

揖保川湾曲区間の砂礫堆に成立するカワラハハコ群落への 下流区間に存在する巨岩群が及ぼす水理的影響の評価

Numerical Estimation on Hydraulic Effect of Large Rocks in the Lower Reaches on Refugia of *Anaphalis Margaritacea* Community on a Cobble-Bar in a Bend of Ibo River

川 谷 健
Takeshi Kawatani

浅 見 佳 世
Kayo Asami

1. はじめに

揖保川の宍粟市山崎町平見地区にある湾曲区間（河口からの距離 $L=25.2\sim 25.6\text{km}$ ）にはカワラハハコ群落の成立する砂礫堆がある。カワラハハコは、乾燥した砂礫堆上に固有なキク科の多年草で、植物社会学では礫河原（砂礫堆）という特殊な立地に成立する植生の標徴種と位置づけられる¹⁾ 礫河原特有の環境に対する感受性のよい指標植物である。当該礫河原内にはカワラハハコ群落のレフュージア（大出水などの攪乱を受けても群落の主要構成種が残存し得る分布地）が存在し、出水後のカワラハハコ群落の植生回復に大いに寄与してきたことが 10 数年にわたる群落の動態調査から分かっている²⁾。

このカワラハハコのレフュージアの水理特性については、当該の礫河原を含む約 1 km の河川区間 ($L=24.8\sim 26.0\text{ km}$) を解析対象とし、出水事象としてピーク流量が $1582\text{ m}^3/\text{s}$ に達した 2009 年 8 月 10 日のハイドログラフを用いて、平面 2 次元流の数値シミュレーションによって検討されている³⁾。また、流れの 3 次元構造については、礫河原を含む約 500 m 四方の解析領域を設定し、複数の定常流量について LES シミュレーションにより検討し、2 次元流の影響についても考察が加えられている⁴⁾。

上述の平面 2 次元流シミュレーション³⁾ は、礫川原上の流況把握を主目的に、礫河原の冠水深が主流部の水深と比べてかなり小さく、礫河原上では流れの 3 次元性が主流部より相対的に小さいことを考慮し、また 3 次元流解析と比べて計算容量・時間ともに大きく節約できて実河川への適用が容易であることも考慮して採用、実施されている。そしてシミュレーションでは、その第一目的がカワラハハコのレフュージアの水理特性の概括的な把握であることから、粗度係数は全域で同じとし、砂礫床に相当する 0.035 を採用している。シミュレーションの結果から、礫河原上のカワラハハコの残存域は、底面せん断力やその力積が他領域と比べてかなり小さい領域であり、レフュージアとしての水理的条件の備わっている場と判断できることが示された。

しかし実河川では、砂礫堆上に植被率の違いがあり、主流路の河床材料に構成や分布の違いがあり、また砂礫堆の前縁線より下流左岸寄りに様々な大きさの数 10 個の岩が点在することなどを考慮すると、解析領域の粗度係数が全域で同じであるとの設定条件がシミュレーション結果、とくにレフュージア付近の流況把握に与えた影響を評価しておくことが必要であると考えられる。本報では、砂礫堆の前縁線より下流左岸寄りに様々な大きさの数 10 個の岩が点在することを反映したシミュレーションの結果について述べる。

2. 平面2次元流の数値シミュレーション手法

本研究の基礎方程式は浅水流の連続式と運動方程式である。基礎方程式を、物理平面 (x, y) での表示から計算平面 (ξ, η) での一般座標系で表示^{5) 6) 7)}すると、連続式は

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{1}{J} \left[\frac{\partial(Uh)}{\partial \xi} + \frac{\partial(Vh)}{\partial \eta} \right] = 0$$

であり、運動方程式は

$$\begin{aligned} \frac{\partial(uh)}{\partial t} + \frac{1}{J} \left[\frac{\partial(Uuh)}{\partial \xi} + \frac{\partial(Vuh)}{\partial \eta} \right] + \left(\frac{gn^2}{h^{4/3}} \sqrt{u^2 + v^2} \right) uh = -gh \left[\xi_x \frac{\partial(h+z_b)}{\partial \xi} + \eta_x \frac{\partial(h+z_b)}{\partial \eta} \right] \\ + \xi_x \frac{\partial}{\partial \xi} (-\overline{u'u'} h) + \eta_x \frac{\partial}{\partial \eta} (-\overline{u'u'} h) + \xi_y \frac{\partial}{\partial \xi} (-\overline{u'v'} h) + \eta_y \frac{\partial}{\partial \eta} (-\overline{u'v'} h) \end{aligned}$$

および

$$\begin{aligned} \frac{\partial(vh)}{\partial t} + \frac{1}{J} \left[\frac{\partial(Uvh)}{\partial \xi} + \frac{\partial(Vvh)}{\partial \eta} \right] + \left(\frac{gn^2}{h^{4/3}} \sqrt{u^2 + v^2} \right) vh = -gh \left[\xi_y \frac{\partial(h+z_b)}{\partial \xi} + \eta_y \frac{\partial(h+z_b)}{\partial \eta} \right] \\ + \xi_x \frac{\partial}{\partial \xi} (-\overline{u'v'} h) + \eta_x \frac{\partial}{\partial \eta} (-\overline{u'v'} h) + \xi_y \frac{\partial}{\partial \xi} (-\overline{v'v'} h) + \eta_y \frac{\partial}{\partial \eta} (-\overline{v'v'} h) \end{aligned}$$

である。ここに、 t =時間、 h =水深、 U, V = 反変速度、 u, v =水深平均流速の x, y -方向成分、 $-\overline{u'u'}, -\overline{u'v'}, -\overline{v'v'} =$ 水深平均レイノルズ応力である。また、物理平面と計算平面との間の座標変換に関する諸量は

$$\begin{aligned} \xi_x = \frac{\partial \xi}{\partial x}, \quad \xi_y = \frac{\partial \xi}{\partial y}, \quad \eta_x = \frac{\partial \eta}{\partial x}, \quad \eta_y = \frac{\partial \eta}{\partial y} \\ x_\xi = \frac{\partial x}{\partial \xi}, \quad x_\eta = \frac{\partial x}{\partial \eta}, \quad y_\xi = \frac{\partial y}{\partial \xi}, \quad y_\eta = \frac{\partial y}{\partial \eta} \\ J = x_\xi y_\eta - x_\eta y_\xi = \text{ヤコビアン} \end{aligned}$$

である。

反変速度は

$$\begin{aligned} U &= J (\xi_x u + \xi_y v) \\ V &= J (\eta_x u + \eta_y v) \end{aligned}$$

で与えられる。

水深平均レイノルズ応力はそれぞれ

$$\begin{aligned} -\overline{u'u'} &= 2\nu_t \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{2}{3}k \\ -\overline{u'v'} &= \nu_t \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) \\ -\overline{v'v'} &= 2\nu_t \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{2}{3}k \end{aligned}$$

で与えられ、ここに $k = 2.07u_*^2 =$ 水深平均乱れエネルギー、 $\nu_t = \kappa u_* h/6 =$ 水深平均渦動粘性係数、 $u_* =$ 摩擦速度、 $\kappa = 0.4 =$ カルマン定数である。

また底面せん断力(τ_b) とその x, y -方向成分(τ_{bx}, τ_{by}) は次式で与えられる。

$$\tau_b = \frac{\rho g n^2}{h^{1/3}} (u^2 + v^2)$$

$$\tau_{bx} = \frac{\rho g n^2}{h^{1/3}} u \sqrt{u^2 + v^2}$$

$$\tau_{by} = \frac{\rho g n^2}{h^{1/3}} v \sqrt{u^2 + v^2}$$

ここに、 ρ =水の密度、 g =重力加速度、 n =粗度係数である。

浅水流の数値計算は、計算平面でデカルト座標系の集中格子を設定し、一般座標系の基礎方程式に有限体積法⁸⁾を適用して得られる離散式により実行する。

3. シミュレーションの対象領域とシミュレーションの条件

計算対象の河川区間は、河口からの距離(L)がおおよそ24.8~26.0 kmである。湾曲区間付近の航空写真を写真-1に示す。ここには、大きな出水後のカワラハハコの残存個体の概略位置(△=2005年残存位置、□=2009年残存位置、●=2011年残存位置)および砂礫堆の前縁(一点鎖線で表示)を併せて示してある。計算河道区間の計算格子と河道地形を図-1に示す。格子の横断幅は、湾曲部で最大約250 mである。格子点は、縦断方向に401点、横断方向に59点、計23,659点である。格子点間距離の最大値は縦・横断方向とも約5 mである。



写真-1 湾曲河道区間の航空写真。

出水後のカワラハハコの残存個体の概略位置
(△=2005年、□=2009年、●=2011年)
および砂礫堆前縁(一点鎖線)。

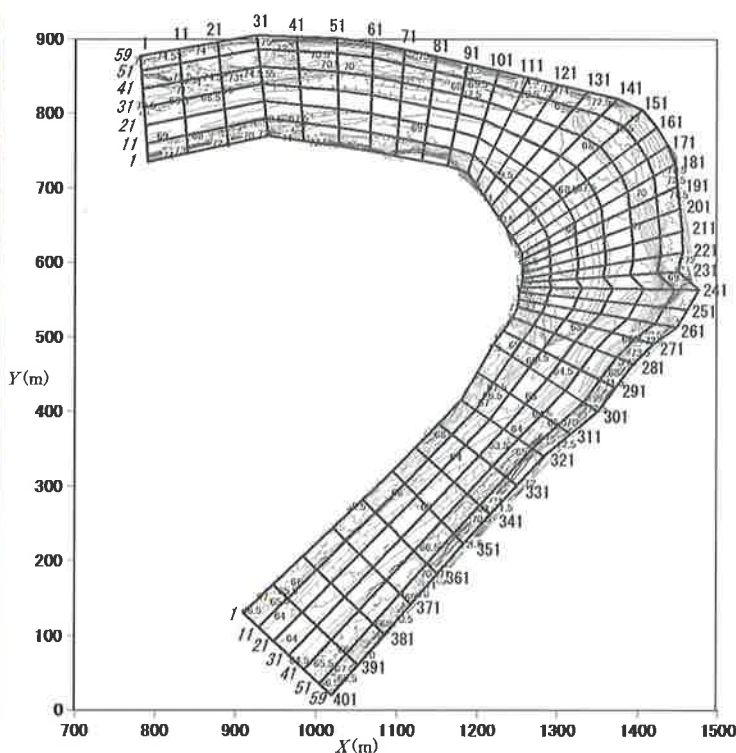


図-1 数値シミュレーション対象河道区間の
計算格子と河道地形

湾曲部内湾の砂礫堆にはカワラハハコ群落が主流路と同様に湾曲帯状に分布している。砂礫堆上には、カワラハハコ群落が成立している植被率の低い礫原のほか、ノイバラ群落・オギ群落・ツルヨシ群落などが成立する高植被率の領域

がある。一方、本川流路は、砂礫堆左側の平瀬を経て砂礫堆前縁に近づくと早瀬となり、そして段落ちを経て、その直後に急に右に流向を変える。本川流路では、河床勾配や断面形状によって河床材料の構成や分布に違いが見られ、また砂礫堆前縁より下流区間の左岸寄りには大小数 10 個の岩が点在する。本川流路のほか、砂礫堆の最右岸縁に沿って湾曲区間始点付近から砂礫堆前縁につながる幅の狭いショートカット流路が存在し、出水時には砂礫堆が冠水する前に流路となる。

粗度係数は、前報のシミュレーション³⁾では、砂礫床に相当する 0.035 が全域に用いられている。一方、この河道区間の粗度係数に関して、2011 年 9 月の洪水時に撮影（撮影時の流量は 900~1100 m³/s）のビデオ画像解析結果との比較から、平面 2 次元流シミュレーションで 0.055 程度するとき、流速分布は全域で平均的に実測値と計算値がよく一致したと報告されている⁹⁾。また、砂礫堆前縁より下流区間の左岸寄りに点在する多数の巨岩の粗度効果を考慮すると、河道区間では 0.05 を用い、巨岩の粗度係数を 0.3 に割増すことも再現性を高める一方策であるとしている。写真-2 に砂礫堆前縁の下流区間の巨岩群を示し、写真-3 に大出水後のカワラハハコ残存個体位置、砂礫堆前縁および巨岩群を示す。



写真-2 砂礫堆前縁（一点鎖線）と
その下流区間の巨岩群（点線内）



写真-3 大出水後のカワラハハコ残存個体の
概略位置（△=2005年, □=2009年,
●=2011年）、砂礫堆前縁（一点鎖線）と
その下流区間の巨岩群

巨岩群の存在がカワラハハコ残存域付近の流速や底面せん断力に及ぼす影響について評価するため、本報のシミュレーションでは粗度係数および河床地形を以下のとおり設定した。

巨岩群以外の領域は、河床と砂礫堆の粗度係数をともに $n=0.04$ とする。巨岩が存在する領域については、粗度係数を $n=0.08$ とし、これに加えて、相対的に大きな巨岩が多く点在する砂礫堆前縁の直下流の領域では、河床高を 67m とする。巨岩群の領域の具体的な設定は、表-1 のとおりである。この設定により、巨岩が流れに及ぼす効果の第 1 近似として、巨石のうち相対的に小さいサイズのみを、サイズの大きいものは粗度効果とともに流れに対する阻害効果もシミュレーションに導入する。以下では、巨岩群を考慮しない場合（すなわち原状の河床地形の場合）のシミュレーションを 'Case 0' とし、巨岩群を考慮する場合を 'Case 1' とする。

流量は、これまでに得られた現地観測やシミュレーションの結果を参考に、砂礫堆の全域が冠水する下限の流量として $Q=1000 \text{ m}^3/\text{s}$ を設定し、一方、最近 10 年間でほぼ最大の流量として $Q=1500 \text{ m}^3/\text{s}$ を設定する。そして両者の中間の流量として $Q=1200 \text{ m}^3/\text{s}$ を設定する。シミュレーションでは、これらを定常流量として与える。このような定常流としての取り扱い、前報³⁾でも述べたとおり、対象区間の流路長が約 1200m と

短いに対し、設定流量での主流の流速は $4\sim 5.5 \text{ m/s}$ で、流下時間が 4~5 分程と短いため、各流量時における上・下流境界での流入と流出の流量差が小さく、非定常性がきわめて小さいことから妥当と判断した。

写真-4 に、砂礫堆の前縁・段落（一点鎖線）と巨岩群、カワラハハコ残存域付近の計算格子と格子点番号を示す。

表-1 巨岩群の領域の粗度係数と河床地盤高の設定

I: 格子点番号 (主流方向)	J: 格子点番号 (横断方向)	河床地盤高 (m)	粗度係数
266~311	41~59	原状	0.08
336~346	36~59	原状	
251~271	46~59	原状が 67.0 m 以下の 格子点は 67.0 m	
272~291	48~59	原状が 67.0 m 以下の 格子点は 67.0 m	
(注) 上表で、重複する格子点番号の河床地盤高は 67.0 m への変更を優先			



写真-4 砂礫堆の前縁・段落（一点鎖線）、巨岩群とレフュージア付近の計算格子と格子点番号。

白抜き番号は主流方向の格子番号 (I)。黒字の番号は横断方向の格子番号 (J)。

4. シミュレーション結果と考察

4. 1 流速

Case 0 と Case 1 について、流量 $Q=1500 \text{ m}^3/\text{s}$ のとき、カワラハハコ残存域を含む湾曲区間 ($I=181\sim 311$) の流速分布を図-2 に示す。これら 2 Case の流速分布の違いを、図-3 に、Case 1 の流速から Case 0 の流速を差し引いた流速の差によって示す。図-3 で、 $W(\text{Case}1-\text{Case}0)$ は Case 1 の流速から Case 0 の流速を差し引いた流速差を表す。

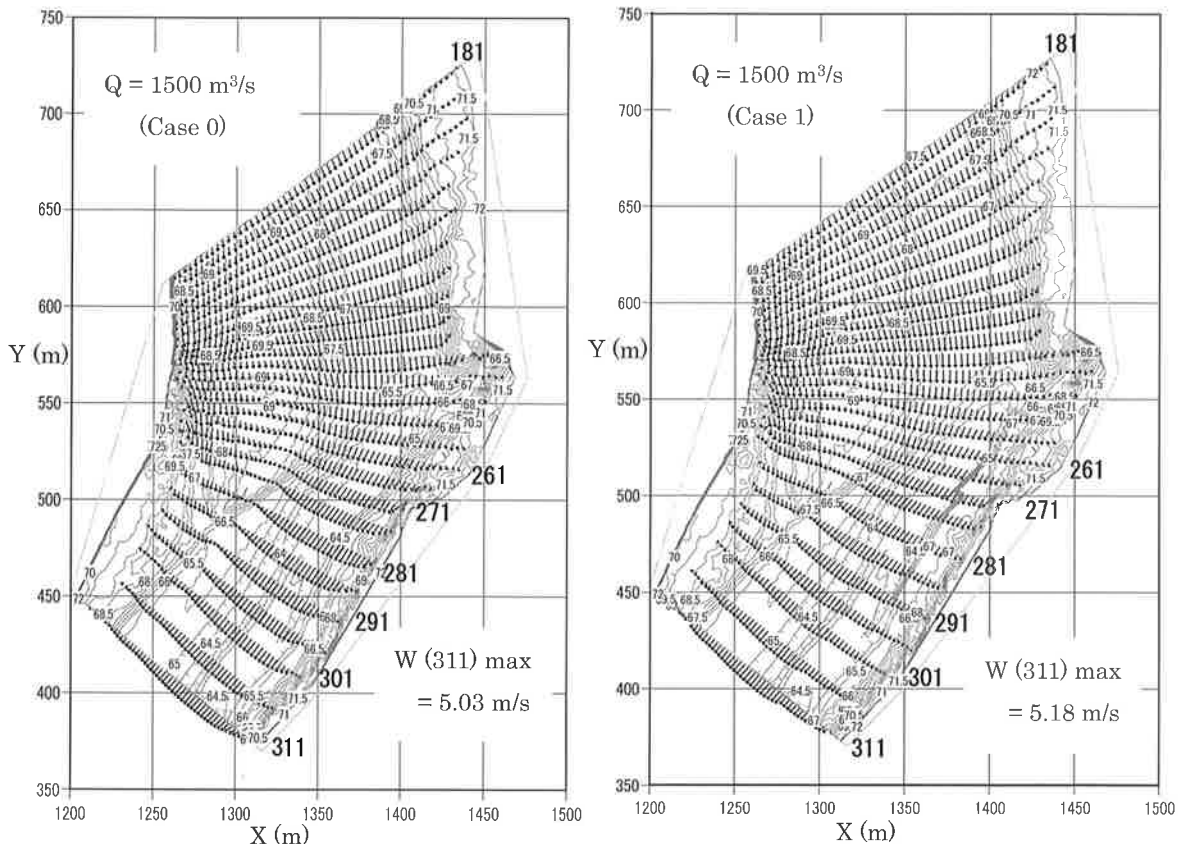


図-2 流量 $Q=1500 \text{ m}^3/\text{s}$ のときの Case 0 と Case 1 のレフュージアを含む湾曲区間 (I=181~311) の流速分布。
 $W(311)\text{max}$ は I=311 における流速の最大値。

図-3 から、Case 1 は、巨岩群に対応して、砂礫堆の前縁・段落より下流の左岸寄り流路で粗度係数が 0.08、河床地盤高が 67.0 m であるため、その領域の流速が Case 0 より小さくなっていることが分かる。また、左岸寄りの領域で流れが阻害されるため、Case 1 の流心は Case 0 と比べて右岸寄りに移動し、右岸寄りの領域で流速が増していることが分かる。一方、段落の直上流の主流域では、流速は Case 1 の方が Case 0 より小さくなっており、砂礫堆上から主流に向かう流量が減っている。この主流域では、Case 0 での流速が 3.5~5.0 m/s 程度であるのに対し、Case 1 での流速は 3.0~4.0 m/s 程度で、0.5~1.0 m/s 程度の流速減である。この流速減の主な理由は、Case 1 では、巨岩群による堰上げ・水位上昇の影響が段落の上流にも及ぶためであり、段落の直上流の主流部の水深は Case 0 で 2.5~3.5 m であるのに対し、Case 1 ではそれより 0.4~0.6 m 高くなっている。またこの水位上昇により、Case 1 では、砂礫堆の先端付近の緩傾斜部 (図-3 で、破線で囲まれた部分) で、水深が 0.45~0.57 m 程度増えており、流速は 0.75~1.70 m 程度増えている。

このように、巨岩群の存在により、砂礫堆より下流区間で主流の流速分布・流心が変わることは当然であるが、砂礫堆上でも、水深の増加により、主流に向かう流れが減って砂礫堆先端部にまで達する流量が増すことになる。一方、上述の砂礫堆先端付近の緩傾斜部を除けば、カワラハハコ残存域を含め砂礫堆上では、Case 0 と Case 1 の流速の違いは小さい。

図-4 に、カワラハハコ残存域を含む湾曲区間 (I=181~311) における、流量 $Q=1200 \text{ m}^3/\text{s}$ と $Q=1000 \text{ m}^3/\text{s}$ のときの、Case 1 と Case 0 の流速差の分布を示す。これらの流量の場合も、巨岩群の有無による流況の違いは、 $Q=1500 \text{ m}^3/\text{s}$ の場合と基本的に同じである。いずれの流量でも、巨岩群による堰上げに伴う水位上昇は砂礫堆前縁・段落の上流にも及び、上昇量は 0.45~0.70 m 程度である。そして Case 0 では砂礫堆のごく一部が冠水していなかったが、Case 1 では砂礫堆の全面が冠水した。図-4 から分かるように、砂礫堆前縁・段落の上流では、水位上昇に伴う流速・流向の違い

いが見られる領域は、流量が小さいときほど狭くなっている。砂礫堆の先端付近の緩傾斜部に流速差が大きい所は認められるが、その範囲や流速差は流量が小さいほど減少している。これは、流量が小さいほど、巨岩群によって主流部の流向が右岸寄りになる程度が少なくなるためと考えられる。

4. 2 底面せん断力

巨岩群の存在がカワラハハコのレフュージアに及ぼす影響を評価するという観点からは、Case 0 と Case 1 の間の流速分布の違いよりも、底面せん断力分布の違いの方が重要である。

図-5 に、Case 0 と Case 1 の、流量 $Q=1500 \text{ m}^3/\text{s}$ のときの、カワラハハコ残存域を含む湾曲区間 (I=181~311) における、底面せん断力の分布を示す。図-6 に、両 Case の間の底面せん断力分布の違いを、Case 1 の底面せん断力から Case 0 の底面せん断力を差し引いた底面せん断力差で示す。図-6 で、 $T_b (\text{Case}1-\text{Case}0)$ は Case 1 の底面せん断力から Case 0 の底面せん断力を差し引いた値を表す。

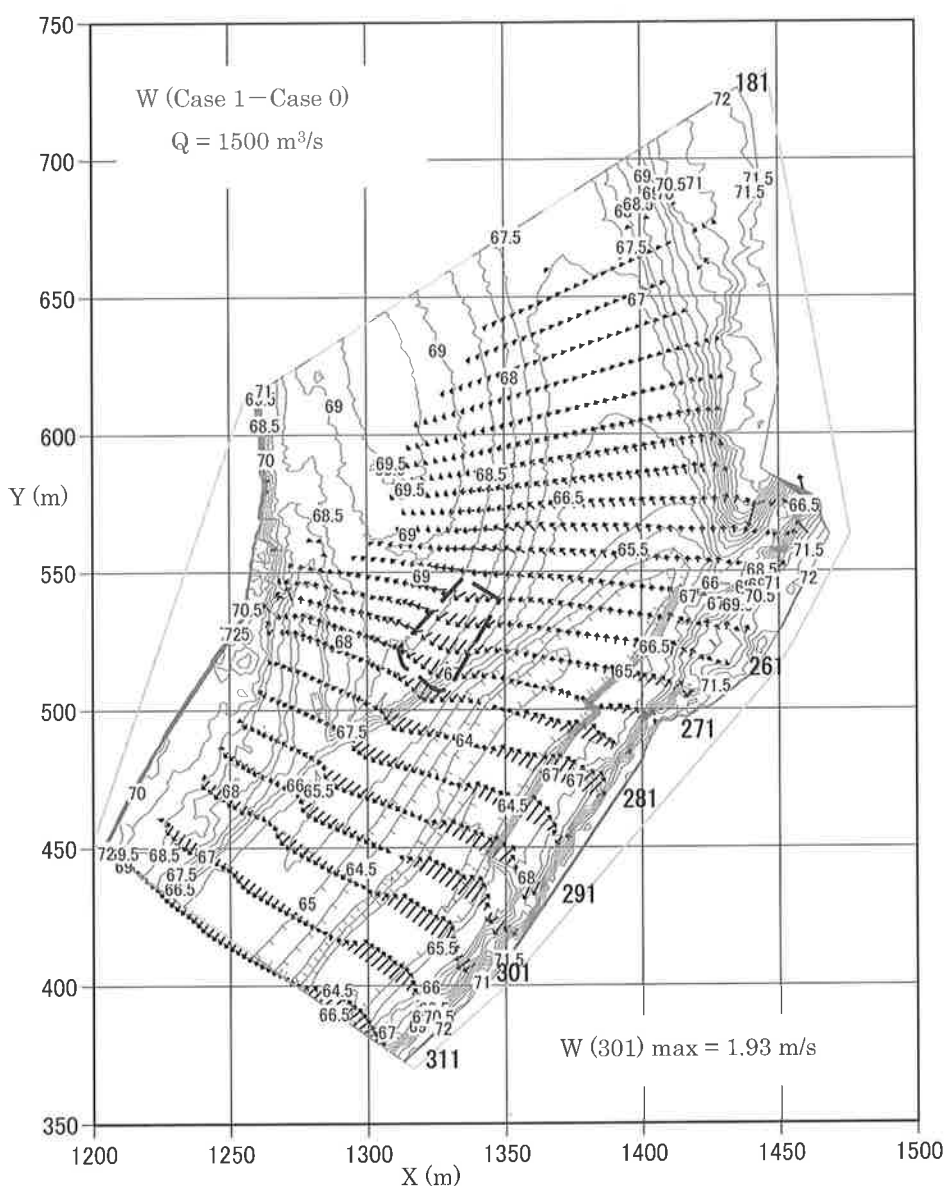


図-3 湾曲区間 (I=181~311) における流量 $Q=1500 \text{ m}^3/\text{s}$ のときの Case 1 と Case 0 の流速の差 (図中、 $W(\text{Case}1-\text{Case}0)$ と表示) の分布。 $W(301)\text{max}$ は I=301 における流速差の最大値。

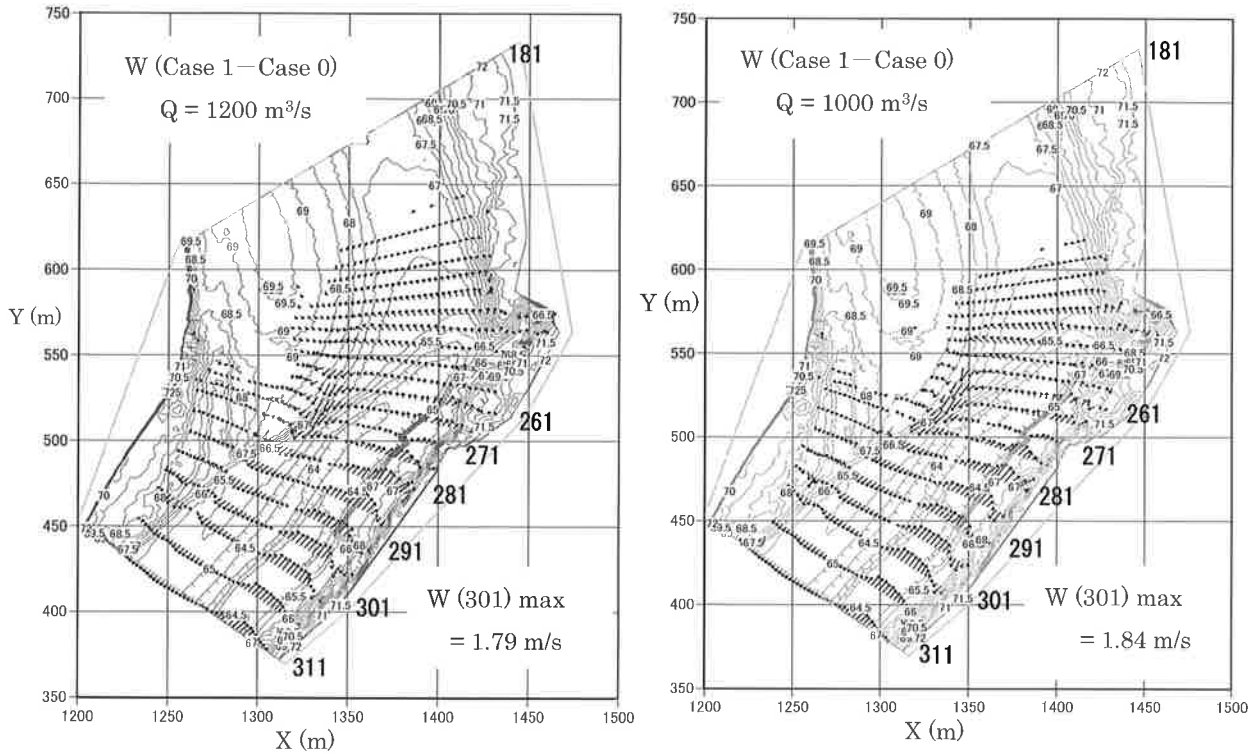


図-4 湾曲区間 (I=181~311) における $Q=1200 \text{ m}^3/\text{s}$ および $Q=1000 \text{ m}^3/\text{s}$ のときの Case 1 と Case 0 の流速の差の分布. $W(301)_{\text{max}}$ は I=301 における流速差の最大値.

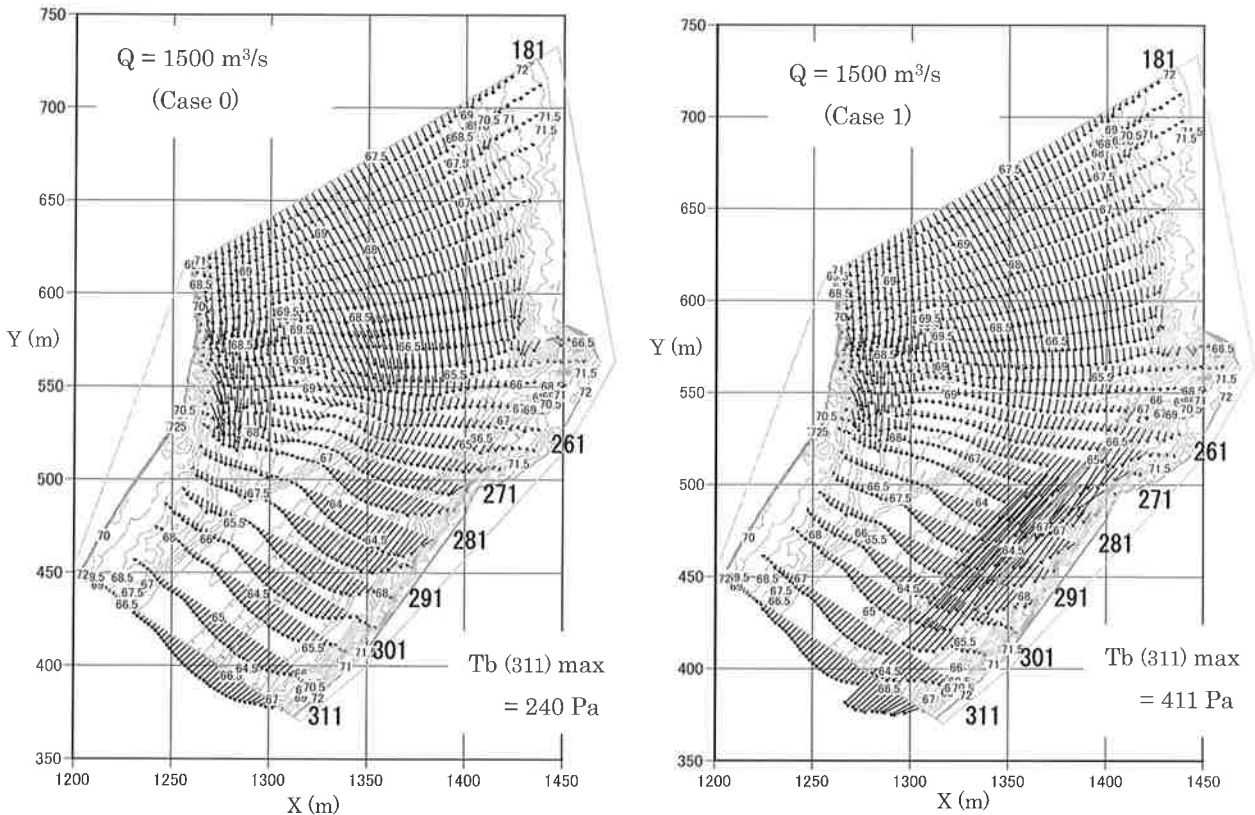


図-5 $Q=1500 \text{ m}^3/\text{s}$ のときの, Case 0 と Case 1 の底面せん断力 (Tb) の分布. 湾曲区間 (I=181~311). 図中, $Tb(311)_{\text{max}}$ は I=311 における底面せん断力の最大値.

る。同じく砂礫堆前縁・段落の下流区間において、 $n=0.04$ の領域（流路の右岸寄り領域）でも、 $n=0.08$ の領域に比べてはるかに小さいものの、Case 1の底面せん断力がCase 0より大きい。例を挙げると、底面せん断力の増分は、 $I=271$ で約40~70 Pa、 $I=281$ で約30~65 Paである。この底面せん断力の増加は、Case 1では、巨岩群により流心がCase 0より右岸寄りとなり、この領域の流速が増すためである。

一方、砂礫堆前縁・段落の上流区間において、両Caseの間に底面せん断力の差があるところでは、ほぼ全ての領域で、Case 1の底面せん断力がCase 0より小さくなっている。そして図-5について述べたとおり、砂礫堆上、およそ $X=1330\sim 1370\text{m}$ 、 $Y=550\sim 580\text{m}$ の領域で、砂礫堆から主流路に向かう方向の底面せん断力は、Case 1の方がCase 0より小さくなっていることが分かる。また主流路でも、底面せん断力は、Case 1の方がCase 0より小さくなっている。これも、Case 1では巨岩群による堰上げに伴い段落の直上流の水深が増し、流速がCase 0より小さくなるためである。このように、砂礫堆上、カワラハハコ残存域を含むほとんどの領域で、底面せん断力はCase 1の方がCase 0より小さいか、ほぼ同じであり、巨岩群が流れを阻害することによる水位上昇の結果、大出水時のレフュージア付近の底面せん断力は低下すると言える。

図-7に、流量 $Q=1200\text{ m}^3/\text{s}$ と $Q=1000\text{ m}^3/\text{s}$ のときの、カワラハハコ残存域を含む湾曲区間（ $I=181\sim 311$ ）における、底面せん断力のCase 1とCase 0との差の分布を示す。これらの流量のときでも、巨岩群の有無による底面せん断力分布の違いの様相は、 $Q=1500\text{ m}^3/\text{s}$ の場合と基本的に同じである。砂礫堆上については、流量が小さいほど冠水深が小さくなり（また、ごく一部に冠水しない所もできる）、底面せん断力そのものが小さいことに加えて、巨岩群による堰上げに伴う水位上昇も小さくなるため、両Case間の底面せん断力の差はほとんど無い。したがって、カワラハハコ残存域付近の底面せん断力にも巨岩群の存在の影響はほとんど及ばない。一方、段落の直上流の主流部ではCase 1の底面せん断力がCase 0より小さくなっており、ここには巨岩群による水位上昇の影響が認められる。この影響が見られる範囲は、当然、流量 $Q=1200\text{ m}^3/\text{s}$ のときの方が $Q=1000\text{ m}^3/\text{s}$ のときより広い。

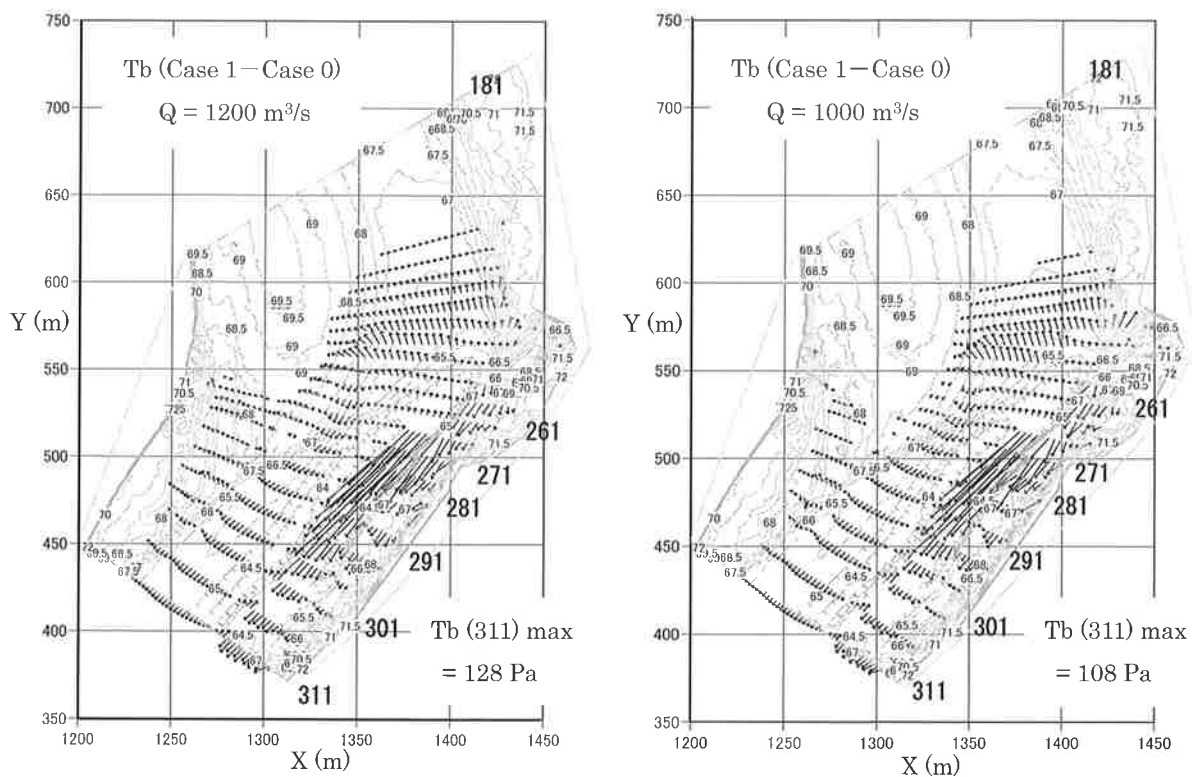


図-7 湾曲区間（ $I=181\sim 311$ ）における $Q=1200\text{ m}^3/\text{s}$ および $Q=1000\text{ m}^3/\text{s}$ のときの Case 1 と Case 0 の底面せん断力の差の分布。Tb(311)max は $I=311$ における底面せん断力の差の最大値を表す。

5. 結論

揖保川の湾曲区間に形成された砂礫堆にはカララハハコのレフュージアが存在する。そして、砂礫堆の前縁（流路内では段落となっている）より下流の流路には、左岸寄りの領域に数10個の巨岩が密度高く点在している。この巨岩群がカララハハコのレフュージアに及ぼす水理的影響について評価するため、平面2次元流の数値シミュレーションにおいて、巨岩群の存在を河床地形と粗度係数に模式的に導入した場合（Case 1）と巨岩群を考慮せず粗度係数を全計算対象領域で一定とした場合（Case 0）を取り上げ、両Caseの間の流速分布および底面せん断力分布の違いを調べた。出水量は、 $Q=1000 \text{ m}^3/\text{s}$ 、 $1200 \text{ m}^3/\text{s}$ および $1500 \text{ m}^3/\text{s}$ の3通りとした。得られた知見は以下のとおりである。

1. 巨岩群による堰上げの影響は砂礫堆上および段落より上流の流路に及び、そこでの水位・水深が増す。このため、Case 1では、Case 0と比べて、砂礫堆から主流部へ向かう流れの割合が減り、砂礫堆上を先端部に向かう流れの割合が増える。この結果、砂礫堆先端部付近の緩斜面で流速はCase 1の方がやや大きくなるものの、これによる底面せん断力の増加は小さく、レフュージアに有意の影響を与えるものではないと判断できる。Case 1では水深が増す結果、この先端部の緩斜面を除けば、砂礫堆上での流速も底面せん断力も全般的にCase 0より小さくなり、より大きな出水に対してもレフュージアの役割を果たすと考えられる。
2. 砂礫堆前縁・段落より下流の流路では、Case 1の場合、流路の左岸寄りに巨岩群が点在することによって、河積的にも粗度的にも、流心がCase 0と比べ右岸寄りとなる。また巨岩の点在は段落の直ぐ下流から始まるため、段落を過ぎた流れは、その直後に砂礫堆前縁に沿うように流向を変え、結果としてそれより下流の流心が右岸寄りとなる。この砂礫堆前縁に沿う流れは、前縁の砂礫をえぐるような働きをし、砂礫堆のさらなる下流への移動を抑制する役割を果たすと共に、砂礫堆の直ぐ下流の右岸に砂礫の堆積を促進する働きをしていると考えられる。この観点から、巨岩群の存在は間接的にレフュージアの存在条件に関係していると言える。

参 考 文 献

- 1) Miyawaki A. und Okuda S. : Pflanzensozioologische Untersuchungen über die Auenvegetation des Flusses Tama bei Tokyo, mit einer vergleichenden Betrachtung über die Vegetation des Flusses Tone., *Vegetatio* 24, pp. 229-311, 1972
- 2) Asami, K., Akamatsu, H., Fukui, S. and Tamura, K. : Morphological characteristics of flood refugia of cobble-bed vegetation., *Journal of Hydro-environment Research* 6 (2), pp. 127-136, 2012
- 3) 川谷健・浅見佳世 : 河川湾曲部の礫河原におけるカララハハコ群落のレフュージアの水理特性について, 建設工学研究所論文報告集, 第56号, pp. 1-12, 2014
- 4) 浅見佳世・中山昭彦・川谷健・藤田一郎 : 揖保川中流カララハハコ群落成立地の植生的および水理的考察, 土木学会論文集 B1 (水工学) Vol. 69, No. 4, I_1339-I_1344, 2013
- 5) 荒川忠一 : 数値流体工学 (第6刷), 東京大学出版会, pp. 123-153, 2003
- 6) 越塚誠一 : 数値流体力学 (第6刷), 培風館, pp. 53-92, 2006
- 7) 藤井孝蔵 : 流体力学の数値計算法 (第6刷), 東京大学出版会, pp. 155-208, 2007
- 8) 荒川忠一 : 数値流体工学 (第6刷), 東京大学出版会, pp. 7-28, 2003
- 9) 熊野元気・藤田一郎・浅見佳世・中山昭彦・川谷健 : 時空間ビデオ画像解析による揖保川洪水流シミュレーションの定量的評価, 土木学会論文集 B1 (水工学) Vol. 70, No. 4, I_619-I_624, 2014

著 者

川谷 健 所員, Ph.D., 水工学

浅見佳世 (株)里と水辺研究所, 博士(理学), 植生学・保全生態学

