青森県高瀬川河口域の浅瀬が塩水遡上に与える影響に関する 三次元数値流動解析による研究

A Numerical Investigation on an Influence of a Shallow Water Area on the Salt Water Intrusion in River Takase

中村恭志¹・石川忠晴²

Takashi NAKAMURA and Tadaharu ISHIKAWA

The Takase River, a mild slope and short river from a brackish water lake named Lake Ogawara, has a wide shallow area expanding from the river mouth to the middle reach of channel. Previous studies suggest saline water intrusion to the lake is probably influenced by the existence of the shallow area. In this study, a three-dimensional numerical simulation was conducted for a whole reach of channel in order to investigate the flow characteristics in the shallow water area and its influence upon the vertical flow structure in the low-water channel. The numerical results showed that the flow retardation in the shallow water area is caused due to a replacement of fresh water bulk stored in that area, and the retardation intensifies the density stratification in the low-water channel.

1. はじめに

青森県東部に位置する高瀬川は、小川原湖と太平洋を結ぶ延長6.6 kmの感潮河川である(図-1)。図-2に示ように、中上流部では高水敷が殆ど見られないが、河口から中流部の河道幅が広がっている区間では、滞筋が狭小な一方、河道内の大部分は水深が極めて浅い浅瀬となるなど、特異的な河道地形を持っている。潮汐変動に伴い太平洋から塩水が時折遡上し、高潮時には一部が小川原湖に流入する。その結果、小川原湖では年間を通じて湖深部に高塩分水層が存在し、この塩水遡上現象とそれに伴う湖内での塩分循環は、同湖の水質や生物に大きな特色を与えている(西田ら, 1999; 鶴田ら, 2002)。

河口から5.5 kmにある高瀬川観測所(以降高瀬橋地点)での塩分等のモニタリング観測から、塩水の遡上規模が中程度の場合は緩混合、大規模の場合はほぼ強混合で河口付近の上流部に塩水が到達し、強混合状態は日潮不等の高潮時に起こり易いなど、上流部での特徴的な混合形態の変化が観測されている(石川ら, 1991; 長尾ら, 1996; 西田ら, 1999; 鶴田ら, 2001)。このような混合形態の変化の発生機構として、高瀬川の特異的な地形形状に着目した研究が行われている(藤原ら, 1995, 1997, 2000; 成田ら, 2003)。成田ら(2003)は、河口付近の浅瀬に多数の水温・塩分計を設置した集中観測を行い、浅瀬に貯留されている淡水が滞筋表層へ遅れて排出されることが、中規模遡上の場合に上流で緩混合となる原因

図-1 高瀬川の位置と形状

図-2 横断河床高分布。(a)浅瀬部と(b)上流域について代表的な形状を示す。(a)及び(b)の位置は図-1中に示した。

であると推察している。しかし、大規模遡上で強混合となることに関しては、その発生機構の検証を行った研究は見られない。そこで本研究では、浅瀬を含む河口から小川原湖までの高瀬川全区間について詳細な地形形状を用いた塩水密度流の三次元数値解析を行い、浅瀬での塩水挙動とそれによる縦断的な塩分分布への影響を塩水遡上の規模が異なる場合について調べ、既往研究で示唆されている上流域での混合形態の変化の発生機構について妥当性を確認することとした。

1 正会員 理博 東京工業大学准教授 大学院総合理工学
研究科環境理工学創造専攻
2 フェロー 工博 東京工業大学教授 大学院総合理工学
研究科環境理工学創造専攻

2. 数値流動モデルの検証

(1) 数値モデルの概要

数値モデルには三次元CIP-Soroban塩水流動モデルを使用した(中村ら, 2010). 基礎方程式は以下に示す三次元非圧縮・非静水圧k-ε乱流方程式である.

$$\frac{D\mathbf{u}}{Dt} = -\frac{\nabla p}{\rho} + \frac{\partial}{\partial x} v_H \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} v_H \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} v_{eff} \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial z} + \mathbf{F} \quad \dots\dots (1)$$

$$\frac{Dk}{Dt} = P_k + G_k - \varepsilon + \frac{\partial}{\partial x} v_H \frac{\partial k}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} v_H \frac{\partial k}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} v_{eff} \frac{\partial k}{\partial z} \quad \dots\dots (2)$$

$$\frac{D\varepsilon}{Dt} = (C_1 P_k - C_2 \varepsilon) \frac{\varepsilon}{k} + \frac{\partial}{\partial x} v_H \frac{\partial \varepsilon}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} v_H \frac{\partial \varepsilon}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} v_{eff} \frac{\partial \varepsilon}{\partial z} \quad (3)$$

$$\frac{DS}{Dt} = \frac{\partial}{\partial x} v_H \frac{\partial S}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial y} v_H \frac{\partial S}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} v_{eff} \frac{\partial S}{\partial z} \quad \dots\dots\dots (4)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{u} = 0 \quad \dots\dots\dots (5)$$

$$P_k = v_{eff} \left\{ \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right\}, \quad G_k = (g v_{eff} / \rho \sigma_t) (\partial \rho / \partial z)$$

$$v_{eff} = v_{mol} + v_{turb} = v_{mol} + C_\mu (k^2 / \varepsilon), \quad v_H = 0.01 \times D^{4/3}$$

ここで, x, y と z はそれぞれ河道縦断, 横断及び鉛直方向座標, $\mathbf{u} = (u, v, w)$ は流速, $\mathbf{F} = (uv/R, u^2/R, -g)$ は重力と河道屈曲に伴う遠心力 (R は河道曲率半径), k と ε は乱流エネルギーと散逸率, v_{mol} と v_{turb} は分子粘性と乱流粘性係数, p は圧力, S は塩分, ρ は密度である. 水平方向の粘性係数 v_H は水平方向の代表格子幅 D からリチャードソンの4/3乗則を用いて求め, 係数 C_1, C_2, C_μ はk-εモデルの標準値を使用した(中村ら, 2010). 以上に加え, 水位 $h(t, x, y)$ の時間発展を次式に従い計算する.

$$\partial h / \partial t + \partial m / \partial x + \partial n / \partial y = 0 \quad \dots\dots\dots (6)$$

$$m(t, x, y) = \int_b^h u dz, \quad n(t, x, y) = \int_b^h v dz \quad \dots\dots\dots (7)$$

ここで $b(x, y)$ は河床高である. 離散化には高精度補間法のCIP法と動的適合格子のSoroban格子を使用する. Soroban格子では, 計算格子点の鉛直位置は各時間ステップで動的に調整され, 塩分躍層付近に集中配置することで計算精度を向上させる. このモデルは, 過去に利根川などで塩水流動を精度良く再現した実績があるが(許ら, 2012), 広く極めて浅く冠水している高水敷を持つ河川へは適用されていない. そこでまず, 成田ら(2003)により浅瀬の集中観測が行われた期間について再現計算を行い, 観測結果との比較から数値モデルの再現性を検証した.

(2) 検証に用いた観測データの概要

成田ら(2003)による集中観測は2002年8月3日から8月10日の期間に行われた. 図-1に示す高瀬川観測所では常時塩分と流速を計測しており, 小川原湖総合観測所と河口観測所では水位が計測されている. 期間中の水理諸量を図-3に示す. 集中観測では, 図-4に示す浅瀬の下流側

図-3 観測対象期間(2002年夏期)における湖水位, 河口水位, 高瀬橋流量, 高瀬橋塩分, 雨量.

図-4 観測対象の河口域浅瀬部の河床標高と観測点位置.

(M1地点)と上流側(M2地点)の滞筋上に, 塩分水温計をそれぞれ河床から10 cmと190 cm, 10 cmと150 cmの位置に設置して上下層での時系列塩分データが観測されている. 浅瀬には水温計と塩分水温計を設置し, 塩分水温計における塩分と水温の相関を基に水温計のデータを塩分に変換し, 面的な塩分分布の変化が測定されている.

(3) 計算条件

再現計算の期間は2002年8月3日12:00から8月10日12:00までとし, 以下のような条件で計算を行った.

a) 計算領域

計算領域は河口から小川原湖総合観測所までの約11 kmとした. 国土交通省東北地方整備局高瀬川河川事務所により2009年に実施された, 200 m毎の横断河床高測量結果を空間補間して計算に用いる河床地形とした. 格子間隔は, 河道縦断方向に $\Delta x = 40$ mとし, 横断方向は浅瀬付近で $\Delta y = 5$ m, それ以外は10 mとした. 鉛直方向の格子間隔 Δz は各時間ステップで調整され不均一となるが, 平均して $\Delta z = 10$ cmとなるように格子点数を設定した.

b) 境界条件

上流端では小川原湖総合観測所の実測水位を, 下流端では河口観測所の実測水位を毎時間データから与えた.

図-5 高瀬橋地点での (a) 流量, (b) 上層塩分, 及び (c) 下層塩分の時系列. 点線: 再現計算, 実線: 観測結果.

塩分は上流端では小川原湖表層での対象期間中の平均塩分 (0.9 psu) を断面一様に与え, 下流端では海水の塩分 (34 psu) を与えた. 初期条件は静止状態とし, 塩分は全域で小川原湖表層平均塩分とし, 水位は上下流端での観測水位を縦断方向に線形補間することで与えた. また, 河床面上での摩擦応力 τ_b は河床上流速 u_b を用いて $\tau_b = -\rho f_b |u_b| u_b$ で与えた. 摩擦係数 f_b は底質・植生等により変化するが, これらの詳細な状況は不明なことから, 河川流動解析で推奨されている $f_b = 0.0026$ を使用した (Zi, 2008).

(4) 計算結果と観測データの比較

高瀬橋地点における流量及び塩分の比較を図-5に示す. なお, 観測流量はADCPによる流速観測値から西田ら (1999) の方法で換算したものである. 図-5 (a) に示す様に, 潮位変動に伴う全体的な流況はほぼ再現できている. 一方, 流量は順流・逆流時とも計算結果はやや過大である. 原因の一つとして摩擦係数 f_b が過小であったことが考えられる. 流速鉛直偏差が小さい場合, f_b とマンニングの粗度係数 n の間には $n^2 \sim f_b H^{4/3} g^{-1}$ の関係が成り立つ. 水深 H を滞筋での代表的水深 (2 m) とすれば, 平野の小流路に対する n の概略値とされる $0.025 \sim 0.06$ (土木学会, 1999) は $f_b = 0.0025 \sim 0.014$ に相当する. 使用した $f_b = 0.0026$ は下限値に近い値であり, 上記範囲内でより大きな値に調整する余地があると言える. また, 図-5 (b) と (c) に示す様に, 小規模の塩水遡上の場合に上層塩分は下層塩分より低く, 大規模になると上層塩分も下層塩分と同程度になるなど, 遡上規模による上下層での差異をよく再現している. その一方, 8月6日と7日の大規模遡上では, 塩分の最大値はやや過大に計算されている. これらのイベントでは図-5 (a) に示す様に逆流時流量が過大に計算されており, その結果最大塩分が過大となったと考えている.

次に, 浅瀬での塩水挙動の観測結果との比較を示す. 遡上規模が比較的大きかった8月6日から7日にかけての一潮汐について, M1とM2地点の塩分時系列を図-6に, 河床面10 cm上方での塩分平面分布を図-7に示す. 遡上

図-6 観測水位と高瀬橋流量 (観測値), 及びM1, M2地点における上下層塩分濃度の時系列.

図-7 塩水侵入期間 (2002年8月6～7日) における浅瀬での塩分分布 (河床10cm). (I) 及び (II) の時刻は図-6に点線で示す.

図-8 第3章の計算で使用了 (a) 水位条件, および (b) 計算された高瀬橋地点断面平均塩分の時系列.

初期には滞筋を塩水が速やかに遡上するのに対し (図-7 (I)), 高水敷では貯留されていた河川水を上流に押し出しながら塩水と徐々に置換されていくなど (図-7 (II)), 塩分平面分布の時間変化は概ね再現されている. また, 図-6に示すように, M1地点では上層と下層が同時に遡上初期に速やかに高塩分に移行し長時間継続するのに対して, M2地点では浅瀬からの低塩分河川水の表層への排出により, 遡上初期 (時刻 (I) から (II)) には上層塩分が低塩分となり, 高水敷が塩水に満たされ河川水の排出が完了した後に遅れて高塩分となるなど (時刻 (II))

図-9 中潮（期間 α ）での水位と高瀬橋地点流量（計算値）。

以降），観測された浅瀬付近での塩水挙動を計算モデルが再現していることが確認できる。なお，浅瀬への侵入初期（図-7(I)）では，観測結果に比べ浅瀬での塩分の上昇が早く計算される傾向にあった。原因としては，過小な摩擦係数の採用や風応力を考慮していないなど計算モデルに関するものの他に，河床間隙水の影響も考えられる。つまり，実際の浅瀬の河床は高透水性の砂質土であることから，塩水侵入前には淡水が間隙水として蓄えられており，この淡水との混合・交換により塩分が希釈され，実際の浅瀬では塩分の上昇が計算よりも穏やかであった可能性がある。

3. 塩水遡上規模が混合形態に及ぼす影響

遡上規模による浅瀬での塩水挙動の差異と，その差異が上流域での混合形態へ与える影響について検討を行う。異なる遡上規模について考察するため，小潮から大潮を含む期間について新たに計算を行った。実際には2010年6月29日から7月15日の河口実測水位を下流端境界条件として与え，降雨などの影響を除くため一定の湖水位 T.P. -0.43 m（対象期間の実測湖水位の平均値）を上流端境界条件として計算を行った（図-8(a)）。その他の計算条件は前章で述べた2002年の再現計算と同じとした。

高瀬橋地点における塩分の断面平均値の時間変化を図-8(b)に示す。中潮と大潮の期間である7月9日から15日にかけて湖に達する塩水遡上が見られた。そのうち，遡上が小規模であった中潮（図-8の期間 α ）と，大規模であった大潮（期間 β ）について比較を行った。

中潮（期間 α ）について，図-9に水位と高瀬橋地点での流量を，図-10には浅瀬での塩分分布の時間変化を，図-11には滞筋に沿った河道縦断方向の塩分分布を示す。図-10(a)と(b)に示す様に，小規模遡上の場合には，日潮不等のうち低低潮位から低高潮位までの期間には塩水は滞筋に沿って遡上し，浅瀬（高水敷）への塩水侵入とそれによる河川水の置換は見られない。その後，高低潮位から高高潮位の期間で初めて浅瀬への侵入が開始して，図-10(c)に示すように，河口水位が最大となる高

図-10 中潮（期間 α ）における浅瀬での塩分分布（河床上10cm）。(a)～(c)の時刻は図-9に示す。

図-11 中潮（期間 α ）における滞筋に沿った縦断塩分分布。(a)～(e)の時刻は図-9に点線で示す。

高潮位でも浅瀬には河川水が残る，遡上が見られた全期間を通じて河川水の排水が継続し続けている。その結果，図-11(e)に示すように，塩水層が最も進展する逆流終了時でも，浅瀬からの河川水の排出により，浅瀬より上流域では表層は低塩分となる緩混合状態が維持されることが確認でき，浅瀬から上流側表層へ低塩分の河川水が継続的に排出されることが小規模遡上の場合に緩混合状態を生じる原因となることが分かる。

一方，遡上規模が大きかった大潮時（期間 β ）には，日潮不等が大きくなるため（図-12），低高潮位には既に浅瀬への塩水侵入と河川水の置換が開始され（図-13(a)），順流に転じて塩水が後退する低高潮位から低高潮位の期間でも下流側の浅瀬に塩水が留まっている（図-13(b)）。その結果，図-13(c)に示すように，再度逆流となり小川原湖に向けて塩水が大きく遡上する高潮位から高高潮位では，河川水の塩水による置換と浅瀬から上流側表層への低塩分河川水の排出は高高潮位を迎える以前に速やかに完了

図-12 大潮（期間β）での水位と高瀬橋地点流量（計算値）。

している。そのため、塩水遡上が活発となる高高潮位ごろには、浅瀬より上流域では表層の低塩分層は維持されず、図-14の(c)から(e)の縦断面図に示す様に、全層混合状態と成って湖に到達していることが確認できる。

4. まとめ

高瀬川における塩水遡上の三次元数値解析から、河口付近から中流域の浅瀬の存在が上流域での塩水混合形態に影響を及ぼすこと、既往研究において示唆されてきた混合形態変化の発生機構が実際に生じることが示された。即ち、(1) 浅瀬に貯留されていた河川水の上流側滞筋表層への排出が湖付近の上流域での塩分鉛直分布に影響を及ぼすこと、(2) 規模の小さい塩水遡上では浅瀬からの河川水の排出が長期間継続するため、塩水遡上期間を通じて上流域で緩混合状態が維持されること、一方、(3) 大潮時など日潮不等が大きく遡上が大規模となる時には、浅瀬での河川水の置換とその上流への排出は早期に完了するため、表層への低塩分河川水の供給は持続せず、上流域で強混合状態となることなどが確認された。

本研究を行うにあたり、国土交通省東北地方整備局高瀬川下流河川事務所には貴重なデータをご提供いただきました。ここに記して謝意を表します。

参 考 文 献

- 石川忠晴・坂井雅之・小沢康彦（1991）：小川原湖に侵入する塩分の計算モデルの検討，水工学論文集，第35巻，pp.191-196。
- 許 曉飛・中村恭志・小林 侑・小島 崇・石川忠晴（2012）：CIP-Soroban三次元流動モデルによる利根川感潮域塩水流動解析，水工学論文集，第56巻，pp.1555-1560。
- 鶴田泰士・石川忠晴・西田修三・藤原広和・村井禎美（2001）：小川原湖への海水侵入現象に関わる水理データの整備と復元，水文・水資源学会誌，第14巻，pp.13-26。
- 鶴田泰士・石川忠晴・西田修三・成田 舞・藤原広和（2002）：小川原湖におけるヤマトシジミの繁殖環境について，土木学会論文集，No.705/II-59，pp.175-187。
- 土木学会編（1999）：水理公式集，89 p。
- 中村恭志・石川忠晴（2010）：CIP-Soroban法に基づく汽水域3次元数値流動モデルの開発，水工学論文集，第54巻，pp.1441-1446。

図-13 大潮（期間β）における浅瀬での塩分分布（河床上10cm）。(a)～(c)の時刻は図-12に点線で示す。

図-14 大潮（期間β）における滞筋に沿った縦断塩分分布。(a)～(e)の時刻は図-12に点線で示す。

- 長尾正之・西部落宏・石川忠晴・山浦勝明（1996）：小川原湖への塩分侵入現象の確率統計的考察，水工学論文集，第40巻，pp.583-588。
- 成田 舞・石川忠晴・藤原広和・和光一紀（2003）：高瀬川中下流部の浅瀬が塩水遡上に及ぼす影響について，水工学論文集，第47巻，pp.955-960。
- 西田修三・中辻啓二（1999）：緩混合河川における流量と塩分輸送量の算定，水工学論文集，第43巻，pp.869-874。
- 西田修三・佐野俊幸・中辻啓二（2001）：汽水湖における流動構造と物質循環過程，海岸工学論文集，第48巻，pp.1116-1120。
- 藤原広和・沢本正樹・神山尚人（1995）：複断面水路における河口密度流の混合特性，海岸工学論文集，第42巻，pp.416-420。
- 藤原広和・沢本正樹・田中博通（1997）：複断面及び単断面水路における密度流の混合特性の相違について，水工学論文集，第41巻，pp.515-520。
- 藤原広和・石川忠晴・西田修三・鶴田泰士・沢本正樹（2000）：高瀬川の複断面河道部における塩水遡上特性，水工学論文集，第44巻，pp.1005-1010。
- Ji, Z. (2008): Hydrodynamics and water quality, Wiley, 47 p.