

干潟域を考慮した流動モデルの改良と有明・八代海への適応

矢北 孝一

熊本大学工学部技術部

1. はじめに

近年、有明・八代海の沿岸域において、貧酸素水塊や赤潮発生の増加・大規模化等の環境変動に関する諸問題が顕在化し、現地調査に基づく底生生物・潮流・物質循環等の研究が進められ、これらの環境変動は、物理的・生物化学的要因などが指摘されている。

特に、流動場の特性は、海域の物理環境を支配する大きな要因と考えられ、観測網の充実を図ると共に水理実験及び数値解析によって総合的に物理環境を把握する努力が続けられている。その中で、有明・八代海の広大な干潟域が発達した海域での三次元流動特性の解明を目的に、三次元流動モデルである POM (Princeton Ocean model) を改良し、干潟域の干出・冠水等を考慮した事例が報告され、その特性が明らかになりつつある。

しかし、干潟域を含めた沿岸域は、複雑な海底地形変化、潮汐の影響、さらに河川流入等に起因する密度成層の形成、気象等多岐に渡り、それらが複雑に絡み合う場であることから、諸問題の要因と沿岸域環境との明確な因果関係が十分に解明されていない現状にある。

本研究では、干潟域を有する閉鎖性海域である有明・八代海で密度場を計算可能な流動モデルの構築を目的として、 σ 座標系モデル系である POM に、鉛直方向の不等間隔格子の採用、干潟域での干出から冠水時の連続性の考慮、水平拡散係数の空間勾配での片側差分化等の改良を実施し、干潟域モデル湾での解析と有明・八代海への適応を試みた。

2. 三次元流動モデル POM の改良

(1) 双曲線関数による鉛直格子

σ 座標系モデルは、海底地形をより実際形状に近く表現可能であり、沿岸域に接近するほど鉛直分解能が高まるという利点がある反面、座標変換によって水平圧力・水平拡散勾配項において誤差が生じるという問題が指摘されている。本研究では、数値誤差軽減の一手法として図 1 に示す表層及び底層付近で格子間隔が密となる不等間隔格子を採用し、式 (1) に示すように双曲線型関数を用いた。ここで、 z_i : 返還後の層厚の比率、 η_i : 変換前の層厚の比率、 N : 層数、 α : 定数を示す。式 (1) では、表層及び底層に総格子数の 1/4 が集中するように $\alpha = 2.5$ を採用した。不等間隔格子への座標変換は、関数を $z = z(Z)$ とするとき、中心差分を用いて近似すると式 (2) のように変換され、各格子点 z の値が数値で与えられると計算できることが分かる。

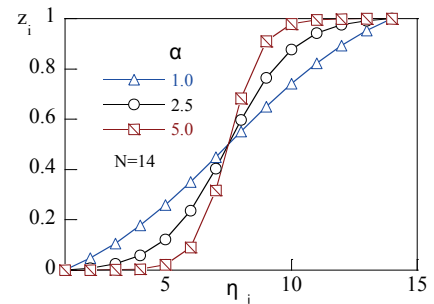


図 1 双曲線型関数

(2) 干潟域セルの冠水時の連続性の検討

POM では、干潟域のように汀線位置が移動する境界移動の計算は不可能である。そこで従来の研究では、干潟域の対象セルが冠水する場合、セルに水深を与える方法として周辺セルの平均値を外挿す

ることが一般的に行われている。しかし、平均水深を与えるだけでは、隣接するセル間での水深と流速の連続の条件を満たしたことにならず、特に密度場

$$z_i = 1 - \frac{\tanh \left[\alpha \left\{ 1 - \frac{2(\eta_i - 1)}{N} \right\} \right]}{\tanh(\alpha)} \dots \dots (1)$$

$$z = z(Z) \quad , \quad \frac{\partial}{\partial z} = \frac{\partial Z}{\partial x} \frac{\partial}{\partial Z} = \frac{1}{\frac{dz}{dX}} \frac{\partial}{\partial X}$$
$$\frac{\partial u}{\partial z} = \frac{1}{\frac{dx}{dZ}} \frac{\partial u}{\partial Z} = \frac{1}{(z_{i+1} - z_{i-1}) / 2\Delta Z} \frac{u_{i+1} - u_{i-1}}{2\Delta Z} = \frac{u_{i+1} - u_{i-1}}{z_{i+1} - z_{i-1}} \dots \dots (2)$$

を考慮する場合に計算が発散する。ここで $\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial UD}{\partial x} + \frac{\partial VD}{\partial y} = 0 \dots\dots (3)$

は、周辺セルとの水深・流速の連続性を考慮する手法が必要であると考え POM の連続の式と長波の運動方程式を用いて、周辺セルからの水深と流速を外挿した。

$$\frac{\eta_i^{n+1} - \eta_i^n}{\Delta t} = - \frac{(-U_{i-1,j}^n D_{i-1,j}^n + U_{i+1,j}^n D_{i+1,j}^n)}{2\Delta x} - \frac{(-V_{i,j-1}^n D_{i,j-1}^n + V_{i,j+1}^n D_{i,j+1}^n)}{2\Delta y} \dots (4)$$

$$\eta_i^{n+1} = \eta_i^n - \frac{\Delta t}{2\Delta x} (-U_{i-1,j}^n D_{i-1,j}^n + U_{i+1,j}^n D_{i+1,j}^n) - \frac{\Delta t}{2\Delta y} (-V_{i,j-1}^n D_{i,j-1}^n + V_{i,j+1}^n D_{i,j+1}^n)$$

$$= \eta_i^n - \frac{1}{2} \left\{ \left[\sqrt{\frac{D_{i-1,j}^n}{g}} U_{i-1,j}^n - \sqrt{\frac{D_{i+1,j}^n}{g}} U_{i+1,j}^n \right] + \left[\sqrt{\frac{D_{i,j-1}^n}{g}} V_{i,j-1}^n - \sqrt{\frac{D_{i,j+1}^n}{g}} V_{i,j+1}^n \right] \right\}$$

式 (3) に 2 次元での POM の連続の式を示す。ここで、D : 全水深 (h + η), h : 平均水深, η : 波高, U, V : x, y 方向の平均流速, g : 重力加速度を示す。

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -g \frac{\partial \eta}{\partial x}, \quad \frac{\partial v}{\partial t} = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} \dots\dots (5)$$

n+1 時刻の水深求める場合、対象セルの

水深 η_i が必要となる。しかし、干出から冠水時の水深値を算出する n 時刻での水深はゼロである。そこで、周辺セルの D を利用し、 $\Delta x / \Delta t$, $\Delta y / \Delta t$ を波速 $(gD)^{1/2}$ に置き換え、式 (3) を 2 次精度の中心差分方程式へ変換すると式 (4) のように表される。式 (4) で外挿された水深を式 (5) に示した長波の運動方程式に代入し流速を算出した。長波の運動方程式は、微小振幅波として場所的な慣性項を省略し、水深 D, 長さ dx, 幅 dy の水域における水面の自由振動と仮定し、式 (4) と同様に 2 次精度中央差分で近似した。なお、干潟域では、x, y 方向で干出したセルが存在するため、速度・水深の空間勾配が評価できない状況が生じる。その場合、1 次精度の片側差分で、それらの空間勾配を評価できるように改良を加えた。

(3) 速度勾配の片側差分化

POM のソースコードでの水平拡散係数の算出は、渦粘性モデルである Smagorinsky モデルを用い、鉛直・水平方向での温度・塩分の拡散方程式で使用している。これを算出する場合、速度の空間勾配 (ひずみ速度テンソル) が重要となる。Smagorinsky モデルでは、速度勾配があれば必ず速度テンソルが正となり渦粘性が常に正の値を持ち、それが数値計算の安定性が良いという長所であり、局所的な再現性に欠けるという短所となっている¹⁾。

また先に述べたように、干潟域では潮汐の作用により干出・冠水を繰り返し、セル間での速度勾配の評価が適切に実施できない場合が生じる。例えば、冠水したセルの流速の連続性を考慮せずに、単にゼロと設定すると速度勾配が大きくなり干潟域での水温・塩分濃度が過大、過小に評価され、計算が発散する 경우가多々ある。本研究では、有明・八代海での干潟域及び複雑な入江等での流速の空間勾配を算出する場合、隣接するセルの干出の有無によって、差分式を 2 次精度中央差分または 1 次精度片側差分かを判断し、速度勾配を算出するように改良した。

表 1 計算条件

格子幅	400m×400m
格子数	63×51×14
鉛直層数	13
タイムステップ	外部モード : 1 秒 内部モード : 10 秒
干潟判定水深	0.2m
最低水深	0.01m

3. 干潟域モデルの計算

上記に示した手法を組み込んだ三次元流動モデルの検証を実施するため簡単なモデル計算を行った。干潟域モデルの計算条件は、表 1、図 2 に示すように計算領域を約 25km×20km, 水平方向の格子間隔は 400m, 鉛直方向には格子数 14 に分割した。初期水深は図 2 に示すように、x 方向 0~約 10km までを水深 10m とし、湾奥に向かって 1/1000 勾配で変化させており、マイナス値は干潟域を想定している。また、初期値の海水温は 28℃, 塩分濃度 34psu, 河川水温 20℃, 塩分濃度 5psu と設定した。境界条件として潮汐は、左側境界より振幅 2m, 12 時間周期の正弦波の潮位変動を与え、海水温、塩分濃度は、初期値

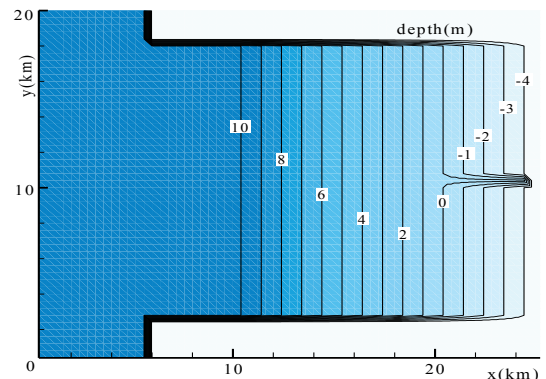


図 2 干潟域モデル

を計算ステップ毎に与え、河川水を $x=25\text{km}$, $y=10\text{km}$ の位置に初期水深 2.4m の漕筋から平均流量 $10\text{m}^3/\text{sec}$ を表層より与えた。これらの条件で内部時間 1sec 、外部時間 10sec とし 14 日間の計算を実施した。なお、コリオリ力は、有明海の緯度経度の値を使用し、 y 方向の $y=0$, $y=20\text{km}$ の開境界は放射条件としている。図 3(a),(b) に計算開始後 14 日目の満潮・干潮時の水深と流速ベクトルを示す。ベクトルは、鉛直平均された流速値であり、等値線は水深を示している。図より、満潮と干潮時の汀線位置の移動が確認でき、水深が浅くなる水際付近で異常な流速値は示されていない。

有明海における密度場を評価するためには、密度流の計算を三次元的に求める必要がある。ここでは、塩分と水温より求めた σ_t を密度とし、図 4(a),(b),(c) に平面図と $y=10\text{km}$ での x 方向縦断の計算結果を示す。図 4(a),(b) は干潮時での空間分布となっており、図 4(c) は、干潮時と比較の意味で上潮時の縦断図を示す。なお、平面図の密度値は、鉛直方向の平均値で表してある。

河川水である淡水が海域へ流入する場合、密度の異なった水塊が接触すると、その接触面が水平でない限り圧力勾配が発生し、密度流が発生することが知られている。また両者の混合の度合いは、河川流量、潮位差、河道状況等によって異なり、同じ河川でも常に一定の混合を示すことは少ない。しかし、混合の形態は一般的に緩混合型が多く、上潮時に強混合型に近くなると示されている²⁾。

上記を踏まえ図 4(a) を見ると、水平方向に河川水が拡散する様子が良好に再現され、一種の墳流の形態を示している。また図 4(b) の縦断図では、密度の軽い河川水が表層付近を海域へ流入し、河口での塩水の混合型として一般的な緩混合型となっていることが分かる。一方、図 4(c) の上潮時の密度場は、等濃度曲線が鉛直に近くなる分布となっている。これは、乱れが著しく、塩分の濃度分布による密度差の影響が消滅することを示しており、文献等に示される強混合型を再現していると考えられる。

ただし、単にモデル湾での空間的な考察であるため、今回の改良が一概に正しいとは限らず、定量的な考察が必要である。ここでは、定性的な考察にとどめ、次章で有明・八代海へ適応し本改良の妥当性を検討する。

4. 有明・八代海への適用

有明・八代海の流動解析の計算期間は、広域的な観測データがある 2007 年の 6 月～9 月を対象とした。計算条件、初期水深等は、表 2、図 5 に示した。計算領域は、東西方向 95km 、南北方向 140km 、水平方向の格子間隔は 400m 、鉛直方向には格子数 14 に分割した。南・西側境界からの潮位変動は、国立天文台で開発された NAO.99b (<http://www.miz.nao.ac.jp/staffs/nao99/index.html>) を使用し、図 5 の原点位置での 2007 年 1 月～12 月までの 1 時間毎の潮位変動を推算した。推算した潮位変動から最小二乗法より主要 4 分調を求め、こ

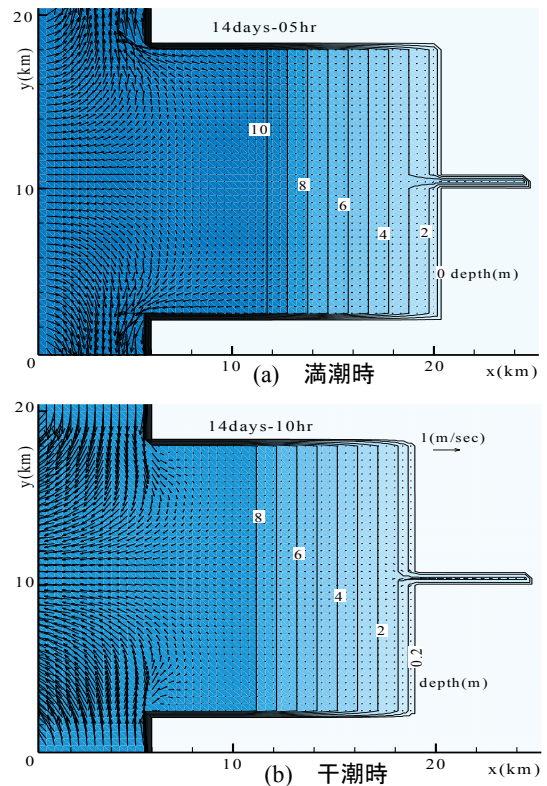


図 3 干潟域モデルの計算結果

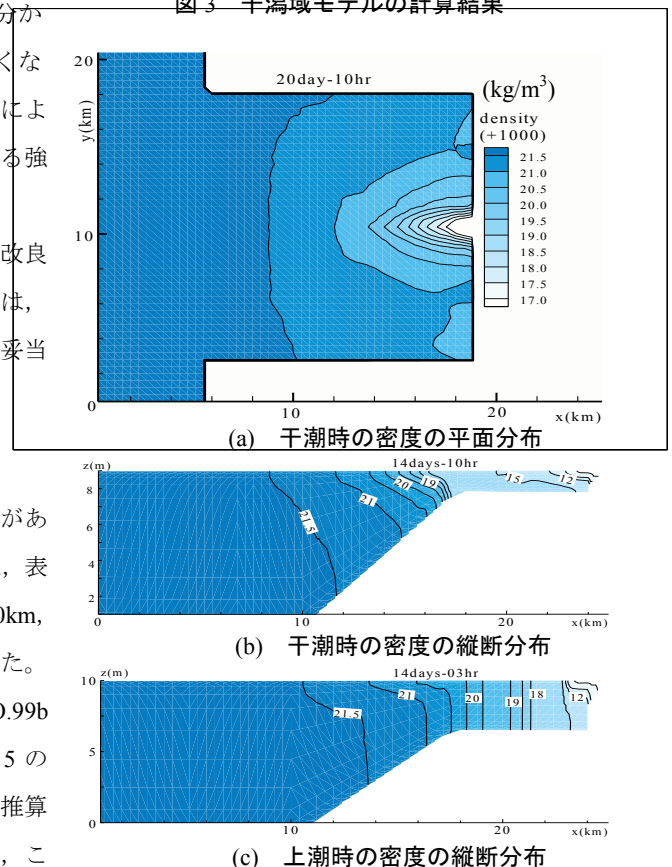


図 4 平面・縦断方向の密度分布

の変動値を両境界より計算ステップ毎の潮位として与えた。また、境界での塩分濃度は 34psu、水温 28℃とし、有明・八代海に流入する主要 6 河川からの塩分濃度 10psu、水温 25℃と設定した。また、河川からの流入は、有明海に大きな影響を与えると示されている筑後川には、日平均流量を時間ステップ毎の変動値として与え、それ以外の河川では年平均流出量を定常値として与えた。

2007 年有明海の変動特性の研究より、スカラー量である溶存酸素濃度等の自己相関の周期は、約 2 週間と示されている。これを踏まえ、ここでは筑後川から出水があった 7 月 6 日～7 日の 2 週間後、計算開始より 52 日目に当たる 7 月 22 日～23 日の実測データと解析値を比較検討する。

図 6 に大浦験潮所での潮位変動と計算値を比較した。この時期の潮汐は大潮から小潮に向かう時期である。図より計算値は、実測値と比較し位相と潮位差が確認できる。しかし、計算値の潮汐は小潮に向かう傾向を示しており、潮位変動の再現性は良好と考えられる。

本来ならば、観測点での密度等の実測変動と計算結果を示すべきであるが、菊池川の座標位置を誤って、鹿児島県の米ノ津川付近に与えたために実測値との検討が不可能となってしまった。しかし、密度場の計算が発散せず 90 日間の計算が可能であるという確認はできた。

図 7(a)～(d)に、7 月 22 日の満・干潮時の密度の表・底層付近での空間分布を示す。図では、表層と底層での密度分布を明確に示しており、異常値となる個所は確認できない。また、表層付近の満・干潮時を示す図 7(a)と図 7(c)を比較すると、干潮時に密度の軽い海水が湾口に向かって流出している様子が捉えられている。

5. おわりに

今回の解析では、河口の座標を取り違えた事例となった。しかし、密度場を考慮した計算では、河川流量を定常的に与える場合が多く、変動量として与える事例は少ない。今後は、全ての河川から変動量を与え、計算精度向上を目指すことを今後の課題としたい。

参考文献

- 1) 梶島岳夫：乱流の数値シミュレーション,pp.192-196,養賢堂,1999.
- 2) 西畑勇夫：河川工学,pp.141-142,技報堂,1975.

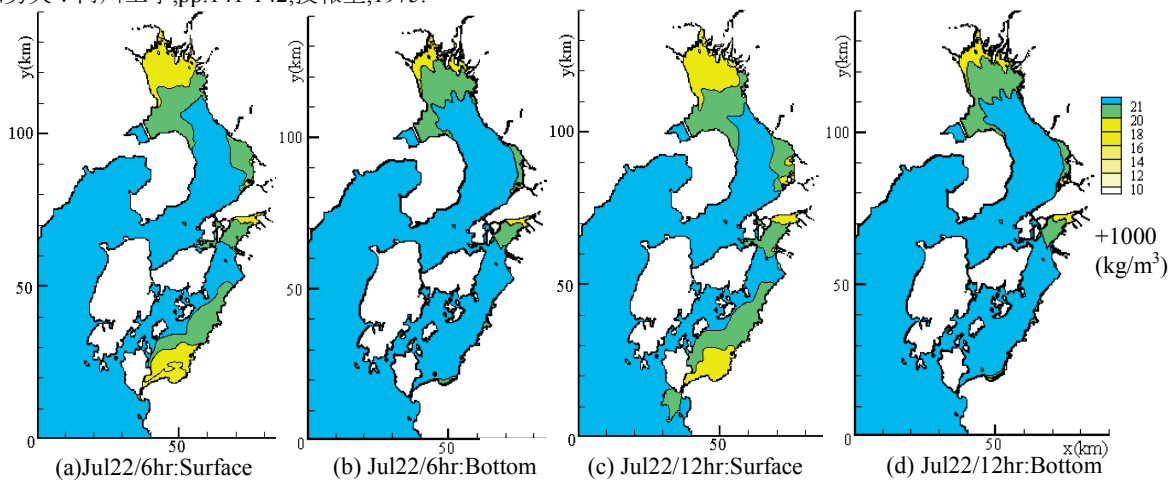


図 7 表・底層付近の密度分布

表 2 実海域での計算条件

格子幅	400m×400m
格子数	255×350×14
鉛直層数	13 層
タイムステップ	外部モード：1 秒 内部モード：10 秒
干潟判定水深	0.2m
最低水深	0.01m

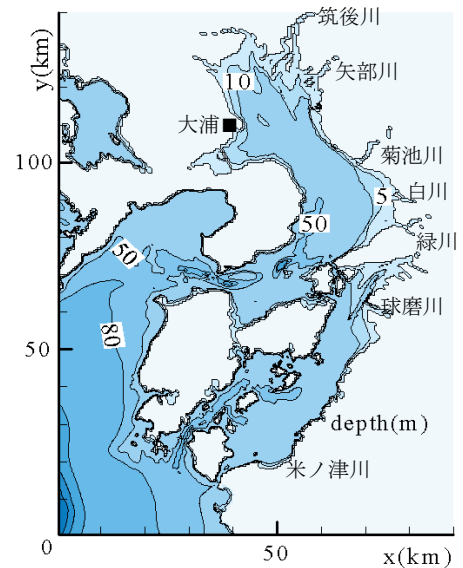


図 5 計算領域と水深分布

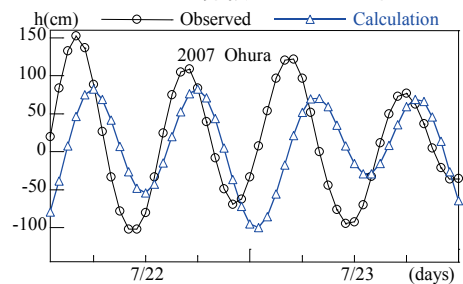


図 6 大浦験潮所と計算潮位変動