

## 汀線近傍に形成される海岸帯水層中の 局所循環流構造に関する解析

内 山 雄 介\*

### 1. はじめに

砂浜海岸帯水層中の地下浸透流は、漂砂による海浜変形過程、内陸部の塩水化問題、海域への栄養塩供給過程、有機化合物の分解機構、海岸植生の生育環境など、海岸保全を含めた海岸環境全般に多大な影響を及ぼしている(例えば, Duncan, 1964; Uchiyama *et al.*, 1999). 特に汀線近傍の地下水は、淡水と海水とが混合した密度流としての取り扱いが求められることに加えて、潮汐や波浪等によって地下水面が時空間的に変動するという特徴を有する。また、地下水面上の不飽和帯での水分移動およびそれに伴う物質輸送は、地下水中の生化学環境を考える上で重要となる。したがって、海岸環境という観点から地下水の役割を考える際には、不飽和帯を含めた浸透流場を、海面と地下水面の非定常性および帯水層中の密度分布を考慮した形で測定、あるいは解析を行うことが必須の要件となる。しかしながら、帯水層中の浸透流速分布を時空間的に密に収集することは測定機器や測定方法の点から大幅な制約があり、事実上ほぼ不可能である。これに対して、地下水位データは簡便に取得できることから、これを浸透流数値モデルに組み込んで内部の流速場を得ることが実際には有効な方法となる。

塩水の混入を含む不圧海岸帯水層中の浸透流数値モデルは、Segol *et al.* (1975) によってその基本的な枠組みが示された。その後、例えば、井内・柿沼 (1996) は浸透流式に不飽和帯の流れをも解析対象とし得る Richards 式を用いた数値解析結果を報告している。既往の研究では、地表面からの水分供給や地中における排水等に伴う非定常流を取り扱ったケースはあるものの、潮汐や波浪の作用に伴って変動する非定常浸透流に関して、Richards 式と塩分の移流分散式を用いて解析した例は、著者の知る限りない。一方、土屋ら (1993), Li *et al.* (1997) は、全水頭に関する Laplace 式を基礎式とした BEM (境界要素法) モデルによって、潮汐および波浪に伴う地下水面の非定常過程を解析している。特に Li *et al.* (1997) のモデルは、Parlange and Brutsaert (1987) による鉛

直一次元の Richards 式の近似解を境界条件に組み込むことによって、簡単ではあるが不飽和帯(毛管帯)の影響を取り入れたものとなっている。しかしながら、浸透流式を Laplace 式で表現する以上、透水係数の時空間変化を組み込めないこと、塩分の効果を考慮していないことが根本的な問題として残っている。

そこで本研究では、海岸地下水の問題において極めて重要でありながら、同時に取り扱われることのなかった海水面変動(ここでは潮汐程度の周期の変動を対象とする)および密度流の効果に着目し、これらを考慮した飽和-不飽和浸透流モデルによって海岸地下水の挙動を詳細に調べることを目的とする。さらに、海浜断面形状や潮位変動振幅などを変化させた場合の浸透流場をシミュレートし、これらの海浜性状の違いが潮間帯周辺の浸透流場に与える影響を解析した結果について報告する。

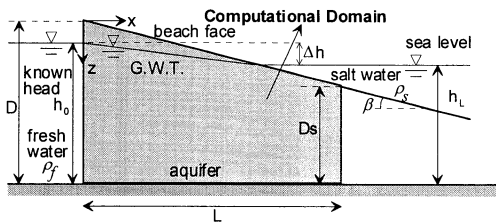
### 2. 数値計算の概要

以下に、本研究で用いた数値モデルおよび計算条件等の概要を簡単に述べるが、その詳細については Uchiyama *et al.* (1999) を参照されたい。

基礎方程式は、溶質(塩水)の混入に伴う浸透ポテンシャルの変化を考慮した Richards 方程式と、地下水中の溶質に関する移流分散方程式である。なお、不飽和透水係数と体積含水率との関係には Brooks-Corey 式を、体積含水率と圧力ポテンシャルとの関係には谷式を、分散係数テンソルには流速依存型の表現式をそれぞれ採用した。また、飽和透水係数  $K_s$ 、飽和含水率  $\theta_s$  には、鹿島灘波崎海岸で採取した現地砂から求めた値 ( $K_s = 1.331 \times 10^{-2} \text{ cm/s}$  および  $\theta_s = 0.3531$ ) をそれぞれ用いた。

境界条件は、水平方向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。解析対象とした計算領域は図-1 に模式的に示す通りであり、一様勾配の砂浜海岸の一部分を模した形状を考えた。この地形に対して、淡水フラックス(平均地下水位勾配)、海浜勾配、潮

\* 正会員 博(工) 運輸省港湾技術研究所 海洋環境部漂砂研究室 波崎海洋研究施設



図一 数値計算対象領域に関する模式図. ハッチを施した領域が実際の計算領域に対応している.

表一 地形, 潮汐等に関する数値パラメーター一覧.

Run #	$\tan \beta$	$D_s$	$h_0$	$h_{L0}$	$\Delta h$	$h_a$
1	1/20	25 m	28.7 m	27.5 m	1.2 m	1.0 m
2	1/20	25 m	28.5 m	27.5 m	1.0 m	1.0 m
3	1/20	25 m	28.7 m	27.5 m	1.2 m	1.0 m
4	1/20	25 m	28.9 m	27.5 m	1.4 m	1.0 m
5	1/20	25 m	28.5 m	27.5 m	1.0 m	0.5 m
6	1/10	20 m	26.0 m	25.0 m	1.0 m	1.0 m
7	1/20	25 m	28.5 m	27.5 m	1.0 m	1.0 m

note:

$\tan \beta$ : beach slope  
 $D_s$ : thickness of aquifer at seaward boundary  
 $h_0$ : groundwater table at landward boundary  
 $h_{L0}$ : mean sea level  
 $\Delta h$ : difference between  $h_0$  and  $h_{L0}$   
 $h_a$ : amplitude of tidal fluctuations

位変動振幅等を変化させた全7ケースの計算を行った. ここでは,  $M_2$ 分潮が卓越する海岸を想定して, 周期12.0時間の正弦波によって潮位変動を与えることとした.

各計算ケースにおける地形, 潮汐などに関するパラメータを表一に一覧表示する. 但し, 全ケースともに陸側帯水層厚  $D=30.0$  m, 水平距離  $L=100.0$  mである. Run-1では, 海浜勾配1/20, 平均地下水位差  $\Delta h=1.2$  mの砂浜帯水層について, 振幅  $h_a=1.0$  mの潮位変動を与えて, さらに地下水密度を一定値  $\rho_f$  として密度流の効果を無視した計算を行った. Run-2以降では全てのケースで塩水の混入を考慮しており, Run-2~4では, Run-1と全く同一の砂浜, 潮汐に対して  $\Delta h$ を1.0 mから1.4 mまで変化させることによって陸域からの淡水フラックスを変化させた. また, Run-2で与えた地形, 潮汐条件をベースとして, Run-5では潮位振幅のみを半分の0.5 mに, Run-6では海浜勾配のみを急峻(1/10)にした比較計算を行った. Run-7では wave set-up 及び set-down の効果を考慮したが, それ以外の条件は全て Run-2 と同一にしている.

計算は, まず海面の平均水位  $h_{L0}$ を一定値として定常塩水楔が形成されるまで実時間にして約3年間の数値積分を行い, その後, 潮位変動を与えた非定常計算を行う, という手順で実施した. 全ケースともに, 非定常計算を開始してから数ヶ月後には, 一潮汐間にわたって平均した塩水楔の形状が概ね一定となり, 動的な平衡状態に達

した. そのため, 非定常計算では10ヶ月間の数値積分で打ち切り, 最後の一潮汐間の平均流況および塩分分布を解析対象とした. なお, これ以降では, 計算開始から約3年後の流況を定常状態, その後潮位変動を考慮して約10ヶ月を経た後の最後の一潮汐にわたって平均した流況を動的平衡状態と称することとする.

### 3. 数値計算結果と考察

#### 3.1 浸透流場に及ぼす水面変動・密度の影響

まず, 海岸帯水層中の浸透流の基本特性を把握するために, 密度変化を考慮しない Run-1 とこれを考慮した Run-3 による, 定常状態および動的平衡状態における計算結果を比較する. Run-1 と Run-3 とでは, 地形条件は全く同一であり, 唯一, 塩水侵入の有無のみ計算条件が異なっている.

Run-1 および Run-3 による数値シミュレーション結果として, 浸透流速分布を図二に示す. ここで, (a) Run-1: 定常状態, (b) Run-3: 定常状態, (c) Run-1: 動的平衡状態, (d) Run-3: 動的平衡状態の浸透流速場をそれぞれ表している. また, Run-3 の定常状態および動的平衡状態での無次元塩分分布を図三(a), (b)にそれぞれ示す. 図二(a) と (b) とを比較すると, 地下水位勾配によって海向きの流れが駆動されており, 加えて, 汀線近傍で湧出するような流れ場が形成されているという傾向が両者に共通して見られる. しかしながら, 帯水層中層から底層にかけての定常時の流況は,  $x=40\sim60$  m 付近を中心に大きく異なっている. ここで, Run-1, 3 ではともに, 地下水面および帯水層最下部は流線, 海底面は等ポテンシャル面であり, 陸から海に向かう圧力勾配によって流れが駆動されるので, 全ポテンシャルは海向きかつ上向きに減少していくことになる. その結果, 海浜表面上の圧力ポテンシャルの不連続点付近である汀線部を中心として, 上向きの流れが励起される. また, Run-3 では塩分の混入によって海底面上の圧力ポテンシャルが Run-1 よりも大きくなるため, 海底面下の帯水層中で下向きの流れがより強く引き起こされる. さらに, この下向き流れによって海水側から浸入する水塊が, 密度効果を受けて淡水の下部に潜り込み, 陸側からの圧力勾配と界面でのせん断応力とが釣り合った状態となって定常状態に達し, 塩水楔が形成される (図三(a)). そのため, Run-3 では地形効果と密度効果の双方の影響を受けて浸透流場が形成されることになり, 結果として汀線近傍の上向き流れが助長されているものと解釈される.

さらに, 潮位変動を考慮した場合の流速分布 (図二(c), (d))を見ると, 両者ともに定常状態と比較して流況がかなり変化している. 特に, 汀線近傍の帯水層表面において, 平均的な汀線位置 ( $x=50$  m) より陸側では下

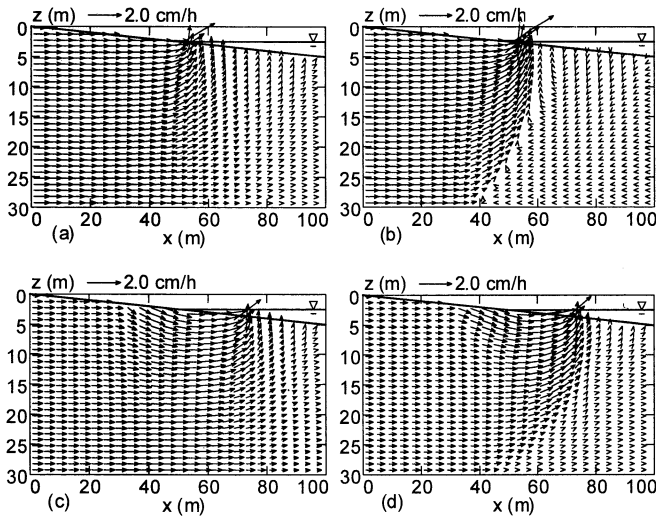


図-2 内陸側水位と平均海水位との差  $\Delta h$  が同一である Run-1 および Run-3 による数値シミュレーション結果 (浸透流速分布)。(a) Run-1 による定常浸透流速場、(b) Run-3 による定常浸透流速場、(c) Run-1 による動的平衡時の一潮汐平均浸透流速場、(d) Run-3 による動的平衡時の平均浸透流速場。塩水侵入の影響は Run-3 のみに考慮しているが、それ以外の計算条件は全て同一である。

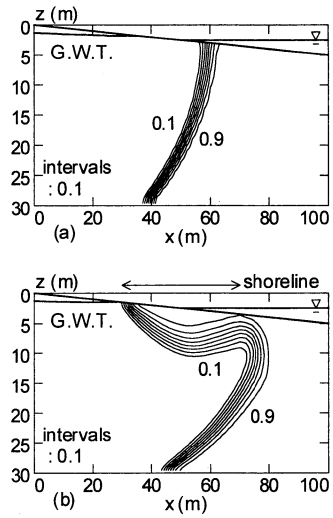


図-3 Run-3 による数値シミュレーション結果 (無次元塩分分布)。(a) 定常無次元塩分分布、(b) 動的平衡時の一潮汐平均塩分分布。無次元塩分値は、海水で 1.0、淡水で 0.0 である。

向き、沖側では上向きの、いわば局所的な循環流と呼ぶべき構造が明確に形成されていることが分かる。この局所循環流の水平空間スケールは、潮位変動に伴う汀線位置の移動範囲 ( $x=30\sim 70$  m) と概ね対応しており、しかも密度効果の有無に関わらず生じることから、循環流は主として潮位変動の影響によって生じたものであることが分かる。また、図-3 に示されるように、塩水混入を考慮した Run-3 による塩分分布も、定常時と動的平衡時とは大きく異なっており、塩水楔の位置が全体的に海側へ移動するとともに、循環流が生じている帯水層表層部では内陸側へ屈曲して傾いたような形で塩分の濃い領域が侵入している。

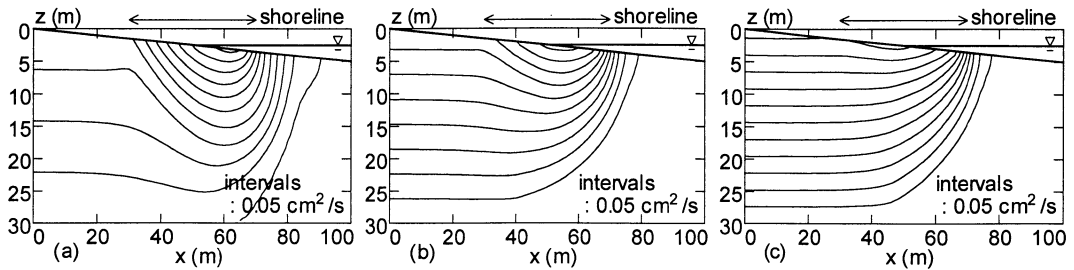
この分布形状の形成メカニズムは以下のように考えられる。まず、潮間帯下の帯水層表層では、上げ潮時に海水が供給されて下方へ浸透し、下げ潮時には海側へ流出する。動的平衡時には海浜表面上の圧力ポテンシャルの不連続点である汀線が潮汐に伴って移動しているため、定常時に  $x=50\sim 60$  m の位置にあった湧出点は、常に冠水している地点である干潮時汀線 ( $x=70$  m) 付近に向かって沖側へ移動する。その結果、潮間帯陸側では下方へ向かい、海側では上方へ向かう流れが支配的になり、局所的な循環流パターンが形成されたものと考察される。また、屈曲した塩分分布は、帯水層表層に形成される循環流の位置と空間規模に概ね一致していることから、循環流によって形成されたものであることが分かる。

### 3.2 局所循環流構造に及ぼす淡水フラックスの影響

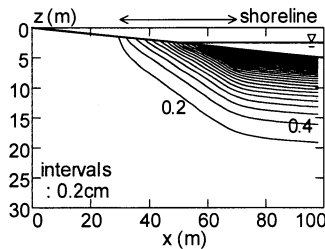
海岸帯水層中に出現する局所循環流が、様々な外的要因によって、その構造をどのように変化させるかを調べる。本節では、陸域からの淡水フラックスの大小がこれらの構造に及ぼす影響について、Run-2~4 を比較する形で検討する。表-1 に示したように、淡水フラックスは平均地下水面勾配を変化させることによって調節しており、 $\Delta h=1.0$  m とした Run-2 ほど流量が小さく、Run-3、4 の順に大きくなっている。

図-4(a)~(c) は、それぞれ Run-2~4 による動的平衡状態における平均流速場から求めた流線を表している。内陸からの淡水流量が最も少ない Run-2 では、潮間帯周辺の帯水層表層において、最高潮時汀線側では下方へ、最低潮時汀線側では上方へ向かう局所循環流が形成されている。さらに、その構造は Run-3~4 と比較してかなり明確であり、 $\Delta h$  の増加とともに明確さを失っていく傾向にあることが分かる。淡水フラックスの増加は海向き浸透流を助長するとともに、淡塩境界によって上方へ流向を変えられて汀線周辺で湧出するというパターンを強化することになる。そのため、淡水フラックスが多いほど定常状態に近いような流れ場としての性質が浸透流場に強く現れて、循環流構造が相対的に不明瞭になったものと解釈される。

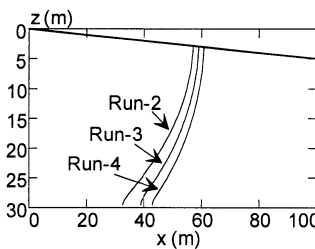
また、浸透流場に対する潮位変動の効果を見るため、Run-3 で求めた圧力ポテンシャルについて一潮汐間の標準偏差  $\phi_{R.M.S}$  を求め、空間分布の形で表示したものが図



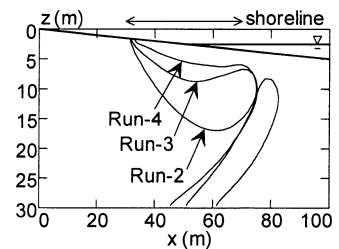
図—4 陸域からの淡水フラックスが動的平衡状態における海岸地下浸透流場に及ぼす影響。(a)～(c)はそれぞれ Run-2～4 による計算値から求めた流線を表している。内陸側水位と平均海水位との差  $\Delta h$  を変化させることによって Run-2 から Run-3, Run-4 の順に淡水流量を大きくしている。



図—5 圧力ポテンシャルの標準偏差分布 (Run-3)



図—6 定常塩境界分布 (Run-2～4)



図—7 動的平衡時の塩境界分布 (Run-2～4)

—5である。 $\phi_{R.M.S}$ は潮汐に起因して生じたものであるが、その値は内陸側ほど小さく、帯水層表層ほど大きく、しかも海浜表面下12～13m程度より下ではほぼゼロである。なお、ここでは示さないが、Run-3, 4における $\phi_{R.M.S}$ 分布についてもRun-2のそれとほぼ同じ分布形であった。つまり、Run-2～4では、外力(潮汐)条件が同一であるため、潮汐による局所循環流の強さには殆ど差が生じず、淡水フラックスの増加によってその構造が見えにくくなったものと考察される。

次に、Run-2～4における定常および動的平衡時の塩境界形状を図—6と図—7に示す。ただし、ここでは塩境界として無次元塩分  $C=0.5$  の等値線を用いている。図から、淡水流量の増大に伴って、定常塩水楔は全体的な位置を沖側へ、動的平衡状態では帯水層表層に滞留した塩水塊を上方へと徐々に移動させている様子が見て取れる。これらは淡水フラックスの増加によって帯水層内部の力学バランスが変化した結果生じたものであり、特に動的平衡状態では、流量の増加に伴って循環流パターンが不明確になることに対応して、塩分の滞留域が縮小されたものと考えられる。

### 3.3 局所循環流構造に及ぼす潮位変動振幅、海浜勾配、波浪の作用に伴う平均海面分布の影響

局所循環流に影響を与える外的要因として、ここでは潮位変動振幅、海浜勾配、波浪の作用に伴う平均海面分布の変化を取り上げる。図—8(a)～(c)はそれぞれ、

Run-5～7による計算値から求めた、動的平衡状態における流線分布を表している。表—1に示したように、各計算はRun-2と比較する形で行われており、(a)Run-5:潮位変動振幅を半分の0.5mにしたケース、(b)Run-6:海浜勾配を倍の1/10にしたケース、(c)Run-7:wave set-upおよびset-downの効果を考慮したケースとなっている。なお、wave set-up, set-down量の岸沖分布には、沖波波高1.0m、沖波周期5.0sを与えて、井内・柿沼(1996)と同様の方法によって計算された値を用いている。汀線におけるset-up量は16.9cm、砕波点におけるset-down量は3.1cmである。

まず、Run-5による流況を見ると(図—8(a))、潮間帯周辺における局所循環流構造がRun-2(図—4(a))よりかなり不明瞭となっている。このことは、潮位変動が小さい場合には、潮位変動によって汀線部に生じる局所循環流はその空間規模が縮小されて構造が不明瞭になることを示している。また、Run-6における流線パターン(図—8(b))からは、Run-2(図—4(a))よりも局所循環流の空間スケールは小さいものの、流線間隔が狭く、したがってより強い流れが汀線近傍に生じていることが分かる。これは、海浜勾配が大きいくほど潮汐に伴うポテンシャルの鉛直勾配の変化が大きくなって鉛直流速変動が強化された結果、局所循環流が強められたことを表しているものと考察される。ただし、循環流の空間スケールは潮汐による汀線の変動範囲とほぼ対応するため、同じ

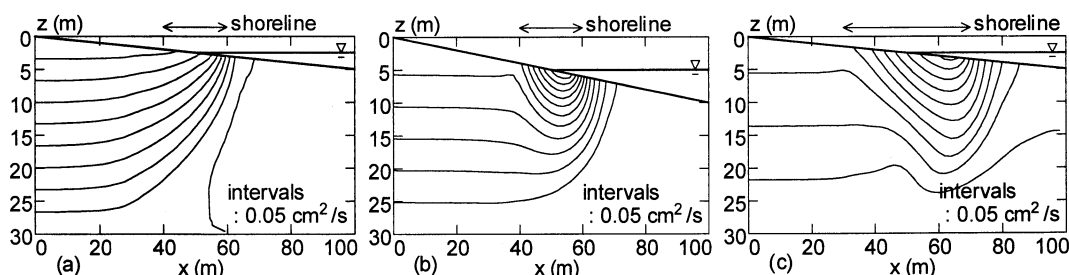


図-8 地形、潮汐条件の変化が動的平衡状態における海岸地下浸透流場及ぼす影響。(a)～(c)はそれぞれRun-5～7による流線の計算値を表している。各計算はRun-2と比較する形で行われており、(a)潮位変動振幅を半分の0.5 mにしたケース、(b)海浜勾配を倍の1/10にしたケース、(c) wave set-up および set-down の効果を考慮したケースとなっている。

潮位変動振幅に対してより急勾配の海底地形を与えたRun-6の方が汀線の移動範囲が狭くなり、Run-5と同様にRun-2よりも小規模になったものと考えられる。

続いて、wave set-up, set-down を考慮したRun-7によって求められた流線分布を見ると(図-8(c))、これらを考慮しないRun-2(図-4(a))と比較して、全体的なパターンはよく似ているものの、Run-7では帯水層中の流線がわずかに海向き上方に押し上げられているような傾向が現れている。この傾向は、set-down 量が最大となる碎波点の移動範囲( $x = 74 \text{ m} \pm 20 \text{ m}$ )の内部からやや岸側にかけての領域に出現しており、wave set-up, set-down による平均海水面勾配に対応した海底面上の圧力勾配によって、碎波点に向かって鉛直上向き流れが帯水層中に生じた結果を反映しているものと思われる。しかしながら、Run-2とRun-7による流況の差異がそれほど大きくないことから、局所循環流の形成に対しては、変動振幅のより大きい潮汐の影響が相対的に強く現れるものと考えられる。

#### 4. おわりに

本研究では、海水面変動、密度効果、不飽和帯の浸透流を統一的に解析し得る数値モデルを用いて、海岸帯水層中の地下水の挙動を詳細に調べた。その結果、潮汐程度の周期を有する海面変動を考慮することによって、汀線周辺の帯水層中に「局所循環流」と呼ぶべき特徴的な流れが形成されることを見出した。同時に、その影響を受けて地下塩水楔が内陸側に屈曲したような分布に変化し、帯水層表層に塩分が滞留する領域が出現することが明らかになった。また、陸域からの淡水フラックスが大きいほど汀線近傍に生じる上昇流が卓越し、局所循環流構造が不明瞭になることを示した。さらに、潮位変動振幅が小さい場合には循環流が弱められること、海浜勾配が急峻な場合には循環流速が強化されること、wave set-up および set-down は循環流の発達に対して海面変動ほどは寄与しないことなどを明らかにした。

本研究で示されたように、海岸地下帯水層中に形成さ

れる局所的な循環流構造は砂浜海岸における海底面直下の浸透流場を著しく変形させている。前浜から後浜にかけての帯水層表層における地下浸透流は海浜変形に対して重要な役割を果たしているため、今後はこのような循環流の寄与を考慮しながら検討していくことが必要となろう。さらに、循環流に伴う塩分場の変化は、前浜部の生化学環境を大きく変化させる可能性がある。例えば、硝化細菌活性の塩分依存性は広く知られるところであり、帯水層における砂浜の浄化機能や、背後地から海域への栄養塩輸送過程を考える際には、前浜部分の塩分環境を詳細に把握しておく必要がある。このように、汀線近傍に発達する局所循環流は海岸環境全般に少なからずインパクトを与え得るものであり、その重要性は大きい。

最後に、本研究の遂行にあたっては、東京工業大学・灘岡和夫教授、Queensland 大学・Peter Nielsen 助教授に貴重な御意見を頂いた。ここに記して深甚なる感謝の意を表します。

#### 参 考 文 献

- 井内国光・柿沼忠男 (1996): 海岸における自由地下水の流出, 海岸工学論文集, 第43巻, pp. 541-545.
- 土屋義人・山元淳史・山下隆男・赤村重紀 (1993): 砂浜海岸における海岸地下水の挙動, 海岸工学論文集, 第40巻, pp. 571-575.
- Duncan, J.R. (1964): The effects of watertable and tide cycle on swash-backwash sediment distribution and beach profile development, *Mar. Geol.*, Vol. 2, pp. 186-197.
- Li, L., Barry, D.A., Parlange, J.Y. and Pattiaratchi, C.B. (1997): Beach water table fluctuations due to wave run-up: Capillary effects, *Water Resour. Res.*, Vol. 33, pp. 935-945.
- Parlange, J.Y., and Brutsaert, W. (1987): A capillary correction for free surface flow of groundwater, *Water Resour. Res.*, Vol. 23, pp. 805-808.
- Segol, G., Pinder, G.F. and Gray, W.G. (1975): A Galerkin finite element technique for calculating the transient position of the saltwater front, *Water Resour. Res.*, Vol. 11, pp. 353-347.
- Uchiyama, Y., Nadaoka, K., Rölke, P., Adachi, K. and Yagi, H. (1999): Submarine groundwater discharge into the sea and associated nutrient transport in a sandy beach, *Water Resour. Res.* (in submission)