

ATESにおける不均一帯水層内の 熱輸送シミュレーション

齋藤 雅彦^{1*}・中川 啓²

¹正会員 神戸大学助教 大学院工学研究科市民工学専攻 (〒657-8501 神戸市灘区六甲台町 1-1)

* E-mail: msaito@kobe-u.ac.jp

²正会員 長崎大学教授 大学院水産・環境科学総合研究科 (〒852-8521 長崎市文教町 1-14)

帯水層蓄熱 (ATES) システムは、揚水および環水の2本の井戸を設置することにより帯水層内の熱エネルギーを有効に利用するものであるが、適切な揚水量・揚水温度等を予測・推定するには帯水層内の熱輸送解析が必要となる。このような熱輸送解析の際には通常は地盤物性値等は空間的に均一と仮定され、実際の帯水層に見られる不均一性は考慮されない。本研究では、透水係数の空間分布モデルを用いてばらつきと偏りのある等方性および異方性の帯水層を疑似的に生成し、熱に関する移流分散解析によって揚水・環水時における不均一帯水層内の温度変化の性質について検討した。

Key Words: ATES, heat transport, non-uniformity, geostatistical model, numerical simulation

1. 序論

帯水層蓄熱 (ATES) システムは、揚水および環水の2本の井戸を設置することにより帯水層内の熱エネルギーを有効に利用するものである¹⁾。なかでも止水壁で囲まれた閉鎖型 ATES は周辺環境への熱的・生物学的および化学的な影響が少ない方法と考えられている²⁾。このような地下熱技術を活用し、適切な揚水量や揚水温度等を予測・推定するには帯水層内の熱輸送解析が必要となる。たとえば、渡邊ら³⁾は、浅層閉鎖型 ATES について数値解析により季節的気象変化の影響について検討している。中曽ら⁴⁾は、昼夜間蓄熱利用に関する数値解析により揚水温度の再現が可能であることを示している。また、藤縄・富樫⁵⁾は、地下水流動制御型 ATES を対象とした解析事例を示している。

一方、このような熱輸送解析を行う際には、熱分散長等のパラメータを適切に設定する必要があるが、とくに帯水層の不均一性に起因する巨視的熱分散長については、その設定方法は十分確立しているとは言い難い。

本研究では、閉鎖型季節蓄熱ATESを対象に、通常の浸透流解析および熱輸送解析では無視されている物性値の空間的不均一性について、透水係数の空間分布モデル⁶⁾を用いてばらつきと偏りのある等方性および異方性

の不均一な3次元帯水層を疑似的に生成し、熱に関する移流分散解析によって揚水・環水時における不均一帯水層内の温度変化の性質について検討した。

2. 基礎方程式と透水係数の空間分布モデル

(1) 基礎方程式

浸透流解析の際に使用した密度変化を考慮した飽和-不飽和浸透流の基礎方程式は以下のとおりである⁹⁾。

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

ここに、 t は時間、 ϕ は間隙率、 S_w は飽和度、 S_s は比貯留率、 $\mathbf{K}$ は透水係数テンソル、 ψ は圧力水頭、 Z は位置水頭、 ρ は温度 T における水の密度、 ρ_0 は温度 T_0 における水の密度、 β は飽和領域で $\beta=1$ 、不飽和領域で $\beta=0$ である。

また、熱輸送に関する基礎方程式は以下のようになる。

$$\frac{(1-\phi)(c\rho)_s + \theta(c\rho)_w}{\theta(c\rho)_w} \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla \cdot (\mathbf{d} \cdot \nabla T) - \mathbf{q} \cdot \nabla T \quad (2)$$

ここに、 T は温度、 θ は体積含水率 ($=\phi S_w$)、 $(c\rho)_s$ および $(c\rho)_w$ は、それぞれ土粒子と水の体積熱容量、 $\mathbf{d}$ は分散

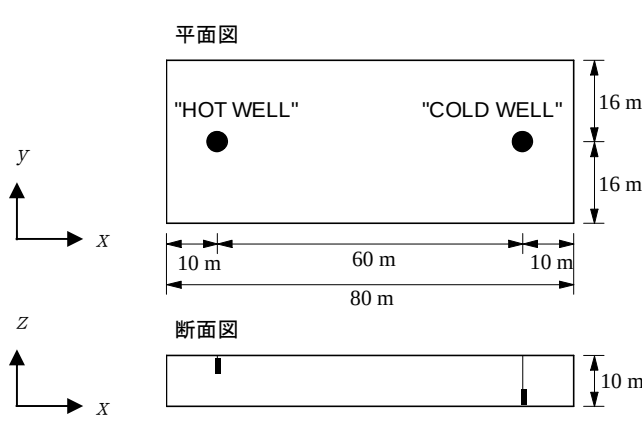


図-1 解析領域と井戸配置

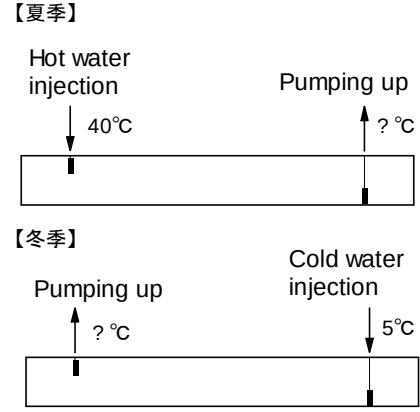


図-2 夏季および冬季の井戸操作

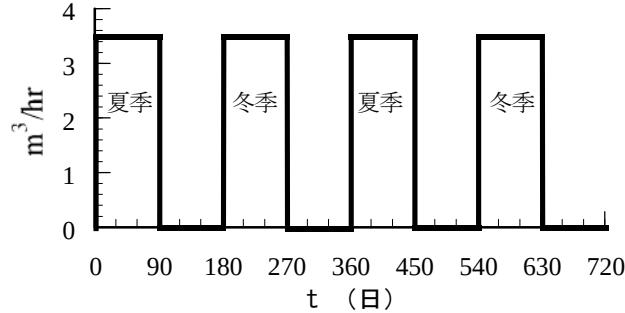


図-3 揚水量の時間変化

係数テンソル, $\mathbf{q}$ は間隙流速ベクトルである. また, 式(2)における $\mathbf{d}$ の成分 d_{ij} は, 次式で与えられる⁹⁾.

$$d_{ij} = \alpha_T |\mathbf{q}| \delta_{ij} + (\alpha_L - \alpha_T) \frac{q_i \cdot q_j}{|\mathbf{q}|} + \frac{\eta}{(c\rho)_w} \delta_{ij} \quad (3)$$

ここに, 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 は間隙流速ベクトル $\mathbf{q}$ の i 方向成分, η は水の熱伝導率, δ_{ij} はクロネッカーのデルタである.

(2) 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⁹⁾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. 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^ζ 型となるものである.

$$S(|\mathbf{f}|) \propto |\mathbf{f}|^{-\zeta} \quad (4)$$

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, 3次元モデルの場合 $\zeta \approx 3$ である. ここで, 式(4)において, $\mathbf{f}$ の成分を f_x, f_y, f_z とすると,

$$|\mathbf{f}| = \sqrt{f_x^2 + f_y^2 + f_z^2} \quad (5)$$

であるが, 水平方向と鉛直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(5)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.

$$|\mathbf{f}| = \sqrt{f_x^2 + f_y^2 + (\omega f_z)^2} \quad (6)$$

また, 本モデルでは, $\log_{10}(k_s)$ の分散 σ^2 と解像度 (=要素数) N の間に式(7)の関係が成り立つため, 解像度に応じた同質地盤を容易に表現できる.

$$\sigma^2 = \lambda \log N \quad (7)$$

ここに, λ は不均一性の強さを表すパラメータである.

3. 解析条件

(1) 解析領域と境界条件

図-1 に解析対象とした 3 次元帯水層モデルの概要を示す. 解析領域は, 層厚 10m の被圧帯水層とし, 平面図において 80m×32m の範囲が止水壁で囲まれているものとする. 揚水および環水用の井戸については, 断面は 0.1m×0.1m, 設置位置は温水用として $(x, y) = (10\text{m}, 16\text{m})$, および冷水用として $(x, y) = (70\text{m}, 16\text{m})$, それぞれの深度は, 温水用が $z = 7\text{m} \sim 9\text{m}$, 冷水用が $z = 1\text{m} \sim 3\text{m}$ である. 図-2 は, 夏季および冬季の井戸操作を示している. まず, 夏季については, 冷水用井戸から一定流量で揚水を行うとともに, 温水用井戸から $T = 40^\circ\text{C}$ の温水を一定水頭で注水する. 冬季については温水用井戸から一定流量で揚水し, 冷水用井戸から $T = 5^\circ\text{C}$ の冷水を一定水頭で注水する.

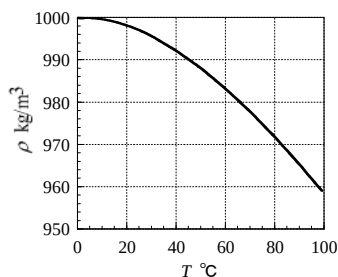


図-4 水温と密度の関係

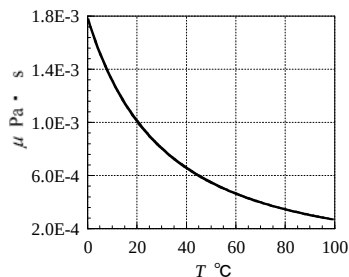


図-5 水温と粘性係数の関係

表-1 物性値の一覧

15℃の飽和透水係数 (平均値)	5×10^{-5}	m/s
水の体積熱容量($c\rho_w$)	4.17×10^6	J/m³/K
土粒子の体積熱容量($c\rho_s$)	1.29×10^6	J/m³/K
水の熱伝導率 η	0.58	W/m/K
縦分散長 α_L	0.1	m
横分散長 α_T	0.01	m
間隙率 ϕ (=体積含水率 θ)	0.3	
初期水温	15	°C

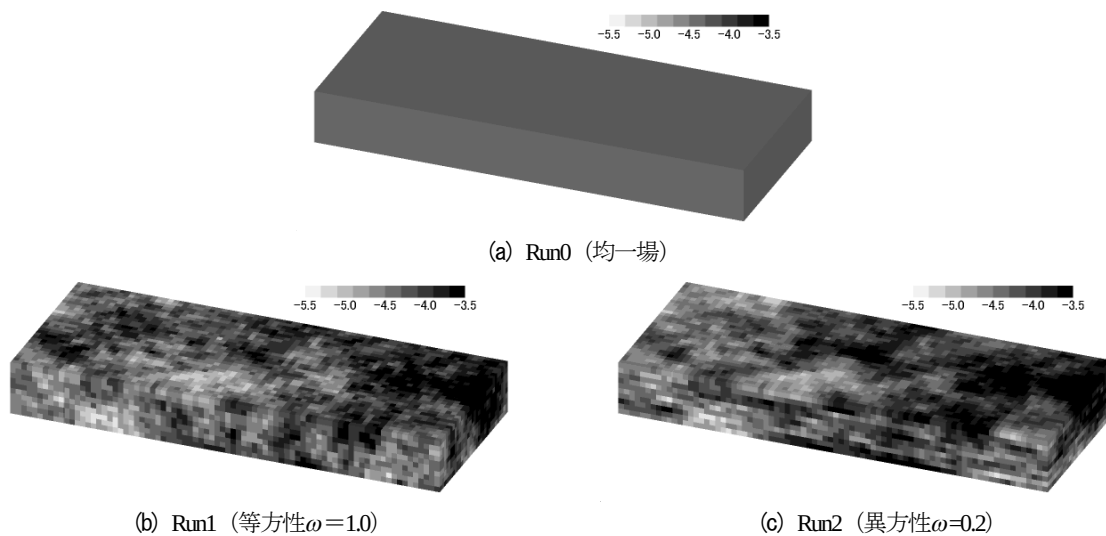


図-6 各ケースの飽和透水係数分布

図-3 に揚水量の時間変化を示す。解析期間は 720 日とし、 $t=0 \sim 90$ 日および $t=360 \sim 450$ 日は夏季、 $t=180 \sim 270$ 日および $t=540 \sim 630$ 日は冬季として、それぞれ $3.5 \text{ m}^3/\text{hr}$ の揚水を行う。それ以外の期間は揚水・注水を停止する。この場合の 90 日分の揚水量は、 7560 m^3 となるが、これは帯水層の空隙容量と概ね一致している。

(2) 物性値

図-4 に水温と水の密度の関係、図-5 に水温と水の粘性係数の関係を示す。これより、 $5^\circ\text{C} \sim 40^\circ\text{C}$ の範囲においては、粘性係数の変化が比較的大きく、 5°C に対して 40°C の粘性係数は $1/2$ 以下となり、飽和透水係数は 2 倍以上となることがわかる。また、その他の物性値については、表-1 に示す¹⁰⁾。ここで、縦分散長 α_L および横分散長 α_T については、要素内分散のみを考え、 α_L は井戸周辺を除いた大部分のメッシュサイズ ($1\text{m} \times 1\text{m} \times 1\text{m}$) の 0.1 倍 $=0.1\text{m}$ 、 α_T は α_L の 0.1 倍 $=0.01\text{m}$ とする。なお、ここでは被圧帯水層を解析対象としているため、式(1)における不飽和浸透特性は使用していない。

(3) 解析ケースと解析方法

解析ケースは、図-6 に示すように、均一場 (Run0) および飽和透水係数分布の異なる 2 パターンの不均一場

(Run1 および Run2) とし、それぞれの水温 15°C における飽和透水係数 (Run1 および Run2 では幾何平均値) は、 $5.0 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ とする。ここで、Run1 の飽和透水係数分布は等方性 ($\omega=1.0$) であり、Run2 については異方性 ($\omega=0.2$) を与えている。これは Run2 では飽和透水係数の水平方向の相関長が鉛直方向の 5 倍程度になることを意味する。また、式(5)に示した不均一場におけるばらつきの大きさを表すパラメータは $\lambda=0.04$ とする。このとき要素数は $N=27,048$ より、 $\log_{10}K$ の標準偏差は $\sigma=0.42$ となる。また解析方法は、特性曲線ガラーキン法¹¹⁾を用いた。

4. 解析結果と考察

(1) 揚水温度の時間変化について

図-7 は、揚水期間における揚水温度の時間変化を示している。まず、0 日～90 日は夏季であり、 40°C の温水を注水するとともに揚水初期は初期水温である 15°C の冷水を揚水しているが、均一場の Run0 では 60 日を過ぎた後に揚水温度が上昇を開始しているのに対し、不均一場の Run1 では 50 日、Run2 では約 35 日経過後に揚水温度が上昇を開始している。また、90 日経過後の揚

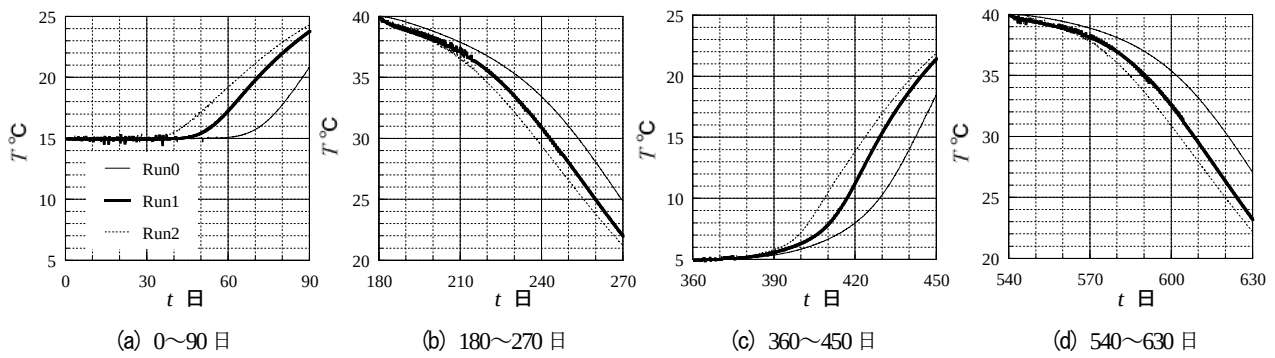


図-7 揚水温度の時間変化

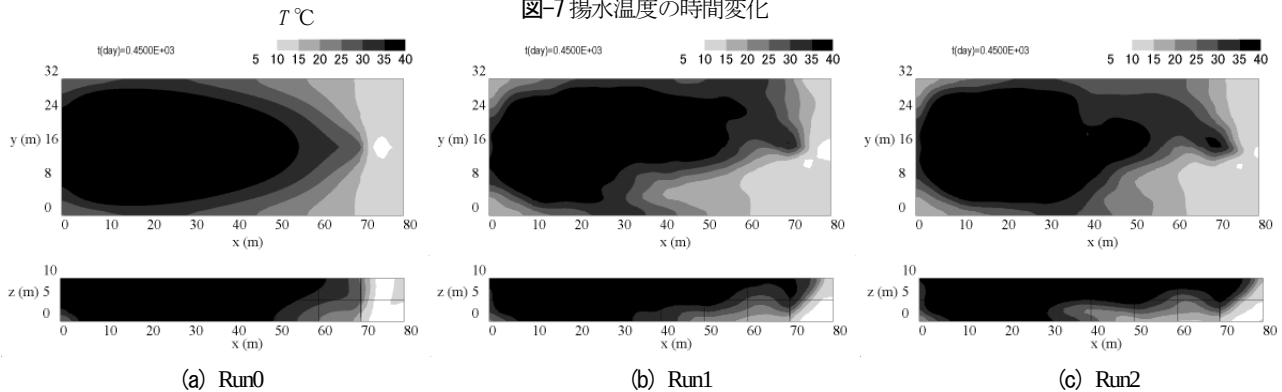


図-8 温水注入時の温度分布（上； $z=5\text{m}$ 断面，下； $y=16\text{m}$ 断面， $t=450$ 日）

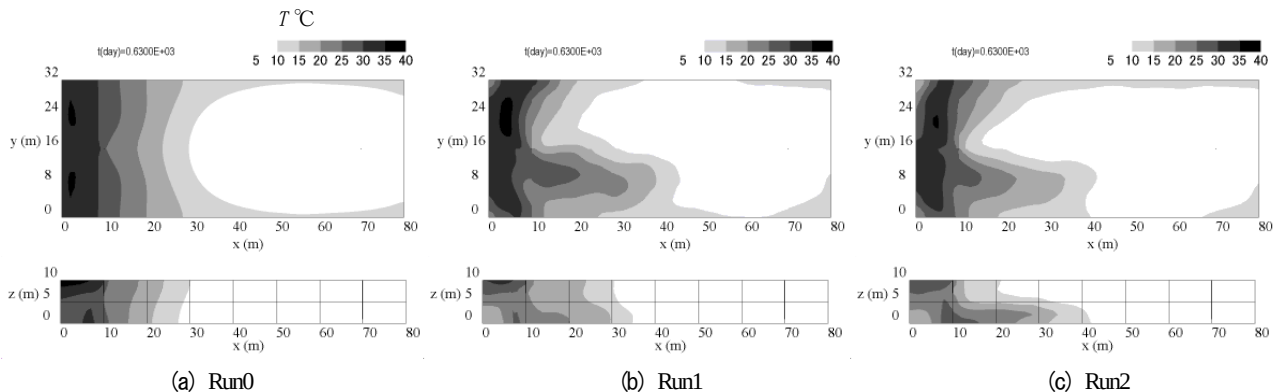


図-9 冷水注入時の温度分布（上； $z=8\text{m}$ 断面，下； $y=16\text{m}$ 断面， $t=630$ 日）

水温度は、Run0 は約 21°C であるのに対し、Run1 および Run2 では両者とも 24°C 程度まで上昇している。また、360 日～450 日は同様に夏季であるが、揚水温度が上昇を始めるタイミングはすべてのケースで 380 日付近であるが、やはり不均一場の方が上昇ペースが速く、430 日付近では Run0 に対して 4°C 程度高くなっている。

一方、冬季については、均一場と不均一場の差は夏季と比較するとやや小さく、その差は $2\sim 3^{\circ}\text{C}$ 程度であるが、揚水温度の低下は、夏季と同様に不均一場の方が早期に生じている。また、不均一場である Run1 と Run2 では、異方性を与えている Run2 のほうがやや温度の上昇や下降のペースが早いことがわかる。

(2) 温度分布について

図-8 および図-9 に、 $t=450$ 日および $t=630$ 日における

各ケースの温度分布を示す。通常用いられる均一場を仮定した熱輸送解析では Run0 のような温度分布が得られるのに対し、実地盤においては帯水層の不均一性により局所的に流速の速い部分（水みち）が存在するため、Run1 や Run2 に示すように均一場よりも早く温水（または冷水）が揚水井に到達する。このため、図-7 のような揚水温度の時間変化の相違が生じると考えられる。

また、冬季より夏季の方が均一場と不均一場の温度差が大きい理由については、図-5 に示した粘性係数の温度依存性によるものと考えられる。これは、図-8 のように水みちを温水が流れる場合には水温の上昇により粘性係数が低下、すなわち透水性が大きくなるため、水みち付近の流速がさらに大きくなるのに対し、図-9 のように冷水が流れる場合は逆に透水性が低下し、これに伴って水みち付近の流速も低下し、相対的に水みちの影響

が小さくなるためと考えられる。このような傾向は、均一場（図-8(a)と図-9(a)）の温度分布の違いにも明瞭に現れている。

また、Run1 と Run2 を比較すると、図-9(b), (c)の断面図に顕著な温度分布の相違が見られる。水温 10℃以下の冷水部は、Run1 では $z>5\text{m}$ 以上の上層部で $x=30\text{m}$ 付近、 $z<5\text{m}$ 以下の下層部で $x=34\text{m}$ 付近に到達しているのに対し、Run2 では上層部で $x=20\text{m}$ 付近、下層部で $x=41\text{m}$ 付近となっており、Run2 では上層部と下層部の温度差が大きい。これは、透水係数分布の異方性のため比較的上層部の透水性が大きくなっているためである。

これらの結果より、帯水層内の熱輸送を考える際には場の不均一性のみならず異方性も重要な要素であると言えるだろう。

5. 結論

本研究では、閉鎖型季節蓄熱 ATEs を対象に、通常の浸透流解析および熱輸送解析では無視されている物性値の空間的不均一性について、透水係数の空間分布モデルを用いて疑似的にばらつきと偏りのある不均一な 3次元帯水層を生成し、熱に関する移流分散解析によって揚水・環水時における不均一帯水層内の温度変化の性質について検討した。これにより得られた結果を以下にまとめる。

- 1) 不均一場においては帯水層の不均一性により局所的に流速の速い部分（水みち）が存在するため、均一場よりも早く温水（または冷水）が揚水井に到達する。
- 2) 冬季より夏季の方が均一場と不均一場の揚水温度の差が大きい。これは粘性係数の温度依存性により水みちを温水が流れる場合には水温の上昇により透水性が大きくなり、冷水が流れる場合は逆に透水性が低下するためと考えられる。

- 3) 透水係数分布が異方性を持つ場合には、等方性的場合と比較してより早く温水または冷水が揚水井に到達する可能性がある。

参考文献

- 1) 長野克則：地下熱利用技術 2.地下熱利用技術とは、地下水学会誌，第 53 巻第 1 号，pp.83-90，2011.
- 2) 渡邊 洋，福原輝幸，足立克巳：浅層帯水層季節蓄熱に及ぼす季節的な気象変化の影響，水工学論文集，第 41 巻，pp.593-598，1997.
- 3) 中曾康壽，伊藤貴之，佐々木健太，藤井良平，中尾正喜，西岡真稔，鍋島美奈子：閉鎖性帯水層の昼夜間蓄熱利用，空気調和・衛生工学会論文集，No.190，pp.11-20，2013.
- 4) 藤縄克之，富樫 聡：地下熱利用技術 9.地下熱利用のための数値解析技術，地下水学会誌，第 54 巻第 1 号，pp.39-52，2012.
- 5) 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.
- 6) 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.
- 7) 齋藤雅彦，西村由紀子，中川 啓：自己相似型不均一地盤モデルを用いた巨視的分散長の定量的評価に関する研究，地下水学会誌，Vol.53，No.4，pp.343-355，2011.
- 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) Bear, J. :Dynamics of Fluid in Porous Media, Elsevier, New York, 1972.
- 10) 稲葉英男：土壌の熱物性，熱物性，3 巻 1 号，pp.31-39，1989.
- 11) Zienkiewicz, O. C. and Taylor, R. L.: The Finite Element Method, Vol.3, (5th ed.), Butterworth-Heinemann, pp.13-63，2000.