

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

内 山 雄 介*

要 旨

海浜変形, 構造物の安定性, 植生や海洋生物を含む海岸環境に対して重要な役割を果たしている, 海岸帯水層中の地下水の挙動を数値解析によって詳細に調べた. まず, 飽和-不飽和浸透流式と塩分の移流分散方程式とを連立させ, 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厳密に解き, かつ帯水層中に形成される塩水楔の非定常過程を解析することができる数値モデルを示した. 解析に先立って, 幾つかの理論解や実験値等と数値解析結果との比較を通じて, モデルの妥当性を検証した. 次いで, 砂浜海岸における帯水層中の浸透流場を解析した結果, 潮汐の非定常性に起因して前浜表層付近に局所的な循環流が形成されて, 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, この循環流は帯水層中の密度構造とも密接に関連しており, 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すとともに, それらのメカニズムに関する考察を行った.

キーワード: 海岸帯水層, 地下浸透流, 密度効果, 潮位変動, 浸潤面形成過程, 数値シミュレーション

*海洋環境部漂砂研究室
〒239-0826 横須賀市長瀬 3-1-1
phone: 0468-44-5012, fax: 0468-41-9812
e-mail: uchiyama@ipc.phri.go.jp

Numerical Analysis on Groundwater Flow in Sandy Beaches Considering Tidal Fluctuation and Density Distribution

Yusuke UCHIYAMA*

Synopsis

Groundwater flow in beaches and associated material transport have significant importance on beach topography change, stability of coastal structures, coastal environment and marine ecosystem of coastal flora and fauna. A numerical model is developed to examine the groundwater-flow fields in sandy beaches, being based on Richards' equation for saturated-unsaturated flow and advection-dispersion equation for salinity. Tidal fluctuations are incorporated into the seaward boundary conditions for water levels. The advantage of the present model is that it can accurately simulate unsteady behavior of groundwater in the unconfined coastal aquifer considering the effects of water-level variations, density distributions and dynamics in the unsaturated zone. The model is preliminarily verified with theoretical solutions and experimental data of groundwater flows including the seepage formation at the beach face in response to the tide. Computational results clearly demonstrate that a 'local circulation' is formed in the aquifer near the shoreline owing mainly to the tidal oscillations, and accordingly saltwater abides in this part. In addition, the spatial scale of the circulation is affected by amplitude of tidal fluctuations, density distribution, land-derived freshwater flux, beach slope and aquifer thickness.

Key Words: coastal aquifer, groundwater flow, tidal fluctuation, density effect, seepage formation and numerical simulation

*Member of Littoral Drift Laboratory, Marine Environment Division
3-1-1 Nagase, Yokosuka 239-0826, Japan
phone: +81-468-44-5012, fax: +81-468-41-9812
e-mail: uchiyama@ipc.phri.go.jp

目 次

要 旨
1. まえがき
2. 数値モデルの概要
3. 数値モデルの妥当性に関する検討
3.1 定常地下水表面形の理論解との比較
3.2 非定常鉛直一次元不飽和浸透流に関する準解析解との比較
3.3 定常非混合淡塩境界に関する実験式との比較
3.4 一様傾斜海浜に形成される浸潤面の移動に関する理論解との比較
4. 海岸地下浸透流の非定常過程に関する数値解析
4.1 数値解析の概要
4.2 海岸地下浸透流場の基本構造
4.3 陸域からの淡水フラックスの影響
4.4 潮位変動振幅の影響
4.5 海浜勾配の影響
4.6 帯水層厚の影響
4.7 密度の影響
4.8 Wave set-up および set-down の影響
5. 結論
6. あとがき
参考文献

1. まえがき

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, 6)}、有機化合物の分解機構⁷⁾、海岸植生の生育環境⁸⁾、温熱環境アメニティ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水面よりも高いので、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、図-1 のように模式的に表される(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(Nielsen¹⁰⁾、Turner¹¹⁾)。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も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必須の要件となる。

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

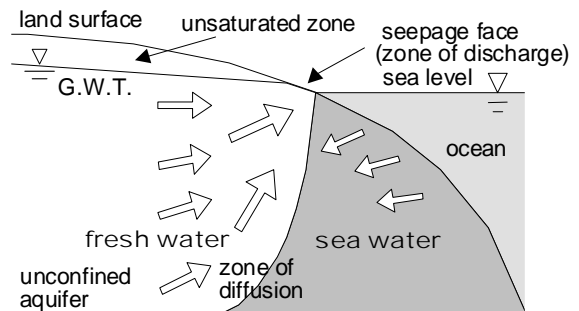


図-1 海岸不圧帯水層における地下浸透流場に関する模式図 (Johannes⁵⁾をもとに作成)。

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¹⁵⁾、井内・柿沼¹⁶⁾は浸透流式に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。

これに対して著者ら(Uchiyama *et al.*⁶⁾)は, Richards式に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とがより良好に一致することを定性的に示している. 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, これまで全く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. 解析に先立って, 幾つかの典型的な地下水の問題を解くことによって数値モデルの妥当性を検証し, 次いで, 実際の砂浜海岸を模擬した条件での計算を行う. 具体的には, 海浜断面形状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

Pinder and Cooper¹³⁾, 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.

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

ただし, x, y : 水平方向座標, z : 鉛直方向座標, $\mathbf{q} = (q_x, q_y, q_z)$: 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.

$$(C_w(\psi) + \beta_0 S) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \quad (2)$$

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

ここに, C_w : 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. ただし, Pinder and Cooper¹³⁾と同様に, 分散係数テンソルの非対角成分はゼロと仮定している.

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta C}{\partial t} + \frac{\partial(\theta q'_x C)}{\partial x} + \frac{\partial(\theta q'_y C)}{\partial y} + \frac{\partial(\theta q'_z C)}{\partial z} = \\ \frac{\partial}{\partial x} \left(\theta D_{xx} \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\theta D_{yy} \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D_{zz} \frac{\partial C}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (4)$$

ここに, θ : 体積含水率, q'_x, q'_y, q'_z : 実質流速($q'_x = q_x/\theta_s, q'_y = q_y/\theta_s, q'_z = q_z/\theta_s$, θ_s : 飽和含水率), C : 無次元溶質濃度(塩分, 式(6)参照), D_{xx}, D_{yy}, D_{zz} : 分散係数である. 式(4)中の体積含水率と分散係数の積, $\theta D_{xx}, \theta D_{yy}, \theta D_{zz}$ は, 帯水層の分散について等方性を仮定し(例えば, Pinder and Cooper¹³⁾, Scheidegger²³⁾)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.

$$\begin{cases} \theta D_{xx} = \alpha_L q_x^2/q_s + \alpha_L q_y^2/q_s + \alpha_T q_z^2/q_s + \theta \nu \\ \theta D_{yy} = \alpha_L q_x^2/q_s + \alpha_L q_y^2/q_s + \alpha_T q_z^2/q_s + \theta \nu \\ \theta D_{zz} = \alpha_T q_x^2/q_s + \alpha_T q_y^2/q_s + \alpha_L q_z^2/q_s + \theta \nu \end{cases} \quad (5)$$

ここに, q_s : スカラー流速, α_L : 横分散長, α_T : 縦分散長, ν : 浸透層内の分子拡散係数である. 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初井ら²⁴⁾による値($\alpha_L=2.5\text{cm}, \alpha_T=0.5\text{cm}$)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

表-1 数値計算に用いた標準パラメータ

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_0 (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

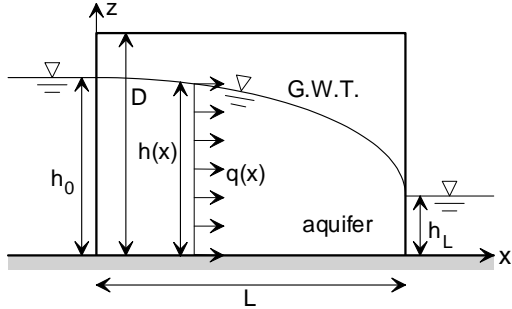


図-2 2つのリザーバに挟まれた不圧帯水層に形成される定常地下水浸透流に関する断面2次元計算の概要 (Case-A~C).

の関係を表す式として式(7)で示されるBrooks and Corey²⁵⁾の実験式を主に用いた。

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

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Irmay²⁶⁾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付近の曲線に緩和部を持たせた, 次に示す谷²⁷⁾による実験式(8)を主として使用した。

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(\frac{\psi}{\psi_0} + 1 \right) \exp\left(\frac{\psi}{\psi_0} \right) \quad (8)$$

ここで, ψ_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。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 Thony²⁸⁾)。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)を用いた。

以上の基礎方程式, 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, 表-1は主な解析に用いたパラメータをまとめたものであり, こ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Uchiyama *et al.*⁶⁾が使用した値である。

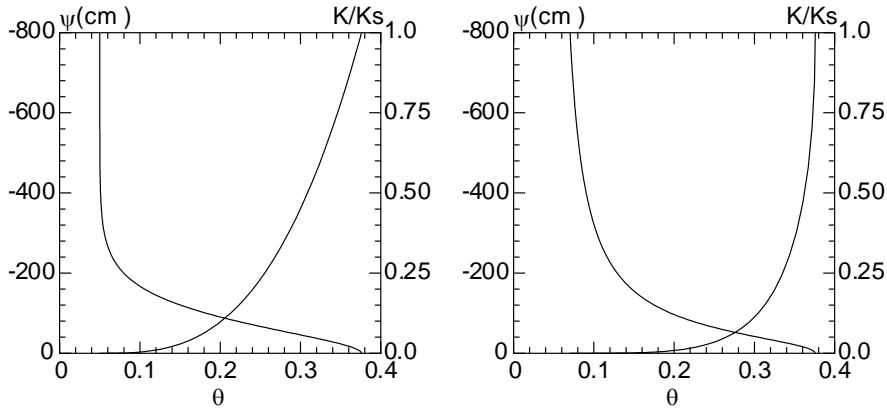
数値計算ではx軸を岸沖方向, y軸を沿岸方向にとり, ポテンシャルおよび塩分に関して沿岸方向に一様性を仮定して周期境界条件を課すことにより, x-z断面2次元の計算を行った。水平方向の境界条件には, 水面上で開放条件, 水面下では既知の無次元塩分(淡水側で0, 海水側で1.0)と静水圧分布を仮定した既知の圧力ポテンシャルを与え, 鉛直方向に関する境界条件としては通過する塩分フラックスおよび流量がゼロとした。初期条件は, 全ポテンシャルと塩分を全領域でゼロ(静止平衡状態, 淡水)とした。

3. 数値モデルの妥当性に関する検討

以上のような枠組みで作成された数値コードの妥当性を確認するため, 本章ではいくつかの典型的なケースに対して数値計算を行い, 得られた計算結果とそれに対応する理論解, 実験値とを比較する。比較対象として取り上げたのは, 定常地下水面形の理論解, 非定常不飽和浸透流(粘性土地盤中の重力排水)の準解析解, 矩形容器中に形成される定常塩水楔に関する実験式, 一定勾配を有する砂浜海岸の前浜部に形成される浸潤面(seepage face)の上端点の移動に関する理論解である。

3.1 定常地下水面形の理論解との比較

Dupuit—Forchheimer近似を用いた, 一樣地盤中に形成される定常地下水面形に関する理論解と, 計算値との比較を行う。図-2に示すように, 二つのリザーバに挟まれた一樣矩形不圧帯水層を考えると, 定常地下水面形 $h(x)$ は以下の式(9)および(10)のように表される(例えば,



(1) Case-A1: Brooks-Corey²⁵⁾ 式および谷²⁷⁾ 式 (2) Case-A2: van Genuchten³⁰⁾ 式
 図-3 Case-A1 および A2 に用いた不飽和土壌特性 ($\psi-\theta$, $K-\theta$ 関係式).

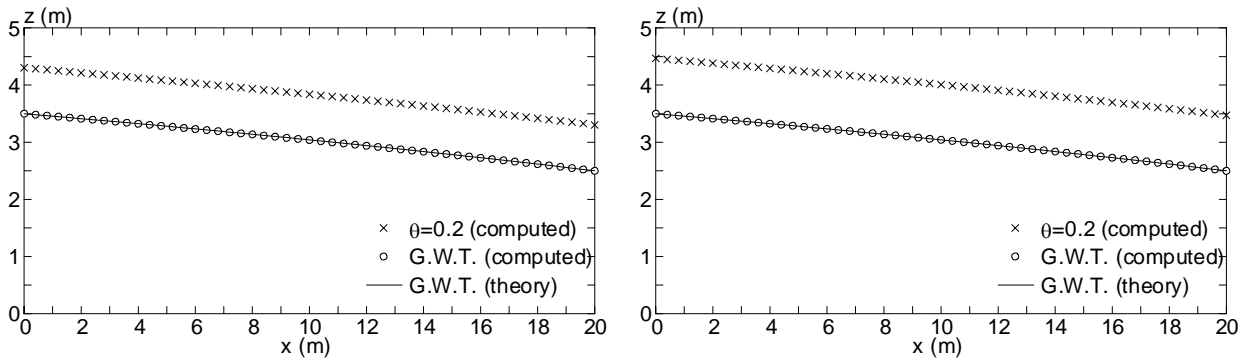


図-4 定常地下水面形に関する理論値と計算値との比較. 実線が理論値, ○が計算値による地下水面形であり, 参考のために $\theta=0.2$ の等値線を×で示している. また, 左が Case-A1, 右が Case-A2 に対応している.

Bear²⁹⁾).

$$Q = K_s (h_0^2 - h_L^2) / L \quad (9)$$

$$h(x) = \sqrt{h_0^2 - 2Qx / K_s} \quad (10)$$

ここに, Q : 単位幅流量 (= $h(x)q(x)$), $h(x)$, $q(x)$: 水平方向位置 x における地下水位および水平流速, L : 帯水層の水平方向幅, h_0 , h_L : 上流側および下流側の水位, である. なお, ここでは帯水層厚 $D=5\text{m}$, $L=20\text{m}$, $h_0=3.5\text{m}$, $h_L=2.5\text{m}$ を与えている.

数値計算は不飽和帯を含むため, 不飽和土壌特性に関する関係式を与える必要がある. 計算では, $K-\theta$, $\theta-\psi$ 関係式にそれぞれ式 (7) および (8) を使用し, 飽和透水係数などのパラメータには表-1 に示した値を用いることとする. 但し, ここでは塩分の帯水層への混入は一切考慮

せず, 単一密度流体として取り扱う. また, 参考のため, 不飽和土壌特性に別の関係式を選んだ場合の定常地下水面形の相違を見ることを目的として, $K-\psi$ 関係式に van Genuchten³⁰⁾ による次式 (11), (12) を用いた計算を併せて実施した.

$$K(\psi) = K_s Se^{1/2} \left[1 - (1 - Se^{1/m})^m \right]^2 \quad (11)$$

ここに, $m=1-1/n$ であり, 有効飽和度 Se は以下のように表される.

$$Se = \left[1 / \left\{ 1 + (\alpha|\psi|^n) \right\} \right]^m \quad (12)$$

また, 定義により,

$$Se = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (13)$$

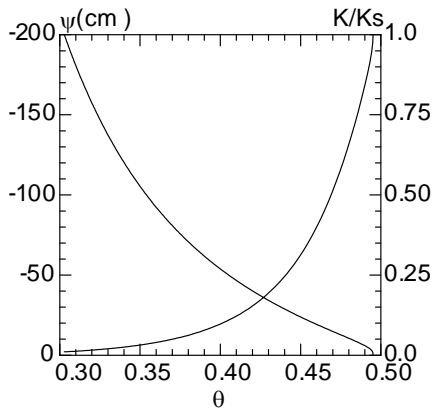


図-5 Case-B で使用した Yalo light clay に対する不飽和土壌特性. (式(15)および(16)による)

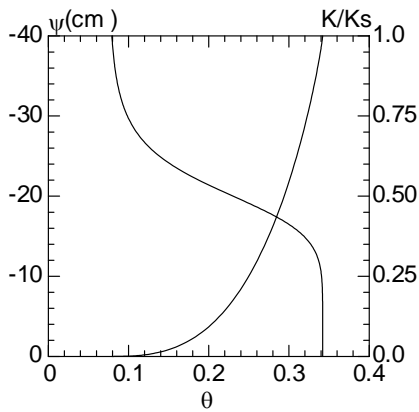


図-7 Case-C で使用した砂に対する不飽和土壌特性. (式(11)~(14)による)

であるので、 θ - ψ 関係式は結局、式(14)のようになる。

$$(\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) = \left[1 / \left(1 + (\alpha |\psi|)^n \right) \right]^m \quad (14)$$

van Genuchten式(11)~(14)中のパラメータには、 $\alpha=0.02$, $n=2.0$ を用いるとともに、 K_s , θ_r , θ_s には表-1と同じ値を使用した。なお、以下ではBrooks-Corey式と谷式による計算をCase-A1, van Genuchten式によるものをCase-A2と呼ぶことにする。Case-A1 およびA2 で用いる不飽和土壌特性を図-3 に図示する。これを見ると、マトリックポテンシャル $\psi=0 \sim -200\text{cmH}_2\text{O}$ 程度の範囲において、A1 の方が ψ の減少に伴って θ を急に低減させているのに対し、A2 では相対的に θ が緩やかに減少していることが分かる。

図-4 は、Case-A1 および A2 による定常状態に達したときの地下水面形に関する計算結果を理論解と比較する形で示したものである。計算による水面形は理論解と良

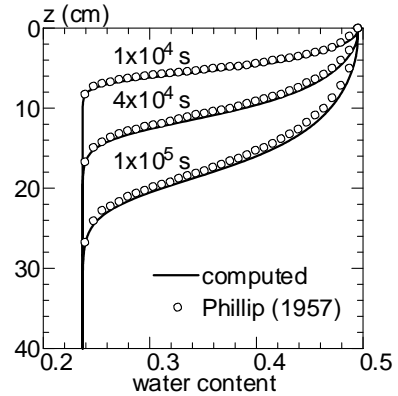


図-6 Yalo light clayの重力排水過程. マトリックポテンシャル=0 の等値面の時間発展. ○はPhillip³¹⁾による順解析解, 実線はCase-Bによる計算結果を示している。

好に一致しているとともに、ここで与えた条件下では、地下水面位置に関しては土壌特性式間の相違が全くないことが分かる。但し、Case-A1 と A2 とでは図中に示した含水率 0.2 の等値線位置が若干異なっているが、これは飽和に近い場合 ($\psi \sim 0$) には van Genuchten 式の方が同じ ψ 値に対してより大きな θ 値を返すという不飽和土壌特性を反映したものと考えられる。以上のことから、不飽和帯における水分量分布には不飽和土壌特性が大きく関与しているものの、地下水面位置にはほとんど影響を及ぼさないことが分かった。

3.2 非定常鉛直一次元不飽和浸透流に関する準解析解との比較

鉛直一次元不飽和浸透流についてのPhillip³¹⁾の準解析解は、数値モデルの検証によく用いられている。しかしながら、Phillipが具体的に用いた土壌の物理特性は関数形が複雑で、数値モデルでは取り扱いにくい。そこで、ここではMilly³²⁾の方法を参考に、彼が計算に用いたシンプルな不飽和土壌特性式に対してPhillip³¹⁾の方法による解を求め、それと対応する数値解(以下、Case-B)とを比較する。但し、Phillip解の式形は非常に煩雑であるため、ここでは比較後の結果のみを示すこととする。正確な解の記述に関しては原著を参照されたい。

Milly³²⁾が用いた粘土(Yalo light clay)に対する K - ψ , θ - ψ 関係式は、それぞれ以下のとおりである。

$$K(\psi) = K_s \left[1 + (-\psi/15.3)^{1.77} \right]^{-1} \quad (15)$$

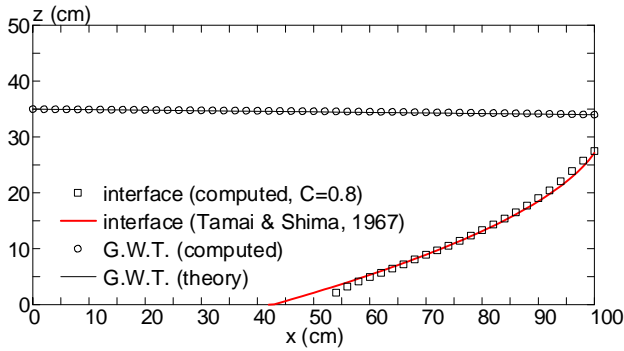


図-8 淡塩境界および地下水面に関する計算値と理論値・実験値との比較. 淡塩境界位置: Case-C1 による計算値 (○), Tamai & Shima³³⁾による実験値 (太線), 地下水面形: 計算値 (□), 式 (9)および (10)による理論値 (細線)をそれぞれ示している.

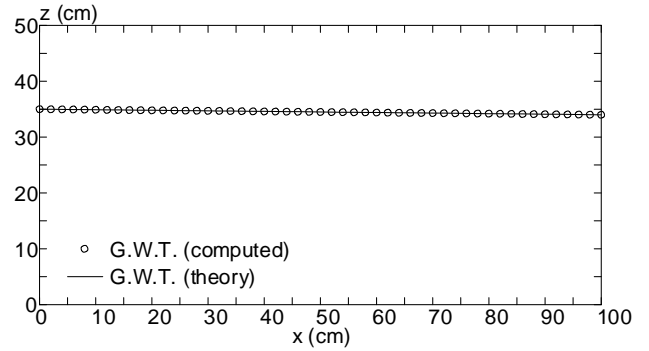


図-9 地下水面に関する計算値と理論値との比較. 密度分布の影響を考慮しない Case-C2 による計算値 (□), 式 (9)および (10)による理論値 (実線)をそれぞれ示している.

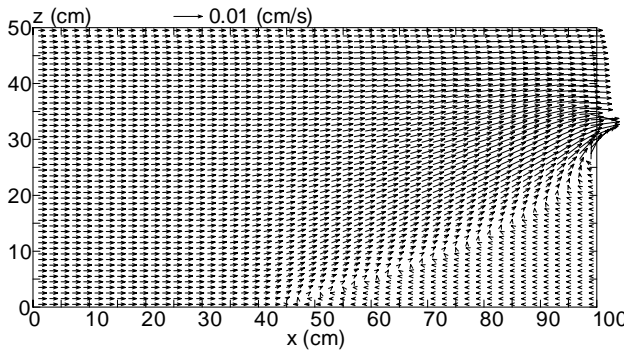


図-10 密度分布の影響を考慮した数値計算 (Case-C1)による不圧帯水層中の地下浸透流速分布.

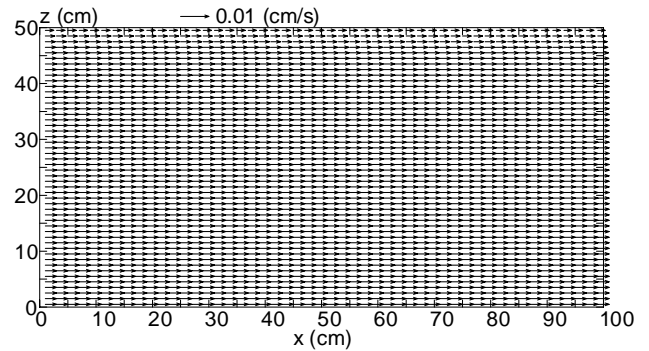


図-11 密度分布の影響を無視した数値計算 (Case-C2)による不圧帯水層中の地下浸透流速分布.

$$\theta(\psi) = \begin{cases} 0.371 \left[1 + (\log(-\psi)/2.26)^4 \right]^{-1} + 0.124 & \dots \text{for } \psi < -1 \text{ cm} \\ 0.495 & \dots \text{for } \psi \geq -1 \text{ cm} \end{cases} \quad (16)$$

ここに, 飽和透水係数 $K_s = 1.23 \times 10^{-5}$ であり, Case-B に用いた上記の関係式を図-5 に図示する. このような土壌物理特性を有する粘性土によって構成される高さ 40cm の一次元鉛直カラムを考え, 計算初期では ψ を全領域で一定値 ($= -600 \text{ cmH}_2\text{O}$, 乾燥状態) とし, 計算開始と同時に上端で $\psi = 0 \text{ cmH}_2\text{O}$ (飽和), 下端で $\psi = -600 \text{ cmH}_2\text{O}$ を与えることによって, 粘土層内における重力排水の計算を行った.

図-6 は, 計算開始から実時間で 1.0×10^4 秒後, 4.0×10^4 秒後, 1.0×10^5 秒後における含水率の空間分布であり, Phillip の解を ○ で, 計算値を実線で示している. 浸潤フロントは上端より徐々に下方へと重力排水されて低下している様子が再現されているとともに, 各時刻における

Phillip 解と計算による含水率の空間分布は極めて良好に一致している. このことから, 本数値モデルによって, 不飽和帯におけるマトリックポテンシャルの分布や, その時間発展特性などを精度良く表現することができるが分かる.

3.3 定常非混合淡塩境界に関する実験式との比較

次に, Richards 式と塩分の移流分散方程式を連立させた形での計算を行い, Tamai and Shima³³⁾ による海岸線付近の鉛直流速を考慮した定常非混合淡塩水境界面形状に関する実験式 (17) との比較を行った.

$$C_l(l) = (q_0 / \varepsilon K_s) \sqrt{(2 \varepsilon K_s / q_0) l + 0.55} \quad (17)$$

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, ε : 相対密度差 ($\varepsilon = (\rho_s - \rho_f) / \rho_f$) である.

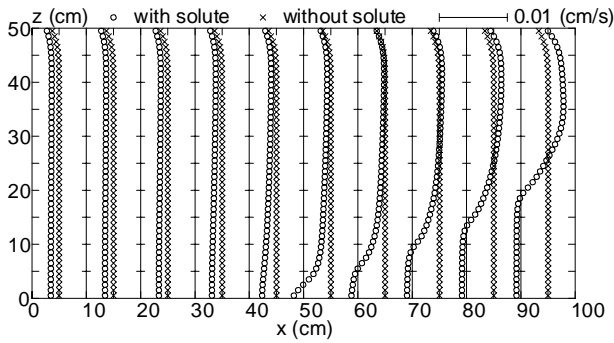


図-12 Case-C1とCase-C2による水平流速成分の鉛直分布形状の比較. ○は塩水浸入を考慮したCase-C1, ×は考慮しないCase-C2の結果をそれぞれ示している.

数値計算では、不飽和土壌物理特性式としてvan Genuchten式を使用した。但し、パラメータに関しては現地海浜を対象に定常塩水楔の計算を行った細川ら³⁴⁾を参考に、 $K_s=0.02\text{cm/s}$, $\theta_s=0.342$, $\theta_r=0.075$, $\alpha=0.0491$, $m=0.8599$ を用いた。なお、以下ではこの計算をCase-C1と呼ぶこととし、さらに比較のため、同一の境界形状に対して塩水の存在を考慮しない計算(これをCase-C2と呼ぶ)を併せて行った。Case-C1およびC2に対する土壌特性を図-7に示す。数値計算の概略は図-2とほぼ同様であるが、上流側および下流側リザーバ中の密度をそれぞれ ρ_f , ρ_s としている。また、 $D=50\text{cm}$, $L=100\text{cm}$, $h_0=36\text{cm}$, $h_L=35\text{cm}$ であり、密度 ρ_f , ρ_s に関しては表-1に示した値を使用した。

まず、図-8にCase-C1による解析結果を示す。図中では、定常状態における淡塩境界形状(ここでは無次元塩分 $C=0.8$ の等値線)を□で示しており、同時に、計算による地下水面形(G.W.T.)を○、式(10)による単一密度流体に関する地下水面形の理論値を細い実線で、式(17)による淡塩境界形状の実験値を太い実線で表示している。図を見ると、定常塩水楔問題においては、数値計算による淡塩境界形状と実験式(17)とは良好に一致していることが示されている。また、Case-C2及び式(10)による定常地下水面形を図-9に示す。図-8, 9ともに地下水面形は単一流体のみを対象とした式(10)によって表現できていることから、地下水面形状に対しては塩水混入の影響がほとんど現れていないことが分かる。

しかしながら、塩分を考慮した場合と考慮しない場合の浸透流速分布(図-10, 11)を見ると、塩分なしのCase-C2では流下方向にほぼ様な流速分布が形成されているのに対して、塩分ありのCase-C1では淡塩境界付近で流速分布が著しく変形されている。この時、上層

では $x=100\text{cm}$ に向かう淡水流が卓越しており、下層では反対向きの塩水流が見られ、塩水楔周りにバロクリニックな流れ場が形成されている。すなわち、地下水面形だけを問題にする場合には塩水の影響を考慮する必要性は低く、流れやそれに伴う物質輸送を考えるときには密度流として捉えなければならないことが分かる。

さらに塩分の有無による流速分布をより詳細に比較するため、水平流速成分の鉛直分布を水平方向に10cm間隔で表示したものが図-12である。塩水を考慮した場合には、密度勾配によって塩水から淡水に向かうポテンシャルの空間勾配が強められるため、全体的に流量が小さくなっている。また、淡水側では比較的相似な流速分布を保っていたものが、 $x=40\text{cm}$ 周辺から下層の流速分布に徐々に変形されて、最終的に塩水側では上層のみに強い右向きの流れが形成されている。このように、塩水を考えない場合には浸透流は鉛直方向にほぼ一様となるが、密度効果を考慮した場合にはポテンシャル場が変形されて、帯水層上層付近に強い流れが出現するとともに、淡水流量が密度なしの場合よりも小さくなることが分かる。

3.4 一様傾斜海浜に形成される浸潤面の移動に関する理論解との比較

海岸帯水層における地下水面は、上潮時には潮位に追従するものの、下げ潮時には潮汐より遅れるために、汀線近傍で両者が分離する位相が存在する場合があります。結果として浸潤面が形成される。これは海浜上での遡上波の振舞いと、それに伴う漂砂機構に関係するため、近年その重要性が指摘され始めている(Nielsen¹⁰⁾, Turner¹¹⁾)。このうちTurner¹¹⁾は、Dracos³⁵⁾によって提示された重力排水をベースとした概念を用いて、浸潤面上端部(以下、Exit Point: EPと記す)の挙動を表現するシンプルなモデルを提案している。彼のモデルによれば、EPの鉛直座標 z_{EP} は以下のように表現される。

$$z_{EP} = z_{tide} \quad \dots \text{for } V_{tide} \leq -\frac{K_s}{n_e} \sin^2 \beta \quad (18)$$

$$z_{EP} = z_{EP(term)} - \frac{K_s}{n_e} \sin^2 \beta (t - t_{term}) \quad (19)$$

$$\dots \text{for } V_{tide} \geq -\frac{K_s}{n} \sin^2 \beta$$

ここに、 z_{tide} , V_{tide} :潮位の鉛直座標および鉛直移動速度, t_{term} :EPが出現する瞬間の時刻, $z_{EP(term)}$: t_{term} におけるEPの鉛直座標, n_e :土粒子の間隙率, $\tan\beta$:海浜地形勾配である。

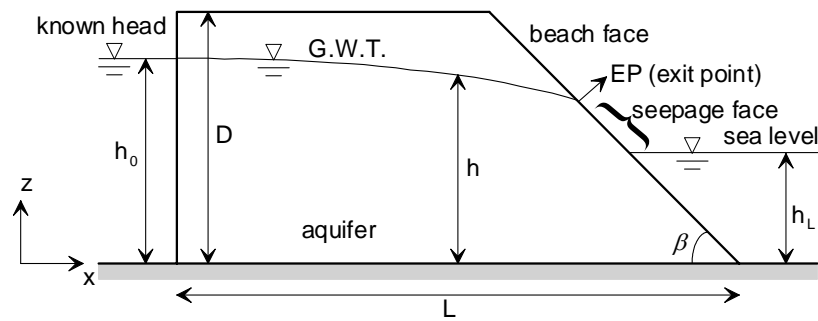


図-13 数値計算対象領域 (Case-D) に関する模式図

表-2 数値計算 (Case-D) に用いた地形, 潮汐等に関するパラメーター一覧.

Physical properties	
beach slope, $\tan\beta$	0.1
thickness of the aquifer, D	12.0 m
head at the landward boundary, h_0	10.0 m
width of the aquifer, L	50.0 m
saturated hydraulic conductivity, K_s	0.38 m/hr
saturated water content, $\theta_s (=n_e)$	0.400
residual water content, θ_r	0.005
Tidal forcing	
h_{L0}	5.0 m
h_a	3.0 m
ω	$2\pi/24.0$ rad/hr
Numerical configuration	
number of grids	$250 \times 60 = 15,000$
grid size, Δx and Δz	0.20 m
time step, Δt	1.0 min.

Turner¹¹⁾は, EPの変動に関する位相を潮位変化の位相に対応させて, 以下のようなPhase1~5まで5分割している.

Phase1: 潮位変動が上潮から下潮へ反転する位相から EP が出現するまで

Phase2: Phase1 終了から $d\delta/dt \geq 0$ まで, つまり δ が単調増加している範囲 ($\delta = z_{EP} - z_{tide}$)

Phase3: $d\delta/dt < 0$ かつ上潮反転時まで

Phase4: Phase3 終了後から $\delta=0$ まで

Phase5: 上潮時でかつ $\delta=0$, つまり下げ潮反転時まで

Turner モデルでは, Phase1 および 5 に対しては式 (18), Phase2 には式 (19) を与え, Phase3 および 4 は近似的に

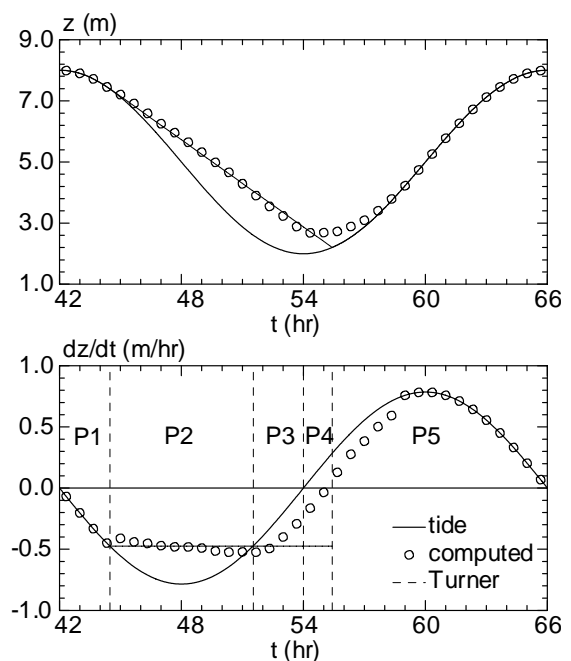


図-14 exit point (EP) の鉛直位置 (上) とその移動速度 (下) の時間変化. \circ は数値モデル, 破線は Turner¹¹⁾ モデルによる予測値であり, 実線は与えた潮位を表している. 図中には Turner¹¹⁾ によって定義された Phase1~5 (P1~P5) を同時に示している.

式 (19) に従うものとしている. このモデルは非常にシンプルであるにもかかわらず, 単純な地形を有する海浜においては, 実測値と比較的によく一致することが Turner 自身によって報告されている. そこで以下では, 数値モデルによる EP と Turner モデルによる EP とを比較することによって, 浸潤面の形成とその時間発展特性について検討する.

数値計算 (以下, Case-D と呼ぶ) では, 図-13 に示すような自然海浜を模擬した一様傾斜帯水層を考える. 上流側, すなわち淡水側の水位は一定値とし, 海水側でまず

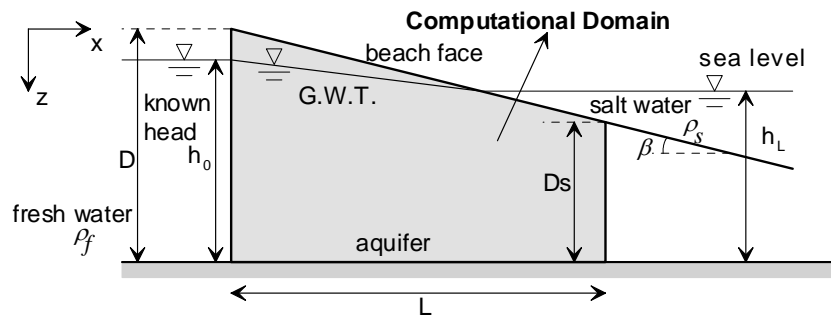


図-15 数値計算対象領域 (Case-1~21)に関する模式図. ハッチを施した領域が実際の計算領域に対応している.

一定水位を与えて定常地下水面を求める. その後, BEMモデルを用いたLi *et al.*¹⁹⁾による数値実験を参考に, 潮汐に対応させた周期 24 時間の正弦振動で海面変動を与え, 地下水面の非定常過程を逐次算出することとした. ここで, 海面変動は次式で表現する.

$$h_L = h_{L0} + h_a \sin(\omega t) \quad (20)$$

ここに, h_{L0} : 平均海水位, h_a : 振幅, ω : 振動数である. 表-2 は数値計算に用いた地形, 土壌物理特性, 潮汐等のパラメータをまとめたものである. 不飽和土壌関係は, Brooks-Corey式と谷式を用いた. ここでは境界変動(潮汐)の効果のみを検討することを目的としているため, 密度流の影響は考慮せず, 流体はすべて淡水のみによって構成されているものとした. また, 数値計算ではEPの座標を直接求めることができないが, 圧力ポテンシャル=0の等値線である地下水面を線形外挿し, これと海浜表面との交点をEPとした.

図-14 は非定常計算開始から 42 時間後より一潮汐間 (24 時間) の水位変動と, その時間に関する一階微分値である変動速度を示したものである. 水位変動の計算値 (○印で表示) を見ると, 潮位 (実線) の低下とともにEPが海面よりも高い位置に出現し, 上潮反転後に再び海面位置と等しくなっている様子が見て取れる. これは境界条件の変化, すなわち潮汐による海面変動に帯水層中における重力排水が追従できずに, 地下水位低下が遅れた結果生じたものである. 本モデルによる計算値と Turner モデルによる結果 (破線) とを比較すると, 両者は全位相において概ね一致した挙動を示している. しかしながら, 上潮反転前後では, Turner モデルによる EP の位置は Phase4 から 5 へ不連続に移行しているのに対し, 本モデルでは Phase4 から徐々に上昇し, Phase5 に向かって滑らかに潮位と接合しており, これは現実の浸潤面形成過程により近いものと思われる. この Phase4 から 5 へ

の不連続な変化は, Turner モデルが重力排水過程をベースとして構成されているために, Phase2~4 における EP の挙動が境界条件の変動とは無関係に決まっていることが原因であると考えられる. 反対に, 本モデルの結果は, Phase4 から 5 にかけて上潮に伴って汀線近傍の帯水層中の圧力ポテンシャルが上昇し, 前浜に沿って陸向きの圧力勾配が形成され, その結果 EP の低下速度が抑制されたものと解釈される.

潮位変動の一階微分値, すなわち変動速度の変化を見ると, 両者の Phase シフトのタイミングも EP の鉛直位置変化と同様にはほぼ一致していることが分かる. Phase4 から Phase5 にかけては, 水位変動と同様に Turner モデルは不連続であるのに対し, 本モデルでは連続的に変化しており, より現実の EP の挙動に近いものと思われる.

このように, Richards 式をベースとした本解法は, 潮位変動に伴う地下水面の非定常変化や, 浸潤面の形成といった前浜近傍に見られる力学プロセスをシンプルな Turner モデルと同等以上の精度でシミュレートできることが確認された.

4. 海岸地下浸透流の非定常過程に関する数値解析

4.1 数値解析の概要

前章において提示した数値モデルを用いて, 潮位変動および密度流の効果を考慮した海岸帯水層中の浸透流の非定常解析を行う. 解析対象とした計算領域は図-15 に模式的に示す通りであり, シンプルな一様勾配の砂浜海岸の一部分を切り出したような形状を考える. 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全 21 ケースの計算を行った. モデルは Richards 式をベースとしているので不飽和浸透流計算を伴うが, 土壌特性を表す関係式には

表-3 数値計算 (Case-1~21) に用いた地形, 潮汐等に関するパラメーター一覧.

Case	$\tan \beta$	D	D_s	h_0	h_{L0}	Δh *)	L	h_a	comment
1	1/20	30m	25m	28.5m	27.5m	1.0m	100m	1.0m	
2	1/20	30m	25m	28.7m	27.5m	1.2m	100m	1.0m	
3	1/20	30m	25m	28.9m	27.5m	1.4m	100m	1.0m	
4	1/20	30m	25m	29.1m	27.5m	1.6m	100m	1.0m	
5	1/20	30m	25m	29.3m	27.5m	1.8m	100m	1.0m	
6	1/20	30m	25m	29.5m	27.5m	2.0m	100m	1.0m	
7	1/20	30m	25m	28.0m	27.5m	0.5m	100m	0.5m	reduce tidal
8	1/20	30m	25m	28.5m	27.5m	1.0m	100m	0.5m	amplitude, h_a
9	1/20	30m	25m	29.0m	27.5m	1.5m	100m	0.5m	
10	1/10	30m	20m	26.0m	25.0m	1.0m	100m	1.0m	steepen beach
11	1/10	30m	20m	26.5m	25.0m	1.5m	100m	1.0m	slope, $\tan \beta$
12	1/10	30m	20m	27.0m	25.0m	2.0m	100m	1.0m	
13	1/20	15m	10m	28.5m	27.5m	1.0m	100m	1.0m	reduce aquifer
14	1/20	15m	10m	28.7m	27.5m	1.2m	100m	1.0m	thickness, D
15	1/20	15m	10m	28.9m	27.5m	1.4m	100m	1.0m	
16	1/20	30m	25m	28.5m	27.5m	1.0m	100m	1.0m	without salinity
17	1/20	30m	25m	28.7m	27.5m	1.2m	100m	1.0m	
18	1/20	30m	25m	28.9m	27.5m	1.4m	100m	1.0m	
19	1/20	30m	25m	28.5m	27.5m	1.0m	100m	1.0m	with wave set-up
20	1/20	30m	25m	28.7m	27.5m	1.2m	100m	1.0m	
21	1/20	30m	25m	28.9m	27.5m	1.4m	100m	1.0m	

*) $\Delta h = h_0 - h_L$

Brooks-Corey式と谷式を用い, 各式中に現れる係数やその他のパラメータ等については表-1 と同様のものを使用した. ここで, 潮位変動は式(20)により表し, M_2 分潮が卓越する海岸を想定して振動数は $\omega=2\pi/12.0$ (rad/hr)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-3 に一覧表示する. Case-1~6 では, 海浜勾配 1/20, 帯水層厚 30mの砂浜について振幅 $h_a=1.0m$ の潮位変動を与え, 平均地下水位差 Δh を 1.0mから 2.0m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, それに伴う浸透流場の変化を調べることを狙いとしている. この地形および潮位振幅を基本ケースとし, 基本ケースに対してCase-7~9 では潮位振幅のみを半分に, Case-10~12 では海浜勾配のみを急峻に, Case-13~15 では帯水層厚さのみを半分にした計算をそれぞれ行った. また, 基本ケースと同じ地形, 潮汐に対して, 塩分を考慮しない一様密度のケースとしてCase-16~18, wave set-up およびset-downの効果を考慮した場合としてCase-19~21 の計算を行った. 計算格子数は $50 \times 60 = 3,000$ 格子 (Case-13~15 は $50 \times 30 = 1,500$ 格子)であり, 格子間隔は $\Delta x = 2.0m$ および $\Delta z = 0.5m$, 計算時間刻みは, 非定常計算時には $\Delta t = 0.1hr$, 定常計算時には $\Delta t = 40.0s \sim 24.0hr$ とした.

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する, という手順で行った. 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することが分かった. 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を解析の対象とした. 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非定常(または動的平衡)状態と称することとする. なお, 実際の計算では, もっと早い段階で定常, 動的平衡と思われる状態に達してはいたが, 解析では念のためそれぞれ 3 年, 10 ヶ月と計算を多めに行った.

4.2 海岸地下浸透流場の基本構造

はじめに, 海岸地下浸透流場の基本構造を把握するために, 海浜地形, 地下水位勾配(つまり淡水フラックス)等の条件が同一の場合に, 潮位変動及び塩分の効果がどのように現れるのかについて検討する. ここでは密度変化を考慮した Case-2 及びこれを考慮しない Case-17 による計算結果を比較する. まず, 潮位変動を計算する前の定常状態における浸透流速分布, 全ポテンシャルおよび Case-2 に対する無次元塩分の空間分布を図-16 に示す. 一見して分かるように, 潮位変動を考慮していない状態においても両者の流況は著しく異なっている. この

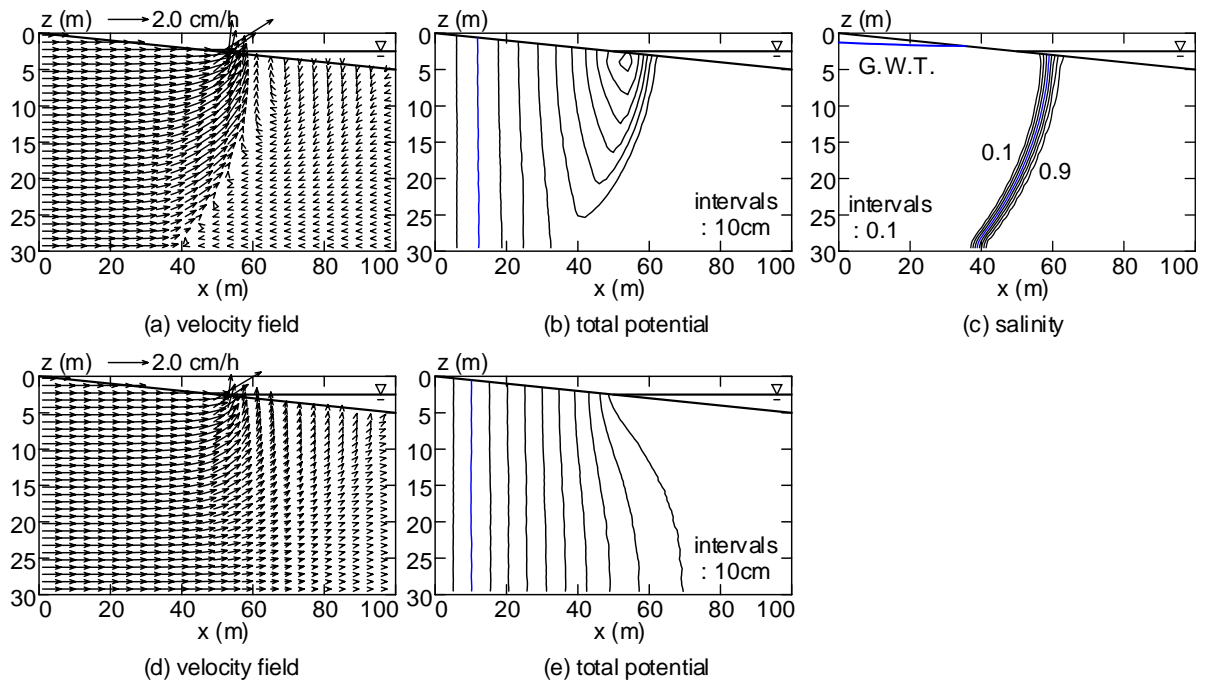


図-16 Case-2およびCase-17に対する数値シミュレーション結果(定常状態)。(a)Case-2における浸透流速場、(b)Case-2における全ポテンシャル分布、(c) Case-2における無次元塩分分布、(d) Case-17における浸透流速場、(e) Case-17における全ポテンシャル分布をそれぞれ表している。塩水侵入の影響は Case-2 でのみ考慮しているが、それ以外の計算パラメータは表-3 に示すように全て同一である。また、Case-2, 17ともに汀線は $x=50.0\text{m}$ に位置している。

原因は以下の様に解釈される。まず、塩分を考慮しない Case-17 では、ここで与えた地形および水位条件下においては地下水面および帯水層最下部が流線になっており、海底面は等ポテンシャル面であって、かつ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、全ポテンシャル分布は海に行くほど上向きに減少していくことになる。その結果、図-16(e)のようなポテンシャル場が形成され、従って、式(1)により図-16(d)のような流速場が形成される。これに対して Case-2 では、海底面上のポテンシャルの値が塩分によって Case-17 よりも大きくなるため、汀線より沖側の帯水層において下向きの流れがより強く引き起こされる。力学的には、海水側から浸入する水塊が密度効果を受けて淡水の下層に潜り込み、陸側からの圧力勾配と界面でのせん断応力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。そのため、Case-2 では地形効果と密度効果の双方を受けて浸透流場が形成されることになることになり、汀線近傍の上向きの流れが助長されているものと解釈される。このように定常状態では、塩分を考慮しなくても地形と水位条件から汀線近傍では湧出点が発生することに加えて、塩分の混入に伴う塩水楔の形成によって湧出流速が強くなることが分かる。

この流れ場に対して潮位変動を考慮した非定常計算を行い、動的平衡状態に達したときの浸透流速分布、全ポテンシャルおよび Case-2 に対する無次元塩分の空間分布を図-17 に示す。これを見ると、図-16 に示した定常状態での流れ場、塩分分布からかなり状況が変化したことが分かる。まず目に付くのは、汀線近傍の潮間帯周辺帯水層表層において、汀線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構造が明確に形成されていることである。この局所循環流の空間スケールは、 $x=30\sim 70\text{m}$ の範囲、つまり潮位変動に伴う汀線位置の移動範囲と概ね対応していることから、循環流は主として潮位変動の影響によって生じたものと考えられる。また、Case-2の塩分分布が定常状態と大きく異なり、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、塩分の濃い領域が内陸側へ屈曲して傾きながら侵入している。これらの形成メカニズムは以下のように考えられる。

まず、両ケースともに干出、冠水を繰り返す潮間帯の下部では、上潮時には帯水層表層に海水が供給されて下方へ浸透し、浸透した水は下げ潮とともに海側へ流出しようとする。定常時に $x=50\sim 60\text{m}$ の位置にあった湧出点は、この流れによって湧出が阻害され、常に冠水している

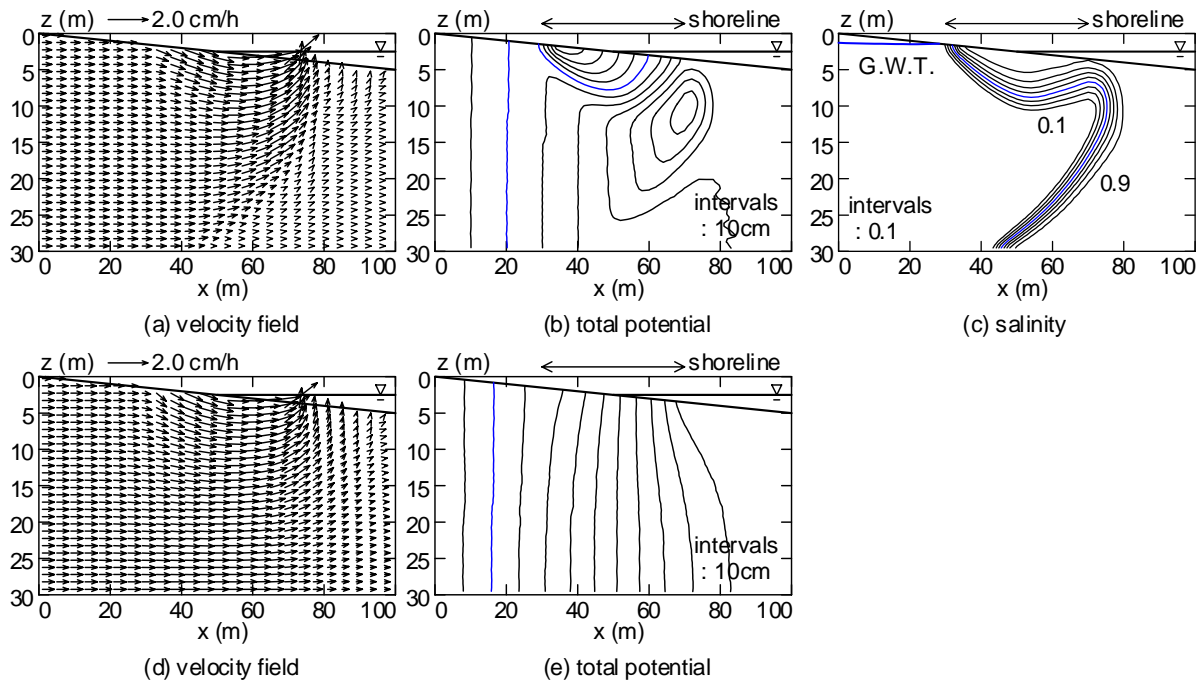


図-17 Case-2 および Case-17 に対する数値シミュレーション結果(潮位変動を考慮した動的平衡状態)。(a)Case-2 における浸透流速場, (b)Case-2 における全ポテンシャル分布, (c) Case-2 における無次元塩分分布, (d) Case-17 における浸透流速場, (e) Case-17 における全ポテンシャル分布をそれぞれ表している。

地点である干潮時汀線近傍の $x=70\text{m}$ 付近に向かって沖側へ移動することになる。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、局所的な循環流構造が形成されたものと考察される。同時に、内陸側へ屈曲して傾いた帯水層表層における塩分分布は、このような循環流場と相互に影響を及ぼしあって形成されたものと考えられる。つまり、内陸側では海水が下方へと浸透するが、帯水層表層を過ぎたあたりで淡水と混合し、かつ海向きの淡水流れによって沖側へと移流され、最終的には塩水楔の影響を受けて湧出点に向かって上昇することになる。そのため、淡塩境界は湧出点近傍で淡水域が上方に食い込んだような形となり、図-17(c)に示したような傾いた塩分プロファイルが形成されたものと推察される。また、動的平衡状態では定常状態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、帯水層内部の物質輸送プロセスが潮汐の影響を受けて大きく変化したことを意味している。

このように、潮位変動と密度効果を考慮することによって、潮汐が引き金となって潮間帯の表層に局所的な循環流が生じ、その影響を受けて塩分分布が内陸側に傾くという際立った特徴を有する流れ場が形成され、帯水

層内部の物質輸送過程に少なからず影響を及ぼしていることが明らかとなった。なお、密度効果の有無による循環流構造の相違等については、4.7 において検討する。

4.3 陸域からの淡水フラックスの影響

潮間帯表層の局所循環流構造およびそれに伴う塩分分布の変形という特徴が、様々な外的要因によってどのように変化するかを調べる。本節ではまず、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、Case-1~6 を比較する形で検討する。

前述したように、Case-1~6 では地形や潮汐等の条件は全て同一であり、唯一内陸側地下水位のみが異なり、Case-1 から Case-6 まで 0.2m ずつ高くなるように地下水位を設定している(表-3 参照)。図-18 は、Case-1~6 それぞれについて流線を用いて流れ場を表現したものであり、陸側地下水位と平均海水位の差 Δh が小さく、したがって内陸からの淡水流量が少ない Case-1 ほど、流線間隔が疎らになっていることが分かる。水位差 Δh が 1.0m である Case-1 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おり、しかもその構造は Case-2~6 と比較してかなり明確である。この局所循環流構造は Δh の増加とともに明確さを失い、 $\Delta h=1.6\sim$

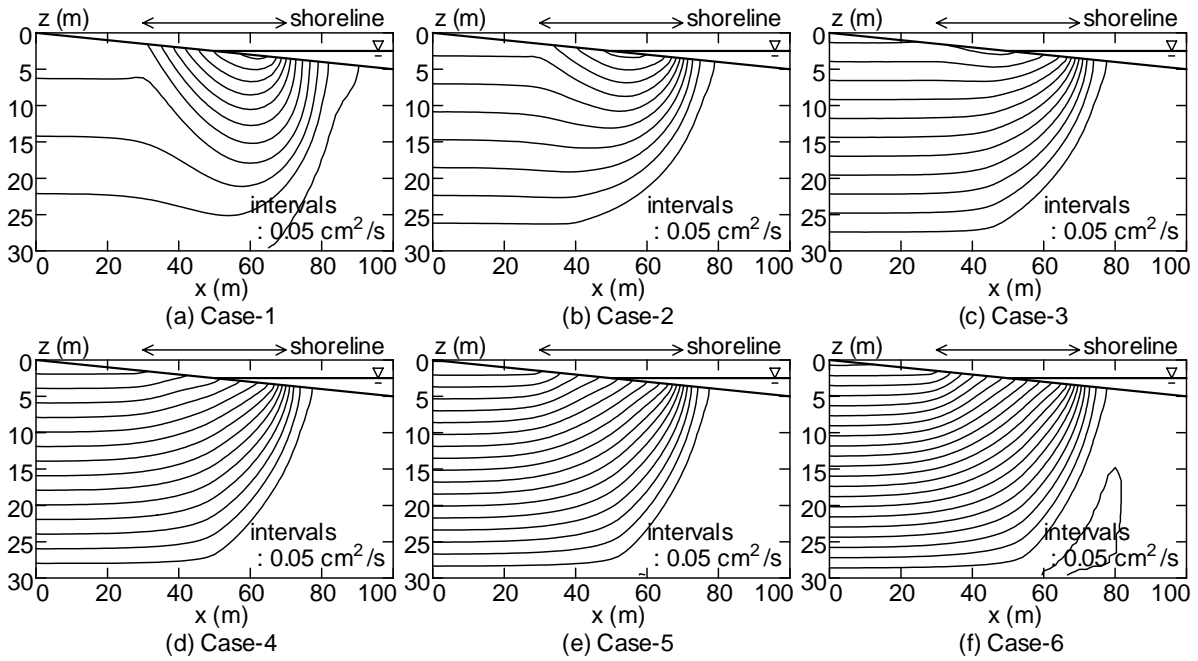


図-18 陸域からの淡水フラックスが動的平衡状態における海岸地下浸透流場に及ぼす影響. (a)~(f)はCase-1~6の流線を表している. 流線間隔は $0.05 \text{ cm}^2/\text{s}$ である.

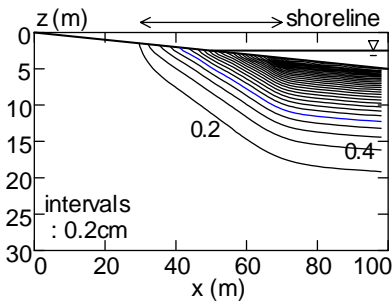


図-19 ψ の標準偏差分布 (Case-2)

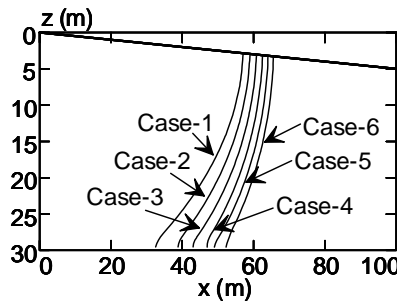


図-20 定常状態における淡塩境界 (Case-1~6)

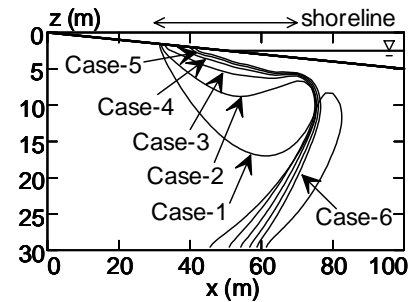


図-21 動的平衡状態における淡塩境界 (Case-1~6)

2.0mのCase-4~6では、内陸から流下してくる淡水は潮間帯直下において、下方へ移流されることなくそのまま汀線部分で上昇し、湧出している。

また、浸透流場に対する潮位変動の効果を見るため、Case-2で求めた圧力ポテンシャル ψ について一周期間の標準偏差 $\psi_{R.M.S.}$ を求め、空間分布の形で表示したものが図-19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12~13m程度より下ではほぼゼロであり、有意な値を持たないことが分かる。なお、Case-1, 3~6についても、 $\psi_{R.M.S.}$ 分布に関する全体的な傾向や絶対値はCase-2とほぼ同様である。つまり、外力である潮汐に関する変動振幅等の条件が同一であるため、潮位変動に伴って生じる局所循環流の強さもほとんど変化しな

かったものと考えられる。一方、淡水フラックスの増加は冲向き浸透流を助長するとともに、汀線周辺では淡塩境界によって流れが阻害されるために上方へ流向を変えて湧出するというパターンを強化することになる。その結果、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。

続いて、Case-1~6における定常および非定常の淡塩境界形状を図-20と図-21に示す。ただし、ここでは淡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-20から、定常塩水楔は淡水流量の増大に伴って、全体的な位置を徐々に海側へと変えていることが分かる。その一方で、動的平衡状態では、帯水層表層に侵入して陸側へ傾いた塩分分布を形成していた塩水塊が、淡水流

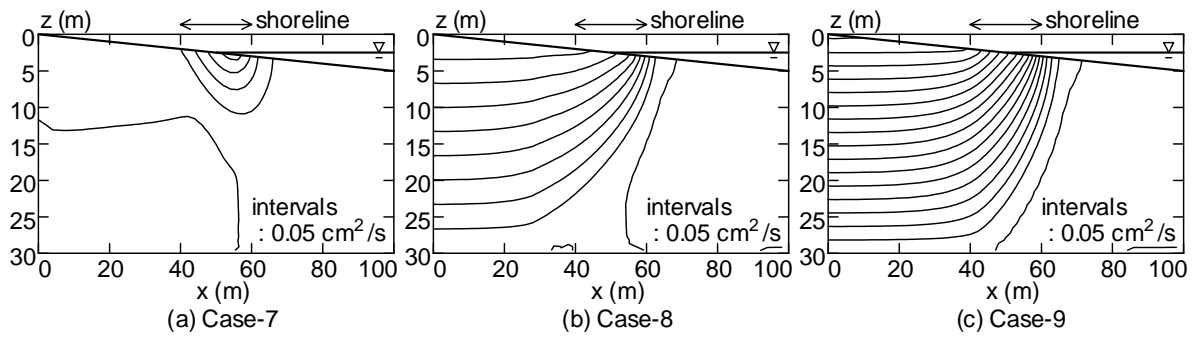


図-22 潮位変動振幅が動的平衡状態における海岸地下浸透流場に及ぼす影響. (a)~(c)はCase-7~9の流線を表している. 流線間隔は $0.05 \text{ cm}^2/\text{s}$ である.

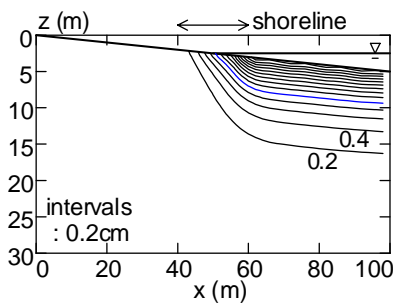


図-23 ψ の標準偏差分布 (Case-8)

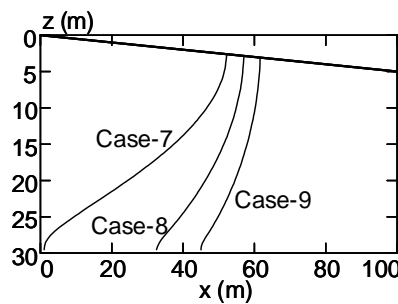


図-24 定常状態における淡塩境界 (Case-7~9)

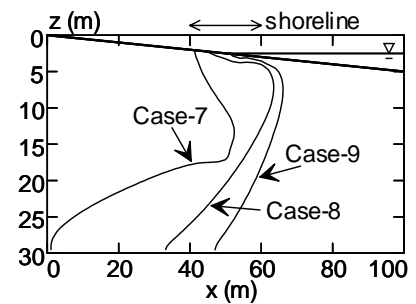


図-25 動的平衡状態における淡塩境界 (Case-7~9)

量の増加によってより上方へと移動している様子が見て取れる. 当然ながら, このような傾向は非定常過程を考慮した場合にのみ見られ, 単純に全体的に沖側へ移動するという淡水フラックスの増大に対する定常塩水楔の応答とは明らかに異なっていることが分かる.

この平衡状態における塩水楔形状の特徴は, 以下のようなメカニズムによって生じたものと考えられる. まず, 4.2で考察したように, 表層において陸側へ屈曲した塩分分布は, 潮間帯部分の帯水層中に出現する局所循環流の影響によって形成されたものである. 淡水フラックスが小さい場合には, この循環流が相対的に強く現れるため, 上潮時に遡上した海水は帯水層深くまで浸透し, より屈曲した塩分分布が形成されることになる. 反対に, 淡水フラックスが大きい場合には循環流構造が相対的に不明確になるので, 潮間帯においては塩分がそれほど帯水層中深くまで浸透することができず, 表層に薄く分布することになる. つまり, 内陸側の地下水位が高く, 内陸部から供給される淡水フラックスが大きくなると, 汀線近傍の局所循環流構造が相対的に弱められ, 表層に浸透した塩分は上方へと移流されやすくなる. 淡水フラックスが小さければ, 海水面変動に伴って帯水層表層に供給された塩分は, 循環流によって下方へ輸送され, 潮間帯部分

で内陸方向に傾いた塩分分布が強調されて出現する.

4.4 潮位変動振幅の影響

次に, Case-1~6と同一の地形条件に対して, 潮位変動振幅を変化させた場合の浸透流場の特性について検討する. 具体的にここでは, 潮位振幅をCase-1~6の半分に対応する 0.5m に設定し, さらに Δh を 0.5m , 1.0m , 1.5m と変化させることによってCase-7~9の3通りの計算を行った.

まず, 動的平衡状態での流れ場として, 各計算ケースに対応する流線パターンを図-22に示す. Case-7では, 密度勾配によって駆動される内陸向きの流れが Δh による海向きの流れとほぼ拮抗した結果, 塩水楔先端が陸側境界に到達している. また, $\Delta h=1.0\text{m}$ を与えたCase-8は, 同じ水位差を与えたCase-1(図-18)等と比較して, 明らかに潮間帯周辺における局所循環流構造が不明瞭となっている. 淡水流量がより大きいCase-9では, さらに循環流が明瞭ではなくなり, 汀線近傍の湧出点に向かう上昇流が卓越している. ここで, Case-8における帯水層中圧力ポテンシャルの標準偏差 $\psi_{R.M.S.}$ の分布を見ると(図-23), 潮位振幅 1.0m を与えたCase-2における $\psi_{R.M.S.}$ 分布(図-19)よりも明らかに等値線間隔が広いことが確認

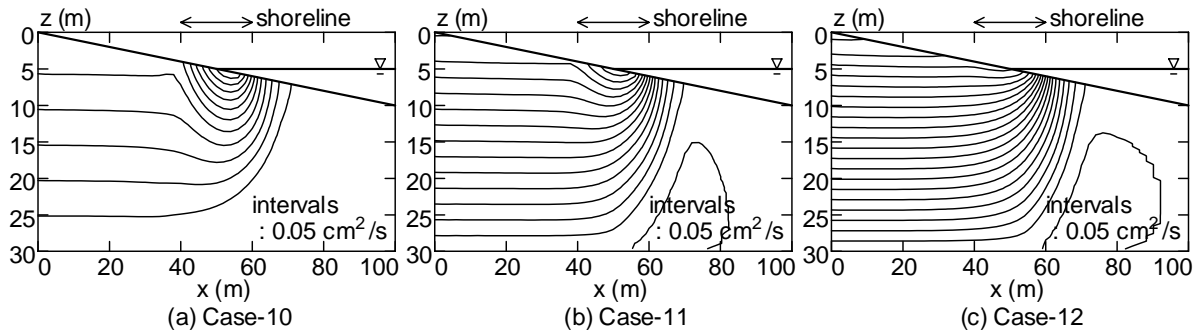


図-26 海浜勾配が動的平衡状態における海岸地下浸透流場に及ぼす影響. (a)~(c)はCase-10~12の流線を表している. 流線間隔は $0.05 \text{ cm}^2/\text{s}$ である.

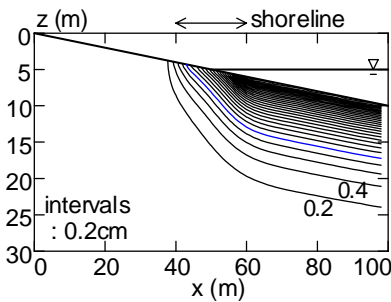


図-27 ψ の標準偏差分布 (Case-10)

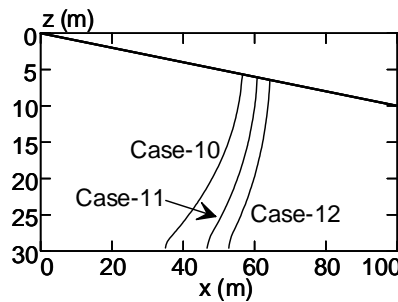


図-28 定常状態における淡塩境界 (Case-10~12)

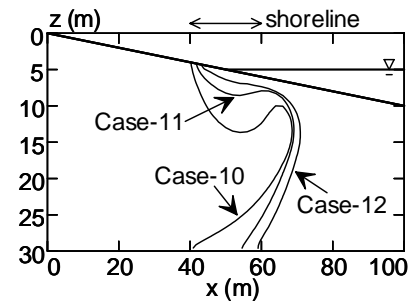


図-29 動的平衡状態における淡塩境界 (Case-10~12)

され、 $\psi_{R.M.S.}$ 値は全体的に小さくなっている。このことは、潮位変動によって汀線部に生じる局所循環流は、潮位振幅が小さい場合には、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すものと考えられる。

Case-7~9における定常状態および動的平衡状態の塩分分布として、 $C=0.5$ の等値線による淡塩境界分布をそれぞれ図-24、および図-25に示す。定常境界形状を見ると、各ケースともに前節でCase-1~6について示した淡塩境界形状の変化と同様の傾向を示しており、淡水フラックスが小さいほど塩水楔のフロントが内陸側へ侵入していることが分かる。平衡状態における境界形状は、海向きの平均流が著しく弱いCase-7では、局所循環流が相対的に強いことに起因して汀線部の帯水層表層から中層にかけて塩水が深く浸入している。一方、淡水フラックスが多いCase-8や9では循環流に伴う塩水侵入の影響は潮間帯の表層に薄くしか現れておらず、しかも、Case-1~6と比較して岸沖方向への広がり潮汐の変動範囲に対応してかなり狭くなっていることが分かる。

4.5 海浜勾配の影響

海浜勾配が浸透流場の構造に及ぼす影響について検討するため、これまで用いてきた海浜勾配1/20の倍に相

当する、勾配1/10の砂浜海岸を対象とした解析を行った(表-3参照)。ここでは、内陸と平均海面の水位差 Δh を1.0m、1.5m、2.0mに設定することによって、Case-10~12の3通りの計算を実施した。なお、潮位変動振幅は1.0mとしている。

Case-10~12における流線パターンを見ると(図-26)、海浜勾配1/20を与えたCase-1~6における流線パターン(図-18)と比較して、 Δh を大きくして淡水フラックスを多くした場合でも局所循環流パターンが明瞭に現れることが分かる。つまり、Case-1~6では $\Delta h=1.4\sim 1.6\text{m}$ 程度で循環流が見られなくなっているのに対して、勾配1/10の場合は、 $\Delta h=1.5\text{m}$ (Case-11)ではかなり明確であり、 $\Delta h=2.0\text{m}$ (Case-12)でもわずかではあるが確認することができる。また、Case-10における圧力ポテンシャルの標準偏差 $\psi_{R.M.S.}$ の分布(図-27)を見ると、Case-2における $\psi_{R.M.S.}$ (図-19)と比較して、その値は同程度であるものの、潮間帯下の帯水層では最低潮時汀線に向かってより速やかに増加していることが分かる。すなわち、圧力ポテンシャルの変化が小さい最高潮時汀線近傍から、十分に大きくなる最低潮時汀線周辺への距離が相対的に短く、 $x=40\sim 60\text{m}$ 周辺での帯水層中の $\psi_{R.M.S.}$ 値が若干大きいということがCase-10~12の特徴となっている。このため、

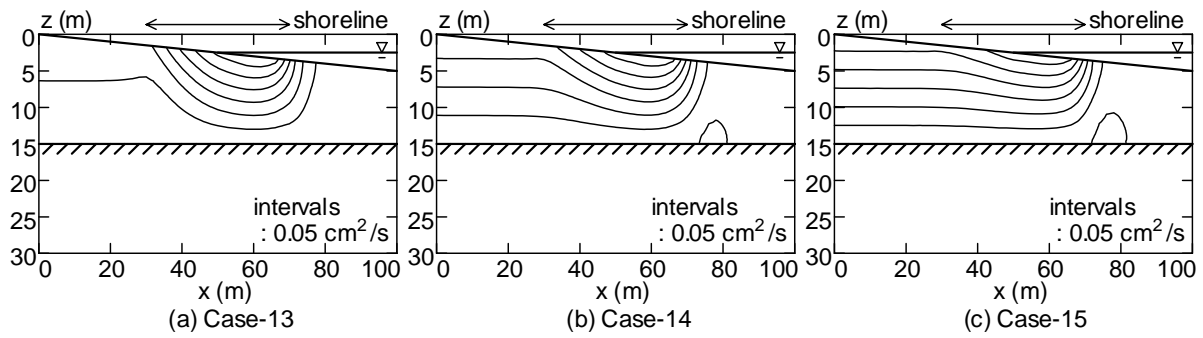


図-30 帯水層厚が動的平衡状態における海岸地下浸透流場に及ぼす影響. (a)~(c)はCase-13~15の流線を表している. 流線間隔は $0.05 \text{ cm}^2/\text{s}$ である.

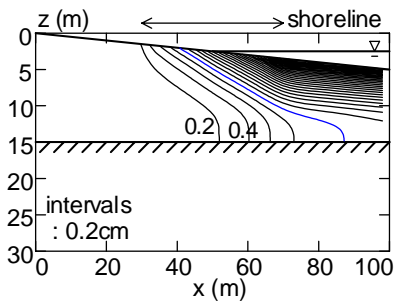


図-31 ψ の標準偏差分布 (Case-13)

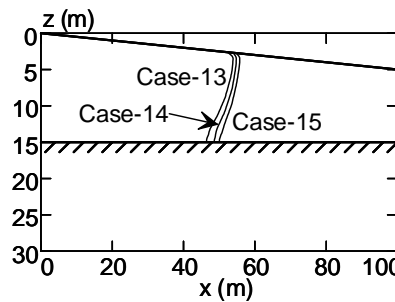


図-32 定常状態における淡塩境界 (Case-13~15)

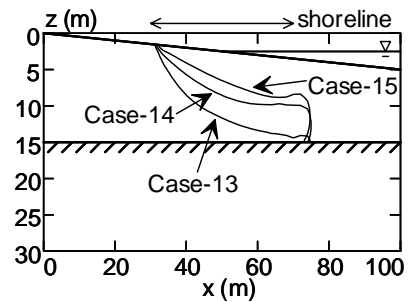


図-33 動的平衡状態における淡塩境界 (Case-13~15)

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、局所循環流が強められたものと考察される。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 Δh を与えたCase-1よりもCase-10の方が小さい。

図-28, 29は、Case-10~12における定常状態および動的平衡状態の淡塩境界分布を示したものであり、これまでと同様に $C=0.5$ の等値線で表示している。定常境界淡塩境界は、淡水フラックスが小さいほど塩水楔のフロントが内陸側へ浸入する形になっており、その位置についても海浜勾配 $1/20$ を与えたCase-1~6とほぼ同じである。しかしながら、動的平衡時の境界形状は、局所循環流が相対的に不明瞭であったCase-1~6と比較して、潮間帯直下の塩水塊があまり下方へ侵入した形とはなっていない。これは循環流の空間規模の相違によるものであると考えられ、相対的に小さい空間スケールの循環流を形成するCase-10~12では、海底面から帯水層へ浸透した塩水は直ちに循環流によって沖側へ輸送されるため、あまり広くは分布しないものと推察される。つまり、屈曲した塩水楔の形成に対して、循環流の空間規模が支配要因の一つになっていることが分かる。

4.6 帯水層厚の影響

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小さくなる。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、海岸地下浸透流に及ぼす帯水層厚の影響を検討しておく必要がある。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-1~6の結果と比較する。潮位変動や海浜勾配はCase-1~6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-13~15までの3通りの計算を実施した。

Case-13~15における流線パターンを見ると(図-30)、Case-1~6(図-18)と比較して、潮間帯表層に形成される局所循環流は同程度の規模であるものの、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-13における $\psi_{R.M.S.}$ の分布(図-31)を見ても、潮汐の影響によって $\psi_{R.M.S.}$ が有意な大きさの値を持つ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

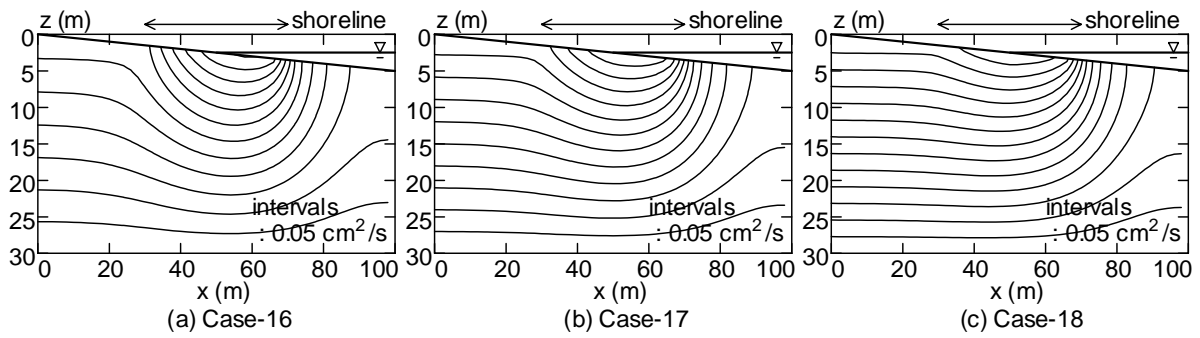


図-34 密度効果が動的平衡状態における海岸地下浸透流場に及ぼす影響. (a)~(c)はCase-16~18の流線を表している. 流線間隔は $0.05 \text{ cm}^2/\text{s}$ である. このうち, Case-17 に対する流速分布および全ポテンシャル分布は図-17 に既示されている.

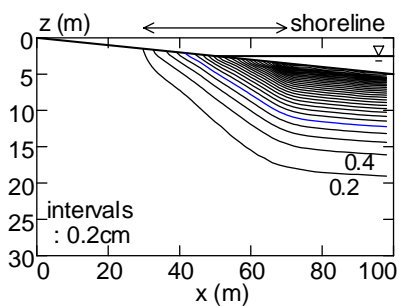


図-35 ψ の標準偏差分布 (Case-16)

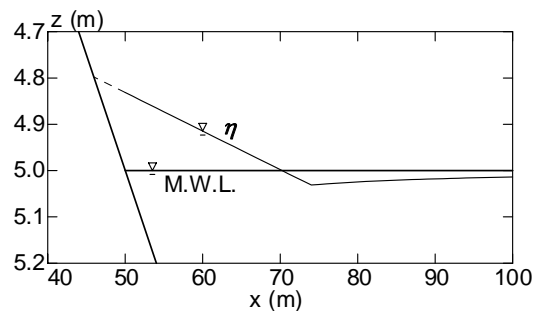


図-36 wave set-up と set-down に伴う平均海面変化量 η の岸沖分布 (Case-19~21)

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に阻害されることを示している.

続いて, 定常および動的平衡状態における, Case-13~15による淡塩境界形状をそれぞれ図-32と図-33に示す. 境界の定義は $C=0.5$ である. 定常状態では Case-1~6(図-20)等と同様に, 淡水フラックスが大きいほど淡塩境界が海側に位置している. 潮汐を考慮した動的平衡状態では, Case-1~6(図-21)の表層部分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, 局所循環流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に淡水の差し込みが見えにくくなったものと考えられる. すなわち, 帯水層厚が小さい場合には不透水層の影響によって局所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阻害された結果, Case-1~6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.

4.7 密度の影響

4.2 で述べたように, 潮間帯の帯水層表層に生じる局

所循環流は, 主として海面変動(ここでは潮汐)が引き金となって生じているものと考えられた. 本節ではさらに, 潮汐に伴う循環流構造に及ぼす地下水密度の影響について検討する. 具体的には, Case-1~3 と全く同一の地形条件と潮汐の下で, 帯水層中の流体密度を一定(淡水密度 ρ_f を用いる)とすることによって密度効果を無視した計算を行い, Case-1~3 による結果と比較する. ここでは, 陸側地下水位と平均海水位之差 Δh を $1.0 \sim 1.4\text{m}$ まで変えたCase-16~18の3ケースの解析を実施した.

図-34 は動的平衡状態における流況を示す流線図であり, 淡水流量が多くなると, 潮間帯直下の帯水層表層に生じる局所循環流が弱くなっていく様子が示されている. Case-16~18における水位差 $\Delta h=1.0 \sim 1.4\text{m}$ はそれぞれCase-1~3 に対応しているが, 図-18(a)~(c)と比較すると, いずれも一様密度を仮定したCase-16~18の方が循環流の空間スケールが大きくなっていることが分かる. 塩分を考慮した場合の方が循環流構造が弱くなるのは, 4.2 等で示したように淡塩境界の形成によって汀線周辺で鉛直上方に強い流れが現れることに起因していると考えられ, このような流れが弱いCase-16~18では, 潮汐による鉛直流が相対的に強くなって循環流パターンがより

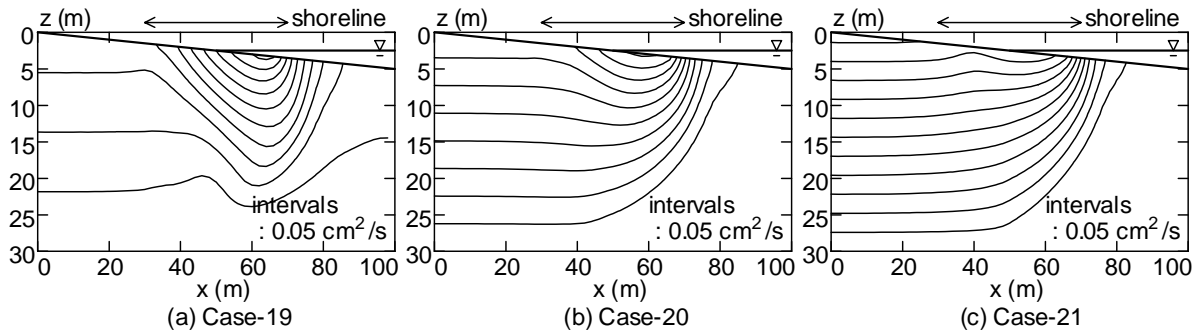


図-37 wave set-up およびset-downが動的平衡状態における海岸地下浸透流場に及ぼす影響. (a)~(c)はCase-19~21の流線を表している. 流線間隔は $0.05 \text{ cm}^2/\text{s}$ である.

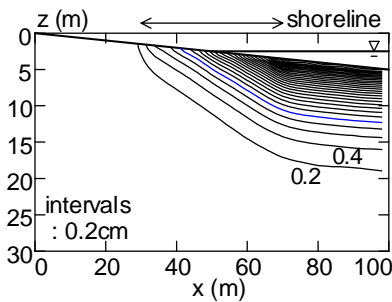


図-38 ψ の標準偏差分布 (Case-19)

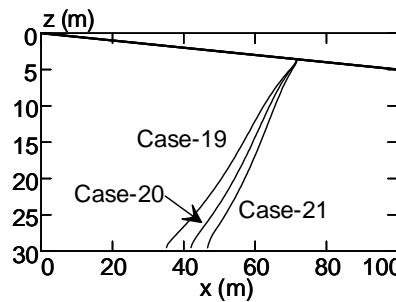


図-39 定常状態における淡水境界 (Case-19~21)

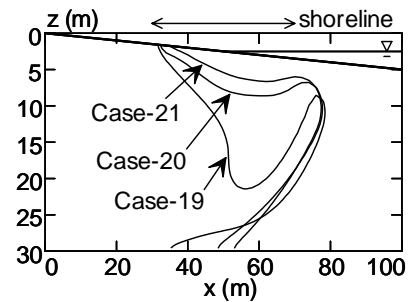


図-40 動的平衡状態における淡水境界 (Case-19~21)

明確になるものと解釈される. より詳しくは, 以下のように考えられる. 潮汐によって汀線部表層に形成される局所循環流場では, 密度効果によって負の浮力が上方から流入することになるため, 鉛直下向きの流れが強化されるはずである. しかしながら, 淡塩境界の形成に伴って発達する強い上向き流れによって海水の浸入による下方への流れが相殺されるため, 下降流が弱められて循環流が不明確になったものと考えられる. 結局, 密度の効果は, 淡塩境界の形成を通じて帯水層全体の浸透流速場を変形させ, 潮汐の作用によって発達する汀線付近の鉛直流に影響を与えて, 局所循環流構造を弱める, という図式が浮かび上がる. また, Case-16 における $\psi_{R.M.S.}$ (図-35) はCase-2 における $\psi_{R.M.S.}$ (図-19) とほぼ同様の分布形状をしている. このことから, 浸透流場に対する潮汐の直接的な影響は, 密度効果の有無に関わらず大きな相違はなく, 主として密度流の存在によって循環流構造が変化していることが再確認される.

4.8 Wave set-up および 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, 平均海水位の空間分布によって海底面に圧力

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-Higgins³⁶⁾が一様密度, 一定勾配の海浜について定常状態における理論解を求め, 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が形成されてい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-Higgins³⁶⁾が示した set-up, set-downによって生じる非一様性が失われるという計算結果を得ている. 井内・柿沼¹⁶⁾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-Higgins³⁶⁾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¹⁶⁾にならない, 本モデルに単純なset-up, set-down分布を与えて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(21)及び(22)により算定する¹⁶⁾.

$$\eta = K_w (h_b - h_w) + \eta_b \quad (21)$$

$$\eta = -\frac{1}{16} \frac{H_{w0}^2 k_0 \coth^2 kh_w}{kh_w + \sinh kh_w \cosh kh_w} \quad (22)$$

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、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。ただし、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帯水層中の流れに関する片山ら³⁷⁾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。

図-36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。平均海水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、これ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の、地形や潮汐などすべての条件をCase-1~3と同一にした3通りの計算(Case-19~21)を行った。

動的平衡状態における流況を見ると(図-37)、set-upを考慮しない基本ケース(図-18)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-19~21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。この領域は、set-down量が最大となる砕波点の移動範囲の内部に相当する地点であり、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-19における $\psi_{R.M.S.}$ (図-38)はCase-2における $\psi_{R.M.S.}$ (図-19)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。

定常状態の淡塩境界形状(図-39)は、set-upを考慮していないCase-1~3(図-20)と比較して、淡水フラック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。この点は砕波点すなわち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-1~3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(図-40)は、Case-1~3(図-21)と比較して、図-37

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-1~3とほぼ同じである。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、浸透流場に対するwave set-up, wave set-downの影響はそれほど大きくなく、局所循環流は主として潮汐によって引き起こされたものであると結論付けられる。

5. 結論

本報告では、海浜変形、海岸構造物の安定性、植生や海洋生物を含む海岸環境などに対して重要な役割を果たしている海岸帯水層中の地下水の挙動を、数値解析によって詳細に調べた。以下に得られた主要な結論を記す。

- (1) 基礎方程式に飽和-不飽和浸透流に関するRichards式と塩分の移流分散方程式を用い、海面の時間変動を境界条件として取り込んだ数値モデルを示した。このモデルは、海岸帯水層特有の地下密度流場を厳密に解くとともに、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ものとなっている。
- (2) 定常地下水面形の理論解、非定常不飽和浸透流の準解析解、矩形容器中に形成される定常塩水楔に関する実験式、一様勾配海浜に形成される浸潤面の上端点の移動に関する理論解との比較を通じて、数値モデルの妥当性および基本特性を検証した。計算値が理論解や実験値と良好に一致したことから、本モデルは地下密度流および海面変動の影響を十分に解析し得るものであることが示された。
- (3) 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。このような流れ場は、主として海面変動の影響によって生じるものであり、密度流の効果は循環流構造を弱める方向に作用していることが分かった。
- (4) 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。また、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

場合には鉛直流が相対的に大きくなって循環流が帯水層のより深い部分にまで浸透すること、帯水層厚が小さい場合には不透水層の影響により循環流が十分に発達しないこと、wave set-up および set-down は浸透流場の変形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。

6. おわりに

本報告で示されたように、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る。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循環流は海岸環境全般にインパクトを与え得るものであり、その重要性は計り知れないほど大きい。

なお、浸透流場に及ぼす遡上波の影響、水みちやパイプフローに代表される土壌構造の非一様性、礫浜や干潟など砂浜以外の海岸に関する解析等々、検討すべき項目は多岐にわたる。現地における詳細なデータセットの収集を含めて、今後の課題とした。

最後に、本研究の遂行にあたり、東京工業大学・灘岡和夫教授、Queensland 大学・Peter Nielsen 助教授に貴重な意見を頂いた。また、本報告の取りまとめにあたっては、港湾技術研究所・鶴谷広一海洋環境部長、栗山善昭漂砂研究室長に助言を頂いた。ここに記して深甚なる感謝の意を表します。

(1999年3月31日受付)

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, 1964, pp.186-197.
- 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, 1992.8, pp.41-50.
- 3) 善 功企・山崎浩之・森川嘉之・小池二三勝: サクシオ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, 1998.12, pp.135-148.
- 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, 1982, pp.479-530.
- 5) Johannes, R.E.: The ecological significance of the submarine discharge of groundwater., *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 3, 1980, pp.365-373.
- 6) 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.*, 1999. (in submission)
- 7) 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, 1994, pp.44-52.
- 8) 灘岡和夫・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巻, 1996, pp.1171-1175.
- 9) 灘岡和夫・内山雄介・山下哲弘: 海岸空間アメニティ構成要素としての微気性および温熱環境の解析, 土木学会論文集, No.535/II-34, 1996.2, pp.193-204.
- 10) Nielsen, P.: Tidal dynamics of the water table in beaches, *Water Resour. Res.*, Vol. 26, 1990, pp.2127-2134.
- 11) Turner, I.: Water table outcropping on macro-tidal beaches: A simulation model, *Mar. Geol.*, Vol. 115, 1993, pp.227-238.
- 12) Richards, L.A., Capillary conduction of liquids through porous mediums, *Physics*, Vol. 1, 1931, pp.318-333.
- 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, 1970, pp.875-882.
- 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, 1975, pp.353-347.
- 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, 1983.3, pp.133-141.
- 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巻, 1996, pp.541-545.
- 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, 1993, pp.571-575.

- 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, 1993, 151p.
- 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, 1997, 935-945.
- 20) Li, L., Barry, D.A. and Pattiaratchi, C.B., Numerical modeling of tide-induced beach water table fluctuations, *Coastal Eng.*, Vol.30, 1997, pp.105-123.
- 21) Parlange, J.Y., and Brutsaert, W. : A capillary correction for free surface flow of groundwater, *Water Resour. Res.*, Vol.23, 1987, pp.805-808.
- 22) Pinder, G.F. and Gray, W. G. : Finite element simulation in surface and subsurface hydrology, Academic Press, London, 1977, p.295.
- 23) Scheidegger, A.E.: General theory of dispersion in porous media., *J. Geophys. Res.*, Vol.66, 1961, pp.3273-3278.
- 24) 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, 1986, pp.103-112.
- 25) Brooks, R.H. and Corey, A.T.: Properties of porous media affecting fluid flow, *Proc. ASCE, IR*, Vol.92, 1966, pp.61-88.
- 26) Irmay, S. : On the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Trans. AGU*, 1954, Vol.35, pp.463-467.
- 27) 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, 1982, pp.409-418.
- 28) 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, 1971, pp.111-127.
- 29) Bear, J.: Dynamics of fluid in porous media, Dover, NY, 1988, pp.361-437.
- 30) van Genuchten, M.T.: A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol.44, 1980, pp.892-892.
- 31) Phillip, J.R.: The theory of infiltration, 1, The infiltration equation and its solution, *Soil Sci.*, Vol.85, No.5, 1957, pp.345-357.
- 32) Milly, P.C.D. : Moisture and heat transport in hysteretic, inhomogeneous porous media: A matrix head-based formulation and a numerical model, *Water Resour. Res.*, Vol.18, No.3, 1982, pp.489-498.
- 33) Tamai, N. and Shima, S. : Salt-water wedge in unconfined coastal aquifers, *Trans. JSCE*, No.139, 1967, pp.31-38.
- 34) 細川土佐男・神野健二・初井和朗: 現地ボーリング孔内の塩分濃度実測値に基づく横方向分散定数の推定と数値シミュレーション, 水工学論文集, 第 36 巻, 1992, pp.423-428.
- 35) Dracos, T. : Eben nichtstationare Grundwasser-abflüsse mit freier Oberfläche. Mitt. Versuchsanst. Wasserbau Erdbau, Eidgenoss. Tech. Hochsch., Zürich, Rep., Vol.57, 1963, 114p.
- 36) Loguet-Higgins, M.S.: Wave set-up, percolation and undertow in the surf zone, *Proc. R. Soc. Lond.*, A 390, 1983, pp.283-291.
- 37) 片山 忠・黒川 誠・柳嶋慎一・加藤一正・長谷川巖: 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 巻, 1992, pp.871-875.