

# 海岸地下浸透流およびそれに伴う 沿岸域への栄養塩輸送過程

内山雄介<sup>1</sup>・Peter RÖLKE<sup>2</sup>・足立久美子<sup>3</sup>・灘岡和夫<sup>4</sup>・八木 宏<sup>5</sup>

<sup>1</sup>正会員 博士(工) 運輸省港湾技術研究所 海洋環境部漂砂研究室 (〒239-0826 横須賀市長瀬 3-1-1)

<sup>2</sup>Ph.D. 東京工業大学 大学院情報理工学研究科情報環境学専攻 (〒152-8552 東京都目黒区大岡山 2-12-1)

<sup>3</sup>水修 水産庁水産工学研究所 水産土木工学部環境分析研究室 (〒314-0421 茨城県鹿島郡波崎町海老台)

<sup>4</sup>正会員 工博 東京工業大学教授 大学院情報理工学研究科情報環境学専攻 (〒152-8552 東京都目黒区大岡山 2-12-1)

<sup>5</sup>正会員 博士(工) 東京工業大学助教授 工学部土木工学科 (〒152-8552 東京都目黒区大岡山 2-12-1)

鹿島灘砂浜海岸における現地観測と数値解析によって、地下水経由の栄養塩輸送プロセスおよび海域への供給量に関する検討を行った。現地観測結果から、後背地起源の地下水中栄養塩濃度は海水と比較して極めて高く、河川水中濃度と同程度であること、窒素とリンは前浜周辺において著しい生化学作用を受けること、海岸林直下において栄養塩濃度が低減することなどを示した。また、飽和-不飽和浸透流方程式、溶質の移流分散方程式を連立させ、さらに地下水位変動と潮位変動を考慮した数値解析手法によって地下水流量を同定し、海域へ供給される栄養塩フラックスおよびその寄与を算出した。その結果、鹿島灘海域全体への栄養塩供給には地下水と比較して利根川の影響が大きく、砕波帯周辺海域では沖側水塊の影響が卓越していることを示した。

**Key Words:** coastal aquifer, submarine groundwater discharge, nutrient flux, field measurement and numerical simulation

## 1. はじめに

水産資源等に多大な影響を及ぼす沿岸域の水質は、沖合水の影響に加えて、河川水や地下水といった陸水の影響を強く受けて形成されているため、これらの寄与を定量的に明らかにすることは工学的に重要な課題である。このうち、農地からの化学肥料を中心とした窒素、リンの供給、および家庭下水や畜産排水の浸透等によって増加しつつある地下水中の栄養塩は、沿岸海域、河川、湖沼等に直接流入し、水域の富栄養化現象の一因となり得る。しかしながら、地下水を通じて前浜周辺海域へ至る後背地起源の栄養塩の海域向き輸送量、特にその輸送過程に関する知見は、他の影響因子と比較して欠如しているのが現状である。

海域向き淡水浸透流の浅海域生態系に対する重要性は Kohout<sup>1)</sup>, Kohout and Kolipinski<sup>2)</sup>により指摘され、生物分布と地下水流量との間に明確な対応関係があることが示された。Johannes<sup>3)</sup>は地下水による栄養塩輸送量が河川経由の輸送量の数倍に達することを示し、Sutcliffe<sup>4)</sup>は地下水経由の栄養塩供給量と水産資源との間に相関を見出している。さらに、Marsh<sup>5)</sup>, D'Elia et al.<sup>6)</sup>, Capone and Bautista<sup>7)</sup>等によって、海域の栄養塩レベルに対して地下浸透流が重要な役割を果たしていることが指摘された。その後、McLachlan and Illenberger<sup>8)</sup>, Simmons<sup>9)</sup>, Moore<sup>10)</sup>, Church<sup>11)</sup>, 鷺見・上田<sup>12)</sup>などによって現地海岸におけ

る栄養塩フラックスあるいは <sup>226</sup>Ra をトレーサーとした物質フラックスが算出されている。これらによると、通常、海域への地下水による物質フラックスは河川起源のフラックスの 0.01~10%程度であるが、Moore<sup>10)</sup>は 40%、鷺見・上田<sup>12)</sup>は 80%以上にまで達することがあると報告している。ところが、前者では Younger<sup>13)</sup>によって地下水流量の算定方法に問題があることが指摘されており、後者では隣接する小河川のみを対象として河川によるフラックスを算出しているため、河川の効果を過小評価している可能性がある。

また、本研究で対象とした鹿島灘波崎海岸では、仲宗根ら<sup>14)</sup>によって汀線近傍の帯水層における潮汐に伴う海水交換と有機物好気分解プロセスが検討されている。また柳嶋ら<sup>15)</sup>は、本海浜に試験施工されている海浜安定のための透水層に関連して、栄養塩濃度を測定している。しかしながら、いずれも後背地から海域へ至る栄養塩の輸送過程については検討されていない。加えて、Fig.1 に示すように、汀線近傍の帯水層では海水の影響によって塩水楔が形成されて流速分布が変形される(例えば、初井ら<sup>16)</sup>)と同時に、複雑な生化学反応によって栄養塩濃度が時空間的に変動する(例えば、運輸省第五港湾建設局<sup>17)</sup>)ことが知られている。そのため、Darcy 則あるいはトレーサー試験に基づく単純な断面平均流速を用いて栄養塩フラックスの算出を行う既存的手法には疑問が残る。つまり、地下水によるフラックスの評価に対し

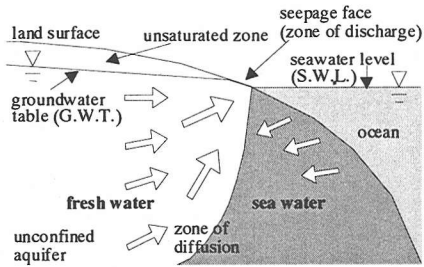


Fig. 1 Conceptual illustration of groundwater flow in an unconfined coastal aquifer.

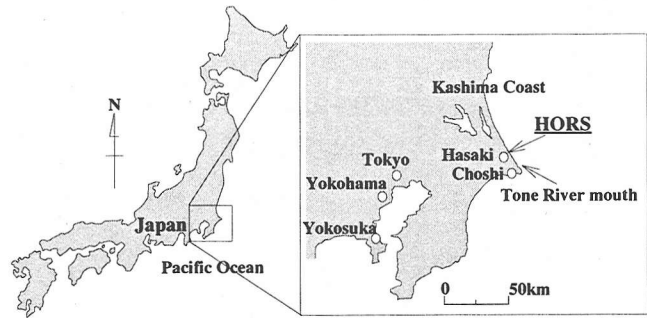


Fig. 2 Location of the field survey in the Kashima coast of Japan.

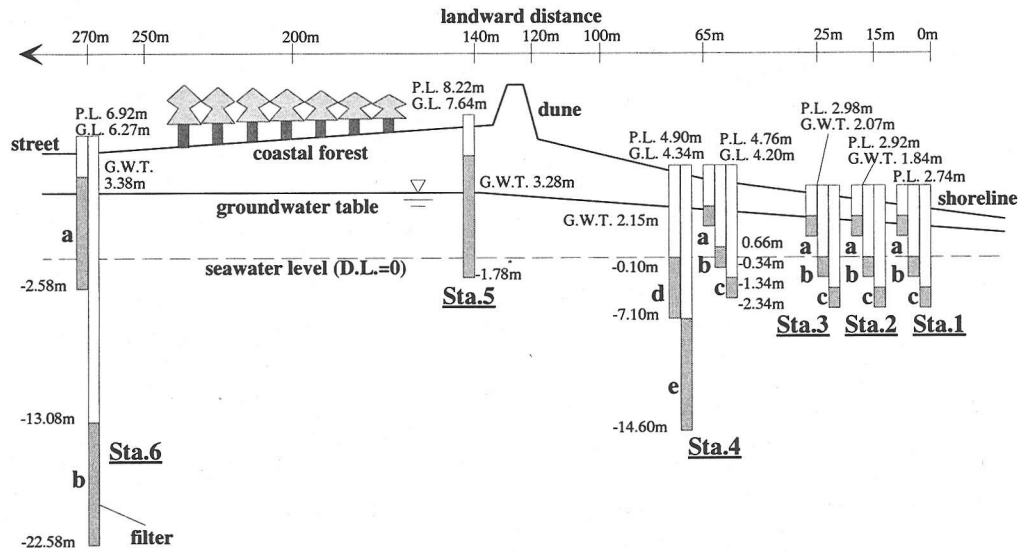


Fig. 3 Location of the observation wells near HORS.

て、地下水流量を精度良く見積もることが重要なポイントの一つとなっている。

そこで本論文では、鹿島灘波崎海岸の自然砂浜域において、汀線から海岸林背後に至る広範囲の現地観測によって海岸空間における栄養塩の輸送プロセスを詳細に調査し、さらに、海岸帯水層中の浸透流速分布の時空間変動を考慮し得る数値計算手法を用いて栄養塩フラックスを高精度に算出した結果などについて報告する。

## 2. 現地観測の概要

広く外洋に面した典型的な自然砂浜海岸である、鹿島灘波崎海岸において現地観測を実施した (Fig. 2)。鹿島灘海岸は茨城県の波崎町から大洗町を結ぶ延長約 70km の砂浜域で、途中鹿島港により分断されている。鹿島港

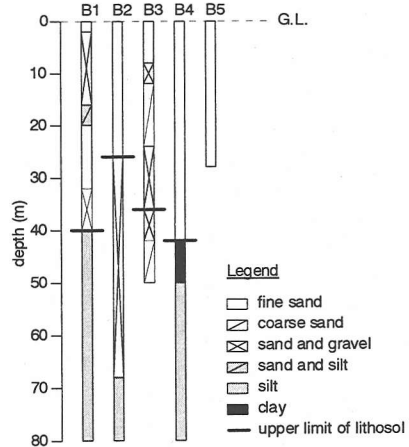


Fig. 4 Geological columnar section. B1-B4 are 1-5km distant from HORS, B5 is Sta.6.

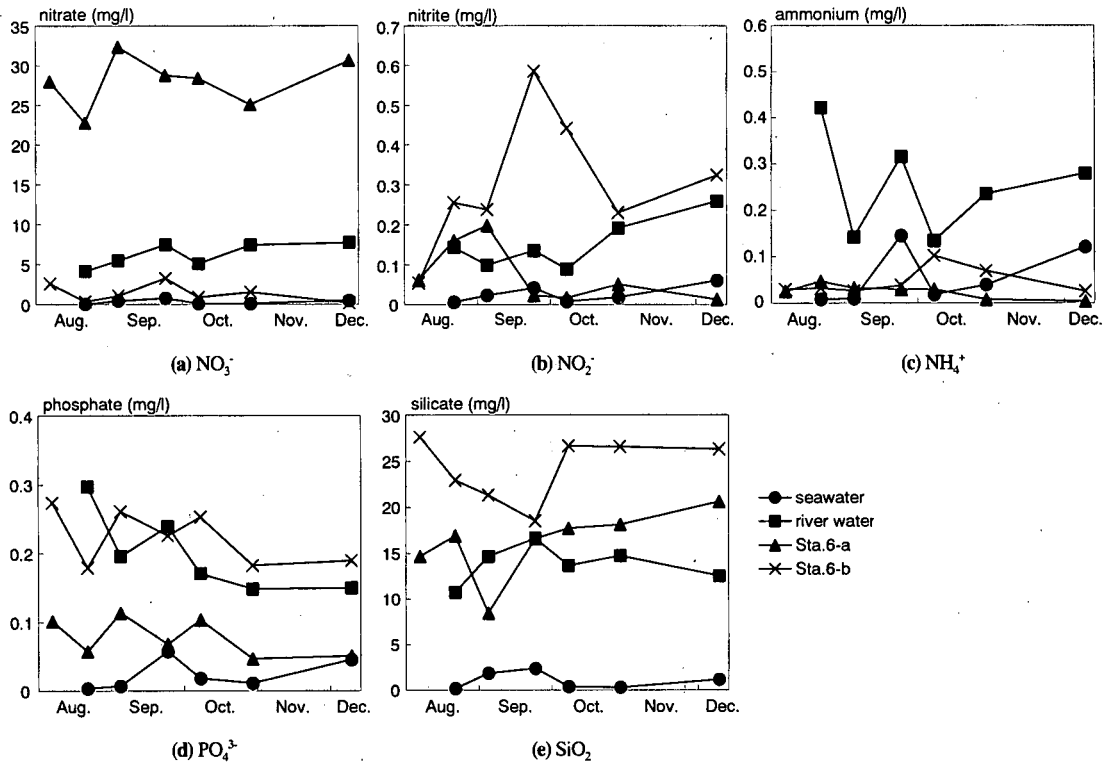


Fig. 5 Time series of nutrient concentration in groundwater (Sta.6-a and b), seawater, and river water.

より南部の海岸は、鹿島港と波崎漁港に挟まれた延長約16kmの砂浜であり、鹿島港南岸壁から南方約5km離れた波崎海岸を観測サイトに選んだ。この位置には運輸省港湾技術研究所波崎海洋研究施設(HORS)があり、HORS周辺の砂浜において採水用の井戸を掘削して地下水観測を行った。この地点の南側約12kmには、国内最大の流域面積を有する利根川の河口が位置している。

観測期間は1997年8/7~12/12であり、HORSから銚子方向に約100m離れた地点において岸沖方向に測線を設けた。Fig.3に示すように、測線上のHORS基点である0m地点(D.L.=2.2m)にSta.1を、そこから内陸方向にSta.2~Sta.6を設定し、それぞれの位置で採水用井戸を掘削した。図中では各地点のD.L.上の地表面レベル(G.L.)、平均地下水面(G.W.T.)、井戸頂上部レベル(P.L.)を併せて示している。井戸の深度は2m~30mであり、Fig.3中のハッチの箇所に採水口(ストレーナー)を設けて採水を行った。採水は、直径40mm、長さ50cmのbailer sampler(地下水採水器、太陽計器製)を用いて8/7~8/8, 8/22, 9/5, 9/25, 10/9, 10/31, 12/12に実施し、採水したサンプルは実験室に持ち帰って塩分を測定した後、速やかに凍結保存して分析に供した。栄養塩の分析にはTRAACS-800(Bran+Ruebbe社製)を用い、 $\text{NO}_3^- + \text{NO}_2^-$ 、 $\text{NO}_2^-$ 、 $\text{NH}_4^+$ 、 $\text{PO}_4^{3-}$ 、 $\text{SiO}_2$ の各濃度を

測定した。また、10/31, 12/12には現場において溶存酸素量(以下、DO)を併せて計測した。同時に、参照海水として汀線付近の海水を、また、利根川水との比較を行うために河口から4km地点における河岸付近の表層河川水を採水した。さらに、Sta.4~6には水圧式地下水位計(Diver, Eijkelkamp社製)を設置し、10分間隔で地下水位を連続自動測定した。後述の数値解析に必要な潮位データには、HORS観測桟橋において測定された値を使用した。

次に、現地地盤の地質柱状図をFig.4に示す。ここでは、Sta.6(図中のB5)に加えて、HORS周辺の4地点(B1, B2:神栖町知手, B3:波崎町北若松, B4:波崎町高砂、いずれもHORSより半径1~5kmの地点)のデータを参考のために示している。現地砂浜(B5)は、地表面より深さ約30mまで細砂層のみによって構成されており、ほぼ一様な砂層地盤であると考えられる。また、HORS周辺のB1~B4の地盤構造を見ると、半固結岩上限は25m以深、難透水層である粘土層やシルト層は40m以深に出現していることが分かる。今回の調査では、現地砂浜における不透水層位置を直接確認することができなかったが、B1~B4を参考に、深さ30~40m程度の位置に不透水層があるものと仮定する。

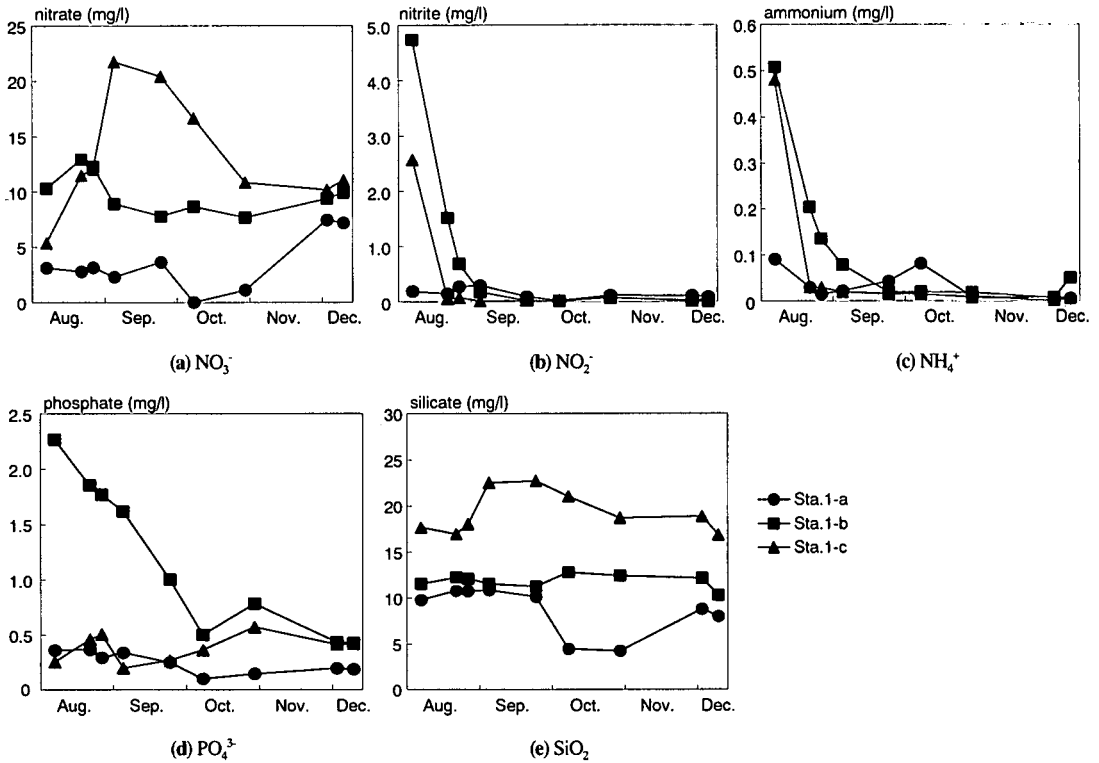


Fig. 6 Time series of nutrient concentration in groundwater at the shoreline (Sta.1-a, b and c).

### 3. 沿岸域への栄養塩輸送過程

#### (1) 地下水、海水、河川水中栄養塩濃度の比較

Fig. 5 は、海水の影響をほとんど受けないと考えられる Sta.6-a および b での地下水、利根川水、参照海水における、(a)  $\text{NO}_3^-$ 、(b)  $\text{NO}_2^-$ 、(c)  $\text{NH}_4^+$ 、(d)  $\text{PO}_4^{3-}$  および (e)  $\text{SiO}_2$  の各濃度の時系列を示したものである。海水中における栄養塩 5 項目の全ての値は極めて低く、地下水中の栄養塩濃度は、 $\text{NH}_4^+$  を除いて河川水中のそれと概ね同程度以上であり、かなり高濃度である。当海域では、 $\text{SiO}_2$  を摂取して細胞を形成する珪藻植物プランクトンが圧倒的な優占種であり、また、 $\text{PO}_4^{3-}$  が生物生産に対する制限因子となっている<sup>10)</sup>。さらに、高濃度の  $\text{NH}_4^+$  は魚類の生息環境に対して好ましくない<sup>15)</sup> ことから、地下水中の高濃度の  $\text{PO}_4^{3-}$ 、 $\text{SiO}_2$ 、 $\text{NO}_3^-$  供給および低濃度の  $\text{NH}_4^+$  供給によって、海域の生態系に対して好適な栄養塩環境が創出されているものと推察される。

#### (2) 海岸帯水層における栄養塩濃度の季節変化

Fig. 6 に汀線近傍の Sta.1 の各深度における、(a)  $\text{NO}_3^-$ 、(b)  $\text{NO}_2^-$ 、(c)  $\text{NH}_4^+$ 、(d)  $\text{PO}_4^{3-}$  および (e)  $\text{SiO}_2$  の各濃度の時系列を示す。帯水層内陸側 Sta.6 (Fig.5) と比較して、Sta.1 における  $\text{NO}_2^-$ 、 $\text{NH}_4^+$ 、 $\text{PO}_4^{3-}$  濃度には明確な

季節変化が存在し、8 月から 9 月にかけて著しく高濃度であるものの、11 月に向かって急激に減少していることが分かる。また、夏期における汀線近傍の  $\text{NO}_2^-$ 、 $\text{NH}_4^+$ 、 $\text{PO}_4^{3-}$  濃度は帯水層内陸部での濃度の 10 倍以上にまで達することがあり、このときの  $\text{NH}_4^+$  は Fig.5 に示した河川水中濃度と同程度以上である。これは後述するように、夏期から秋、冬期にかけての水温低下等に伴って、前浜周辺における有機態リンの分解や脱窒に関連するバクテリア活性が低下したことが原因であるものと考えられる。次節では、前浜周辺の濃度が高い夏期 (8/7~10/9) の平均的な地下水栄養塩濃度の空間分布特性について論じることとする。

#### (3) 内陸部における溶存態無機窒素の空間分布特性

Fig.7 はそれぞれ (a)  $\text{NO}_3^-$ 、(b)  $\text{NO}_2^-$ 、(c)  $\text{NH}_4^+$  および (d) DO の実測値について空間補完を行い、夏期の平均的な濃度分布を表したものである。

内陸部の 270m 地点 (Sta.6) 近傍では、帯水層表層の DO は 1.0~2.0mg/l 程度であり、表層における  $\text{NO}_3^-$  濃度は全領域を通じて最大値を示しているものの、 $\text{NO}_2^-$ 、 $\text{NH}_4^+$  は逆に最も低濃度となっている。酸素が十分に存在する好気性土壌環境下では、硝化細菌の活性が高まるため、例えば Greenland and Hayes<sup>19)</sup> による式 (1)、(2)

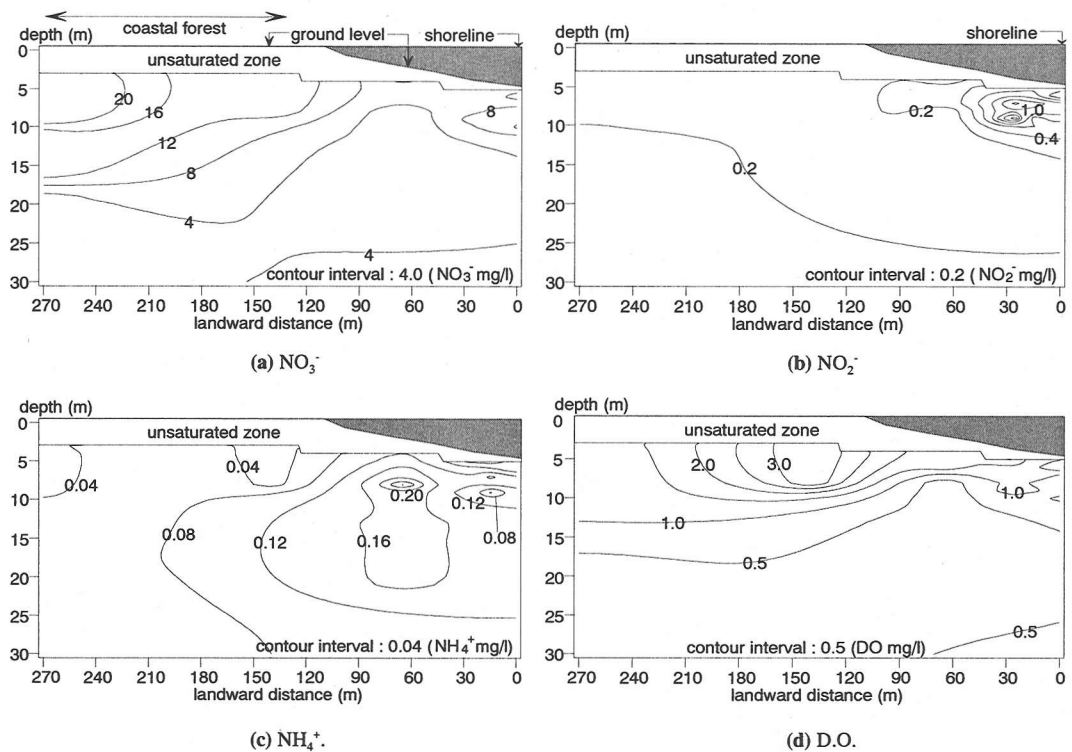


Fig. 7 Spatial distributions of nitrate, nitrite, ammonium and D.O. concentration

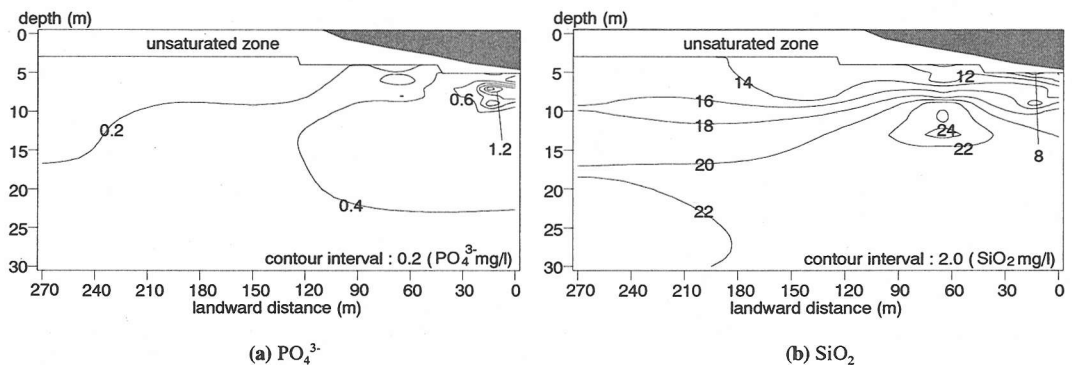
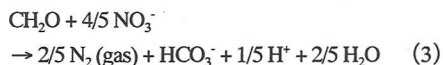


Fig. 8 Spatial distributions of phosphate and silicate concentration.

で示される硝化 (nitrification) が無機態窒素に生じる。



反対に、嫌気性土壌環境下では脱窒菌の作用によって、例えば Freeze and Cherry<sup>20)</sup>による以下の反応式で表される無機態窒素の脱窒 (denitrification) が有機態炭素の存在を介して生じる。



脱窒や硝化では、DO、塩分、溶存態有機物量等の土壌条件次第では最終生成物である  $\text{N}_2$  や  $\text{NO}_3^-$  にまで至らないケースが頻繁に起こり得る。この場合、中間生成物として  $\text{NO}_2^-$ 、 $\text{N}_2\text{O}$ 、 $\text{NH}_4^+$  が生成される。

帯水層内陸側表層は好気的な環境であるため、硝化活性が高まると同時に、 $\text{NO}_3^-$  から  $\text{NO}_2^-$ 、 $\text{NH}_4^+$  への還元が抑制され、 $\text{NO}_3^-$  濃度は高く、反対に  $\text{NO}_2^-$ 、 $\text{NH}_4^+$  濃度が著しく低くなっているものと考えられる。下層へいくに従って DO が低減して還元的な環境となり、その結果、 $\text{NO}_3^-$  は低減している。また、地上部にクロマツを中心とした海岸林が繁茂している Sta.6~砂丘直背後 140m 地

点 (Sta.5) の区間において, Sta.5 に向かって表層 DO は 3.5mg/l まで増加するとともに, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>が急減している。これは, 不飽和帯から帯水層上層にかけて存在する根の周辺において, バクテリアの生化学過程によって NO<sub>3</sub><sup>-</sup>の消費<sup>20)</sup>が酸素の供給と同時に生じていることを示すものと推察される。

#### (4) 汀線近傍における溶存態無機窒素の空間分布特性

NO<sub>3</sub><sup>-</sup>と DO は砂浜上の 65m 地点 (Sta.4) で一旦減少した後, 汀線近傍 (Sta.1) に向かって再び増加しており, 好気性環境下での硝化が生じていることが分かる。しかしながら, 汀線近傍では NO<sub>2</sub><sup>-</sup>と NH<sub>4</sub><sup>+</sup>もまた増加しており, 複雑な生化学反応が生じていることが予見される。

坂本<sup>21), 22)</sup>によれば, 潮汐に伴う汀線部の底質間隙への浸透水の流出入によって, 海水中の溶存態有機窒素 (DON) 等は帯水層中で NH<sub>4</sub><sup>+</sup>にまで分解無機化され, その後, 硝化細菌によって NO<sub>2</sub><sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>へと酸化される。通常, 砂浜や礫浜のように好気的な場では脱窒細菌による N<sub>2</sub> への還元は起こらないとされるので, 溶存態無機窒素 (DIN) の総量変化は DON の無機化と生物による DIN 摂取によって決定されるものと考えられている。

これに対して Lowrance and Pionke<sup>23)</sup>は, 潮汐による地下水位の変動などに伴って, 異なる化学的環境, 例えば好気的あるいは嫌気的環境を交互に経験するような場合, 帯水層は脱窒細菌の活動に対して好条件となると論じている。さらに鷲見・上田<sup>24)</sup>による最近の観測結果から, 汀線近傍では有意な数の脱窒細菌が存在することが確認されており, 化学的な条件が揃えば砂浜においても脱窒が起こる可能性が指摘されている。以上より, 本観測では, 汀線近傍で NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, NO<sub>2</sub><sup>-</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>濃度が同時に増加していることから, 陸域起源の DIN の硝化, 海域起源の DON の無機化とその後の硝化, 脱窒細菌による還元が同時に生じているものと考察される。

また, 汀線近傍で高濃度となっている NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, NO<sub>2</sub><sup>-</sup>, NH<sub>4</sub><sup>+</sup>は, やや内陸側かつ帯水層表層より若干下の位置 (Sta.2-b 付近) で最大値をとっている。これは脱窒菌, 硝化菌の活性が塩化物イオン濃度に依存し, 淡水と塩水の混合域で最大となること<sup>12), 21), 22)</sup>に対応するものと考えられる。つまり, 帯水層中の無機窒素は, 帯水層中に形成される淡塩境界の, 浸潤面よりやや下層において, 最も顕著な生化学作用を経験することになるものと考えられる。

しかしながら全体的に見れば, 汀線近傍における DIN に占める NO<sub>3</sub><sup>-</sup>の割合は他の無機窒素と比較して極めて大きく, 酸素が十分に供給されれば, DIN は容易に NO<sub>3</sub><sup>-</sup>にまで酸化される傾向にあると言える。結局, 浸透流による後背地起源の DIN の海域向き供給と, 汀線部における海水起源の DON の無機化, およびそれらの酸化還

元反応とが合わさって, 帯水層中の無機窒素濃度分布が決定されているものと考察される。

#### (5) 無機態リン, ケイ素の分布特性

Fig. 8 に (a) PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>と (b) SiO<sub>2</sub>の夏期の平均濃度分布を示す。全般的に見て, PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>は内陸側では低濃度であるものの, 汀線周辺で高濃度となっている。これは, 通常土粒子に吸着している PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>が, 汀線部において海水の影響による DO, pH, 塩分などの変化に伴い溶脱した可能性が考えられる。しかし, 十分なデータがないため, ここでは溶脱に関してこれ以上の議論はできない。

一方で, これは林<sup>24)</sup>が指摘しているように, 海水起源の有機態リン (DOP) が帯水層中のバクテリアによって分解, 無機化され, 汀線部の PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>濃度が上昇したためとも考えられる。DOP 分解活性は温度の低下とともに減少することから, Fig. 6 で見たように夏期から秋期にかけて汀線部の PO<sub>4</sub><sup>3-</sup>が減少しているのは, 水温の季節的な低下に伴うものと解釈される。

SiO<sub>2</sub>を見ると, 地下水面直下の帯水層表層付近で比較的濃度が低く, 底層で相対的に高濃度であるとともに, 内陸部から汀線部にかけて緩やかに減少する空間分布が形成されていることが分かる。よって, SiO<sub>2</sub>は他の栄養塩とは異なって, その供給源は全て陸域であり, 海域からの供給はほとんどないものと考えられる。

### 4. 沿岸域への栄養塩供給量

#### (1) 数値シミュレーションの概要

一般に地下水流速を多面的, 連続的に測定することは測定機器の問題から困難である。それに対して地下水位の計測は極めて容易であり, 良質なデータの蓄積が可能である。そこで本研究では, HORS における潮位および実測した地下水位の時系列データを, 地下浸透流に関する数値モデルの境界条件として用いることにより, 地下水流速分布の時空間データを得ることを試みた。

Pinder and Cooper<sup>25)</sup>, Pinder and Gray<sup>26)</sup>と同様に, 帯水層は均質・等方性媒体であるとする。塩分の増減に伴う浸透ポテンシャルの変化を考慮した Darcy 則は以下の式 (4) のように表される。

$$q = -K(\psi) \text{grad} \left\{ \psi + \left( \frac{\rho}{\rho_f} \right) z \right\} \quad (4)$$

ただし,  $z$ : 鉛直方向座標,  $q = (q_x, q_y, q_z)$ : Darcy 流速,  $K$ : 透水係数,  $\psi$ : 圧力ポテンシャル (不飽和帯ではマトリックポテンシャル),  $\rho$ : 海水と淡水が交じり合った混合流体の密度,  $\rho_f$ : 淡水密度をそれぞれ表している。

式 (4) および間隙水の質量保存則から, 地下水面と浸透流を一体的に取り扱える Richards の飽和一不飽和

Table 1 Parameters for numerical simulation.

$S$	$K_s$ (cm/s)	$\rho_l$ (g/cm <sup>3</sup> )	$\rho_s$ (g/cm <sup>3</sup> )	$\theta_c$	$\theta_r$	$m$	$\alpha_l$ (cm)	$\alpha_r$ (cm)	$\psi_b$ (cmH <sub>2</sub> O)
$1.0 \times 10^{-3}$	$1.331 \times 10^2$	1.0	1.025	0.3759	$1.0 \times 10^{-3}$	3.0	100.0	10.0	-100.0

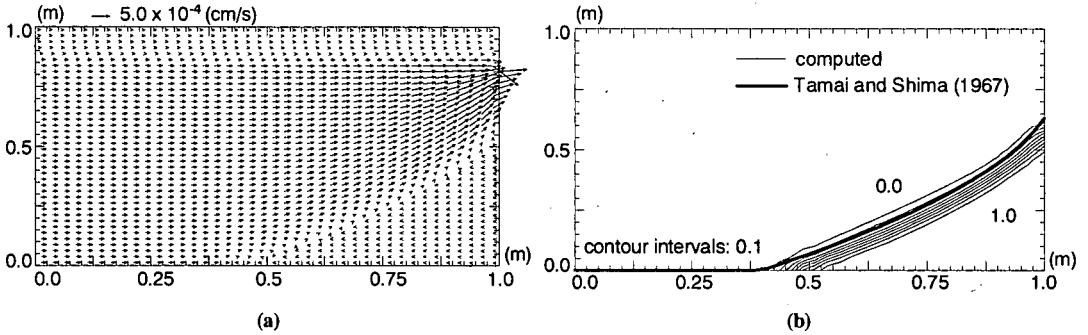


Fig. 9 Computational results of (a) velocity field, (b) spatial distribution of non-dimensional salinity. The bold curve in (b) indicates the position of the interface calculated with the experimental formula of Tamai and Shima (1967).

浸透流式 (5) が導かれる。

$$(C_w(\psi) + \beta_0 S) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \quad (5)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial \psi}{\partial z} - \frac{\rho}{\rho_f} K \right)$$

ここに、 $x, y$ : 水平方向座標,  $C_w$ : 比水分容量,  $t$ : 時間,  $S$ : 比貯留係数,  $\beta_0$ : 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た場合に次式の値をとるダミー変数である。

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

飽和領域および不飽和領域の両領域において、溶質（塩分）に関する移流分散方程式が以下の式 (7) のように定義される。

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \theta C}{\partial t} + \frac{\partial (\theta q'_x C)}{\partial x} + \frac{\partial (\theta q'_y C)}{\partial y} + \frac{\partial (\theta q'_z C)}{\partial z} = \\ & \frac{\partial}{\partial x} \left( \theta D_{xx} \frac{\partial C}{\partial x} + \theta D_{xy} \frac{\partial C}{\partial y} + \theta D_{xz} \frac{\partial C}{\partial z} \right) + \quad (7) \\ & \frac{\partial}{\partial y} \left( \theta D_{yx} \frac{\partial C}{\partial x} + \theta D_{yy} \frac{\partial C}{\partial y} + \theta D_{yz} \frac{\partial C}{\partial z} \right) + \\ & \frac{\partial}{\partial z} \left( \theta D_{zx} \frac{\partial C}{\partial x} + \theta D_{zy} \frac{\partial C}{\partial y} + \theta D_{zz} \frac{\partial C}{\partial z} \right) \end{aligned}$$

ここに、 $\theta$ : 体積含水率,  $q'_x, q'_y, q'_z$ : 実質流速 ( $q'_x = q_x/\theta, q'_y = q_y/\theta, q'_z = q_z/\theta$ ),  $C$ : 無次元溶質濃度 (塩分),  $D_{xx}, D_{yy}, D_{zz}, D_{xy}, D_{yx}, D_{yz}, D_{zy}$ : 分散係数テンソル  $D_{ij}$  の成分である。

式 (7) 中の体積含水率と分散係数テンソルの積  $\theta D_{ij}$  は、Scheidegger<sup>27)</sup>による流速依存型の表現式と分子拡散係数との和で表現する。

$$\begin{cases} \theta D_{xx} = \alpha_L q_x^2 / q_s + \alpha_T q_y^2 / q_s + \alpha_T q_z^2 / q_s + \theta v \\ \theta D_{yy} = \alpha_T q_x^2 / q_s + \alpha_L q_y^2 / q_s + \alpha_T q_z^2 / q_s + \theta v \\ \theta D_{zz} = \alpha_T q_x^2 / q_s + \alpha_T q_y^2 / q_s + \alpha_L q_z^2 / q_s + \theta v \\ \theta D_{xy} = \theta D_{yx} = (\alpha_L - \alpha_T) q_x q_y / q_s + \theta v \\ \theta D_{xz} = \theta D_{zx} = (\alpha_L - \alpha_T) q_x q_z / q_s + \theta v \\ \theta D_{yz} = \theta D_{zy} = (\alpha_L - \alpha_T) q_y q_z / q_s + \theta v \end{cases} \quad (8)$$

$q_s$ : スカラー流速,  $\alpha_L$ : 横分散長,  $\alpha_T$ : 縦分散長,  $v$ : 浸透層内の分子拡散係数である。 $\alpha_L, \alpha_T$ の値はそれぞれ、現地海岸を想定して $\alpha_L=100.0\text{cm}$ ,  $\alpha_T=10.0\text{cm}$ とした。

また、無次元塩分  $C$  と混合流体密度  $\rho$  との間には、以下のような関係式がある。

$$C = (\rho - \rho_f) / (\rho_s - \rho_f) \quad (9)$$

$\rho_s$ : 海水密度, である。つまり、無次元濃度  $C$  は海水密度で 1.0, 淡水密度で 0.0 の値をとることになる。

飽和帯における透水係数の値は均質・等方性媒体では一定であるが、不飽和帯においては体積含水率の値によって変化する。本解析では透水係数と体積含水率との関係を表す式として式 (10) で示される Brooks and Corey<sup>28)</sup>の実験式を用いた。

$$K = K_s \left\{ \frac{(\theta - \theta_r)}{(\theta_s - \theta_r)} \right\}^m \quad (10)$$

$K_s$ : 飽和透水係数,  $\theta_r$ : 最小水容量,  $\theta_s$ : 飽和含水率で

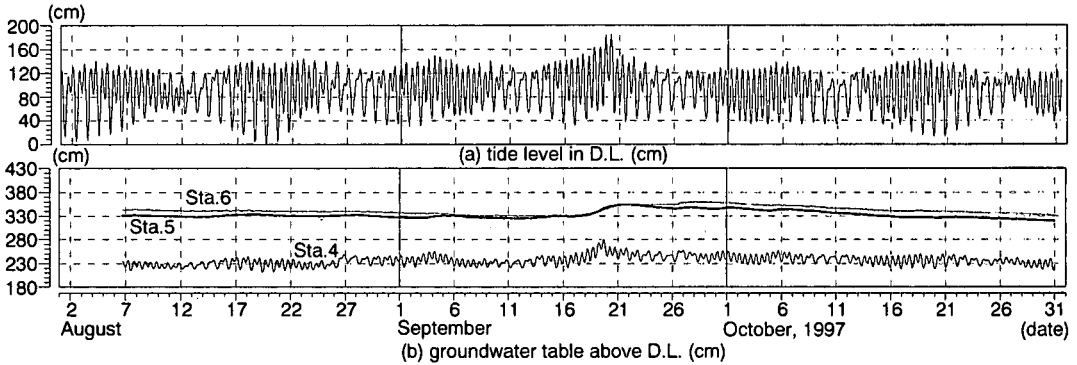


Fig. 10 Time series of measured (a) tide level and (b) groundwater level at Sta.4~6.

ある。飽和透水係数および飽和含水率 $\theta_s$ には現地砂から求めた値 ( $K_s=1.331 \times 10^{-2} \text{cm/s}$  および  $\theta_s=0.3759$ ) を用い、指数  $m$  の値については Irmay<sup>29)</sup>による理論値 (=3.0) を採用し、 $\theta_r$  は  $1.0 \times 10^{-3}$  とした。また、体積含水率とマトリックポテンシャルとの関係式には bubbling pressure 付近の曲線に緩部を持たせた、谷<sup>30)</sup>による実験式を使用した。

$$(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) = (\psi / \psi_0 + 1) \exp(\psi / \psi_0) \quad (11)$$

ここで、 $\psi_0$ : 比水分容量  $C_w$  の最大値を与えるマトリックポテンシャルである。

以上の基礎方程式、関係式 (4) ~ (11) を、差分法を用いた数値解法により解いた。空間的には 2 次精度の中央差分を、時間的には 1 次精度の Backward-Euler 法 (完全陰解法) を用いて離散化し、連立方程式の解法には SOR 法を用いた。また、各格子点上の圧力ポテンシャル、塩分に関する誤差の絶対値の総和がそれぞれ  $1.0 \times 10^2$ ,  $1.0 \times 10^4$  に達した時点で収束したと判定した。なお、Table 1 は計算に用いたパラメータをまとめたものである。

数値計算では  $x$  軸を岸沖方向、 $y$  軸を沿岸方向に取り、ポテンシャルおよび塩分に関して沿岸方向に一様性を仮定して周期境界条件を課すことにより、 $x$ - $z$  断面 2 次元の計算を行った。水平方向の境界条件には、水面上で開放条件、水面下では既知の無次元塩分 (淡水側で 0、海水側で 1.0) と静水圧分布を仮定した既知の圧力ポテンシャルを与え、鉛直方向に関する境界条件は通過する塩分フラックスおよび流量がゼロとした。初期条件は、全ポテンシャルと塩分を全領域でゼロ (静止平衡状態、淡水) とした。また、Fig.4 に示したように、不透水層は深さ 30m 以下にあり、その上部は一樣な砂層によって構成されているものと仮定し、透水係数等各パラメータは計算領域中で一樣とした。

## (2) 数値計算コードの妥当性に関する検討

作成した数値コードの妥当性を確認するために、矩形容器中に形成される定常塩水楔の計算を行い、以下の Tamai and Shima<sup>31)</sup>による海岸線付近の鉛直流速を考慮した非混合淡塩水境界面に関する実験式 (12) との比較を行った。

$$C_l(l) = (q_0 / \varepsilon K_s) \sqrt{(2\varepsilon K_s / q_0) l + 0.55} \quad (12)$$

ここに、 $l$ : 塩水側境界を原点とした水平座標、 $C_l$ :  $l$  軸から境界面までの深さ、 $q_0$ : 陸側から流入する淡水の単位幅流量、 $\varepsilon$ : 相対密度差 ( $\varepsilon = (\rho_s - \rho_f) / \rho_f$ ) である。なお、ここでは、実験室規模での計算例<sup>10)</sup>を参考に、分散長を  $\alpha_f = 2.5 \text{cm}$ ,  $\alpha_r = 0.5 \text{cm}$  としている。

Fig.9 は定常状態に達した流速分布および塩分濃度コンターであり、コンター中に式 (12) による非混合淡塩水境界面位置を併せて記載している。数値計算および実験式 (12) による塩水楔位置がほぼ一致していることから、数値コードの妥当性が確認された。

## (3) 水位変動の効果に関する検討

汀線近傍の流速場を精度良く見積るためには、潮汐や波浪による海面変動を考慮する必要がある。しかしながら、地下浸透流は極めて緩慢であるため、相対的に短い時間スケールの現象である波浪の影響を考慮することは、計算コストの面から妥当性を欠くものと考えられる。そこで本研究では、比較的長い時間スケールの現象である潮汐による海水位変動と、降雨等に伴う内陸側の地下水位変動を境界条件として逐次更新することによって数値計算に組み込み、その影響を検討した。

計算は潮位および地下水位変動を考慮しない run-1 と、これらを考慮した run-2 の 2 ケース行った。両ケースともに数値積分は実時間で 3 年間にわたって行い、run-2



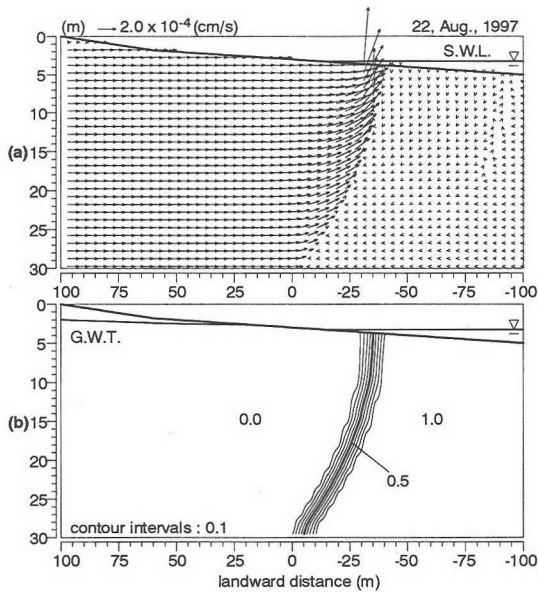


Fig. 11 Computational results for run-1: spatial distribution of (a) velocity vectors, (b) non-dimensional salinity.

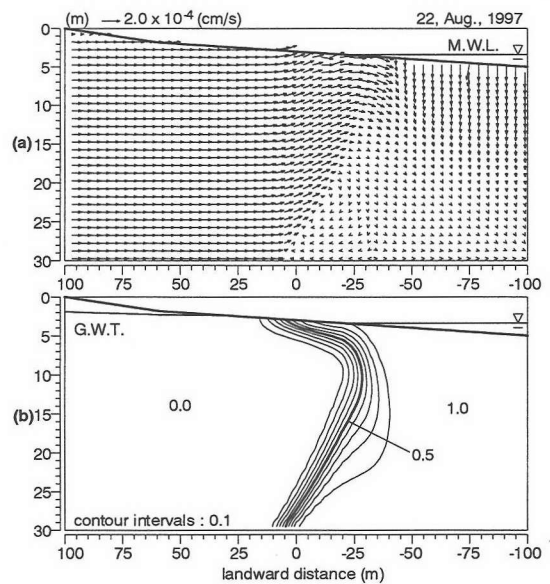


Fig. 12 Computational results for run-2: spatial distribution of (a) velocity vectors, (b) non-dimensional salinity.

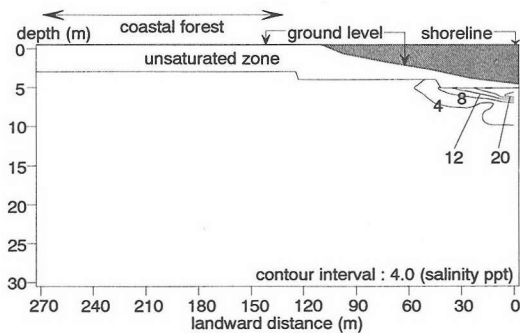


Fig. 13 Spatial distribution of salinity measured on Aug. 22, 1997.

ではこのうち最後の3ヶ月を、本観測期間を含む8/1~10/31に対応させている。Fig.10は計算に用いた(a)潮位、(b)地下水位の時系列を表しており、このうち地下水位は、Sta.4およびSta.5における地下水位を線形的に内挿して汀線から100mの距離におけるデータを作成し、内陸側境界条件として用いた。run-1では1997年8/22の日平均地下水位および平均潮位を時間的に一定として、run-2においては最初の2年9ヶ月は観測期間中の平均地下水位を時間的に一定値として与え、最後の3ヶ月間のみ観測値を逐次用いている。Fig.11およびFig.12は、このようにして計算されたrun-1, 2の結果であり、1997年8/22における日平均の(a)流速ベクトル、(b)無次元塩分の空間分布を表している。

まず流速分布を見ると、run-1, 2ともに汀線近傍で淡水が湧出しており、この部分の流速は内陸部の流速と比

較して大きくなっていることが分かる。run-1では汀線近傍の非常に狭い領域にのみ湧出流速が出現しているのに対して、run-2では湧出箇所が2, 3箇所に分散しているとともに、沖側領域の帯水層表面付近で下向きの流速が出現している点などが異なる。

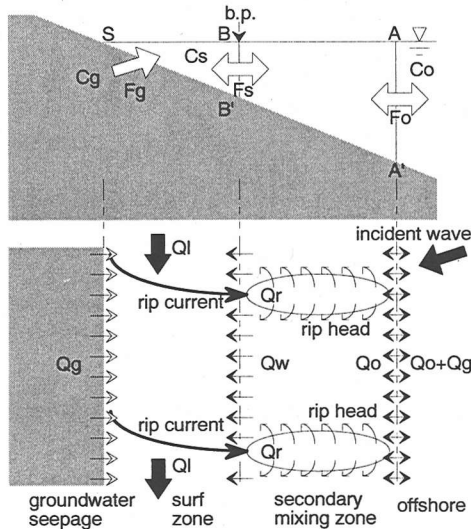
塩分分布も同様にrun-1, 2ではかなり異なっており、run-1では非常にシャープな淡塩境界面が形成されているのに対して、run-2では分散幅が相対的に広がっているとともに、特に帯水層表面の分布形が内陸方向に大きく傾いている。これは、現地観測によって見られた塩分分布(Fig.13。ただし、横軸の岸沖方向距離の取り方が異なることに注意)と定性的に一致している。このことは、現地データに見られる汀線近傍の屈曲した塩分分布の表現はrun-1のように一定水位を与えた従来の定常計算の枠組みでは不可能であり、水位変動を考慮することによってはじめて可能になることを示している。このように、水位変動の効果は流速分布を介して物質輸送に大きな影響を与えており、本研究のように汀線付近の生化学反応が重要となる現象を取り扱う上では、水位変動の影響を可能な限り厳密に取り扱う必要があるものと考えられる。

#### (4) 地下浸透流による海域への栄養塩供給量

次に、(3)のrun-2で得られた流速場に各栄養塩濃度の実測値を乗じることによって栄養塩フラックスを求めた結果について述べる。Table 2は、Sta.1断面(岸沖座標0m地点)における地下浸透流による海域への観測

**Table 2** Nutrient fluxes by groundwater seepage and Tone River discharge.

	Groundwater (ton/day)	Tone River (ton/day)
NO <sub>3</sub> -N	5.48×10 <sup>2</sup>	2.29×10 <sup>1</sup>
NO <sub>2</sub> -N	4.47×10 <sup>3</sup>	6.48×10 <sup>1</sup>
NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> -N	4.73×10 <sup>3</sup>	3.60×10 <sup>0</sup>
PO <sub>4</sub> <sup>3-</sup> -P	7.77×10 <sup>3</sup>	1.34×10 <sup>0</sup>
SiO <sub>2</sub> -Si	4.35×10 <sup>1</sup>	1.19×10 <sup>1</sup>



**Fig. 14** Schematic diagram of a mixing in the surf zone based on the model of Inman *et al.* (1971). The zone between rip currents constitutes a circulation cell. The 'b.p.' in the upper panel indicates breaking point.

期間を通じた平均栄養塩フラックスと、利根川下流部の流量データの3年(1993~1995)平均値および実測した栄養塩濃度の平均値を用いて求めた利根川からの平均栄養塩フラックスを示している。ただし、浸透流によるフラックスは、利根川の影響範囲内であると考えられる波崎漁港~鹿島港間の砂浜距離(16km)を乗じて、砂浜全体からの供給量として算出している。これによると、海域全体へ供給される栄養塩フラックスは全項目ともに利根川からの方が圧倒的に多く、河川に対する地下水の寄与は数%程度であることが分かる。しかしながら、河口から放出された栄養塩フラックスが全て周辺の砂浜に到達するわけではないので、両者を単純に比較することはできない。というのも、利根川からの河川水の流出パターンは、衛星画像等から南側に向けて偏流する形になりやすいことが分かっているため、河口から北側に位置する鹿島灘海岸への利根川河川水による栄養塩供給は量的にかなり小さいものと考えられる。したがって、鹿島

灘やその周辺海域全体への栄養塩供給は、利根川からの河川水がかなりの割合を占めているものと考えられるが、周辺の海岸近傍の水域については、Table 2のような単純な比較はできない。

そこでここでは、別の観点から地下水経由の栄養塩供給の寄与について評価してみた。まず、Inman *et al.*<sup>32)</sup>による碎波帯周辺における物質混合過程に関する簡単な評価を参考にすれば、前浜周辺における海水中の栄養塩輸送プロセスは Fig.14 のように表される。汀線から供給された物質(栄養塩)は沿岸流によって沿岸方向に移流される(ただし以下では簡単のため、沿岸方向に現象の一樣性を仮定する)とともに、碎波帯内において碎波に伴う乱れによって強い拡散を受け、さらに離岸流によって断面 B-B' を横切って沖側へと輸送される。そして、離岸流頭から secondary mixing zone と呼ばれる領域に広がった物質は、波の質量輸送によって再度碎波帯内へ供給される。つまり、海浜流循環によって碎波帯から secondary mixing zone にかけて強い水平混合作用を受けることになる。一方、断面 A-A' よりも岸側の領域と沖側海域の間では、波による質量輸送と下層での戻り流れとが海水交換を主に支配しているものと考えられる。そこで、静穏時の鹿島灘海岸の典型的な値として周期7秒、波高1.2mの波浪を考え、現地海浜を碎波帯幅150m、前浜勾配1/50と仮定し、線形理論により2次近似の質量輸送を求めると、検査断面 A-A' における線流量は  $Q_o = 2.24 \times 10^2$  (m<sup>2</sup>/s) となる。また、Inman *et al.*<sup>32)</sup>の方法を用いて離岸流による B-B' 断面を通じた線流量を求めると  $Q_r = 9.43 \times 10^2$  (m<sup>2</sup>/s)、地下水線流量の観測期間を通じた平均値は、(3)の数値シミュレーション結果(run-2)から  $Q_g = 3.93 \times 10^5$  (m<sup>2</sup>/s) と算定される。以上のことから、強い混合が生じている碎波帯内および secondary mixing zone を合せて1つの「ボックス」と考え、それを碎波帯周辺海域と呼べば、このボックスにおける栄養塩フラックスの収支は以下のように表現される。

$$V \frac{dC_s}{dt} = F_g + F_o \quad (13)$$

ここに、V: 碎波帯周辺海域の水塊体積、C<sub>s</sub>: 碎波帯周辺海域内の栄養塩濃度、F<sub>g</sub>、F<sub>o</sub>: 汀線延長Lの海岸における地下水および沖側海域から供給される栄養塩フラックスである。Q<sub>g</sub> < Q<sub>o</sub>であることを考慮すれば F<sub>o</sub> は次式(14)のように計算され、結局、式(13)は式(15)のように書き換えられる。

$$F_o = L \{ Q_o C_o - (Q_o + Q_g) C_s \} = L (Q_o C_o - Q_g C_s) \quad (14)$$

$$V \frac{dC_s}{dt} = F_g + L Q_o (C_o - C_s) \quad (15)$$

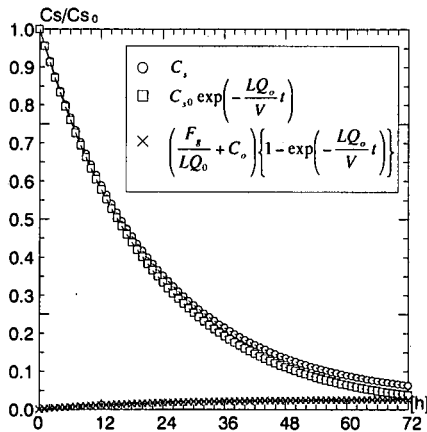


Fig. 15 Nutrient concentration  $C_s$  as a function of time with  $C_o=0.0$ . The circle, square and cross marks represent  $C_s$ , second, and first terms on the right hand side of equation (16), respectively.

Table 3 Averaged shallow-water nutrient concentration  $C_s$ ,  $F_s/LQ_o$ , denoting the effect of SGWD on shallow-water nutrient concentration and the ratio of  $F_s/LQ_o$  to  $C_s$  in percent.

	$C_s$ (mg/l)	$F_s/LQ_o$ (mg/l)	ratio (%)
$\text{NO}_3\text{-N}$	$6.53 \times 10^2$	$1.77 \times 10^3$	2.710
$\text{NO}_2\text{-N}$	$8.92 \times 10^3$	$1.45 \times 10^4$	1.633
$\text{NH}_4^+\text{-N}$	$4.58 \times 10^2$	$1.52 \times 10^4$	0.331
$\text{PO}_4^{3-}\text{-P}$	$8.33 \times 10^3$	$2.52 \times 10^4$	3.035
$\text{SiO}_2\text{-Si}$	$4.86 \times 10^1$	$1.41 \times 10^2$	2.887

ここで、 $C_o$ : 沖側海域における栄養塩濃度である。式 (15) は  $C_s$  のみを変数と考えれば直ちに解け、以下の式 (16) に示す解が得られる。

$$C_s = \left( \frac{F_s}{LQ_o} + C_o \right) \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{LQ_o}{V} t\right) \right\} + C_{s0} \exp\left(-\frac{LQ_o}{V} t\right) \quad (16)$$

ただし、 $C_{s0}$ : 時刻  $t=0$  における  $C_s$  の値である。式 (16) は、右辺第一項が地下水および沖側水塊の流入による濃度の上昇を、第二項が砕波帯周辺海域内水塊の沖への流出による濃度低下を表しており、 $t \rightarrow \infty$  の極限では  $C_s \rightarrow (F_s/LQ_o + C_o)$  に漸近することが分かる。

ところで、地下水を通じて供給された栄養塩の砕波帯周辺海域における滞留時間は、地形断面積 ( $V/L$ )。ただし、静穏時の砕波帯周辺海域の水塊体積  $V$  は現地海浜の砕波帯幅 150m, 前浜勾配 1/50 に加え, secondary mixing zone の幅を砕波帯幅の 1.8 倍<sup>32)</sup> と仮定して求めている。

を  $Q_o$  で除すことにより 44 時間程度と見積もられ、約 2 日間のオーダーである。つまり、地下水から供給された栄養塩は日オーダーで砕波帯周辺海域に滞留するため、前浜海域に供給される栄養塩量が海域中の栄養塩濃度をどの程度変化させるのかということの数日程度の時間スケールにおいて考えておく必要がある。Fig.15 は式 (16) の特性の一例として  $\text{NO}_3$  変化について  $C_s$  および式 (16) の各項を示したものであり、沖側濃度  $C_o$  を 0.0,  $C_{s0}$  に本観測で測定された汀線部海水中の平均濃度 ( $6.53 \times 10^2$  mg/l) を与えている。 $C_o=0.0$  とすることによって、砕波帯周辺海域中の栄養塩は 2~3 日の間に速やかに希釈され、最終的には濃度  $F_s/LQ_o$  ( $=1.77 \times 10^3$  mg/l) へと漸近することが示されている。この  $F_s/LQ_o$  は、沖側水塊との混合効果を考慮した、地下水による砕波帯周辺海域への栄養塩供給の寄与を表す指標の一つとなっている。つまり、 $F_s/LQ_o$  が海域中の栄養塩濃度  $C_s$  と比較してどの程度の大きさになっているかを見ることによって、地下水による栄養塩フラックスが沖側水塊との混合を通じて海域の栄養塩環境に与える影響を定量化することができる。そこで、Table 3 に栄養塩各項目について、汀線付近の海水中栄養塩濃度の観測期間全体を通じた平均値  $C_s$ ,  $F_s/LQ_o$ , および  $F_s/LQ_o$  の  $C_s$  に対する比 (%) を表示した。Table 3 から、地下水による海水中の栄養塩濃度に対する寄与は高々数%程度と比較的小さなものであることが分かる。このことは、本観測海域においては、地下水中の栄養塩フラックスは前浜周辺海域における静穏時の栄養塩濃度変化を引き起し得るものの、濃度レベルを変える程度の有意な大きさではないことを示すものである。そのため、海域の生物生産を支える栄養塩環境は、沖側水塊の影響をより強く受けた結果として形成されているものと考えられる。

なお、利根川は我が国最大級の河川であるため、その栄養塩フラックスは極めて大きい値となっているが、このような大河川を周辺に有さない自然海浜周辺における生物生産に対しては、地下水からの栄養塩供給がより重要な意味を持つことになることは言うまでもない。また、ここでフラックス算定のベースとした浸透流計算では、遡上波の影響を考慮していないため、前浜周辺における地下水と海水との交換流量を過小評価しているものと推察される。さらに、現地海岸で多く見られる排水口や小河川からの供給<sup>15), 16)</sup>, あるいは本観測海域北側に位置する那珂川の影響などに関しても無視できない可能性がある。これらの要素についても今後具体的な検討が必要であるものと考えている。

## 5. おわりに

帯水層中における後背地起源の栄養塩濃度は高く、ア

ンモニア態窒素を除き、河川水中濃度と同程度以上である。内陸側の帯水層表層では好気性環境下での硝化活性が高いため硝酸態窒素が極めて多く、反対に亜硝酸態窒素、アンモニア態窒素は著しく少ない。汀線近傍では脱窒と硝化が同時に生じる複雑な化学環境が形成され、後背地からの栄養塩と、海域より供給される有機物から生じる無機窒素および無機リンとが混合して海域へと湧出している。そして、前浜周辺での地下水中栄養塩濃度には明確な季節変化が確認されたことから、生化学過程に関係するバクテリアの活性にも季節変動が存在するものと考えられた。

地下水位、潮位変動を考慮することにより、前浜周辺の浸透流場を精度良く表現できる数値計算手法を用いて帯水層から湧出する栄養塩フラックスを求めた。その結果、地下水によるフラックスの値は海域全体への寄与として見れば極めて小さく、鹿島灘海域全体では利根川の影響が大きかった。また、ボックスモデルにより前浜部の碎波帯周辺海水中の栄養塩環境に対する地下水の寄与を見積もったところ、濃度レベルを変え得るほどの有意な大きさではないことが示された。そのため、極浅海域の栄養塩環境は主として沖側水塊の影響を強く受けて形成されているものと考察された。しかしながら、これらの解析は波の遡上の影響を無視し、さらに帯水層の一様性を仮定した形で行っていることから、地下水の影響を過小評価している可能性がある。そのため、より精緻な観測および計算を今後行っていく必要があるものと考えられる。

なお、海岸林は後背地起源の帯水層中栄養塩濃度を減少させていることが観測データから示されたが、海岸林を構成する植生の種類によっては、落葉等に伴って栄養塩を帯水層中に供給する可能性もある。これについても、今後さらなる調査が必要である。

#### 参考文献

- 1) Kohout, F. A. : The flow of fresh water and salt water in the Biscayne Bay aquifer of the Miami area, Florida. Sea water in coastal aquifers. *U.S. Geol. Surv., Water Supply Pap.*, 1616-C, pp.12-32, 1964.
- 2) Kohout, F. A. and Kolipinski, M. C. : Biological zonation related to groundwater discharge along the shore of Biscayne Bay, Miami, Florida, *Estuaries* (edited by Lauff, G. H.), Conf. On Estuaries, Jekyll Island, GA., No.83, Am. Assoc. Adv. Sci., Washington, D. C., pp.488-499, 1967.
- 3) Johannes, R.E. : The ecological significance of the submarine discharge of groundwater., *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 3, pp.365-373, 1980.
- 4) Sutcliffe, W. H. : Some relations of land drainage, nutrient and particulate material, and fish catches in two eastern Canadian bays, *J. Fish. Res. Bd. Can.*, No. 29, pp. 357-362, 1972.
- 5) Marsh, J.A., Jr. : Terrestrial inputs of nitrogen and phosphates on

- fringing reefs on Guam, *Proc. Third Int. Coral Reef Symp.*, Univ. of Miami, pp.331-336, 1977.
- 6) D'Elia, C.F., Webb, K.L. and Porter, J.W. : Nitrate-rich groundwater inputs to Discovery Bay, Jamaica: a significant source of N to local reefs?, *Bull. Mar. Sci.*, Vol.31, pp.903-910, 1981.
- 7) Capone, D.G. and Bautista, M.F. : A Groundwater Source of Nitrate in Nearshore Marine Sediments, *Nature*, No. 313, pp. 214-216, 1985.
- 8) McLachlan, A. and Illenberger, W. : Significance of groundwater nitrogen input to a beach/surf zone ecosystem, *Syngologia*, Vol.2, No.4, pp.291-296, 1986
- 9) Simmons, Jr. G.M. : Importance of submarine groundwater discharge (SGWD) and seawater cycling to material flux across sediment/water interfaces in marine environments, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, Vol.84, pp.173-184, 1992.
- 10) Moore, W.S. : Large groundwater inputs to coastal waters revealed by <sup>226</sup>Ra enrichments, *Nature*, Vol.380, pp.612-615, 1996.
- 11) Church, T.M. : An underground route for the water cycle, *Nature*, Vol.380, pp.579-580, 1996.
- 12) 鷲見栄一, 上田真吾 : 地下水中栄養塩の砂浜から沿岸域への流入過程, 地下水・土壌汚染とその防止対策に関する研究集会第5回講演集, 1997.
- 13) Younger, P.L. : Submarine groundwater discharge, *Nature*, Vol.382, pp.121-122, 1996.
- 14) 仲宗根琢磨, 足立久美子, 竹内智行, 日向野純也, 八木 宏 : 砂浜地下水中の栄養塩濃度について, 海洋学会秋季講演会梗概集, p.128, 1997.
- 15) 柳嶋慎一, 加藤一正, 中官利之, 金澤 寛, 原田久志 : 現地海岸に埋設した透水層の海水浄化効果, 海岸工学論文集, 第44巻, pp.1171-1175, 1997.
- 16) 初井和朗, 神野健二, 上田年比古, 伊藤敏朗, 細川土佐男, 平野文昭 : 不飽和領域を考慮した海岸自由地下水の塩水の侵入・分散の数値解析, 日本地下水学会誌, Vol.28, No.3, pp.103-112, 1986.
- 17) 運輸省第五港湾建設局 : 砂浜の海水浄化作用 (養浜工計画基礎調査報告書総集編), 1981.
- 18) 足立久美子, 日向野純也, 木元克則 : 鹿島灘砂浜海岸における一次生産 (1992年), 水産工学研究所技報 (水産土木), Vol. 16, pp. 13-24, 1994.
- 19) Greenland, D. J. and Hayes, M. H. : Soil processes, The chemistry of soil properties, Chap.1, John Wiley & Sons, pp.1-35, 1981.
- 20) Freeze, R.A. and Cherry, J.A. : Groundwater, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., pp.384-457, 1979.
- 21) 坂本市太郎 : 生態系の構造と機能—1.砂浜・河口, 沿岸域の生態学とエコテクノロジー (栗原 康編), 東海大学出版会, pp.119-125, 1988.
- 22) 坂本市太郎 : 砂浜の潮汐に伴う呼吸 (有機物の好気分解代謝) 機能, 用水と廃水, Vol.36, No.1, pp.44-52, 1994.
- 23) Lowrance, R.R. and Pionke, H.B. : Transformation and movement of nitrate in an aquifer systems, Nitrogen management and groundwater protection (edited by Follett, R.F.), Elsevier, pp.373-392, 1989.
- 24) 林孝市郎 : 砂浜による浄化, 水産学シリーズ 30, 水域の自浄作用と浄化 (日本水産学会編), 恒星社厚生閣, pp.111-124, 1979.
- 25) Pinder, G. F. and Cooper, Jr. H. H. : A numerical technique for calculating the transient position of the saltwater front, *Water Resour. Res.*, Vol.6, No.3, pp.875-882, 1970.
- 26) Pinder, G.F. and Gray, W. G. : Finite element simulation in surface

- and subsurface hydrology, Academic Press, London, p.295, 1977.
- 27) Scheidegger, A.E. : General theory of dispersion in porous media, *J. Geophys. Res.*, Vol.66, pp.3273-3278, 1961.
- 28) Brooks, R.H. and Corey, A.T. : Properties of porous media affecting fluid flow, *Proc. ASCE, IR*, Vol.92, pp.61-88, 1966.
- 29) Imry, S. : On the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Trans. AGU*, Vol.35, pp.463-467, 1954.
- 30) 谷 試 : 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.
- 31) Tamai, N. and Shima, S. : Salt-water wedge in unconfined coastal aquifers, *Trans. JSCE*, No.139, pp.31-38, 1967.
- 32) Inman, D.L., Tait, R.J. and Nordstrom, C.E. : Mixing in the surf zone, *J. Geophys. Res.*, Vol.76, pp.3493-3514, 1971.

(1999.1.28 受付)

## SUBMARINE GROUNDWATER DISCHARGE INTO THE SEA AND ASSOCIATED NUTRIENT TRANSPORT IN A SANDY BEACH

Yusuke UCHIYAMA, Peter RÖLKE, Kumiko ADACHI,  
Kazuo NADAOKA and Hiroshi YAGI

Submarine groundwater discharge (SGWD) and associated nutrient fluxes at Hasaki sandy beach along Kashima coast in Japan are investigated through field measurements and numerical simulations. The field data indicate that (1) groundwater has higher concentrations of land-derived nutrients than seawater; (2) microbial activity near the shoreline induces mineralization, reduction and oxidation of nitrogen and phosphorus; and (3) in the portion of the aquifer underlying coastal forest, nitrate is appreciably utilized and removed. A numerical model incorporating effects of water-table and tidal fluctuations is developed to evaluate SGWD with high accuracy. Assuming that the aquifer consists of homogeneous sandy soil, the simulation results show that the impact of SGWD on the marine and estuarine ecosystems is less than that of Tone River runoff. Nutrient flux via groundwater seepage is a minor component of primary productivity in the surf zone.