{1}{\rho h} \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial \eta}$$

$$w_\eta = \frac{1}{h} \left[\left(\frac{\partial z_s}{\partial t^*} - \eta \frac{\partial h}{\partial t^*} \right) + \bar{u} \left(\left(\frac{\partial z_s}{\partial x^*} - \eta \frac{\partial h}{\partial x^*} \right) \right) + \bar{v} \left(\left(\frac{\partial z_s}{\partial y^*} - \eta \frac{\partial h}{\partial y^*} \right) \right) - w \right] \quad (3-13)$$

次に、得られた連続式、運動方程式を水面から底面まで水深積分した式(3-14),(3-15)を示す。これらは従来の洪水流解析で用いられている平面二次元解析法で使われる式群である。

水深積分連続式

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial U_j h}{\partial x_j} = 0 \quad (3-14)$$

水深積分運動方程式

$$\frac{\partial U_i h}{\partial t} + \frac{\partial U_i U_j h}{\partial x_j} + \frac{\partial \overline{u'_i u'_j} h}{\partial x_j} = -gh \frac{\partial z_s}{\partial x_i} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \overline{p'} h}{\partial x_i} - \frac{p'_b}{\rho} \frac{\partial z_b}{\partial x_i} - \frac{\tau_{bi}}{\rho} + \frac{1}{\rho} \frac{\partial h T_{ij}}{\partial x_j} \quad (3-15)$$

$$T_{ij} = -2\rho\nu_t S_{ij}, \quad S_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right) \quad (3-16)$$

$$\overline{u'_i u'_j} = \int_0^1 u'_i u'_j d\eta = \frac{13}{35} \Delta u_i \Delta u_j - \frac{2}{35} (\Delta u_i \delta u_j + \Delta u_j \delta u_i) + \frac{3}{35} \delta u_j \delta u_i, \quad u'_i = u_i - U_i \quad (3-17)$$

ここで、 $\overline{p'}$ は圧力の非静水圧成分の水深平均値、 p'_b は底面での圧力の非静水圧成分、 ρ ：密度、 g ：重力加速度、 τ_{bi} ：底面に作用するせん断応力、 ν_t ：渦動粘性係数の水深平均値である。本解析法では運動方程式(3-15)の左辺第三項の流速分布の相関項については、(3-3)式で仮定した3次式を基に評価している。

水面での運動方程式は、式(3-11)を $\eta=0$ とすることで導出される(式(3-18))。

水面の水平方向運動方程式($\eta=0$)

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_{si}}{\partial t} + u_{sj} \frac{\partial u_{si}}{\partial x_j} &= -g \frac{\partial z_s}{\partial x_i} - \frac{1}{\rho h} \frac{\partial z_s}{\partial x_i} \frac{\partial p'}{\partial \eta} \Big|_s + \frac{\nu_{ts}}{\rho} \frac{\partial^2 u_{si}}{\partial z^2} \Big|_s \\ \frac{\partial^2 u_i}{\partial \eta^2} \Big|_s &= 24\Delta u_i - 6\delta u_i, \quad \gamma_{ts} = \frac{\kappa u_* h}{6} \end{aligned} \quad (3-18)$$

ここで、 ν_{ts} は水面での渦動粘性係数である。(3-18)式に含まれる水面での圧力の非静水圧の鉛直勾配 $\frac{\partial p'}{\partial \eta} \Big|_s$ は、水面での鉛直方向の運動方程式より、算出する。移流項・水平せん断力項を無視し、式(3-19)から計算される。

水面の鉛直方向運動方程式($\eta=0$)

$$\frac{1}{\rho h} \frac{\partial p'}{\partial \eta} \Big|_s = u_{sj} \frac{\partial w_s}{\partial x_j} \quad (3-19)$$

底面における運動方程式は、同様に式(3-11)を $\eta=1$ とすることで導出される(式(3-23))。

底面の水平方向運動方程式($\eta=1$)

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_{bi}}{\partial t} + u_{bj} \frac{\partial u_{bi}}{\partial x_j} &= -g \frac{\partial z_s}{\partial x_i} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p'_b}{\partial x_i} - \frac{1}{\rho h} \frac{\partial z_b}{\partial x_i} \frac{\partial p'}{\partial \eta} \Big|_b + \frac{1}{\rho} \frac{\tau_{bi} - \tau_{oi}}{\delta z_b}, \quad \delta z_b = c_{zb} h, c_{zb} = 0.03 \\ \frac{\tau_{bi}}{\rho} &= -\frac{\nu_{tb}}{h} \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial \eta} \Big|_b, \quad \gamma_{tb} = l_d \sqrt{k_b}, \quad l_d = 0.07h \end{aligned} \quad (3-20)$$

ここで、 ν_{tb} は底面での渦動粘性係数である。底面での圧力の非静水圧成分の鉛直勾配 $\frac{\partial p'}{\partial \eta} \Big|_b$ は、底面での鉛直方向の運動方程式より、非定常項・水平せん断力項を無視すると式(3-21)から計算される。また、式(3-20)におけるせん断力の鉛直勾配項は、底面流速の高さに作

用するせん断力 τ_{bi} と河床面に作用するせん断力 τ_{oi} を用いて評価する。

底面の鉛直方向運動方程式($\eta=1$)

$$\frac{1}{\rho h} \frac{\partial p'}{\partial \eta} \Big|_b = u_{bj} \frac{\partial w_b}{\partial x_j} \quad (3-21)$$

河床面に作用するせん断力 τ_{oi} は底面流速と摩擦係数を用いて式(3-22)で表す。

$$\frac{\tau_{oi}}{\rho} = c_b^2 u_{bi} |u_b| \quad (3-22)$$

ここで、等流状態の流速分布は式(3-23)で表せられることから、摩擦係数 c_b はマンニングの粗度係数を用いて式(3-24)で表せられる。

$$\frac{u-U}{\sqrt{\widehat{\tau}_b/\rho}} = \frac{1}{\kappa} (1-3\eta^2), \quad \widehat{\tau}_b = \frac{\hat{\tau}_0}{1+C_{zb}} \quad (3-23)$$

$$c_b = \frac{C_0}{1-2C_0/\kappa} \sqrt{1+c_{zb}}, \quad C_0 = \sqrt{gn^2/h^{1/3}} \quad (3-24)$$

次に、ある高さ($z=z_\eta$)における圧力の非静水圧成分を求める。式(3-12)について水面からある任意高さ($z=z_\eta$)まで積分し、水面での運動学的境界条件、水面で圧力、せん断力ゼロの条件を課すと式(3-25)が得られる。

$$\frac{p'}{\rho} = \frac{\partial}{\partial t} \left(h \int_0^\eta w d\eta \right) + \frac{\partial}{\partial x_i} \left(h \int_0^\eta u_i w d\eta \right) + h w w_\eta - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x_i} h \left(\int_0^\eta \tau_{iz} d\eta \right) - \frac{\tau_{iz}}{\rho} \frac{\partial (z_s - h\eta)}{\partial x_i} + \frac{\tau_{zz}}{\rho} \quad (3-25)$$

式(3-25)について、非定常項を無視し、水平方向流速を一様流とすると、式(3-26)となる。

$$\frac{p'}{\rho} = \frac{\partial}{\partial x_i} (h U_i \int_0^\eta w d\eta) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial x_i} h \left(\int_0^\eta \tau_{iz} d\eta \right) - \frac{\tau_{iz}}{\rho} \frac{\partial (z_s - h\eta)}{\partial x_i} + \frac{\tau_{zz}}{\rho} \quad (3-26)$$

同様に、式(3-4)式を水面からある任意高さ($z=z_\eta$)まで積分すると式(3-27)が得られる。

$$w = \frac{\partial z_s}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} h \int_0^\eta u_i d\eta + u_i \left(\frac{\partial z_s}{\partial x_i} - \eta \frac{\partial h}{\partial x_i} \right) \quad (3-27)$$

式(3-26)と同様に、非定常項を無視し、水平方向流速を一様流とすると、 w の鉛直分布は η に関する1次式となる。本研究では、式(3-29)のように w の鉛直分布を仮定した。

$$w = W + \frac{\delta w}{2}(1 - 2\eta) \quad (3-28)$$

$$\delta w = w_s - w_b \quad (3-29)$$

式(3-26)に関して、右辺第 2 項で示すレイノルズ応力項を無視し、式(3-28)を代入した式を式(3-30)に示す。尚、式(3-26)の右辺第 3,4 項に示すある高さにおけるせん断力項は、底面せん断力を用いて、せん断力の鉛直分布を 1 次式で表現するすることで、評価した。

$$\begin{aligned} \frac{p'}{\rho} &= U_i h \eta \frac{\partial W}{\partial x_i} + (\eta - \eta^2) \frac{U_i h}{2} \frac{\partial \delta w}{\partial x_i} + \hat{S} \frac{\widehat{\tau}_{bz}}{\rho} \\ \hat{S} \frac{\widehat{\tau}_{bz}}{\rho} &= -\frac{\tau_{iz}}{\rho} \frac{\partial(z_s - h\eta)}{\partial x_i} + \frac{\tau_{zz}}{\rho} \end{aligned} \quad (3-30)$$

式(3-30)から、底面の非静水圧、水深平均した非静水圧を算出すると、式(3-31),(3-32)が得られる。

水深平均および底面の非静水圧

$$\frac{p'_b}{\rho} = \frac{\partial W U_j h}{\partial x_j} + \hat{S} \frac{\widehat{\tau}_{bz}}{\rho} \quad (3-31)$$

$$\frac{\bar{p}'}{\rho} = \frac{1}{2} \frac{p'_b}{\rho} + \frac{U_i h}{12} \frac{\partial \delta w}{\partial x_i} \quad (3-32)$$

水深平均の鉛直方向流速は、任意高さの連続式(式(3-33)) を水深積分した式(3-34)より求められる。

水深平均および底面の非静水圧

$$w_\eta = w_{\sigma\eta} + u_k \left(\frac{\partial z}{\partial x_k} \right) |_\eta, \quad w_{\sigma\eta} = \frac{\partial z_b}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x_k} \left(\int_{z_b}^{z_\eta} u_k dz \right) \quad (3-33)$$

$$\begin{aligned} Wh &= h \left(\frac{\partial z_m}{\partial t} + U_k \frac{\partial z_m}{\partial x_k} \right) + \frac{\partial}{\partial x_k} \left\{ h^2 \left(\frac{\Delta u_k h}{10} + \frac{\delta u_k h}{20} \right) \right\} \\ z_m &= \frac{z_s + z_b}{2} \end{aligned} \quad (3-34)$$

以上より、Q3D-FEBS の基礎式が導出された。平面二次元解析では、図 3-3 に示す水深積分した運動方程式中の黒字で示す右辺第 2,4,5 項による圧力の非静水圧成分、流速鉛直分布が無視されているが、実際には巨岩・巨石の前後では非静水圧成分の増減、逆流域形成等による流速鉛直分布の変形が生じており、Q3D-FEBS ではこれらを底面境界沿いの運動方程式を導入することで計算可能となる。これによって、巨岩・巨石まわりの流速・圧力分布は運動方程式から評価され、巨岩・巨石群の形状抵抗、流体力が解析可能となり、山

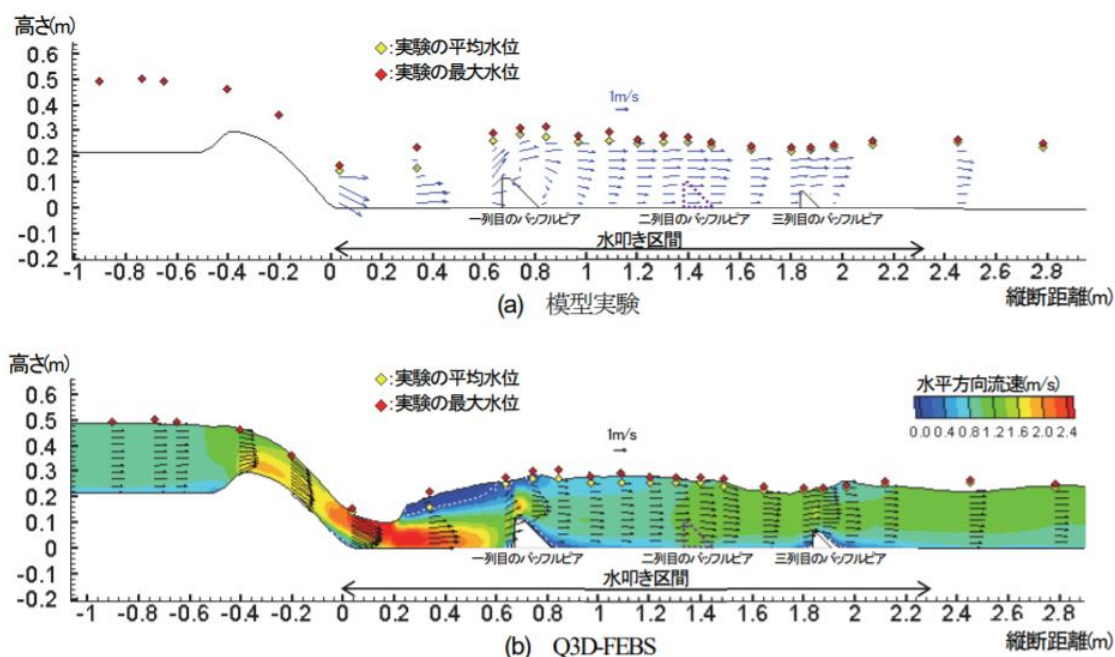


図 3-12 バッフルピアを乗り越える流れの実験結果と Q3D-FEBS による解析結果の比較

地河川の流下能力や巨石の始動を評価できると考えた¹⁾。

近年竹村・福岡²⁾は、堰を乗り越える急変流で生じる跳水とバッフルピアによる減勢効果を明らかにするため、バッフルピア群を地形データとして取り込んだ Q3D-FEBS による洪水流解析結果と実験による水位・流速鉛直分布の観測結果を比較し、Q3D-FEBS 法の有効性を検討している。図 3-12 はその検討結果を示している。大きさや形状、配置状況が一樣なバッフルピア周りでは、水位や流速分布の実験値を適切に再現している。一方、山地河川については著者ら^{1,3)}が Q3D-FEBS を用いて洪水流解析を行なっており、それを次節以降で示す。

次節では滝山川、石狩川の異なる 2 つの山地河川に巨岩・巨石の形状を取り込んだ観測水面形に基づく Q3D-FEBS を適用し、砂礫、巨石に作用した力を正しく評価することで、山地河川の洪水流を説明できることを示す。また、その際必要となる計算条件、観測データを明らかにする。

3-4 山地河川を対象とした Q3D-FEBS 法を用いる際の計算格子サイズの検討

3-4-1 検討方法

本検討では、図 3-13 に示す温井ダム下流の滝山川 4.4km~4.0km の区間 A を対象とする。図 3-14 に示すように区間 A では約 1cm 毎に詳細な河床地形測量を実施した。解析には、河床の巨岩・巨石の底面形状を地形データとして解析モデルに取り込み、山地河川で Q3D-

FEBS を適用した場合に、計算コスト上等の観点から計算格子幅を約 0.5m と約 1m とした場合について、比較検討する。図 3-15 は、ドローンによる地形測量結果から作成した詳細地形測量区間における各計算格子 (0.5m,1m) の地盤高コンター図である。計算格子幅を約 0.5m とした場合に比べ、計算格子幅を約 1.0m とした場合は河床に点在する巨石の形状がやや滑らかになっているのが分かる。

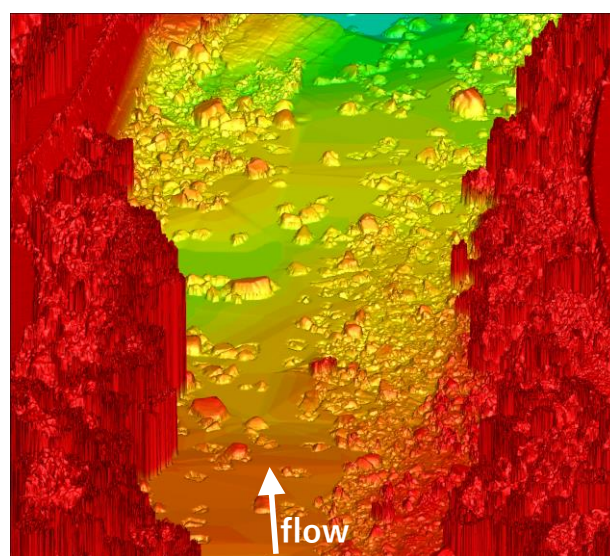
本研究で対象とした区間 A では、水位観測が実施されていない為、滝山川の 5.1km～0.8km 区間を対象に、平成 29 年 7 月洪水時に観測された多点水位時系列データに、これを説明する平面二次元洪水流解析を行い、観測水位データを補完した。このようにして得られた水面形を用いて、区間 A を対象に、増水期 ($100\text{m}^3/\text{s}$) と洪水ピーク時 ($400\text{m}^3/\text{s}$) を対象に、Q3D-FEBS に基づいて定常計算を行ない、山地河川を対象とした洪水流解析の為の適切な計算格子幅を検討した。

3-4-2 解析結果とその考察

図3-16はQ3D-FEBSによる解析水面形と平面二次元解析により補完した観測水面形の比較を示す。Q3D-FEBS の解析水面形は、赤の実線で示す計算格子幅を約 0.5m とした場合、青の実線で示す計算格子幅を約 1.0m とした場合ともに、黒の実線で示す補完した洪水ピーク時 ($Q = 400\text{m}^3/\text{s}$) の水面形を概ね説明できている。この時、Q3D-FEBSで設定した粗度係数はどちらのケースも $0.032(\text{m}^{-1/3} \cdot \text{s})$ とした。計算格子幅を約 0.5m とした場合と計算格子幅を約 1.0m とした場合の洪水ピーク時の解析水面形を比較すると、両者の差は10～20cmほど差はあるものの、概ね一致しているといえる。これは、Q3D-FEBSによって、巨岩・巨石まわりの流速・圧力分布が解析可能となったことで、巨岩・巨石による形状抵抗を評価出来、洪水流の全抵抗をほぼ評価出来たことを意味する。



図 3-13 区間 A の航空写真



約1cm間隔の測量データ

図 3-14 計算格子サイズ 0.5m, 1.0m における 3 次元表示した地盤高のコンター図

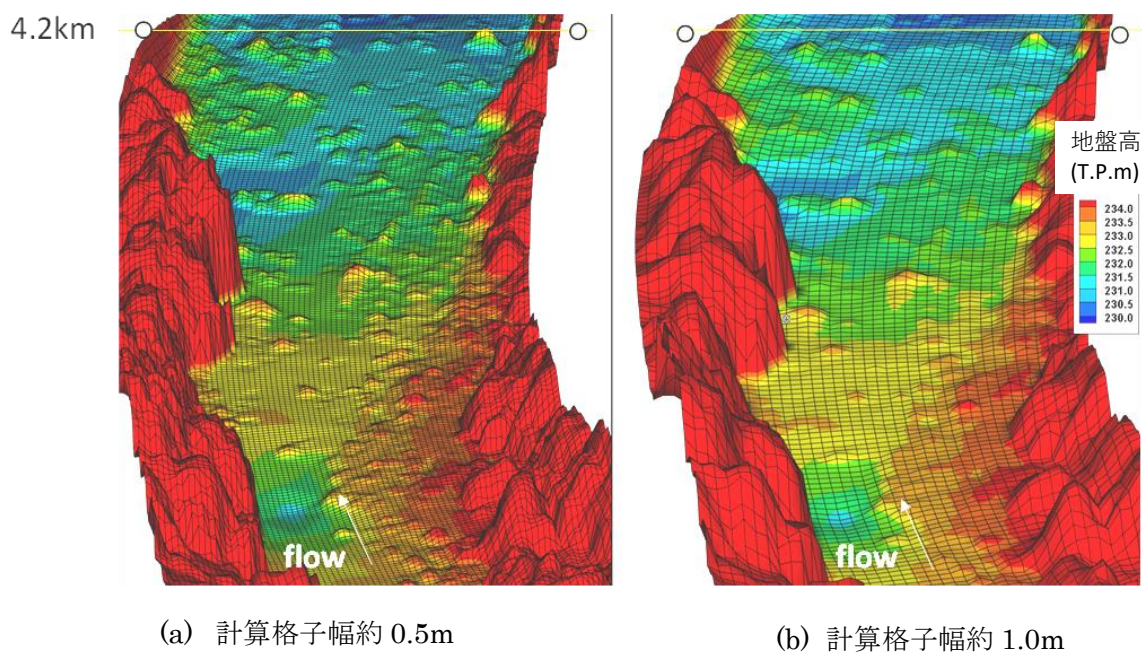


図 3-15 計算格子サイズ 0.5m,1.0m における 3 次元表示した地盤高のコンター図

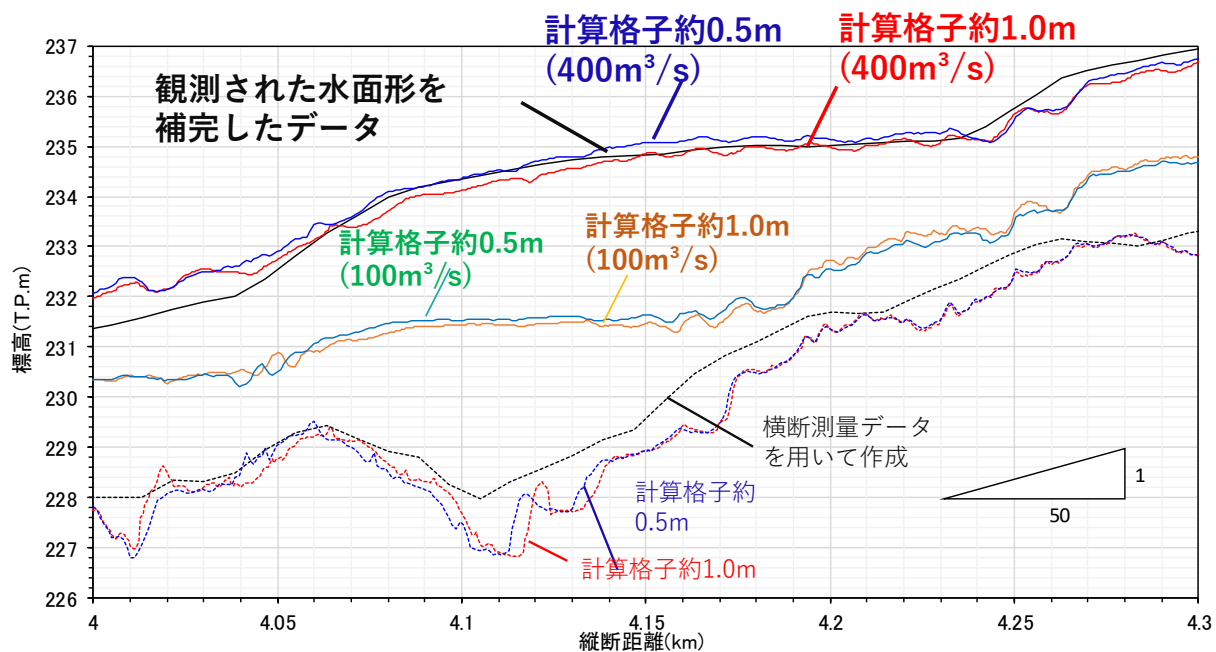
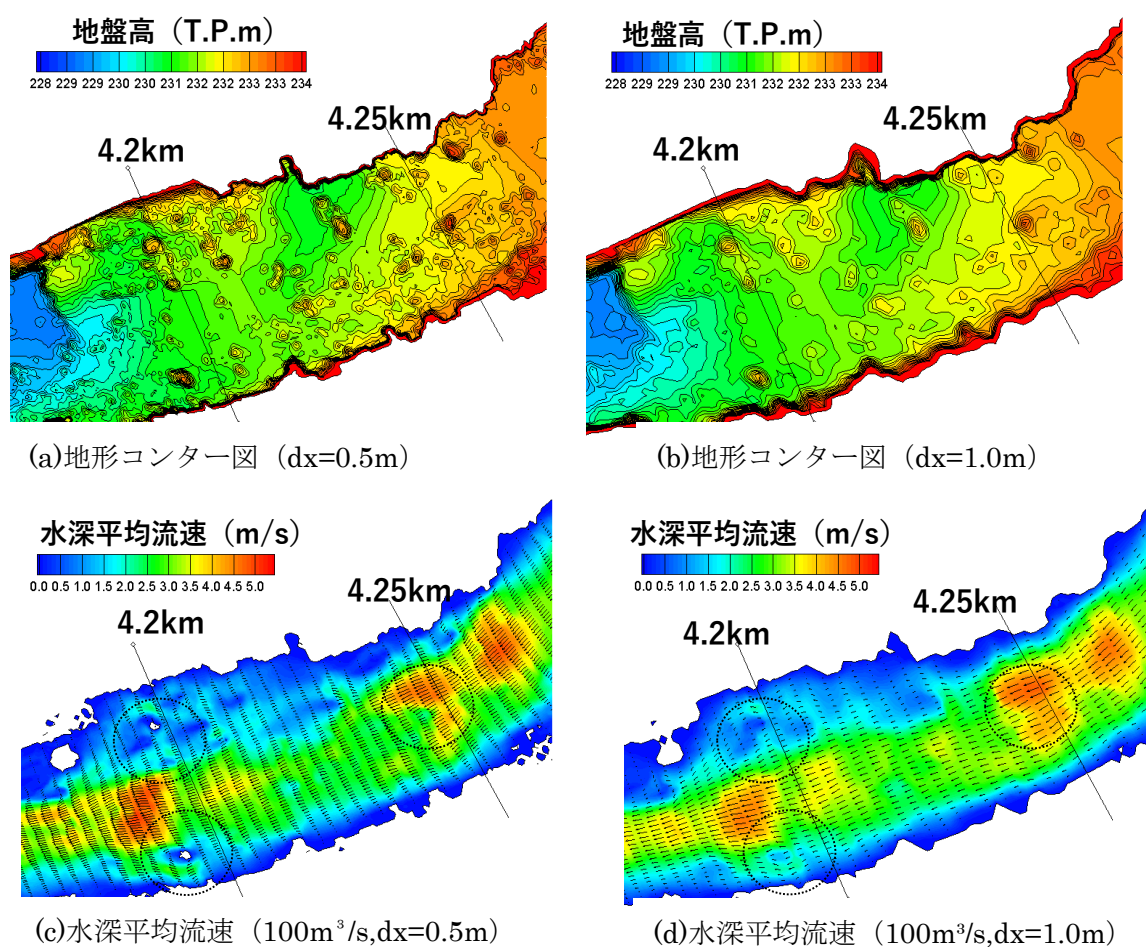


図 3-16 H29 年 7 月洪水時における Q3D-FEBS による解析水面形と観測水面形の比較

図3-17は、計算格子幅0.5m,1.0mとした場合の地形コンター図と流量 $400\text{m}^3/\text{s}$ 、 $100\text{m}^3/\text{s}$ 時の水深平均流速を示している。黒丸で示す個所で少し違いはあるものの、全体的には、流量 $100\text{m}^3/\text{s}$ 時、 $400\text{m}^3/\text{s}$ 時における水深平均流速のコンター図は類似しており、格子の違いによる平均流の大きな違いは見られない。図3-18は計算格子幅約0.5m,1.0mとした際の洪水ピーク時における非静水圧の水頭換算値のコンターと底面流速ベクトルを示す。底面流速ベクトルや非静水圧の水頭換算値についてもどちらも同様な分布をしており、両者ともに、巨岩・巨石の前面では圧力が上昇、背面では下降し、巨岩・巨石周りでの圧力差が大きくなり、大きな圧力抵抗が作用していることが分かる。

以上の結果から、山地河川の流下能力を評価する上では、1.0m程度の計算格子でも十分な精度で洪水水面形を計算可能と考えられる。

一方で、巨石の始動を考える際は、まず巨石の形状や配置を計算格子で再現する必要があるが、1.0mの計算格子では巨石による凹凸が小さくなってしまっている。第4章で巨石の始動を考える際は、計算格子幅を0.5m程度とした。



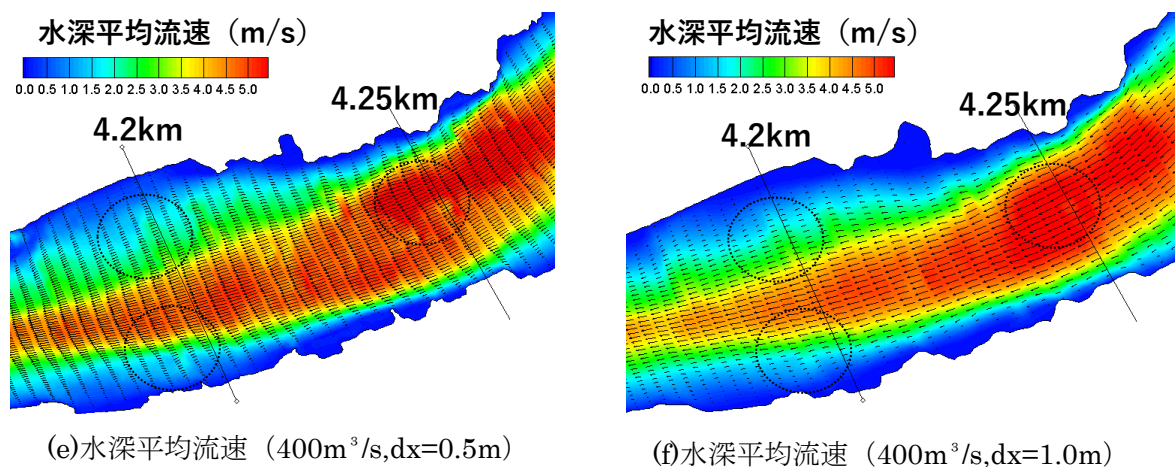


図 3-17 4.25km~4.2km 区間の水深平均流速コンター図

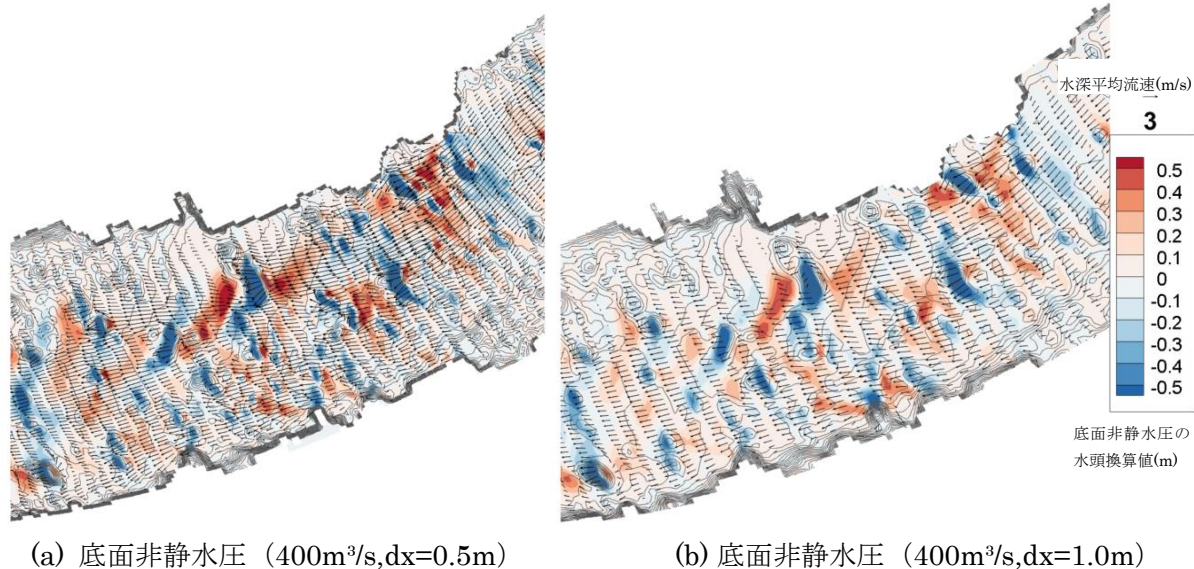


図 3-18 4.25km~4.2km 区間の非静水圧コンターと底面流速ベクトル図

3-5 詳細地形測量データと観測水面形に基づいた Q3D-FEBS の洪水ハイドログラフへの適用と平面二次元解析結果との比較

本節では、詳細地形測量データと観測水面形に基づいたQ3D-FEBSを用いて洪水流解析を行なう。計算格子サイズは前節での検討結果から1.0mとした。

図3-19は解析水面形と観測水面形の比較、図3-20は、黒滝観測所(6.3km)の解析流量ハイドログラフと温井ダムの流入量ハイドログラフの比較を示す。解析結果は、観測水面形、流量ハイドログラフを良好に説明できている。また、本検討では観測水面形の時間変化を再現するように設定した粗度係数の値は、全区間で0.032(3-2では $n=0.038$)の一定値となった。

次に図3-21は、詳細地形測量データと観測水面形に基づいた平面二次元解析とQ3D-FEBSによる6.0km～6.2km区間の水深平均流速の平面分布の解析結果の比較、図3-22は図3-21中の点線で示す巨石を通るA-A'断面での平面二次元解析法とQ3D-FEBS法による横断面内の水位・流速分布の比較を示す。図3-7で示したように、平面二次元解析法では、巨岩・巨石周辺で水位や流速の変化が極端に大きく計算されたが、Q3D-FEBS法では(式3-2)の赤字で示した項が評価可能となった為、巨岩・巨石周りで極端な水位・流速分布は計算されず、適切な計算結果となった。

このように、巨岩・巨石で覆われた山地河川では、流れの三次元性や非静水圧分布が極めて重要となり、平面二次元解析では、山地河川の地形や観測された水面形を如何に詳細に与えても流れ構造を適切に表すことが出来ず、粗度係数の値にしわ寄せされてしまった。詳細地形測量データと観測水面形に基づいたQ3D-FEBSによる解析では、巨石に作用した流体力を圧力分布で表現され、それより細かい材料から成る河床に作用した流体力は、巨石を除く河床の代表的な粒径相当の粗度係数を用いてせん断力を評価出来た。

以上より、巨石の多い山地河川の洪水流の検討には平面二次元解析では不十分であり、詳細地形測量データと観測水面形に基づいたQ3D-FEBSによる解析が有効である。

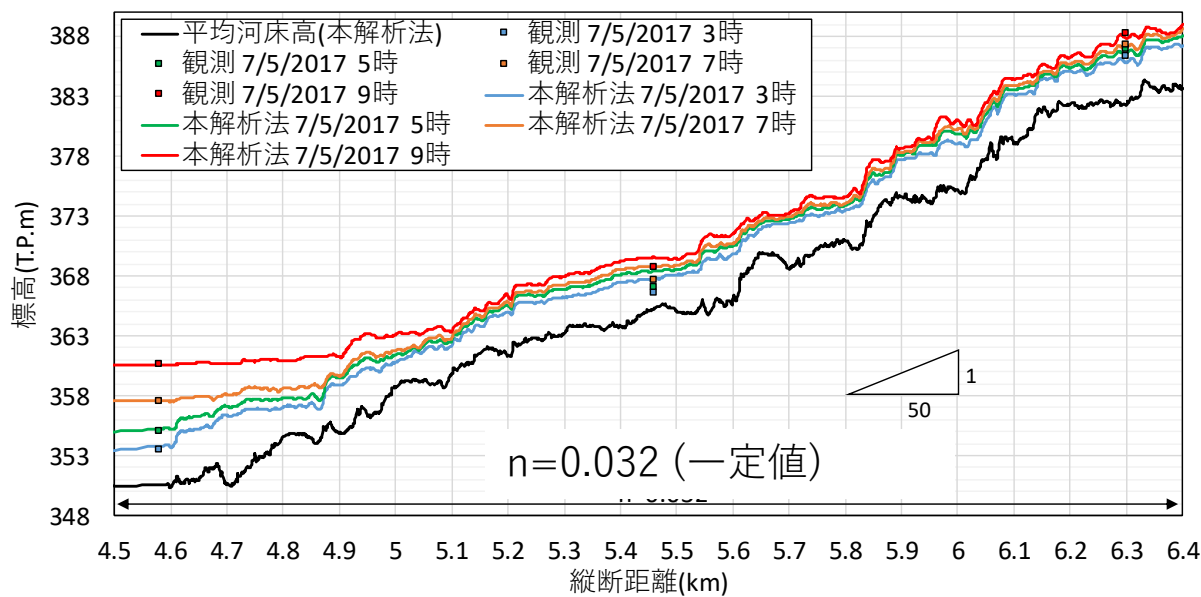


図 3-19 Q3D-FEBS 法による観測水面形と解析水面形の比較

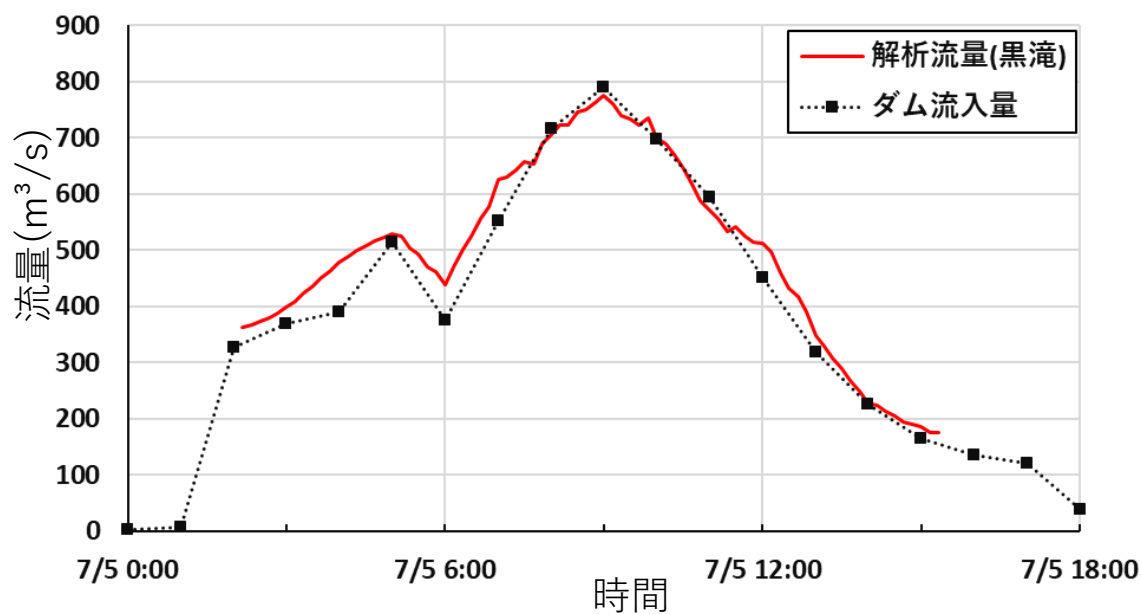


図 3-20 温井ダム流入量ハイドログラフと解析流量ハイドログラフの比較

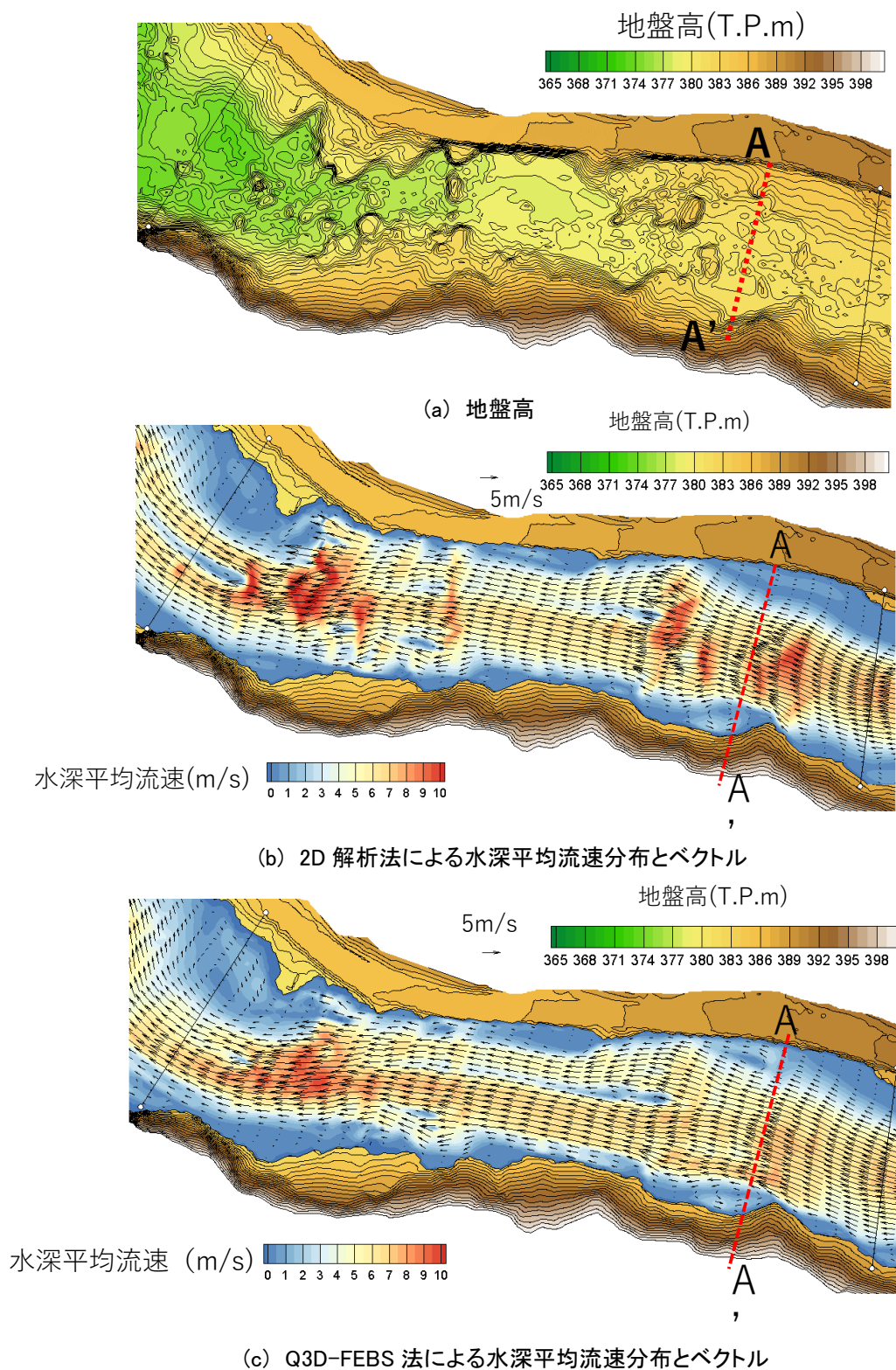
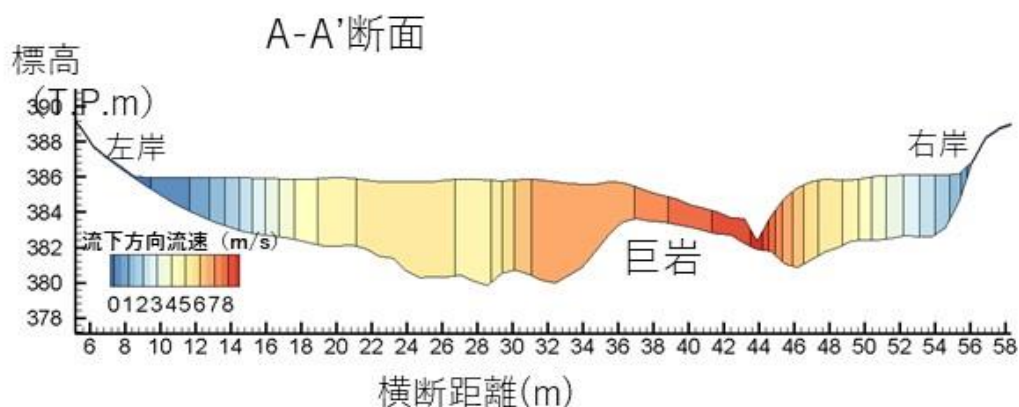
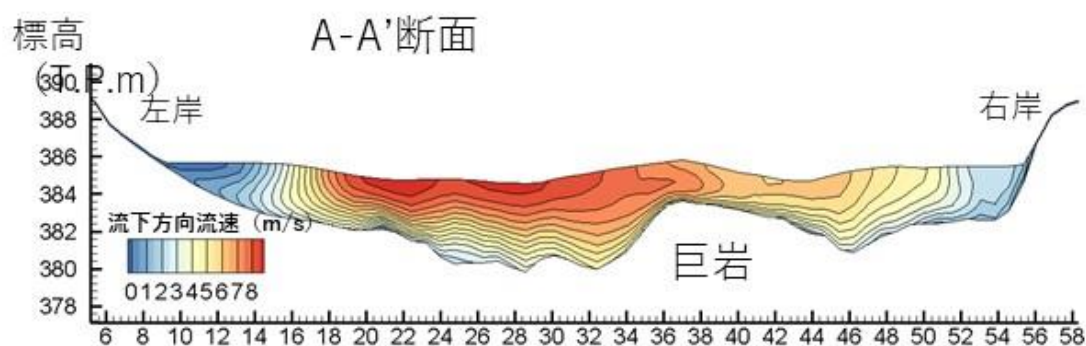


図 3-21 2D 解析法と Q3D-FEBS 法による 6.0km~6.2km 区間における洪水ピーク時 (7/5 9 時) の平面流況



(a) 横断水位・流速分布(2D 解析)



(b) 横断水位・流速分布(Q3D-FEBS 解析)

図 3-22 2D 解析法と Q3D-FEBS 法による A-A' 断面における横断面内水位・流速分布

3-6 滝山川温井ダム下流部を対象とした詳細地形測量データと観測水面形に基づく Q3D-FEBS を用いた洪水流の分析

3-6-1 検討の概要

本検討では、温井ダム下流区間である温井ダム直下流部～滝山水位観測所(太田川合流点から0.8km)の範囲について、先述したQ3D-FEBSに基づく洪水流解析手法を用いて、既往最大洪水について再現計算を行なう。洪水流下能力を評価する上で、本手法が有効であることを示す。特に温井ダム下流区間は、大臣管理区間にあたり、適切な温井ダムの運用を考えるために、山地河川の流下能力を評価できる手法が必要となるため重要である。

図3-23はR2年3月策定の太田川水系河川整備計画（大臣管理区間）²⁾に記載されている滝山川の温井ダム下流部における現況流下能力の縦断図を示す。ダム直下流部である5.0km～4.6kmでは、計画高水流量1100m³/sに対して、600m³/s～800m³/sしか流せず、整備途上河

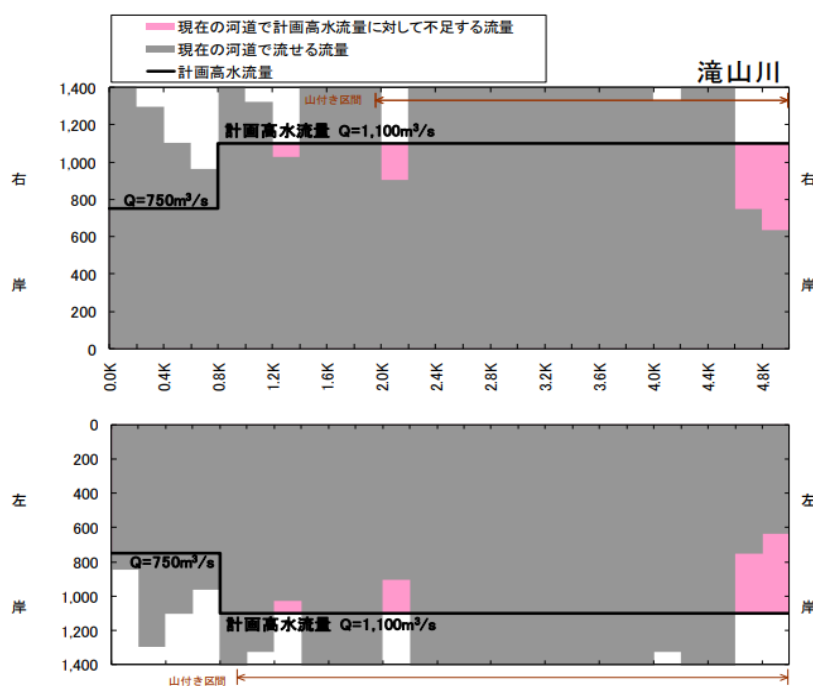


図 3-23 滝山川の現況流下能力図 (R2 年 3 月策定³⁾)

道となっている。

3-6-2 滝山川温井ダム下流部における洪水観測体制・地形測量範囲と解析条件

図3-7に示すように、検討対象区間では水位計が縦断的に密に設置され、洪水中に観測水面形の時系列データを得ている。さらに、0.3m間隔でグリーンレーザーによる詳細な地形測量が行われ、巨岩・巨石の配置状況が明らかとなっている。さらに、河道の流下能力を評価する上で必要な情報となる河道沿いの堤防・道路高も分かる範囲で測量されている。

図 3-24は、温井ダム下流河道におけるグリーンレーザー測量結果と作成した計算格子データの3次元表示した河床高コンター図の比較を示している。本検討では、前節で有効性を確認した1.0mのサイズで計算格子を作成した。また対象区間には発電用の滝本ダムがあり、ダム諸元を基に洪水吐の高さを解析地形として与えた (図3-25参照)。

3-6-3 解析結果とその考察

本解析における上下流端境界条件には、それぞれ5.1kmと滝山水位観測所 (0.8km)の観測水位時系列データを用いた。図3-26は平成29年7月洪水時 (既往最大洪水) の観測水面形と解析水面形の比較を示し、図3-27は、本解析法による5.0kmの解析流量ハイドログラフと

温井ダムの放流量ハイドログラフの比較を示す。解析結果は、洪水時の観測水面形および温井ダムの放流量ハイドログラフを良好に説明できている。また、観測水面形を再現する粗度係数は、2.4kmより上流部は0.032、2.4kmより下流部では0.026となり、砂礫河床で取りうる範囲内の値となっている。

本解析結果では、温井ダム上流区間と同様に、巨岩・巨石群による形状抵抗を計算可能となったため、観測水面形時系列や流量ハイドログラフを適切に説明出来ている。このことは、本手法が山地河川の流下能力を評価する上で有効であることが明らかとなった。

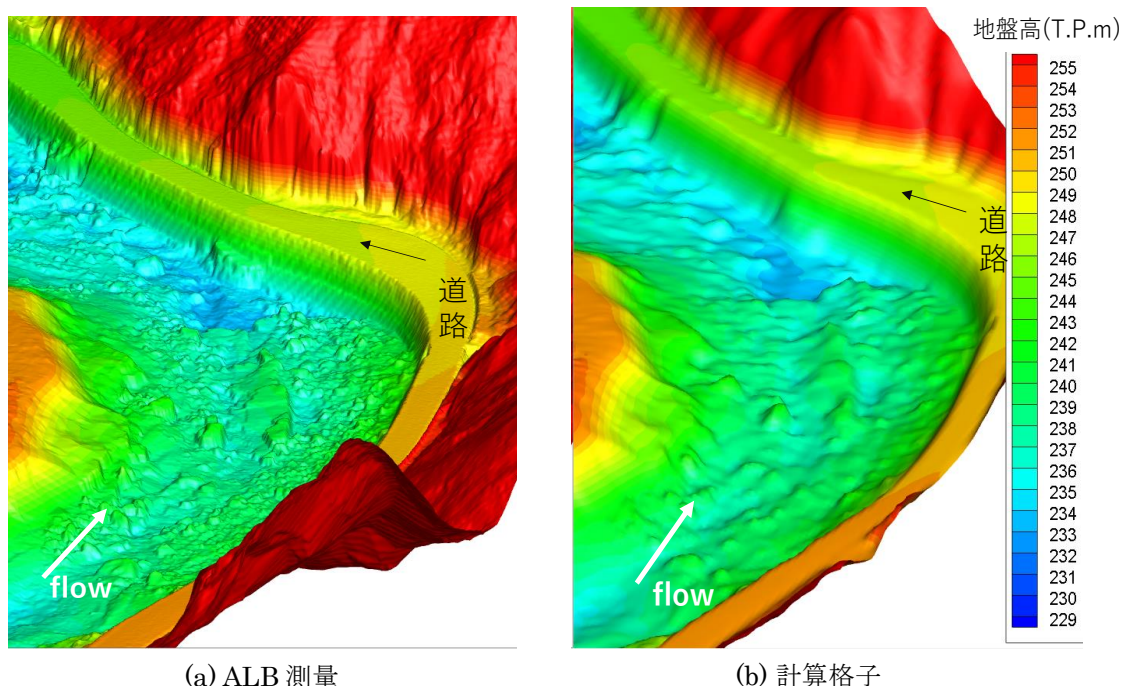


図 3-24 詳細地形測量データと計算格子データに基づく地盤高コンター図の比較
(4.5km 周辺)

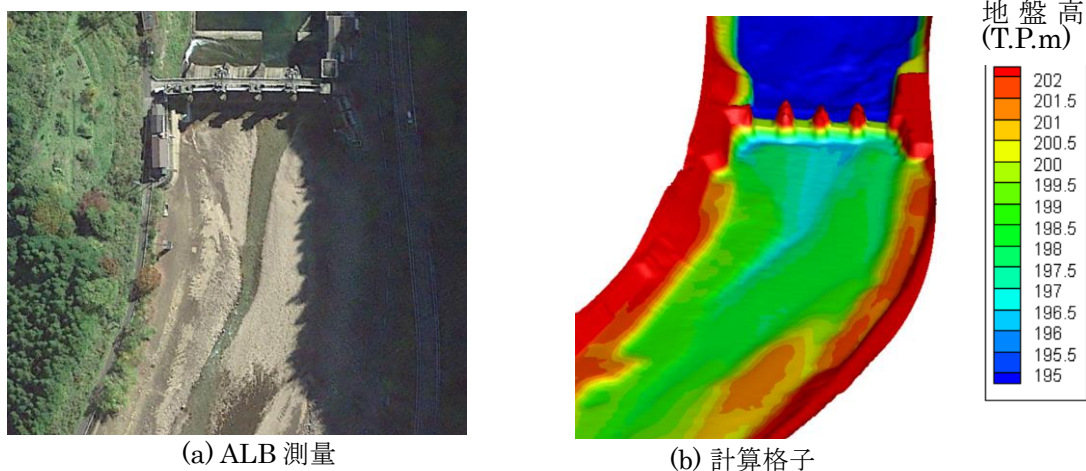
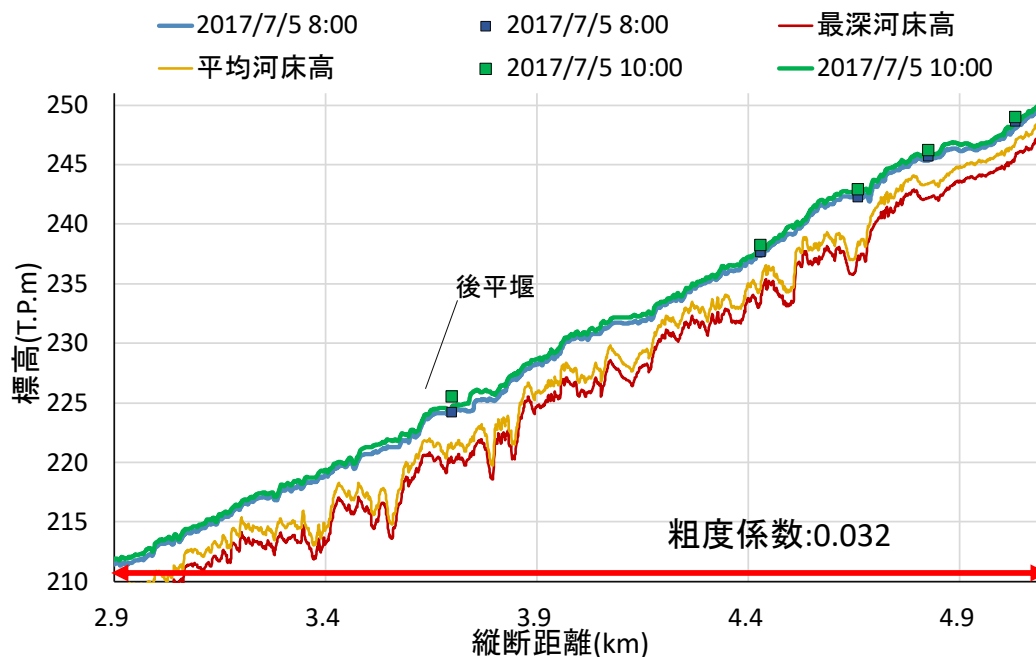
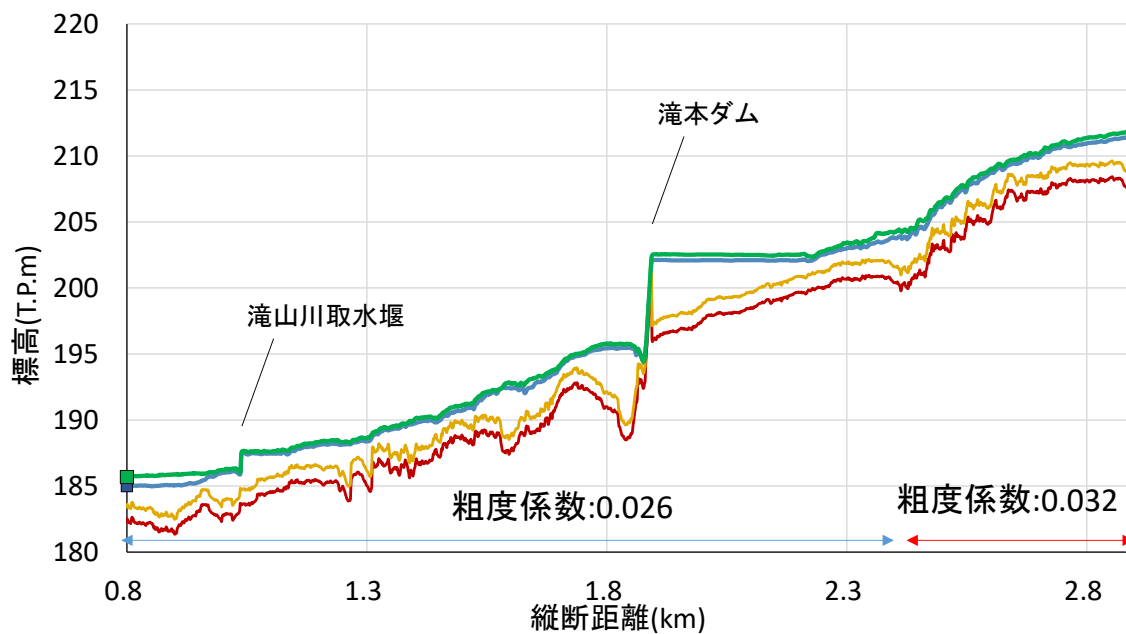


図 3-25 滝本ダム(1.9km 地点)の航空写真と作成したダム周辺の計算格子



(a) 温井ダム直下～2.9km 区間の観測水面形と解析水面形の比較



(b) 2.9km～0.8km 区間の観測水面形と解析水面形の比較

図 3-26 平成 29 年 7 月洪水時(既往最大洪水)の流量ピーク時における水面形と堤防、道路高さの縦断図

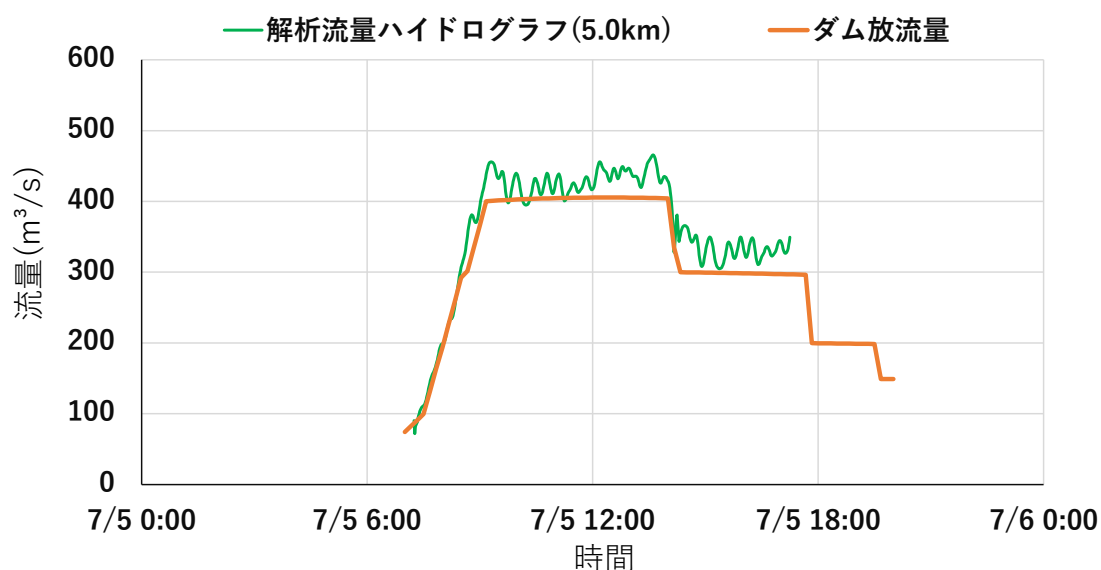
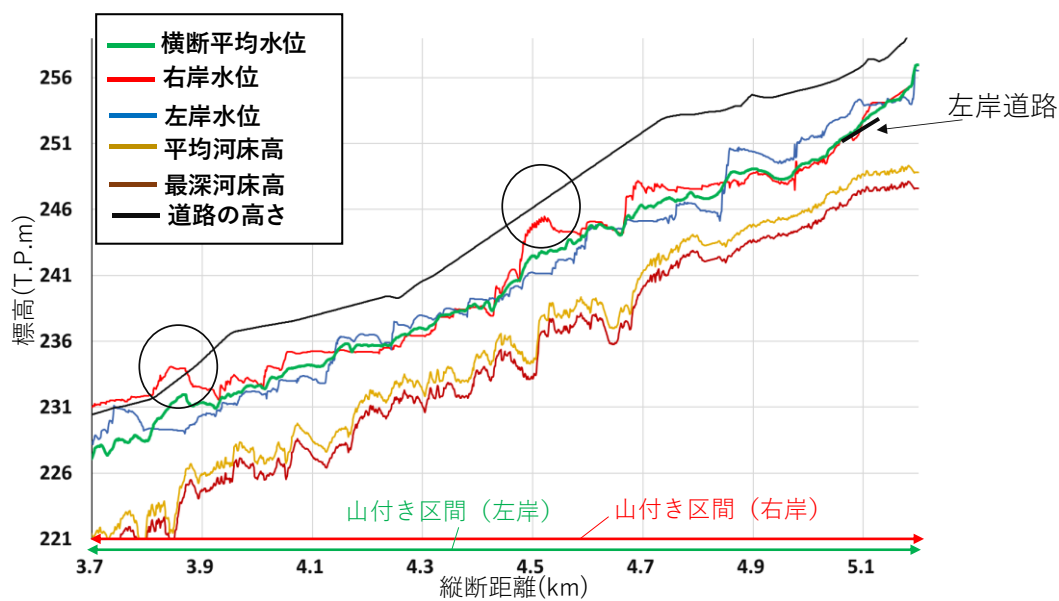


図 3-27 平成 29 年 7 月洪水時の温井ダムからの放流量ハイドログラフと解析流量ハイドログラフ

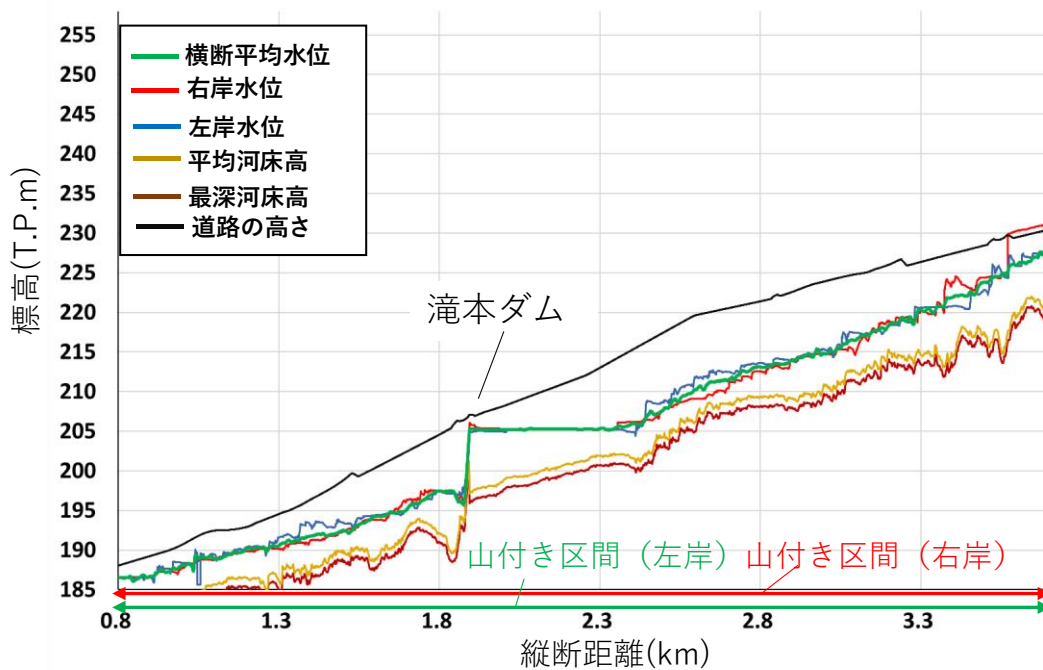
3-6-4 計画高水流量時における水面形と道路・堤防高との比較によるダム下流部の流下能力の評価

本節では、温井ダム下流部を対象とし、上流端に計画高水流量($Q=1100\text{m}^3/\text{s}$)、下流端は滝山観測所における計画高水位を与え Q3D-FEBS に基づく洪水流解析を行なった。粗度係数は前節で用いた値を与えた。図 3-28 は解析水面形と道路・堤防高との比較と河道の近景写真を示しており、解析水面形は、5.1km 付近と 3.9km 付近で左岸水位が道路高を超える結果となった。5.1km 付近は、湾曲部の外岸にあたり、右岸道路よりも低い位置に左岸道路があり、左岸水位が道路高を超えている。3.9km 付近も大きく湾曲する箇所の外岸にあたる左岸水位が道路高を超えている。

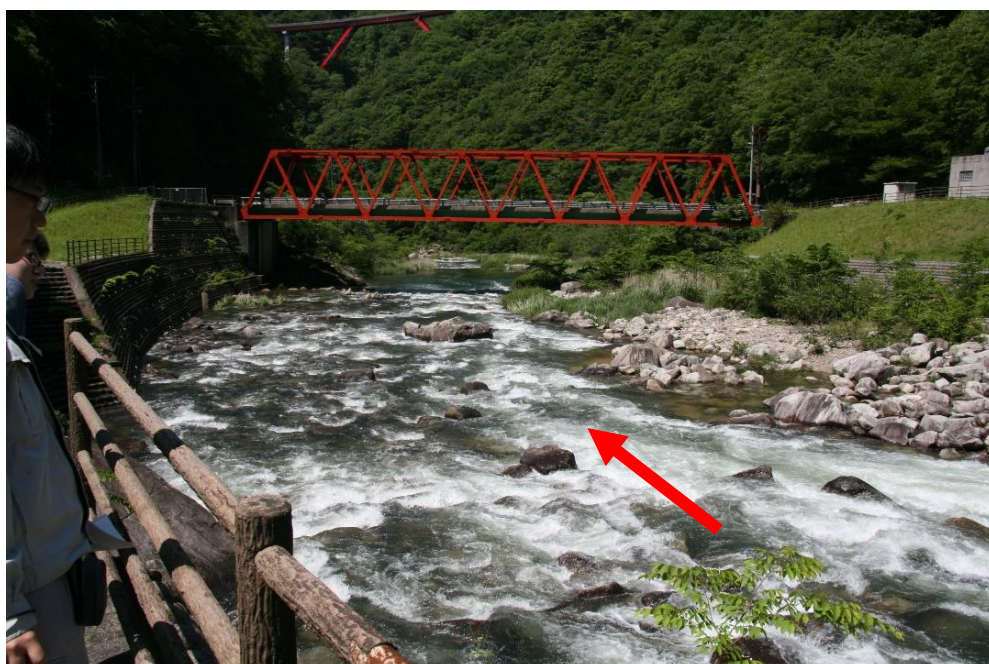
以上のように、河道にある巨岩・巨石の詳細な地形データの測量と共に、河道沿いの堤防・道路高を測量することで、計画規模洪水時における河道の水位、流速分布と堤防・道路高との比較が可能となった。これによって、ダム下流河道の最大流下能力を把握出来、今後の洪水時のダム操作をどのように考えるべきかを検討する材料を得た。



(a) ダム直下流部～3.7km



(b) ダム直下流部～3.7km



(c) 5.1km 周辺の河道の様子



(d) 3.9km 周辺の河道の様子

図 3-28 計画高水流量時における解析水面形と道路・堤防高の比較と河道の近景写真

3-7 石狩川大雪ダム下流域における詳細地形測量に基づく Q3D-FEBS を用いた流れ構造の分析

3-7-1 概説

本節では、図 3-29、図 3-30 に示す石狩川の大雪ダム下流部の層雲峡観測所(222.6km)～上川観測所(200.4km)の山地地域を対象に、前節で示した滝山川での洪水流解析法を適用し、その妥当性を検討する。

図 3-31 に示すように、検討区間内には、層雲峡温泉街があり、宿泊・温泉施設が密集している。更に大雪ダム下流部では多くの支川が石狩川本川に流入しており、本・支川からの洪水流出特性及び信頼性の高い河道の流下能力の評価が求められている。特に下流域への洪水伝搬機構の把握や下流河道の流下能力見合いの適切な大雪ダム操作を検討するためには、支川流入を考慮した洪水流の流下形態の把握が重要となる。本章では、滝山川と異なる山地河川である大雪ダム下流部の巨岩・巨石が多い石狩川を対象として、観測水面形に基づく Q3D-FEBS による洪水流解析を H28 年 8 月洪水に適用し、滝山川の検討で用いた本手法が有効であるか確かめる。また滝山川での検討結果と石狩川で得られた結果から、本手法を巨岩・巨石が多い山地河川に適用する際に必要な観測データや計算条件、今後山地流域の洪水流解析に必要な観測体制について考察する。

3-7-2 対象洪水の概要

対象洪水は、平成 28 年 8 月 23 日に発生した洪水である。平成 28 年 8 月～9 月は、北海道に連続して台風(7 号, 9 号, 10 号, 11 号)が接近、上陸したことに伴う洪水発生に対し、大雪ダムでは計 3 回の防災操作が実施されている。また平成 28 年 8 月洪水は、層雲峡観測所地点において既往最大洪水流量となった。図 3-32 は層雲峡観測所(222.6km)と上川観測所(200.4km)における H-Q 換算流量ハイドログラフ、大雪ダム放流量ハイドログラフと、図 3-29 に示す周辺の雨量計データによるハイエトグラフを示している。図 3-32 より、対象範囲における代表支川である留辺志部川が合流する下流部の上川観測所と層雲峡観測所との間のピーク流量の差は大きいことが分かる。

3-7-3 石狩川大雪ダム下流域における洪水観測体制と詳細地形測量結果

上川、層雲峡の両観測所において、洪水時、水位・流量ハイドログラフが観測されている。また、洪水後には、石狩川本川において縦断的に痕跡水位が計測されている(図 3-34, 35 参照)。

検討区間では、洪水前の H13 年に約 200m の縦断間隔で横断測量が実施され、洪水後の

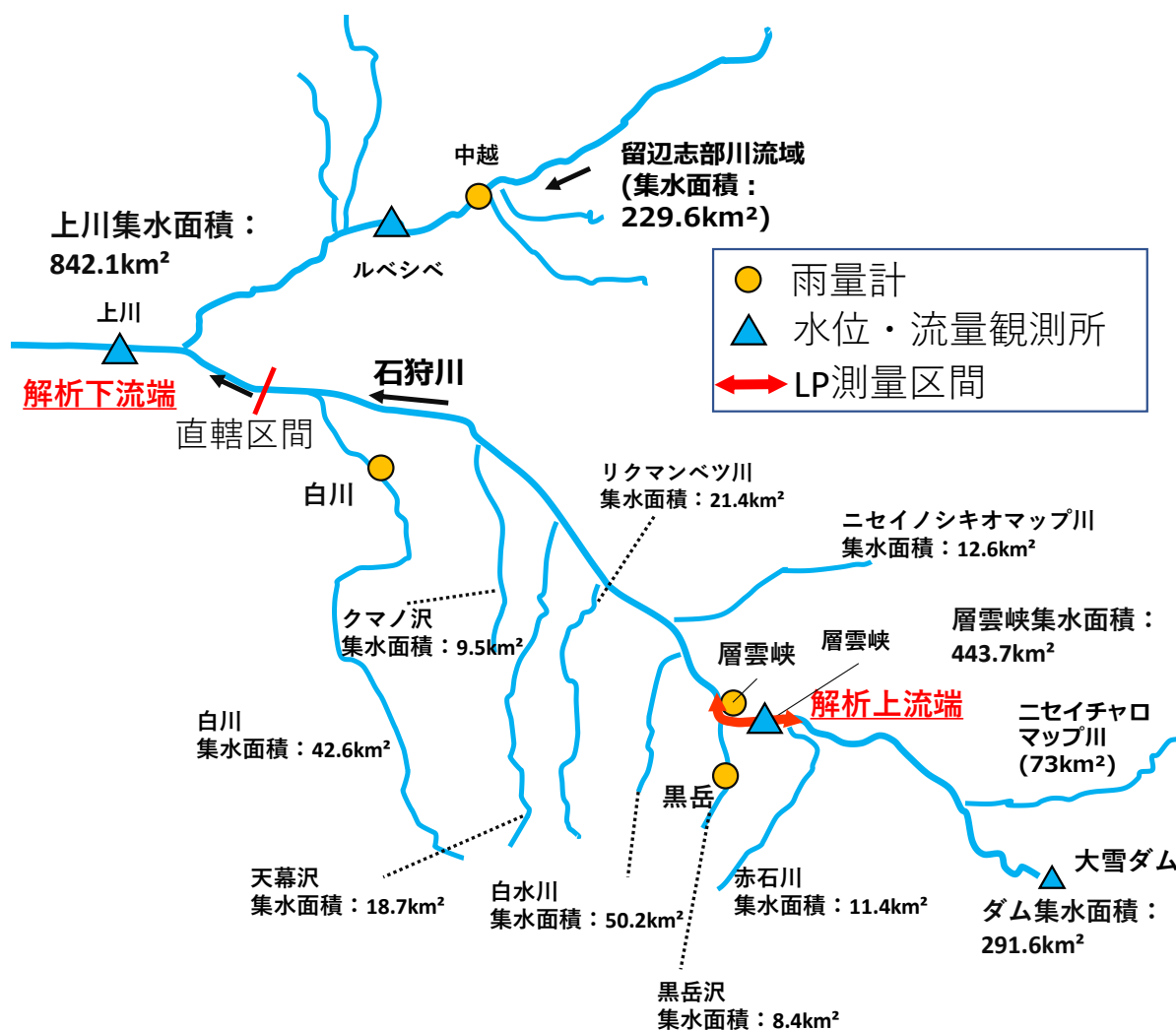


図 3-29 石狩川の大雪山ダム直下～上川観測所までの流域図

R1 年 11 月には層雲峡温泉街を含む 220.4～223.4km の範囲で LP 測量が実施されている。LP 測量は滝山川と同様に 0.3m 間隔で行っており、巨岩・巨石の形状、周辺の道路や建物の高さが分かる範囲で測量が実施された。図 3-32 は、石狩川の LP 測量が実施された範囲における 0.3m 間隔で計測した詳細測量と横断測量結果に基づく平均河床高の縦断図の比較を示している。LP 測量結果は横断測量間隔よりも短い地形の凹凸が現れており、横断測量結果よりも地盤高が高めに計測される傾向がある。



図 3-30 石狩川の大雪山ダム直下～上川観測所までの航空写真



*写真中の赤丸は転石状態にある巨石

図 3-31 層雲峡温泉街の航空写真とその近傍の河道の様子

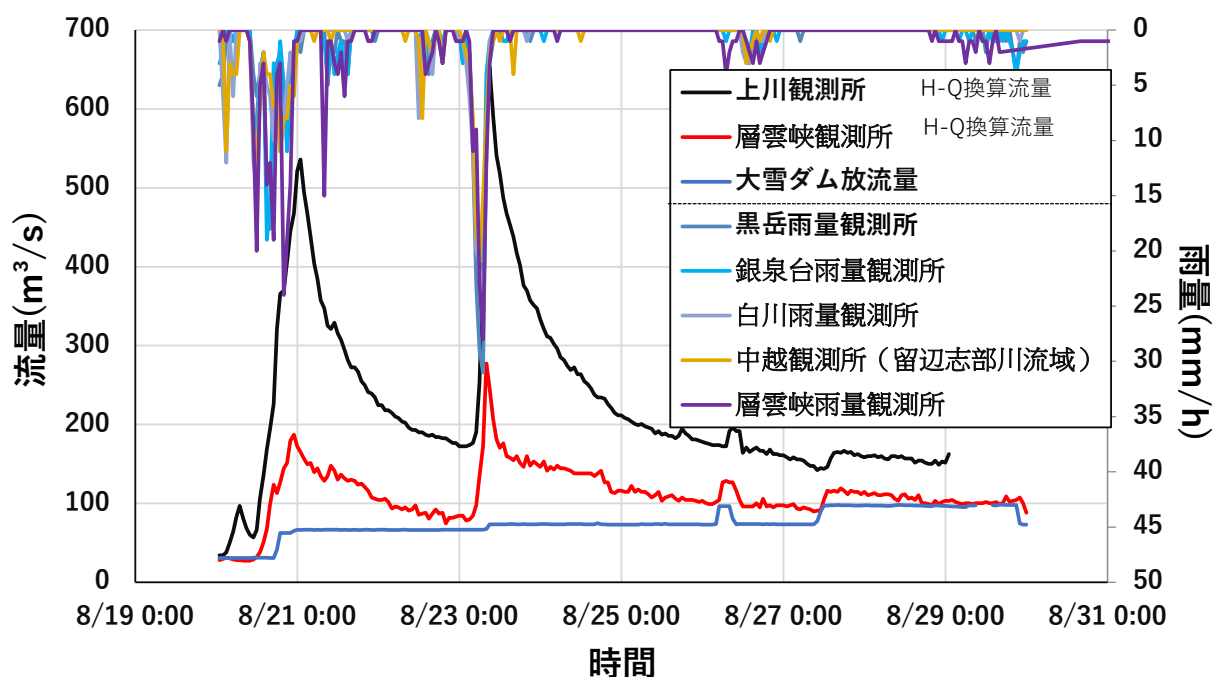


図 3-32 上川，層雲峡観測所における H-Q 換算流量，大雪ダム放流量ハイドログラフ

3-7-4 解析方法，条件

洪水流解析法は，観測水面形に基づき巨岩・巨石周辺の圧力分布，流速分布が解析可能な非静水圧準三次元解析法(Q3D-FEBS)であり，LP 測量が行われた層雲峡温泉街周辺は，LP 測量結果に基づき計算格子サイズは滝山川の検討と同様に 1.0m とし，LP 測量が実施されていない区間は，横断測量データに基づき，格子サイズは約 10m とした。対象区間内にある，安足間取水堰，真薫別取水堰，上川取水堰については，それぞれの堰の敷高を解析地形データに取り入れた。図 3-33 は，LP 測量区間における詳細地形測量結果と横断測量結果に基づく平均河床高の分布の比較，図 3-34 は LP 測量による 30cm 間隔の地盤高と計算格子データに基づく地盤高から作成した層雲峡温泉街周辺の三次元地形コンター図の比較を示している。LP 測量によって，横断測量間隔よりも細かい地形の凹凸が把握可能となり，1m を超える巨岩・巨石の形状を計算格子データで再現していることが分かる。

計算区間は，223.0km 地点から 200.0km 地点として，上下流端の境界条件には，図 3-35 に示す層雲峡観測所，上川観測所における観測水位ハイドログラフをそれぞれ与えた。

支川からの流入流量は次のように求めた。約 50km²以下の流域面積を有する支川からの流入流量ハイドログラフについては，1 時間毎の観測雨量データに基づき合成合理式を用いて算出し，その適用外となる流域面積が大きい留辺志部川からの流入流量ハイドログラフは貯留関数法を用いて算出した。得られた支川からの流量ハイドログラフは石狩川本川への横流入量として洪水流解析に考慮した。

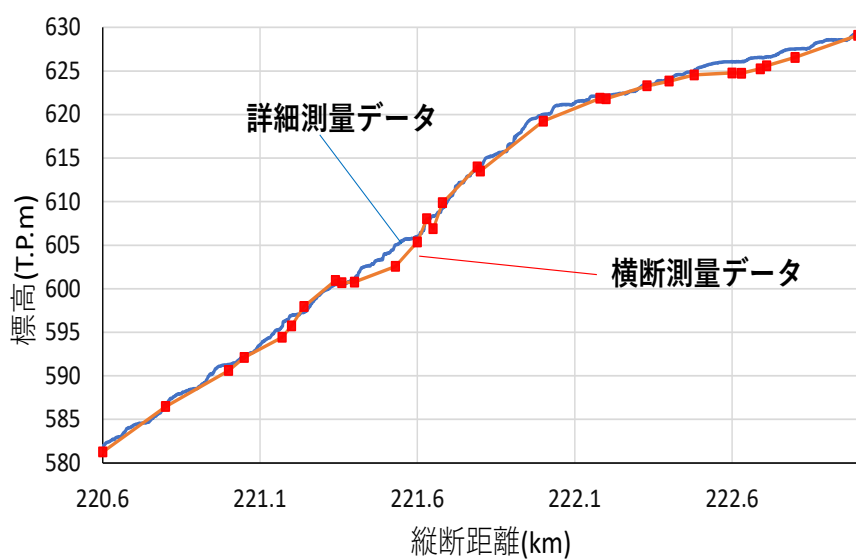


図 3-33 石狩川上流部の平均河床高の縦断分布

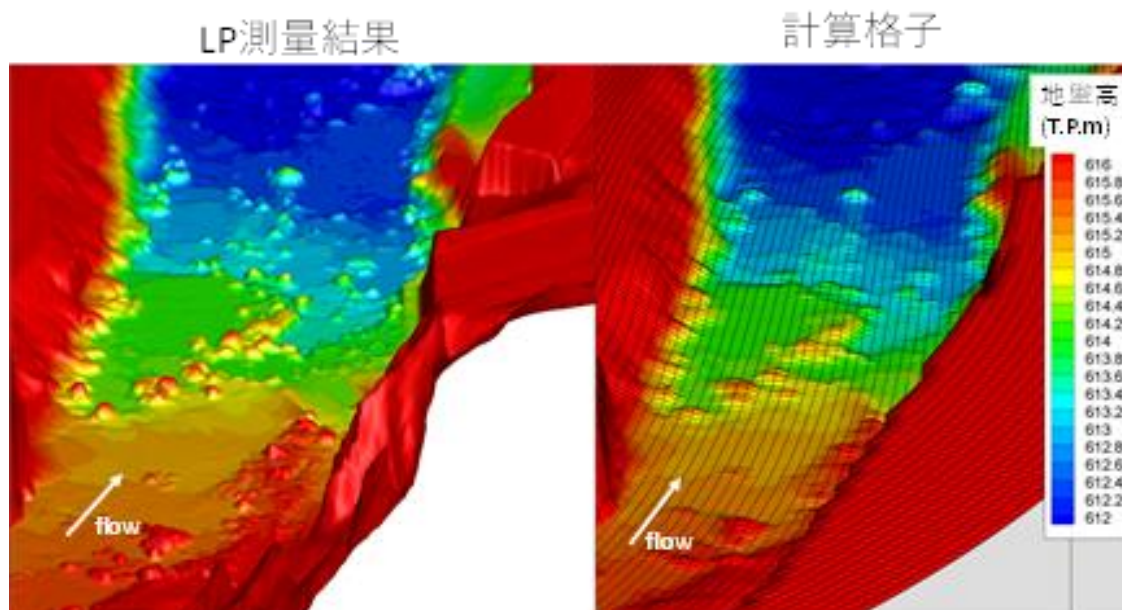


図 3-34 LP 測量, 計算格子データに基づく三次元地盤高コンター図の比較

3-7-5 解析結果とその考察

(1) 水面形と流量ハイドログラフ

図 3-36 は LP 測量区間 (221.0km~223.0km) と横断測量区間 (200.0km~220.2km) における痕跡水位と洪水ピーク時の解析水面形の比較を示す。また、図 3-37 には痕跡水位と解析最大水位の差を縦断的に示している。急流河川では痕跡水位縦断形にはかなりの誤差が入ることが知られている。ここで解析された最大水位の水面形は、痕跡水位を平均的に説明しており、ほぼ妥当であると考えられる。解析では痕跡水位の縦断分布を最も再現するように粗度係数を設定しており、その値は LP 測量区間で 0.032、横断測量区間で 0.06 となった。前節における滝山川の検討においても、詳細測量結果を用いて Q3D-FEBS による洪水流解析を行った場合、粗度係数の値を 0.032 とすることで、観測水面形を説明することができた。このことから、巨岩・巨石の形状や配置を計算に取り込み、Q3D-FEBS による洪水流解析を行えば、山地河川の粗度係数は一定値で表現できることを示している。一方、横断測量区間では、巨岩・巨石の形状抵抗、支川からの流量ハイドログラフの評価に不確実さがあり、洪水規模によって洪水流を再現する粗度係数が変わると考えられる。

図 3-38 は、各支川からの流量ハイドログラフの算定例、図 3-39 は観測と解析による流量ハイドログラフの比較を示す。図 3-34 に示す紫色と赤色の実線は Q3D-FEBS により得られた層雲峡と上川観測所地点における解析流量ハイドログラフ、紫色と赤色の点線は各観測所における H-Q 換算流量ハイドログラフを示している。また茶色の実線は貯留関数法に基づく留辺志部川からの流入流量ハイドログラフ、水色の実線は層雲峡観測所～留辺志部川合流点の区間に流入する合成合理式に基づく各支川の流入流量ハイドログラフの合計値を示す。層雲峡観測所における解析流量と観測流量ハイドログラフは洪水ピークで約 $20\text{m}^3/\text{s}$ ほど差はあるが、概ね波形とピーク値は一致している。これは、巨岩・巨石が多い山地河川においても、巨岩・巨石の圧力・流速分布が評価可能な観測水面形に基づく洪水流解析を行うことで、高精度に流量ハイドログラフが算定可能であることを示している。一方、上川観測所における H-Q 換算流量ハイドログラフと水面形に基づく解析流量ハイドログラフは大きく異なっている。次章ではこの章の考察と上川観測所地点の流量ハイドログラフを高精度に算出するために、今後必要となる検討、洪水観測体制について議論する。

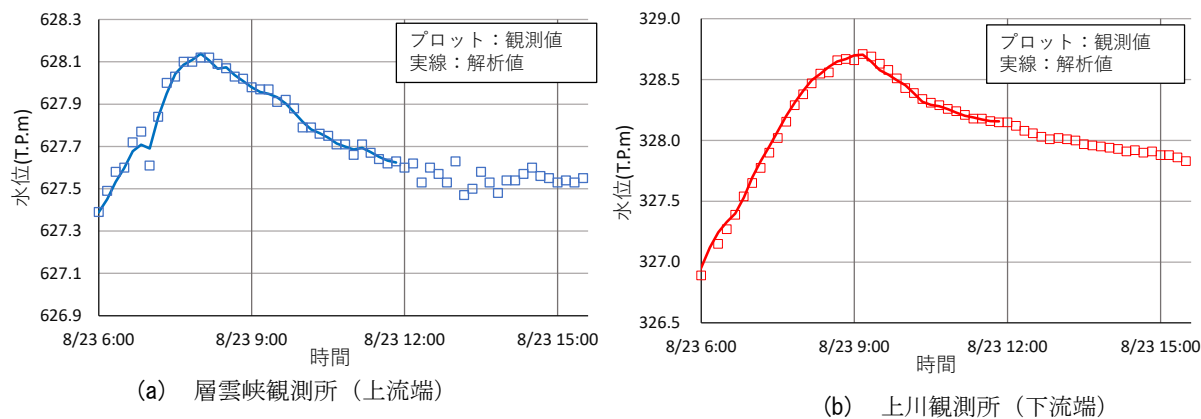


図 3-35 H28 年 8 月洪水における観測，解析水位ハイドログラ

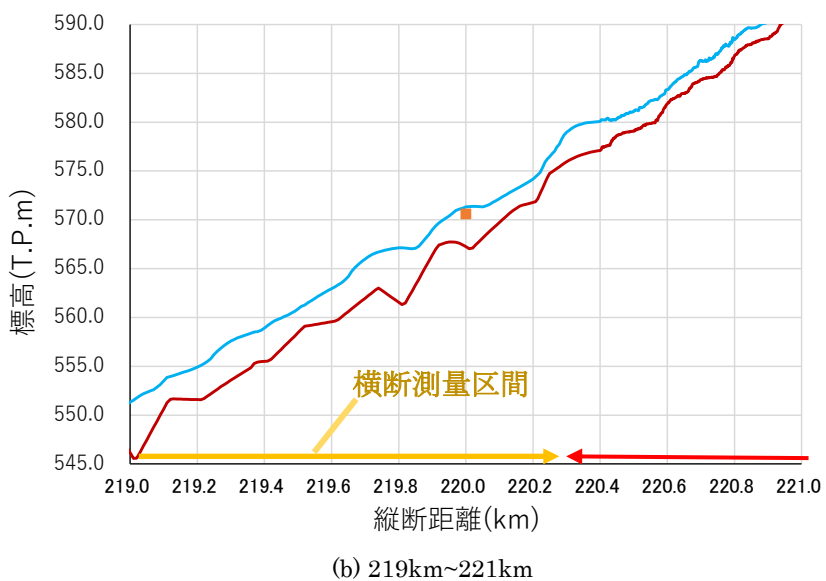
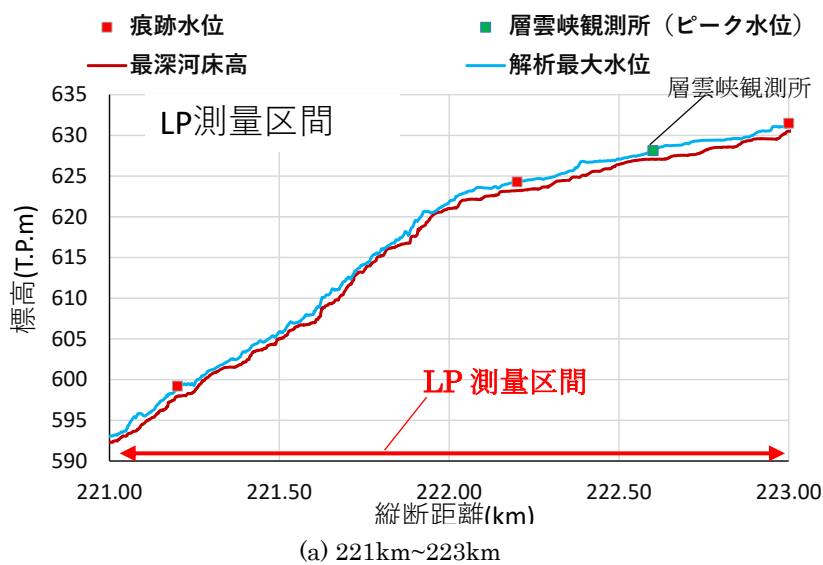


図 3-36 観測水面形と解析水面形の比較

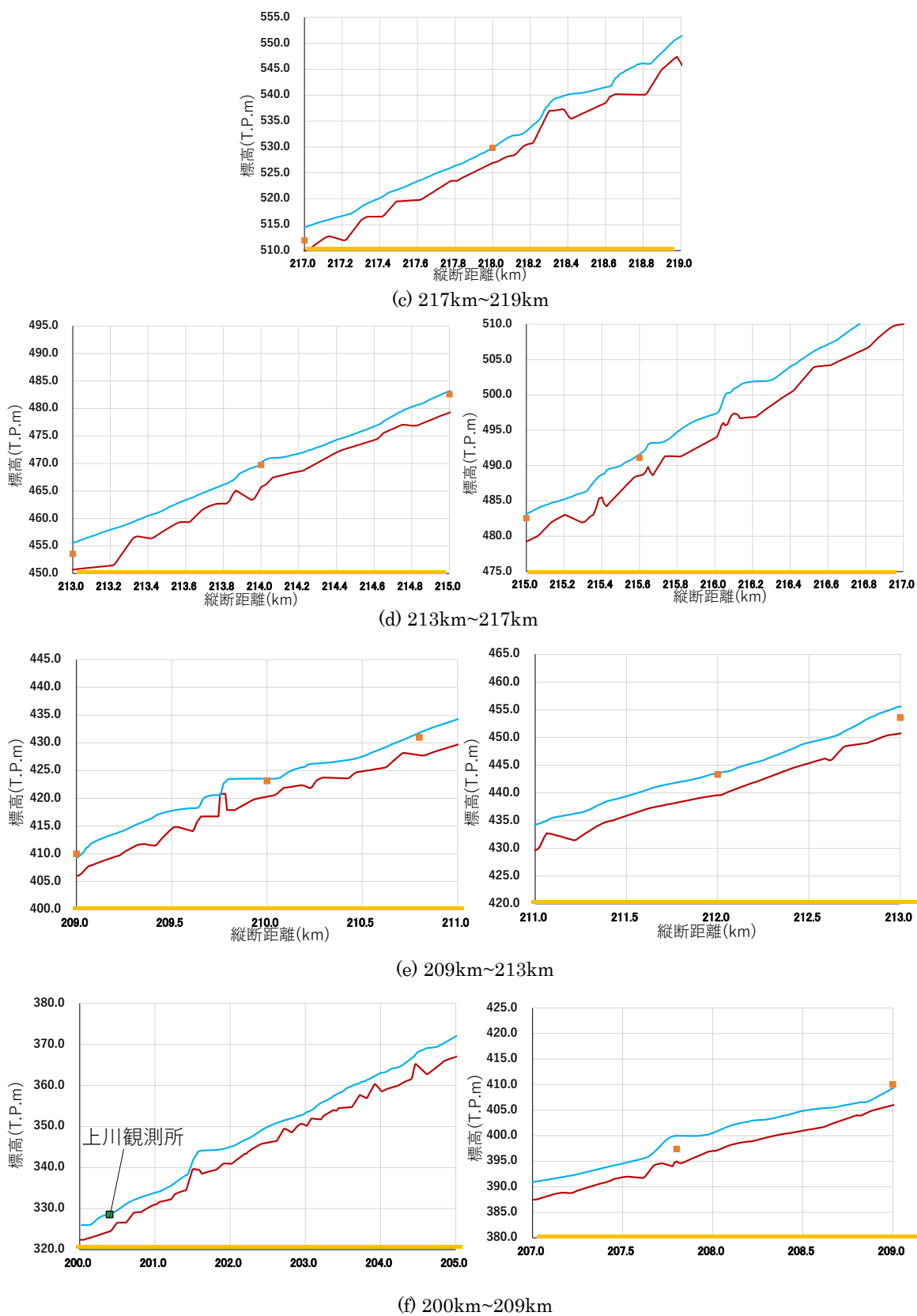


図 3-36 観測水面形と解析水面形の比較

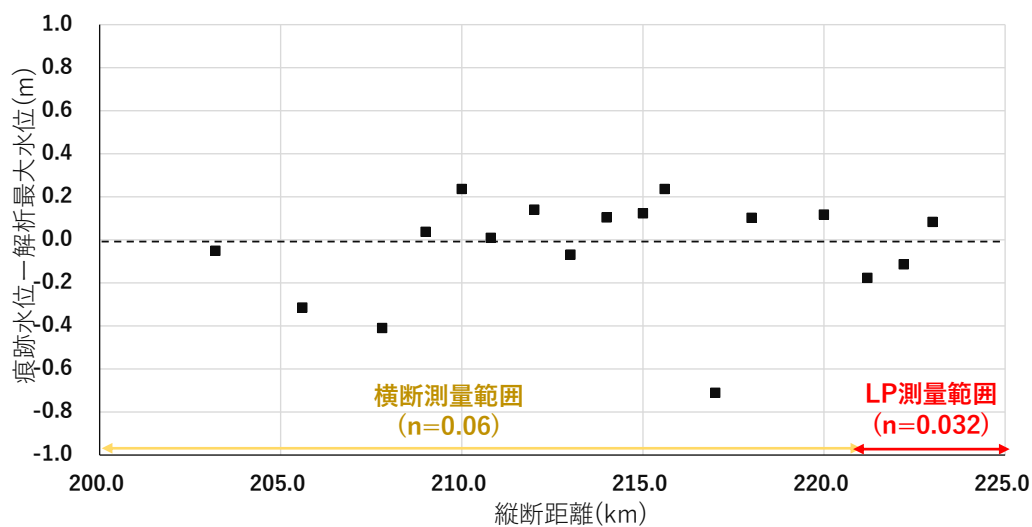


図 3-37 洪水痕跡水位と各地点における解析最大水位との差の縦断分布

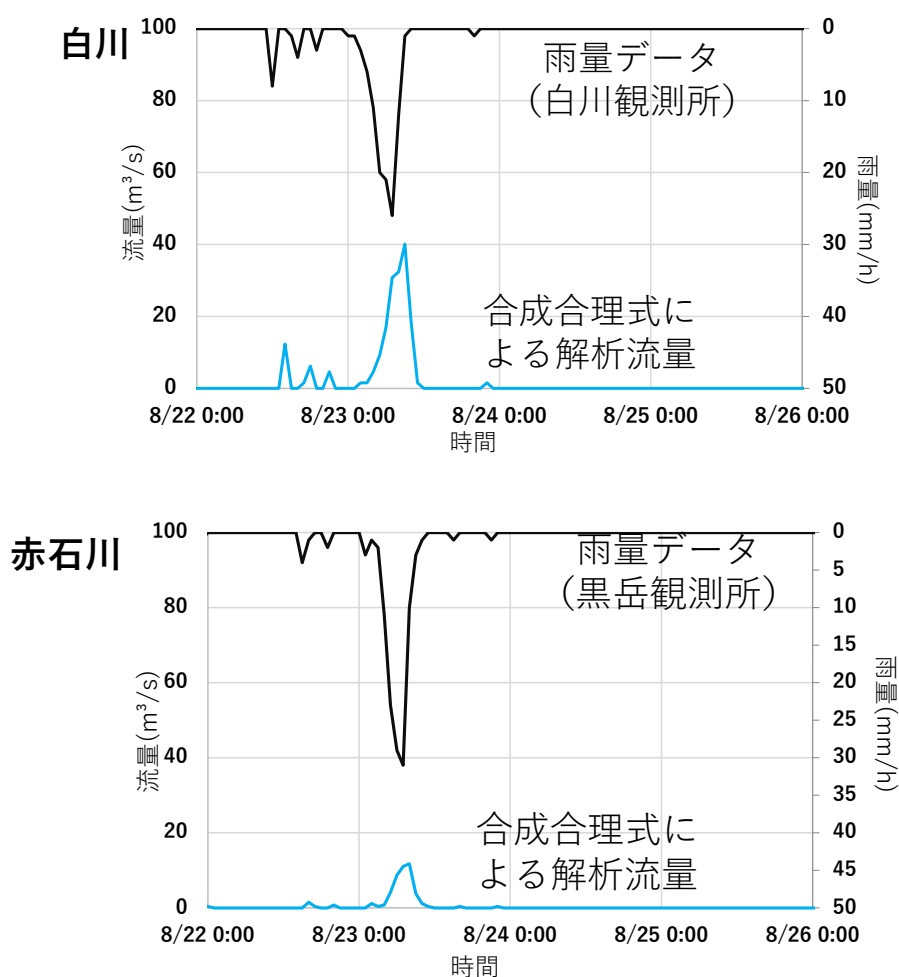


図 3-38 各支川からの合成合理式に基づく流量ハイドログラフの算定例

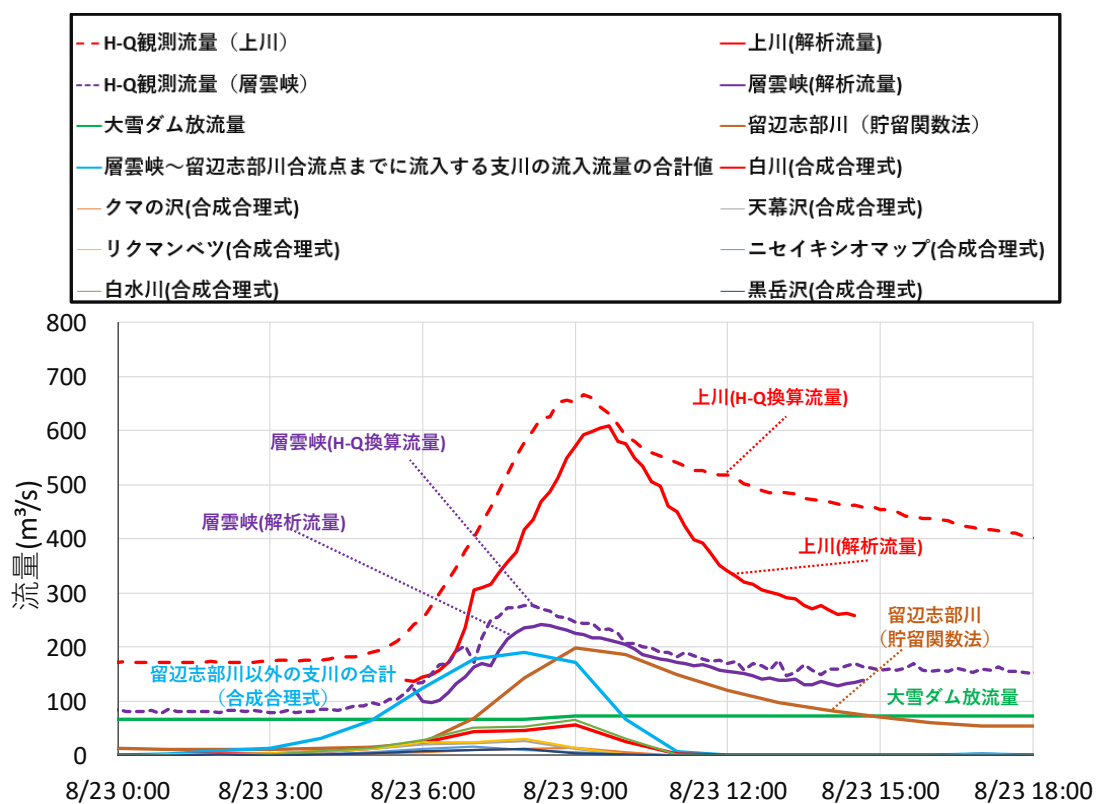
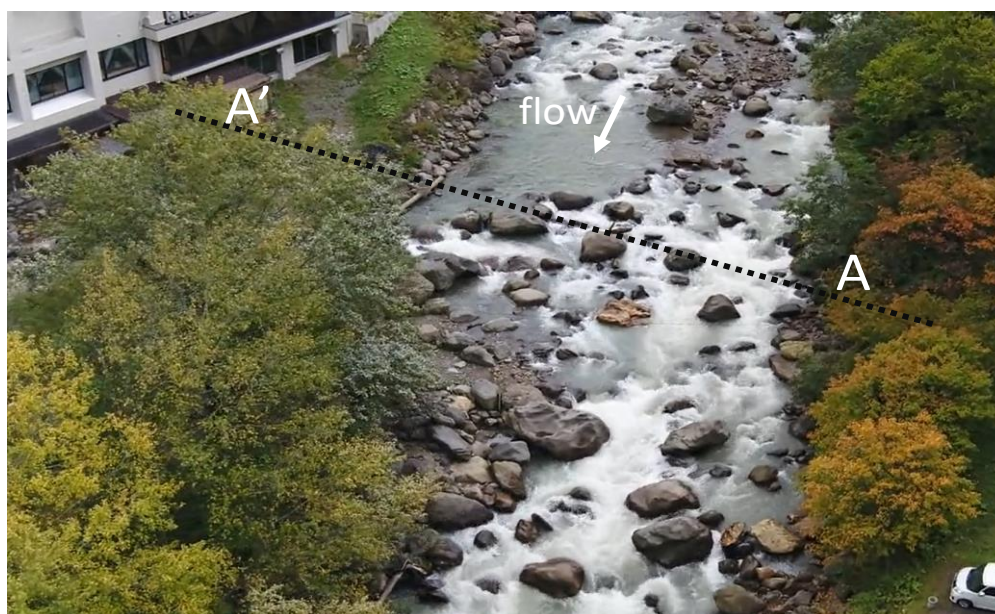


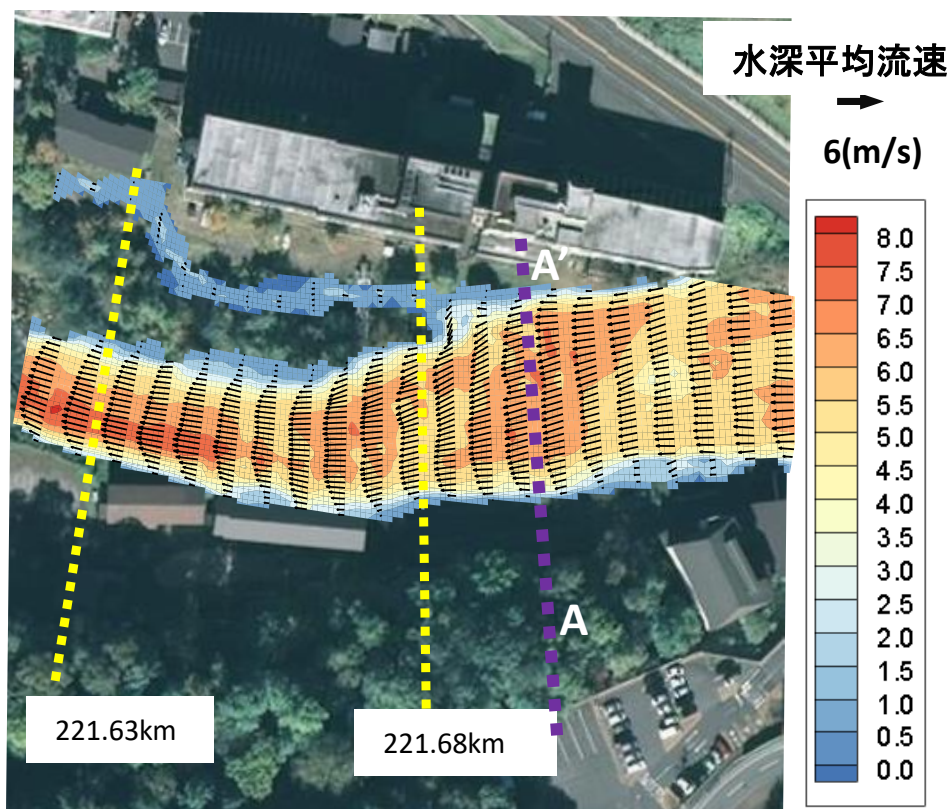
図 3-39 H28 年 8 月洪水時における層雲峡, 上川観測所における流量ハイドログラフ及び各支川からの流入流量ハイドログラフ

(2) 平成28年8月洪水時の層雲峡温泉街周辺の流況

図3-40(a)は層雲峡温泉街周辺(221.68km 付近)の河道状況と地被状況が分かる航空写真、図3-40(b)は航空写真に水深平均流速のコンターとベクトルを重ねた図を示す。洪水時、層雲峡温泉街周辺では、水深平均流速5~7m/sと著しく大きく、激しい流れとなっている。図3-41は層雲峡温泉街周辺のA-A'断面付近の地盤高、解析水位の分布を示している。図3-40(a)、図3-41(a)から分かるように、A-A'断面付近の右岸側には巨岩・巨石が点在している。図3-41(b)に示すように巨岩・巨石の前面では解析水位が大きく上昇している。この結果、図3-41(c)に示すようにA-A'断面では、洪水時ピーク時に右岸側の解析水位が河道沿いにある宿泊・温泉施設の高さに迫っている。このように、巨岩・巨石が多い山地河川では、局所的に水位が上昇し、危険を伴うことがある。本手法のように、周辺の道路、堤防高や建物の位置が分かる地形データと、巨岩・巨石の影響を考慮した解析法を用いてダム下流の洪水流下能力を評価する必要がある。

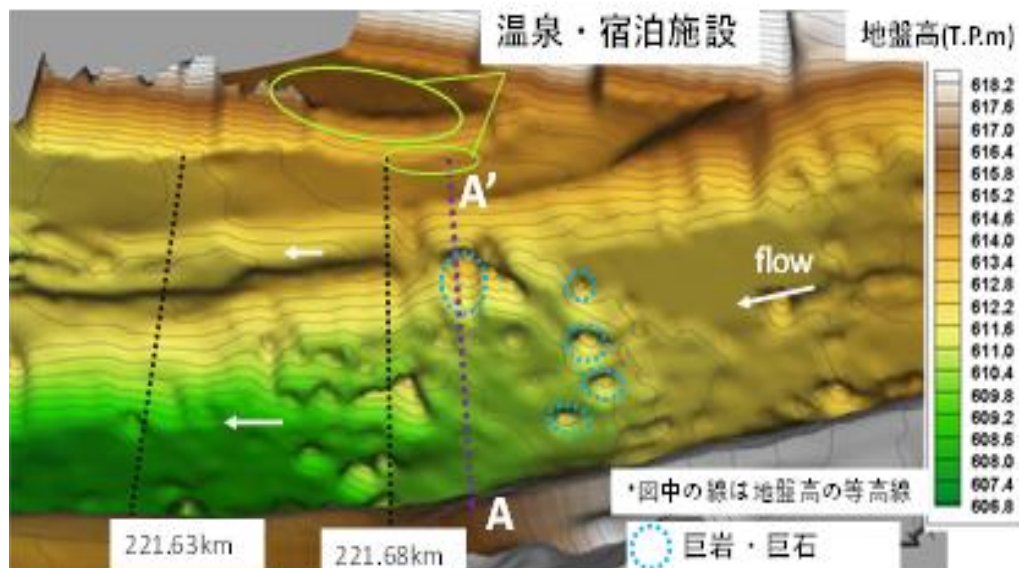


(a) 層雲峡温泉街(221.68km 付近)周辺における平水時の河道の様子



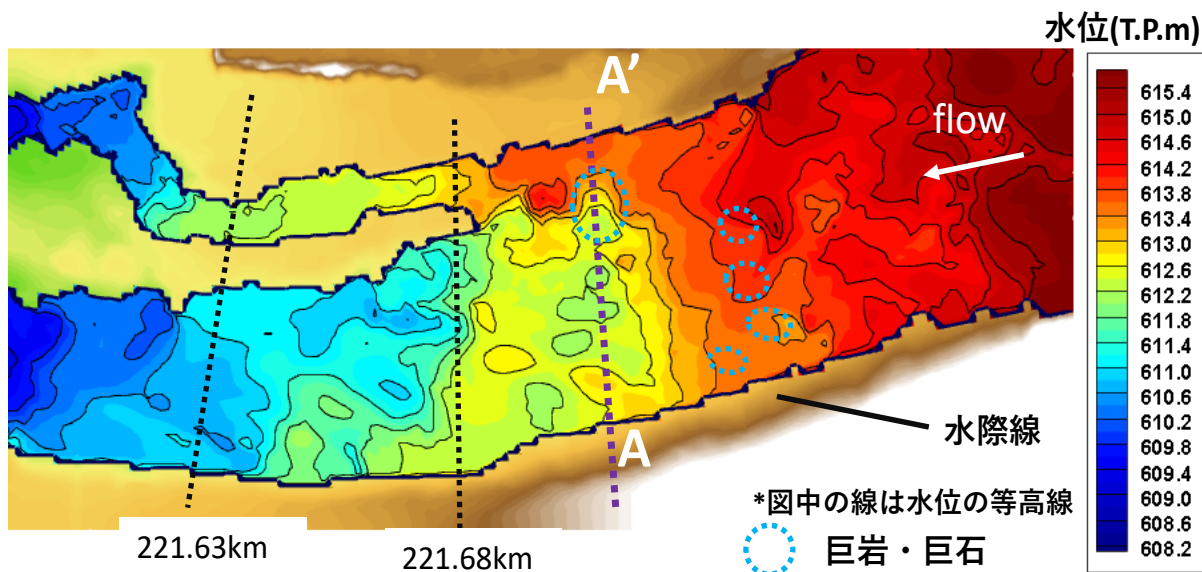
(b) 層雲峡温泉街 (221.68km 付近)周辺における水深平均流速分布

図 3-40 洪水ピーク時における層雲峡温泉街周辺における水深平均流速の分布

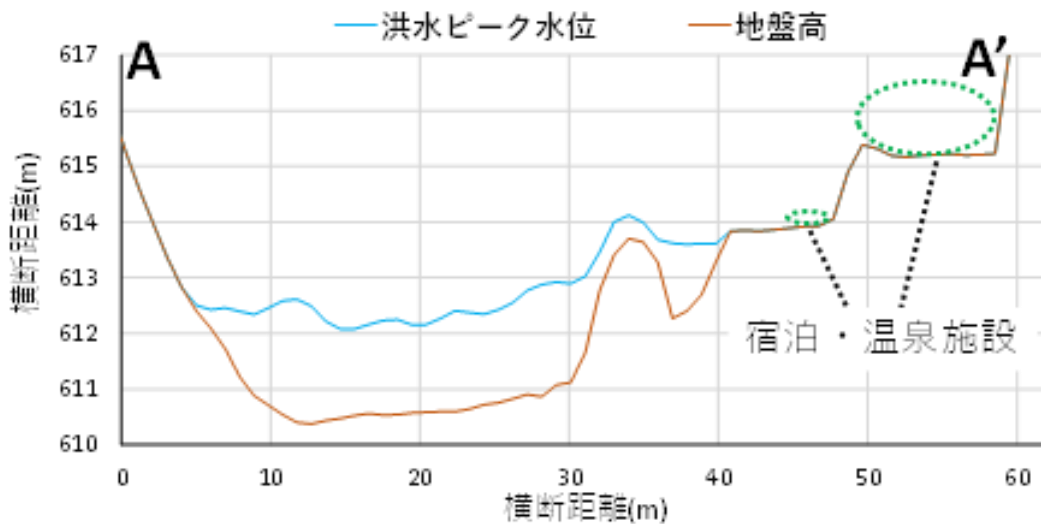


(a) 地盤高の 3 次元コンター図

図 3-41 A-A'付近の地盤高, 解析水位の分布



(b) 解析水位の平面コンター



(c) A-A'断面における地盤高，洪水ピーク時における解析水位の横断分布

図3-41 A-A' 付近の地盤高，解析水位の分布

3-8 山地河川の洪水流解析に必要なデータ収集と洪水観測体制

滝山川と石狩川における検討結果を基に、今後山地河川の洪水流を把握する上で必要となる観測データおよび観測体制についてまとめる。山地河川では、1m以上の巨岩・巨石の形状抵抗が山地河川の洪水水面形や流速分布に大きく影響することから、0.3m程度の間隔で詳細な河道地形データを得る必要がある。この地形データに基づき1.0m程度の計算格子を用いることで、巨岩・巨石群周りの圧力・流速分布がQ3D-FEBSに基づく洪水流解析で解析可能となり、巨岩・巨石群よりも小さい地形の凹凸等による抵抗は、巨岩・巨石を除く河床の代表粒径見合いの粗度係数(0.025~0.035程度)を用いた底面せん断力で、洪水流が受ける抵抗を高精度に評価可能となった。これによって、水位・流量ハイドログラフ等を高精度に算定可能となる。巨岩・巨石が多い山地河川における流量観測は著しく困難であることから、本手法は山地河川の洪水流の把握に有効な方法を与えられらる。

一方、石狩川の急流部での検討では、200m間隔で測量された横断測量データを用いた解析では大きな粗度係数を用いざるを得ない。この原因は、巨岩・巨石の形状抵抗が考慮出来ていない為と、支川からの流入流量ハイドログラフの算定が困難な為である。特に本川の集水面積に対して流域面積の割合が大きい支川や、合成合理式の適用範囲外となる50km²を超える流域面積を持つ支川については、水位計を設置し、本手法に基づき高精度に水面形時系列から流量ハイドログラフを算出することが必要となる。これによって、河川上流部における流出解析や洪水流解析の精度が向上し、上川観測所のような支川合流後の本川の流量ハイドログラフも適切に算定可能となると考えられる。

これらを踏まえ、今後山地流域で洪水流の把握をする際に、必要と考えられる観測体制を図3-42に示す。巨岩・巨石が多い山地河川では、巨岩・巨石の形状把握のために、ドローン等を用いて0.3m間隔程度で地形測量することが望ましい。また、周辺の道路、堤防高や建物の高さが分かる範囲で測量を行うことも必要となる。本川と流域面積が大きい支川では縦断的な水位観測、詳細な地形測量(0.3m間隔程度)が必要である。流域面積が大きい支川は、2次支川が集水された地点~本川の合流点までの詳細な河床地形データと水面形時系列の観測データがあれば、それぞれの小流域からの流量ハイドログラフが高精度に算定可能となる。これによって、流域全体での流量評価の精度を高めるとともに、洪水の流下・貯留形態が明らかとなり、全流域での河川の整備状況が明らかとなる。

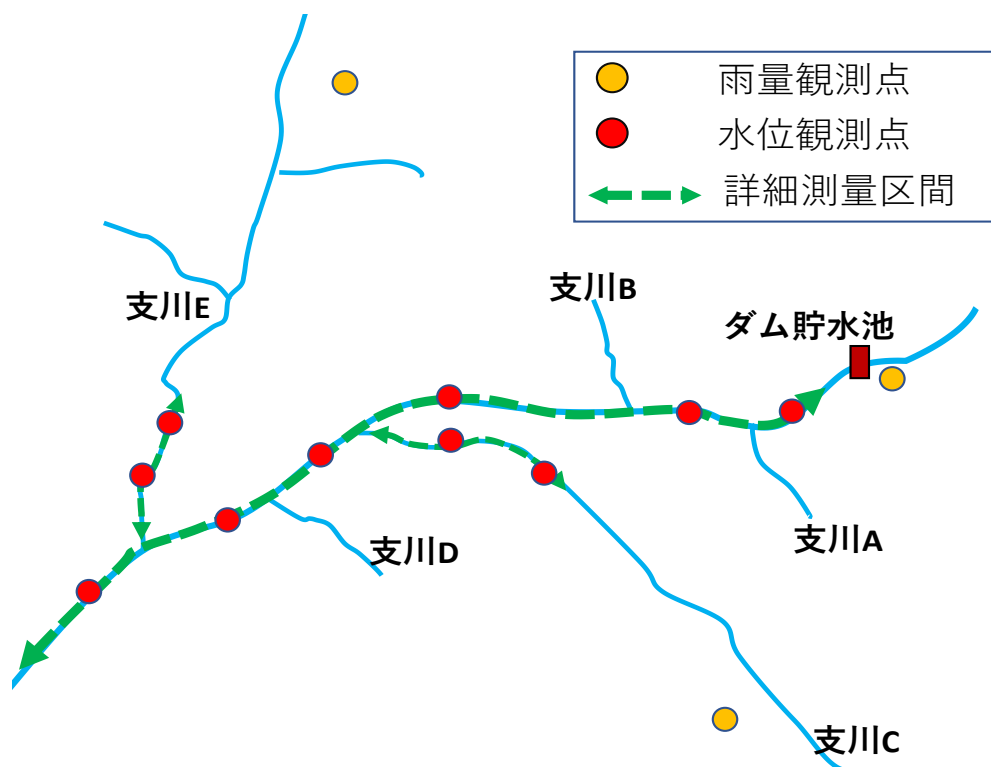


図3-42 山地流域における洪水流量ハイドログラフの算定に必要な水位計と雨量観測体制の充実

3-9 第3章のまとめ

本章では、巨岩・巨石の多い山地河川に対して、平面二次元洪水流解析法と新たに構築した非静水圧準三次元解析法(Q3D-FEBS法)を適用し、その適用性と問題点を明らかにした。具体的には、巨岩・巨石の形状を含む詳細地形データと観測水面形に基づく平面二次元解析によって得られた課題を踏まえ、巨岩・巨石を含む境界形状による流速・圧力の変化を解析可能となるよう、底面境界の運動方程式を導入した非静水圧準三次元解析法(Q3D-FEBS法)を構築した。構築した詳細地形測量結果と観測水面形に基づくQ3D-FEBS法を巨岩・巨石の多い山地河川(滝山川温井ダム上下流部、大雪ダム下流域)に適用し、有効な計算方法であることを明らかにした。以下に本章の結論・課題を示す。

- ・最初に、巨岩・巨石の形状を取り入れ、観測水面形に基づく平面二次元解析を行なった。平面二次元解析では、境界となる水面・底面の情報を与条件として計算を行っても、圧力分布が静水圧分布、水平方向流速の鉛直分布が一様である為、正しく計算できず、平均的に観

測水面形を合わせるために設定される粗度係数は異常に大きな値をとらざるを得なかった。このことから、一次元解析、平面二次元解析では山地河川の洪水流を物理的に正しく計算できず、山地河川の洪水流の抵抗を適切に評価するためには、巨石まわりの圧力、流速鉛直分布を評価することが重要であることを示した。

以上より、底面の境界形状による圧力・流速の変化を直接的に評価できる底面境界の運動方程式を新たに導入した非静水圧準三次元解析 (Q3D-FEBS) の方程式群を新たに導出した。

・滝山川、石狩川のダム下流の山地河道において、詳細地形測量データ (0.3m 間隔) に基づく Q3D-FEBS 法 (計算格子幅: 1.0m) を洪水ハイドログラフに適用した結果、平面二次元解析では不可能であった巨石周りの水位・流速分布を解析可能とした。これにより、巨岩・巨石による形状抵抗や流体力を評価可能となり、山地河川の洪水流の流下機構を説明する事が出来た。また、巨岩・巨石の形状とともに、道路・堤防高や建物の高さ等を含む範囲で測量された地形データを Q3D-FEBS に取り込んだ観測水面形に基づく洪水流解析を行なうことによって、道路・堤防高や建物の高さとは洪水時の水位の比較が可能となり、これまで検討が出来なかったダム下流部等の山地河川における洪水流の流下能力の評価の検討が可能になることを示した。

本章では、巨石が移動しないものとして、固定床の条件で Q3D-FEBS を適用している。その結果、観測水面形や流量ハイドログラフを良好に再現できた。一方で、山地河川の河床変動や水棲生物の生息場の把握等のためには、巨石の移動に伴う流れ場、土砂量の変化を考慮する必要がある。これについては、第 4 章で議論する。

参考文献

- 1) 竹村吉晴, 児子真也, 大野純暉, 福岡捷二: 巨岩・巨石が点在する山地河川に対する平面二次元解析法の課題と新しい解析法の提案, 河川技術論文集, 第25巻, pp.267-272, 2019.
- 2) 竹村吉晴, 福岡捷二: 波状跳水・完全跳水及びその減勢区間における境界面 (水面・底面) 上の流れの方程式を用いた非静水圧準三次元解析 (Q3D-FEBS), 土木学会論文集 B1(水工学), Vol.75, No.1, pp.61-80, 2019.
- 3) 大野純暉, 佐々木博文, 竹村吉晴, 福岡捷二: 巨岩・巨石で覆われた河川の観測水面形に基づく洪水流量の算定法に関する研究, 河川技術論文集, 第27巻, pp.265-270, 2021.
- 4) 太田川水系河川整備計画(大臣管理区間), 国土交通省中国地方整備局, 令和 2 年 7 月.

第 4 章 洪水時の観測水面形に基づく Q3D-FEBS と個別要素法をベースとした河床巨石の始動の評価法

4-1 概説

第 3 章では、巨石の形状や配置を含む詳細な地形データに基づいて、巨石が移動しない条件の下で観測水面形を用いた非静水圧準三次元解析法 (Q3D-FEBS) を適用した結果、洪水解析が適切に行なわれ、巨石周辺の流れを評価できることを示した。しかし、大洪水時に巨石が移動する状況が生じると、周辺の流れ場や土砂移動量に変化し、下流域での土砂供給量、山地河道の生物環境が変化すると考えられる。

本章では、詳細地形測量データと観測水面形に基づく Q3D-FEBS に個別要素法を組み合わせることで、洪水時に巨石に作用した流体力と接触力を評価可能な巨石の始動解析法を新たに構築する。構築した解析法を、滝山川温井ダム上流部に適用し、現地調査結果に基づく巨石の移動状況と比較し、構築した計算法の妥当性や精度向上のために必要な研究課題について整理した。

4-2 洪水前後における巨石の移動状況、瀬・淵構造の変化

4-2-1 現地調査の概要

洪水前後における巨石の移動状況を把握するために、**図 4-1** に示す滝山川温井ダム上流部を対象に現地調査を実施した。**図 4-2** は H31 年以降の洪水イベントと現地調査時期の時系列を示しており、令和元年～令和 3 年の期間には、**図 4-3,4** に示すように R1 年 7 月、R2 年 7 月にそれぞれダム流入量 $310\text{m}^3/\text{s}$ 、 $720\text{m}^3/\text{s}$ (既往最大洪水(平成 29 年 7 月) : $880\text{m}^3/\text{s}$) の洪水があり、R2 年洪水は比較的規模の大きな洪水であった。平成 31 年 1～2 月にかけて、**図 4-1** に示す範囲でドローンを用いた写真測量が実施され、巨岩・巨石の配置状況が分かる航空写真データ、地形データを得ており、R1 年 7 月洪水前の巨石の配置状況が明らかとなっている。しかし、写真測量データからでは、真上から見たときの巨石の大きさしか分からず、巨石がはまり石か浮石か等、存在状態が曖昧である。

本現地調査は、瀬となる 2 区間 (サイト I, II) を対象に、R1 年洪水後と R2 年洪水後に調査を実施し、各洪水前後での巨石の移動状況や、瀬の形状の変化について調査、分析した。サイト I, II には、大きさ 1m 程度の巨石が密集しており、瀬を成している。サイト II では巨岩・巨石とともに細かい砂、礫も見られる。現地調査では、**図 4-4** に示すように、巨石の配置状況が分かる全景写真の取得、巨石がある周辺の石礫の状況の把握、巨石の体積を推定するための長径、中径、短径の計測を行った。



図 4-1 滝山川温井ダム上流部の航空写真と現地調査箇所の位置図

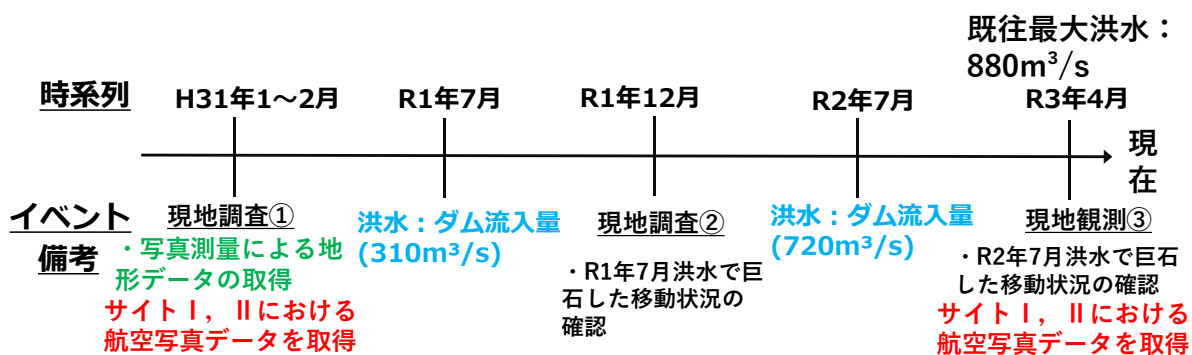


図 4-2 H31 年以降の洪水イベントと現地調査時期

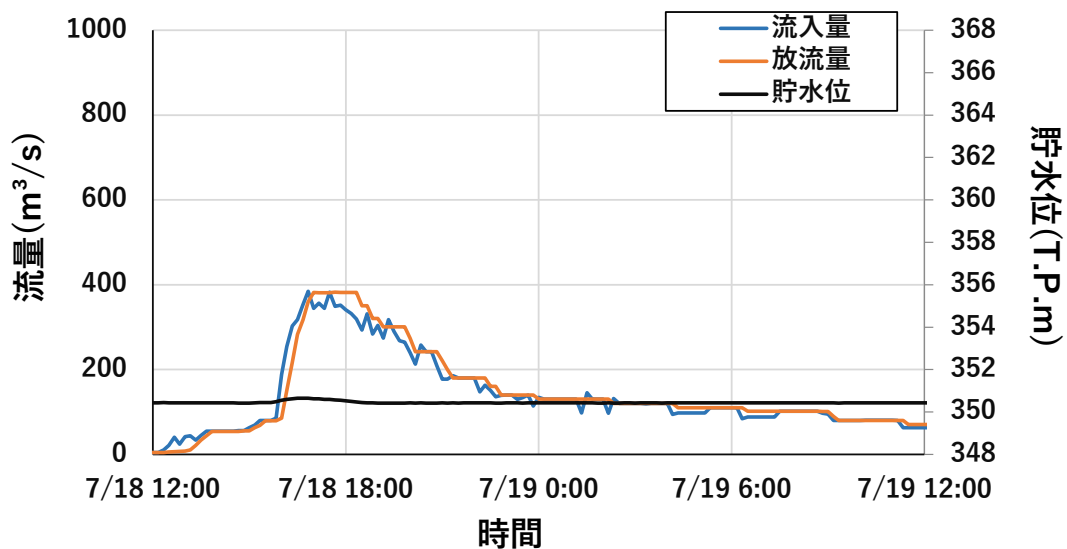


図 4-3 R1 年洪水時における温井ダム流入量, 放流量ハイドログラフ, 貯水位ハイドログラフ

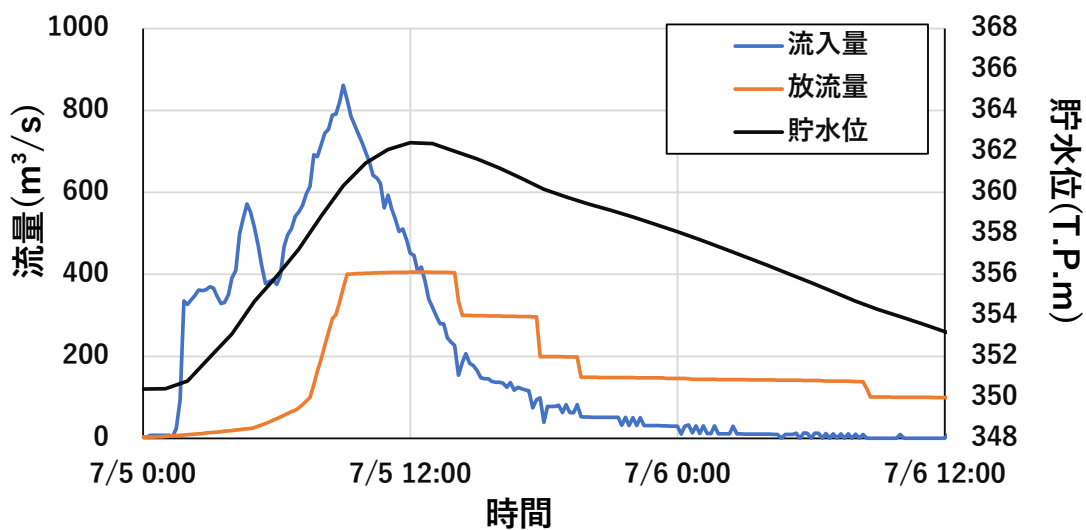


図 4-4 R2 年洪水時における温井ダム流入量, 放流量ハイドログラフ, 貯水位ハイドログラフ

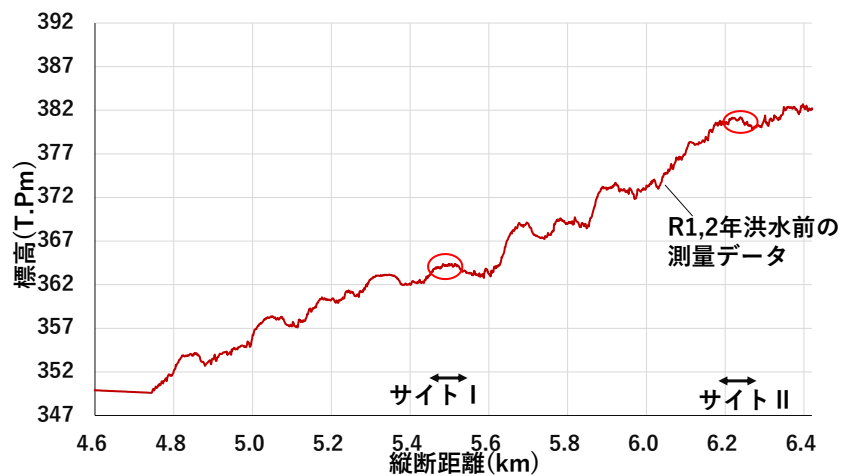


図 4-5 詳細地形測量結果に基づく平均河床高の縦断図とサイト I, II の位置関係



(a) 巨石の長径・中径・短径の計測



(b) 巨石周辺の河床の状況



(c) 巨石のマーキング



(d) GPS 機器による巨石の位置座標の取得

図 4-6 現地調査項目

4-2-2 現地調査結果とその考察

図 4-7～図 4-13, 図 4-14～図 4-15 はそれぞれ R1 年洪水前後, R2 年洪水前後における各サイトにおける現地調査結果を示している。以下に各サイトにおける巨石や河床の状況について明らかとなったことを示す。

(1) 現地調査①の結果

(サイト I)

・ 図 4-9 より, R1 年洪水前後で流出した巨石は確認できなかったが, 1m 程度の大きさの巨石が上流から運搬されてきていることが確認できた。

・ 図 4-8～図 4-10 より, サイト I の砂州上に多くの巨石が点在しており, R1 年洪水によって砂が流出し, 1m 以上の大きさの巨石が河床から露出した状態になっている。

(サイト II)

・ 流れの主流部となる箇所にあった 1m 程度の大きさの巨石が流出していることが確認できた。また, その中で巨石の集合体が流出していることも確認できた。

(2) 現地調査②の結果

(サイト I)

・ 図 4-14 より, R2 年洪水前後では, 1m 程度の巨石が 2 個移動していた。図 4-14 に示す巨岩の前面では河床表層の粗粒化, 巨岩背後では堆積していた土砂が一部流出していた。しかし, 瀬全体の形に大きな変化はなかった。

(サイト II)

・ 図 4-15, 4-16 より, 流れの主流部となる箇所にあった 1m 程度の大きさの巨石が複数流出していることが確認できた。

・ 図 4-15 より, R2 年洪水前後で移動先が確認できた巨石の移動距離を調べたところ, 約 3m 程度であった。

(1), (2) より, 比較的大きな洪水を受けてもサイト I, II に形成されていた瀬の形状を変化させるほどの数の巨石の移動は見られなかった。特にサイト II では, アーチ型の列状配置となる巨岩・巨石が見られる。福留¹⁾は, 岩岳川を対象に, 山地河道の地形を安定させるために, 石造りアーチ型の礫列を配置した分散型落差工を施工し, 洪水前後で構造の変化を分析した結果, 一部巨石や礫が流出しても, 全体の構造は変化せず, 安定を維持で

きることが力学的に示されている。このことは、滝山川のサイトⅡの区間は全体として安定していることが推測される。

一方で、局所的には図 4-16 に示すように、R2 年洪水時にはサイトⅡでは少なくとも 26 個以上の巨石の移動が確認できた。以下では、個々の移動した巨石、移動しなかった巨石の特徴について整理し、巨石の移動の評価を行う上で重要な情報を示す。

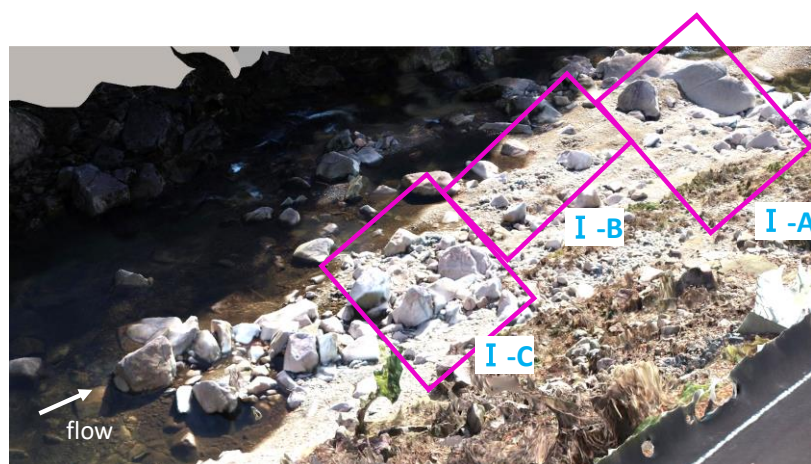


図 4-7 サイトⅠの全景写真

I-A

洪水前



洪水後



図 4-8 サイトⅠ-Aにおける R1 年洪水前後の近景写真



図 4-9 サイト I-C における R1 年洪水前後の近景写真



図 4-10 サイト I-C における R1 年洪水前後の近景写真

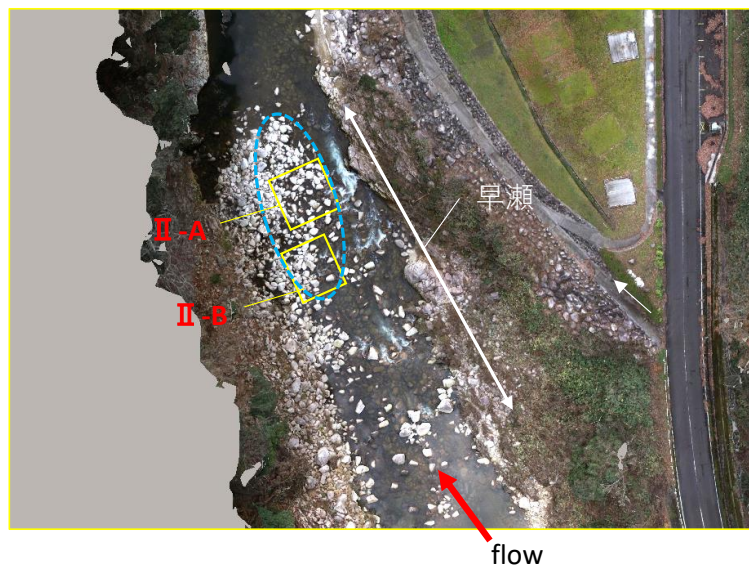
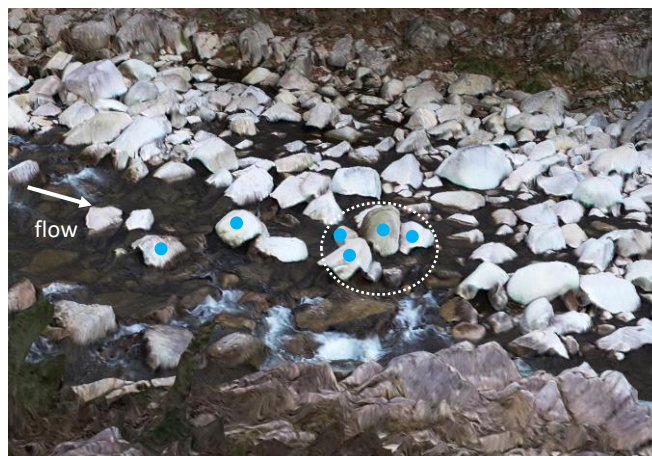


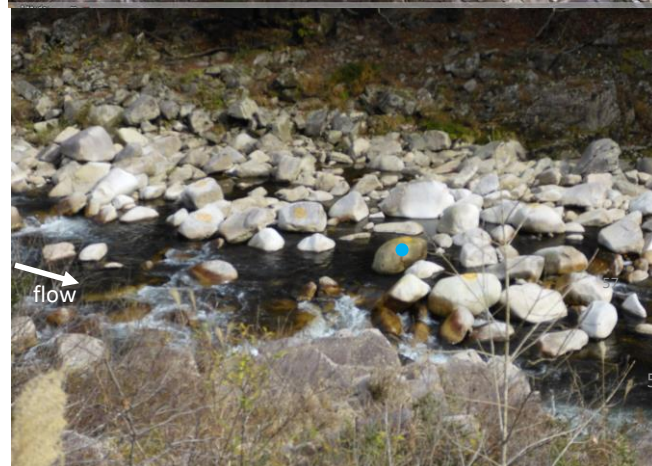
図 4-11 サイトⅡの全景写真

Ⅱ-A

洪水前



洪水後



● R1年洪水で移動した巨石

図 4-12 サイトⅡ-Aにおける R1 年洪水前後の近景写真

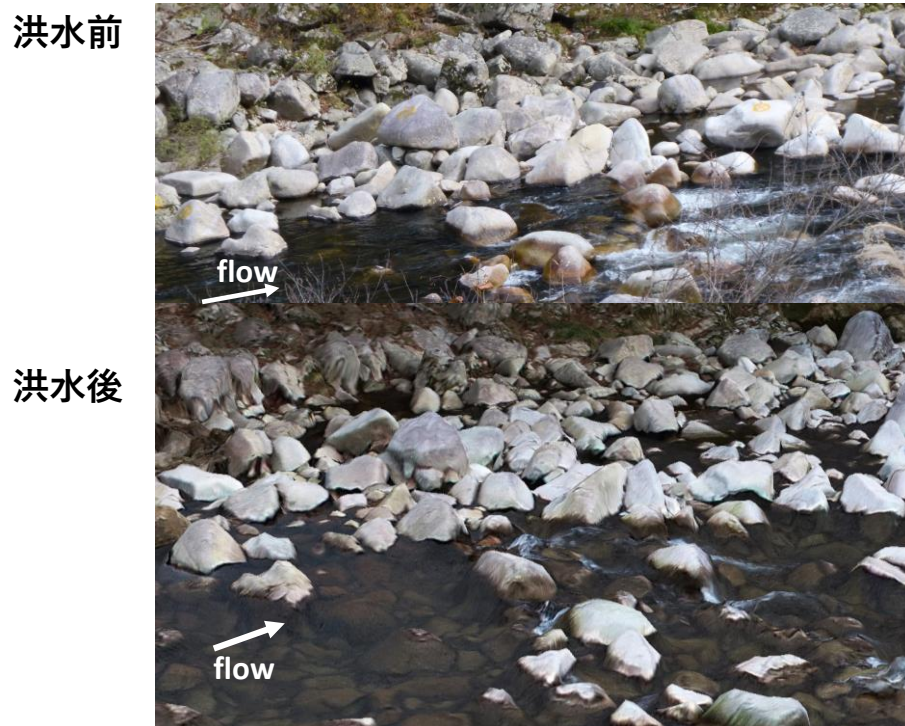


図 4-13 サイト II-B における R1 年洪水前後の近景写真



図 4-14 R2 年洪水前後におけるサイト I の航空写真

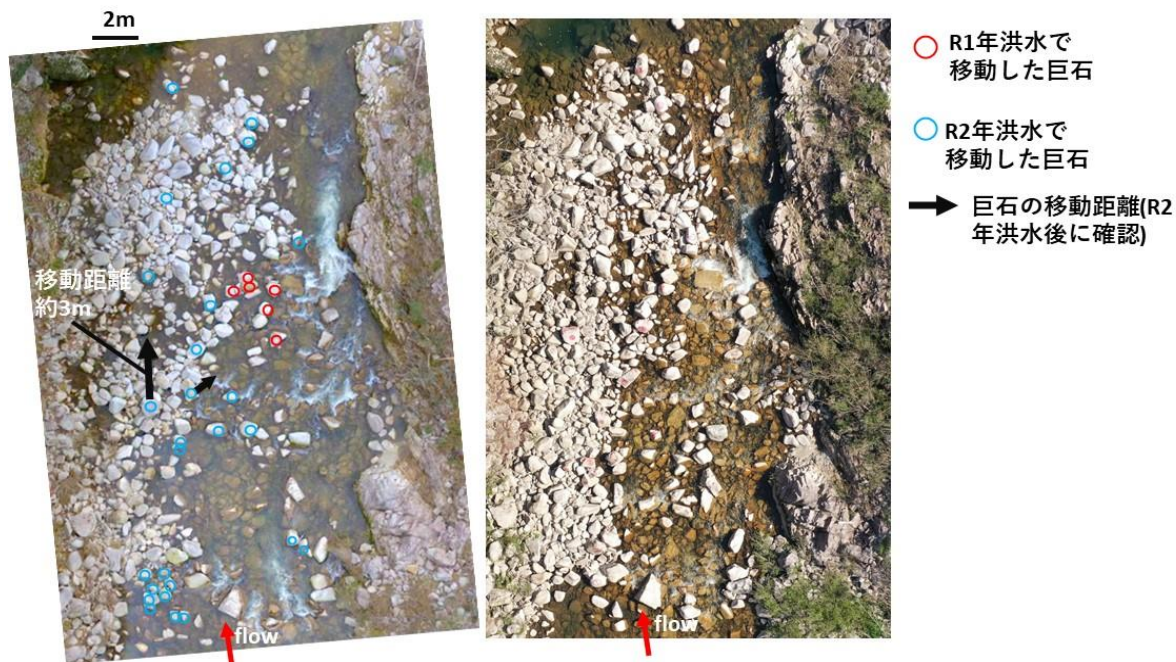


図 4-15 R2 年洪水前後におけるサイト II の航空写真

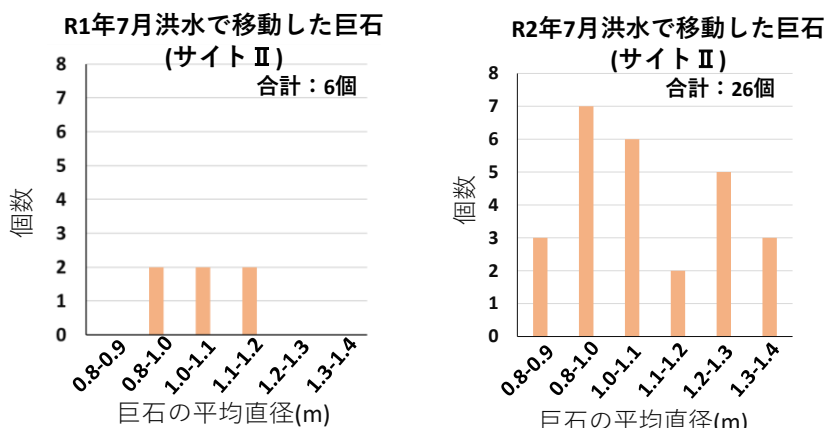


図 4-16 R1, 2 年洪水前後におけるサイト II における移動した巨石の個数と平均直径の分布



図 4-17 粗粒化した箇所での河床表層の状況の変化



図 4-18 岩岳川における分散型落差工の変化¹⁾

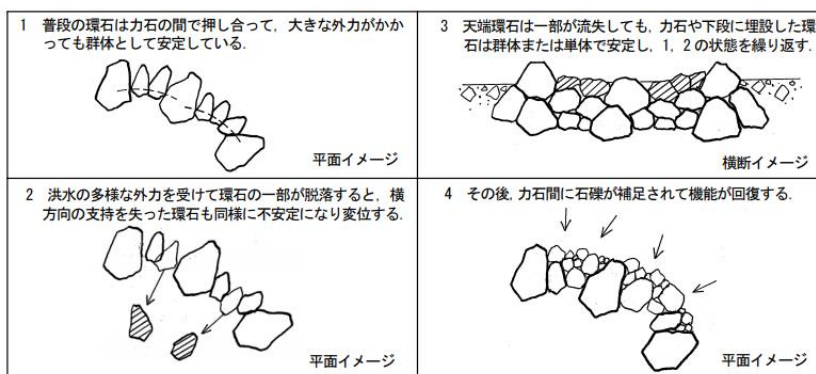


図 4-19 分散型落差工の安定要因¹⁾

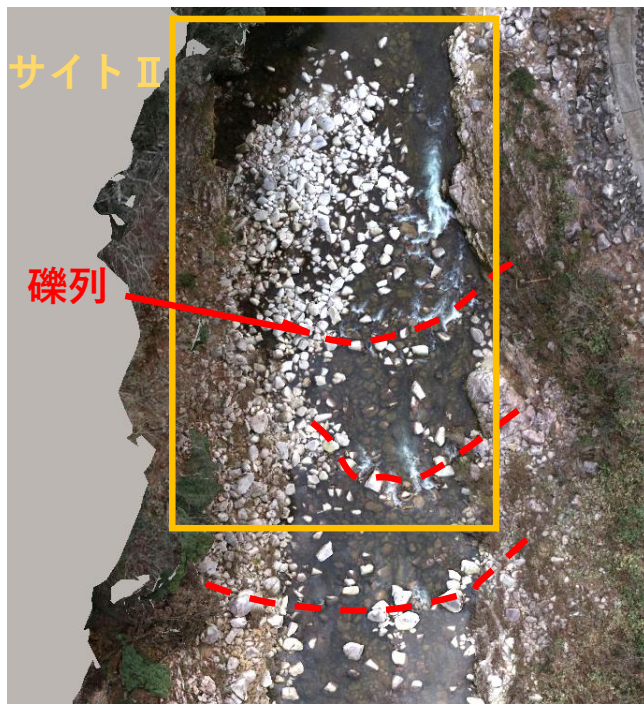


図 4-20 サイトⅡ周辺の礫列発達の様子

4-2-3 移動した巨石と移動しなかった巨石の特徴

図 4-21, 図 4-22 は, 現地調査で明らかとなった洪水で移動した巨石, 移動しなかった巨石の近景写真を示す.

洪水で移動した巨石の特徴としては,

- ・他の巨石とあまりかみ合っておらず浮石に近い.
- ・河床から露出している
- ・流れの主流部に近い位置にある.

一方, 洪水で移動しなかった巨石の特徴は,

- ・下流側で他の巨石とかみ合っている.
- ・巨石の重心位置が低く, 底面との接触面積が大きい.

以上のことが現地調査から分かった. 特に Smith ら²⁾による現地調査結果においても, 下流側に巨石があるかどうかは巨石の移動のし易さの 1 つの因子になっている. このことから, 巨石に作用した流体力の評価とともに, 複雑な凹凸を有する河床に置かれた巨石の状態の評価が, 巨石の移動を評価する上では重要となることが考えられる.



図 4-21 洪水で移動した巨石の特徴



図 4-22 洪水で移動しなかった巨石の特徴

4-2-4 現地調査結果のまとめ

規模の異なる 2 つの洪水を対象として、巨石の移動状況に着目し山地河川の瀬構造の変化を調べた結果、比較的規模の大きい R2 年洪水後においても、構造が変化するほどの数の巨石の移動は見られず、巨石が移動してもその移動距離は数 m 程度であったことから、滝山川の瀬・淵から形成される河床の縦断形はかなり安定していることが分かった。

個々の巨石の移動については、R2 年洪水時に、サイトⅡでは少なくとも 26 個の巨石の移動が見られた。また、移動した巨石と移動しなかった巨石の近景写真を比較した結果、移動した巨石は河道の中央部付近に位置し、周囲の巨石とのかみ合わせの影響が小さく、巨石の移動解析のためにはこれらを考慮した評価法が必要となることが分かった。

以下の調査の結果から、滝山川における既往最大規模の洪水時に移動した巨石の個数は少なく、移動距離は小さく、巨石の移動が洪水流に与える影響は小さいと考えられ、巨石の流体力を評価する際も、第 3 章で構築した Q3D-FEBS をそのまま適用可能であると考えられる。また巨石の始動についても Q3D-FEBS と DEM を用いて解析することが可能と考えられる。

4-3 巨石の移動状況と Q3D-FEBS に基づく洪水流解析結果の比較、考察

本節では前節によって明らかとなった R1 年洪水と R2 年洪水で移動した巨石、移動しなかった巨石に対して、巨石が置かれていた周辺の流れ場を分析するために、第 3 章で示した Q3D-FEBS 法を用いて R1 年洪水と R2 年洪水を対象とした洪水流解析を行った。第 3 章では計算格子幅 1.0m としたが、本章では、新たに巨石の移動を解析する為、計算格子幅 0.5m に決め、できる限り巨石形状を再現した (図 4-23 参照)。

図 4-24 は、R1 年 7 月洪水、R2 年 7 月洪水時における観測水面形と Q3D-FEBS による解析水位の縦断分布の比較、図 4-25 は温井ダムの流入量ハイドログラフと解析流量ハイドログラフの比較を示している。粗度係数は時空間的に一定値 $n=0.032$ として、流量ハイドログラフを高精度に算定可能である。

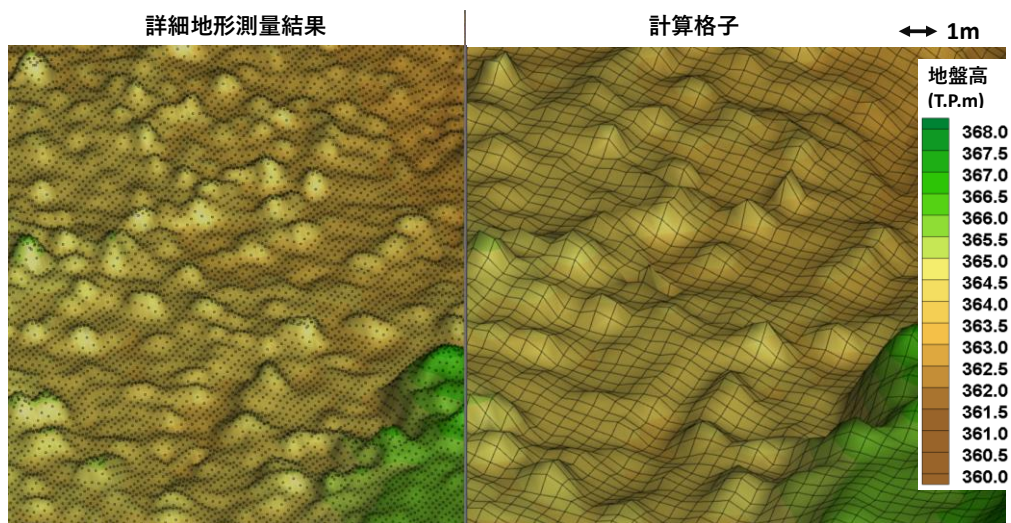


図 4-23 詳細地形測量結果，計算格子データに基づく三次元地盤高コンター図の比較

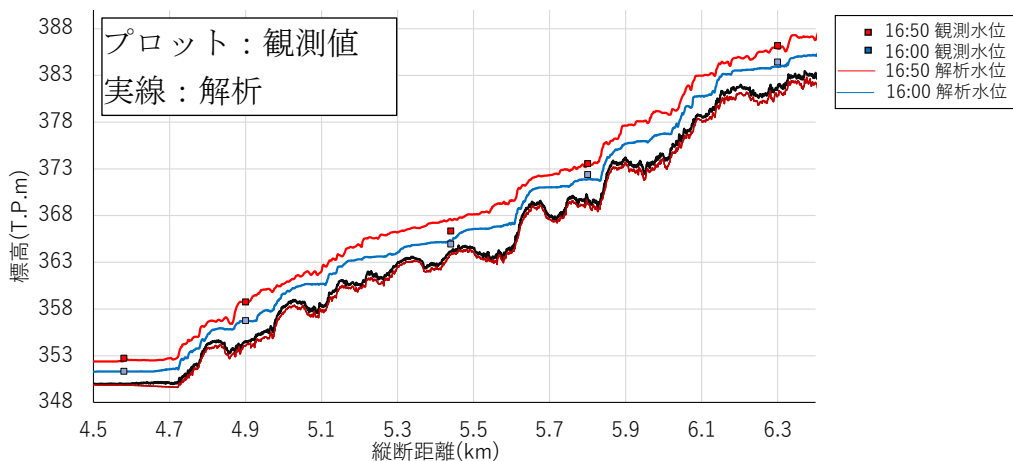


図 4-24 R1 洪水における解析水面形と観測水面形の比較

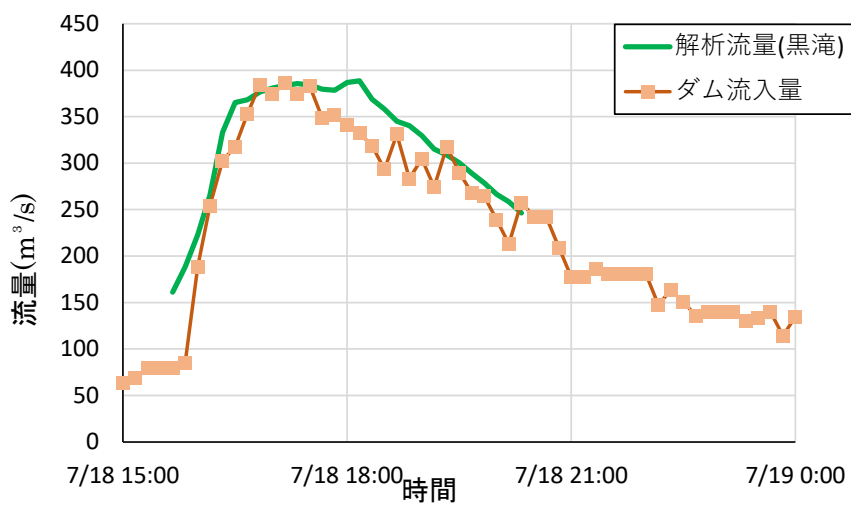


図 4-25 R1 年洪水における解析流量ハイドログラフと温井ダム放流量ハイドログラフの比較

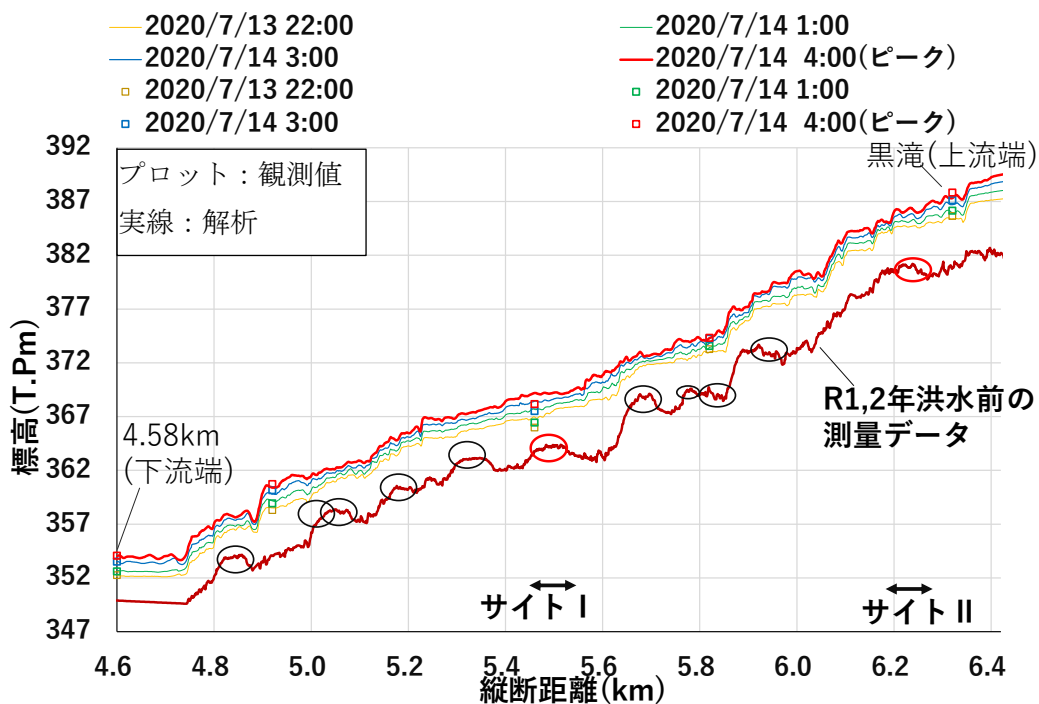


図 4-26 R2 洪水における解析水面形と観測水面形の比較

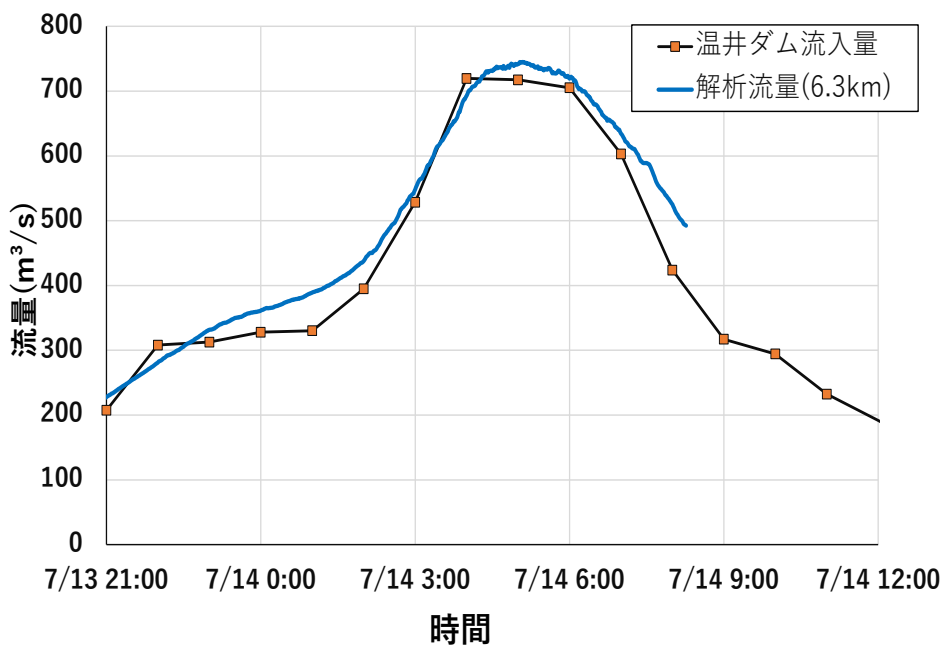


図 4-27 R2 年洪水における解析流量ハイドログラフと温井ダム放流量ハイドログラフの比較

(1) R1年7月洪水, R2年の再現計算結果と巨石の移動状況の比較

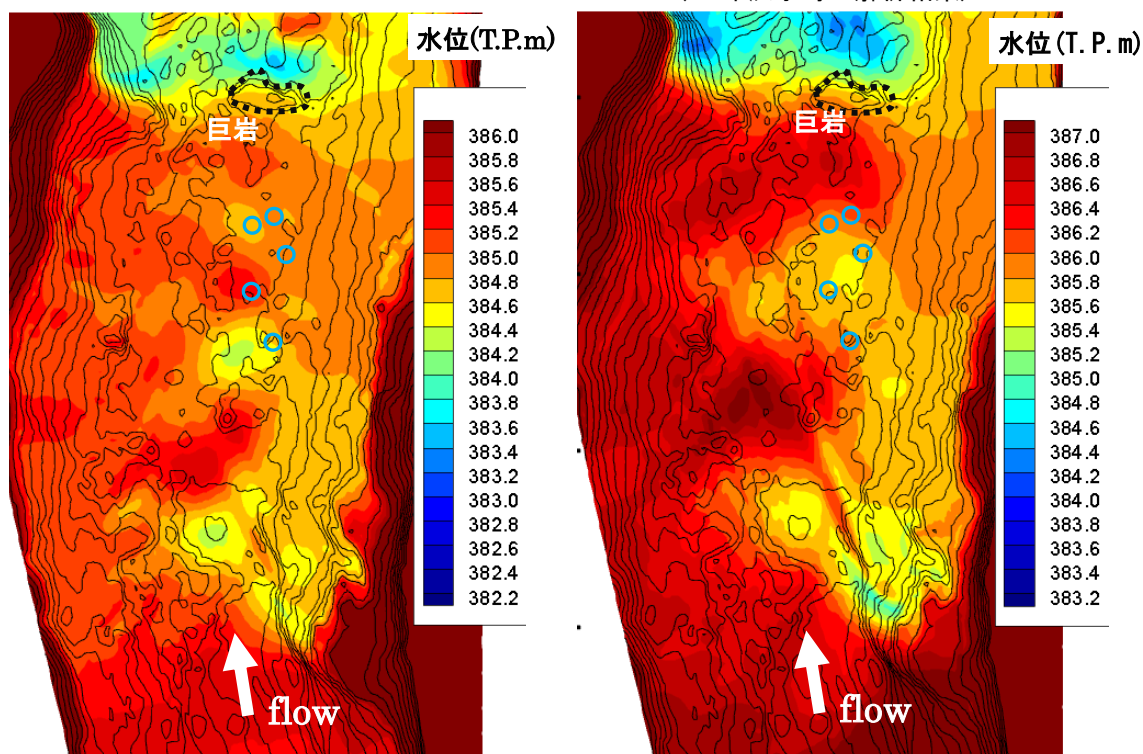
図4-28(a), (b)は, サイトI, IIにおけるR1年洪水, R2年洪水時における解析水位のコンター図を示す. 図中のプロットは各洪水で移動した巨石の分布を示している. サイトIでは, 図中の黒点線で示す巨岩の影響もあり, その上流側では水位が高まっている. 一方, サイトIIでは礫列が発達していることから, 水位の高低が縦断的に連続して見られる. R2年洪水時は, 洪水流量が大きかったため, その水位差が大きく成っており, 影響が河道全体に及んでいる.

図4-29(a), (b)はサイトI, IIにおけるR1年, R2年洪水のピーク流量時における水深平均流速のコンター図と巨石の移動状況を示す. サイトIで移動した巨石は, R2年洪水時には巨岩の影響を受けない領域でかつ流速が6.0m/s以上となる箇所では, 巨石が2つ移動している. サイトIIでは, R1年洪水時には流れの主流部は河道中央のみで, 移動した巨石が存在した位置も河道中央部周辺であったが, R2年洪水時には, 主流部が広がり, 移動した巨石の分布もそれに準じて広がっている.

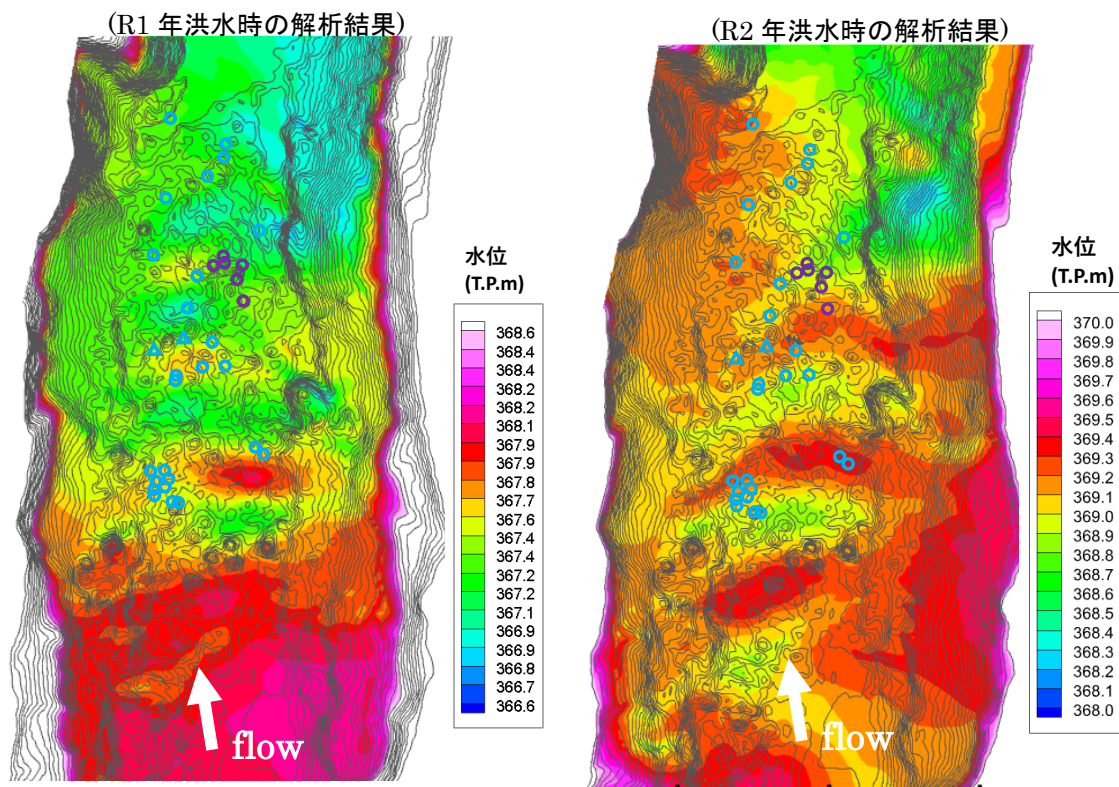
以上より, 水深平均流速が5~6m/s以上となる箇所では, 1~1.4m程度の大きさの浮石に近い巨石が移動することが分かった.

図4-30はR1年7月, R2年7月洪水ピーク時におけるサイトIIの底面流速ベクトルとそのコンター図を示している. R1年7月洪水時は, 黒丸で示す巨岩の影響を強く受け, 巨岩前面では底面流速が減速し, その背後に形成される後流域も大きくなっている. 一方, R2年7月洪水時は, 巨岩を乗り越える, または回り込む流れが卓越することで, 巨岩前面でも高流速域が形成されている. また巨岩背後の後流域も小さくなっている. このことが, 図4-15, 図4-17で示した巨岩前面の河床の粗粒化, 巨岩背後に貯まっていた砂の流出につながったものと考えられる. このように, 本解析法では巨岩・巨石周辺の3次元流れの特徴を表現可能となっている.

○ R1年洪水で移動した巨石 ○ R2年洪水で流出した巨石
 (R1 年洪水時の解析結果) (R2 年洪水時の解析結果)

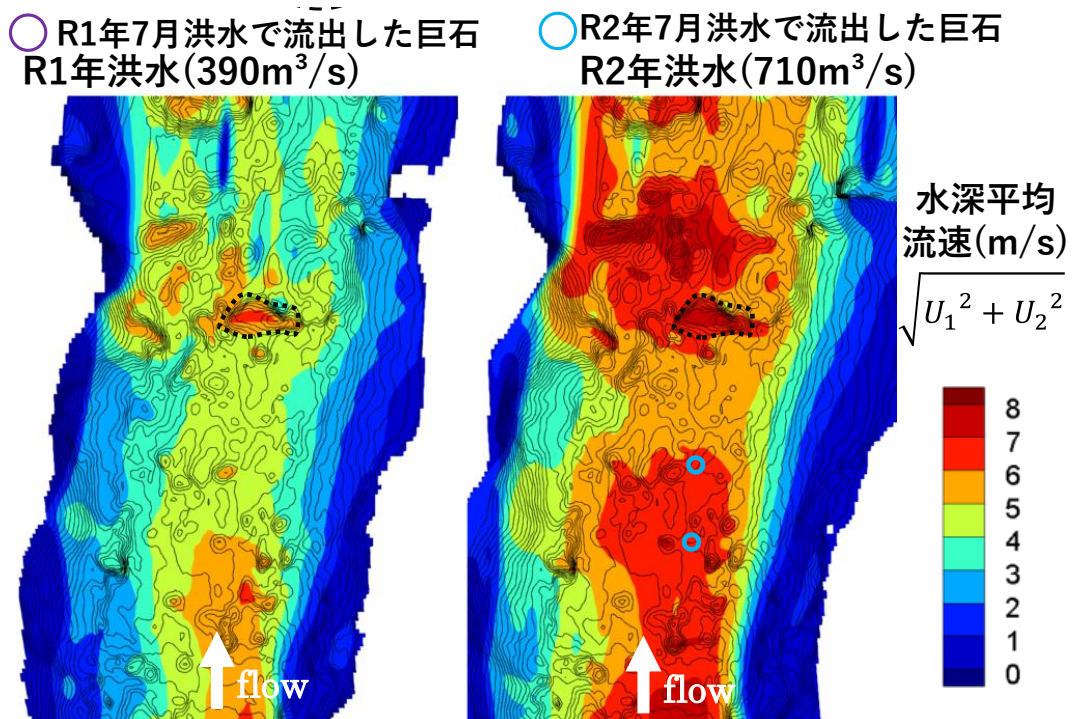


(a) サイト I における解析水位のコンター図

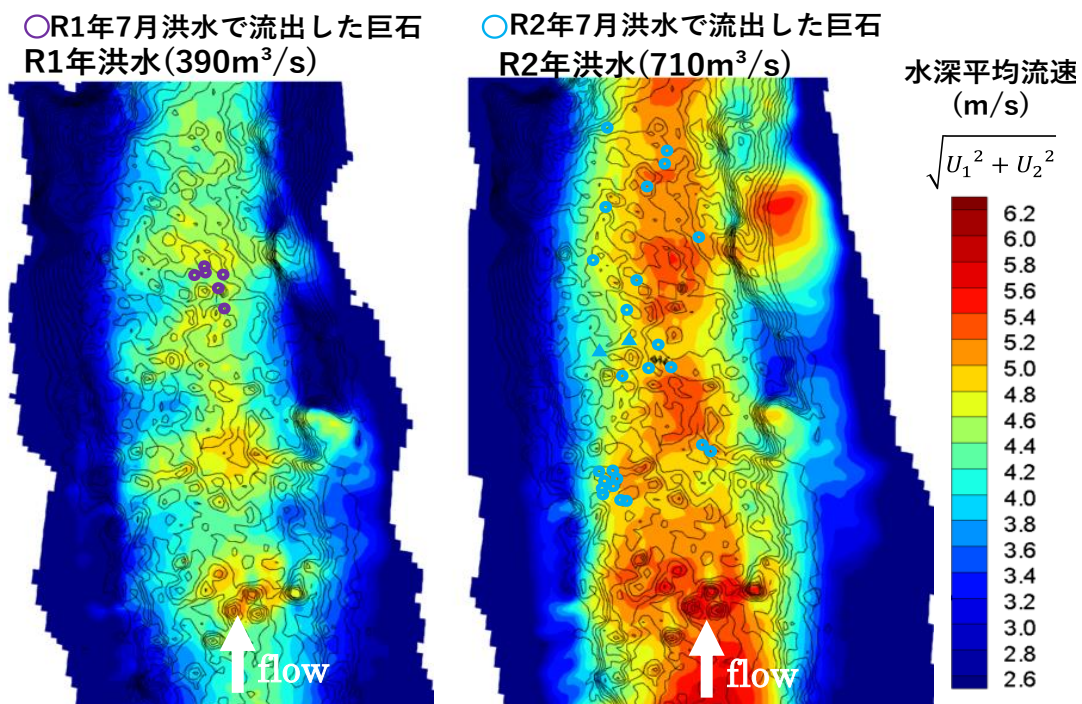


(b) サイト II における解析水位のコンター図

図 4-28 R1 年洪水, R2 年洪水時における解析水位のコンター図



(a) サイト I における水深平均流速のコンター図



(b) サイト II における水深平均流速のコンター図

図 4-29 R1 年洪水, R2 年洪水時における水深平均流速のコンター図

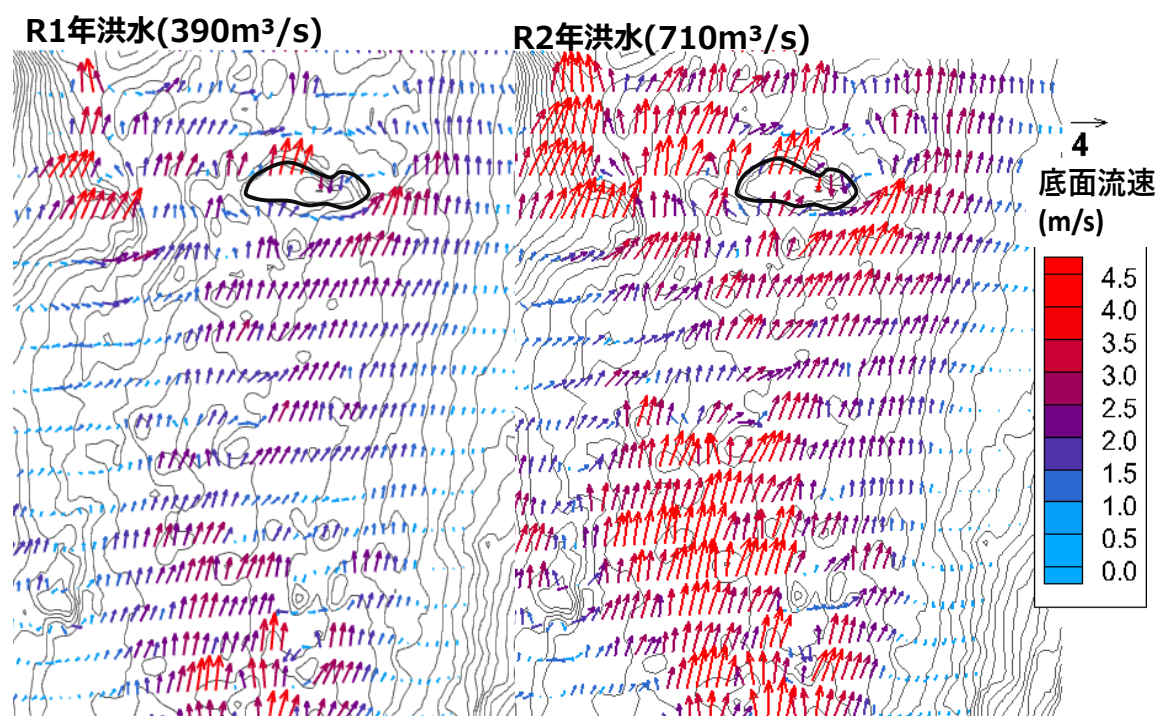


図 4-30 サイト I における底面流速ベクトルのコンター図

4-4 山地河川の河床変動解析法の構築のための巨石の始動解析

4-4-1 Q3D-FEBS と DEM²⁾ を用いた巨石の始動の解析法

本節では、山地河川の巨石の始動の計算法を構築し、滝山川の現地調査箇所に適用する。さらにその計算結果と実際の巨石の移動を比較し、本手法の適用性について検討する。

構築した新たな巨石の始動解析モデルの概念図を図 4-31 に示す。まず、巨石に作用した流体力は、詳細な地形データと観測水面形を用いた Q3D-FEBS による洪水流解析結果から算出する。また、個別要素法 (DEM)³⁾ を導入することで巨石の置かれている状況を考慮した接触力を評価し、得られた外力に基づく剛体の運動・回転の方程式を解き、巨石の始動を評価する。以下では、Q3D-FEBS を用いた巨石に作用した流体力の評価法と詳細な巨石の移動の計算法と計算条件を示す。

Q3D-FEBS + DEM モデル (1Way)

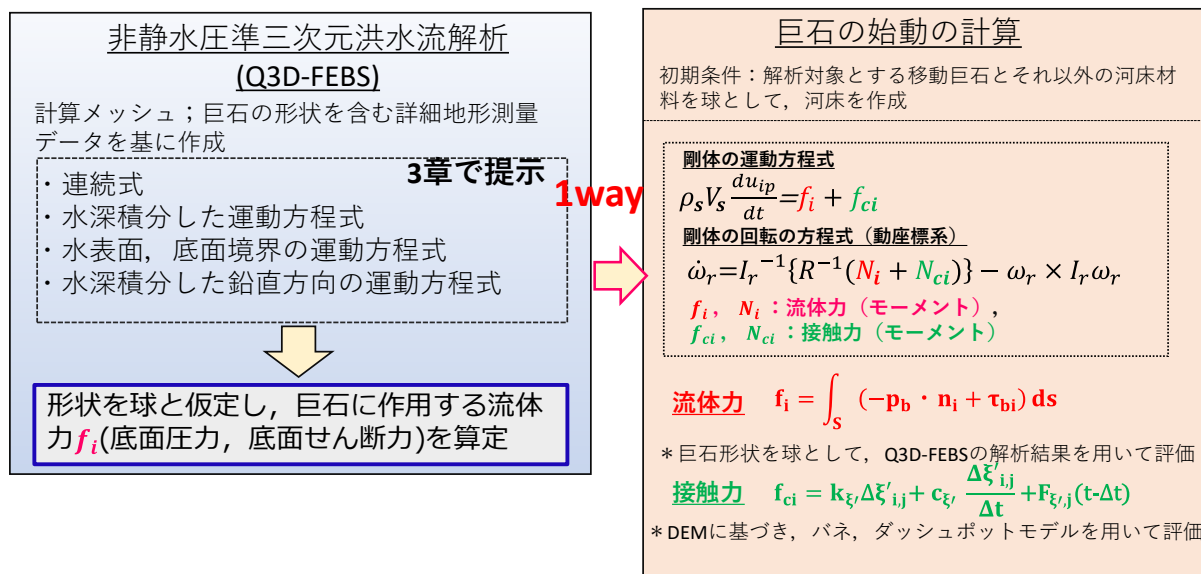


図 4-31 Q3D-FEBS+DEM モデルによる巨石の移動の評価法の枠組み

4-4-2 巨石とその周囲の河床場との接触力の評価

本章では，巨石に作用する接触力について，DEMに基づいて評価し，実際に河床に存在する状況での始動解析を試みる。DEMモデルは，1979年にCundallらが，礫の接触や衝突を伴う剛体の移動を解くために開発し，その後，この手法は工学分野の多くの力学問題の解決に用いられている³⁾。DEMでは，個々の粒子の運動方程式，回転の方程式から各時間の位置座標を決定し，2粒子間の重なり量から，接線方向，法線方向の接触力を評価している。本研究では，接触力は図4-32に示すように，河床に球を配置させて，巨石球と河床の球粒子との間にばね，ダッシュポット，スライダーを配置させたvogitモデルを導入することで，巨石の反発係数に応じて，粒子間の接平面とその法線方向に作用する接触力の評価を行う。

式(4-2)~(4-4)は，2巨石間の接線方向(ξ' ， η')，法線方向(ζ')の3方向の接触力の算定式を示す。

Vogit モデルを用いた接触力の算出

まず，粒子間に作用する接触力を以下のように算出する。

$$F_{\xi',j}(t) = k_{\xi'} \Delta \xi'_{ij} + c_{\xi'} \frac{\Delta \xi'_{ij}}{\Delta t} + F_{\xi',j}(t - \Delta t) \tag{4-2}$$

$$F_{\eta',j}(t) = k_{\eta'} \Delta \eta'_{i,j} + c_{\eta'} \frac{\Delta \eta'_{i,j}}{\Delta t} + F_{\eta',j}(t - \Delta t) \quad (4-3)$$

$$F_{\zeta',j}(t) = k_{\zeta'} \Delta \zeta'_{i,j} + c_{\zeta'} \frac{\Delta \zeta'_{i,j}}{\Delta t} + F_{\zeta',j}(t - \Delta t) \quad (4-4)$$

ここに、 $\Delta \xi'_{i,j}$, $\Delta \eta'_{i,j}$, $\Delta \zeta'_{i,j}$: ξ' , η' , ζ' 方向の粒子間の重なり量, $k_{\xi'}$, $k_{\eta'}$, $k_{\zeta'}$: ξ' , η' , ζ' 方向のばね係数, $c_{\xi'}$, $c_{\eta'}$, $c_{\zeta'}$: ξ' , η' , ζ' 方向の粘性係数である. この手法では, 対象とする巨石について運動方程式と回転の方程式から, 巨石の重心位置の変位を求め, 粒子群の重なり量から接触力を評価する.

また, 接線方向の接触力 $F_{\xi',j}(t)$, $F_{\eta',j}(t)$ は, (4-5), (4-6)式に示すように, 摩擦係数 μ と法線方向の積で表現される摩擦力を上限値として設ける(摩擦スライダー).

$$F_{\xi',j}(t) = \min (\mu F_{\zeta',j}(t), F_{\xi',j}(t)) \quad (4-5)$$

$$F_{\eta',j}(t) = \min (\mu F_{\zeta',j}(t), F_{\eta',j}(t)) \quad (4-6)$$

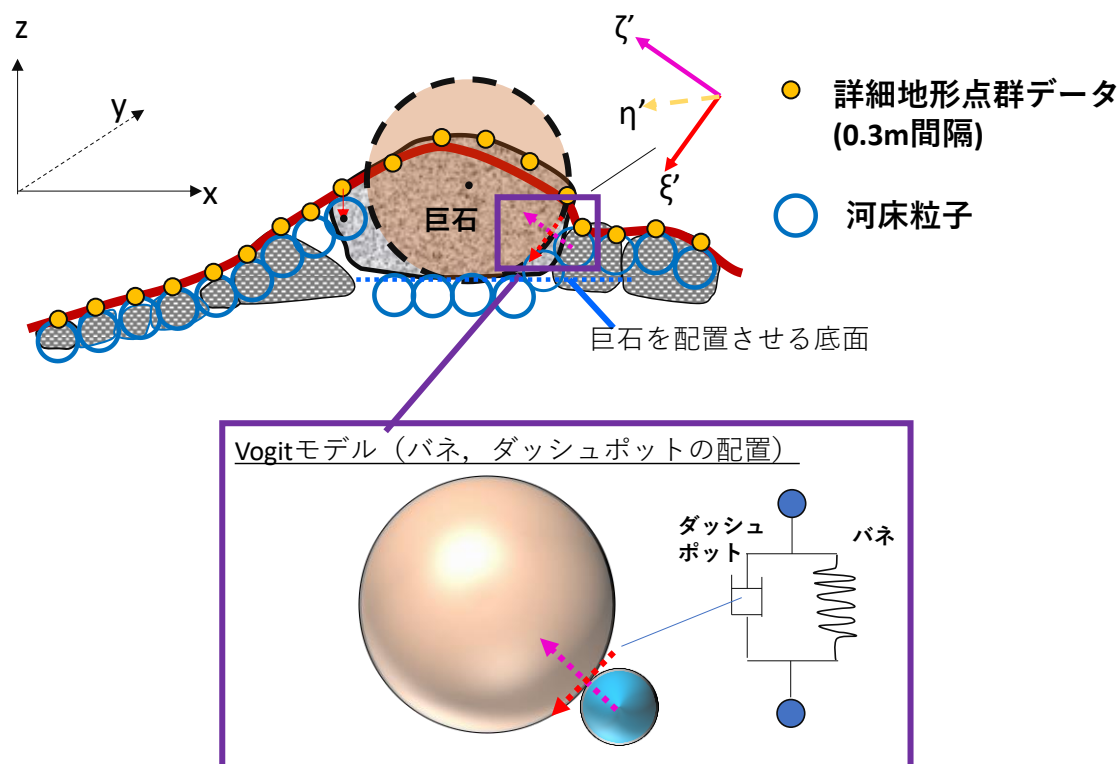


図 4-32 巨石に作用した接触力の算定法

ばね定数, 粘性係数については, Hertz の弾性理論に基づき評価する⁴⁾.

Hertz の理論では, 要素を球と仮定することで, 弾性変形による力と変形量の間非線形な関係が導かれる (式(4-7),(4-8)). 本研究においても, 巨石形状と河床粒子を球と仮定する.

$$P = K\delta^3 \quad (4-7)$$

$$K = \frac{2}{3} \frac{E}{1-\nu^2} \sqrt{\frac{r_1 r_2}{r_1 + r_2}} \quad (4-8)$$

ここで, P:バネによる法線方向の力, K:バネ定数, δ :接触量, r_i :球の半径, ν :ポアソン比, E:ヤング係数である.

粘性係数は, 2つの巨石間の接触・衝突に起因するものであるため, 減衰+振動モデルを想定し, 式(4-9)で評価する.

$$C_{\xi', \eta', \zeta'} = -2 \frac{Ine_r}{\sqrt{\pi^2 + (Ine_r)^2}} \sqrt{\frac{m_1 m_2}{m_1 + m_2}} K_{\xi', \eta', \zeta'} \quad (4-9)$$

ここに, e_r :反発係数, m_i :球とした巨石の質量である.

以上より, 式(4-8), (4-9)によって, 巨石の材料特性から決まる反発係数, ポアソン比, ヤング係数によってバネ定数, 粘性係数が表現され, それに応じた接触力の評価可能となる.

DEM では, 毎ステップ巨石の運動を解くことで, 2要素の重なり量を算出し, 接触力を求めている. この為, 計算上, 釣り合って静止している場合においても, 反発係数に基づく接触力の評価が必要となる.

本検討では, 滝山川の対象区間が花崗岩質であったことから, 花崗岩同士の衝突実験の検討結果を基に, 反発係数 0.4, ヤング係数 6.0Gpa, ポアソン比は 0.33 とした⁵⁾.

式(4-10)~(4-12)は各方向の並進の方程式, 式(4-13)~(4-15)は回転の方程式を示す. 尚, これらは巨石についてのみ計算し, 河床粒子については固定粒子とし, その変位は解かない.

X-Y-Z 方向の巨石の運動方程式

$$\rho_s V_s \frac{du_{ip}}{dt} = f_i + f_{ci} \quad (4-10)$$

動座標系における巨石の回転の方程式

$$\dot{\omega}_r = I_r^{-1} \{ R^{-1} (N_f + N_c) \} - \omega_r \times I_r \omega_r \quad (4-13)$$

ここに ρ_s : 巨石の密度, V_s : 巨石の体積, u_{ip} : 巨石の移動速度, f_i : 流体力(Q3D-FEBSより算出), f_{ci} : 接触力(Vogitモデルより算出), ω_r : 角速度ベクトル, I_r : 慣性テンソルである. R は粒子に固定された動座標系から全体座標系(ここではデカルト座標系)への変換行列である. なお, 回転の方程式は動座標系で計算することで, 慣性テンソルは時間的に一定となる.

以上が巨石の始動の計算法であり, 運動形態(滑動, 転動)に関わらず, その場の岩石構造に準じたヤング係数や反発係数の値を用いて接触力を評価する.

河川分野における個別要素法を適用した一例として, 帯工下流部に設定される袋詰玉石工の安定性を評価する為に用いられている. 玉石工を球の連結したモデルで作成し, 3次元の流体解析とDEMの解析(CFD-DEM)を用い, 多摩川の河岸保護施設として設計に用いられている⁹⁾. 解析結果は, 実際の洪水後の袋内の玉石工の移動状況を再現していることが明らかにされ, DEMを用いた設計法が, 効果的な袋詰玉石工の構造と配置の決定法として活用されている. しかし, 現地河川の広い範囲への適用には無理がある.

これに対して, 本研究で用いる観測水面形に基づく非静水圧準三次元洪水流解析とDEMを組み合わせた解析法は, 実用的で有効な手法であり, 今後の適用が期待される. しかし現状, 現地河川へ適用した例はなく, その有効性は確かめられておらず, 本研究が初めての検討例である.

4-4-3 詳細測量結果と観測水面形に基づくQ3D-FEBSによる洪水流解析による巨石に作用する流体力の評価

巨石に作用した流体力の評価法

巨石に作用する流体力は, 詳細地形測量結果と観測水面形を用いたQ3D-FEBSにより得られる巨石に作用した底面圧力・せん断力を巨石周りで積分することで, 流体力を抗力係数等のパラメータを用いずに評価する(図4-33参照).

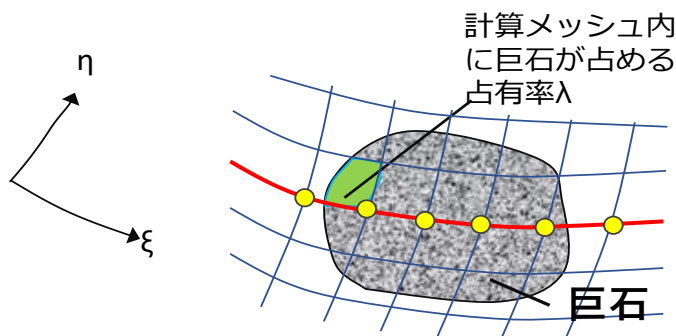
$$f_i = \int_S (-p_b \cdot n_i + \tau_{bi}) ds = \int_{V_s} -\frac{\partial \{ \rho g (z_s - z) \}}{\partial x_i} dV_s + \int_S (\tau_{bi} - p_b' \cdot n_i) ds$$

$$\cong -\rho g V_s \frac{\sum_m \lambda_i \frac{\partial z_s}{\partial x_i}}{\sum_m \lambda_i} + \sum_m \tau_{bi} \Delta S_i \lambda_i \sqrt{1 + \left(\frac{\partial z_b}{\partial x_i}\right)^2} + \sum_m \Delta S_i \lambda_i p'_b \frac{\partial z_b}{\partial x_i} \quad (4-1)$$

ここに p_b : 巨石表面に作用する圧力, p'_b : 巨石表面に作用する非静水圧, τ_{bi} : 巨石表面に作用するせん断力, n_i : i 方向の単位法線ベクトル, m : 巨石を含む計算メッシュの個数, S : 巨石の水平方向の投影面積, V_s : 巨石の体積, ΔS_i : 計算メッシュの面積である. 尚, 計算格子内に占める巨石の面積を評価する為, 占有率 λ_i を考慮している. 本研究で用いている詳細な地形測量結果では, 巨石の 3 次元形状が分からない為, 形状を球と仮定し, 球の直径 d_i は, 現地調査した巨石は長径, 中径, 短径(a, b, c)の平均値とした. それ以外の巨石は航空写真で判読される上から見た時の最大長さとし, 巨石の長径・中径と仮定し, 短径は現地調査して得られた巨石の shape factor($S.F = \frac{c}{\sqrt{ab}}$)の平均値から推定した. また, 図 4-33 に示すように底面より下層は静水圧分布を仮定し算出した.

次に, 巨石の移動が多く見られたサイト II を対象に, (4-1)式を用いて算出した巨石に作用した流体力ベクトルと底面圧力の水頭換算値のコンター図を図 4-34, 4-35 に示す. 図中の白点線, 黒点線はそれぞれ R1 年洪水, R2 年洪水で移動した巨石, 黒丸は洪水で移動しなかった巨石を示している. さらに, 黒矢印で全流体力, 赤, 紫色, 青の矢印はそれぞれ静水圧, 底面せん断力, 非静水圧成分による流体力ベクトルを示し, これらは式(4-1)の右辺の第 1~3 項に基づくものである. 底面圧力のコンター図を見ると, 全体的に巨石前後での全圧力差は R2 年洪水時の方が大きくなっており, 流体力ベクトルはやや大きくなっている. また全流体力の内, 非静水圧成分による流体力が大きく, 各巨石に作用したせん断力は, どの巨石も極めて小さい. このことは, 巨石の移動を従来のように, 底面せん断力で評価することは正しくなく, Q3D-FEBS 法のように三次元流れを解析し, 流体力を評価する必要があることを示している. また, 図 4-36, 図 4-37 は図 4-34, 図 4-35 で巨石の流体力を調べた場における非静水圧の水頭換算値コンター図を示す. 非静水圧成分による流体力が大きくなった要因として, サイト II 周辺では礫列(図 4-20, 図 4-36, 図 4-37 の緑点線)が発達しており, その上流側で圧力増大, 下流側で圧力が減少しており, 筋状に非静水圧の増減が見られる. 特にその付近にある巨石の非静水圧の力が大きくなっている.

平面的に見た計算メッシュ(ξ - η)と巨石



巨石に作用した流体力の算定方法

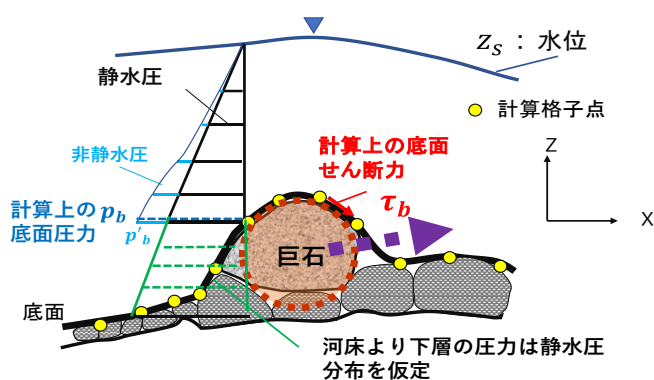


図 4-33 巨石に作用した流体力の評価における巨石の投影面積、体積の評価

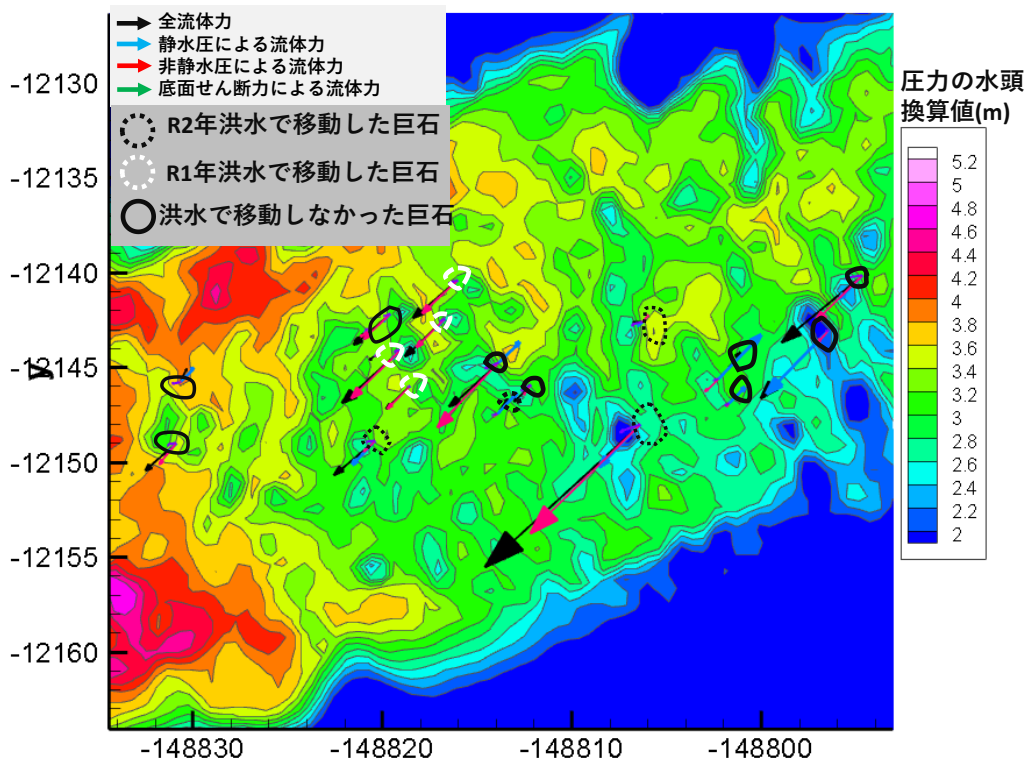


図 4-34 R1年洪水時に巨石に作用した流体力ベクトル

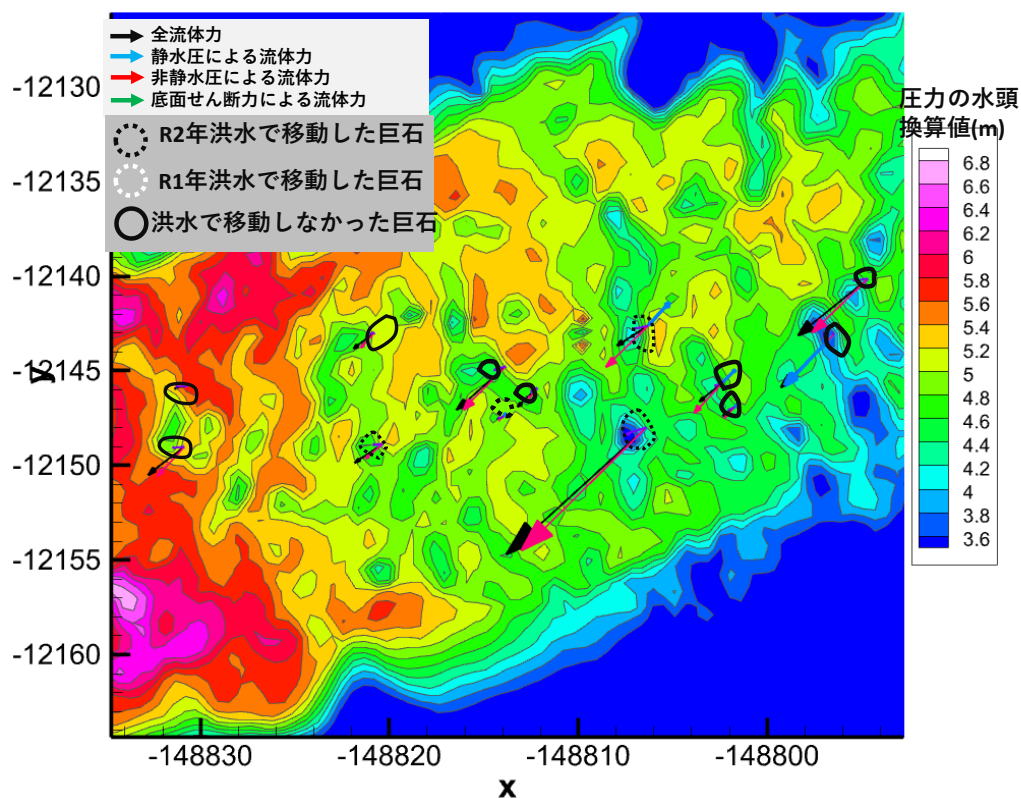


図 4-35 R2 年洪水時に巨石に作用した流体力ベクトル

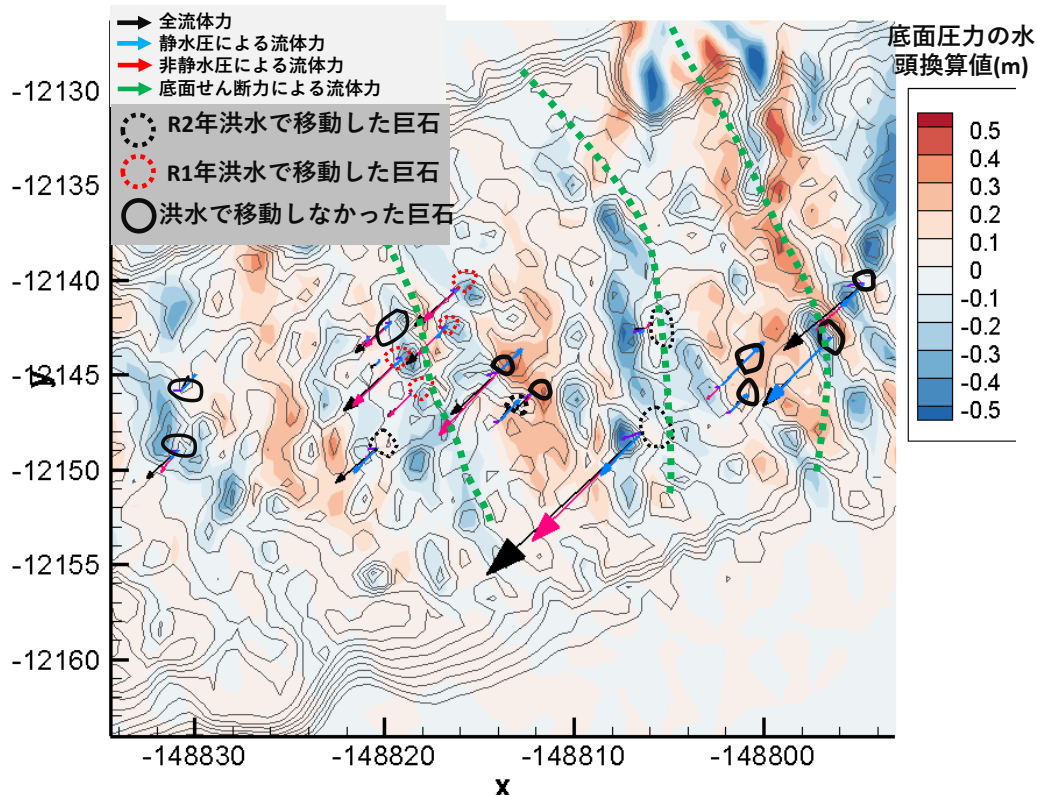


図 4-36 R1 年洪水時に巨石に作用した流体力ベクトル

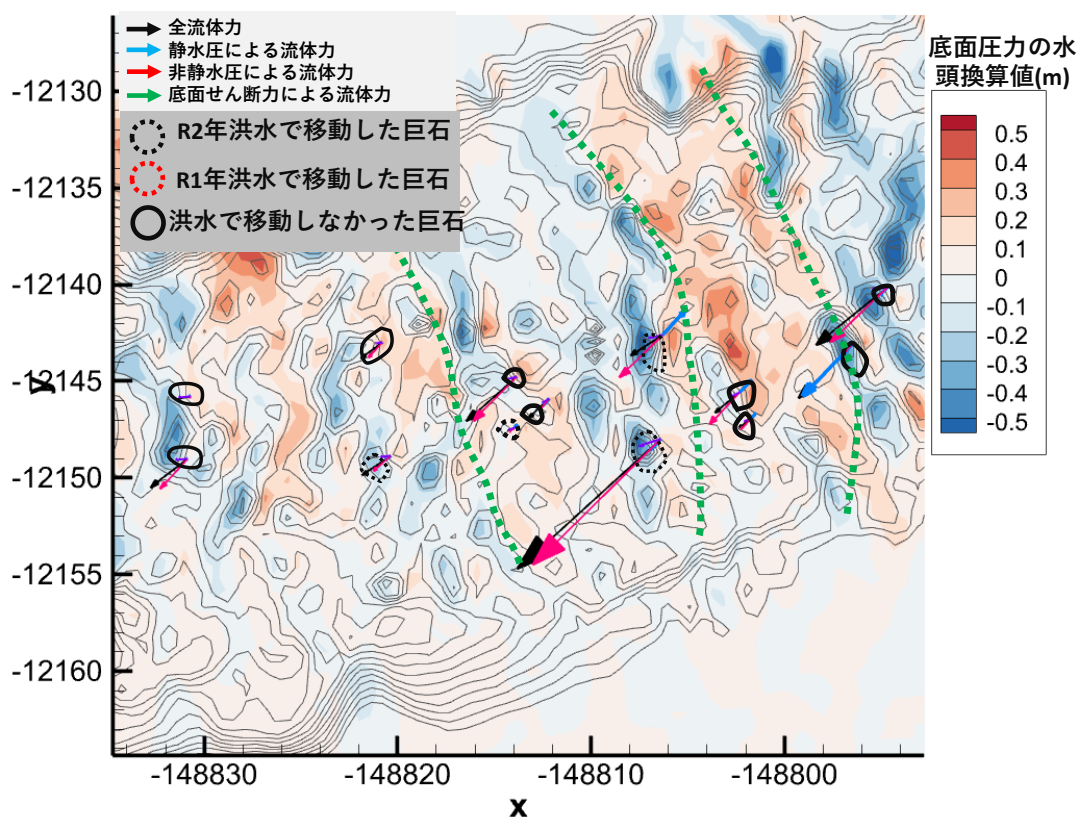


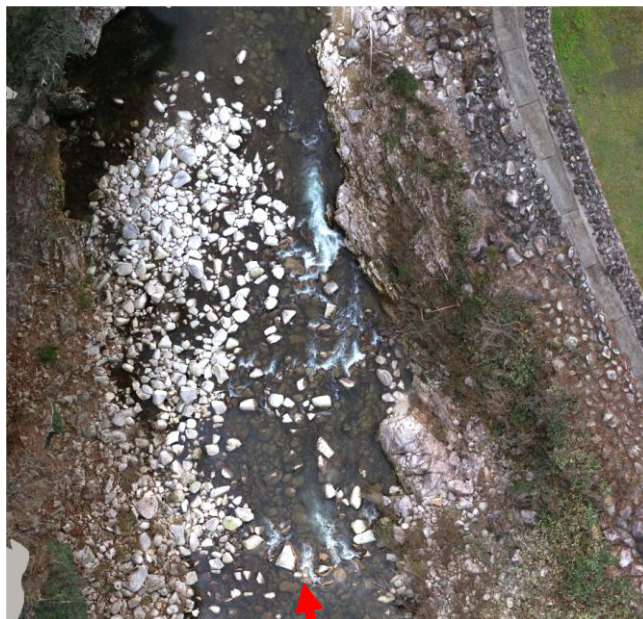
図 4-37 R2 年洪水時に巨石に作用した流体力ベクトル

4-4-4 DEM モデルを用いた巨石の接触力のための初期条件作成

4-4-2 で示したように、材料特性を表すパラメータを用いて接触力を評価するためには、移動を計算する巨石だけでなく、周辺の河床粒子も考慮する必要がある。そこで、本研究では 0.3m 間隔で測量された地形データを基に、直径 0.3m の球を河床に配置させることで、実際の河床を表現した。

このようにして作成された初期河床地形データと対象場（サイトⅡ）の航空写真の比較を図 4-38 に示しており、図中の赤色で示す球が本研究で対象とした巨石である。

航空写真

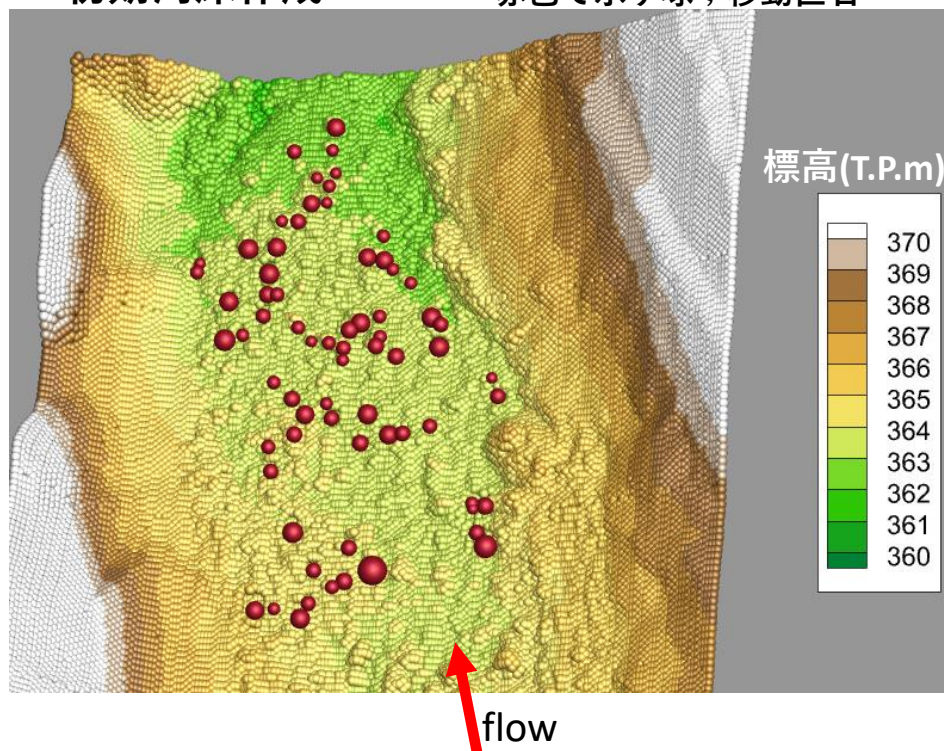


flow

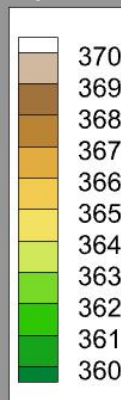
(a) 解析対象区間の航空写真

初期河床作成

コンターで示す小球：河床
赤色で示す球；移動巨石



標高(T.P.m)



flow

(b) 巨石を含む解析初期地形の作成

図 4-38 Q3D-FEBS+DEM モデル上の初期河床地形とその航空写真の比較

4-4-5 Q3D-FEBS+DEM モデルを用いた巨石の始動解析結果とその考察

4-4-3より、R1年洪水時に巨石に作用した流体力とR2年洪水時に巨石に作用した流体力では、その大きさはあまり変わらなかったため、本検討では、R2年洪水時の巨石に作用した流体力を外力とした。解析は2秒間行い、上流側で動き出した巨石が、下流側にある巨石に衝突し、移動することは考慮していない。

図4-39(a)、(b)は巨石の始動解析前後における巨石の位置を示す。図4-39(b)には、Q3D-FEBSで得られたR2年洪水ピーク時における水深平均流速のベクトルをコンター表示した図を示している。計算対象とする巨石は球で表示しており、黒、青、水色の球は、それぞれ観測上移動しなかった巨石、R1年洪水時に移動した巨石、R2年洪水時に移動した巨石を示している。また、図4-39(b)中の白丸は、巨石の移動解析前の初期位置を示している。

図4-39(b)より、2秒間解析を行なうと、流速5(m/s)以上となるような流れの主流部となる箇所は1粒径以上移動しており、左岸側の低流速域となる箇所では1粒径以下の移動を示す傾向にある。解析と観測結果を比較すると、左・右岸側に多く位置している移動しなかった巨石については、解析においても概ね再現している。表4-1は、観測・解析上移動した巨石、移動しなかった巨石の個数を示したものである。観測上移動した巨石、移動しなかった巨石については、それぞれ約半分程度、解析で説明していることが分かる。以下では、本解析結果の分析と今後巨石の移動の評価の精度向上に必要となることについて考察する。

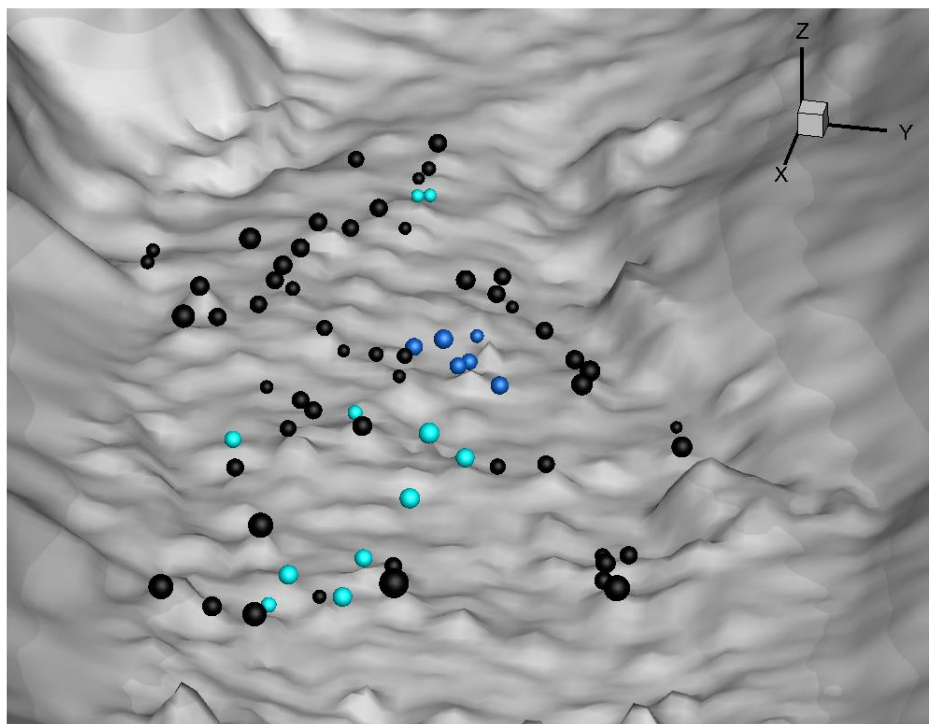
図4-40(a)、(b)は、(式4-1)から得られる個々の巨石に作用した x,y,z 方向の流体力の合力を水中重量で除した無次元流体力と洪水時の水深を粒径で除した相対水深の関係について、観測上移動した巨石、移動しなかった巨石、解析上移動した巨石、移動しなかった巨石の関係をプロットしたものである。

図4-40(a)に着目すると、現地では、大きさ0.7~1.5m程度の巨石については、全体的に相対水深4~6、無次元流体力が0.3以上となると動き出す巨石が多い。一方、図4-40(b)に着目すると、解析結果は相対水深によらず動いている巨石が多くあり、無次元流体力が0.3より小さくても移動している巨石が多くある。

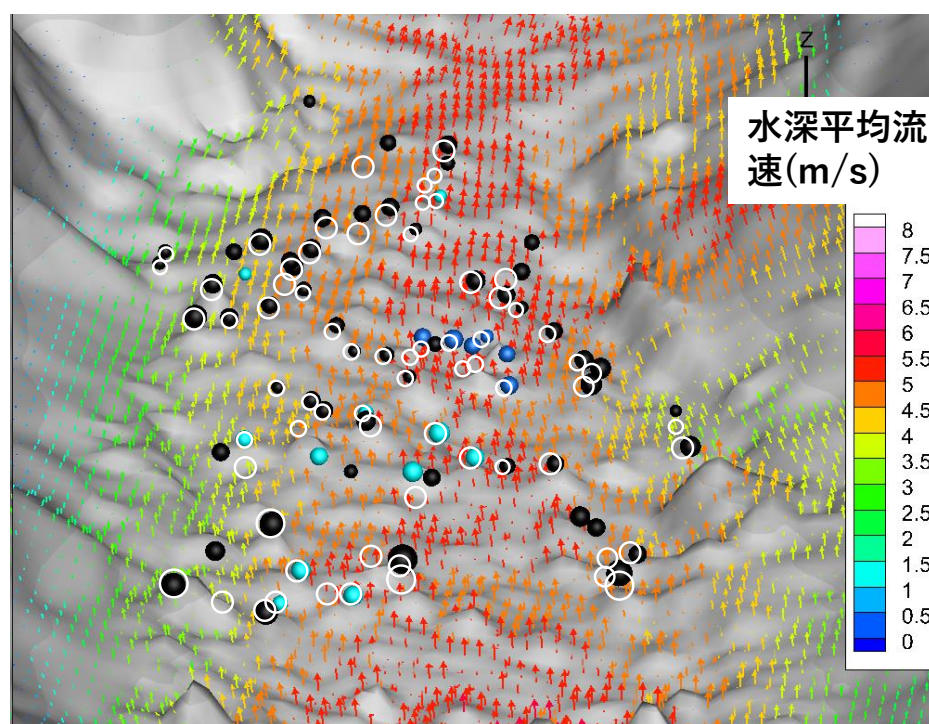
これらの実際と解析結果の差異は、巨石や河床を構成する粒子形状を球と仮定しているため、粒子間のかみ合わせが十分反映されていないことや、実際に埋まってる巨石は動きにくく、このことを十分表現できていないことが原因と考えられる。

次に、巨石の始動の要因を分析するために、3次元の巨石の並進、回転の運動方程式の外力項の時間変化について分析した。巨石の並進、回転の運動方程式の右辺項の流体力成分を接触力成分で除した値の時間変化を、以下の4ケースについて示す。

● 観測上移動しなかった巨石 ● R1年洪水時に移動した巨石 ● R2年洪水時に移動した巨石



(a) 巨石の移動解析前



(b) 巨石の移動解析後(2秒後)

*白丸は巨石の解析の初期位置を示す

図 4-39 Q3D-FEBS+DEM モデルによる巨石の移動解析の結果

表 4-1 観測・解析上移動した巨石と移動しなかった巨石の個数

	観測上移動した巨石	観測上移動しなかった巨石	計
解析上移動した巨石	7	19	26
解析上移動しなかった巨石	10	35	45
計	17	54	71

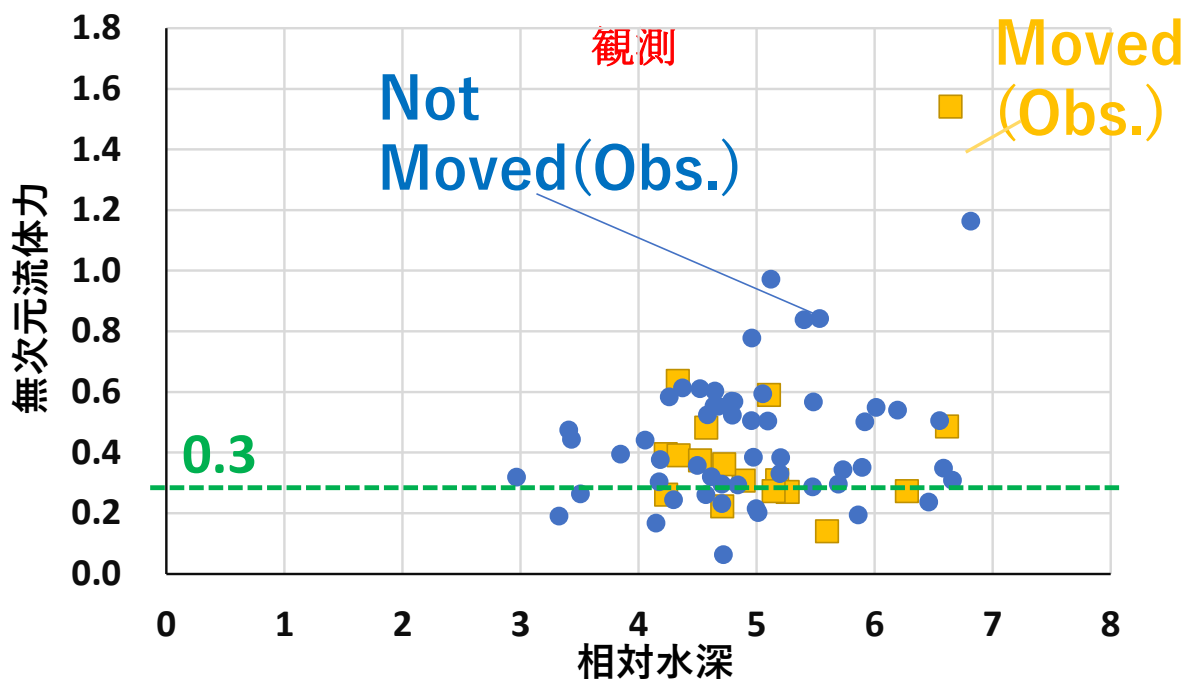
- 1 : (観測上) 移動 (解析上) 移動していない
 2 : (観測上) 移動していない (解析上) 移動
 3 : (観測上) 移動していない (解析上) 移動
 4 : (観測上) 移動していない (解析上) 移動していない

解析上移動した巨石 1,3 の並進運動 (図 4-41) を分析すると, y,z 方向の流体力と接触力の比は 1 であったが, x 方向の比は 1 以上となっており, 縦断方向の流体力, 接触力が巨石の始動に影響している. 同様に回転運動 (図 4-42) について分析すると, y,z 軸周りの流体力と接触力のモーメントの比が 1 を超えていることが分かる. また, 1,3 の巨石はともに, 流体力と接触力の成分の比が 1 を超えるタイミングは同じであり, 巨石の始動は並進, 回転が同時に起こっていることが分かる.

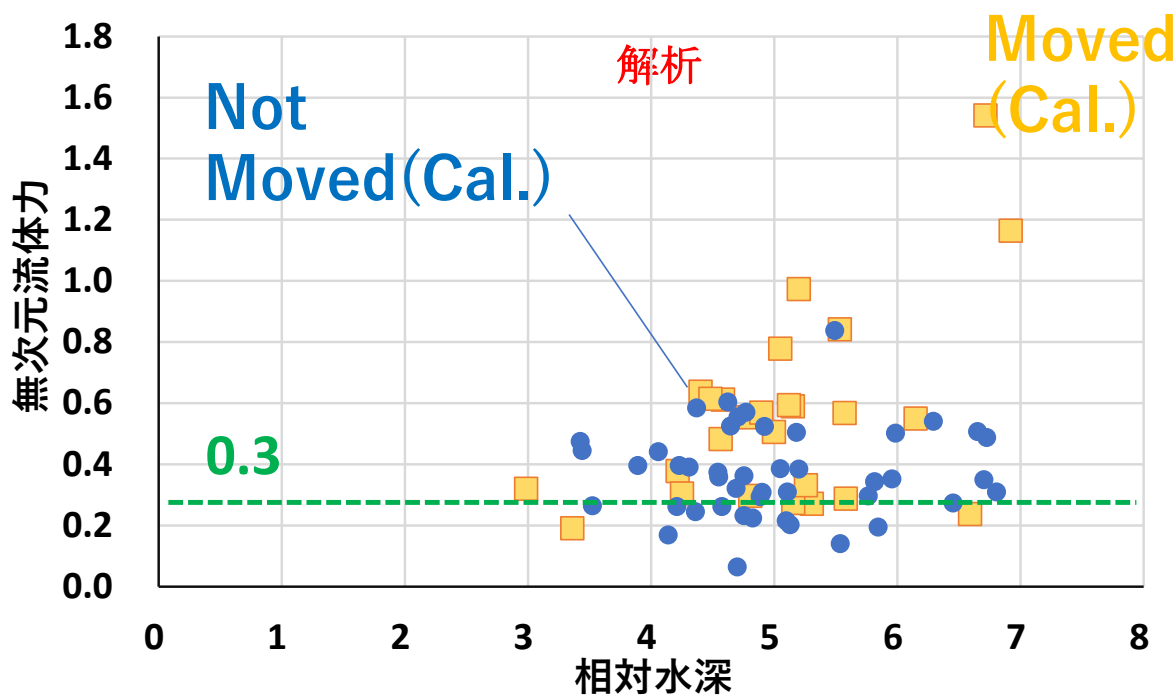
以上の分析から, 巨石の始動付近の運動形態について整理したものを図 4-45 に示す. X 方向の並進 (赤矢印), y,z 方向の回転 (緑, 青矢印) により始動開始しており, これらはすべて縦断方向の力に寄与するものである. 従って, 巨石の移動は下流側に石があるかないかといった局所的な底面勾配が大きく影響しているものと考えた.

図 4-46 は無次元流体力と下流側の局所河床勾配との関係を示す. 下流側の勾配は, 巨石の初期位置から対象とする巨石の大きさの半分の範囲のものを示す.

全体的には無次元流体力が 0.3 以上となると巨石が動く可能性があるが, 下流側に石があり局所勾配が負となる場合は, 無次元流体力が 0.5 以上でないと動かない. 従って, 無次元流体力 0.5 以上となると下流側の置かれている状況はあまり関係なく, 巨石は移動することが分かる. 図 4-46(b) は, 観測上移動した巨石と移動しなかった巨石について無次元流体力と下流側の局所河床勾配との関係を示しており, 実際に下流側に石がある場合における移動した巨石に作用した無次元流体力も, 0.5 以上となっている. このことから, 詳細地形測量データを用いた DEM による接触力の評価を行うことで, 巨石の置かれている状態を表現し, 巨石の移動を約半分程度説明できることを示した.



(a) 観測上移動した巨石と移動しなかった巨石における無次元流体力と粒径の関係図



(b) 解析上移動した巨石と移動しなかった巨石における無次元流体力と粒径の関係図

図 4-40 無次元流体力と粒径の関係図

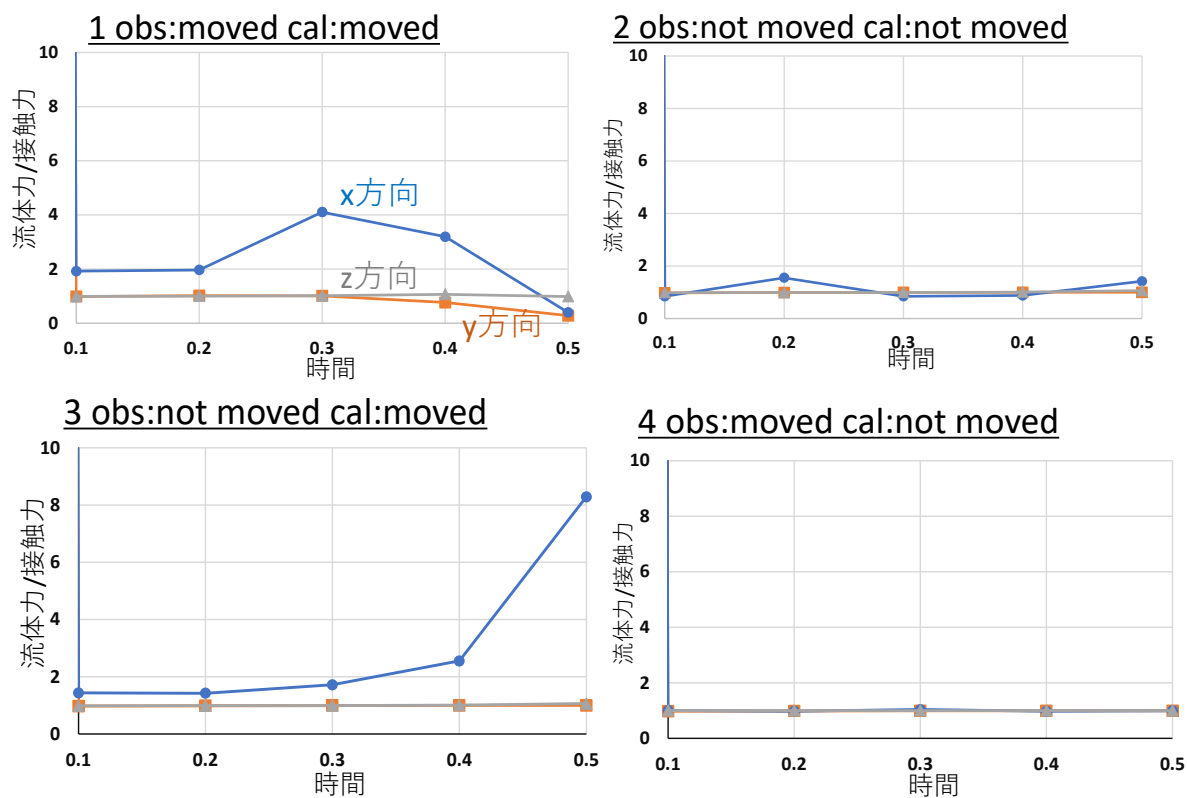


図 4-41 巨石の並進運動の分析

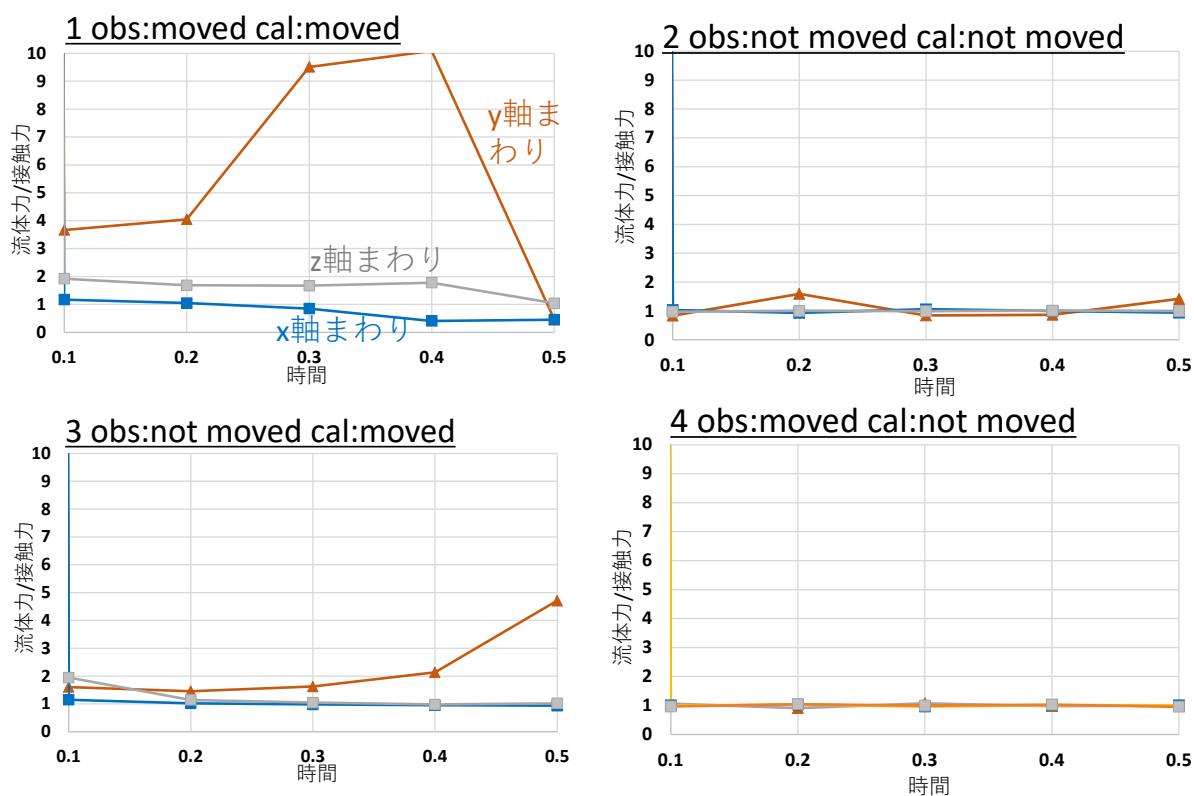


図 4-42 巨石の回転運動の分析

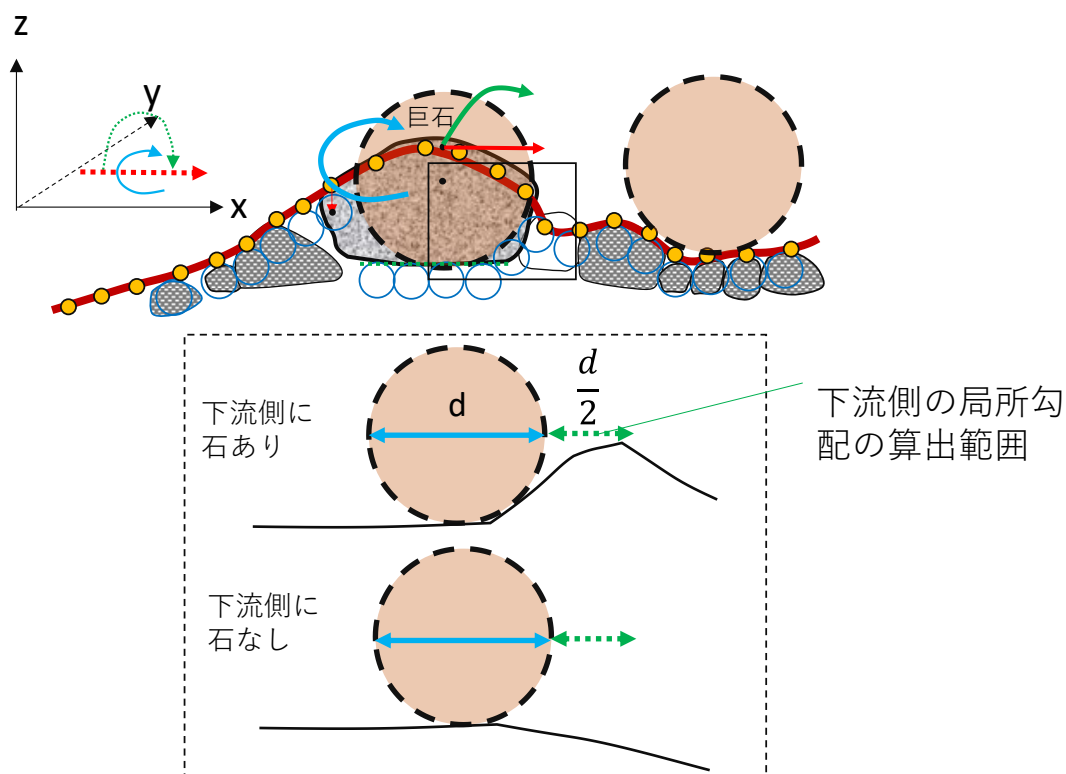
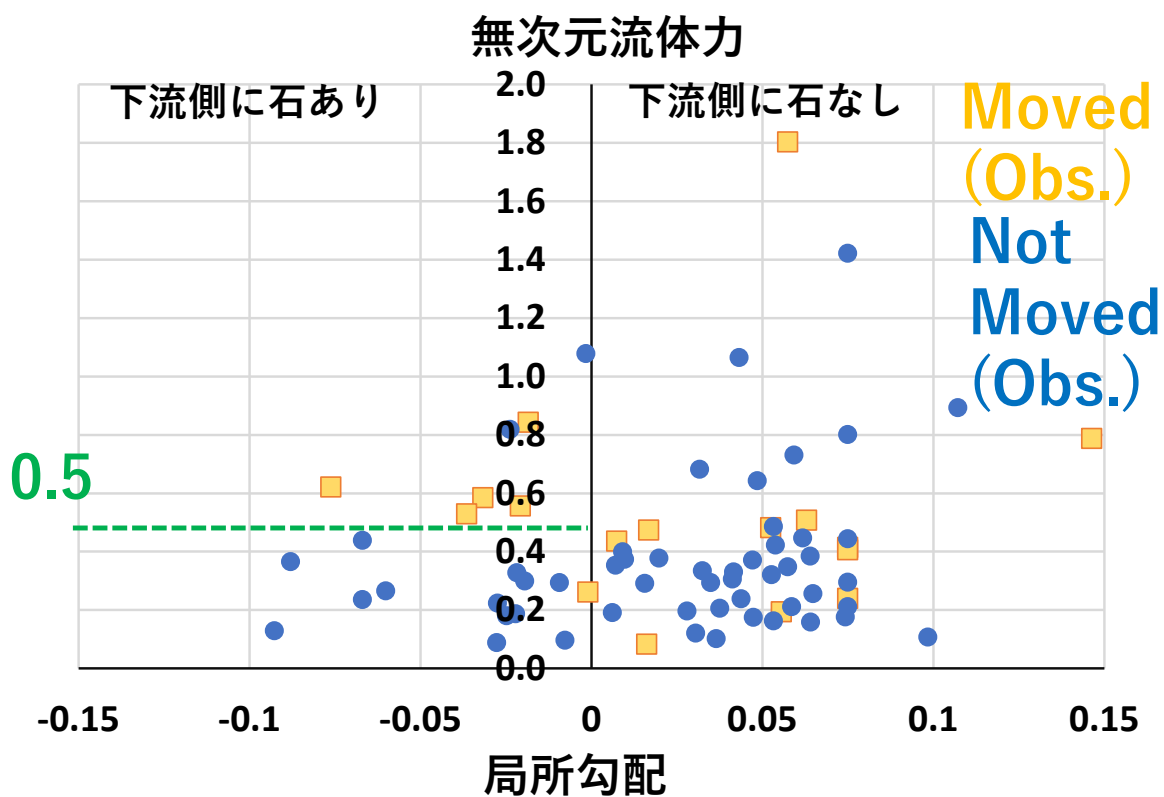
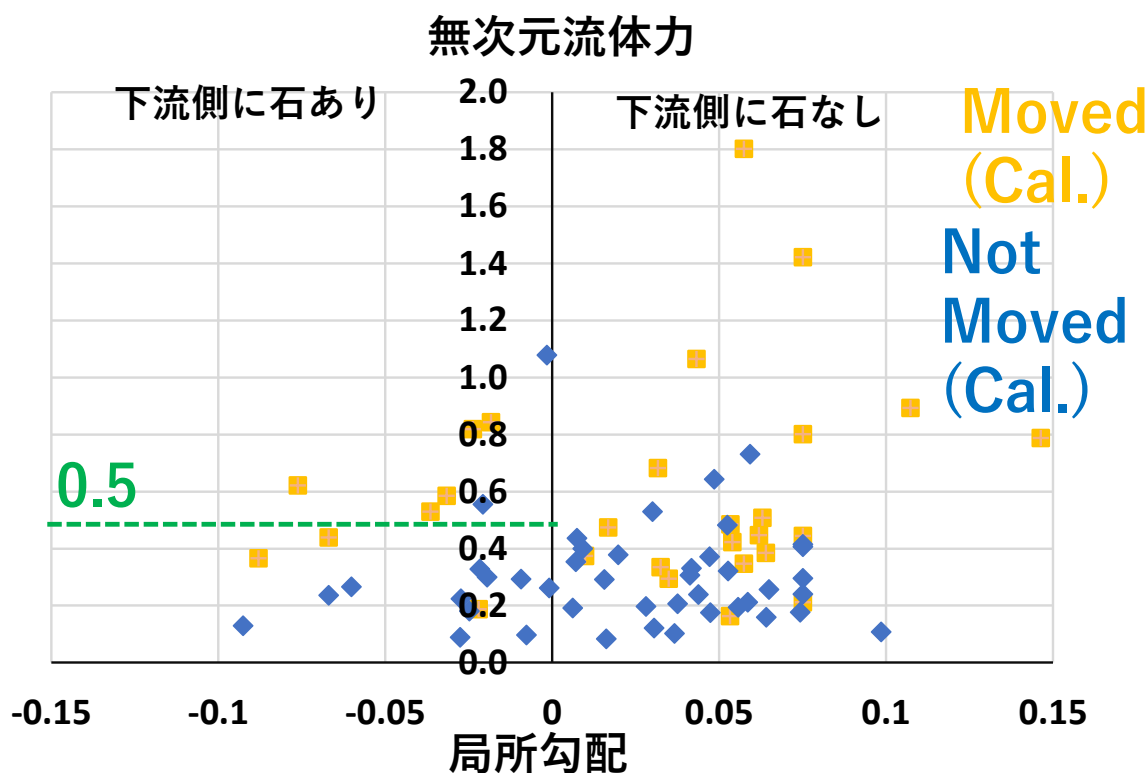


図 4-43 Q3D-FEBS+DEM モデルによる巨石の始動分析のまとめ



(a) 解析上移動した巨石と移動しなかった巨石における無次元流体力と粒径の関係



(b) 観測上移動した巨石と移動しなかった巨石における無次元流体力と粒径の関係

図 4-44 下流側の局所河床勾配と無次元流体力の関係

4-5 第4章のまとめ

本章では、観測水面形に基づく Q3D-FEBS から算出される巨石に作用した流体力と個別要素法 (DEM) に基づく接触力を外力とする巨石の始動の評価法を新たに構築し、滝山川の洪水における巨石の移動状況を調べた現地調査結果と比較した。以下に、得られた主な結論と今後の課題を示す。

- ・滝山川の巨石や砂礫から構成される 2 つの瀬の区間 (サイト I, II) を対象に, R1 年, R2 年洪水前後で大きさ 1m 程度の巨石の移動状況を現地調査した。既往最大洪水に匹敵した R2 年洪水においても, 大量に巨石が移動することなく, 瀬の全体的な形状の変化は極めて小さいことが分かった。移動した巨石は, R2 年洪水前後にサイト II で 26 個の巨石の移動が確認され, 移動した巨石は流れの主流部にあり, 移動しなかった巨石と比べて, 置かれている姿勢が転石状態にあることが分かった。

- ・詳細地形測量結果と観測水面形に基づく Q3D-FEBS による底面流速の解析結果は, 現地

調査で見られた洪水前後における巨岩前面での河床の粗粒化や巨岩背後に貯まっていた砂が流出したことを説明しており、巨岩・巨石まわりの3次元流れを概ね解析できることを示した。また、巨石に作用した流体力を評価した結果、洪水規模が2倍近く変わっても、巨石に作用した流体力の大きさは大きく変化しないこと、全流体力の内、圧力勾配の影響が大きく、せん断力は極めて小さいことが分かった。これは、従来巨石の移動においても底面せん断力で巨石の移動の評価を試みていたが、これには無理があることを示した。

・新しく構築した巨石の始動解析法を滝山川のサイトⅡに適用した。本研究では巨石形状や河床粒子形状を球と仮定している為、巨石の形状の効果、他の巨石とのかみ合わせがあまり影響しない約1m大の大きさの巨石は、流体力を水中重量で無次元化した値が0.3以上となると動く可能性があることを示した。さらに、巨石の始動付近の運動形態を解析結果から分析した結果、巨石の移動は縦断方向の外力に大きく影響し、下流側に石がある場合は移動限界無次元流体力が0.5以上とならないと、巨石が移動しないことが分かった。

参考文献

- 1) 福留脩文, 有川崇, 西山穂, 福岡捷二:石礫河川に組む自然に近い石済み落差工の設計, 土木学会論文集F,Vol.66,pp.490-503,2010.
- 2) Smith, D. P., Kortman, S. R., Caudillo, A. M., Kwan-Davis, R. L., Wandke, J. J., Klein, J. W. and Gennaro, M.C.: Controls on large boulder mobility in an 'auto-naturalized' constructed step-pool river: San Clemente Reroute and Dam Removal Project, Carmel River, California, USA. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2020.
- 3) P.A Cundall and O.D.L. Strack: A discrete numerical model for granular assemblies, *Geotechnique*,Vol.29,pp.47-65,1979.
- 4) 後藤仁志: 数値流砂水理学-粒子法による混相流と粉状体の計算力学-, 森北出版,2004
- 5) 岡田康彦, 内田一平, 落合博貴, 松浦純生: 岩塊群崩落実験における岩塊個数と流下距離の関係について, 日本地すべり学会誌, Vol46,No.1,pp.9-18,2009.
- 6) 福田朝生, 澁谷慎一, 福岡捷二: 改良された袋詰玉石工の洪水時の安定性評価技術の開発とこれを活用した袋詰玉石工の構造・配置の技術的検討, 河川技術論文集, 第25巻, pp.463-468, 2019.

第 5 章 結論

5-1 本研究の結論

本研究では、山地河川の洪水流と河床変動機構の解明を目指し、その第一段階として、洪水流と巨石の始動の解析法の構築を行った。山地河川では巨岩・巨石が多く、洪水時、巨岩・巨石の形状抵抗が支配的な 3 次元流れとなることから、山地河川の洪水流解析が適切に行えず、巨石の始動も評価できない大きな課題を有していた。

本研究では、巨岩・巨石の多い山地河川の洪水流を対象とし、巨岩・巨石の配置が反映された地形測量データと観測水面形に基づいた非定常・非静水圧準三次元解析法 (Q3D-FEBS) を構築し、その有効性を確かめた。また、Q3D-FEBS と個別要素法 (DEM) を組み合わせさせた巨石の始動解析法を構築し、現地観測結果と比較、検討した。

第 1 章では、治水、環境の両面から山地河川における洪水流と巨石の移動を含む河床変動解析法の必要性について示した。

第 2 章では、山地河川に適用可能な洪水流解析法、巨石の始動の評価法を構築するために、現状の課題と本論文で検討する項目を整理した。

第 3 章では、巨岩・巨石まわりの 3 次元流れを解析可能な準三次元解析法を構築するために、巨岩・巨石の形状を含む詳細な河床地形データと観測水面形を与条件とする解析を行ない、その課題を明確にした。

平面二次元解析法では、観測水面形を再現するように計算を行えるが、流量ハイドログラフの算定に課題を有していた。これは、圧力の非静水圧成分、流速鉛直分布に関する項を無視しているため、山地河道に多く見られる巨岩・巨石周辺の 3 次元流れが卓越する場では、水位・流速分布が実態と合わない計算がなされるためであることが分かった。また、そのことが巨岩・巨石群に作用する形状抵抗を算出できず、河床に働く抵抗を適切に評価できないことが明らかとなった。

また、既往の準三次元解析法 (GBVC 法) は、水深平均渦度方程式を解くことによって、河川の局所的な 3 次元流も説明可能とし、その有効性が確かめられているが、山地河川の複雑に配置された巨岩・巨石周りで生じる流れに適用する際は、底面の境界条件の設定に課題を有した。

これらの課題も踏まえ、巨岩・巨石の形状抵抗は圧力分布を洪水流の解析から適切に評価し、巨岩・巨石を含む河床形状による流速・圧力の変化を解析可能とする水面・底面境界の運動方程式を導入した非静水圧準三次元解析法 (Q3D-FEBS 法) を新たに構築した。

滝山川、石狩川上流域の既往最大洪水を対象に、巨岩・巨石を含む詳細な地形測量データと洪水観測水面形に基づく Q3D-FEBS を適用した結果、巨岩・巨石群に作用する形状抵抗を圧力分布、流速分布より評価可能になったことで、河道内の水位・流速分布を適切に再現することが可能となった。これにより、複雑な地形と洪水特性を有する山地河川における洪水の流動を表現でき、これまで評価できなかったダム下流部の流下能力の評価を可能にする等、治水上、有効な解析法を提示した。

第 4 章では、第 3 章で示した Q3D-FEBS による洪水流解析結果より得られるせん断力・圧力分布から河床巨石に作用した流体力を算出し、DEM を用いて巨石の置かれている状況を考慮した接触力を算出することで、巨石の始動を評価した。

滝山川で行った巨石の移動状況を調べた現地調査結果と構築した巨石の始動解析結果を比較検討し、その有効性や課題について示した。巨石が河床に埋まっておらず、流体力を受けやすい姿勢にあった巨石は、巨石の水中重量を用いて無次元化した流体力値が 0.3 以上となると巨石が移動すること、下流側の石等により巨石の移動を妨げられている場合は、無次元流体力は 0.5 以上となると移動することを示した。

5-2 今後の検討課題

本研究では、巨石まわりの河床の洗掘によって生じる巨石の移動や、巨石によって保護され、巨石まわりに堆積していた石礫群の移動の評価を行えていない。本研究で示した洪水観測水面形に基づく Q3D-FEBS と DEM を組み合わせた解析によって、巨石の始動から移動、停止までを解析可能となるよう発展させて、さらに従来の石礫河川の河床変動モデルを組み合わせることで、洪水流と巨石・土砂移動を伴う河床変動を計算可能な解析法を開発することが今後の主要な課題である。

謝辞

私は、学部 4 年次から中央大学河川工学研究室(福岡研究室)に所属し、卒業論文、修士論文、博士論文に至る約 7 年間、福岡捷二先生のご指導の下、勉強させていただきました。本論文を執筆するに至っては、博士後期課程に入って以降、何度も病気にかかってしまい、福岡先生をはじめとする研究室の多くの方々に大変なご迷惑をおかけしながら、完成することができました。

中央大学研究開発機構教授 福岡捷二先生には、毎週行われている研究報告の場を通して、何事も勉強して、自分で理解し自信を持つこと、常に目標を高く持って人まねをせず、チャレンジングすることの大切さを厳しく指導して頂きました。そして本論文をまとめる際も、私の物事に対する浅はかで甘い考えに対して、粘り強く、多くの時間を割き、ご指導頂いたおかげで、研究成果を上げ、博士論文を書き上げることができました。また、私は福岡先生の下、複数の現地河川の研究、現地調査、大型模型実験等、他の研究室では経験できない数多くの貴重な経験の場を与えて頂き、現地河川の見方や物事を俯瞰的に広く見ることを学ぶことが出来ました。何事にも自信がなかった私にとって、1 つ大きな自信を得ることが出来ました。心より御礼申し上げます。

中央大学研究開発機構 後藤岳久准教授、竹村吉晴准教授には、多大なご迷惑をおかけし、かつ労力を割いて頂き、長年にわたりサポートして頂きました。理解の遅い私に対して、粘り強くご指導頂いたこと、大変感謝しております。また、お 2 人には中大福岡研の先輩として、研究だけでなく様々な面でご支援いただきました。心より御礼申し上げます。

また、中央大学研究開発機構 高敏裕也助教には 1 学年上の先輩として、学部時代から研究内容について共に議論させて頂き、多くの刺激を受けました。心より感謝します。

琉球大学(前 中央大学研究開発機構准教授) 福田朝生准教授、国土総合政策研究所(前 中央大学研究開発機構准教授) 田端幸輔様には、研究の大枠や方向性についてよく議論させて頂きました。また、社会人を経験されているお 2 人には、社会人として学ぶべきことをご指導頂きました。大変感謝しております。

中央大学理工学部教授 檜山和男先生には、博士論文のまとめ方について貴重なアドバイスをいただきました。また、平素から研究の進め方についてご指導をいただきました。心より御礼申し上げます。

中央大学理工学部 有川太郎教授、佐藤尚次教授、田口東教授、東京理科大学土木工学科 二瓶泰雄教授には、研究論文の審査を通じて、貴重なご助言とご指導を頂きました。心より御礼申し上げます。

国土交通省中国地方整備局 太田川河川事務所、北海道開発局 旭川開発建設部の皆様には、大変お忙しい中、貴重なデータのご提供など、様々な面でお世話になりました。国土交通省中国地方整備局 太田川河川事務所の皆様には、お忙しい中、現地調査時には現地までの案内や調査器機の用意等までして頂きました。大変感謝しております。

また本論文で示した現地調査には、竹村吉晴准教授をはじめ、鈴木航平君(現国土交通省中国地方整備局港湾空港部)、Bach sy hai 君(現協和コンサルタンツ)、岡山士朗君(現 D1)、加藤宏樹君、長谷部夏希さん、森本裕介君(現 M1)の皆様にご協力頂き、貴重な観測データを取得できました。お忙しいところ、現地調査に快く参加して頂いたこと、心より感謝申し上げます。

秘書の仲井いく子様には、長年にわたり私たち学生が研究に専念できるように、多大なご配慮をいただきました。おかげさまで不自由なく、研究に集中させて頂きました。厚く御礼申し上げます。

最後に、私の研究を理解し、支えてくれた両親に感謝致します。