土木学会論文集 No. 768／II-68, 193-208, 2004. 8

マングローブ水域における物質循環

赤松良久[1]・池田駿介[2]

[1]正会員　博士(工)　日本学術振興会特別研究員　東京工業大学大学院　総合理工学研究科環境理工学創造専攻　(〒226-8502　神奈川県横浜市緑区長津田町4259)
[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2-12-1)

マングローブ水域における物質循環機構を理解するために，物質循環シミュレーションモデルを構築した．本モデルでは底質中の地下浸透流場の解析もモデル内に取り込み，底質と表層水の間での溶存態物質のやり取りも考慮した．本モデルによって現地河川における潮汐による溶存態の有機物・栄養塩の挙動をおおむね再現可能であり，本モデルを用いた数値解析の結果，大潮期のマングローブ水域から沿岸域への溶存態の有機物・栄養塩の供給量は小潮期に較べて2～5倍程度であることが明らかになった．

Key Words *: mangrove, material cycling, numerical simulation, nutrient, ecosystem modeling*

1. はじめに

東南アジアや我が国の亜熱帯諸島の河口域にはマングローブ水域が形成され，また，海域には珊瑚礁が存在し，豊かな水界生態系が築かれている．近年，樹林の伐採やマングローブ水域の埋め立てによって，マングローブ樹林が世界規模で減少しており，ここ50年で半減したとの報告もある．したがって，マングローブ樹林の適切な保護・育成が必要となっている．

マングローブ水域ではマングローブ樹林とその周囲の生物活動により供給される有機物・栄養塩がラグーンや沿岸域に輸送され，また，水界生物活動に不可欠な溶存酸素が沿岸域から輸送されている．したがって，マングローブ水域で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． Boto and Bunt[1]や Wattayakorn et al.[2]は生物化学的立場からマグローブ水域と外海の間での栄養塩・有機物質の収支を潮汐の変化との対応で調べているが，マングローブ水域における物質循環機構の検討には至っていない．

そこで，本研究では，マングローブ水域における物質循環シミュレーションモデルを構築し，マングローブ水域における物質循環機構について検討する．本モデルでは，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する．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いるため[3]，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する．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するとともに，本モデルを用いて，大潮，小潮といった潮汐の違いがマングローブ水域における物質循環に及ぼす影響について検討する．

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

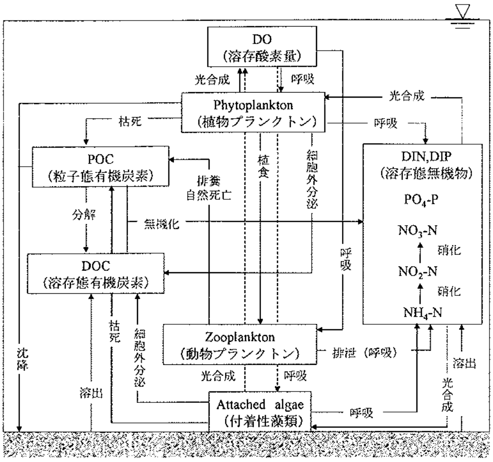

図-1 マングローブ水域の物質循環モデル

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．また，本計算では熱収支に関しても現地観測における水温を用いてモデル内に取り込んでいる[4)]．

(2) 河川・海水流動モデル

河口に位置するマングローブ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ブ水域の水深は小さく，強混合型の河川である．したがって，マングローブ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[5)]．河床せん断力はマニング則より与え，マングローブ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[5)]．流れに関する基礎方程式系を以下に示す[5)]．

・連続式

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

・運動方程式

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

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

ここに，h：水深，(ξ_x, η_x, ξ_y, η_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，τ_b^{ξ}, τ_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．

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

ここに，C^*：水深平均物質濃度，ε_{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・消滅項の詳細を以下に示す．

a) 河床付着性藻類

付着藻類の種分析の結果，この水域ではアオサ藻が圧倒的に優先している．したがって，本モデルでは単一種の付着藻類のみを考える．

付着藻類現存量A(mgC/m^3)の時間変化は以下のように表される．

$$\frac{dA}{dt}=\mu_A A-h_A A-k_{ae}A \tag{5}$$

ここに，μ_A：藻類の比増殖速度 (s^{-1})，h_A：藻類の剥離速度 (s^{-1})，k_{ac}：代謝速度 (s^{-1}) である．右辺第１項は光合成による増殖，第２項は剥離による減少，第３項は代謝・分解に伴う減少を表している．

比増殖速度は日射量，栄養塩濃度による制約を受けるものとし，その制約はMonod型に従う（川島・鈴木[6]）として

$$\mu_A=\frac{L_b}{L_S+L_b}\frac{NH_4}{NH_{4S}+NH_4}\frac{PO_4}{PO_{4S}+PO_4}\mu_{A\max}1.047^{(T-20)} \tag{6}$$

で表す．

ここに，L_b：河床日射量 (W/m^2)，NH_4：アンモニア態窒素濃度(mg/m^3)，PO_4：リン酸態リン濃度(mg/m^3)，L_S：日射量に関する半飽和定数 (W/m^2)，NH_{4S}：アンモニア態窒素濃度の半飽和定数(mg/m^3)，PO_{4S}：リン酸態リン濃度の半飽和定数 (mg/m^3)，$\mu_{A\max}$：藻類の最大比増殖速度 (s^{-1})，T：水温 (℃) である．ここで，窒素に関してはマングローブ水域の水中にアンモニウム塩が多量に存在し[3]，藻類・植物プランクトンはアンモニウム塩を好んで摂取することから[7]，アンモニア態窒素のみの影響を考慮した．水温が一次生産速度に与える影響については，指数型の関数で表現している．

河床日射量は懸濁態物質による散乱・吸光を考慮して（川島・鈴木[8]）

$$L_b=L\exp\{-(0.28SS+0.68)h\} \tag{7}$$

と表される．ここに，SS：懸濁態物質濃度 (mg/m^3)，h：水深 (m)，L：水中に透過する日射量 (W/m^2) である．

代謝速度は溶存酸素量を制約因子とし，その制約はMonod型に従う（川島・鈴木[6]）ものとして次式で表す．

$$k_{ae}=\frac{DO}{DO_S+DO}k_{ae\max}1.047^{(T-20)} \tag{8}$$

ここに，$k_{ae\max}$：最大代謝速度 (s^{-1})，DO：溶存酸素量 (mg/m^3)，DO_S：代謝に関する溶存酸素量の半飽和値 (mg/m^3) である．

b) 植物プランクトン

一般的に，我が国の南西諸島や東南アジア等の亜熱帯から熱帯地方に位置するマングローブ水域における浮遊性の植物プランクトンは少ない．本観測対象域においても Navicula sp. や Nitschia sp. 等のような付着性の種類が多かったことから，河川水の影響が比較的強いことがわかる．植物プランクトンに関しては絶対量が少なく珪藻が優先していることから，単一種と仮定し，珪藻のみについて考慮する．

植物プランクトン P(mgC/m^3) の時間変化は以下のように表される．

$$\frac{dP}{dt}=\mu_P P-v_{er}P-k_{ae}P-\frac{P}{P+POC}\mu_Z Z-mP^2-w_P P \tag{9}$$

ここに，μ_P：比増殖速度 (s^{-1})，v_{cr}：細胞外分泌速度 (s^{-1})，k_{ae}：呼吸速度 (s^{-1})，μ_Z：動物プランクトンによる摂食速度 (s^{-1})，POC：粒子態有機炭素濃度 (mgC/m^3)，m：定数 ($(mgC/m^3)^{-1}\cdot s^{-1}$)，$w_p$：植物プランクトンの沈降速度 ($s^{-1}$) である．右辺第１項は光合成による増殖，第２項は細胞外分泌による減少，第３項は呼吸による減少，第４項は動物プランクトンによる摂食，第５項は枯死，第６項は沈降を表す．

比増殖速度は付着藻類と同様に以下のように表される．

$$\mu_P=\frac{L_{bs}}{L_S+L_{bs}}\frac{NH_4}{NH_{4S}+NH_4}\frac{PO_4}{PO_{4S}+PO_4}\mu_{P\max}1.047^{(T-20)} \tag{10}$$

ここに，μ_{Pmax}：植物プランクトンの最大比増殖速度 (s^{-1}) である．また，L_{bs} に関しては式 (7) を水深方向に積分したものを水深 h で割り算出した．

呼吸速度は温度の関数として以下のように表される．

$$k_{ae}=k_{ae0}\exp(\beta_{kae}T) \tag{11}$$

ここに，k_{ae0}：0℃における最大呼吸速度 (s^{-1})，β_{kae}：温度係数 (℃$^{-1}$) である．

植物プランクトンの細胞外分泌速度は細胞中のクロロフィルa量の影響を受けて以下のように表される (Watt[9])．

$$v_{er}=0.135\exp\{-0.00201\,\alpha_{[chla:CP]}P\} \tag{12}$$

ここに，$\alpha_{[Chla:CP]}$：植物プランクトン中のクロロフィルaの組成比である．

動物プランクトンによる摂食速度に関しては，一般に餌料のろ過速度や水中の餌料濃度の関数であることが古くから知られており（Marshall and Orr[10]），また，餌料濃度がある値以下になると摂餌が行われなくなるような閾値が存在する．そこで，これらのことを考慮して，動物プランクトンによる摂食速度を以下のように表す（中田[11]）．

$$\mu_Z=\mu_{Z0}e^{\beta_{ZP}T}[1-\exp\{\lambda(\eta^*-P-POC)\}]Z \tag{13}$$

ここに，μ_{Z0}：0℃における最大摂食速度(s^{-1})，β_{ZP}：温度係数(℃$^{-1}$)，λ：Ivlev 定数，$\eta*$：閾値，Z：動物プランクトン濃度(mgC/m^3)である．

c) 動物プランクトン

動物プランクトン Z(mgC/m^3)の時間変化は以下のように表される．

$$\frac{dZ}{dt}=\frac{P}{P+POC}\mu_Z Z+\frac{POC}{P+POC}\mu_Z Z -(1-e)\mu_Z Z-\mu_{ze}Z-\delta Z^2 \quad (14)$$

ここに，μ_Z：植物プランクトンの摂食速度(s^{-1})，e：動物プランクトンの同化効率，μ_{ze}：全呼吸速度速度(s^{-1})，δ：自然死亡に関する定数である．右辺第１項は植物プランクトンの摂食，第２項は粒子態有機物の摂食，第３項は排糞，第４項は排泄，第５項は自然死亡を表す．

このモデルでは呼吸を基礎代謝量と摂食活動に伴うエネルギーの消費量の和として表す．従って，全呼吸速度は以下のようになる．

$$\mu_{ze}=k_{ze0}\exp(\beta_{kze}T)+\zeta\mu_Z \quad (15)$$

ここに，k_{ze0}：0℃における最大呼吸速度(s^{-1})，β_{kze}：温度係数(℃$^{-1}$)，ζ：定数である．

d) 粒子態有機炭素（POC）

POC(mg/m^3)濃度の時間変化は以下のように表される．

$$\frac{dPOC}{dt}=mP^2+\delta Z^2+(1-e)\mu_z Z-\frac{POC}{P+POC}\mu_Z Z -v_{POC}POC-\kappa v_{POC}POC-w_{POC}POC \quad (16)$$

ここに，v_{POC}：細菌による分解速度(s^{-1})，κ：デトリタスの直接無機化に対する余剰物生成の割合，w_{POC}：粒子態有機物の沈降速度である．右辺第１項は植物プランクトンの枯死，第２項は動物プランクトンの自然死亡，第３項は動物プランクトンの排糞，第４項は動物プランクトンの粒子態有機物の摂食，第５項は細菌による粒子態有機物の分解，第６項は粒子態有機物の分解余剰物の生成，第７項粒子態有機物の沈降を表す．

細菌による分解速度は水温と溶存酸素量に依存し，以下のように表される．

$$v_{POC}=k_{poc0}\exp(\beta_{kpoc}T)\frac{DO}{DO_{Spoc}+DO} \quad (17)$$

ここに，k_{poc0}：0℃における最大分解速度(s^{-1})，β_{kpoc}：温度係数(℃$^{-1}$)，DO_{Spoc}：細菌による粒子態有機物の分解に関する溶存酸素量の半飽和値(mg/m^3)である．

e) 溶存態有機炭素（DOC）

DOC(mg/m^3)濃度の時間変化は以下のように表される．

$$\frac{dDOC}{dt}=v_{er}P+\kappa v_{POC}POC-v_{DOC}DOC+v_{fDOC}/h \quad (18)$$

ここに，v_{DOC}：溶存態有機物の無機化速度(s^{-1})，v_{fDOC}：底質からの DOC フラックス(mg/m^2/s)，h：水深(m)である．右辺第１項は植物プラントンの細胞外分泌，第２項は粒子態有機物からの分解余剰，第３項は溶存態有機物の無機化，第４項は底質からの DOC フラックスを表す．

細菌による溶存態有機物の無機化速度は以下のように表される．

$$v_{DOC}=k_{doc0}\exp(\beta_{kdoc}T)\frac{DO}{DO_{Sdoc}+DO} \quad (19)$$

ここに，k_{doc0}：0℃における最大分解速度(s^{-1})，β_{kdoc}：温度係数(℃$^{-1}$)，DO_{Spoc}：細菌による溶存態有機物の分解に関する溶存酸素量の半飽和値(mg/m^3)である．

f) リン酸態リン（PO_4-P）

PO_4(mg/m^3)濃度の時間変化は以下のように表される．

$$\frac{dPO_4}{dt}=-\alpha_{[P:CP]}(\mu_P P+\mu_A A)+\alpha_{[P:CZ]}v_{ze}Z +\alpha_{[P:CP]}(\mu_Z Z+mP^2)+\alpha_{[P:POC]}v_{POC}POC +\alpha_{[P:DOC]}v_{DOC}DOC+v_{fPO_4}/h \quad (20)$$

ここに，$\alpha_{[P:CP]}$：河床付着性藻類および植物プランクトン中のリンの組成比，$\alpha_{[P:CZ]}$：動物プランクトン中のリンの組成比，$\alpha_{[P:POC]}$：粒子態有機物中のリンの組成比，$\alpha_{[P:DOC]}$：溶存態有機物中のリンの組成比，v_{fPO4}：底質からの PO_4 フラックス(mg/m^2/s)である．右辺第１項は河床付着性藻類および植物プランクトンの光合成によるリン酸態リンの消費，第２項は動物プランクトンの排泄による生成，第３項は動物プランクトンによる摂食からの回帰および植物プランクトンの枯死による生成，第４項は細菌による粒子態有機物の分解による生成，第５項は溶存態有機物の無機化による生成，第６項は底質からの PO_4 フラックスを表す．

g) アンモニア態窒素（NH_4-N）

NH_4(mg/m^3)濃度の時間変化は以下のように表される．

$$\frac{dNH_4}{dt}=-\alpha_{[N:CP]}(\mu_P P+\mu_A A)+\alpha_{[N:CZ]}v_{ze}Z +\alpha_{[N:CP]}(\mu_{ZP}Z+mP^2)+\alpha_{[N:POC]}v_{POC}POC +\alpha_{[N:DOC]}v_{DOC}DOC-v_{NH_4}NH_4+v_{fNH_4}/h \quad (21)$$

ここに，$\alpha_{[N:CP]}$：河床付着性藻類およびお植物プランクトン中の窒素の組成比，$\alpha_{[N:CZ]}$：動物プランクトン中の窒素の組成比，$\alpha_{[N:POC]}$：粒子態有機物中の窒素の組成比，$\alpha_{[N:DOC]}$：溶存態有機物中の窒素の組成比，v_{NH4}：アンモニア態窒素の硝化速度(s^{-1})，v_{fNH4}：底質からのNH_4フラックス(mg/m^2/s)である．右辺第1項は河床付着性藻類および植物プランクトンの光合成によるアンモニア態窒素の消費，第2項は動物プランクトンの排泄による生成，第3項は植物プランクトンの動物プランクトン・ベントスによる摂食からの回帰，植物プランクトンの枯死による生成，第4項は細菌による粒子態有機物の分解による生成，第5項は溶存態有機物の無機化による生成，第6項はアンモニアから亜硝酸への硝化，第7項は底質からのNH_4フラックスを表す．

アンモニアの硝化速度は次式のように表される．

$$v_{NH4} = k_{nh4}(\beta_{knh4}T)\frac{DO}{DO_{Snh4}+DO} \tag{22}$$

ここに，k_{nh4}：最大硝化速度(s^{-1})，β_{knh4}：温度係数(℃$^{-1}$)，DO_{Snh4}：アンモニアの硝化に関する溶存酸素量の半飽和値(mg/m^3)である．

h) 亜硝酸態窒素（NO_2-N）

NO_2(mg/m^3)濃度の時間変化は以下のように表される．

$$\frac{dNO_2}{dt} = v_{NH_4}NH_4 - v_{NO_2}NO_2 \tag{23}$$

ここに，v_{NH4}：アンモニア態窒素の硝化速度(s^{-1})，v_{NO2}：亜硝酸態窒素の硝化速度(s^{-1})であり，右辺第1項はアンモニアから亜硝酸への硝化による生成，第2項は亜硝酸か硝酸への硝化による減少を表す．

亜硝酸の硝化速度は次式のように表される．

$$v_{NO2} = k_{no2}(\beta_{kno2}T)\frac{DO}{DO_{Sno2}+DO} \tag{24}$$

ここに，k_{no2}：最大分解速度(s^{-1})，β_{kno2}：温度係数(℃$^{-1}$)，DO_{Sno2}：亜硝酸の硝化に関する溶存酸素量の半飽和値(mg/m^3)である．

i) 硝酸態窒素（NO_3-N）

NO_3(mg/m^3)濃度の時間変化は以下のように表される．

$$\frac{dNO_3}{dt} = v_{NO_2}NO_2 \tag{25}$$

ここで，右辺第1項は亜硝酸の硝化による生産を表す．

j) 溶存酸素量（DO）

溶存酸素量(mg/m^3)の時間変化は以下のように表される．

$$\begin{aligned}\frac{dDO}{dt} = {} & \alpha_{[DO:CP]}\mu_P P - \alpha_{[DO:CP]}k_{pe}P - \alpha_{[DO:CZ]}v_{ze}Z \\ & - \alpha_{[DO:POC]}v_{POC}POC - \alpha_{[DO:DOC]}v_{DOC}DOC \\ & - \alpha_{[DO:NH_4]}v_{NH_4}NH_4 - \alpha_{[DO:NO_2]}v_{NO_2}NO_2 \\ & - v_{fDO}/h - K_a(DO_s - DO)\end{aligned} \tag{26}$$

ここに，$\alpha_{[DO:CP]}$：光合成による酸素放出率，$\alpha_{[DO:CZ]}$：酸素量と動物プランクトンの呼吸による酸素消費率，$\alpha_{[DO:POC]}$：粒子態有機物の分解による酸素消費率，$\alpha_{[DO:DOC]}$：溶存態有機物の無機化による酸素消費率，$\alpha_{[DO:NH4]}$：アンモニア態窒素の硝化による酸素消費率，$\alpha_{[DO:NO2]}$：亜硝酸態窒素の硝化による酸素消費率，v_{fDO}：底泥の酸素消費速度(mg/m^2/s)，K_a：再曝気係数(m/s)，DO_S：飽和溶存酸素量(mg/m^3)を表す．右辺第1項は光合成による生産，第2項は植物プランクトンの呼吸による消費，第3項は動物プランクトンの呼吸による消費，第4項は粒子態有機物の分解による酸素消費，第5項は溶存態有機物の無機化による酸素消費，第6項はアンモニア態窒素の硝化による酸素消費，第7項は亜硝酸態窒素の硝化による酸素消費，第8項は底泥の酸素消費，第9項は再曝気を表す．

底泥の酸素消費速度は次式のように表される．

$$v_{fDO} = k_{B0}\exp(\beta_{kB}T) \tag{27}$$

ここに，k_{B0}：0℃における単位面積当たりの酸素消費速度(s^{-1})，β_{kB}：温度係数(℃$^{-1}$)である．

再曝気係数は，広範なFr数（0.1～1.0）での再曝気係数の実験値（Benett and Rathbum[12]）をエネルギー勾配Iと水深h (m)で回帰して以下の式で与えた．

$$K_a = 0.13 I^{0.62} h^{0.74} \tag{28}$$

(4) 底面からの有機物・栄養塩フラックス

干潮域では引き潮時に河床面で湧き出し流が生じ，それに伴い，間隙水中の有機物・栄養塩が表層水に輸送されると考えられる．そこで，モデルでは底面からの有機物・栄養塩の供給を従来のモデルで取り扱われる溶出と移流による輸送の合計であるとした．溶存態有機炭素，リン酸態リン，アンモニア態窒素に関して式(17)，(19)，(20)中の底質からのフラックスは以下のように表される．

$$\begin{aligned} v_{fDOC} &= w_G DOC^* + v_{eDOC} \\ v_{fPO_4} &= w_G PO_4^* + v_{ePO_4} \end{aligned} \tag{29}$$

表-1 有機物・栄養塩の溶出速度

Location	Elusion rate ($mg/m^2/day$)		
	DOC	PO_4-P	NH_4-N
River	276	2.6	1.45
Right bank	438	16.2	4.45
Left bank	560	2.9	0.73

$$v_{fNH_4} = w_G NH_4^* + v_{eNH_4}$$

ここに，w_G: 底面での湧き出し流速(m/s), DOC^*, PO_4^*, NH_4^* : 底質表層の間隙水中の溶存態有機炭素，リン酸態リン，アンモニア態窒素濃度，v_{eDOC}, v_{ePO4}, v_{eNH4} : 溶存態有機炭素，リン酸態リン，アンモニア態窒素の溶出速度である．

溶存態有機炭素，リン酸態リン，アンモニア態窒素の溶出速度は現地土壌を用いた実験から得られた値を用いる（表-1）．また，底面での湧き出し流に関しては地下浸透流場の計算結果を用いる．底質表層の間隙水中の溶存態有機炭素，リン酸態リン，アンモニア態窒素濃度に関しては，本来，底質中の物質輸送モデルを構築し見積もるべきであるが，土壌中での溶存態の物質の挙動は土粒子への吸着・放出等を考慮する必要があり，モデル化は非常に困難である．そこで，本研究では現地観測で得られた底質表層の間隙水中の溶存態有機炭素，リン酸態リン，アンモニア態窒素濃度を用いることとする．図-2 に一潮汐間の観測対象域の右岸・左岸マングローブ林内および河川内における底質表層の間隙水中の溶存態有機炭素，リン酸態リン，アンモニア態窒素濃度の潮汐変化を示す．溶存態有機炭素，リン酸態リン，アンモニア態窒素ともに一潮汐にわたって潮汐に対応した大きな変化はないことがわかる．

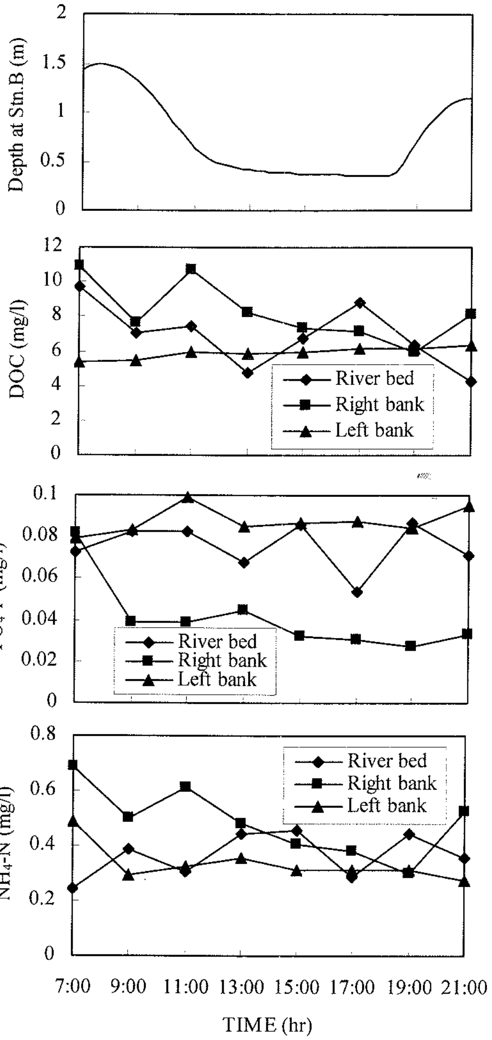

図-2 底質表層の間隙水中の有機物・栄養塩濃度の潮汐変化

(5) 地下水流動モデル

地下水流動に関する基礎方程式はリチャーズ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)上で記述されたリチャーズ式を以下に示す．

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial h} + \beta_0 S\right)\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x}\left(K_x \frac{\partial h}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y}\left(K_y \frac{\partial h}{\partial y}\right) + \frac{\partial}{\partial z}\left[K_z\left(\frac{\partial h}{\partial z} + \frac{\rho}{\rho_f}\right)\right] \quad (30)$$

ここに，θ: 体積含水率，h: 圧力ポテンシャル，S: 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．

$$\beta_0 = \begin{cases} 0 & \cdots \text{ unsaturated} \\ 1 & \cdots \text{ saturated} \end{cases} \quad (31)$$

なお，不飽和透水係数と体積含水率の関係は Brooks-Corey 式[13]を，体積含水率と圧力ポテンシャルとの関係は谷の式[14]を用いた．

$$K = K_s\left[\frac{(\theta - \theta_r)}{(\theta_s - \theta_r)}\right]^3 \quad (32)$$

$$\frac{(\theta - \theta_r)}{(\theta_s - \theta_r)} = \left(\left|\frac{h}{h_0}\right| + 1\right)\exp\left(\left|\frac{h}{h_0}\right|\right) \quad (33)$$

ここに，θ_s：飽和含水率，K_s：飽和透水係数を示し，また，θ_r：不飽和状態での残留含水率，h_0：比水分容量$\partial\theta/\partial h$の最大値を与える圧力水頭である．飽和透水係数$K_s$，飽和含水率$\theta_s$は現地土砂の測定から得られた値を用いる．式(30)の指数値についてはIrmay[15]による理論式（=3.0）を，θ_rは井内・柿沼[16]と同様に1.0×10^{-3}を用いた．地下浸透流の計算に用いたパラメータを**表-2**にまとめて示す．

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．

(6) 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マニング則に従って，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る．各物質濃度に関しては，上流端境界においては観測から得られた上流端での各物質濃度の平均的な値を，下流端境界では流れが下げ潮の時は各物質濃度の流下方向勾配をゼロとして，流れが上げ潮の時は観測から得られた下流端での各物質濃度の平均的な値を用いた．溶存酸素量および水温については上流端および下流端における観測から得られた連続データを用いた．各物質濃度（植物プランクトン，動物プランクトン，粒子態有機炭素，溶存態有機炭素，リン酸態リン，アンモニア態窒素，硝酸態窒素，亜硝酸態窒素）の境界条件を**表-3**に示す．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[5]．

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}をマニング則に従って水深の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．初期の各物質濃度は観測で得られた上流端および下流端の各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．

表-2 地下浸透流の計算に用いたパラメータ

Parameter		Value
S		1.0×10^{-3}
K_s(cm/s)	Right bank	1.09×10^{-2}
	Riverbed	3.99×10^{-2}
	Left bank	2.93×10^{-2}
ρ_f(g/cm^3)		1.0
ρ_s(g/cm^3)		1.025
θ_s	Right bank	0.42
	Riverbed	0.33
	Left bank	0.38
θ_r		1.0×10^{-3}
m		3.0
α_L		2.5
α_T		0.5
ψ_0		-60

(7) 計算条件

計算は沖縄県石垣島名蔵川河口域を対象として行い，**図-3**に示す計算格子を用いた（水平方向の

表-3 各物質濃度の境界条件

	Zooplankton (mgC/m^3)	Phytoplankton (mgC/m^3)	POC (mg/l)	DOC (mg/l)	PO_4-P (mg/l)	NH_4-N (mg/l)	NO_3-N (mg/l)	NO_2-N (mg/l)
Upstream Boundary	1.0	1	1.2	3.0	1.1×10^{-2}	0.17	5.0×10^{-2}	2.0×10^{-3}
Downstream Boundary	0.1	50	1.0	3.0	0.4×10^{-2}	0.2	4.0×10^{-2}	2.0×10^{-3}

格子スケールはもっとも細かいところで約1mであり，鉛直方向の格子スケールは20～50cmである)．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．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．

計算に用いたパラメータに関しては，感潮域あるいはマングローブ水域特有であると思われる以下のパラメータに関しては実測および他の感潮域での実験値を用いた．その他のパラメータに関しては内湾における生態系モデルにおいて用いられる一般的な値を用いた（中田[11]）．感潮域あるいはマングローブ水域に特有と考えられるパラメータとしては底質の酸素消費速度，粒子態有機炭素の分解速度，溶存態有機炭素の無機化速度，アンモニア態窒素，亜硝酸態窒素の硝化速度が挙げられる．底質の酸素消費速度に関しては溶出実験と平行して行い，マングローブ林内および河川内それぞれの現地土壌から得られた測定値を用いた．粒子態有機炭素の分解速度および溶存態有機炭素の無機化速度は現地から持ち帰った水サンプルを恒温槽で保存し，サンプル中の溶存態有機炭素濃度および粒子態有機炭素濃度を逐次計測することによって算出した値を用いた．アンモニア態窒素および亜硝酸態窒素の硝化速度については二渡ら[20]による河川感潮部の現地試料を用いた実験結果を用い

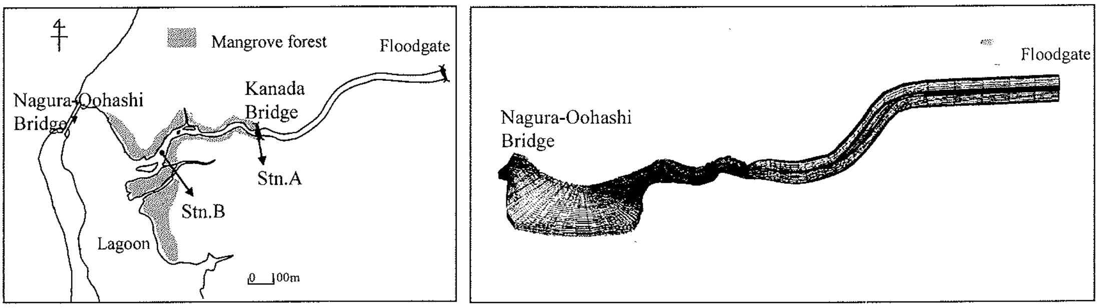

図-3　計算対象域および計算格子

表-4　アンモニア態窒素および亜硝酸態窒素の硝化速度

Clorides(kg/m^3)	k_{nh4} (day^{-1})	k_{no2} (day^{-1})
$C_{Cl} \leqq 0.15$	0.7	0.6
$0.15 < C_{Cl} \leqq 0.36$	$0.6+0.1(0.36-C_{Cl})/0.21$	$0.57+0.03(0.36-C_{Cl})/0.21$
$0.36 < C_{Cl} \leqq 1.1$	0.6	$0.6-0.03(1.1-C_{Cl})/0.74$
$1.1 < C_{Cl} \leqq 3.3$	0.6	$0.56+0.04(3.3-C_{Cl})/2.2$
$3.3 < C_{Cl} \leqq 9.0$	$0.6(9.0-C_{Cl})/5.7$	$0.35+0.21(9.0-C_{Cl})/5.7$
$9.0 < C_{Cl} \leqq 16.0$	0	$0.35+(0.36-C_{Cl})/7.6$
$16.0 < C_{Cl}$	0	0

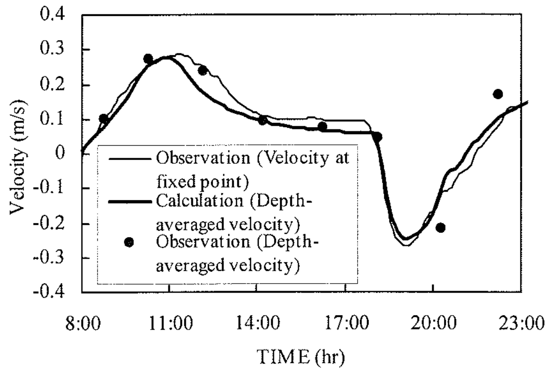

図-4　Stn.Bにおける流下方向流速の観測値と計算値の比較

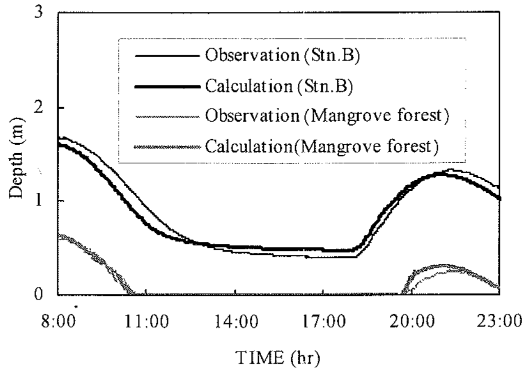

図-5　Stn.Bおよび林内における水深の観測値と計算値の比較

表-5　計算に用いた各パラメータ

Parameter	Definition	Value	Reference
μ_{Amax}	Maximum rate of periphyton growth	0.7 (day^{-1})	川島・鈴木[6]
k_{aemax}	Maximum rate of periphyton respiration	0.1 (day^{-1})	川島・鈴木[6]
h_A	Periphyton exfoliate rate	0.58 (day^{-1})	大橋ら[17], 戸田・池田[18]
L_s	Half saturation constant for insolation	4.0×10^{2} (w/m^2)	Thomas et al.[19]
NH_{4s}	Half saturation constant for ammonium	28(mg/m^3)	中田[11]
PO_{4s}	Half saturation constant for phosphate	5 (mg/m^3)	Thomas et al.[19]
DO_S	Dependency factor on DO of periphyton respiration	5.0×10^{2}(mg/m^3)	川島・鈴木[6]
μ_{Pmax}	Growth rate at 20℃for phtytoplankton	0.7 (day^{-1})	中田[11]
m	Mortality	4.3($(mgC/m^3)^{-1}\cdot s^{-1}$)	中田[11]
k_{ae0}	Respiration rate at 0℃ for phtytoplankton	0.1 (day^{-1})	中田[11]
β_{kae}	Temperature coefficient	0.0524(℃$^{-1}$)	中田[11]
w_{poc}	Sinking rate of POC	0.1728 (m/day)	中田[11]
w_p	Sinking rate of Phytoplankton	0.1728 (m/day)	中田[11]
μ_{Z0}	Maximum grazing reta at 0℃for zooplankton	0.19 (day^{-1})	中田[11]
β_{ZP}	Temperature coefficient	0.0693(℃$^{-1}$)	中田[11]
λ	Ivlev coefficient	6.3×10^{-3} ($(mgC/m^3)^{-1}$)	中田[11]
k_{ze0}	Respiration rate at 0℃ for zooplankton	0.1 (day^{-1})	中田[11]
β_{kze}	Temperature coefficient	0.0637(℃$^{-1}$)	中田[11]
η^*	Clique value	0.01(mgC/m^3)	中田[11]
δ	Natural mortality	50.6($(mgC/m^3)^{-1}\cdot s^{-1}$)	中田[11]
ζ	(Respiration rate－Rest respiration) / (Daily ration)	0.5	中田[11]
k_{poc0}	Decomposition rate of POC at 0℃	1.24×10^{-2} (day^{-1})	中田[11]
β_{kpoc}	Temperature coefficient	0.07(℃$^{-1}$)	中田[11]
DO_{Spoc}	Dependency factor on DO of decomposition rate of POC	0.5×10^{-3}(mg/m^3)	中田[11]
κ	A factor transferred to DOC in the process of decompositon of POC	25 (%)	中田[11]
k_{doc0}	Decomposition rate of DOC at 0℃	4.34×10^{-3} (day^{-1})	中田[11]
β_{kdoc}	Temperature coefficient	0.0693(℃$^{-1}$)	中田[11]
DO_{Sdoc}	Dependency factor on DO of decomposition rate of DOC	0.5×10^{-3}(mg/m^3)	中田[11]
DO_{Snh4}	Dependency factor on DO to Nitrification	0.5×10^{-3}(mg/m^3)	中田[11]
DO_{Sno2}	Dependency factor on DO to Nitrification of NO_2	0.5×10^{-3}(mg/m^3)	中田[11]
$\alpha_{[Chla:CP]}$	Chla/C for phytoplankton rato (by weight)	2.1×10^{-2}	中田[11]
$\alpha_{[P:CP]}$	P/C for phytoplankton rato (by weight)	6.9×10^{-3}	中田[11]
$\alpha_{[N:CP]}$	N/P for phytoplankton rato (by weight)	1.55×10^{-1}	中田[11]
$\alpha_{[P:CZ]}$	P/C for zooplankton rato (by weight)	7.04×10^{-4}	中田[11]
$\alpha_{[N:CZ]}$	N/C for zooplankton rato (by weight)	1.32×10^{-2}	中田[11]
$\alpha_{[P:POC]}$	P/POC (by weight)	6.78×10^{-4}	中田[11]
$\alpha_{[N:POC]}$	NPOC (by weight)	5.36×10^{-3}	中田[11]
$\alpha_{[P:DOC]}$	P/DOC (by weight)	2.61×10^{-4}	中田[11]
$\alpha_{[N:DOC]}$	N/DOC (by weight)	2.36×10^{-3}	中田[11]
β_{knh4}	Temperature coefficient	0.0693	中田[11]
β_{kno2}	Temperature coefficient	0.0693	中田[11]
$\alpha_{[DO:CP]}$	DO/C for phytoplankton (by weight)	3.41×10^{-3}	中田[11]
$\alpha_{[DO:CZ]}$	DO/C for zootoplankton (by weight)	3.51×10^{-3}	中田[11]
$\alpha_{[DO:POC]}$	DO/POC (by weight)	3.3×10^{-3}	中田[11]
$\alpha_{[DO:DOC]}$	DO/DOC (by weight)	3.12×10^{-3}	中田[11]
$\alpha_{[DO:NH4]}$	DO/NH_4 (by weight)	4.8×10^{-2}	中田[11]
$\alpha_{[DO:NO2]}$	DO/NO_2 (by weight)	1.6×10^{-2}	中田[11]
k_{B0}	Oxygen Consumption Rate at bottom at 0℃	1300 (mg/m^3/day)	中田[11]
β_{kno2}	Temperature coefficient	0.0693	中田[11]

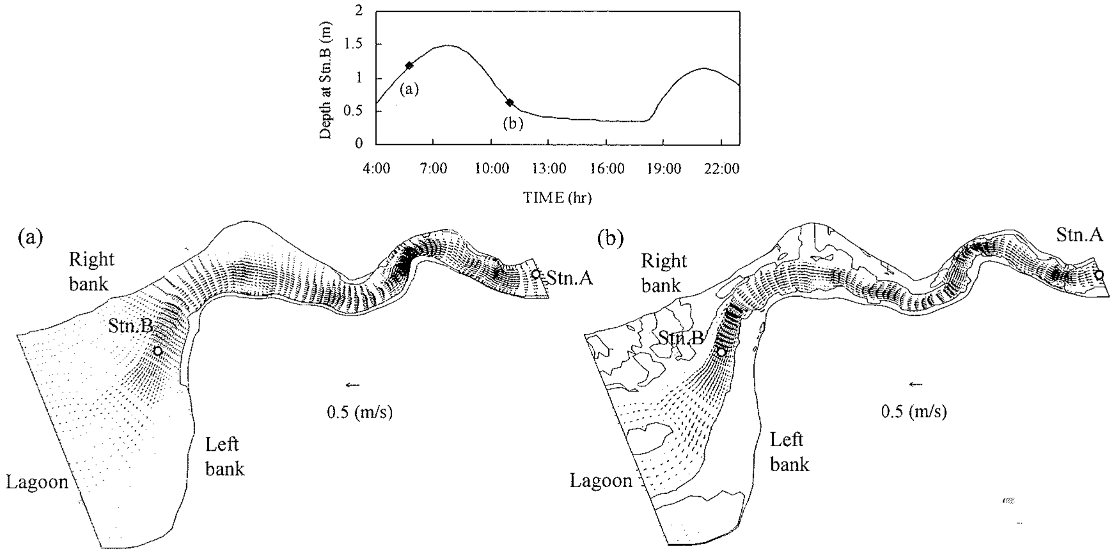

図-6　上げ潮時(a)および下げ潮時(b)における水深平均流速分布および水際線

た．アンモニア態窒素および亜硝酸態窒素の硝化速度は塩化物イオン濃度の関数として**表-4**のように表される．また，その他の各パラメータを**表-5**に示す．

3．モデルの検証および考察

(1) 河川・海水流動

図-4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-5**）．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くなっている．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-6に詳細な地形データが得られているラグーンへの出口から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-6(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-6(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[4]，本計算では詳細な地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．

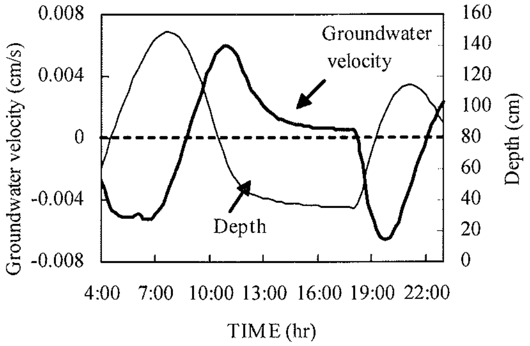

図-8　Stn.Bでの河床付近の鉛直上向き流速および水深の潮汐変化

(2) 地下浸透流による底面からの栄養塩供給

図-7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-8 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13:00～18:00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．

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-7 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

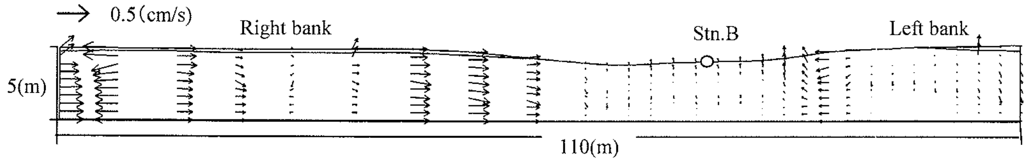

図-7　干潮時のStn.Bの断面における地下浸透流流速分布および地下水面

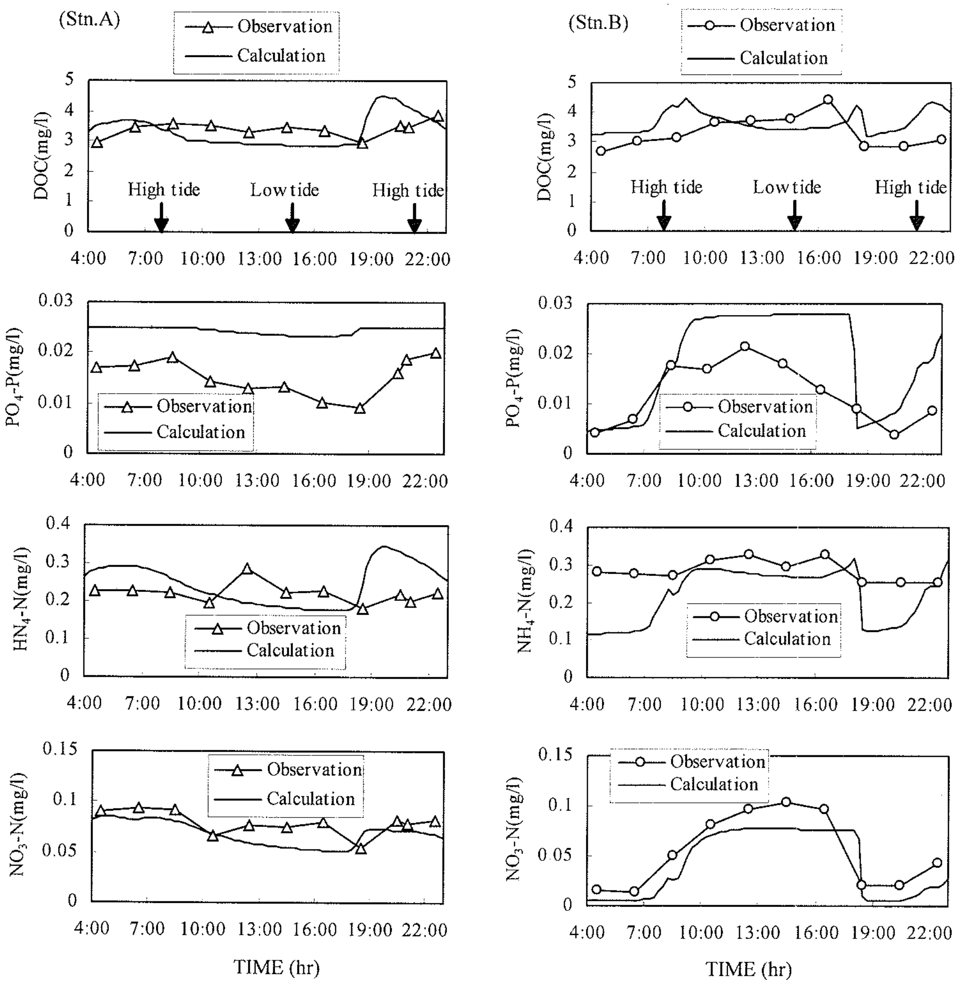

図-9　Stn.AおよびStn.Bにおける栄養塩濃度の観測値と計算値の比較

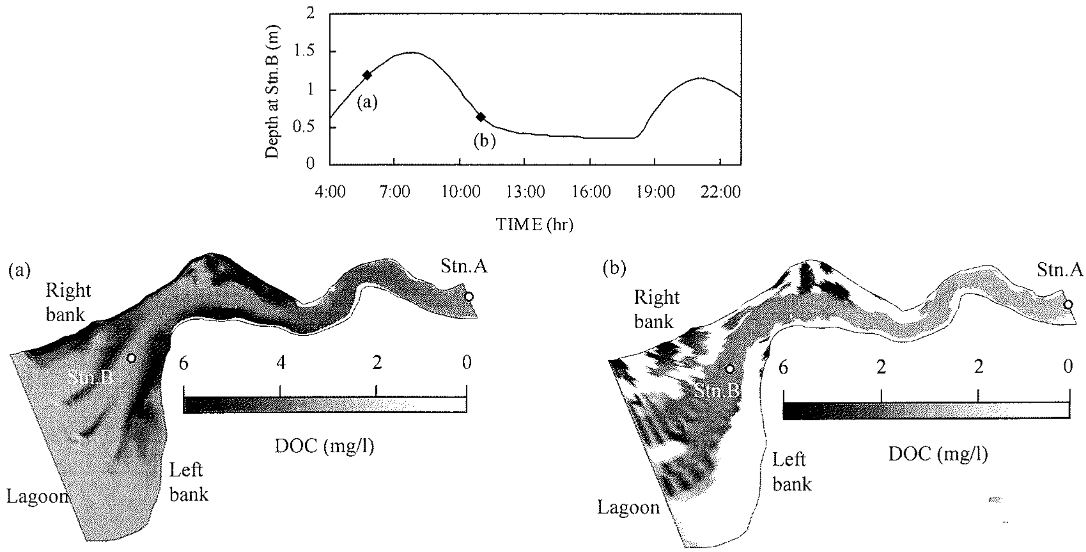

図-10　上げ潮時(a)および下げ潮時(b)におけるDOC濃度の空間分布

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-9 に Stn.A および Stn.B における溶存態有機炭素（DOC），リン酸態リン（PO_4-P），アンモニア態窒素（NH_4-N），硝酸態窒素（NO_3-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見られる．リン酸態リン濃度の関しては計算値が観測値に較べて全体的に高い値になっている．これは，実河川においてはリン酸態リンは懸濁態物質への吸着があったが，計算ではそのような吸着過程を取り入れてないため，計算値は観測値より高い値となったと考えられる．また，計算結果では満潮時に Stn.B におけるアンモニア態窒素濃度の減少が見られ，Stn.A の濃度より低くなるのに対して，観測結果ではその減少の割合が小さく，満潮時にも Stn.B の濃度は Stn.A の濃度より高い状態にあることがわかる．この原因については明らかではなく，今後の検討が必要である．

図-10 に上げ潮時および下げ潮時のラグーンへの出口から Stn.A までの区間での溶存態有機炭素濃度の空間分布を示す．溶存態有機炭素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溶存態有機炭素の溶出が起こり，その結果，溶存態有機炭素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，本モデルによってマングローブ水域での潮汐による栄養塩の大まかな挙動を再現可能であり，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.　大潮・小潮期のマングローブ水域での物質循環に関する数値解析

(1)　計算条件

計算は 3 節と同様に沖縄県石垣島名蔵川河口域を対象として行い，**図-3** に示す計算格子を用いた．計算期間は現地観測から詳細な境界条件データが得られている 2002/8/14～8/25 とした．この期間は晴天が続き河川流量が安定しており，小潮，大潮といった潮汐変動の違いが物質循環に与える影響を検討するには適していると考えられる．計算期間中の名蔵大橋における水深の潮汐変動を**図-11** に示す．

河床表層の間隙水中の溶存態有機炭素，リン酸態リン，アンモニア態窒素濃度に関しては現地観測において一潮汐間に顕著な変化が見られなかったことから，ここでは現地観測から得られた河床表層の間

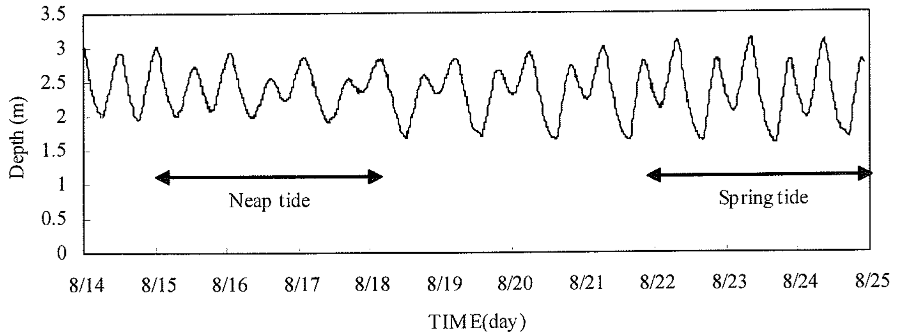

図-11 計算期間中の名蔵大橋における水深の潮汐変動

表-6 各物質濃度の境界条件

	Zooplankton (mgC/m^3)	Phytoplankton (mgC/m^3)	POC (mg/l)	DOC (mg/l)	PO_4-P (mg/l)	NH_4-N (mg/l)	NO_3-N (mg/l)	NO_2-N (mg/l)
Upstream Boundary	1.0	1	1.5	4	0.2×10^{-2}	5.0×10^{-2}	2.5×10^{-1}	1.0×10^{-2}
Downstream Boundary	0.1	50	1.2	2	0.1×10^{-2}	6.7×10^{-2}	2.5×10^{-2}	1.5×10^{-3}

隙水中の溶存態有機炭素，リン酸態リン，アンモニア態窒素の平均的な濃度を一定値として与えた．

また，上流端および下流端における各物質濃度は観測期間中の上流河川水および沿岸海水の平均的な値を用いた．**表-6** に各物質の上流端・下流端濃度を示す．

(2) 計算結果および考察

a) 溶存態有機物・栄養塩の濃度変動

図-12に計算から得られた小潮期（2002/8/17 13:00～2002/8/18 16:00）および大潮期（2002/8/22 18:00～2002/8/23 18:00）におけるStn.Bでの溶存態有機炭素（DOC），リン酸態リン（PO_4-P），アンモニア態窒素（NH_4-N），硝酸態窒素（NO_3-N）濃度の潮汐変化およびStn.Bでの水深の変化を示す．

溶存態有機炭素濃度に関しては，2002/8/14～8/25は下流端の濃度が上流端の濃度の二分の一程度と非常に低かったことから（**表-6**），潮位変動が大きく海水の浸入が顕著である大潮期の満潮時には濃度が低下している．それに対して，潮位変動の小さい小潮期には満潮時においてわずかに濃度の低下が見られるものの，Stn.Bにおける溶存態有機炭素濃度は大潮期に較べて高い状態にあることがわかる．リン酸態リン濃度は上流端が下流端の二倍の濃度であったが（**表-6**），小潮期においてもStn.Bにおけるリン酸態リン濃度は上流端より高い濃度であることがわかる．これは小潮期においても底面からの供給により，マングローブ水域ではリン酸態リンが高濃度で存在していたことを示している．さらに，大潮期の引き潮時には底面からの湧き出し流によって小潮期より多量のリン酸態リンが供給されていると考えられ，その濃度は小潮期に較べて高い濃度となっている．アンモニア態窒素に関しては河床表層の間隙水中の濃度が河川水中の濃度に較べてリン酸態リンほど高くないため，底面からの栄養塩供給はリン酸態リンほど顕著ではないものの，リン酸態リンとほぼ同様の傾向が見られた．硝酸態窒素濃度に関しては小潮・大潮期ともに上流端の濃度（0.25mg/l）に較べて小さくなっている．これは硝酸態窒素は下流端の海水中での濃度（0.025mg/l）が低くく，マングローブ水域において地下浸透流による底質からの供給がないためであると考えられる．

b) 周辺水域への有機物・栄養塩供給量

小潮および大潮期における二潮汐間での沿岸およびラグーンへの溶存態としての有機物・栄養塩（溶存態有機炭素（DOC），リン酸態リン（PO_4-P），アンモニア態窒素（NH_4-N），硝酸態窒素（NO_3-N））の供給量を数値計算から見積もった．また，同じ期間における純粋なマングローブ林の生育するStn.A～Stn.Bの区間での有機物・栄養塩の供給量をStn.Aにおける流入フラックスとStn.Bにおける流出フラックスの差として見積もった．それぞれをまとめて**表-7**に示す．リン酸態リン，アンモニア態窒素に関しては沿岸およびラグーンへの供給に対してマングローブ水域内での供給が大きな割合を占めており，河口域にマングローブ林が存在することにより，周辺水域に多量の溶存態のリン酸態リ

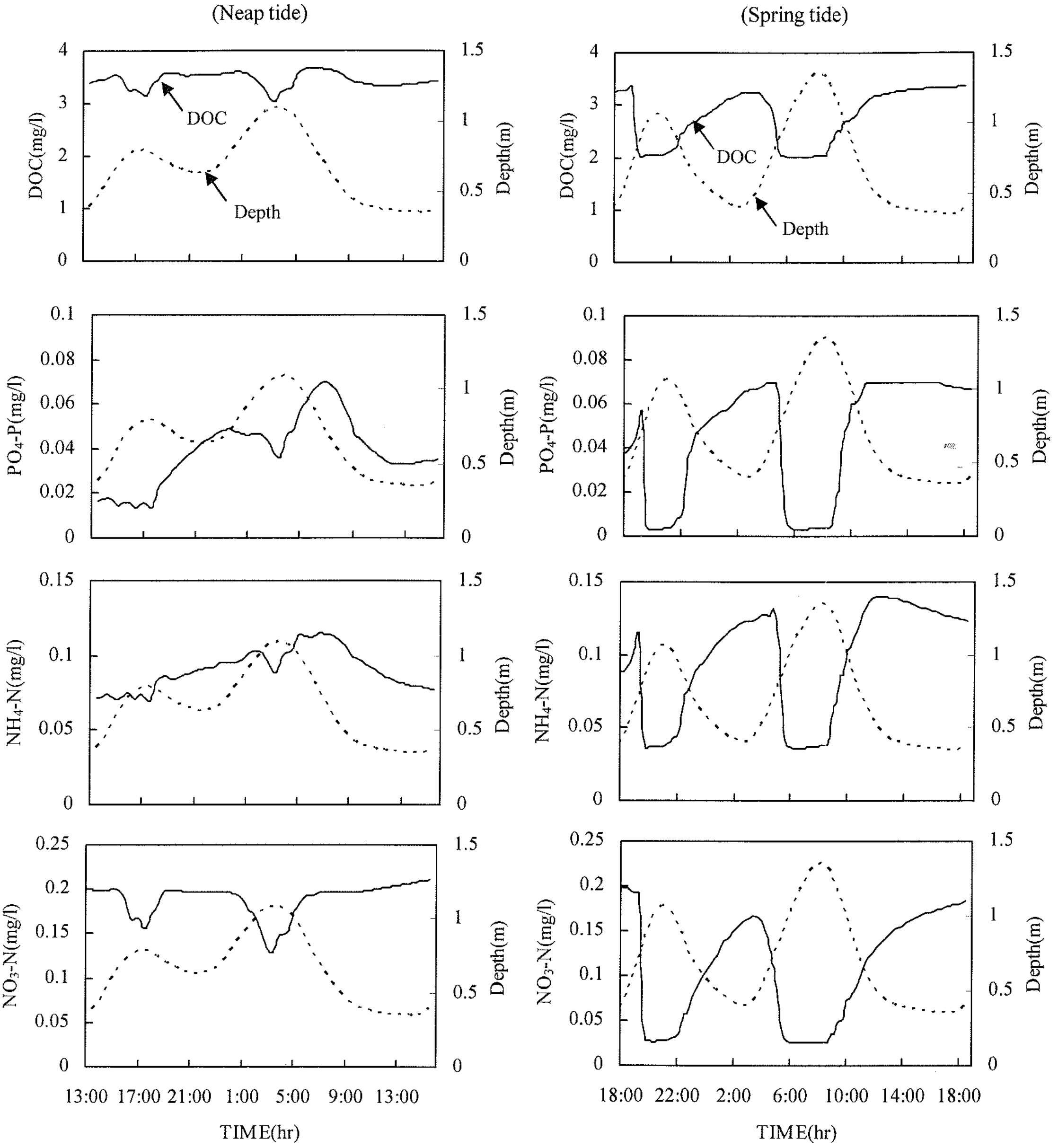

図-12 小潮・大潮期におけるStn.Bでの溶存態有機物・栄養塩の潮汐変化

表-7 溶存態有機物・栄養塩のラグーン沿岸域への供給量および
マングローブ水域での供給量

		DOC	PO_4-P	NH_4-N	NO_3-N
Amount of nutrients provided to the lagoon and the coastal area (kg/2tide)	Spring tide	88.4	5.6	5.9	2.6
	Neap tide	116.0	3.0	4.7	5.7
Amount of nutrients provided from the mangrove area (kg/2tide)	Spring tide	9.9	4.2	4.6	-2.2
	Neap tide	1.8	2.2	2.8	-1.1

ン，アンモニア態窒素が供給されていることがわかる．硝酸態窒素に関してはリン酸態リン，アンモニア態窒素とは逆に上流域からマングローブ水域に供給されていることがわかる．

さらに大潮期には小潮期にくらべて2～5倍程度のマングローブ水域からの溶存態の有機物・栄養塩の供給があることがわかる．これは潮汐によって豊富な栄養塩を含むマングローブ水域の底質と表層水の物質交換が促進されることによるものであり，マングローブ生態系が周辺水域の栄養源として存在するには，潮汐の作用が重要であることがわかる．

5．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．また，本モデルを用いた数値解析の結果，大潮期のマングローブ水域からの溶存態の有機物・栄養塩の供給は小潮期に較べて2～5倍程度であることが明らかになった．

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：14205070，研究代表者：池田駿介），並びに鹿島学術振興財団研究助成金（研究代表者：池田駿介）の補助を受けている．

参考文献

1) Boto,K.G.and Bunt, J.S. :Tidal export of particulate organic matter from a northern Australian mangrove system, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol.13, pp.247-255, 1981.

2) Wattayakorn, G., Wolanski, E., and Kjerfve, B.: Mixing, trapping and outwelling in the Klong Ngao mangrove swamp, Thailand, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, Vol.31, pp.667-688, 1990.

3) 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−，土木学会論文集，No.712/ II -60, pp.175-186, 2002.8.

4)赤松良久：マングローブ水域の水理と物質循環，東京工業大学学位論文，2003.

5) 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，土木学会，pp.45-72，1999.

6) 川島博之，鈴木基之：浅い富栄養化河川水質シミュレーションモデル，化学工学論文集，第10巻，第4号，pp.475-482, 1984.

7) MWroblewski, J. S.: A model of phytoplankton plume formation furing variable Oregon upwelling, *J. Mar. Res.*, Vol.35, pp.357-394, 1977.

8) 川島博之，鈴木基之：負荷解析のための河川水質シミュレーションモデル，水質汚濁研究，第9巻，第11号，pp.707-715，1986.

9) Watt, W. D.: Release od dissolved organic materials from the cells of phytoplankton populations, *Proc. Roy. Soc. Ser. B*, Vol.164, pp.521-551, 1966.

10)Marshall, S. M. and Orr, A. P.: *The biology of a marine copepod, calanus finamarchicus*, Oliver and Boyd, 1955.

11)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, pp.99-138, 1993.

12) Benett, J. P. and Rathbum, R. E.: Reaeration in open channel flow, *U. S. Geological Survey, Professional paper* 737, pp.75, 1972.

13)Brooks, R.H. and Corey, A.T.: Properties of porous media affecting fluid flow, *Proc. ASCE,* Vol.92, pp.61-88, 1966.

14)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.

15)Irmay, S.:On the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Trans. AGU*, Vol.35, pp.463-467, 1954.

16)井内国光，柿沼忠男：海岸における自由地下水の流出，海岸工学論文集，Vol.43, pp.541-545, 1996.

17)大橋晶良，原田秀樹，桃井清至：生物膜の成長過程と剥離に関する実験的研究，衛生工学論文集，第25巻，pp.209-220, 1989.

18)戸田祐嗣，池田駿介：礫床河川の物質循環シミュレーション，土木学会論文集，No.635/II-49，pp.67-83，1999.11.

19)Thomas, V., Ditoro, D.M. and O'Conner, D.J.:Preliminary model of Potomac estuary phytoplankton, *Jour. of Environmental Rngineering,* ASCE, EE3, pp.699-715, 1974.

20)二渡了，金元圭，楠田哲也，古米弘明：強混合河川感潮部における硝化・脱窒過程のシミュレーション，土木学会論文集，No.479/ II -25, pp.111-120, 1993.11.

(2003. 5. 8受付)

MATERIAL CYCLING IN A MANGROVE AREA

Yoshihisa AKAMATSU and Syunsuke IKEDA

A numerical simulatiuon model is presented to describe the material cycling in a mangrove area, to which the ecosystem model is applied 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 obtained 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. The result of the numerical simulation has revealed that the amount of the supply of dissolved nutrient from the mangrove area to the coastal area at spring tide is 2 to 5 times larger than that at neap tide.