

マングローブ水域における物質循環 シミュレーション

NUMERICAL SIMULATION OF MATERIAL CYCLING IN A MANGROVE AREA

赤松良久¹・池田駿介²

Yoshihisa AKAMATSU and Syunsuke IKEDA

¹学生員 修士(工) 東京工業大学大学院 理工学研究科土木工学専攻

²フェロー会員 工博 東京工業大学大学院教授 理工学研究科土木工学専攻

(〒152-8552 東京都目黒区大岡山2丁目12-1)

A numerical simulation model is presented to describe the cycling of substances in a mangrove area, in which the ecosystem model is employed in order to take into account of the chemical and biological reaction. In this model, the nutrient transport from the groundwater to the river is estimated by tandem use of field measurement and numerical simulation for groundwater flow.

The water movement and the temporal variations of nutrient concentrations resulted from the numerical simulation show a good agreement with the observed results, indicating that this model is valid for simulating the material cycling in a mangrove area.

Key Words: mangrove, material cycling, numerical simulation, nutrient, ecosystem model

1. はじめに

熱帯・亜熱帯の河川感潮域に存在するマングローブ水域ではマングローブ林から多量の有機物・栄養塩がリター(葉, 実)として供給される。これらの有機物・栄養塩は満潮時の海水の林内への氾濫によって、河川内あるいは沿岸域に輸送され、そこに住む生物の重要な栄養源となっている。したがって、マングローブ水域の物質循環の仕組みを明らかにすることは、マングローブ周辺の生態系を理解し保全していくための重要な課題である。

そこで、本研究では、湖沼や内湾などの閉鎖性の水域に主に適用されてきた生態系モデルを現地観測によって得られた詳細な境界条件データと併用することによって、マングローブ水域に適用した。また、マングローブ水域では地下浸透流による物質輸送が物質循環に大きな影響を与えることがわかっており、河川・海水流動と同時に地下水流動

についても数値計算を行い、その影響を取り込んだ物質循環モデルを構築した。さらに、現地観測で得られたデータを用いて本モデルの再現性を検証した。

2. 数値計算モデル

(1) 計算の概要

本物質循環モデルは河川・海水流動モデル、物質輸送モデル、地下水流動モデルからなる。モデル化されたマングローブ水域での物質の循環を図-1に示す。これらの物質の生物・化学的な変化を考慮して、それぞれの物質の輸送をモデル化した。底質内での物質の輸送は土粒子への吸着などの複雑な過程が多く、底質中の物質輸送のモデル化において各パラメータの決定は非常に困難である。そこで、本モデルでは、底質からの溶存態の有機物・栄養塩の供給を現地観測から得られた底質表面での各物

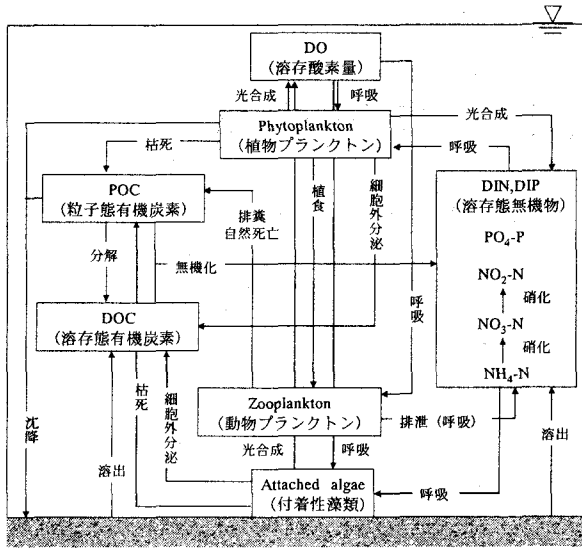


図-1 マングロープ水域の物質循環モデル

質濃度と地下水流動モデルから得られた底質表面での流速を用いて算出した。

(2) 河川・海水流動モデル

河口に位置するマングロープ水域は塩水と淡水の混合する複雑な流れ場となっている。本研究で対象としたマングロープ水域の水深は小さく、強混合型の河川である。したがって、マングロープ林内への海水の氾濫に着目した本研究においては、一般座標系で記述された水深平均のレイノルズ方程式を用いて流れ場の解析を行った²⁾。河床せん断力は Manning 則より与え、マングロープ樹木による形状抵抗については抵抗係数と植生密度の関数として運動方程式内に取り入れている。乱流モデルには 0 方程式モデルを用いている。流れに関する基礎方程式系を以下に示す²⁾。

・連続式

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

・運動方程式

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{Q^\xi}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{UQ^\xi}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{VQ^\xi}{J} \right) \\ & - \frac{M}{J} \left(U \frac{\partial \xi_x}{\partial \xi} + V \frac{\partial \xi_x}{\partial \eta} \right) - \frac{N}{J} \left(U \frac{\partial \xi_y}{\partial \xi} + V \frac{\partial \xi_y}{\partial \eta} \right) \\ & = -gh \left(\frac{\xi_x^2 + \xi_y^2}{J} \frac{\partial z_s}{\partial \xi} + \frac{\xi_x \eta_x + \xi_y \eta_y}{J} \frac{\partial z_s}{\partial \eta} \right) \\ & - \frac{\tau_b^\xi}{\rho J} - \frac{F^\xi}{\rho J} + \frac{\xi_x^2}{J} \frac{\partial}{\partial \xi} \left(-\overline{u'^2} h \right) + \frac{\xi_x \eta_x}{J} \frac{\partial}{\partial \eta} \left(-\overline{u'^2} h \right) \\ & + \frac{\xi_y^2}{J} \frac{\partial}{\partial \xi} \left(-\overline{v'^2} h \right) + \frac{\xi_y \eta_y}{J} \frac{\partial}{\partial \eta} \left(-\overline{v'^2} h \right) \\ & + \frac{\xi_x \eta_y + \xi_y \eta_x}{J} \frac{\partial}{\partial \eta} \left(-\overline{u'v'} h \right) + \frac{2\xi_x \xi_y}{J} \frac{\partial}{\partial \xi} \left(-\overline{u'v'} h \right) \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{Q^\eta}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{UQ^\eta}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{VQ^\eta}{J} \right) - \\ & \frac{M}{J} \left(U \frac{\partial \eta_x}{\partial \xi} + V \frac{\partial \eta_x}{\partial \eta} \right) - \frac{N}{J} \left(U \frac{\partial \eta_y}{\partial \xi} + V \frac{\partial \eta_y}{\partial \eta} \right) \\ & = -gh \left(\frac{\xi_x \eta_x + \xi_y \eta_y}{J} \frac{\partial z_s}{\partial \xi} + \frac{\eta_x^2 + \eta_y^2}{J} \frac{\partial z_s}{\partial \eta} \right) \\ & - \frac{\tau_b^\eta}{\rho J} - \frac{F^\eta}{\rho J} + \frac{\xi_x \eta_x}{J} \frac{\partial}{\partial \xi} \left(-\overline{u'^2} h \right) + \frac{\eta_x^2}{J} \frac{\partial}{\partial \eta} \left(-\overline{u'^2} h \right) \\ & + \frac{\xi_y \eta_y}{J} \frac{\partial}{\partial \xi} \left(-\overline{v'^2} h \right) + \frac{\eta_y^2}{J} \frac{\partial}{\partial \eta} \left(-\overline{v'^2} h \right) \\ & + \frac{\xi_x \eta_y + \xi_y \eta_x}{J} \frac{\partial}{\partial \xi} \left(-\overline{u'v'} h \right) + \frac{2\eta_x \eta_y}{J} \frac{\partial}{\partial \eta} \left(-\overline{u'v'} h \right) \end{aligned} \quad (3)$$

ここで h : 水深, $(\xi_x, \eta_x, \xi_y, \eta_y)$: 変換のマトリックス, J : 座標変換のヤコビアン, M, N : デカルト座標系上の流量フラックス, u, v : デカルト座標系上の水深平均流速ベクトル, U, V : 流速ベクトルの反変成分, t_b^ξ, t_b^η : 底面せん断力の反変成分, F^ξ, F^η : 植生による抗力の反変成分である。

(3) 物質輸送モデル

一般座標系で記述された物質の輸送方程式は以下の通りである。

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{Ch}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \xi} \left(\frac{CQ^\xi}{J} \right) + \frac{\partial}{\partial \eta} \left(\frac{CQ^\eta}{J} \right) = \\ & \frac{\partial}{\partial \xi} \left[h e_{sh} \left(\frac{\xi_x^2 + \xi_y^2}{J} \frac{\partial C}{\partial \xi} + \frac{\xi_x \eta_x + \xi_y \eta_y}{J} \frac{\partial C}{\partial \eta} \right) \right] \\ & + \frac{\partial}{\partial \eta} \left[h e_{sh} \left(\frac{\xi_x \eta_x + \xi_y \eta_y}{J} \frac{\partial C}{\partial \xi} + \frac{\eta_x^2 + \eta_y^2}{J} \frac{\partial C}{\partial \eta} \right) \right] + \frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{C^* h}{J} \right) \end{aligned} \quad (4)$$

ここで, C : 水深平均物質濃度, e_{sh} : 水平方向物質拡散係数である。また、右辺第三項は移流、拡散を除く生成・消滅項を表す。各物質に関する生成・消滅項の詳細および各パラメーターについては中田³⁾を参照されたい。

(4) 地下水流動モデル

地下水流動に関する基礎方程式は Richards の飽和不飽和浸透流方程式を用いた。デカルト座標系 (x, y, z) 上で記述された Richards の式を以下に示す。

$$\begin{aligned} & \left(\frac{\partial \theta}{\partial h} + \beta_0 S \right) \frac{\partial h}{\partial t} = \\ & \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left[K_z \left(\frac{\partial h}{\partial z} + \frac{\rho}{\rho_f} \right) \right] \end{aligned} \quad (5)$$

ここで, θ : 体積含水率, h : 圧力ポテンシャル, S :

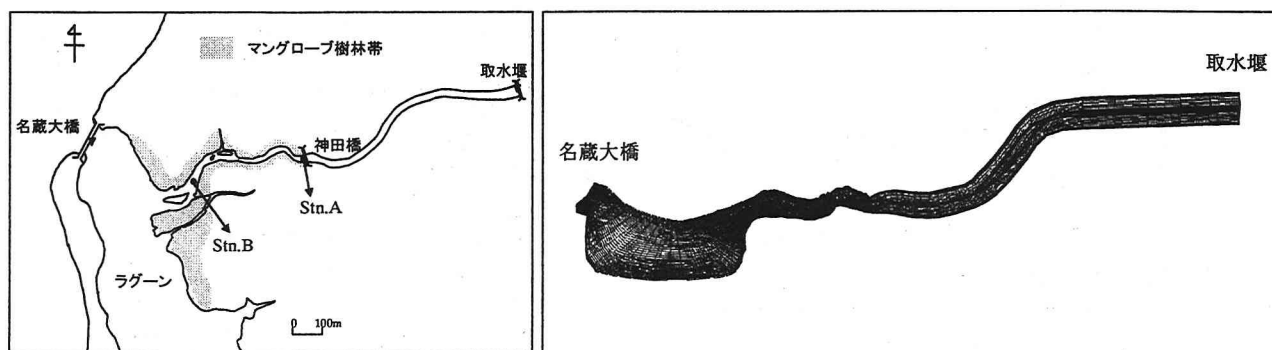


図-2 計算対象域および計算格子

比貯留係数, K_x, K_y, K_z : x, y, z 方向の透水係数である. β_0 は飽和領域では圧力ポテンシャルの変化による空隙率の変化が生じないものと仮定して, 次式の値をとるダミー変数である.

$$\beta_0 = \begin{cases} 0 & \cdots \text{unaturated} \\ 1 & \cdots \text{saturated} \end{cases} \quad (6)$$

なお, 不飽和透水係数と体積含水率の関係は Brooks-Corey 式⁴⁾(7) を, 体積含水率と圧力ポテンシャルとの関係は谷の式⁵⁾(8) を用いた.

$$K = K_s \left[\frac{(\theta - \theta_r)}{(\theta_s - \theta_r)} \right]^3 \quad (7)$$

$$\frac{(\theta - \theta_r)}{(\theta_s - \theta_r)} = \left(\frac{h}{h_0} + 1 \right) \exp \left(\frac{h}{h_0} \right) \quad (8)$$

ここで, θ_s, K_s はそれぞれ飽和含水率, 飽和透水係数を示し, また, θ_r は不飽和状態での残留含水率, h_0 は比水分容量 $\partial\theta/\partial h$ の最大値を与える圧力水頭である. 計算に用いたパラメーターについては赤松ら¹⁾を参照されたい.

これらの式を一般座標系に変換し, 地下水流動モデルを構築した.

(5) 離散化手法・境界条件・初期条件

a) 河川・海水流動モデルおよび物質輸送モデル

基礎方程式の離散化は有限体積法を用い, 移流項の離散化は一次精度の風上差分, 他の項に関しては二次精度中央差分を用いた. 時間積分には Euler の完全陰解法を用い, 各時刻における収束計算は SOR 法を用いた.

境界条件は以下のように与えた. 上流端では, 観測値より与えられる流量を Manning 則に従って, 横断方向の水深の 5/3 乗に比例するように配分し, 下流端では, 観測で得られた水位を与えた. 各物質濃度に関しては, 上流端では観測で得られた濃度を用い, 下流短端では流れが順流の時は物質濃度の流下方向勾配をゼロとして, 流れが逆流の時は観測から得られた下流端での物質濃度を与えた.

潮汐に応じて移動する水陸境界部では, 境界と判定された地点において周辺計算格子との水位勾配を算出し, 水位勾配と底面せん断力が釣り合うように流量フラックスを算出した.

初期条件は以下のように与えた. 河道中央部の水位は, 計算下流端の水位を計算区間の平均的な河床勾配に沿って上流方向に延長して与え, 横断方向には各横断面内の河道中央部の水位と等しく与えた. 初期流量フラックスの流下方向成分については, 各横断面内において計算初期の流入流量 Q_{in} を Manning 則に従って水深の 5/3 乗に比例するように配分し, 流量フラックスの横断方向成分はゼロとした. 初期の物質濃度は観測で得られた上流端および下流端の物質濃度を線形補間で与えた. なお, これらの初期値を用い計算期間の一潮汐前から計算を行った.

b) 地下水流動モデル

リチャーズの式の移流項については一次精度の風上差分, 拡散項に関しては二次精度の中央差分をそれぞれ用いた. 時間積分には Euler の完全陰解法を用い, 各時刻における収束計算は SOR 法を用いた.

境界条件は地表面では河川・海水流動計算から得られた水深を用いて, 水面上では開放条件 ($\partial^2 h / \partial x^2 = 0$) 水面下では静水圧分布を仮定した圧力ポテンシャルを与えた. また, 地底面では全ポテンシャル (圧力ポテンシャル + 重力ポテンシャル) 勾配をゼロとした. 側面境界条件には観測で得られた地下水位データを用いた. 初期条件は静止平衡状態とした.

(6) 計算条件

解析に用いた計算格子および計算対象とした沖縄県石垣島名蔵川河口域の地図を図-2 に示す (鉛直方向の計算格子サイズは 10 倍している). 計算対象域は沿岸域との境界である名蔵大橋から上流の取水堰までの約 2.5km 区間とした. ラグーンに関

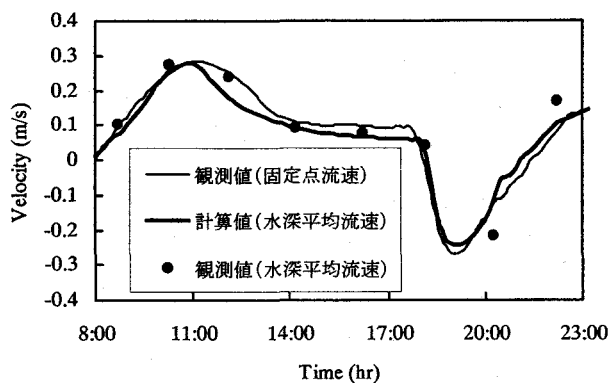


図-3 Stn.Bにおける流下方向流速の観測値と計算値の比較

しては主な流路となる部分のみを計算対象域とした。計算は2001/7/20 4:00~23:00 および 2001/7/22 4:00~23:00 の大潮期を対象として行った。

3. 計算結果及び考察

(1) 河川・海水流動

図-3に2001/7/22 8:00~23:00にかけてのStn.Bにおける観測から得られた流下方向流速と計算より得られた水深平均の流下方向流速の時系列変化の比較を示す。観測で得られた時系列変化は河床から約30cmの固定点で計測されているため、2時間毎の断面流速分布の計測から得られたStn.Bにおける水深平均流速も同時に示す。また、Stn.Bおよび左岸の林内における水位の時系列変化についても観測値と計算値を比較した(図-4)。Stn.Bにおける流下方向の水深平均流速は観測値と計算値はよく一致しているが、計算から得られたStn.Bにおける水深の潮汐変動は観測値に比べていくらか小さい

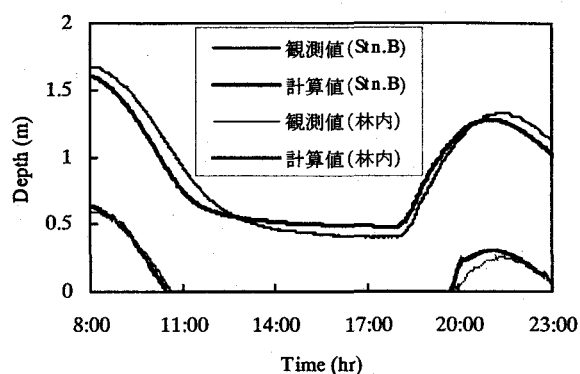


図-4 Stn.Bおよび林内における水深の観測値と計算値の比較

値を示している。しかし、計算で得られた左岸の林内での水深は観測値と非常に良く一致しており、本計算はマングローブ林内への海水の氾濫過程を良く再現できている。

図-5に詳細な地形データが得られている河口からStn.Aまでの区間における水深平均流速分布および水際線を示す。図-5(a)は上げ潮時の流況を示しており、マングローブ林内への海水の氾濫が見られるが、林内では植生抵抗が大きいため河川内に較べて上げ潮流速が極端に小さくなっている。図-5(b)は下げ潮時の流況を示している。Stn.B付近およびその200m上流の右岸のマングローブ林内には標高が低く、マングローブ林内に小水路が形成されている部分が見られ、林内の大部分が干出する引き潮時においてもこれらの小水路から河川内へ向かう流れがあることがわかる。マングローブ林と河川内の物質交換にはマングローブ林内の小水路といった微細な地形による流れが大きく影響することがわかっており、本計算では詳細な地

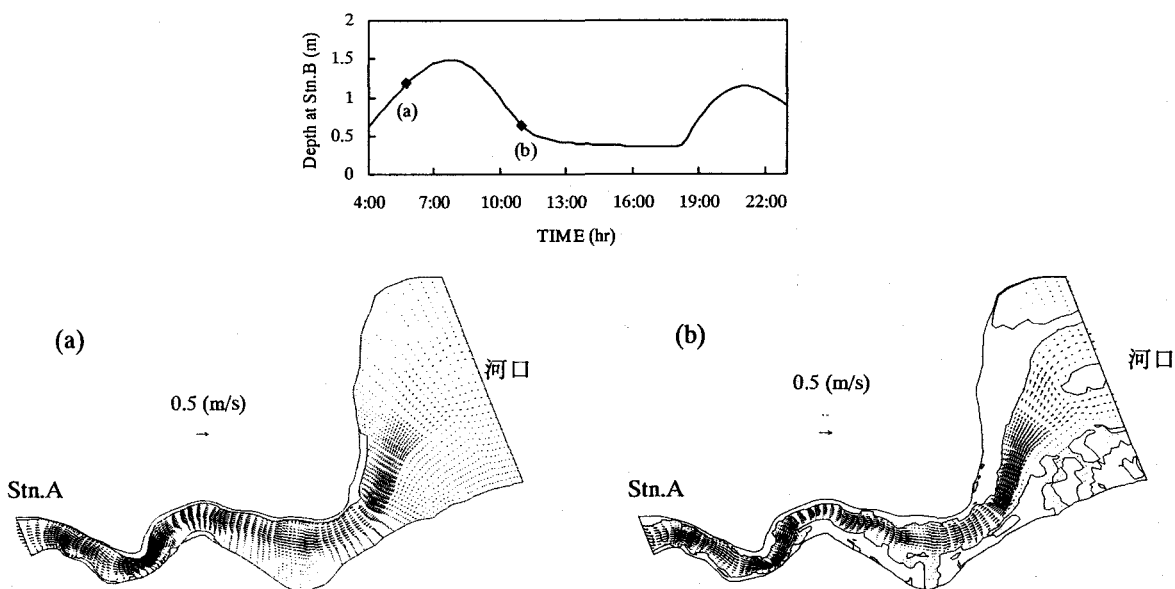


図-5 上げ潮時(a)および下げ潮時(b)における水深平均流速分布および水際線

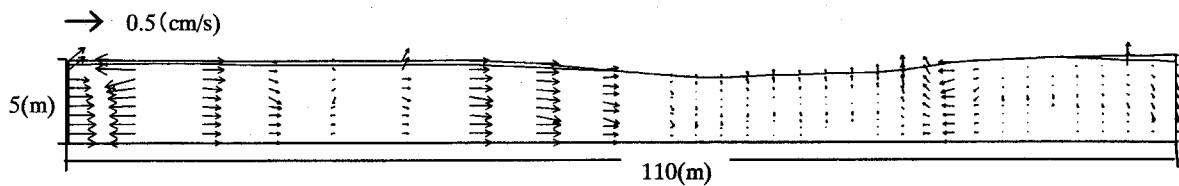


図-6 干潮時のStn.Bの断面における地下浸透流流速分布および地下水面

形データを用いることによってそのような流れも再現できている。

(2) 地下浸透流による底面からの栄養塩供給

図-6 に地下水流動の計算から得られた 2001/7/20 17:00 (干潮時) の Stn.B の断面における地下浸透流の流速分布および地下水位面を示す。河川側岸部および河床表層付近において鉛直上向きの流れが見られ、またマングローブ林内から河川への比較的強い流れが生じているのがわかる。図-7 に計算から得られた 2001/7/20 4:00~23:00 における Stn.B の河床表層における鉛直上向き方向の地下浸透流流速および Stn.B における水深の潮汐変化を示す。満潮時には鉛直下向きの強い流れが生じ、干潮時には 10:00~19:00 の長い間にわたって弱い鉛直上向きの流れが生じていることがわかる。

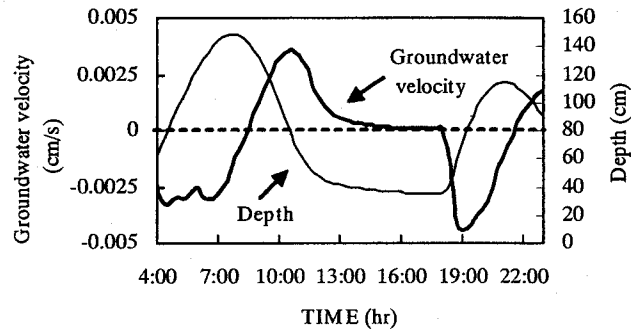


図-7 Stn.Bの河床付近の鉛直上向き流速および水深の潮汐変化

マングローブ林内土壌では高濃度の栄養塩が存在し、それらの栄養塩が引き潮時に図-6 において見られたような比較的強い地下浸透流によってマングローブ林内から河川内に供給されていると考

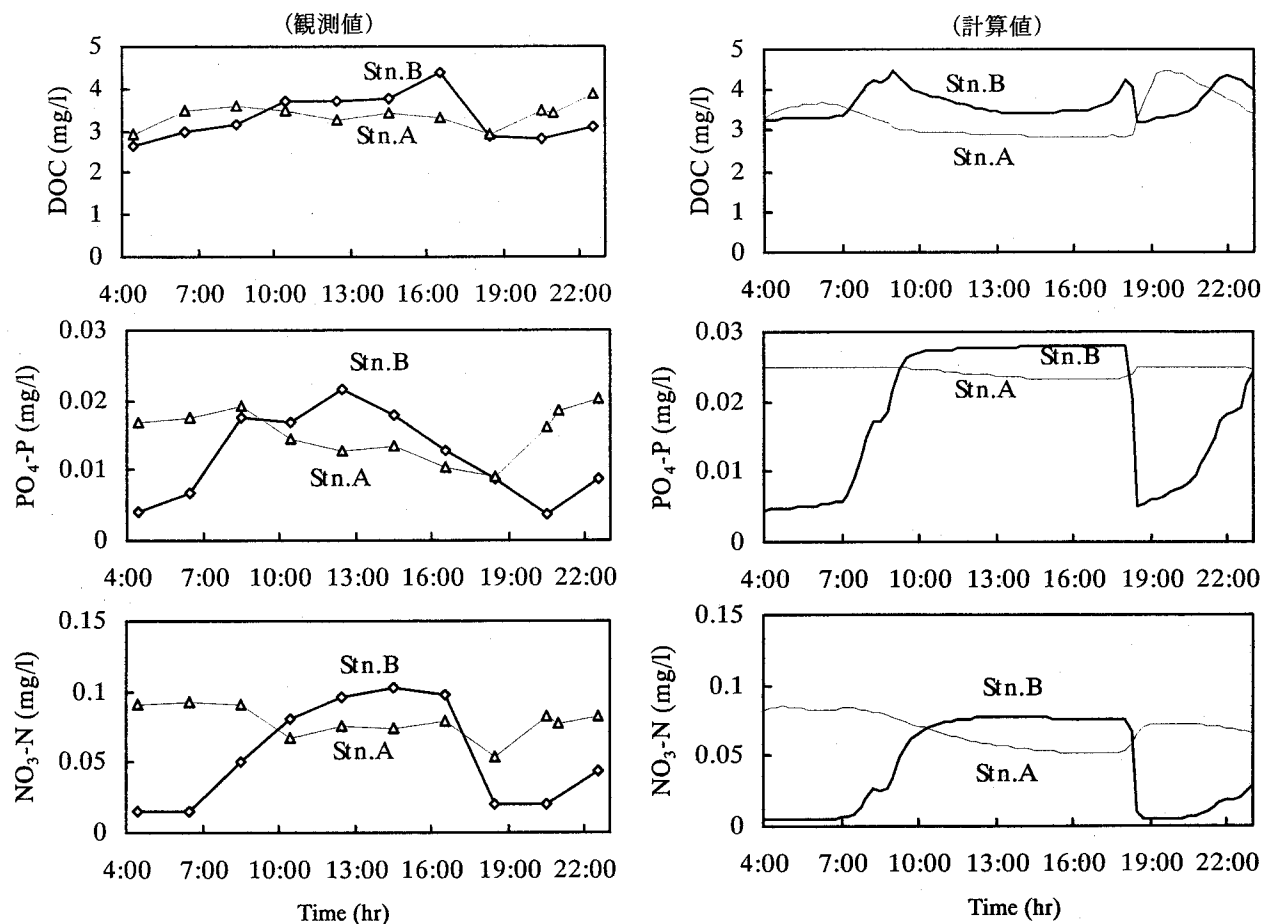


図-8 Stn.AおよびStn.Bにおける栄養塩濃度の観測値と計算値の比較

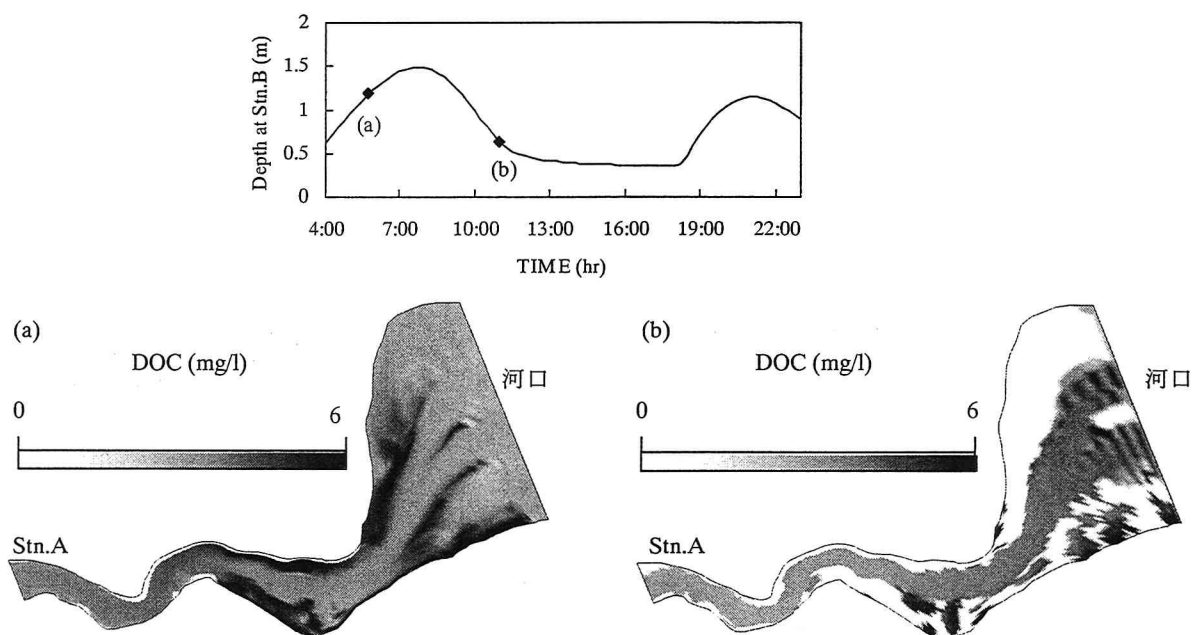


図-9 上げ潮時(a)および下げ潮時(b)におけるDOC濃度の空間分布

えられる。そのため、河床表層付近での栄養塩濃度は河川内に較べて高く、干潮時には河床付近の鉛直上向きの流れによって河川内への栄養塩供給が行われる。そこで、本計算では、実測によって得られた河床間隙水中の栄養塩濃度と計算から得られた河床付近での鉛直上向き流速を用いて、干潮時の底質から河川への栄養塩供給を見積もり、モデル内に取り入れた。

(3) 河川内の栄養塩濃度

図-8にStn.AおよびStn.BにおけるDOC, $\text{PO}_4\text{-P}$, $\text{NO}_3\text{-N}$ 濃度の潮汐変化についての計算値と観測値の比較を示す。本計算では、それぞれの物質の潮汐変化の傾向はおおむねよく再現されており、また、干潮時にはマングローブ林からの栄養塩供給によって下流に位置するStn.Bの濃度が上流のStn.Aより高くなるという傾向も観測同様にみられる。図-9に上げ潮時および下げ潮時の河口からStn.Aまでの区間でのDOC濃度の空間分布を示す。DOCに関しては上げ潮時に海水の氾濫によって、マングローブ林内で底泥からDOCの溶出が起これ、その結果、DOC濃度の高い水塊が引き潮時に河口に輸送されていることがわかる。

これらのことから、本モデルはマングローブ水域での潮汐による栄養塩の挙動をよく再現しており、本モデルを用いてマングローブ水域での物質循環を把握することが可能であると考えられる。

4. 結論

本研究では、地下浸透流による底面からの物質の供給を考慮したマングローブ水域における物質

循環モデルを構築した。本モデルを用いて現地河川における栄養塩濃度の潮汐変化について再現計算を行ったところ、本モデルはマングローブ水域での潮汐による栄養塩の挙動をおおむね再現可能であることがわかった。

謝辞：本研究は日本学術振興会科学研究費補助金基盤研究(A)(2)(課題番号：11305035, 研究代表者：池田駿介), 並びに同萌芽的研究(課題番号：11875104, 研究代表者：池田駿介)の補助を受けている。

参考文献

- 1) 赤松良久・池田駿介・中嶋洋平・戸田祐嗣：マングローブ水域における小潮期の有機物・栄養塩輸送-地下浸透流に着目して-, 土木工学論文集, No. 712/II-60, pp. 175-186, 2001.
- 2) 長田信寿：一般曲線座標系を用いた平面2次元非定常流れの数値計算, 水工学における計算機利用の講演会講義集, pp. 45-72, 1999.
- 3) 中田喜三郎：生態系モデル-定式化と未知のパラメータの推定法-, J. Adv. Mar. Tec. Conf, Vol. 8, pp99-138, 1993.
- 4) Uchiyama, Y., Nadaoka, K., Rolke, P., Adachi, k., and Yagi, H.: Submarine groundwater discharge into the sea and associated nutrient transport in a sandy beach, Water Resources Research, Vol. 36, No. 6, 1467-1479, 2000.
- 5) 谷誠：一次元鉛直不飽和浸透によって生じる水面上昇の特性, 日本林学会誌, Vol. 64, pp. 409-418, 1982.

(2002. 9. 30受付)