数値シミュレーションによる不均一地盤内の 塩水侵入挙動に関する研究

NUMERICAL STUDY ON SEAWATER INTRUSION IN NON-UNIFORM AQUIFER

齋藤 雅彦¹・高山 裕介²・中川 啓³

Masahiko SAITO, Yusuke TAKAYAMA and Kei NAKAGAWA

¹正会員 博（工）神戸大学助教 自然科学系先端融合研究環 重点研究部（〒657-8501 神戸市灘区六甲台町1-1）

²学生会員 神戸大学大学院工学研究科（〒657-8501 神戸市灘区六甲台町1-1）

³正会員 博（工）鹿児島大学准教授 農学部生物環境学科（〒890-0065 鹿児島市郡元1-21-24）

Knowledge of seawater intrusion to aquifer is very important for the efficient use of groundwater in coastal area. Conventional numerical simulation for seawater intrusion was mainly performed in uniform porous media. However it is known that hydraulic conductivity varies spatially. The objective of this paper is to investigate a seawater intrusion behavior in non-uniform porous media by numerical simulation using the spatial distribution model for hydraulic conductivity. The results show that the length of seawater intrusion is affected by the shape of permeability distribution. When the aquifer has laminar structure of permeability, the change of seawater intrusion length is smaller than the general aquifer.

Key Words : seawater intrusion, non-uniform aquifer, advection dispersion phenomena, numerical simulation

1. 序論

海岸部における地下水の塩水化は、日本各地で報告されている¹⁾。とくに海岸地下水は地球温暖化に伴う海面上昇の影響を直接的に受けるため、その保全対策等を立案するに当たり、まずは速やかな影響評価が求められる。

このような海岸地下水の塩水化現象については、従来から様々なアプローチで検討がなされているが^{2)~5)}、地盤の不均一性が考慮されているものはほとんど見られない。たとえば、明瞭な成層地盤に対しては、多層地盤として取り扱われているケースもあるが、同一層内では均一と仮定されている。しかしながら、実際の地盤は本質的に不均一であるため、均一性を仮定した解析によって得られる結果は、平均的なものと解釈すべきであり、必ずしも実現現象を正しく再現、あるいは予測するものではない。さらに、このような地盤の不均一性が、塩水侵入挙動にどのような影響を与えるかについても、これまでに明確な知見は得られていない。

本研究では、不均一な不圧帯水層における塩水侵入問題を取り上げる。まず、透水係数の空間分布モデルを用いて数値的に不均一場を生成し、透水係数の空間分布パターンの違いや、ばらつきの大きさが塩水侵入にどのよ

うな影響を与えるかについて検討する。また、海面変動によって海岸地下水の平均的な動水勾配が変化する場合、これと地盤の不均一性が塩水侵入域の大きさに与える影響について考察する。さらに、透水係数の空間分布が異方性を有する場合についても検討する。

2. 基礎方程式

(1) 飽和・不飽和浸透流解析

密度変化を考慮した飽和・不飽和浸透流の基礎式は、以下のように表される^{6)~8)}。

$$\frac{\rho}{\rho_0} \left(\beta S_s + \phi \frac{dS_w}{d\psi} \right) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \nabla \cdot \left\{ \mathbf{K} \cdot \left(\nabla \psi + \frac{\rho}{\rho_0} \nabla Z \right) \right\} \quad (1)$$

ここに、 ρ は濃度 C における水溶液の密度、 ρ_0 は濃度0における水の密度、 ψ は圧力水頭、 Z は位置水頭、 $\mathbf{K}$ は透水係数テンソル、 ϕ は空隙率、 S_s は比貯留量、 t は時間である。また、 β は、飽和領域（ $S_w=1$ ）で $\beta=1$ 、不飽和領域（ $S_w \neq 1$ ）で $\beta=0$ である。また、透水係数テンソルは、比透水係数 k_r および飽和透水係数テンソル $\mathbf{K}_s$ により以下のように表すことができる。

$$\mathbf{K} = k_r \cdot \mathbf{K}_s \quad (2)$$

境界条件は、圧力規定の境界 Γ_I 上で、

$$\psi = \psi_I \quad \text{on } \Gamma_I \quad (3)$$

流束 q が規定される境界 Γ_2 上で、

$$q = q_2 = -\mathbf{n} \cdot \mathbf{K} \cdot (\nabla \psi + \nabla Z) \quad \text{on } \Gamma_2 \quad (4)$$

ここに、 $\mathbf{n}$ は境界面上の単位外向法線ベクトルである。

(2) 不飽和浸透特性

解析に必要な水分特性曲線は、式(5)のvan Genuchtenの式⁹⁾を用いる。

$$S_e = \frac{S_w - S_r}{1 - S_r} = \left\{ 1 + (\alpha \psi_c)^n \right\}^{-m} \quad (5)$$

ここに、 ψ_c は毛管圧(= $-\psi$)、 S_e は有効飽和度、 S_r は残留飽和度、 α , n , m は形状パラメータであり、 n , m は無次元、 α は圧力水頭の逆数の次元を持つ。また、 n と m の関係は、 $m = 1 - 1/n$ とする。

また、比透水係数と有効飽和度の関係は、

$$k_r = S_e^\varepsilon \left\{ 1 - \left(1 - S_e^{1/m} \right)^m \right\}^2 \quad (6)$$

と表される¹⁰⁾。ここに、 ε は空隙の連続性に関わるパラメータであり、 $\varepsilon = 1/2$ とする。また、式(5)を ψ_c で微分して整理すると次式を得る。

$$-\phi \frac{dS_w}{d\psi_c} = \phi \alpha m n (1 - S_r) (\alpha \psi_c)^{n-1} \left\{ 1 + (\alpha \psi_c)^n \right\}^{-m-1} \quad (7)$$

(3) 移流分散方程式

地下水流による水溶性物質の輸送過程の基礎式(移流分散方程式)は、以下のように表される。

$$\theta \frac{\partial C}{\partial t} = \nabla \cdot (\theta \mathbf{D} \cdot \nabla C) - \mathbf{q} \cdot \nabla C \quad (8)$$

ここで、 C は濃度、 θ は体積含水率(= ϕS_w)、 $\mathbf{D}$ は分散係数テンソル、 $\mathbf{q}$ はダルシー流速ベクトルである。また、式(8)における $\mathbf{D}$ の成分 D_{ij} は、次式で与えられる¹¹⁾。

$$\theta D_{ij} = \alpha_L |\mathbf{q}| \delta_{ij} + (\alpha_L - \alpha_T) \frac{q_i \cdot q_j}{|\mathbf{q}|} + D_m \theta \delta_{ij} \quad (9)$$

ここで、 α_L は流れ方向の分散長、 α_T は流れに垂直な方向の分散長、 q_i はダルシー流速ベクトル $\mathbf{q}$ の i 方向成分、

D_m は分子拡散係数、 δ_{ij} はクロネッカーデルタテンソルの成分である。

境界条件は、濃度規定の境界で、

$$C = C_A \quad \text{on } \Gamma_A \quad (10)$$

濃度勾配規定の境界で、

$$F = F_B = -\mathbf{n} \cdot (\theta \mathbf{D} \cdot \nabla C) \quad \text{on } \Gamma_B \quad (11)$$

流束規定の境界で、

$$F = F_C = \mathbf{n} \cdot (\mathbf{q} C - \theta \mathbf{D} \cdot \nabla C) \quad \text{on } \Gamma_C \quad (12)$$

また、式(1)における密度 ρ は、濃度 C の関数として以下のように求める。

$$\rho = \rho_0 + (\rho_s - \rho_0) \frac{C}{C_s} \quad (13)$$

ここに、 ρ_s は海水の密度、 C_s は海水の濃度である。

式(9)を通常のガラーキン法により離散化すると、移流項が卓越する場合に解が不安定になることが知られている。この不安定性を抑制するため、本研究では特性曲線ガラーキン法¹²⁾を用いた。

(4) 透水係数の空間分布モデル

透水係数の空間分布は齋藤らによって提案されている確率的フラクタルモデルに基づいた空間分布モデルを用いて発生させた¹³⁾⁻¹⁵⁾。これは、飽和透水係数の対数変換値($Y = \log(k_s)$)のパワースペクトル密度関数が次式のように $f^{-\zeta}$ 型となるものであり、実地盤における透水係数の空間分布特性を容易に模擬し得ることを確認している。

$$S(|\mathbf{f}|) \propto |\mathbf{f}|^{-\zeta} \quad (14)$$

ここに、 $\mathbf{f}$ は空間周波数ベクトル、 $S(|\mathbf{f}|)$ はパワースペクトル密度、 ζ は空間的な相関性を表すパラメータであり、2次元モデルの場合 $\zeta \approx 2$ である。このとき、自己相関関数を指数関数で近似した場合の相関長(積分特性距離)は、解析対象スケールの0.1倍程度となる。また、式(13)において、 $\mathbf{f}$ の成分を f_x , f_z とすると、

$$|\mathbf{f}| = \sqrt{f_x^2 + f_z^2} \quad (15)$$

であるが、 x 方向と z 方向で異方性を持つ場合は、パラメータ ω ($0 < \omega \leq 1$)を導入し、式(15)を以下のように修正することによって異方性を表現することができる。

$$|\mathbf{f}| = \sqrt{f_x^2 + (\omega f_z)^2} \quad (16)$$

図-1 解析領域と境界条件の概要

図-2 均一場における塩水濃度分布 ($H_s=36\text{m}$)

図-3 最大塩水侵入距離 L_s (Run-1)

(a) #1-1

(b) #1-20

図-4 不均一場における塩水濃度分布 ($H_s=36\text{m}$)

3. 解析条件

(1) 解析領域および境界条件

解析領域および境界条件の概要を図-1に示す。解析領域は長さ100m、高さ40mの断面2次元不圧帯水層とし、上流側（淡水）水位は37.2mとする。また、下流側（海水）の水位は H_s とする。要素分割は、すべての要素の大きさを $1\text{m} \times 1\text{m}$ の正方形要素に分割し、要素数は4000である。浸透流解析に関する境界条件は、 $z=0\text{m}$ を不透水性境界、上流側、下流側はともに海水と淡水の密度の違いを考慮した静水圧分布を仮定する。ただし下流側 $z>H_s$ は浸出面である。また、淡水の密度は $\rho_0=1000\text{kg/m}^3$ 、海水の比重は1.025とする。

移流分散解析については、 $z=0$ で $\mathbf{n} \cdot (\mathbf{q}C - \theta \mathbf{D} \cdot \nabla C) = 0$ 、上流側を濃度規定境界 ($C=0$) とし、下流側については、海水の流入する部分 ($q \geq 0$) において $C=C_s=1$ 、流出する部分 ($q < 0$) において $-\mathbf{n} \cdot (\theta \mathbf{D} \cdot \nabla C) = 0$ とする。

(2) 地盤物性値

飽和透水係数分布は、前述した透水係数の空間分布モデルを用いて生成する。ここで、要素ごとに与える飽和透水係数は等方性とし、その幾何平均値は、 $K_{s0}=1.0 \times 10^{-4}\text{m/s}$ とする。

式(9)に用いられる分散長は、微視的分散のみを考え、 $\alpha_L=6.0 \times 10^{-2}\text{m}$ 、 $\alpha_T=6.0 \times 10^{-3}\text{m}$ とし、分子拡散係数は $D_m=1.0 \times 10^{-9}\text{m}^2/\text{s}$ とする。

(3) 解析ケース

まず、均一場のケースをRun-0とし、等方性不均一場をRun-1、異方性不均一場をRun-2とする。ここで、異方性不均一場は、透水係数が水平方向に層状の分布を示す場合をとりあげる。また、Run-1およびRun-2について、異なる乱数系列を用いてそれぞれ10種類の空間分布を発生させ、それぞれについて $\log(K_s/K_{s0})$ の正負を入れ替えた計20種類の空間分布について調べた。

4. 解析結果と考察

(1) 等方性不均一場の場合

図-2は、Run-0で海面高さ $H_s=36\text{m}$ とした場合の定常状態における塩水濃度分布を示したものである。ここで、 $z=0$ において、 $C=0.5$ となる点の x 座標を最大塩水侵入距離 L_s と定義し、Run-0における最大塩水侵入距離を L_{s0} とすると $L_{s0}=45.8\text{m}$ となった。

図-3は、Run-1において、 $\log_{10}K_s$ の分散を $\sigma^2=0.09$ 、

(a) #1-1

(b) #1-20

図-5 飽和透水係数分布

図-6 飽和透水係数分布 (#1-11)

図-7 地下水位分布の比較

図-8 分散と塩水侵入長さの関係

図-9 分散および平均動水勾配と L_s/L_{s0} の関係(Run-1)

$H_s=36\text{m}$ とした場合の20種類の不均一場について L_s を求め、その値の小さい順番に#1-1～#1-20で表したものである。このとき、 L_s の平均値は44.3m、標準偏差は8.6mとなった。

ここで、 L_s の最小値(28.8m)および最大値(60.5m)を示した#1-1と#1-20に着目し、それぞれの濃度分布を図-4に示す。また、それぞれの飽和透水係数分布は図-5に示すように、同一の空間分布に対する $\log K_s/K_{sa}$ の正負を入れ替えたものとなっていることがわかる。これらの分布の特徴は、透水性の大きい部分と小さい部分が上流側と下流側に明瞭に分かれている点である。一方、 L_s がほぼ均一場と同様となった#1-11の透水係数分布を図-6に示すが、これらを比較すると、統計的性質が同一な地盤においても、その分布形状によって塩水侵入域が大きく異なる可能性があることがわかる。

また、図-7は、Run-0と#1-1および#1-20の地下水位分

布を比較したものである。#1-1では、下流端付近の透水性が小さくなっているため、この付近での動水勾配が大きく、地下水位はRun-0と比較して全体的に高くなっているのに対し、#1-20では、逆に上流側の動水勾配が大きく、地下水位は全体的に低い。ここで、両者ともRun-0に対する水位差は、最大0.2m程度であるのに対し、塩水侵入長さは10m以上も異なっている。これは、式(17)に示すGhyben-Herzberg 式が参考になる¹⁶⁾。

$$h_s = \frac{\rho_f}{\rho_s - \rho_f} h_f \quad (17)$$

ここに、 h_s は海面から測った淡塩水境界の深さ、 h_f は海面を基準とする淡水位、 ρ_f と ρ_s は、それぞれ淡水と塩水の密度であり、 $\rho_f=1000\text{kg/m}^3$ 、 $\rho_s=1025\text{kg/m}^3$ とすると、淡塩水境界の深さ h_s は、淡水位 h_f の40倍となる。こ

図-10 最大塩水侵入距離 L_s (Run-2)

図-11 不均一場における塩水濃度分布 (#2-20)

図-12 飽和透水係数分布 (#2-20)

図-13 地下水位分布の比較

図-14 分散および平均動水勾配と L_s/L_{s0} の関係(Run-2)

れより、わずかな淡水位の変化によって、塩水侵入長さも大きく異なるものと考えられる。

図-8は、#1-20について透水係数のばらつきを表す $\log_{10}K_s$ の分散 σ^2 を0.01から0.36まで変化させた場合の L_s の変化を示したものである。これより、 σ^2 に対して概ねべき型の関数にしたがっていることがわかる。さらに、海水位 H_s を33.5mから36mまで変化させ、平均動水勾配 i ($i=(37.2-H_s)/100$)と、分散 σ^2 、および L_s/L_{s0} に対する比について整理したものを図-9に示す。これより、 i が小さくなる(=海水位が上がる)と不均一性の影響も相対的に小さくなる傾向が現れているが、平均動水勾配が1/100程度の場合でも、均一場の塩水侵入長さに対して10%~50%程度の差が生じ得ることがわかる。

(3) 異方性不均一場の場合

ここでは、式(16)における ω を0.1として異方性を与え、

透水係数が層状に分布している場について検討する。

図-10は、Run-2において、 $\log_{10}K_s$ の分散を $\sigma^2=0.09$ 、 $H_s=36$ mとした場合の20種類の不均一場について L_s を求め、その値の小さい順番に#2-1~#2-20で表したものである。このとき、 L_s の平均値は43.5m、標準偏差は5.2mとなった。これを等方性不均一場と比較すると、平均値はほとんど変わらず、標準偏差は小さくなっており、全体的に不均一性の影響が小さくなっていることがわかる。

図-11は、最も L_s が大きくなった#2-20における塩水濃度分布、また図-12は、このときの透水係数分布である。上流側に透水係数の小さい部分がやや偏っている傾向が見られるが、図-5(b)の#1-20のように顕著な偏りは見られず、このため、均一場との差が小さくなったと考えられる。また、図-13は地下水位分布を比較したものであるが、#2-20では下流端付近($x<10$ m)の地下水位は均一場(Run-0)の場合と概ね等しく、 $x=20$ m~80mにか

けて0.1m程度の水位低下が見られる。

図-14は、図-9と同様に、海水位 H_s を33.5mから36mまで変化させ、平均動水勾配 i 、分散 σ^2 、および L_s の L_{s0} に対する比について整理したものである。ここでも i が小さくなるほど不均一性の影響が小さくなる傾向が現れているが、 $i=1/100$ 程度ならば塩水侵入長さは、均一場に対して10%程度の増加に止まっており、本稿で対象としている条件の範囲内では、層状分布の場合は均一場として取り扱ったとしても、問題は生じにくいものと考えられる。

5. 結論

本研究では、不均一な不圧帯水層における塩水侵入問題を取り上げ、透水係数の空間分布パターンの違いや、ばらつきが大きさが塩水侵入にどのような影響を与えるかについて検討した。また、海面変動の影響について、海岸地下水の平均的な動水勾配と地盤の不均一性の関係について考察し、また透水係数の空間分布が異方性を有する場合についても検討した。これらによって得られた結論を以下にまとめる。

- 1) 統計的性質が同一な地盤においても、その分布形状によって塩水侵入域が大きく異なる可能性があることを示した。
- 2) 地下水位が0.2m程度異なる場合でも、塩水侵入長さは10m以上異なることを示した。
- 3) 海岸付近の平均動水勾配が小さくなる（＝海水位が上がる）と、不均一性の影響も相対的に小さくなる傾向を示した。ただし、平均動水勾配が1/100程度の場合でも、均一場の塩水侵入長さに対して10%～50%程度の差が生じ得ることを明らかにした。
- 4) 透水係数が層状に分布している場合は、等方性分布と比較して不均一性の影響が生じにくいことを示した。

参考文献

- 1) 国土庁長官官房水資源部編：日本の水資源，大蔵省印刷局，p.201，1996。
- 2) 川谷 健：海岸帯水層内の地下水位と淡塩境界面に関する数値解析，土木学会論文報告集，No.238，pp.89-98，1975。
- 3) 杉尾 哲，森 耕司：不均質地盤における塩水侵入，土と基礎，第37巻第6号，pp.35-40，1989。
- 4) Voss, C. I. and Souza, W. R.: Variable density flow and solute transport simulation of regional aquifers containing a narrow freshwater-saltwater transition zone, *Water Resources Research*, Vol.23, No.10, pp.1851-1866, 1987.
- 5) Kawatani, T. and Saito, M.: FEM analysis of seawater intrusion in multi-layered aquifer as an advection-dispersion phenomenon, *Proc. 8th International Symposium on Flow Modeling and Turbulence Measurements*, pp.819-826, 2001.
- 6) Neuman, S. P.: Saturated unsaturated seepage by finite elements, *Proc., ASCE HY*, Vol.99, No.12, pp.2233-2250, 1973.
- 7) Neuman, S. P.: Galerkin method of analyzing non-steady flow in saturated-unsaturated porous media, *Finite element Method in flow problem*, edited by C. Taylor, O.C. Zienkiewicz, R.H. Gallagher, John Wiley & Sons, Chap.19, 1974.
- 8) 赤井浩一，大西有三，西垣 誠：有限要素法による飽和-不飽和浸透流の解析，土木学会論文集，第264号，pp.87-96，1977。
- 9) van Genuchten, M. T.: A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Science Society American Journal*, Vol.44, pp.892-898, 1980.
- 10) Maulem, Y.: A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media, *Water Resources Research*, Vol.12, pp.513-522, 1976.
- 11) Bear, J.: *Dynamics of Fluid in Porous Media*, Elsevier, New York, 1972.
- 12) Zienkiewicz, O. C. and Taylor, R. L.: *The Finite Element Method*, Vol.3, (5th ed.), *Butterworth-Heinemann*, pp.13-63, 2000.
- 13) 齋藤雅彦，川谷健：透水係数の空間分布に関する理論的考察，土木学会論文集，No.645/III-50，pp.103-114，2000。
- 14) 齋藤雅彦，川谷健：透水係数の空間分布モデルの適用性に関する一考察，土木学会論文集，No.694/III-57，pp.245-258，2001。
- 15) 齋藤雅彦，川谷健：1次元および2次元フラクタル浸透場の数値モデルとその性質について，神戸大学都市安全研究センター研究報告，第6号，pp.193-200，2002。
- 16) Bear, J.: *Hydraulics of Groundwater*, McGraw-Hill, pp.379-435, 1979。

(2010. 9. 30受付)