# 分岐合流を有する感潮河道における 塩水遡上運動の三次元流動シミュレーション

松村健史<sup>1</sup>·守村融<sup>2</sup>·新谷哲也<sup>3</sup>·横山勝英<sup>4</sup>

1学生会員 首都大学東京大学院 都市基盤環境学域(〒192-0397 東京都八王子市南大沢1-1) E-mail:matsumura-kenji@ed.tmu.ac.jp

<sup>2</sup>正会員 修 (工) 八千代エンジニヤリング株式会社(〒111-8648 東京都台東区浅草橋5-20-8 CS タワー) E-mail: yu-morimura@yachiyo-eng.co.jp

<sup>3</sup>正会員 博(工) 首都大学東京大学院助教 都市基盤環境学域(〒192-0397 東京都八王子市南大沢1-1)

<sup>4</sup>正会員 博(工) 首都大学東京大学院(世教授 都市基盤環境学域(〒192-0397 東京都八王子市南大沢1-1) E-mail:k-yoko@tmu.ac.jp

複雑な平面形状を有する筑後川感潮河道を対象として三次元流動シミュレーションを構築し、大潮期の塩水 遡上の特徴について検討を行った。2002年9月の観測データを用いて精度検証し、水位、塩分、流速のいずれ も十分な再現性があることを確認した。三次元計算の結果、本川・筑後川と比べて支川・早津江川における塩 水の遡上・後退運動は活発でないことがわかった。これは、支川の河道距離が本川に比べ長く、また河道は蛇 行し、川幅が途中で狭まっていることが原因と考えられる。さらに、本川においても導流堤の存在により、左 右岸で塩水の挙動が異なり、左岸側澪筋において、水深が深いために塩水運動が活発であるとことが分かった。三次元流動シミュレーションにより河道地形が塩水遡上の時空間変動におよぼす影響を理解することができた。

Key Words: 3D numerical simulation, saline intrusion, freshwater dispersion, multi-branched estuary

### 1. はじめに

沖積河川の感潮域では、淡水と海水が混じり合うことで塩分の混合型が変化し、潮汐変動に伴って塩分が時間的・空間的(縦断二次元的)に変動する。また、河道は蛇行・分岐合流して複雑な地形となるので、塩水遡上は平面的にも分布を持つと考えられる。そのため、例えば淡水取水地点の検討などには慎重さが必要となる。また、生態系は塩分や地形の微妙な勾配に適応して生息しているので、要因の複雑さは重要な指標である。一方、治水上は河道地形を単純化した方が洪水疎通能力を確保しやすい。したがって、感潮河道の治水・利水・環境管理を進める上では、塩水遡上の三次元的な特性を把握することが必要である。

これまで、現地観測に基づく研究として、例えば、鈴木・石川<sup>1)</sup>は多項目水質計と曳航式超音波ドップラー流速計を用いて、利根川の縦断的な塩水遡上の特徴を捉えている。また、横山ら<sup>2)</sup>は筑後川感潮河道の湾曲部横断面において流速測定を行い、上げ潮時に二次流の発生を確認している。しかし、塩水遡上の三次

元的な状況を捉えるには、上記のような観測を高密度に実施する必要があり、実際にはかなりの困難を伴う、 そのため、近年では三次元流動シミュレーションを 用いた検討も行われている。例えば、利根川<sup>3</sup>・網走

川<sup>4)</sup>・北上川<sup>5)</sup>において精緻なシミュレーションが構築されているが、河道形状が比較的単純であり、かつ、塩水遡上は弱混合〜緩混合である。さらに多様な状況を予測するには、河道形状が蛇行や分岐合流を有し、塩水遡上が強混合から弱混合まで変化する場に対応したシミュレーション技術が必要となる。

そこで本研究では、河口干潟、分岐・合流、導流堤を有する筑後川感潮河道を対象として、複雑形状を合理的に計算できる三次元流体シミュレーターを構築し、塩水遡上および分岐合流部の流動の解析を行った.同河川については、既に金子らのが準三次元モデルにより洪水時の土砂移動と河床変動について詳細に解析している。本研究では、塩水密度流の運動を再現することを目的として、三次元モデルの適用を検討した.構築されたモデルを用いて、分岐・合流を含む感潮域の

時空間的な塩分分布と流動の変化に関して考察した.

### 2. 研究方法

#### (1) 研究対象地

図-1に筑後川感潮域と有明海湾奥部を示す. 筑後川の流域面積は2,860 km², 幹川流路延長は143 kmで,河口の干満差は最大で約5 mである. また,河口の沖合10 kmまで干潟が広がっている. 感潮区間は河口から筑後大堰までの23 kmである. 河口-1 km~6 kmの区間は筑後川本川と早津江川に分かれており,6 kmにおいて合流し,再び7 kmで分岐し,南が筑後川,北が諸富川とよばれる.9 km地点で2つの河川は合流して上流に続く. 川幅は100~1,500 mと変化し,干潟の澪筋の幅は500~1,000 mである.

河川構造物として、筑後川の $0\sim6$  kmには導流堤が設置されており、天端高はT.P.0 mである. 17.3 km地点には床固めが設置されており、天端高はT.P.-1 mである. 大潮満潮位はT.P.2.8 mであるため、これらの構造物は満潮時に水没する.  $6\sim7$  kmの分岐合流部では(図-2)、右岸側に比べ左岸側の水深が深く、6.5 km付近は複断面的な河道となっている.

流量は,平水流量が $54 \text{ m}^3$ /sであるのに対し,潮汐流量は大潮時に逆流が $1,650 \text{ m}^3$ /sとなり,淡水流量に比べて潮汐流量が支配的な場所である $^2$ ).

#### (2) 三次元流動シミュレーションの概要

感潮域及び海域の流動・塩分輸送解析には新谷が開発したFantom Refinedを用いた。本シミュレーターでは、支配方程式に現れる各項の役割を独立したパーツ(オブジェクト)に分担させることで、本研究で活用する局所高解像度化(local mesh refinement: LMR)等の複雑なアルゴリズムを柔軟に実現している。基礎式は連続式とNavier-stokes方程式である。離散化手法は、コロケート格子有限体積法であり、時間進行は2次精

度、移流項は3次精度で離散化している。また、非静水圧・静水圧の両者に対応し、今回は静水圧とした。 乱流モデルには一般化された2方程式乱流モデルであるGLS乱流クロージャーを用いた。干潟(dry-wet)の 取り扱いを含めたモデルの設計手法の詳細については、 参考文献<sup>7)</sup>を参照されたい。

#### (3) 地形データの作成

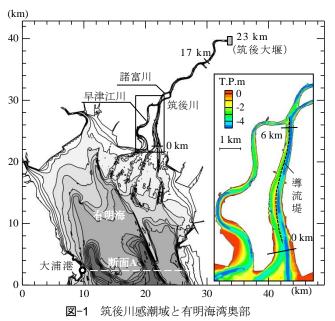
地形データは, 筑後川感潮河道のH20年横断測量結果およびH14年干潟測量結果(筑後川河川事務所)と海図(W169)を用いた. さらにH26年に分岐合流部(6~7 km)において独自の横断測量を行い, それらを基に作成した.

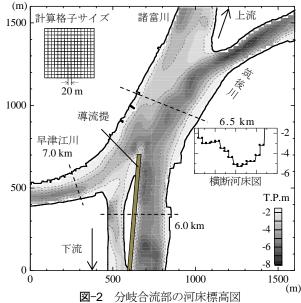
計算格子は鉛直方向に全53層とし、水深15 m以深は dz=2~2.5 m、水深10~15 mはdz=1 m、水深10 m以浅 はdz=0.25 mの非一様格子である. 水平方向については、河道の大部分を20 mの正方格子とし、地形が比較 的単純な領域と澪筋が続く干潟では40 mとした. 海域では、河口干潟から大浦港までを40~320 mへと変化させ、さらに沖側開境界付近では、1280 mの正方格子を用いた. 満潮時の総格子数は約1,280,000セルである.

#### (4) 初期・境界条件の設定

本研究では,2002年9月23日から24日に行われた塩分・流動調査結果 $^8$ を参考にしてシミュレーションを行った.この調査では長期モニタリングも行われており,筑後川の $^0$  km,  $^0$ 

上流端境界は23 km (筑後大堰) であり、ここから 淡水流量 (25.5 kmでの値) を与えた. また、下流端 境界は沖合20 kmの断面A (図-1) であり、大浦港潮 位と、一定の塩分 (31.7) を鉛直一様に与えた. 沖側 境界に接する計算格子には、水平方向に人工粘性





(10.0 m²/s) を与え、境界を跨いで生じる可能性がある水平循環渦の発生を抑制した. 底面摩擦係数はCd=0.0026とした. 気象には、佐賀気象台の観測データ (大気圧、降水量、気温、湿度、風向・風速、全天日射量、雲量) を使用した.

計算領域の初期値として、水温は25.0 ℃で一様とした. 塩分は大潮期に強混合になることから、文献<sup>8)</sup> から満潮時の塩分分布を水平方向に与え、水深方向には一様とした. 計算期間は2002年9月20日22時から9月24日までの4日間(大潮)とし、最初の2日間を助走期間とした. 計算時間ステップはdt=3秒とした.

### 3. 三次元流動シミュレーションの調整と検証

#### (1) 初期塩分の設定

最初の計算では、初期条件として満潮時の塩分分布を与えたが、その結果、6時間後の干潮時に河口付近に塩分濃度の高い水塊が残留し、観測値とかなり異なる分布となった。本シミュレーターは満潮時の海域水位を初期水位として、全領域に一定の水位を与えており、これが原因となっている可能性が考えられた。

実測値では、海水位(大浦潮位)が満潮となるとき、感潮河道の上流部はまだ満潮位に達しておらず、その時点で感潮河道の水位が約0.3 m高い. その約30分後に感潮河道では満潮位に到達するが、海水位は低下し始めているので、水位差は約0.5 mに拡大する. このように、水面が水平になる時刻が存在しないため、初期状態として海域水位を全域一定に与えると、感潮河道上流部の淡水量が少なく見積もられて、下げ潮時に塩分を海域に十分に押し戻せなかったと考えられた.

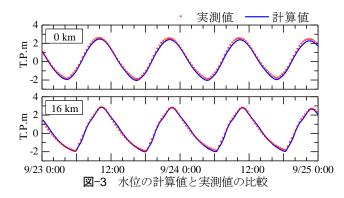
初期塩分の設定方法として、新谷・中山<sup>4</sup>は網走川を海域塩分で満たしてから計算を開始した。網走川は上流に汽水湖が連結していて、計算初期に容積が十分に大きな汽水湖に塩分が吸収されることで、安定した塩分分布が形成された。しかし、筑後川は上流に汽水湖は接続していないので、この方法は採用できない。

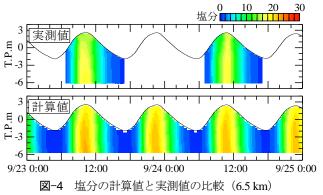
強混合は密度差のある流体が鉛直成層を形成していない不安定な状態であり、水面勾配もある領域で、離散的な観測値を用いて厳密に初期の塩分分布を設定することは難しいことが分かった。そこで本研究では、大潮満潮時の塩分分布を参考にし、河口0kmの塩分を28から25まで低下させることで、実測と計算が一致するように初期塩分を調節した。

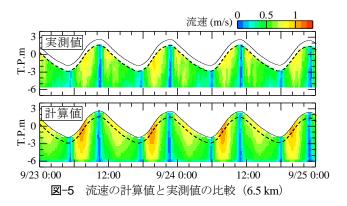
計算開始から一潮汐後には概ね定常状態が形成され、 そこから2日間は潮汐の同じタイミングで水位・塩分 が緩やかに変化している.

#### (2) 精度検証

図-3に実測水位と計算水位の比較を示す. 0 km地点の水面変動は正弦波に近く, 16 km地点では上げ潮と





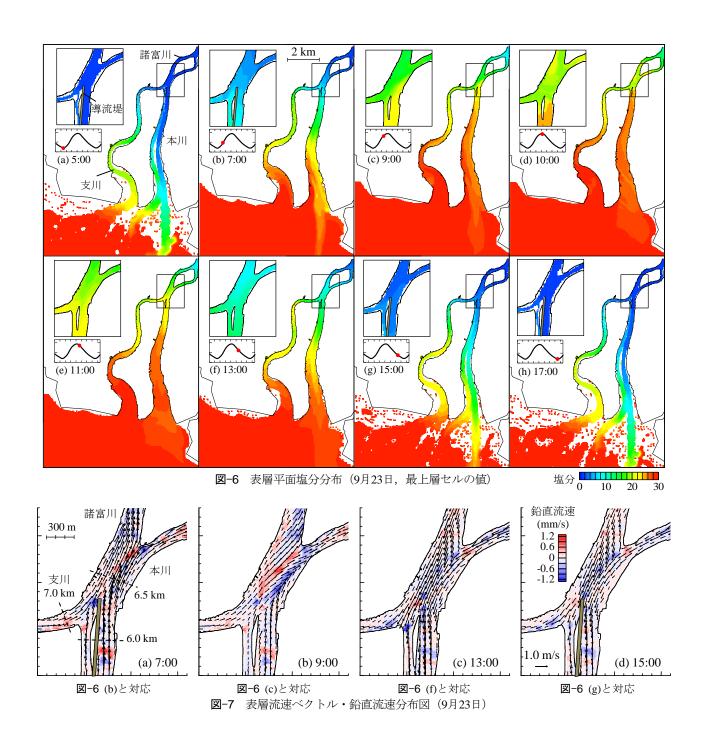


下げ潮の水面変動が非対称であり、両者は干潮時に2時間ほど位相が異なる.計算値は位相の異なる0kmと16kmの水位変動を良好に再現できている.9月23日の2潮汐の平均誤差は、0kmで約0.09m,16kmで約0.08mと小さい値となった.

図-4に6.5 km地点最深部の塩分の比較を示す. 実測値が干潮から満潮にかけて0.6~19と変化するのに対し、計算値は1.2~22とやや高い値になった. しかし、鉛直にほぼ一様な強混合型の塩水遡上を再現できている. また塩分1の遡上距離は実測が15 km, 計算が14 kmと良好に再現できた.

図-5は流速の比較であり、上げ潮の最大流速は実測が約0.9 m/sであるのに対し、計算は約1.1 m/sと若干過大になっている. しかし、上げ潮の流速が下げ潮よりも卓越する特徴を再現できており、干満時の潮止まりのタイミングも再現できている.

以上より本シミュレーターによる水位,塩分,流速 の再現性は十分であると判断した.



#### 4. 分岐合流が本川と支川の流動に及ぼす影響

#### (1) 本・支川の塩分平面分布

図-6は表層塩分の平面分布であり、9月23日の結果を2時間ごとに示している. 導流堤は水没時には表示していない.

干潮時は(図-6(a)),本川・筑後川と比べて支川・早津江川の方が上流部まで塩分が存在し、その2時間後には(図-6(b)),2つの河川で塩分の状態が同じになる。ただし、本川の中にも分布があり、導流堤の左岸側(図面右側)の方が塩水遡上距離が長い。さらに上げ潮の後期には(図-6(c)),本川の方が濃い塩分で満たされている。

下げ潮時には(図-6(f)),本川の左岸側において,塩分10程度の水が最も海に近づいており,本川右岸側と支川では同程度の位置にある。その後,干潮に向かって(図-6(g))塩分が河道から干潟の澪筋を通って抜けてゆき,本川左岸側で最も塩分が低下し,その次が本川右岸側,最も塩分が高いのが支川となる。干潮時の分布(図-6(h))は12時間前の(図-6(a))と類似しており,支川における塩水の遡上・後退運動は本川よりも活発でないことが分かった。

本川は河口から合流点まで直線的であるため,距離は約6kmと短い. それに対し支川は蛇行して約7kmと長く,また上流部の川幅は本川の約半分である. そのため,支川では上げ潮時に海水が遡上しにくく,下げ潮時に河川水が流下しにくくなっていると推測される.

さらに本川の中でも、導流堤の存在により右岸側と 左岸側で塩水の挙動が異なり、左岸側では水深が深い ために塩水の運動が活発になると推測される.

また、合流部を拡大すると、図-6(d)では、塩分約20の水塊が二分されている。これは、支川から遡上した低塩分水は表層を通って左岸水路(筑後川)に入るのに対し、本川から遡上した高塩分水は底層を通って右岸水路(諸富川)へ供給されるためであり、立体交差のような流れが生じていることを示している。

## (2) 分岐合流部の流速平面分布

図-7に上げ潮と下げ潮の表層流速ベクトルと,中層の鉛直流速分布を示す.ベクトルは縦横それぞれ1/3(全体で1/9)に間引いて表示している.鉛直流速は赤色が上昇流,青色が下降流を示している.導流堤は水没時には表示していない.

上げ潮の初期(図-7(a))には、支川から遡上する流れはそのまま右岸を伝って右岸水路(諸富川)に流入している.これは、導流堤が壁になることで、左岸に移動しにくくなっていると考えられる.

上げ潮後期(図-7(b))は、流向が左岸側へ大きく傾いている。これは導流堤が水面下に隠れたことで、支川からの水が河道をまたげるようになったためだと考えられる。6.5 km付近では、鉛直流速が左右岸で異なっており、左岸で下降流、右岸で上昇流となっていることから、らせん流(二次流)が発生していることが確認された。本川の方が深くて、流れも速いため、遡上してきた流れが北上するような形で右岸側の浅い領域に乗り上げて、上昇流が発生している。松村らりは6.1 km断面での二次流の存在を現地観測から示しており、本研究でも見られたことから、鉛直流の傾向は確からしいと考えた。

下げ潮についてみると、導流堤が水面下にある図-7(c)では流速ベクトルに特徴は見られないが、水位低下によって導流堤が露出すると(図-7(d))、本川の方に水が誘導されて、支川への流入が弱まっていることがわかる。また、鉛直方向流速は小さくなり、明確な二次流は見られなかった。

以上より、上げ潮・下げ潮の変化に加えて、導流堤により分岐合流部の流況が変化することがわかった.

#### (3) 分岐合流部の流量分配

次に、分岐合流部の流量分配を定量的に検討する. 図-8には2潮汐における残差流量を示す. 潮汐流量は約1,500 m³/sであるが、40 m³/s程度の残差流量が上流から下流へと保存された形で評価できており、シミュレーションの精度は高いと言える. 上流から供給された淡水は、一旦、左右岸水路に分配されてから合流し、6.5 kmより下流では支川への供給量が少ないことがわかる. 横山ら<sup>8)</sup>はわずかに逆流と述べているが、この違いは以下の理由により生じたと考えられる. 大潮時

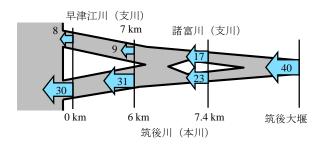


図-8 2潮汐残差流量 (m³/s)

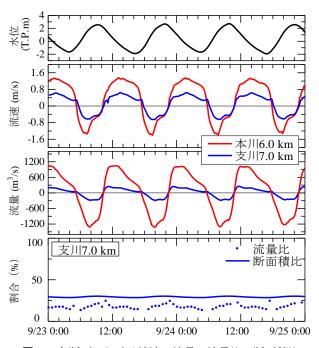


図-9 各断面における流速・流量・流量比・断面積比

の平均流量が750 m³/sに対して支川の残差流量は約1%であり、非常に小さい値を議論している。そして観測値は流心の1点で計測されたものを使っているので、流量の精度はそれほど高くない。2つの結果が示している重要な点は、支川流量が相対的に本川よりも小さく、水が流れにくいことである。

次に、本川6.0 km断面と支川7.0 km断面における水分配と地形の関連について考察する(図-9). 流速は水路中央部の表層の値を示している. 割合は流量と断面積について、2つの水路の合計値に対する支川の割合である. 潮止まり期間は流量が非常に小さくなるので、割合を表示していない.

上げ潮時に本川6.0 kmでは最大流速が約1.2 m/s,最大流量が約1,200 m³/sであるのに対し、早津江7.0 kmでは最大流速が約0.7 m/s,最大流量が約300 m³/sとなった。下げ潮時は、本川では最大流速が約1.3 m/s,最大流量が約1,000 m³/sであるのに対し、支川では最大流速が約0.6 m/s,最大流量が約230 m³/sとなり、上げ潮下げ潮ともに支川の流速・流量は本川よりも小さい。

ここで、支川の流量割合は20%程度であり、断面積の割合は30%程度であって、流量の割合は断面積の割

合を常に下回っている.このことは、支川の流量が少ないのは河道の断面積だけが原因ではないことを示している.先に推測したように、下流河道の延長、蛇行、狭窄部などが影響しており、さらに下げ潮時においては導流場の存在が影響していると考えられる.

### 5. まとめ

本研究では、分岐合流や複断面河道、導流堤といった複雑な河道形状を有する筑後川感潮域を対象として、 三次元流動シミュレーションを構築し、大潮における 塩分分布と流動の時空間的な変化について検討した. 以下に得られた知見をまとめる.

本川・筑後川と比べて支川・早津江川における塩水の遡上・後退運動は活発でないことがわかった。これは、支川の河道距離が本川に比べ長く、また河道は蛇行し、川幅が途中で狭まっているが原因と考えられる。さらに、本川においても導流堤の存在により、左右岸で塩水の挙動が異なり、左岸側澪筋において、水深が深いために塩水運動が活発であることが分かった。

分岐合流部の6.5 km付近では、上げ潮時に左岸側で下降流、右岸側で上昇流が見られ、複断面的な河道においてらせん流(二次流)が発生していた。

2潮汐の残差流量を計算したところ,支川流量は全体の2割程度で,断面積の割合(3割)を下回った.支川流量が少ないのは,河道の断面積が小さいだけではなく,下流河道の形状や導流堤の存在が影響していると考えられる.

謝辞:本研究は河川基金「分岐合流を有する感潮河道における塩水遡上の運動特性」(代表・横山勝英,2015年度)から援助を受けて実施された。筑後川河川事務所には各種データを提供していただいた。ここに

記して謝意を表す.

#### 参考文献

- 鈴木伴征,石川忠晴:利根川河口堰下流部における 貧酸素水塊の発達・流動に関する現地観測と数値計 算,水工学論文集,43,pp.881-886,1999.
- 2) 横山勝英,金子祐,山本浩一:感潮河道の湾曲部における高濃度水塊の横断分布特性と浮泥層の挙動,土木学会論文集B1(水工学),67(2),pp.60-69,2011.
- 3) 許暁飛,中村恭志,小林侑,小島崇,石川忠晴: 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,土木学会論文集B1(水工学)68(4), I\_1555-I\_1560, 2012.
- 4) 新谷哲也,中山恵介:網走川河口域で発生する塩水 遡上に関する数値的検討,土木学会論文集B1(水工 学),69(4),I.829-I.834,2013.
- 5) 中村恭志, 石川忠晴: 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, 54, 2010.
- 6) 金子祐,福岡捷二,川邉英明:ガタ土と砂礫で構成 される河床を有する筑後川感潮域の洪水時の土砂移 動と河床変動,土木学会論文集B1(水工学), Vol.72, No.4, I\_793-I798, 2016.
- 7) 新谷哲也:柔軟な局所高解像度化を実現する非構造 デカルト格子シミュレーターの構築,土木学会論文 集B1(水工学), Vol.73,投稿中.
- 8) 横山勝英,宮崎晃一,河野史郎:筑後川感潮河道と 有明海奥部における高濁度水塊の広域移動に関する 現地観測,水工学論文集,52,pp.1339-1344,2008.
- 9) 松村健史,横山勝英:分岐・合流を有する感潮河道 における塩水遡上特性に関する現地観測,土木学会 第71回年次講演会、II-016, 2016.

(2016.9.30 受付)

# THREE-DIMENSIONAL NUMERICAL SIMULATION OF SALINE INTRUSION IN CHIKUGO RIVER ESTUARY

# Kenji MATSUMURA, Yu MORIMURA, Tetsuya SHINTANI and Katsuhide YOKOYAMA

We conducted three-dimensional numerical simulation to understand saline intrusion and fresh water dispersion in the Chikugo River estuary and the Ariake intertidal mudflat. The flow and salinity fields were computed in the area from the middle of the Ariake Bay to 23 km upstream of the Chikugo River during spring tides using a finite-volume hydrodynamic simulator with local mesh refinement technique. The simulated results were compared with the field data measured in Sept. 2002 for water level, salinity and velocity, and showed reasonable agreements with the measured data. The computed results were then used to investigate the effects of river-branches and Training Levee on the momentum and salinity transports. We found the transport of salinity and the river discharge redistribution are significantly affected by the asymmetricity of river branches and the thalweg topography in the intertidal madflat.