

砂浜海岸帯水層における 潮位変動に伴う循環流の形成機構

内山雄介¹

¹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)

海岸帯水層中の地下水の挙動を数値モデルによって調べた。まず、飽和-不飽和浸透流式と塩分の移流分散方程式を連立させ、海面の時間変動を境界条件として取り込むことにより、海岸帯水層特有の地下密度流場を解き、かつ帯水層中に形成される塩水楔の非定常過程を解析し得る数値モデルを示した。この数値モデルを用いて、砂浜海岸における帯水層中の浸透流場を解析した結果、前浜表層において H.W.L.の汀線付近で下向き、L.W.L.の汀線付近で上向きの、局所的な循環流が形成され、海水が滞留する領域が出現することを明らかにした。さらに、その形成メカニズムに関する考察を行い、循環流が潮汐の作用によって形成されたものであること、帯水層中の密度構造と密接に関連していること、陸域からの淡水フラックスの大小、潮位振幅、海浜勾配等によってもその形態が大きく変化することを見出した。

Key Words: coastal aquifer, sandy beach, groundwater flow, tidal circulation, numerical simulation.

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^{1,2)}、海底地盤に設置された構造物の安定性³⁾、内陸部の塩水化問題⁴⁾、海域への栄養塩供給過程⁵⁻⁷⁾、有機化合物の分解機構⁸⁾、海岸植生の生育環境⁹⁾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。一般に背後地の地下水位は平均海面よりも高いので、帯水層中では陸域から海へ向かう淡水の流れが生じている。さらに汀線近傍では、この陸起源の淡水が海水中の塩分と混合することによって密度の空間勾配が形成され、結果として塩水楔が生じることが知られている。この塩水楔に代表される汀線近傍の帯水層中の流れ場は、Fig.1のように模式的に表されることが多い(例えば、Johannes⁵⁾)。図中に示されるように、高密度の海水は淡水下部に潜り込むように内陸側へ浸入し、海水面と後背地側地下水面との水位差による淡水フラックスの大小に応じて、汀線部の流動構造を変化させる。同時に、海岸では潮汐や波浪の遡上に伴って海水面位置が時間的、空間的に変化しているため、その影響を受けて、汀線近傍の浸透流速場もまた時空間的に変動しているものと考えられる。また、潮間帯周辺では、地下水面は海水面の低下に追従しきれずに遅れて低下するため、下げ潮時に海水面よりも高い位置に浸潤面が形成されることが知られている^{10,11)}。つまり、汀線近傍の帯水層では、地下水面上の不飽和帯が時空間的に非一様に形成されることになり、この不飽和帯の分布を精度よく見積ることが、汀線周辺の帯水層中の物質輸送や地下水環境を考える上で重要なポイントの一つとなる。

汀線部の不飽和帯周辺では、潮汐や波浪の作用に伴っ

て海水が入り出ており、この領域は有機物を分解するバクテリア類にとって格好の棲息空間でもある。他方、後浜背後に生育する海岸植生は、根を介して不飽和帯中の淡水や栄養塩類を吸収している。したがって、海岸環境という観点から地下水の挙動を考える上では、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強く求められる。

ところで、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極めて簡便に取得できるため、これを境界条件として与えて、地下浸透流の支配方程式を解くことによって内部の浸透流速分布を得ることが実際には有効な方法となる。浸透流の支配方程式は、圧力ポテンシャルを未知量とした Darcy 則を地下水の質量保存式に代入することによって得られるが、用途に応じて様々な仮定の下に方程式の簡略化が行われてきた。しかしながら、不飽和帯を含む海岸帯水層中の地下水の圧力ポテンシャル分布を得る際には、簡略化をほとんど行わない飽和-不飽和浸透流に対する Richards 式¹²⁾を用いる必要がある。加えて、海岸域では塩水の浸入による密度効果を考慮することが本質的に重要であるため、塩分の移流分散過程を同時に解き、浸透流計算にフィードバックすることが求められる。

Pinder and Cooper¹³⁾は、定常の浸透流式と非定常の塩分の移流分散式を連立させた数値モデルを用いて、被圧海岸帯水層における塩水フロントの浸入挙動を調べた。次いで Segol *et al.*¹⁴⁾はこのモデルを不圧海岸帯水層へ適用し、その後、例えば河野ら¹⁵⁾、井内・柿沼¹⁶⁾は浸透

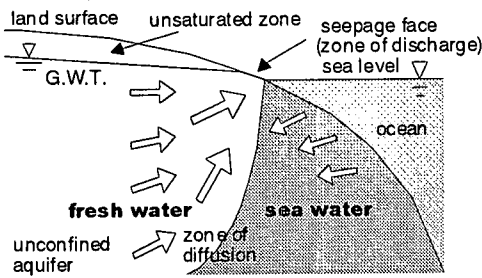


Fig. 1 Conceptual illustration of submarine groundwater discharge in an unconfined coastal aquifer (e.g., Johannes, 1980).

流式に Richards 式を用いた数値解析結果を報告している。これら既往の研究では、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、上記の枠組を用いて解析した例は著者の知る限りない。一方、土屋ら¹⁷⁾、山元¹⁸⁾、Li et al.^{19), 20)} は、不圧海岸帯水層の飽和浸透流を記述する全水頭に関する 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.²⁰⁾ のモデルは、Parlange and Brutsaert²¹⁾ 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が根本的な問題として残っているほか、塩分の効果をまったく考慮していないことも現象の正確な理解を妨げているものと考えられる。

これに対して著者⁹⁾ は、Richards 式と塩分の移流分散方程式を連立させた数値モデルに、海水面変動の効果を境界条件として組み込むことにより、潮位変動を考慮した海岸地下浸透流の挙動に関する検討を行っている。その結果、潮位変動を考慮した場合には、従来の定常解析から得られた流速分布や塩分分布とはかなり異なった浸透流場が形成されるとともに、現地データによる塩分分布と計算結果が、より良好に一致することを示している。このことは、海水面変動が密度場と流れ場の双方に複雑に影響を及ぼして、汀線近傍の地下水流れをダイナミックに変化させていることを示しており、海水面変動、密度の非一様性を同時に考慮することの重要性を如実に表している。

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、これまでほとんど議論さ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のみを対象とする) 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主たる目的とする。具体的には、海浜断面形状 (帯水層厚および前浜斜面勾配) や潮位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の形成に与える影響を解析すると同時に、それらのメカニズムを考察するものである。

2. 数値モデルの概要

(1) 基礎方程式

Pinder and Cooper¹⁹⁾、Pinder and Gray²²⁾ と同様に、帯水層は均質・等方性媒体で構成されているものと考え、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 (1) のように表される。

$$q = -K(\psi) \text{grad} \left\{ \psi + \left(\frac{\rho}{\rho_f} \right) z \right\} \quad (1)$$

ただし、 $\text{grad} = (\partial/\partial x, \partial/\partial y, \partial/\partial z)$ 、 x, y : 水平方向座標、 z : 鉛直方向座標、 $q = (q_x, q_y, q_z)$: Darcy 流速、 K : 透水係数、 ψ : 圧力ポテンシャル (不飽和帯ではマトリックスポテンシャル)、 ρ : 海水と淡水が混合した流体の密度、 ρ_f : 淡水密度をそれぞれ表している。

式 (1) 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-不飽和浸透流式 (2) が導かれる。以下、方程式の表記は総則と規約に従うものとする。

$$(C_w(\psi) + \beta_0 S) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(K(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial x_i} - \delta_{i,3} K(\psi) \frac{\rho}{\rho_f} \right) \quad (2)$$

ここに、 $i = 1, 2, 3$ 、 x_i : i 方向空間座標 ($x_1 = x, x_2 = y, x_3 = z$)、 δ_{ij} : Kronecker のデルタ、 $C_w = \partial \theta / \partial \psi$: 比水分容量、 t : 時間、 S : 比貯留係数、 β_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。

$$\beta_0 = \begin{cases} 0 & \cdots \text{unsaturated} \\ 1 & \cdots \text{saturated} \end{cases} \quad (3)$$

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 (4) のように定義される。

$$\frac{\partial \theta C}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x_i} (\theta q_i' C) = \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\theta D_{i,j} \frac{\partial C}{\partial x_j} \right) \quad (4)$$

ここに、 $j = 1, 2, 3$ 、 q_i' : i 方向の実質流速 ($q_i' = q_i / \theta$ 、 $q_i' =$

Table 1 Hydraulic parameters of the system being simulated.

S	K_s (cm/s)	ρ_f (g/cm ³)	ρ_s (g/cm ³)	θ_s	θ_r	λ	α_L (cm)	α_T (cm)	ψ_b (cmH ₂ O)
1.0×10^{-3}	1.331×10^{-2}	1.0	1.025	0.3759	1.0×10^{-3}	3.0	2.5	0.5	-100

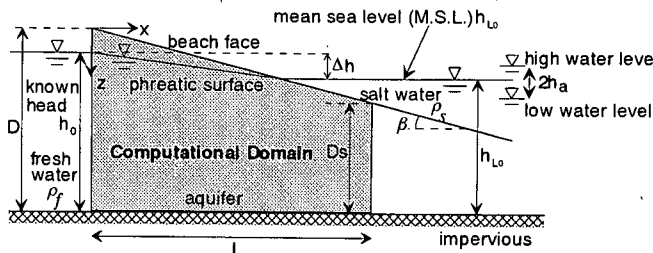


Fig.2 Schematic cross-sectional diagram of groundwater flow in an unconfined coastal aquifer used for the computations. The shaded area corresponds to the computational domain. In the diagram, $\tan\beta$ is beach slope, D and D_s are thickness of the aquifer at the landward and seaward boundaries, L is horizontal length of the computational domain, h_0 is groundwater table at the landward boundary, h_{L0} is mean sea level, h_a is amplitude of the tidal fluctuations, and Δh is $h_0 - h_{L0}$.

q_y/θ_s , $q_s' = q_z/\theta_s$, θ_s : 飽和含水率), θ : 体積含水率, C : 無次元溶質濃度 (無次元塩分, 式 (6) 参照), D_{ij} : 分散係数テンソルである。また, 分散係数 D_{ij} には, Scheidegger²³⁾, Bear²⁴⁾ と同様に, 流速依存型の表現式 (5) を用いることとした。

$$\theta D_{i,j} = \theta \begin{bmatrix} D_{xx} & D_{xy} & D_{xz} \\ D_{yx} & D_{yy} & D_{yz} \\ D_{zx} & D_{zy} & D_{zz} \end{bmatrix} \quad (5)$$

$$= \alpha_T |q_i| \delta_{i,j} + (\alpha_L - \alpha_T) q_i q_j / |q| + \theta v$$

ここに, $|q|$: スカラー流速, α_L : 横分散長, α_T : 縦分散長, v : 浸透層内の分子拡散係数であり, 式 (5) は分子拡散の効果を入包する形で定式化されている。 α_L , α_T の値は, 海岸域を対象とした本解析の状況に比較的近い粗井ら²⁵⁾ による値 ($\alpha_L = 2.5$ cm, $\alpha_T = 0.5$ cm) を使用した。

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

$$C = (\rho - \rho_f) / (\rho_s - \rho_f) \quad (6)$$

ここに, ρ_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 (7) で示される Brooks and Corey²⁶⁾ の実験式を用いる。

$$K = K_s \{(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)\}^3 \quad (7)$$

K_s : 飽和透水係数, θ_r : 最小水容量である。飽和透水係数および飽和含水率 θ_s には現地砂 (茨城県鹿島灘波崎海岸における細砂, $d_{50} = 0.18$ mm) から求めた値, $K_s = 1.331 \times 10^{-2}$ cm/s および $\theta_s = 0.3531$ を用い, 指数 λ の値については Immay²⁷⁾ による理論値 (=3.0) を採用し, θ_r は井内・柿沼¹⁶⁾ を参考に 1.0×10^{-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²⁸⁾ による実験式 (8) を使用する。

$$(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) = (\psi / \psi_0 + 1) \exp(\psi / \psi_0) \quad (8)$$

ここで, ψ_b : 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。なお, 吸水過程と排水過程では $\theta - \psi$ 関係が異なり, ヒステリシスが存在する。また, $K - \theta$ 関係においてもヒステリシスは見られるが, $\theta - \psi$ 関係に比べて小さいことが知られている (例えば, Vachaud and Thony²⁹⁾)。しかしながら, ヒステリシスを考慮した信頼できるモデルが現時点では存在しないため, ここでは水文・農業気象分野において一般的に使用されている関係式である式 (7), (8) を用いることとした。

(2) 計算条件

基礎方程式および関係式 (1) ~ (8) を, 差分法を用いた数値解法により解く。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 1.0×10^{-2} , 1.0×10^{-4} に達した時点で収束したと判定した。なお, Table 1 は解析に用いたパラメータをまとめたものであり, こ

Table 2 Numerical configuration and physical parameters for the system being simulated (Cases 1–4).

$\tan \beta$	L (m)	D (m)	D_s (m)	h_0 (m)	h_{10} (m)	Δh (m)
1/20	100.0	30.0	25.0	28.5	27.5	1.0

* The acronyms in the table are identified in the text and the caption of Fig. 2.

Table 3 Computational conditions for Cases 1–4.

case	density	tide	h_a (m)
1	constant	not considered	0.0
2	variable	not considered	0.0
3	constant	considered	1.0
4	variable	considered	1.0

れらは現地砂浜海岸（茨城県鹿島灘波崎海岸）を対象とした計算において内山ら⁹⁾, Uchiyama *et al.*⁷⁾ が使用した値である。

数値計算では x 軸を岸沖方向, y 軸を沿岸方向にとり, 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。ポテンシャル, 塩分に関する不連続点を含む水平および鉛直方向の境界条件については, 水平方向に関して水面上で開放条件, 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, 鉛直方向に関して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 Fig. 2 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, 潮位変動振幅等を変化させた計算を行った。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（式 (9)）。

$$h_L = h_{L0} + h_a \sin(\omega t). \quad (9)$$

ここに, h_{L0} : 平均海水位 (M.S.L.), h_a : 潮位変動振幅, ω : 振動数である。周期 12.0 時間なので, 振動数は $\omega = 2\pi / 12.0$ (rad/h) である。

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（ここでは, 実時間にして約 3 年間）数値積分を行い, その後, 潮位変動を与えた計算を行う, という手順で実施した（以下, 簡単のため, 「非定常計算」と表記）。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, 非定常計算では実時間で 10 ヶ月間の数値積分を行った後に計算を打ち切り, 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。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。

なお, 本数値モデルの妥当性, 海岸帯水層中の浸透流解析に用いた場合の再現性に関しては, 別途確認済み³⁰⁾ である。

3. 解析結果

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, 密度効果の有無, 潮位変動の有無を変えた計 4 ケース (Case 1~4) の数値計算を行った。各計算ケースに共通の地形・潮汐などに関するパラメータを Table 2 に, 各ケースにおける計算条件を Table 3 に表示する。ここで, Case 1 と 3 では, 地下水密度を一定値 ρ とすることにより密度流の効果を考慮しない計算を行い, Case 1 と 2 では, 潮位変動振幅 h_a を 0 m にすることにより潮汐の影響を考慮しない計算を行った。

Case 1~4 による浸透流速ベクトル図および流線図を Fig. 3 に, また, Case 2 と 4 による無次元塩分分布を Fig. 4 にそれぞれ示す。まず, 潮位変動を考慮しない Case 1 と 2 の結果 (Fig. 3 (a), (b)) 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, $x = 40 \sim 60$ m 付近を中心に大きく異なっている。ここで, Case 1~4 ではともに, 地下水表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, Case 2 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 Case 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帯水層へ浸入する水塊は, 淡水よりも密度が大きいため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て定常状態に達し, 塩水楔が形成される (Case 1, Fig. 4 (a)). そのため, Case 2 (Fig. 4 (b)) では地形効果と密度

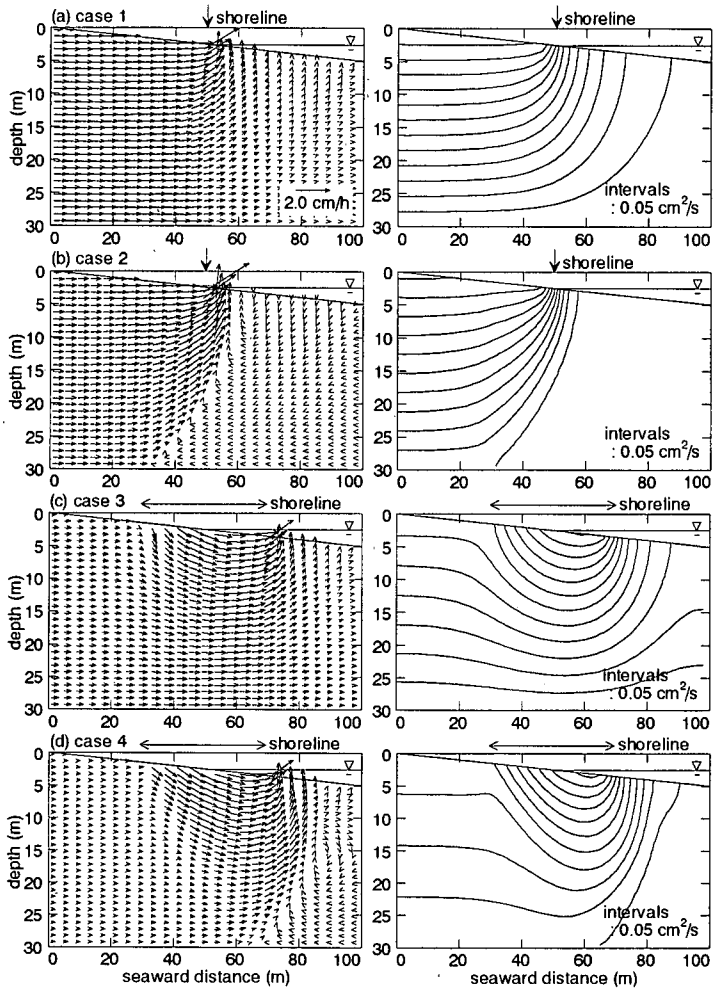


Fig.3 Velocity vectors and streamlines of the simulated flow fields for Cases 1 – 4.

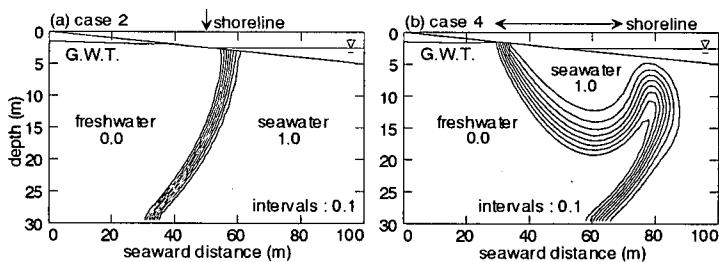


Fig.4 Simulated non-dimensional salinity distributions for (a) Case 2 and (b) Case 4. The tidal fluctuations were incorporated in Case 4.

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 (Fig.3(c), (d)) を見ると、両者ともに定常状態 (Fig.3 (a), (b)) と比較して流況がかなり変化している。特に、汀線近傍の

帯水層表層において鉛直方向の運動が増強され、平均的な汀線位置 ($x = 50\text{m}$) より陸側では下向き、沖側では上向きの、いわば局所的な「循環流」と呼ぶべき流動構造が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 ($x = 30 \sim 70\text{m}$) に概ね対応しており、しかも密度効果の有

Table 4 Numerical configuration and physical parameters for Cases 4 – 6.

Case #	$\tan \beta$	L (m)	D (m)	D_s (m)	h_0 (m)	h_{l0} (m)	Δh (m)	h_a (m)
4	1/20	100.0	30.0	25.0	28.5	27.5	1.0	1.0
5	1/20	100.0	30.0	25.0	28.7	27.5	1.2	1.0
6	1/20	100.0	30.0	20.0	28.9	27.5	1.4	1.0

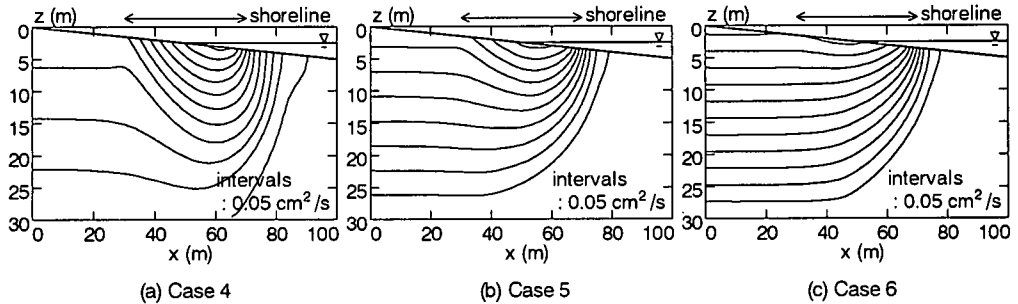


Fig.5 Streamlines calculated from the simulated groundwater flow fields for Cases 4 – 6.

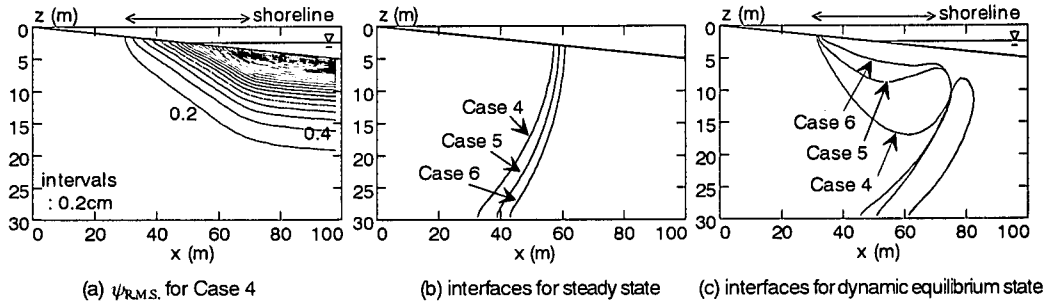


Fig.6 Computational results. (a) spatial distribution of ψ_{RMS} for Case 4, (b) saltwater-freshwater interfaces for steady state, and (c) interfaces for dynamic equilibrium state.

無に関わらず生じることから、循環流は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、Fig.4に示されているように、塩水混入を考慮したCase 2と4による塩分分布も、定常時(Case 2, Fig.4 (b))と動的平衡時(Case 4, Fig.4 (d))とでは大きく異なっており、潮汐を考慮することにより、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。

この循環流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することになるため、定常時に $x = 50 \sim 60\text{m}$ 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 ($x = 70\text{m}$) 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、一朝汐平均した時に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。

さらに、Fig.4から、動的平衡状態(Case 4)では定常状態(Case 2)よりも淡塩境界の分散幅が広がっており、境界面が相対的に不鮮明になっていることが分かる。これは、潮位変動によって生じた非定常流れによって淡水と塩水がより強く混合したことを示しており、その結果、平均的な海陸間の圧力勾配が同一であるにも関わらず、淡水流量が減少した(Fig.3 (b), (d))ものと推察される。以上のことから、潮汐および塩分混入の影響を受けて、帯水層内部の物質輸送プロセスは両者を考慮しない状態から大きく変化することが示された。

4. 考察

(1) 循環流に及ぼす淡水フラックスの影響

以下では、海岸帯水層中に出現する循環流が、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

Table 5 Numerical configuration and physical parameters for Cases 7–9.

Case #	$\tan \beta$	L (m)	D (m)	D_s (m)	h_0 (m)	h_{l0} (m)	Δh (m)	h_a (m)
7	1/20	100.0	15.0	10.0	28.5	27.5	1.0	1.0
8	1/20	100.0	15.0	10.0	28.7	27.5	1.2	1.0
9	1/20	100.0	15.0	10.0	28.9	27.5	1.4	1.0

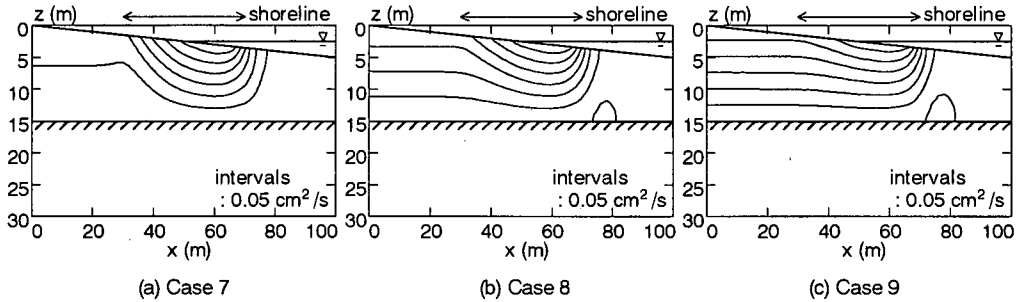


Fig.7 Streamlines calculated from the simulated groundwater flow fields for Cases 7–9.

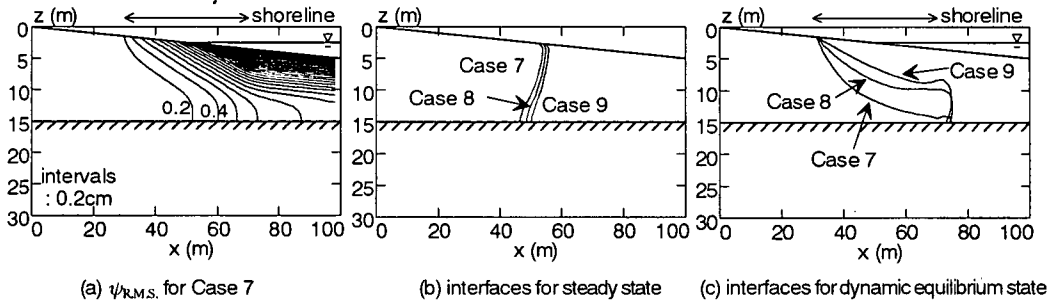


Fig.8 Computational results. (a) spatial distribution of $\psi_{R.M.S.}$ for Case 7, (b) saltwater-freshwater interfaces for steady state, and (c) interfaces for dynamic equilibrium state.

を調べる。本節では、陸域からの淡水フラックスの大きがこれらの構造に及ぼす影響について、Case 4~6 の 3 通りの計算を行い、それらを比較する形で検討する。Case 4~6 の計算条件等を Table 4 に示す。淡水フラックスは平均地下水面勾配によって変化させており、ヘッド差 $\Delta h = 1.0\text{m}$ とした Case 4 ほど淡水流量が少なく、Case 5, 6 の順に多くなっている。

Fig.5 (a)~(c) は、それぞれ Case 4~6 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 Case 4 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循環流が形成されている。さらに、その構造は Case 5, 6 と比較してかなり明確であり、 Δh 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

ど潮汐の影響が相対的に小さくなり、定常状態の流れ場 (Fig.3 (b)) 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、Case 4 で求めた圧力ポテンシャル ψ について一潮汐間の標準偏差 $\psi_{R.M.S.}$ を求め、空間分布の形で表示したものが Fig.6 (a) である。 $\psi_{R.M.S.}$ 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 13~15m 程度よりも下層ではほぼゼロである。なお、ここでは示さないが、Case 5, 6 における $\psi_{R.M.S.}$ 分布についても Case 4 とほぼ同じ分布形であった。つまり、Case 4~6 では、外力 (潮汐) 条件が同一であるため、潮汐による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海向きの流れが強くなり、循環流構造が見えにくくなったものと考察される。

次に、Case 4~6 における定常 (すなわち、非定常計算を行う直前) および動的平衡時の淡塩境界形状を Fig.6 (a), (b) に示す。ただし、ここでは淡塩境界として、無次

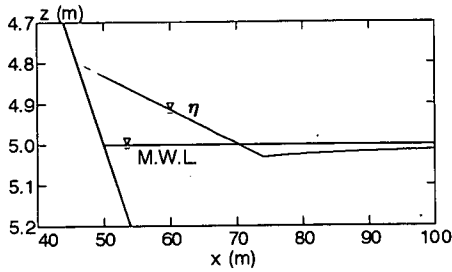


Fig. 9 Cross-shore profile of the mean sea level η affected by wave set-up and set-down used for Case 10-12.

元塩分 $C=0.5$ の等値線を用いている(以下同様). 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押し上げられ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ていることが分かる.

(2) 循環流に及ぼす帯水層厚さの影響

帯水層の性質は, それを構成する土粒子の構造によって決定されているが, 地表面からより近い位置に粘土などの不透水性, 若しくは難透水性の地盤が存在する場合には, 帯水層の厚さが相対的に薄くなる. 通常, この帯水層厚 D は, 海岸あるいは場所ごとに異なるので, 海岸地下浸透流, あるいは循環流に及ぼす帯水層厚の影響を検討しておく必要がある. そこでここでは, $D = 15.0\text{m}$ とした解析を行い, $D = 30.0\text{m}$ を与えた Case 4~6 の結果と比較する. つまり, 潮位変動や海浜勾配は Case 4~6 と同じ値を用い, 水位差 Δh を 1.0m から 1.4m まで変化させた Case 7~9 の 3 通りの計算を実施した (Table 5).

Case 7~9 における流線パターンを見ると (Fig.7), 潮間帯表層に形成される局所循環流は Case 4~9 (Fig.5) と同程度の空間規模であるものの, 下層部では不透水層によって循環流が十分に発達していないことが分かる. そのため, Case 7 における ψ_{RMS} の分布 (Fig.8 (a)) に示されているように, 潮汐の影響範囲が不透水層にまで到達している. このことは, 砂層の厚さがあまり大きくない海岸では, 潮汐による圧力ポテンシャル変化の影響が前浜から沖側の帯水層全体に現れ, 結果として不透水地盤によって局所循環流の発達が阻害される可能性があることを示唆している.

続いて, 定常および動的平衡状態における, Case 7~9 による淡塩境界形状をそれぞれ Fig.8 (h), (e) に示す. 境界の定義は $C=0.5$ である. 定常状態では, 淡水フラックスが大きいほど淡塩境界が海側に出現しており, 帯水層

厚さ $D = 30.0\text{m}$ の場合 (Case 4~6) と傾向は同じであることが分かる. 潮汐を考慮した動的平衡状態では (Fig.8 (e)), 表層部分は Case 4~6 (Fig.6 (h), (c)) と良く似た形状をしているが, 最低潮時汀線直下付近に見られるような, 淡水が上方へ差し込むという傾向が若干弱くなっている. これは, Case 7~9 では不透水層の影響によって循環流の発達が弱められたことに起因しており, 湧出点へ向かう上昇流の流速が低減したため, 淡水の差し込みが見えにくくなったものと思われる. すなわち, 帯水層厚が小さい場合には, 不透水層に阻害されるため循環流が相対的に弱くなり, 上昇流に伴う淡水の差し込みが弱まった結果, Case 4~6 に見られたような塩分分布の空間的な非一様性が失われたものと解釈される.

(3) 循環流に及ぼす wave set-up, set-down の影響

実海浜では波浪の来襲に伴って, 砕波点に至るまでは wave set-down が, それより陸側においては wave set-up が生じ, 平均海水位の空間的な非一様性によって海底面 (あるいは帯水層表層) に圧力勾配が形成され, 浸透流場に影響を及ぼす. wave set-up によって起こる砕波帯下の浸透流場については, すでに Longuet-Higgins³¹⁾ が一様密度, 一定勾配の海浜における定常理論解を求め, 汀線部から帯水層へ海水が浸入し, 砕波点において上向きに湧出するような流れ場 (percolation) が形成されることを示している. また, 土屋ら¹⁷⁾, 山元¹⁸⁾, は, 波浪伝播計算および海浜流計算と, 一様密度場における浸透流計算とを組み合わせた非定常解析を行い, 背後地からの淡水フラックスが大きい場合には Longuet-Higgins³¹⁾ が示した set-up, set-down によって生じる浸透流の特性が失われるという結果を得ている. 一方, 井内・柿沼¹⁰⁾ は, 密度を考慮した定常浸透流計算にシンプルな set-up, set-down 量分布を与えて, 定性的には Longuet-Higgins³¹⁾ と同様の浸透流場が形成されるという結果を得ている. ここでは, 井内・柿沼¹⁰⁾ にならい, 本モデルに単純な set-up, set-down 分布を与え, さらに密度を考慮した非定常計算を行うことにより, set-up と set-down が浸透流場に及ぼす影響について検討する.

波浪による wave set-up 量, set-down 量 η は, それぞれ式 (10) 及び (11) により算定する¹⁰⁾.

$$\eta = K_w (h_b - h_w) + \eta_b \quad (10)$$

$$\eta = -\frac{1}{16} \frac{H_{w0}^2 k_0 \coth^2 kh_w}{kh_w + \sinh kh_w \cosh kh_w} \quad (11)$$

ここに, $K_w = 1/(1+8/(3\gamma^2))$, $\gamma = 0.73$, H_{w0} : 沖波波高, k : 波数, h_w : 水深, η_b : 砕波点における set-down 量であり,

Table 6 Numerical configuration and physical parameters for Cases 10 – 12.

Case #	$\tan \beta$	L (m)	D (m)	D_s (m)	h_0 (m)	h_{10} (m)	Δh (m)	h_a (m)
10	1/20	100.0	30.0	25.0	28.5	27.5	1.0	1.0
11	1/20	100.0	30.0	25.0	28.7	27.5	1.2	1.0
12	1/20	100.0	30.0	20.0	28.9	27.5	1.4	1.0

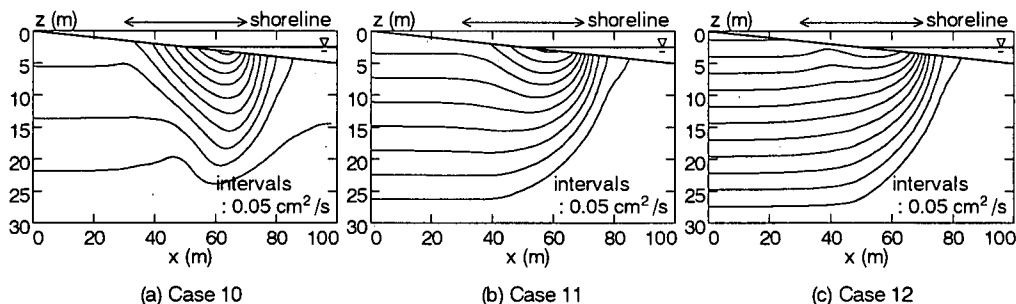


Fig.10 Streamlines calculated from the simulated groundwater flow fields for Cases 10 – 12.

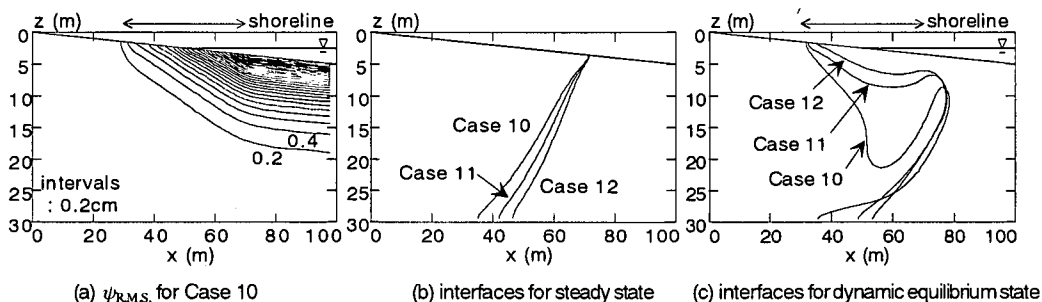


Fig.11 Computational results. (a) spatial distribution of $\psi_{R.M.S.}$ for Case 10, (b) saltwater-freshwater interfaces for steady state, and (c) interfaces for dynamic equilibrium state.

添え字 b と 0 はそれぞれ砕波点および沖波を表す。砕波点は波高水深比が 0.8 に達した地点とした。なお、海岸帯水層では波浪の作用に伴う radiation stress によって、海底面から運動量が伝えられて浸透流場に影響を及ぼす可能性もある（例えば透水層を埋設した海岸帯水層中の流れに関する片山ら³²⁾の議論）。しかし、ここでは簡単に、上式によって計算される set-up, set-down 量 η の効果は、水深に η を加えた静水圧のみが海底地盤に作用すると考えて、海底面の境界条件に組み込んだ。

Fig.9 は、上記の方法によって算定された wave set-up と set-down 量の岸沖分布であり、沖波波高 1.0m 、沖波周期 5.0s を与えて計算したものである。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。平均海面は、この分布形を保ちながら、潮汐に伴う水深変化によって時空間的に変動するため、その効果を考慮した形で数値モデルに取り込んだ。ここでは、wave set-up と set-down 量を考慮すること以外は、地形や潮汐などすべての条件を Case 4~6 と同一にした 3 通りの計

算 (Case 10~12) を行った。計算条件等は **Table 6** に示す通りであり、set-up, set-down を考慮する以外は Case 4~6 (**Table 4**) と全く同一の条件である。

動的平衡状態における流況を見ると (**Fig.10**)、set-up を考慮しない Case 4~6 (**Fig.5**) と比較して、全体的には概ね同様な流線パターンとなっているが、Case 10~12 では、帯水層中の流線がわずかに上向きに押し上げられているような傾向が見られる。これは、set-up, set-down による海面勾配に対応した海底面上の圧力勾配によって、砕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。また、Case 10 における $\psi_{R.M.S.}$ (**Fig.11 (a)**) は、Case 4 における $\psi_{R.M.S.}$ (**Fig.6 (a)**) とほぼ同様の分布形状をしていることから、set-up, set-down の影響は、潮汐による海底面上での圧力変動そのものと比較して小さく、帯水層内部の $\psi_{R.M.S.}$ 変化には明確には現れないことが分かる。

定常淡塩境界形状 (**Fig.11 (b)**) は、set-up を考慮していない Case 4~6 (**Fig.6 (b)**) と比較して、淡水フラック

Table 7 Numerical configuration and physical parameters for Cases 4, 13, and 14.

Case #	$\tan \beta$	L (m)	D (m)	D_s (m)	h_0 (m)	h_{10} (m)	Δh (m)	h_a (m)
4	1/20	100.0	30.0	25.0	28.5	27.5	1.0	1.0
13	1/20	100.0	30.0	25.0	28.5	27.5	1.0	0.5
14	1/10	100.0	30.0	20.0	26.0	25.0	1.0	1.0

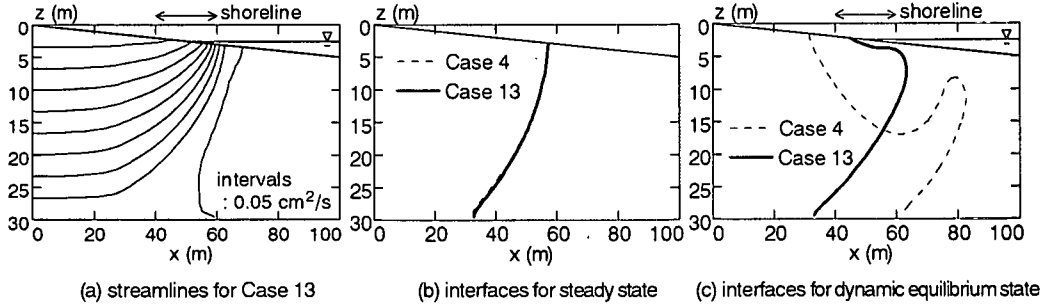


Fig.12 Computational results for Case 13. (a) streamlines, (b) saltwater-freshwater interfaces for steady state, and (c) interfaces for dynamic equilibrium state. The interfaces estimated by Case 4 are superposed on (b) and (c), represented by dotted lines.

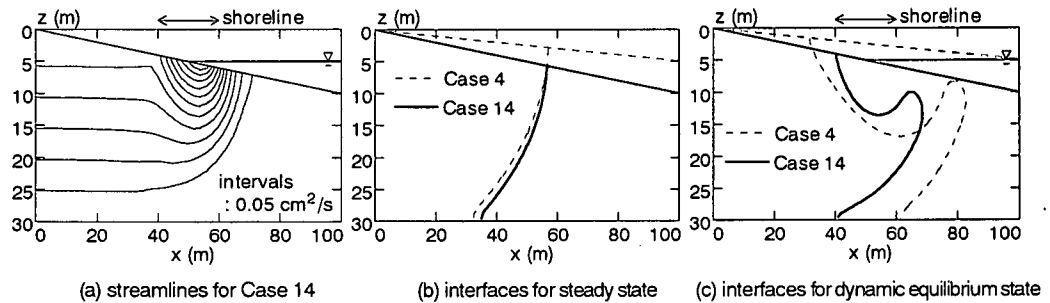


Fig.13 Computational results for Case 14. (a) streamlines, (b) saltwater-freshwater interfaces for steady state, and (c) interfaces for dynamic equilibrium state. The interfaces estimated by Case 4 are superposed on (b) and (c), represented by dotted lines.

スが多いほど海側にシフトする傾向は同じであるものの、set-up を考慮した場合には、帯水層表層で一点に収斂する形になっている。この点は、平均的な碎波点すなわち set-down 量が最大となる点に対応しており、海底面に形成される圧力勾配によって、流れの湧出ポイントが Case 4~6 よりも沖側へずれたことを示している。動的平衡状態の淡塩境界形状 (Fig.11 (c)) は、Case 4~6 (Fig.6 (c)) と比較して、Fig.10 に示した流線パターンにも見られたように、set-up, set-down に起因した上昇流によって、若干、上向きかつ海向きに押し上げられたような分布となつてはいるものの、全体的な形状は Case 4~6 と概ね同じである。すなわち、山元¹⁸⁾による密度を考慮しない解析結果と同様に、海面の非定常変動に加えて密度を考慮した場合についても、浸透流場と循環流構造に対する wave set-up, wave set-down の影響はそれほど大きくないものと結論付けられる。

(4) 循環流に及ぼす海底勾配、潮位変動振幅の影響

循環流に影響を与える外的要因として、ここでは、潮位変動振幅と海底勾配の変化を取り上げる。各計算は、Table 7 に示すように、Case 4 と比較する形で行われており、(a) Case 13: 潮位変動振幅を Case 4 の半分 ($h_a=0.5\text{m}$) にしたケース、(b) Case 14: 海浜勾配を Case 4 の 2 倍 (すなわち、 $\tan \beta = 1/10$) にしたケースである。

まず、Case 13 による動的平衡時の流況を見ると (Fig.12 (a)), Case 4 (Fig.5 (a)) と比較して、潮間帯周辺における循環流構造がかなり不明瞭となっている。このことは、潮位変動振幅が小さい場合には、潮位変動によって汀線部に生じる循環流は空間規模が縮小されて、その構造が不明瞭になることを示している。Fig.12 (b), (c) は、それぞれ定常状態および動的平衡状態における Case 13 による淡塩境界形状 ($C=0.5$) を Case 4 と比較する形で示したものである。Case 4 と 14 とでは、当然ながら定常境界形状は一致するが、動的平衡時には大きな差異が見ら

れ、潮位変動振幅 h_0 を半分にしただけで循環流の空間規模が著しく小さくなっていることが再確認される。

また、Case 14 における流線パターン (Fig.13 (a)) からは、Case 4 (Fig.5 (a)) よりも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、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、同じ潮位変動振幅に対してより急勾配の海底地形を与えた Case 14 の方が汀線の移動範囲が狭くなり、Case 4 よりも小規模になっている。淡塩境界 (Fig.13 (b), (c)) を見ても、定常時の形状は概ね一致しているものの、潮汐を考慮した場合には循環流の空間規模がかなり小さくなっていることが分かる。

5. 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「局所的な循環流」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、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、海岸帯水層中に形成される、汀線近傍の循環流構造は、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底質移動のダイナミクスを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⁹⁾、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、その重要性は極めて大きい。

謝辞：本研究の遂行にあたり、東京工業大学・瀧岡和夫教授、Queensland 大学・Peter Nielsen 助教授には、内陸からの淡水流量および潮位変動と淡塩境界形状の関係を中心に、数々の貴重なご意見を頂いた。また、本論文で用いた数値モデルは、瀧岡教授のご指導のもとに作成したコード⁹⁾をベースにしたものである。ここに記して深甚なる感謝の意を表します。

参考文献

- 1) Duncan, J.R.: The effects of watertable and tide cycle on swash-backwash sediment distribution and beach profile development, *Mar. Geol.*, Vol.2, pp.186-197, 1964.
- 2) 加藤一正, 柳嶋慎一: 長周期波によるバームの侵食, 土木学会論文集, No.452/II-20, pp.41-50, 1992.
- 3) 善 功企, 山崎浩之, 森川嘉之, 小池二三勝: サクション基礎沈設時の必要排水量に関する考察, 港湾技研報告, Vol.37, No.4, pp.135-148, 1998.
- 4) 村下敏夫: 本邦における地下水の塩水化, 地調月報, Vol.33, No.10, pp.479-530, 1982.
- 5) Johannes, R.E.: The ecological significance of the submarine discharge of groundwater, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, Vol.3, pp.365-373, 1980.
- 6) 内山雄介, Rölke, P., 足立久美子, 瀧岡和夫, 八木 宏: 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, 土木学会論文集, No.635/II-49, pp.127-139, 1999.
- 7) Uchiyama, Y., Nadaoka, K., Rölke, P., Adachi, K. and Yagi, H.: Submarine groundwater discharge into the sea and associated nutrient transport in a sandy beach, *Water Resour. Res.*, Vol. 36, No.6, pp.1467-1479, 2000.
- 8) 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.
- 9) 瀧岡和夫, 内山雄介, 東川孝治: 大気および土壌中の塩分からみた砂浜海岸植生環境について, 海岸工学論文集, 第 43 卷, pp.1171-1175, 1996.
- 10) Nielsen, P.: Tidal dynamics of the water table in beaches, *Water Resour. Res.*, Vol. 26, pp.2127-2134, 1990.
- 11) Turner, I.: Water table outcropping on macro-tidal beaches: A simulation model, *Mar. Geol.*, Vol. 115, pp.227-238, 1993.
- 12) Richards, L.A., Capillary conduction of liquids through porous mediums, *Physics*, Vol. 1, pp.318-333, 1931.
- 13) 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.
- 14) Segol, G., Pinder, G.F. and Gray, W.G.: A Galerkin finite element technique for calculating the transient position of the saltwater front, *Water Resour. Res.*, Vol.11, pp.353-347, 1975.
- 15) 河野伊一郎, 西垣 誠, 田中慎一: 飽和・不飽和浸透流における非定常塩水化現象の有限要素法解析, 土木学会論文報告集, No.331, pp.133-141, 1983.
- 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, 第 43 卷, pp.541-545, 1996.
- 17) 土屋義人, 山元淳史, 山下隆男, 赤村重紀: 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 卷, pp.571-575, 1993.
- 18) 山元淳史: 海岸地下水の理論と砂浜海岸および沿岸埋立地へ

- の応用に関する研究, 京都大学学位論文, 151p, 1993.
- 19) Li, L., Barry, D.A., Parlange, J.Y. and Pattiaratchi, C.B.: Beach water table fluctuations due to wave run-up: Capillary effects, *Water Resour. Res.*, Vol.33, pp. 935-945, 1997.
 - 20) Li, L., Barry, D.A. and Pattiaratchi, C.B., Numerical modeling of tide-induced beach water table fluctuations, *Coastal Eng.*, Vol.30, pp.105-123, 1997.
 - 21) Parlange, J.Y., and Brutsaert, W.: A capillary correction for free surface flow of groundwater, *Water Resour. Res.*, Vol.23, pp.805-808, 1987.
 - 22) Pinder, G.F. and Gray, W. G.: Finite element simulation in surface and subsurface hydrology, Academic Press, London, p.295, 1977.
 - 23) Scheidegger, A.E.: General theory of dispersion in porous media., *J. Geophys. Res.*, Vol.66, pp.3273-3278, 1961.
 - 24) Bear, J.: Dynamics of fluid in porous media, Dover, NY, pp.361-437, 1988.
 - 25) 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.
 - 26) Brooks, R.H. and Corey, A.T.: Properties of porous media affecting fluid flow, *Proc. ASCE, IR*, Vol.92, pp.61-88, 1966.
 - 27) Irmay, S.: On the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Trans. AGU*, Vol.35, pp.463-467, 1954.
 - 28) 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.
 - 29) Vachaud, G. and Thony, J.L.: Hysteresis during infiltration and redistribution in a soil column at different initial water contents, *Water Resour. Res.*, Vol.7, pp.111-127, 1971.
 - 30) 内山雄介: 潮位変動および密度の非一様性を考慮した砂浜海岸地下水の非定常過程に関する数値解析, 港研報告, Vol.38, No.2, pp.3-27, 1999.
 - 31) Loguet-Higgins, M.S.: Wave set-up, percolation and undertow in the surf zone, *Proc. R. Soc. Lond.*, A 390, pp.283-291, 1983.
 - 32) 片山 忠, 黒川 誠, 柳嶋慎一, 加藤一正, 長谷川滋: 透水層埋設による前浜地下水位の制御, 海岸工学論文集, 第 39 卷, pp.871-875, 1992.

(2000.6.28 受付)

TIDAL CIRCULATION OF GROUNDWATER FLOW FORMED IN SANDY-BEACH AQUIFERS

Yusuke UCHIYAMA

Numerical simulations are performed to examine the groundwater-flow fields in sandy-beaches. The model is based on Richards equation for saturated-unsaturated flow and advection-dispersion equation for salinity, incorporating tidal fluctuations into the seaward boundary conditions. The advantage of the present model is that it can accurately simulate unsteady behavior of groundwater in unconfined coastal aquifers considering the effects of water-level variations, density distributions and dynamics in the unsaturated zone. Computational results show that circulations are formed in the aquifer near the shoreline owing to the tidal oscillations, and accordingly saline seawater exists in this part. In addition, the structure of the circulation is greatly affected by amplitude of tidal fluctuations, density distribution, land-derived freshwater discharge, beach slope, and aquifer thickness.