

12. 地表水と多孔質体中の塩淡水境界の移動に及ぼす大気と地表水の影響

○守村 融 (八千代エンジニアリング株式会社)・
日比義彦 (名城大学)

1. はじめに

海浜付近の海底への海水侵入は地下水・地表水間の相互作用で発生する。多くの研究者¹⁾は、潮汐を伴う海水の流れと輸送の数値解析を行い、海浜付近の海水分布が海水(地表水)中の水圧と水の流れに影響することを明らかにしてきた。しかし、彼らは静水圧かつ一定の塩分濃度を条件とし、Darcyの法則を海水(地表水)に適用し、水の流れを単純化し、海水中の塩分輸送を無視している。この方法では、表面システム(大気と地表水)内の流れが、多孔質体と地表水との塩淡水境界の移動にどのように影響するかを推定することができない。

本研究では、地表水と多孔質体との塩淡水境界の移動を解析する際に表面システム(大気と地表水)の流れを考慮する必要があることを明らかにすることとし、海水とガラスビーズを充填したタンクを用いた実験と数値解析を実施した。数値解析結果から、多孔質体の表面の状態と、地表水と多孔質体との塩淡水境界の移動との関係を推定した。

2. 大気-表面水-多孔質体連成数値解析手法(ASG法)

大気-表面水-多孔質体連成数値解析手法(以下、ASG法)²⁾では、地表水および大気の流れにNavier-Stokesの式と質量保存の法則より導いた以下の式(1)と式(2)を適用する。

$$(\Delta t/\rho_0) \nabla \cdot (\nabla P_{t+\Delta t} + \rho g) = \nabla \cdot V^* \quad (1)$$

$$V_{t+\Delta t} - (\mu/\rho_0) \Delta t \nabla^2 V_{t+\Delta t} = V^* - (\Delta t/\rho_0) (\nabla p_{t+\Delta t} + (\rho/\rho_0) g) \quad (2)$$

ここで、 t は時間、 Δt は時間増分であり、 V_t と $V_{t+\Delta t}$ はそれぞれ時間 t と時間 $t+\Delta t$ の流体の流速である。また、 P は流体の圧力、 g は上向きを正とした場合の重力加速度ベクトル、 μ と ρ はそれぞれ流体の粘性係数と密度であり、 ρ_0 は流体の基準密度である。さらに、 V^* は位置ベクトル $R_i - V_t \Delta t$ の時間 t の流速ベクトルとし、 R_i は節点 i の位置ベクトルとする。

多孔質体中の流体の流れに関して、以下の式(3)に示すグローバル圧力 P という概念を用いる。

$$\nabla P = f_w \nabla p_w + f_g \nabla p_g \quad (3)$$

ここで、 K_{rw} と K_{rg} をそれぞれ固有透過度に対する水相の相対透過度とガス相の相対透過度、 μ_w と μ_g をそれぞれ水とガスの粘性係数とし、 $\lambda_w = K_{rw}/\mu_w$ 、 $\lambda_g = K_{rg}/\mu_g$ と $\lambda = \lambda_w + \lambda_g$ とすると f_w と f_g は以下の式(4)のようになる。

$$f_w = \lambda_w/\lambda \quad (4a)$$

$$f_g = \lambda_g/\lambda \quad (4b)$$

多孔質体中の水とガスの流れの支配方程式は、Darcyの法則と質量保存の法則を用いると以下の式(5)のように表すことができる。

$$\partial \Phi / \partial t = \nabla \cdot \lambda k_s [\nabla P + (f_w \rho_w + f_g \rho_g) g \nabla z] \quad (5)$$

ここで、 k_s は固有透過度、 Φ は間隙率、 ρ_g と ρ_w はそれぞれガスと水の密度である。

ASG法では、地表水の式(1)と地盤中の式(5)より各領域の P を同時に求める。 P を求めた後に、地盤中の p_g と p_w が P より以下の式(6)により求められる。

$$p_w = P - f_g p_{cgw} + \int_{S_w} p_{cgw} (df_g/dS_w) dS_w \quad (6a)$$

$$p_g = P/f_g - (f_w/f_g)p_w + (\int_{S_w} p_{cgw}(df_g/dS_w)dS_w)/f_g \quad (6b)$$

ここで、 S_w は水の飽和度、 p_{cgw} はガスと水の毛管圧である。 P を求めた後に、地表水と大気システム内の流体の流速を式(1)で求める。地盤内の流速は式(6)から求められた p_g と p_w から地盤中の水の流速 V_w とガスの流速 V_g を以下の式(7)で求める。

$$V_w = -\lambda_w k_s [\nabla p_w + \rho_w g \nabla z] \quad (7a)$$

$$V_g = -\lambda_g k_s [\nabla p_g + \rho_g g \nabla z] \quad (7b)$$

なお、地表水中の塩水と多孔質体中の水を扱うために移流分散方程式を採用し、移流項に用いる流速は、地表水の場合に式(2)の流速を用い、地盤中の水相内については上記の式(7a)を用いた。

3. 二次元タンク実験の方法

水圧と表面システム（大気と地表水）内の流れの、多孔質体と地表水中の密度の異なる流れへの影響を調べるために、二次元タンク装置を用いた実験（図-1）を行った。この装置は、長さ 100 cm、高さ 60 cm、幅 13.5 cm のタンクと、淡水及び海水をタンクに供給する 2 つのボトルから構成される。タンクの両側から 4 cm の位置に 2 つのステンレス製の網を設置し、網の内側に、ガラスビーズ（粒径分布 0.177 mm~0.250 mm、平均粒径 0.2 mm、密度 2.5 g/cm³ の）を充填した。淡水はタンクの左側から、塩水は右側から供給した。また、各貯留槽は、内径 6 mm のシリコンホースで塩淡水を供給するボトルに接続した。淡水は、タンクの底部から 31.0 cm から 32.0 cm 上方から貯留槽に注いだ。淡水流入量は、貯留槽内の水位が常にタンクの底部から 38.8 cm 上方となるように、ニードルバルブ（VRB-10838）を用いて調節した。塩水は、タンクの底部から 20.0 cm から 21.0 cm 上方から貯留槽に注ぎ、タンクの底部から 35.0 cm から 36.0 cm 上方のから排出した。

実験では、まず、フルオレセインナトリウム塩（ウラニン、ナカライテスク株式会社）で着色した塩水を、タンクの底部から 43.0 cm 上方の水位になるまで注いだ。次に、左側で 42.5 cm、右側で 20.0 cm の高さまで、ガラスビーズを各貯留槽に詰めた。その後、右側のバルブを開いて塩水の流出が無くなるまで水を流出させ、淡水と海水の両方が、他のバルブを開いた後に各貯留槽に流入した。淡水貯留槽内の水位は、タンクの底部から 38.8 cm 高くなるまで上昇し、実験中は常に一定とであった。密度の異なる流れは、ビデオカメラ（株式会社 JVC ケンウッド、Everio GZ-E241）により目視観察した。ビデオカメラで撮影した画像から、塩淡水境界を確認し、境界が動かなくなった時点で実験を終了した。

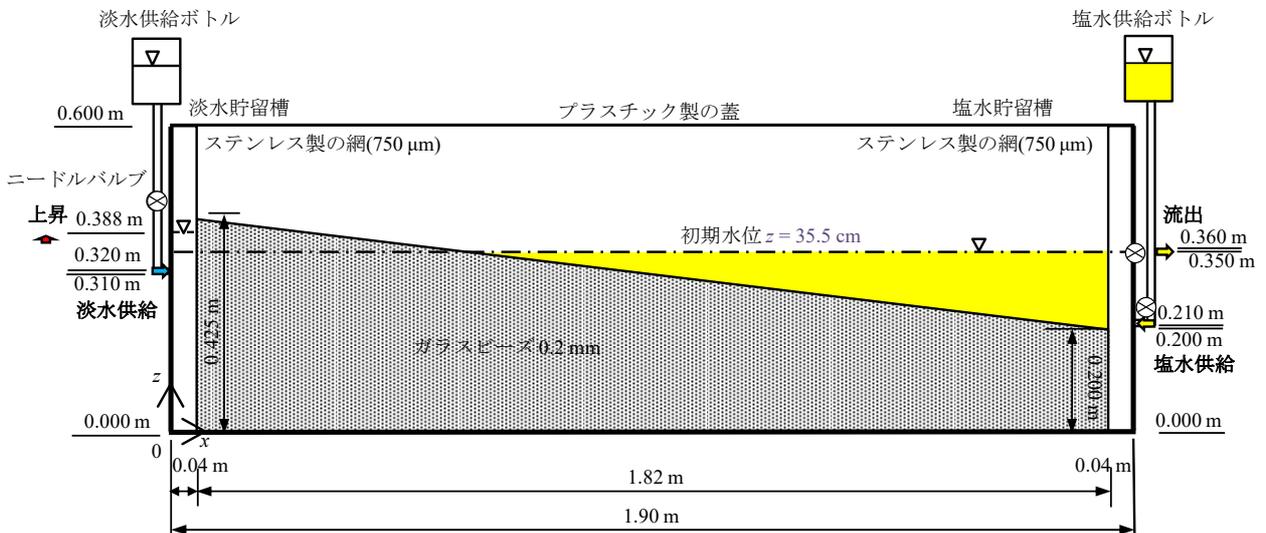


図-2 二次元タンク実験の概要

4. 数値解析の結果と考察

表面システム（大気と地表水）内の流体の流れと圧力が、地表水中の密度の異なる流れとガラスビーズに与える影響を確認するため、2つの数値解析を行った。数値解析モデルは、ガラスビーズと地表水を含むモデル（以下、Case1）と、これに大気を含んだモデル（以下、Case2）とした。

4. 1 解析条件

解析で使用したパラメータは、表-1に示すとおりとした。Case1では、ガスの流れとガス圧の影響を受けないように、大気は考慮していない。淡水および海水の密度は、ボイコス密度計（横田計器製作所、0.995～1.050 g/cm³、精度 0.001 g/cm³）を用いて測定した。水と空気の粘性と密度は、実験を行ったときの温度 17℃である（日本天文台、2004）。空隙率は、タンクに充填した 0.2 mm のガラスビーズの全質量および体積と密度から求めた。また、水分保持曲線の van Genuchten パラメータ、水とガスの残留飽和度は、水頭法により測定した。縦方向および横方向の分散長は、ガラスビーズと水を充填したカラムを用いた塩のトレーサ試験の結果から得られ、塩分濃度 3% の溶液が様々な速度でカラムに浸透した。

表-1 設定パラメータとガラスビーズ諸元

ガス	密度	g / cm ³	1.024	
	圧力	Pa s	1.80 × 10 ⁻⁵	
淡水	密度	g / cm ³	1.20 × 10 ⁻³	
	圧力	Pa s	1.08 × 10 ⁻³	
塩水	密度	g / cm ³	1.000	
	拡散係数	cm / s ²	1.00 × 10 ⁻⁵	
0.2mm ガラスビーズ	空隙率	-	0.405	
	固有透過度	m ²	3.6010 ⁻¹¹	
	van Genuchten パラメータ	α	kPa ⁻¹	0.35
		β	-	11.049
	水の残留飽和度	-	0.242	
	ガスの残留飽和度	-	0.000	
	縦方向の分散長	cm	0.121	
	横方向の分散長	cm	0.0121	
屈曲率	-	1.000		

両ケースともに、淡水貯留槽 0.388 m、塩水貯留槽 0.355 m の一定水位より上方は除外し、ガラスビーズの上面は不透過境界とした。地表水を $z = 0.355$ m 以下に制限し、すべり面とした。その結果、地表水はガラスビーズと大気との間の境界を流下せず、水位は常に一定となった。淡水は、淡水貯留槽の水位 0.388 m と塩水密度 1.024 g/cm³ の積に等しくなる、水位 0.397 m にすることで、 $z = 0.31$ m から 0.32 m の位置から淡水貯留槽に流入させた。これにより、淡水貯留槽が塩水で満たされても、淡水を流し込むことが可能となった。二次元タンク内の水は、塩水貯留槽の $z = 0.345$ m から 0.355 m で放流した。ガラスビーズの左側の境界は、 $Z = 0.388$ m から 0.425 m は、透過境界とした。一方、ガラスビーズの底部及び貯留槽は、それぞれ不透過境界及び壁境界とした。また、淡水貯留槽の $z = 0.310$ m～0.320 m を除く左側の境界と、塩水貯留槽の $z = 0.345$ m～0.355 m を除く右側の境界は壁境界とした。初期ガス圧は、 $z = 0.60$ cm でゼロかつ静的とし、初期水圧は水位 0.355 m での水圧及び水位より低い静水圧に等しくなった。

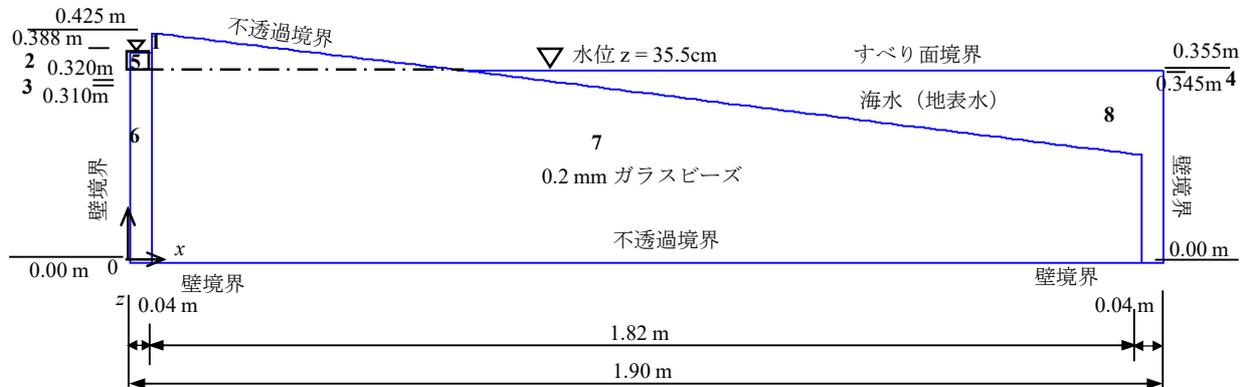
淡水貯留槽の $z = 0.355$ m より上の初期水圧および初期塩分濃度は、それぞれ水位が 0.388 m、0.0 m のときに静水圧となり、淡水貯留槽は $z = 0.355$ m より上で最初に淡水で満たされた。次に、淡水貯留槽の 0.355 m より上方で、淡水貯留槽の上端境界のガス圧を初期水圧に加えた。地表水中の水の初期空隙率および $z = 0.355$ m 未満のガラスビーズ中の初期水飽和度の両方を 1.0 と規定し、大気中の水の空隙率は 0.0 とした。 $z = 0.355$ m より高いガラスビーズ中の初期水飽和度は式(18)に、及びガス圧から水圧を差し引くことによって求めた毛管圧により計算した。

$$p_{cgw,t} = (S_{w,t}^{-1/\gamma} - 1)^{1/\beta} \alpha \quad (18)$$

ここで、 $S_{w,t}$ は時間 t における水の飽和度、 $p_{cgw,t}$ は時間 t におけるガスと水の毛管圧、 α と β は van Genuchten パラメータであり、 $\gamma = 1 - 1/\beta$ である。

Case2 では、大気の上端と側方を壁境界とし、ガス圧は上端境界で 0.0 とした。

解析領域は、Case1 で節点数 4,214 と要素 4,095 で分割し、Case2 では、節点数 15,705 と要素 15,705 といくつかの三角形要素で分割することで、表面システム（大気と地表水）内の流れを表現した。各解析モデルと設定した境界条件を図-3、図-4 に示す。



境界条件

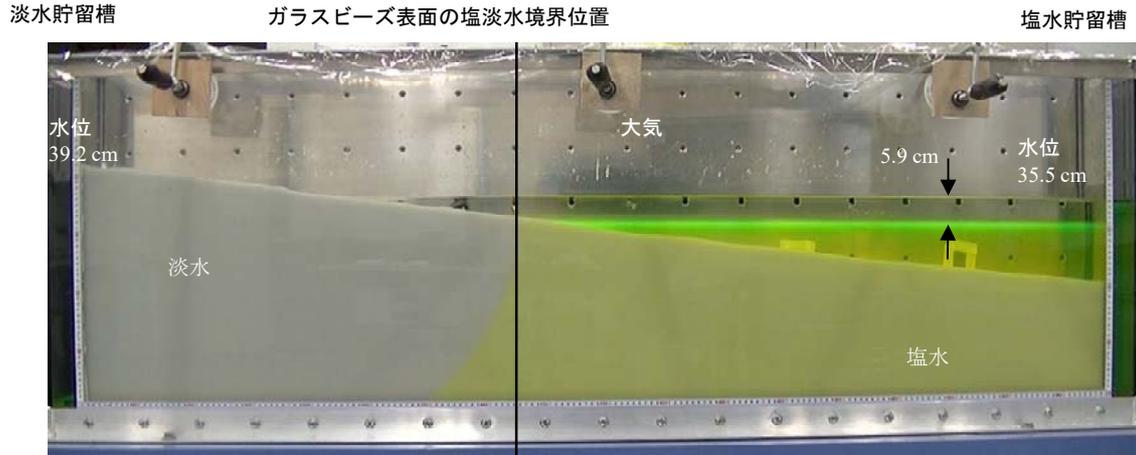
- 1: 透過境界
- 2: すべり面境界
- 3: $p_w = (0.600 - 0.394) \times 0.0012 \text{ g/cm}^3 \times 9.8 \text{ m/s}$
 $+ (0.394 - z) \times 1.000 \text{ g/cm}^3 \times 9.8 \text{ m/s kPa}$,
 $|V_w| = 0 \text{ m/s}, S_w = 1.0, C = 0.0$
- 4: $p_w = (0.600 - 0.355) \times 0.0012 \text{ g/cm}^3 \times 9.8 \text{ m/s}$
 $+ (0.355 - z) \times 1.024 \text{ g/cm}^3 \times 9.8 \text{ m/s kPa}$,
 $V_{wz} = 0 \text{ m/s}, S_w = 1.0$

初期条件

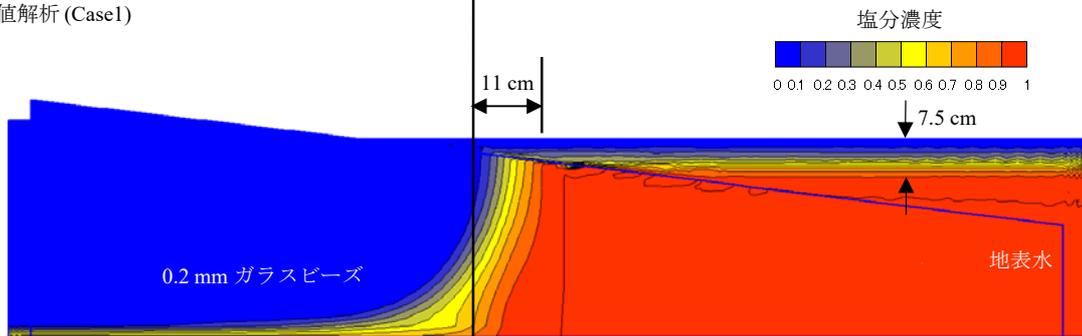
- 5: $p_w = (0.600 - 0.388) \times 0.0012 \text{ g/cm}^3 \times 9.8 \text{ m/s}$
 $+ (0.388 - z) \times 1.024 \text{ g/cm}^3 \times 9.8 \text{ m/s kPa}$,
 $|V_w| = 0 \text{ m/s}, S_w = 1.0, C = 0.0$
- 6: $p_w = (0.600 - 0.355) \times 0.0012 \text{ g/cm}^3 \times 9.8 \text{ m/s}$
 $+ (0.355 - z) \times 1.024 \text{ g/cm}^3 \times 9.8 \text{ m/s kPa}$,
 $|V_w| = 0 \text{ m/s}, S_w = 1.0, C = 1.0$
- 7: $Pp_w = (0.600 - 0.355) \times 0.0012 \text{ g/cm}^3 \times 9.8 \text{ m/s}$
 $+ (0.355 - z) \times 1.024 \text{ g/cm}^3 \times 9.8 \text{ m/s kPa}$,
 $p_g = (0.600 - z) \times 0.0012 \text{ g/cm}^3 \times 9.8 \text{ m/s}$,
 $S_w = 1.0$ if $z \leq 0.355 \text{ m}$
 $S_w = 1 / [1 + (ap_{cwg})^\beta]^\gamma$ if $z > 0.355 \text{ m}$,
 $|V_w| = 0 \text{ m/s}, C = 1.0$
- 8: $P_w = (0.600 - 0.355) \times 0.0012 \text{ g/cm}^3 \times 9.8 \text{ m/s}$
 $+ (0.355 - z) \times 1.024 \text{ g/cm}^3 \times 9.8 \text{ m/s kPa}$,
 $|V_w| = 0 \text{ m/s}, S_w = 1.0, C = 1.0$

図-3 数値解析モデルと境界条件 (Case1)

(a) 実験



(b) 数値解析 (Case1)



(b) 数値解析 (Case2)

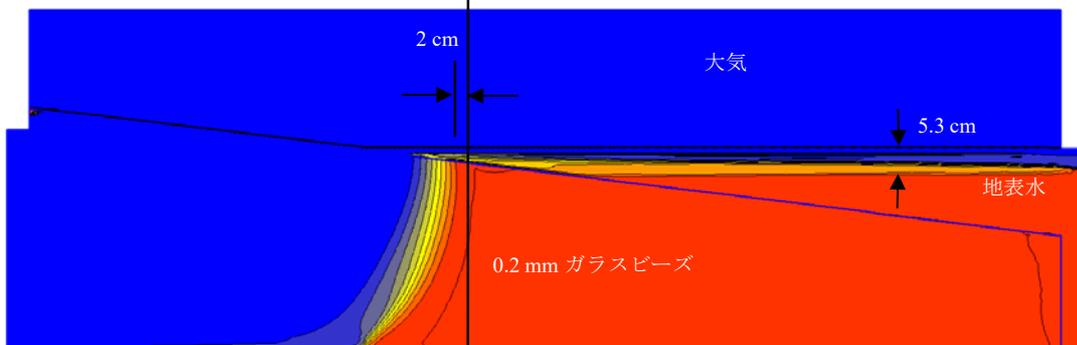


図-5 実験での塩水分布と数値解析による塩水分布の比較 (20 時間経過時)

5. まとめ

ASG 法により、地下およびガラスビーズ内の異なる密度の流れを正確に解析することができた。また、実験結果と 2 つの数値解析を比較し、地表水、多孔質体に大気を含んだモデルの方が高い再現性を得たことを確認した。以上より、地表水と多孔質体との塩淡水境界の移動を解析する際には、表面システム（大気と地表水）の流れを考慮する必要があることがわかった。

参考文献

- 1) Bakhtyar, R., Brovelli, A., Barry, D.A., Robinson, C., Li, L., 2013. Transport of variable-density solute plumes in beach aquifers in response to oceanic forcing. *Advances in Water Resources* 53, 208-224.
- 2) Hibi, Y., Tomigashi, A. and Hirose, M.: Evaluation of a numerical simulation model for a system coupling atmospheric gas, surface water and unsaturated or saturated porous medium, Vol.183, pp.121-134, 2015.