

都市散水効果の定量評価に向けた 大気・地下連成 - 水・熱環境モデルの開発

Development of an Atmosphere-Subsurface-Coupled, Hydrothermal Environment Model for Quantitative Evaluation of the Effect of Urban Water Sprinkling

吉岡 真弓*¹ 登坂 博行*²
Mayumi YOSHIOKA Hiroyuki TOSAKA

*¹ 産業技術総合研究所 Geological Survey of Japan, AIST

*² 東京大学大学院工学系研究科 Graduate School of Engineering, The University of Tokyo

Corresponding author: Mayumi YOSHIOKA, yoshioka-mayumi@aist.go.jp

ABSTRACT

For quantitative evaluation of the effect of water sprinkling as a mitigating method of urban "Heat Island", a comprehensive numerical model is proposed. The developed model describes both air-water-vapor movement and heat transport in atmosphere and subsurface, by using the generalized concept of multi-phase, multi-component solid-fluid system. It includes hydrodynamic phenomena, such as pseudo static air flow in atmospheric boundary layer, the heat balance of solar radiation and long-wave radiation, evaporation, transient heat transfer among the solid, liquid and gas phases. In order to confirm the performance of the model, several case studies have been made regarding the basic modeled processes. The calculated results are reasonable and consistent with the analytical solutions and/or laboratory experiment with the reasonable parameters

キーワード: 数値モデリング, 散水, 気温低下, 定量評価

Key Words : Numerical model, Water sprinkling, Temperature decreasing, Quantitative evaluation

1. はじめに

都市域での舗装面の増加や人間活動・エネルギー消費の集中化を主因とする夏季の高温化現象（ヒートアイランド現象）は現代的な環境問題の一つである。その緩和対策のため、これまで様々な方法が研究・提案され、一部実施されてきた。例えば、植物を利用した対策（屋上緑化や緑地化）、風を利用した対策（風の道の利用、川風の利用）、水を利用した対策（路面散水、保水性舗装や高反射性舗装敷設）などが挙げられる。

著者らは、特に路面散水（以下、散水）によるヒートアイランド緩和効果に注目し、屋外実験や解析に関する研究を行ってきた⁽¹⁾。ヒートアイランド緩和対策としての散水に関しては、これまで多くの屋外実験が行われている^{(2), (3)}。例えば、土屋ら⁽⁴⁾は2004年の「大江戸打ち水大作戦」において散水場所付近の多点気温・湿度観測を行い、平均0.48°Cの気温低下を報告している。また、小作ら⁽⁵⁾は東京丸の内や神田の保水性舗装への散水を行い、散水日と非散水日の気温・湿度変化を統計的に比較し、夕方から夜間の散水において平均で0.2~0.4°Cの気温低下を観測している。著者らは2004年から2006年にかけて

屋外散水実験において多点温度観測を行い、0.8°C程度の気温低下を報告した⁽¹⁾。

散水の特徴として、既存の舗装に行うことができ即効性があること、保水性舗装や地下水利用との組み合わせによる環境改善効果も見込まれること、などが挙げられよう。一方、例えば大都市中心部の夏の気象条件（日射、気温、風速、湿度など）を考えた時、どの程度の範囲にどの程度の散水を行えば、どの場所でどの程度涼感効果が生じるのか生じないのか、或いは湿度の増大などの逆効果（不快感）はないのか、などといった疑問にはまだ答えられない段階であり、実用化には至っていない。今後の議論では、太陽・大気・地圏・人工物の相互作用の中にある都市環境中の水・熱過程を詳しく捉える数理工術の開発が必要であり、それを通して散水の費用対効果を客観的に評価してゆく必要がある。

以上を踏まえ、本研究では、散水時に生じる都市熱環境変化、即ち、地表面近傍における大気・地下環境の水・水蒸気・熱の動きを忠実に反映する数理工術の開発を行う。本論文では、モデルの基礎方程式、基礎パラメータを詳細に論じると共に、モデルの基本的動作に関する検証結果について報告を行う。なお、続報にて屋外実験

(1)の再現性の検討結果を報告する。

2. 水・熱輸送モデルの既存研究と本研究の特徴

大気の流れや熱、水蒸気輸送を扱う数値モデルでは、地球規模を対象としたモデル（例えば MIROC⁽⁶⁾）や、メソスケールモデル（例えば MMS⁽⁷⁾など）、また都市気候や街区といった比較的小さなスケールを対象としたモデル⁽⁸⁾、⁽⁹⁾などがある。これらのモデルでは大気の運動や熱・水蒸気輸送の追跡を主とし、地表面過程（潜熱・顕熱輸送）は境界条件・ソース項などにより表現されることが多く、地表面下の細かな熱や流体流動は扱われない。

一方、地下の流体（水・空気など）や熱輸送を対象とした数値モデルとしては、MODFLOW⁽¹⁰⁾、TOUGH2⁽¹¹⁾、FEFLOW⁽¹²⁾などがあり、地下水温の追跡、地中熱利用、深部地熱資源問題などの評価に用いられている。これらのモデルに地表面過程や大気圏の状態を反映させることはソース項や外部ルーチンにより可能な場合もあるが、一般的には考慮しないことが多い。

近年では、大気や地表と地下を結びつけた数値モデルも開発されつつある。HYDRUS⁽¹³⁾は、地表面から飽和・不飽和土中の水分や溶質、熱移動を詳細にモデル化したモデルであり、可能蒸発量を与えることで蒸発過程を表現することができる。また、萩島らの開発したAUSSSM⁽¹⁴⁾では鉛直1次元的大気モデル、土壌サブモデル、都市気候サブモデル、建築サブモデルを連成させ、都市高温化要因の評価などを行っている。登坂ら⁽¹⁵⁾、⁽¹⁶⁾は、地表水と地下水の動きと共に、大気気温と液相水温、固体温度を分離して追跡する多相流動数値モデルを開発し、実流域の河川水温・地下水温の観測値の再現に成功している。また、稲葉ら⁽¹⁷⁾は広域の地下水、地表水の熱・流動解析に加え、地表面上に2層モデル（地表層と植皮層）を配置することで大気の熱収支も含めた水・熱循環系の統合モデル化を試みている。

散水に注目すると、それによる局地地表面の変化が風上・風下側大気中に及ぼす変化や地下で起こる昼間の蓄熱・夜間の放熱過程を、多次元的水・熱輸送過程として物理的に扱うことが望ましいが、前記の統合型モデルにおいてもそれは実現されていない。

以上を踏まえ、本研究では既存研究を一步進め、次のような特徴を持つ連成モデルを開発する。

- 大気および地下における3次元流れを扱うと共に、固・液・気3相系として一般化することで、現象の物理表現（相変化や相間の熱交換）を詳細化する。
- 接地境界層の流れによる水平・鉛直方向の移流分散を考慮する。これにより、散水などの3次元的效果（風上・風下側の違い、高度による違い）を考慮する。
- 地下に関しては、多相流動として一般化し、舗装面（不透水面や保水性・透水性）だけでなく、土壌面などへの降水や散水の浸透、地盤中での蓄熱・夜間の放熱効

果も物理的に表現可能とする。

3. 連成モデルの基本仮定

3.1 解析対象とする空間および時間スケール

解析対象とする空間は、例えば都市空間内の一つの街路や広場のスケールであり、地表からの高さ10mオーダーの接地境界層下部、地下10mオーダー、水平方向に100m程度のオーダーを考えると考える。現象を評価する時間スケールは特に制限はないが、例えば1時間平均の観測記録の入力を基に、秒～分単位の時間分割で日～週オーダーの解析を行うことを考える。

3.2 モデル化の仮定

上記の時間・空間スケールにおける大気・地表面・地下における水（液体水および水蒸気）・熱輸送を物理モデル化するために以下のような基本的仮定を置く。モデルの概念図を図1に示す。

- (1) 対象スケールにおける地表面付近の大気運動では、コリオリ力や慣性の効果は小さく無視できるものとする。また、乱流渦構造は直接扱わず、平均化した乱流拡散場と考える。
- (2) 接地境界層中において水平風速が卓越する場を仮定し（平行流）、温度・比湿変化による空気の動きはストークス型の密度差置換（圧力の拡散）として取り扱う。
- (3) 大気中の熱・水蒸気の動きは、空気の移動に伴う乱流拡散および移流によりモデル化する。
- (4) 対象とする大気・地下は、2相（気相、液相）・2成分（空気、水）の流体（空気・液体水・水蒸気）と固体（岩石やアスファルト粒子）により構成される系と考える。大気中では固体および液体水の体積を非常に小さな値と考えることで、大気から地下までを同様の方程式系を用いて表現する。
- (5) 気相、液相、固相は独立した温度を持ち、相互に非定常熱交換をするものとする。これにより、地表面

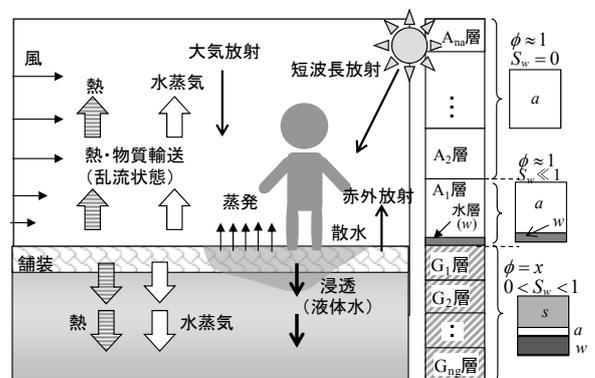


図1 散水時の地表面付近での熱・物質移動の概念図と各領域における格子番号および相割合の模式図。ここで、 ϕ ：間隙率[-]、 S_w ：水飽和度[-]、 a 、 w 、 s ：それぞれ気相、水相、固相を表す。

格子にまかれた水の温度と大気の温度の違いを表現すると共に、地下への水の浸透時の固体粒子と液体水の温度差を表現する。

- (6) 地下での液体水の浸透，空気の流れは多相ダルシー則に従うものとする。また，地下での熱移動は，液体水，空気，水蒸気の移動に伴う移流分散と固体間の熱伝導，異相間の熱交換により表現する。各相間の熱交換では，熱平衡に達するまでの過渡過程も表現する。
- (7) 地表面付近では，短波・長波放射，顕熱・潜熱輸送に伴う熱収支現象をモデル化する。

4. 大気・地下連成系水・熱輸送解析の基礎方程式

4.1 基本物性の計算式

本モデルで使用する基本的な物理量は以下の式で算出する。

(1) 水密度⁽¹⁸⁾ および湿潤空気密度⁽¹⁹⁾

$$\rho_w = \rho_{w,0} \{1 + c_f (P - P_0)\} \{1 - c_T (T - T_0)\} \quad (1)$$

$$\rho_a = \frac{m_a P}{R^* T} \left(\frac{1}{1 + 0.608q} \right) \quad (2)$$

ここで， ρ_w ：水の密度[kgm⁻³]， ρ_a ：湿潤空気密度[kgm⁻³]， $\rho_{w,0}$ ：基準流体密度[kgm⁻³]， P_0 ：基準圧力[Pa]， T_0 ：基準温度[°C]， c_f ：水の圧縮率[Pa⁻¹]， c_T ：水の熱膨張率[K⁻¹]， m_a ：乾燥空気の分子量(=0.028964) [kgmol⁻¹]， R^* ：普遍気体定数(=8.314) [Jmol⁻¹K⁻¹]， p ， P ：圧力[hPa または Pa]， T ：温度[°C]， q ：比湿[kgkg⁻¹]である。

(2) 水・空気の粘性係数⁽¹⁸⁾ 液体水の粘性係数は以下の Andrade の式を用いる。

$$\mu_w = \exp \left(A' + \frac{B'}{T - T'} \right) \times 10^{-3} \quad (3)$$

ただし， $A' = -1.5668$ ， $B' = 230.298$ ， $T' = 146.797$
また，空気の粘性係数は，以下の式を用いる。

$$\mu_a = \mu_0 \left(\frac{T_0 + C}{T + C} \right) \left(\frac{T}{T_0} \right)^{3/2} \quad (4)$$

ここで， μ_w ， μ_a ：水，空気の粘性係数[Pa・s]， μ_0 ：基準状態での空気粘性係数[Pa・s]， C ：サザランド定数（空気の場合， $C = 117$ ）である。

(3) 比湿および飽和水蒸気圧⁽¹⁹⁾

$$q \equiv \frac{\rho_{vapor}}{\rho_a} = \frac{0.622e}{p - 0.378e} \quad (5)$$

$$e_{SAT} = 6.1078 \times 10^{aT/(b+T)} \quad (6)$$

ここで， q ：比湿[kgkg⁻¹]， ρ_{vapor} ：水蒸気密度[kgm⁻³]， e_{SAT} ：飽和水蒸気圧[hPa]， e ：水蒸気圧[hPa]， a, b ：Tetens の係数（水面上の場合， $a = 7.5$ ， $b = 237.3$ ）である。

(4) 内部エネルギーおよび気体のエンタルピー

$$\Pi_p = c_{p,p} T_p \quad (7)$$

$$\Gamma_a = \Pi_a + \frac{P_a}{\rho_a} \quad (8)$$

ここで， Π_p ：内部エネルギー[Jkg⁻¹]（ただし，添え字 p は相を表し， s ：固相， a ：気相， w ：水相のいずれか）， Γ_a ：気体のエンタルピー[Jkg⁻¹]， $c_{p,p}$ ：比熱[Jkg⁻¹K⁻¹]である。

(5) 空気および水の水利ポテンシャル

$$\Psi_a = P_a + \rho_a g z \quad (9)$$

$$\Psi_w = P_a - P_C(S_w) + \rho_w g z \quad (10)$$

ここで， Ψ_p ： p 相の水利ポテンシャル[Pa]， z ：高度[m]， S_w ：水飽和率， $P_C(S_w)$ ：水飽和度 S_w のときの毛管圧力[Pa]， g ：重力加速度[ms⁻²]である。なお，大気中では P_C は 0 であり，地下間隙中では飽和率の関数として表わす。

4.2 全領域の共通基礎方程式

本モデルでは，固・液・気 3 相，2 相流体 2 成分系を取り扱う。ただし，空気中の水蒸気についても個別に追跡するため，3 成分系と同様の方程式系となり，未知数として気相圧力 P_a ，水飽和度 S_w ，比湿（水蒸気） q ，固相温度 T_s ，水相温度 T_w ，気相温度 T_a の 6 つを扱う。解析対象となる大気から地下までのこれら各状態量について以下の 6 つの基礎方程式が成り立つ。

空気の質量保存式：

$$-\nabla \cdot (\rho_a (1-q) \bar{u}_a) + \Theta_{M,a} = \frac{\partial (\rho_a \phi S_a (1-q))}{\partial t} \quad (11)$$

水（液相水）の質量保存式：

$$-\nabla \cdot (\rho_w \bar{u}_w) + \Theta_{M,w} = \frac{\partial (\rho_w \phi S_w)}{\partial t} \quad (12)$$

水蒸気の質量保存式：

$$-\nabla \cdot (\rho_a q \bar{u}_a) + \nabla \cdot (\rho_a D_{M,a} \nabla q) + \Theta_{M,v} = \frac{\partial (\rho_a \phi S_a q)}{\partial t} \quad (13)$$

固相のエネルギー保存式：

$$\nabla \cdot (D_{Q,s} \nabla T_s) + \Theta_{Q,s} = \frac{\partial (\rho_s (1-\phi) \Pi_s)}{\partial t} \quad (14)$$

気相のエネルギー保存式：

$$-\nabla \cdot (\rho_a \bar{u}_a \Gamma_a) + \nabla \cdot (\rho_a c_{p,a} D_{Q,a} \nabla T_a) + \Theta_{Q,a} = \frac{\partial (\rho_a \phi S_a \Pi_a)}{\partial t} \quad (15)$$

水相のエネルギー保存式：

$$-\nabla \cdot (\rho_w \bar{u}_w \Gamma_w) + \nabla \cdot (\rho_w c_{p,w} D_{Q,w} \nabla T_w) + \Theta_{Q,w} = \frac{\partial (\rho_w \phi S_w \Pi_w)}{\partial t} \quad (16)$$

ただし，

$$\nabla = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z} \right) \quad (17)$$

$$\bar{u}_p = (u_p, v_p, w_p)^T \quad (\text{ただし，} p = a, w) \quad (18)$$

$$D_{r,p} = \begin{pmatrix} D_{r,p,xx} & D_{r,p,xy} & D_{r,p,xz} \\ D_{r,p,yx} & D_{r,p,yy} & D_{r,p,yz} \\ D_{r,p,zx} & D_{r,p,zy} & D_{r,p,zz} \end{pmatrix} \quad (19)$$

$$S_a + S_w = 1 \quad (20)$$

ここで，添え字 r は質量 M ，または熱量 Q を表す。 ϕ ：間隙率（大気中では 1）[-]， S_a ：気相飽和率[-]， $\Theta_{r,p}$ ：

p 相, r のソース項 $[\text{kgm}^{-3}\text{s}^{-2}$, または $\text{Jm}^{-3}\text{s}^{-1}$], $D_{r,p}$: p 相, r の拡散係数テンソル $[\text{m}^2\text{s}^{-1}]$, t : 時間 $[\text{s}]$ である。

本モデルでは, 大気, 地表面近傍, 地下の各領域や層に異なる拡散係数 $D_{r,p}$ およびソース項 $\Theta_{r,p}$ を与えることで全領域の連成解析を行う。

4.3 ソース項

式(11)~(16)中のソース項 $\Theta_{r,p}$ は, 各状態量や層により異なり, 以下の式で表す。

$$\Theta_{M,a} = M_{a,bnd} \quad (21)$$

$$\Theta_{M,w} = -M_{w \rightarrow v} + M_{w,sp} + M_{w,bnd} \quad (22)$$

$$\Theta_{M,v} = M_{w \rightarrow v} + M_{v,bnd} \quad (23)$$

$$\Theta_{Q,s} = -Q_{s \rightarrow a} - Q_{s \rightarrow w} + Q_{rad} + Q_{s,bnd} \quad (24)$$

$$\Theta_{Q,a} = Q_{s \rightarrow a} + Q_{w \rightarrow a} + Q_H + Q_{a,bnd} \quad (25)$$

$$\Theta_{Q,w} = Q_{s \rightarrow w} - Q_{w \rightarrow a} + Q_{w,rad} - Q_E - Q_H + Q_{w,sp} + Q_{w,bnd} \quad (26)$$

ただし,

$$M_{w \rightarrow v} = M_E + M_{int} \quad (27)$$

$$Q_{p1 \rightarrow p2} = F_{p1 \rightarrow p2} + f_{p1 \rightarrow p2} \quad (28)$$

である。ここで, $M_{p,bnd}$: 境界格子での風速に伴う質量流入量, $Q_{p,bnd}$: 境界格子での熱量流入量, $M_{w \rightarrow v}$: 蒸発量 (M_E : 地表面からの蒸発量, M_{int} : 地下間隙中の内部蒸発量), $M_{w,sp}$: 散水による水の質量注入量, $Q_{p1 \leftrightarrow p2}$: 相 $p1$ と相 $p2$ 間の熱交換量 ($F_{p1 \leftrightarrow p2}$: 格子内部の相間熱交換量, $f_{p1 \leftrightarrow p2}$: 異なる格子間での熱交換量), Q_{rad} : 固相への短波長放射量, Q_H : 顕熱輸送量, Q_E : 潜熱輸送量, $Q_{w,rad}$: 水相での長波長放射収支, である。式(21)~(28)の各項については次章以降で詳しく説明する。

4.4 数値計算における領域の離散化

基本方程式(11)~(16)を数値的に解くために, 図1(右図)に示すような空間離散化を行う。大気の最下層(地表面と接触している層)を A_1 層(厚さ0.1m程度)とし, 上方へ A_2 層, A_3 層... A_{na} 層と次第に大きくする。また, 地下についても, 地表面層を G_1 層(0.01m程度)とし, 下方へ G_2 層, G_3 層, ... G_{ng} 層と分割する。

次章以降は, 各離散格子の大きさを $\Delta x, \Delta y, \Delta z$, 格子の体積を $\Delta v = \Delta x \Delta y \Delta z$ として, 支配方程式の数値解析的な取り扱いを説明する。

5. 大気中 ($A_2 \sim A_{na}$ 層)における水・熱輸送の取り扱い

5.1 大気中における固相・水相の取り扱い

接地境界層中では, 液体水の流動, 固相, および水相のエネルギー輸送は生じないと考えることができる。そのため, 大気中の水飽和度 S_w , 空気飽和度 S_a , 間隙率 ϕ , 毛管圧 P_c , 水相および気相の相対浸透率 k_{rw} , k_{ra} については次のような基本設定をする。

$$\begin{aligned} S_w &= \varepsilon_s, \quad S_a = 1 - \varepsilon_s \quad (\text{ただし}, \varepsilon_s = 10^{-4}) \\ \phi &= 1 - \varepsilon_\varphi \quad (\text{ただし}, \varepsilon_\varphi = 10^{-4}) \\ P_c &= 0, \quad k_{rw} = 0, \quad k_{ra} = 1 \end{aligned} \quad (29)$$

5.2 風速の算出方法

接地境界層において水平風速が卓越する条件(平行流)下において, 温度・比湿変化に伴い生じるわずかな密度差による空気塊の置換をストークス型の置換と考えれば, 風速は以下の式で表現される。

$$\bar{u}_a = -\frac{K_{a,ij}}{\mu} \nabla \Psi_a \quad (30)$$

ここで, $K_{a,ij}$: 大気の置換係数 $[\text{m}^2]$ である。

運動量保存則を考慮した大気の流動を本モデルに組み入れることも可能であるが, 計算負荷が大きくなるという欠点を伴う。本研究では対象としている都市の熱環境を時間平均や日平均や時間平均の風速を用いて解析することから, 式(30)に示した定式化により風速を表現する。

5.3 大気中の境界入出項 (大気境界条件の設定)

境界において気相(空気・水蒸気)および気相の熱量の注入を表すために最も風上側($x=1$)および風下側格子列に与える項であり, 以下の式で表す。

$$\begin{aligned} M_{a,bnd} &= \rho_a (1-q) \bar{A} \cdot \bar{u}_{a,bnd} \\ M_{v,bnd} &= \rho_a q \bar{A} \cdot \bar{u}_{a,bnd} \end{aligned} \quad (31)$$

$$Q_{a,bnd} = \rho_a c_p \Pi_a \bar{A} \cdot \bar{u}_{a,bnd}$$

ただし,

$$\bar{A} = (1/\Delta x, 1/\Delta y, 1/\Delta z)$$

ここで, $\bar{u}_{a,bnd}$: 流入風速 $[\text{ms}^{-1}]$ である。定常場を作るため風下側境界でも同量が流出するように条件を与える。境界以外の内部格子については $M_{a,bnd} = 0$, $M_{v,bnd} = 0$, $Q_{a,bnd} = 0$ である。

5.4 大気中の熱・水蒸気輸送の定式化

大気中における気相のエネルギー・水蒸気輸送を移流と拡散効果の和としてモデル化する。拡散は, さらに分子拡散と乱流拡散の和としてモデル化する。また, 水蒸気の乱流拡散と温度の乱流拡散の大きさは同一と考える。一般化した乱流拡散テンソル D (ここでは式(19)の添え字 p, r については省略する)を次のように表現する。

$$\begin{aligned} D_{xx} &= D_{m,p} + \frac{\varpi_L u^2}{U} + \frac{\varpi_T v^2}{U} + \frac{\varpi_T w^2}{U} \\ D_{yy} &= D_{m,p} + \frac{\varpi_T u^2}{U} + \frac{\varpi_L v^2}{U} + \frac{\varpi_T w^2}{U} \\ D_{zz} &= D_{m,p} + \frac{\varpi_T u^2}{U} + \frac{\varpi_T v^2}{U} + \frac{\varpi_L w^2}{U} \\ D_{xy} &= D_{yx} = \frac{(\varpi_L - \varpi_T)uv}{U}, \quad D_{xz} = D_{zx} = \frac{(\varpi_L - \varpi_T)uw}{U} \\ D_{yz} &= D_{zy} = \frac{(\varpi_L - \varpi_T)vw}{U}, \quad U = \sqrt{u^2 + v^2 + w^2} \end{aligned} \quad (32)$$

ここで, $D_{m,p}$: 風速がない場合の分子拡散係数 $[\text{m}^2\text{s}^{-1}]$, ϖ_L, ϖ_T : 縦分散長, 横分散長 $[\text{m}]$ である。縦分散長は流

れに沿う乱流拡散効果，横分散長は流れに垂直な乱流拡散効果を表す係数である．概念図を図2に示す．接地境界層付近で水平風速の卓越した場での鉛直方向の熱・蒸気輸送は，水平風速の横分散効果によって表現される．

また，一般的に乱流拡散効果は乱流のスケールに依存（高度に依存）する係数であり，ここでは以下のように高度の関数として考える．

$$\overline{w}_L = \gamma_L z, \quad \overline{w}_T = \gamma_T z \quad (33)$$

ここで， γ_L, γ_T ：乱流スケールの高度効果を示す係数[-]， z ：高度[m]である．これらの値の算出については第9章のモデルの検証の際に述べる．

6. 地表面付近の熱・物質移動の定式化

6.1 散水・降雨入力 (A₁層)

地表面への散水や降雨を A₁層 (大気最下層) への水の注入と考え，式(19)，(24)中の $M_{w,sp}$ ， $Q_{w,sp}$ を以下のように表わす．

$$M_{w,sp} = \rho_w Z_w \frac{1}{\Delta z_{A1}} \quad (34)$$

$$Q_{w,sp} = M_{w,sp} c_{p,w} T_{w,sp} \quad (35)$$

ここで， Z_w ：湛水深[m]， $T_{w,sp}$ ：散水 (降雨) 水温[°C]である．水平に近い舗装面への散水では，湛水深は微小で殆どのが流出するため，湛水深 (Z_w) には上限 (最大水層厚さ $Z_{w,Ub}$) を設ける．散水量が上限を超えた場合は，現存の水層と熱交換後，系外に排水されるものとした．また数値解析上の必要性から，湛水深に微小な下限 ($Z_{w,Lb}$) を設定する．なお，注水による A₁層の水飽和度・水相温度の変化は支配方程式から計算される．これらの項は A₁層以外では 0 として与える．

6.2 地表面付近の熱収支 (A₁, G₁層における熱収支)

地表面付近で起こる短波・長波放射，顕熱・潜熱移動，相間の熱伝達を以下のように取り扱う．図3に地表面付近における各相の熱収支を示す．図中の各変数については後述する．

(1) 基本仮定 地表面付近の熱収支に関しては以下のような仮定を置く．

- ・湛水層は薄いため，日射 (短波) は G₁層の固相に直接入射し，G₁層のアルベドに従い反射されるものと

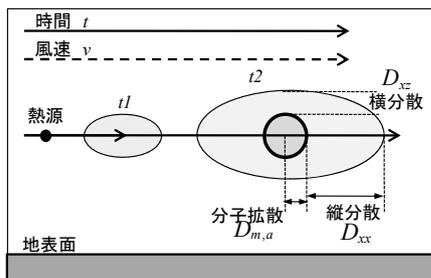


図2 大気の流れ拡散効果における分散係数の概念図．

する．短波長放射の水中での吸収は無視する．

- ・長波は A₁層の湛水層に吸収される (長波長放射は実質無限小の厚さの水に吸収される⁽¹⁹⁾．水深が下限値 $Z_{w,Lb}$ の場合でも同様とする)．
- ・顕熱交換は湛水層表面と大気の間で行われる．湛水層が下限値の場合は，A₁層の水相は G₁層と同一温度となる．
- ・蒸発は，A₁層湛水深が下限値より大きい場合には湛水面から生じる．下限値に達した場合は，G₁層水相から地下多孔質体を通して蒸発が行われる．
- ・A₁層の水と G₁層の固体および水は常に熱交換を行う．

(2) A₁層・G₁層の熱収支 表1に，式(21)～(28)の各項に関して，A₁層，G₁層のみに生じる項を整理して示す．表中に示した項は他の層では 0 として取り扱う．表中の各係数は以下の式で表わされる．

$$Q_H = D_H (T_{w,A1} - T_{a,A1}) \quad (36)$$

$$Q_E = \rho \beta D_E (q_{SAT}(T_{w,A1}) - q_{A1}) \quad (37)$$

$$Q_{s,rad} = (1 - ref) S^\downarrow \quad (38)$$

$$Q_{w,rad} = L^\downarrow - L^\uparrow \quad (39)$$

$$M_E = \rho \beta D_E (q_{SAT}(T_{w,A1}) - q_{A1}) \quad (40)$$

ここで， D_H ：熱伝達率[Wm²K⁻¹]， L^\downarrow ：大気放射[Wm⁻²]， L^\uparrow ：地表面からの赤外放射[Wm⁻²]， S^\downarrow ：全天日射量[Wm⁻²]， Q_H ：顕熱輸送量[Wm⁻²]， Q_E ：潜熱輸送量[Wm⁻²]， ref ：アルベド[-]， ι ：水の気化潜熱[Jkg⁻¹]， D_E ：地表面からの蒸発に関する物質伝達係数[ms⁻¹]， β ：蒸発効率[-]， $q_{SAT}(T_{w,A1})$ ：A₁層の水相温度 T_w における飽和比湿[kgkg⁻¹]， q_{A1} ：A₁層の比湿[kgkg⁻¹]である．なお，地表面からの長波放射は以下の式で表現される．

$$L^\uparrow = \sigma (T_{w,A1} + 273.15)^4 \quad (41)$$

大気からの長波長放射 L^\downarrow には近藤²⁰⁾の推定式を用いた．表1中の f_{p1-p2} は，A₁層の水相と G₁層の固気相との熱交換を示しており，非定常熱伝導理論解を用いて以下のように与える．

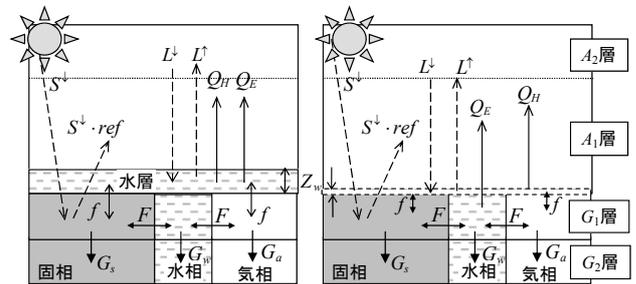


図3 散水時 (左)，非散水時 (右) それぞれの地表面付近における各相熱収支・放射収支の概念図．

表1 各層に生じるソース項．

層	固相	気相(水蒸気)	液相
A ₁		$Q_H, (M_E)$	$-Q_H, -M_E$ $Q_{w,rad}, f_{s-w}$
G ₁	$Q_{s,rad}, f_{s-w}$	f_{a-w}	$-Q_H, -M_E$ (ただし $Z_w < Z_{w,Lb}$)

$$f_{s \rightarrow w} = 2\sqrt{\frac{\lambda \rho c_p}{\pi \Delta t}} (T_{s,G1} - T_{w,A1})(1 - \phi_{G1}) / \Delta z_{G1} \quad (42)$$

$$f_{a \rightarrow w} = 2\sqrt{\frac{\lambda \rho c_p}{\pi \Delta t}} (T_{a,G1} - T_{w,A1})\phi(1 - S_{w,G1}) / \Delta z_{G1} \quad (43)$$

ここで、 $\overline{\lambda}$, $\overline{\rho}$, $\overline{c_p}$: それぞれ平均熱伝導率[Wm⁻¹K⁻¹], 平均密度[kgm⁻³], 平均定圧比熱[Jkg⁻¹K⁻¹]である。

なお、A₁層とG₁層では水相同士でも熱交換が行われるが、それは支配方程式に陰に含まれている。

(3) 蒸発効率 蒸発効率はA₁層の湛水深が下限値より大きい場合には湛水深に依存した値をとり、下限値となつた場合はG₁層からの蒸発が起こるものとして、次式のように変化させる。

$$Z_w \geq Z_{w,Lb} \quad D_E = D_w, \quad \beta = f(Z_w) \quad (\text{A}_1 \text{層}) \quad (44)$$

$$Z_w < Z_{w,Lb} \quad D_E = D_g, \quad \beta = \left(\frac{S_w - S_r}{1.0 - S_r} \right)^n \quad (\text{G}_1 \text{層}) \quad (45)$$

ここでD_w, D_g: それぞれ水層面および土壌面(多孔質体表面)での物質伝達係数[ms⁻¹], S_w: G₁層の水飽和率[-], S_r: 蒸発が生じなくなる最小飽和率, n: 係数である。壤土や砂土などの水分量と蒸発効率の関係については、近藤⁽¹⁹⁾など、いくつかの実験により提案されている。

(4) その他の取り扱い

散水(降雨)時には地表面のアルベドが変化する。本モデルでは乾燥時(Z_w < Z_{w,Lb})と湛水時(Z_w ≥ Z_{w,Lb})に異なるアルベドを与えることで、その変化を表現する。ただし、蒸発の過程で生じるアルベドの経時変化までは追跡しない。

地中への固相伝導熱および水・空気による移流拡散量については、式(14)~(16)に陰に含まれている。

D_H, D_Eの具体的な算定には、風速に応じた熱伝達率を屋内外の実験⁽²⁰⁾から得る方法、レイノルズ数, グラスホフ数, ヌセルト数などから求める方法, バルク係数を用いる方法などがある。

7. 地下における熱・物質移動の定式化

7.1 空気・液体水の流動

本モデルでは、地下多孔質体中の2成分(空気・水)の流体流動について、以下の一般化された2相ダルシー則を用いる。

$$\overline{u}_p = -\frac{K_{ij} k_{r,p}}{\mu} \nabla \Psi_p \quad (46)$$

ここで、 \overline{u}_p : p相の流速[ms⁻¹], K_{ij}: 浸透率テンソル[m²], k_{r,p}: 相対浸透率[-], μ: 粘性係数[Pa・s]を表す。相対浸透率および毛管圧力は、理論や実験結果に基づき、水飽和度との関係式が提案されている⁽²¹⁾。

7.2 地下多孔質体内部での蒸発プロセス

ある程度湿り気のある地下浅層の不飽和帯では、液体水と空気が共存していることから、地下内部であっても蒸発(あるいは凝縮)による液体水の質量変化が生じる。

この質量変化は式(27)中のM_{im}に相当し、以下の式で表される。

$$M_{im} = \rho_a D_{m,v} (q_{SAT}(T_w) - q) C_{aw} / \Delta v \quad (47)$$

ここで、D_{φ,v}: 間隙中の分子拡散係数[ms⁻¹], q_{SAT}(T_w): 水相温度における飽和比湿[kgkg⁻¹], C_{aw}: 当該格子中の水相と気相の総接触面積[m²]である。C_{aw}の詳細については後で詳しく述べる。

7.3 地下の水蒸気輸送の定式化

地下(多孔質体)での水蒸気輸送は、大気中と同様に移流拡散によって表現する。ただし、分子拡散係数および分散長は多孔質体に対するものを使う。多孔質体中の分散係数については、そのスケール(実験室, フィールドなど)に依存することが知られており、例えばNeuman⁽²²⁾により具体的な値が提案されている。詳しくは文献⁽²³⁾を参照されたい。

7.4 地下の多相熱輸送

本モデルでは、稲葉ら⁽¹⁷⁾を参考に、地下の固相(岩石等)、水相、気相それぞれの熱輸送過程を、同相間の熱伝導、異相間の非定常熱伝達、水・空気の移流による熱輸送を考慮して追跡する。

一般的な土壌や舗装面中の水や空気の流速は小さく、固体と流体は同一温度状態にあると考えられる。しかし、散水のような急激な温度変化を伴う場合や地下が高透水の場合には、固相と流体相の温度は瞬時に同温とはならず、過渡過程を伴うと考えられる。

相p1と相p2が接しており、各相の温度が異なる場合、接触面積付近における相間の熱伝達F_{p1,p2}を非定常熱伝導理論解で次のように表現する。

$$F_{p1 \rightarrow p2} = 2\sqrt{\frac{\lambda \rho c_p}{\pi \Delta t}} (T_{p1} - T_{p2}) C_{p1,p2} / \Delta v \quad (48)$$

ここで、 $\overline{\lambda}$, $\overline{\rho}$, $\overline{c_p}$ はp1相とp2相の平均熱伝導率[Wm⁻¹K⁻¹], 平均密度[kgm⁻³], 平均比熱[Jkg⁻¹K⁻¹], C_{p1,p2}は相p1と相p2の総接触面積[m²]である。一般に、不飽和状態である程度の水分が残っている場合、多孔質体中の液体水は固相粒子を取り囲むように存在し、水相の飽和度に関わらず、固相と水相の接触面積は最大となり、粒子の総表面積に相当する値(C_{ws}^{SAT})で与える。気相と水相の接触面積については、C_{w→s}^{SAT}と水飽和度に依存すると仮定し、本モデルでは以下のように推定するものとする。

$$C_{aw} = C_{ws}^{SAT} (1 - S_w) \quad (49)$$

7.5 地表面での水の浸透

散水や降雨により湛水した透水性の地表面からは液体水の浸透が生じる。このときの水の浸透はダルシー則により表現できる。地下との連続性を考え、以下の式⁽¹⁸⁾を導入し大気最下層に擬似的な毛管圧力 P_c^* を与える。

$$P_c^* = \rho_w g \Delta z_{A1} (0.5 - S_{w,A1}) \quad (50)$$

ここで、 Δz_{A1} : 大気最下層の格子厚さ[m]である。

$$S_{w,A1} = Z_w / \Delta z_{A1} \quad (51)$$

大気最下層の毛管圧力を式(50)で表すことによって、地表と地下のポテンシャル差が表現され、水の浸透（あるいは湧出）が地下の多孔質体流れと全く同様に扱うことができる。詳細については文献⁽¹⁸⁾を参照されたい。

8. 数値解法

基本数値解法として、同時完全陰的差分解法を用いる。本モデルは、前述した6つの支配方程式の残差形（左辺 - 右辺 = 0）を、6個の未知数に関して保存形で3次元陰的差分展開を行い、Newton法により反復的に解く。ただし、乱流拡散係数および風速分布の算出に関しては、一部陽的に計算を行う。なお、行列解法として前処理付き共役残差法(PCR法: Pre-Conditioned Conjugate Residual Method)を用いた。

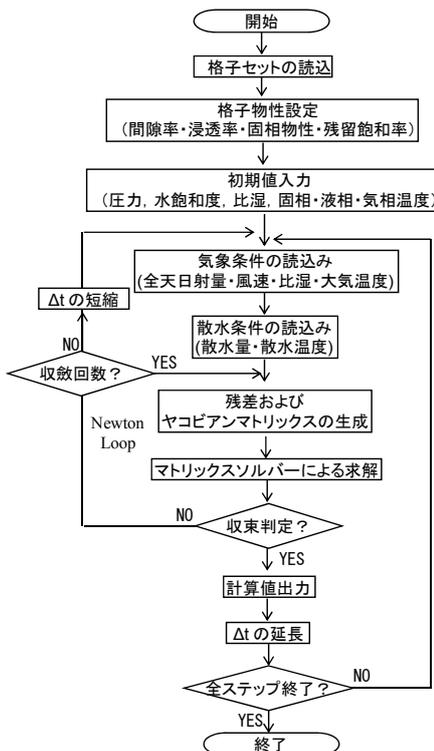


図4 計算フローチャート。

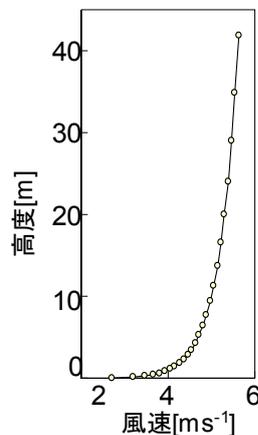


図6 流入風速分布。

計算のフローチャートを図4に示す。安定性を確保するため、自動タイムステップや非線形反復時の収斂改善機能を付け加えた。

9. モデルの検証

ここでは、開発したモデルを実観測結果⁽¹⁾の再現に用いる前の段階として、いくつかの動作確認を行った結果を報告する。検証内容は以下の項目である。

- ・大気中の風速場の表現の妥当性検討
- ・大気中の熱・水蒸気輸送過程の検討
- ・土壌面からの蒸発速度に関する実験結果との比較、
- ・水の2相浸透過程、熱の移流拡散過程の検討
- ・大気・地下全体の解のプロファイルの妥当性の検討

9.1 大気中の風速場の表現の妥当性の検討

静止した大気条件にある領域に側方境界から一定風速で大気を流入させ、内部に風速場が出来上がる様子を計算する。

計算領域を図5に示す。ここでは、一定の粗度を持つなめらかな地表面を有する2次元平面を仮定し、側方からは図6に示す対数分布に従う風速で温度30°C、比湿0.013kgkg⁻¹の大気を流入させる。各状態量（圧力、水飽和度、比湿、3相温度）の初期値を表-2に、用いたパラメータを表-3に示す。計算時間は側方から風を入力し始

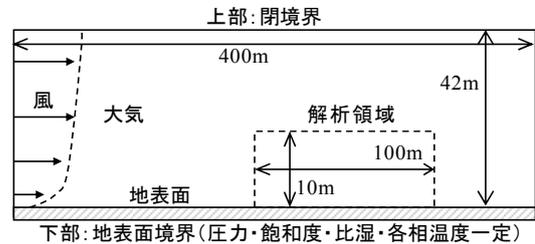


図5 計算領域。

表2 各状態量の初期状態。

	大気	地表面
圧力 [Pa]	静水圧分布(地表面101325)	
水飽和度 [-]	1.0×10^{-5}	0.4
比湿 [kgkg ⁻¹]	0.013	0.013
固相温度 [°C]	30	30
気相温度 [°C]	30	30
液相温度 [°C]	30	30

表3 計算に用いたパラメータ

係数	単位	
熱伝達率	[Wm ⁻² K ⁻¹]	17~25
蒸発係数	[kgm ⁻² s ⁻¹]	$2.0 \sim 7.0 \times 10^{-2}$
地表面間隙率	[-]	0.4
残留飽和度	[-]	0.4
地表面粗度	[m]	1.0×10^{-4}
置換係数	[m ²]	1.0×10^{-5} at 1m

めてから 10 時間とし、計算タイムステップは最大 600 秒まで収束条件に応じて変化させた。図 7 に領域内部中央部の断面の風速の経時変化を示した。流入開始から速やかに領域内部に流入風速に応じた対数的な風速場が形成されることから、定常に近い風速場が本モデルで表現できることがわかる。

9.2 大気中の熱・水蒸気輸送過程の検討

鉛直方向の熱・水蒸気フラックスが一定に近づくと、温度・比湿変化に伴う空気の密度変化を考慮しなければ、温度および比湿の鉛直分布は理論的には高度に対して対数的関係となる。しかし、温度・比湿の変化に伴う密度変化を考慮した場合には地表付近は対数的関係から外れると考えられ、その状態が表現可能か否かについて検討する。

(1) 密度一定条件および乱流拡散効果による計算

理論解と比較するため、計算上、式(32)の分散長を全て 0 とし、 $D_{m,a}$ に乱流拡散係数(熱および水蒸気共に同じ値)を与えて計算を行う。一般に安定度が中立に近い環境では、乱流拡散係数は次式から算出される。

$$D_{m,a} = \kappa u^* z \quad (52)$$

$$u^* = u \kappa / \ln(z/z_0) \quad (53)$$

ここで、 u^* : 摩擦速度[ms^{-1}], z_0 : 地表面粗度(ここで

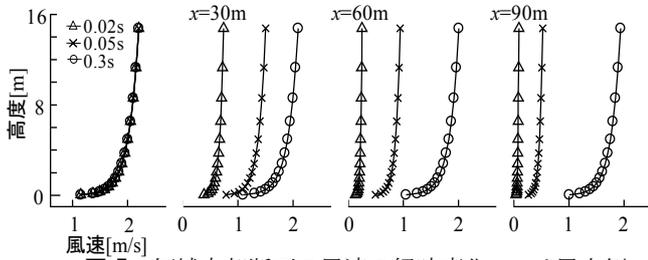


図 7 領域内部断面の風速の経時変化。x は風上側からの水平方向の位置を示す。

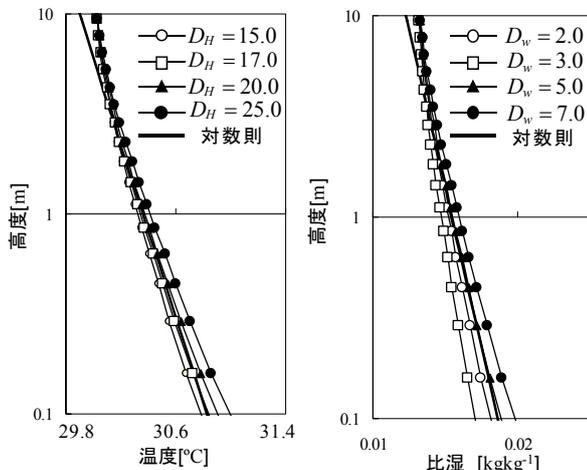


図 8 (a) 熱伝達率[$\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$]を変化させた場合の鉛直温度分布, (b) 物質伝達係数[$\times 10^2 \text{ms}^{-1}$]を変化させた場合の鉛直比湿分布の計算結果。

は $1.0 \times 10^{-4} [\text{m}]$ とする), κ : カルマン定数 (= 0.4) である。計算では、地表面温度を 32°C 、比湿を飽和比湿状態 (0.026kgkg^{-1}) で固定し、初期状態として大気温度 30°C 、比湿 0.013kgkg^{-1} (相対湿度 50%) とし、一定境界流入条件の下で領域内の鉛直方向の温度、比湿分布が定常状態に近づくまで約 10 時間の計算を行った。その他の計算設定や条件は(1)と同じである。

図 8(a)(b)は、地表面での熱伝達率および物質伝達係数を変化させた場合の計算最終時点の温度・比湿分布を示したものである。図 8(a)(b)より地表での熱伝達率や物質伝達係数の変化に伴い傾きが変化し、片対数でほぼ直線的な鉛直分布が得られている。これにより、モデル計算が温度・比湿場を適切に表現していることがわかる。なお、地表面から高さ 7m 付近以上で片対数直線からわずかにはずれているがこれは上部境界設定の影響であると考えられる。今回の計算条件では、熱伝達率を $20 \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}$ 、物質伝達係数を $5.0 \times 10^{-2} \text{ms}^{-1}$ とし与えた場合定常解の温度・比湿分布(実線)をよく再現しており、これらの値は近藤⁽²⁴⁾による交換速度 $C_H U$ に換算した値に近い値である。

(2) 密度変化を考慮した熱・水蒸気輸送の計算

次に、温度や比湿変化に伴う空気の密度変化も考慮し、(1)と同じ条件下において、式(32)を使い、縦分散・横分散モデルを用いて乱流輸送過程の計算を試みる。対数則が成り立つような条件下では式(52), (53)よりそのオーダーを推測することが可能であり、

$$\gamma_T = \gamma_L = \kappa^2 / \ln(z/z_0) \quad (54)$$

と表すことができる。このとき、分散長は、

$$0.002 < \omega_T = \omega_L < 0.2 \quad (55)$$

とおくことができる。この範囲で分散係数を変化させた場合の温度および比湿分布の計算を行った。計算では縦

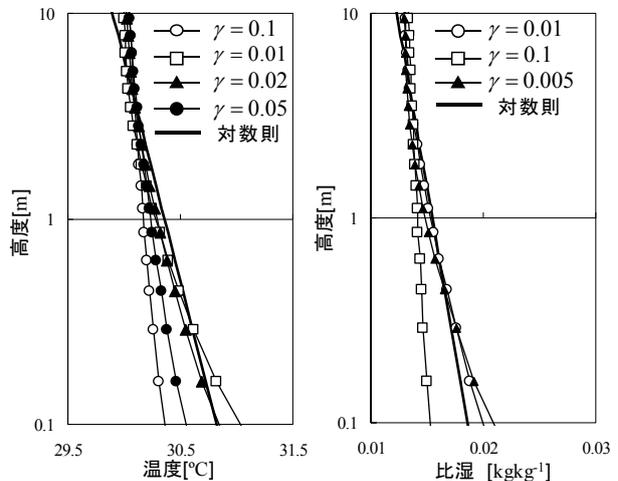


図 9 分散長[-]を変化させた場合の(a) 鉛直温度分布の計算結果, (b) 鉛直比湿分布の計算結果。

分散長および横分散長は同じ値を与えた。なお、熱伝達率および物質伝達係数は(1)での最適値を用いる。

図 9(a)(b)は、分散長を変化させた場合の温度および比湿の鉛直分布の計算結果である。いずれの場合も片対数上で直線に近く、分散効果が大きい程その傾きが大きくなり（即ち、鉛直方向に一様になり）、分散効果を小さくすると、特に密度変化の大きな地表付近では直線的分布から外れる様子が表現されている。これらは、理論的に予想される現象と整合的である。

9.3 多孔質体表面からの蒸発に関する実験結果との比較

土壌面や保水性舗装などの多孔質体からの蒸発・輸送モデルの妥当性を検証するため、ここでは、多孔質体(砂)からの蒸発速度の測定を行った神島⁽²⁵⁾の室内実験を対象に、本モデルによる再現性を検討する。

(1) 神島⁽²⁵⁾の実験概要 神島⁽²⁵⁾は、砂をビーカー(500ml)に充填し、水で飽和させたあと、恒温恒湿槽に入れ、数時間毎に全質量の計測を行っている。この作業を数日間行うことで、蒸発量-経過時間の関係を求めている。

(2) 計算設定 本モデルによる計算に用いた 1 次元格子設定を図 10 に示す。実験は恒温恒湿槽で行われているため、本モデル計算においても大気中での乱流輸送は考

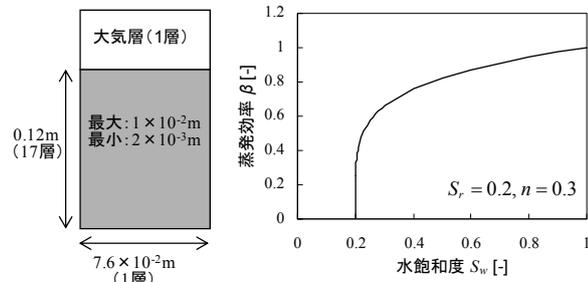


図 10 1次元格子. 図 11 蒸発効率と水飽和度の関係曲線.

表 4 計算に用いた物性およびパラメータ.

熱伝達率 $[\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}]$	4.0
物質伝達係数 $[\text{ms}^{-1}]$	0.3, 0.15, 0.015
間隙率 [-]/浸透率 $[\text{m}^2]$	$0.41/1.0 \times 10^{-11}$
密度 $[\text{kgm}^{-3}]$ /比熱 $[\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}]$ /熱伝導率 $[\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-1}]$	$2650/840/2.1$
残留飽和率 [-]	0.2
Van Genuchtenの係数	a: 14.4, n: 1.43

表 5 各状態量の初期状態.

	大気(1層)	土壌
空気圧力 [Pa]	静水圧分布(地表面: 1013.25hPa)	
水飽和度 [-]	1.0×10^{-5}	0.99
比湿 $[\times 10^{-2} \text{kgkg}^{-1}]$	1.98	2.4
固相温度 $[\text{C}^\circ]$	30	30
気相温度 $[\text{C}^\circ]$	30	30
水相温度 $[\text{C}^\circ]$	30	30

えず、ビーカー内の砂層と表面からの蒸発のみを対象とするため、大気層については1層のみ設定する。計算に用いた物性値およびパラメータを表 4 に、各状態量の初期状態を表 5 に示す。用いた砂の物性のうち、間隙率・固相密度・温度・比湿に関しては、神島の実験により測定されている値を用い、その他の値に関しては代表的な値を用いた。格子設定では、格子の断面積および高さが実験に使用した 500mlビーカーとほぼ等しくなるように設定した。計算に用いた砂の毛管圧力および相対浸透率には Van Genuchten の式⁽²¹⁾を用い、式に必要な係数については相原⁽²⁶⁾の実験結果を用いた。地表面における蒸発効率は式(45)より、水飽和度の関数として図 11 に示す曲線で与えた。多孔質体表面からの水蒸気の物質伝達係数 D_g については、 $0.015 \sim 0.3 \text{ms}^{-1}$ まで変化させて計算を行った。計算タイムステップは最大 600 秒まで収束条件に応じて変化させた。

(3) 計算結果と実験結果の比較 図 12 は多孔質体からの物質伝達係数 D_g を 0.3, 0.15, 0.015kgm^{-3} とした場合の計算結果と実験結果それぞれの蒸発量-経過時間の関係を示したグラフである。図 12 より、物質伝達係数を 0.15ms^{-1} とした場合、本モデルによる計算結果と神島による実験結果はよく一致した。

実験結果を最もよく再現する物質伝達率 0.15ms^{-1} の妥当性を確認するため、バルク式との比較を試みる。

地表面からの蒸発は、バルク式を用いると以下の式で表される。

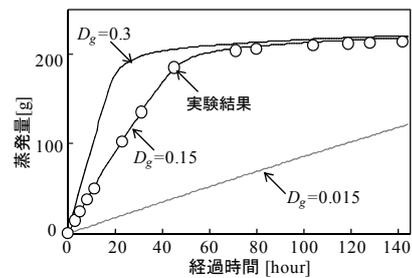


図 12 蒸発量の時間変化. 実線は計算結果を、白丸は実験結果⁽²⁶⁾を示す.

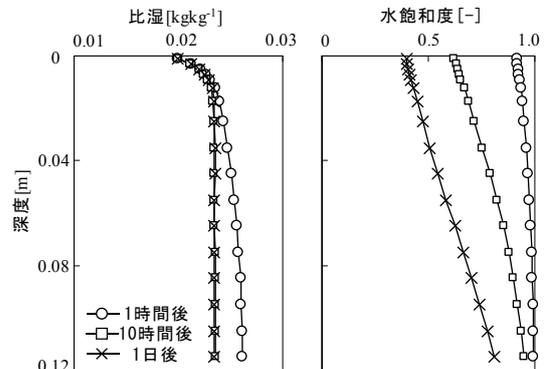


図 13 (a) 比湿の鉛直分布, (b) 水飽和度の鉛直分布の計算結果.

$$M_E = \rho_a \beta C_H \overline{u_a} (q_{SAT} - q) \quad (56)$$

ここで C_H : バルク輸送係数[-], $\overline{u_a}$: 平均風速[m/s]である。式(37)と式(56)を比較すると、本モデル中における物質伝達係数は上式中のバルク輸送係数 $C_H \overline{u_a}$ に相当する。今回計算対象としたような面積の狭い範囲（ビーカーの断面積、直径約0.1m）からの蒸発では、バルク輸送係数 $C_H \overline{u_a}$ は通常の裸地などにおける値よりも大きくなることから知られており、次式で表すことができる⁽²⁴⁾。

$$C_H \overline{u_a} = \frac{1.82U}{Re^{0.6}} \quad (Re = 10 \sim 2500) \quad (57)$$

$$C_H \overline{u_a} = \frac{0.83U}{Re^{0.5}} \quad (Re = 2500 \sim 15000)$$

また、 X : 風速方向の物体の寸法[m]として、

$$Re = X \overline{u_a} / \nu \quad (58)$$

である。ここで、 Re : レイノルズ数、 ν : 空気動粘性係数[m²s⁻¹]である。上式(57)、(58)に実験条件を当てはめると $Re = 6000 \sim 7000$ 程度（恒温恒湿室の風速を 1ms⁻¹程度として換算）と見積もられ、 $C_H \overline{u_a} = 10^{-2} \sim 10^{-3}$ 程度となる。本モデルでは、土壌面からの蒸発は、土壌最上層の固相以外の面積（全面積 $A \times$ 間隙率 $\phi \times$ 飽和度 S_w ）として扱っているため、

$$D_g \approx C_H \overline{u_a} / S_w \phi \quad (59)$$

と表すことができ、 D_g は $10^{-1} \sim 10^{-2}$ ms⁻¹ 程度となる。今回、神島⁽²⁶⁾の実験結果と最もよく一致した 0.15 ms⁻¹ という値はバルク式と比較しても妥当な範囲であると考えられる。

図 13(a)(b)は、計算されたビーカー内の水飽和度および比湿分布の時間変化のグラフである。この結果より、ビーカー内の砂上面から蒸発が生じることにより、ビー

表 6 9.4 (1)の計算に用いたパラメータ。

間隙率 [-]	0.001
残留飽和度 [-]	0.1
固相密度 [kgm ⁻³]	2000
固相比熱 [Jkg ⁻¹ K ⁻¹]	840
固相熱伝導率 [Wm ⁻² K ⁻¹]	1.7
初期温度 [°C]	30
熱源温度 [°C]	50

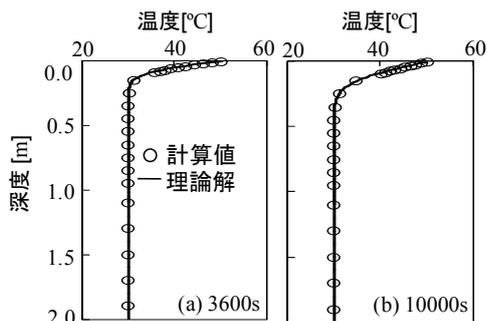


図 14 (a)3600 秒後、(b)10000 秒後の温度分布。

カー内部の比湿は上方の大気との接触部分が最も減少し、水飽和度に関しても時間と共に上方から全体的に減少している様子が計算により表わされている。

9.4 地下の熱伝導・水の浸透・熱輸送に関する検討

(1) 地下の熱伝導計算と理論解との比較 本モデルでは 3 相非平衡状態の温度分離型計算を基本としているが、まず地下多孔質体を単一固体と単純化した時の熱伝導について理論解との比較を試みる。

一方が一定温度に保たれた一次元固体中の熱伝導過程の理論解は、以下の式で表わされる。

$$\frac{T - T_L}{T_H - T_L} = 1 - \operatorname{erf} \left(\frac{x}{2} \sqrt{\frac{\rho c_p}{\lambda t}} \right) \quad (60)$$

ここで、 T_L : 媒体の初期温度[K], T_H : 熱源温度[K], λ : 媒体の熱伝導率[Wm⁻¹K⁻¹]である。

計算格子は 1 次元格子とし、地表面付近の層厚を 0.01m、地下深部ほど層厚が大きくなるように設定した。最大深さは 2m である。表 6 に使用したパラメータを示す。初期状態として、格子内部の温度を 30 °C とした。なお、固相物性として花崗岩の値を使用している。熱源は G₁ 層に与えるものとし、熱源温度は 50°C とした。計算時間は 3 時間である。なお、ここでは媒体中の内部蒸発および地表層からの蒸発は生じないように設定した。本モデルによる計算結果および理論解による鉛直温度分布を図 14(a)(b)に示す。ここでは、3600 秒、10000 秒の結果を示

表 7 9.4 (2)の計算に用いたパラメータ。

間隙率 [-]	0.4
浸透率 [m ²]	1.0×10^{-12}
密度 [kgm ⁻³]	2000
比熱 [Jkg ⁻¹ K ⁻¹]	840
熱伝導率 [Wm ⁻² K ⁻¹]	1.7
残留飽和率 [-]	0.4
Van Genuchtenの係数	a: 4.37, n: 0.37

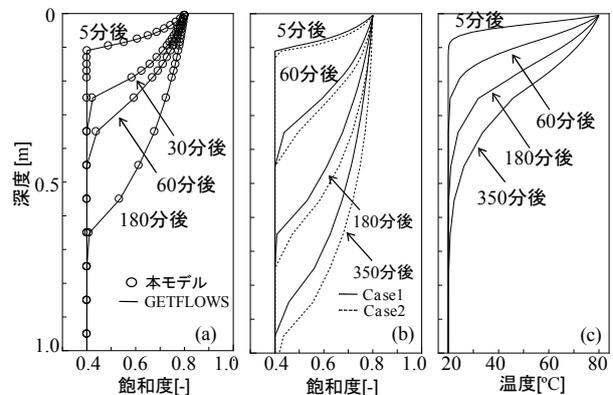


図 15 (a)本モデルによる計算結果と GETFLOWS による計算結果の比較。(b)浸透水の温度差（地表層温度 Case1: 20 °C, Case2: 80 °C）による浸透速度の比較。(c)Case2 における温度分布（気相温度）の時間変化。

している。どちらの時間帯においても、本モデルによる計算結果は理論解とよく一致していることが分かる。

(2) 地下への水の浸透に関する既存モデルとの比較

多孔質体中の2相流動モデルの妥当性を確認するため1次元での浸透計算を行い、既存の数値モデル(GETFLOWS^{(15),(16)})との比較を行った。

格子設定では最大深度を2mとし、格子厚さは最小0.01m、最大0.1mとした。ここでは地下への水の浸透を計算対象としているため、大気層(A₁層)は1層のみとし、この層の温度・圧力を一定とした。使用したパラメータを表7に示す。初期状態として、間隙圧力は大気圧状態とし、水飽和度は0.4、比湿は0.013kgkg⁻¹(相対湿度60%)、媒体温度20℃を与えた。以上の条件を設定し、G₁層(地表面層)の飽和度を常に0.8として水の浸透過程の計算を行った。計算時間刻みは10秒一定とし、全計算時間は3時間である。便宜上、上記設定での計算をCase1とする。図15(a)に本モデルによる計算結果と参照モデル(GETFLOWS)による水飽和度の鉛直分布を示す。両モデルの計算結果はほぼ一致し、本モデルの地下流動計算は基本的に妥当なものと考えられる。

(3) 水の浸透に伴う熱輸送に関する検討

Case2として、Case1の設定下で浸透水の水温を80℃として同様の浸透計算を行い、浸透水の温度の影響や相間の熱交換が適切に表現されているかの検討を行った。

図15(b)は、全体温度20℃とした場合(Case1)と地表第1層(G₁層)の各相温度を80℃一定とした場合

(Case2, G₂~G_{ng}層の初期温度は20℃)の水飽和度分布の比較結果である。図15(b)より、高温の水を浸透させた場合、温度上昇によって水の粘性が低下することにより浸透速度が速くなっていることが認められる。図15(c)は水の浸透に伴う温度分布(3相同一温度)の変化を示した図である。図15(b)(c)より、液体水の浸透速度よりも温度の移流拡散(伝導)速度の方が遅いことが分かる。これは、温度の高い液体水が、周りの固相や液相と熱交換をしながら浸透するためである。これらの計算(熱の移流拡散を伴う2相浸透過程)は比較できる理論解や実験値がないため定量的な比較は今後の課題であるが、定性的には妥当な結果と考えられる。

9.5 大気・地下-熱・水輸送プロセス全体の動作確認

現実的な気象条件変化(気温、風速、日射など)を入力した場合、本モデルが対象とする全領域(大気・地表面・地下)における計算状態量のプロファイルと水文学的見知などの整合性を確認するため全体的な動作確認を行った。

計算領域は水平方向約100m、鉛直方向に大気約16.7m、地下10mの範囲とする。入力気象条件(図16)は東京都における2008年8月の快晴日(かつ日照時間7時間以上を対象)の平均気象データである。なお、風速に関しては抽出データ全体の時間平均値(2.4ms⁻¹)を一定として与えた。図16の各気象要素の昼夜の時間変化を繰り返し与え、約6日間の計算を行った。さらに、地表面が土壌面のケース(CaseA)と舗装面のケース(CaseB)を設定した。両ケースに共通で用いた計算パラメータを表8

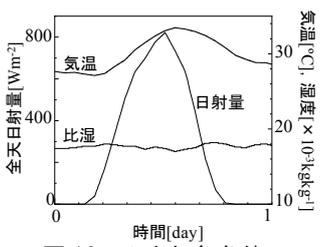


図16 入力気象条件.

表8 両ケースに共通の計算パラメータ.

熱伝達率 [Wm ⁻² K ⁻¹]	10
蒸発係数(土壌) [kgm ⁻² s ⁻¹]	2.9×10 ⁻²
置換係数 [m ²]	1.0×10 ⁻⁵ at 1m
分散係数γ [-]	1.0×10 ⁻²
地表面粗度 [m]	1.0×10 ⁻⁴
アルベド [-]	0.3 (0.2)
蒸発効率の係数 S _r : N _v :	10 ⁻⁴ : 0.4

表9 計算に使用した地下の熱・水理物性値.

	土壌 (Case A)		舗装面 (Case B)	
	地表面層	地下	地表面層	地下
浸透率[m ²]	1.0×10 ⁻¹²	1.0×10 ⁻¹²	1.0×10 ⁻¹⁶	1.0×10 ⁻¹²
間隙率[-]	0.6	0.4	0.1	0.4
残留飽和率[-]	0.1	0.1	0.1	0.1
密度[kgm ⁻³]	2300	2300	1000	2300
比熱[Jkg ⁻¹ K ⁻¹]	840	840	840	840
熱伝達率[Wm ⁻¹ K ⁻¹]	1.0	1.0	1.0	1.0

表10 大気・地下における各状態量の初期状態.

	大気	土壌 (Case A)		舗装面 (Case B)	
		地表面	地下	地表面	地下
圧力[hPa]		静水圧分布 (地表面: 1013.25hPa)			
水飽和度[-]	(1.0 ⁻⁵)	0.9	0.6	0.4	0.4
比湿[kgkg ⁻¹]	0.0245	0.0144	0.0144	0.0144	0.0144
温度(3相)[°C]	30	20	20	20	20

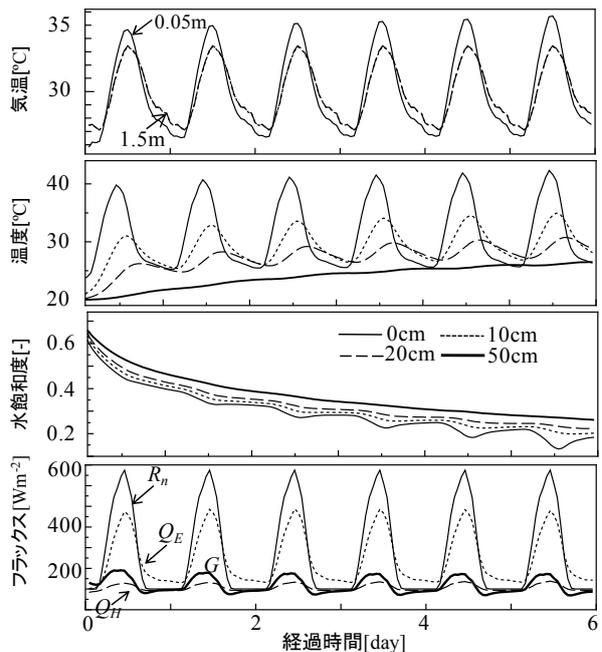


図17 Case Aにおける計算結果。(上)気温変化,(上中)地表面地中温度変化,(下中)地下の水飽和度変化,(下)熱量フラックス変化. 地表面地中温度変化の凡例は水飽和度変化のグラフと同じ.

に、各ケースの地下水理・熱物性を表9に、また、各状態量の初期状態を表10に示す。計算時間刻みは最大3600秒とし、収束状況に応じて自動的に変化させた。

図17はCaseA(土壌面)の気温、地表面・地中温度、地下の水飽和度、各種熱量フラックスの時間変化を示したものである。図17より、地中温度は地表面温度に遅れを伴いながら日変化し、その振幅は地下深部になるほど小さく、深さ0.5m程度で日変化はほとんど表れていない様子が分かる。また、水飽和度も日変化を伴いながら徐々に蒸発により減少している。各種熱量フラックスでは、潜熱輸送量が最大で 400Wm^{-2} 程度生じており、顕熱輸送量が 100Wm^{-2} 程度である。また、気温では高度により多少の温度差が生じている様子がみられる。なお、高さ1.5mに見られる夜間の微小な温度のゆれは入力気温のゆれによるものである。

図18では、CaseAとCaseBでの地表面温度および熱量フラックスの差(顕熱輸送量、地中伝導熱)の時間変化(計算開始後3日~6日目)を示している(なおCaseBの潜熱輸送は0であるため図示しない)。図18より、舗装面(CaseB)の場合、地表面温度が最大 55°C 程度にまで上昇しているのに対し、土壌面(CaseA)の場合は、最大でも 40°C 程度であり、潜熱の効果が表現されている。また、顕熱輸送量を見ると、CaseBの方が日中最大で 50Wm^{-2} 程度大きい。また、地中伝導熱(地表面層か

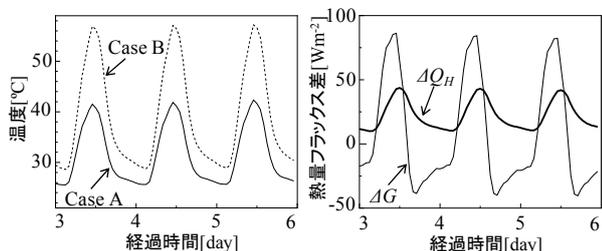


図18 (左)CaseAとCaseBにおける地表面温度の変化、(右)CaseAおよびCaseBの顕熱輸送量(Q_H)と地中伝導熱(G)の差($\Delta = \{\text{CaseB}-\text{CaseA}\}$)を示す。

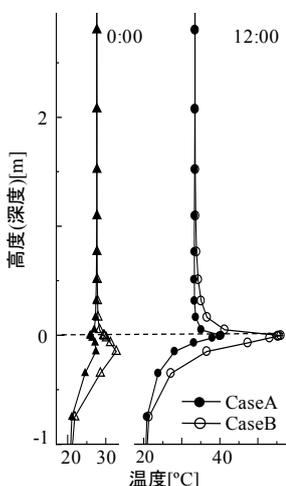


図19 CaseA, CaseBの温度分布。

ら下方への熱流を正とする)を見ても、CaseBでは日中に舗装面から最大 80Wm^{-2} 程度の熱量を地下へ輸送しており、地下温度の上昇がCaseAより大きい。図19は、地下1mから地上3mまでの温度の鉛直プロファイルを示している。日中(12:00)、CaseAでは地表面の温度および地下の温度はCaseBよりかなり低い状態が保たれる。また、夜間(0:00)のプロファイルを見ると、気温分布の差はほとんど見られないが、CaseBではCaseAと比較して地中温度が $5\sim 7^\circ\text{C}$ 程度上昇する(蓄熱する)結果となっている。これらの結果より、舗装面では、土壌面と比較すると、潜熱輸送量がないため、地表面温度が上昇し、地下温度や日中の大気温度が上昇の様子が計算された。

これらの結果は一般的な水文学的知見や既存研究⁽²⁷⁾と定性的に整合しており、本モデルは全体として水・熱輸送の物理過程の定量的追跡に適用性があるものと考えられる。

10. 結論

本研究では、都市域の熱環境改善策としての散水実用化に向けた散水効果の定量評価を目的として、大気・地下を連成した水・熱輸送数値モデルを開発した。その要点は以下のようにまとめられる。

- (1) 全領域を3相(気・液・固相)、2相3成分体系(水、空気、水蒸気)として一般化し、大気中の物質・熱乱流輸送、地表面付近の放射熱収支・顕熱・潜熱移動、地下の気液2相流動・熱輸送を含めたモデルの基礎方程式および数値解析手法について詳細を述べた。
- (2) 開発したモデルの動作確認、解の妥当性を検証するため、大気中での熱・水(水蒸気)輸送、地下多孔質体表面(砂)からの蒸発、地下多孔質体での水・空気の2相流れと熱輸送過程、岩石を模擬した熱伝導過程、および全体的な解のプロファイルの整合性、に関して計算し理論解や実験結果と比較を行った。その結果、既存の文献値に整合する物理パラメータを与えることで、各物理プロセスが適切に表現できることが示された。

本モデルは、ここで報告した以外にも多数のケース計算を行っており、2次元領域において6つの状態量を比較的安定に計算できることが認められてきた。今後は、各種物理プロセスについて、さらなる実験との比較などの定量的な検証を行うと共に、3次元問題への適用性、メソスケール大気モデルとの結合の可能性についても検討していきたい。続報では、著者らがこれまでに行ってきた屋外実験結果⁽¹⁾に本モデルを適用し、観測結果の再現性について論じる予定である。

参考文献

- (1) 吉岡真弓, 中川康一, 登坂博行, ヒートアイランド現象緩和のための都市散水効果に関する実験的検討, 土木学会論文集 G, 64-1(2008), pp.68-77.
- (2) 例えば, 木内豪, 神田学, 栗城稔, 小林裕明: 都市内散水による気温緩和効果の現地観測, 水工学論文集, 38(1994), pp.381-386.
- (3) 例えば, 狩野学, 手計太一, 木内豪, 柳茂之, 山田正, 打ち水の効果に関する社会実験と数値計算を用いた検証, 水工学論文集, 48(2004), pp.193-198.
- (4) 土屋修一, 加藤琢磨, 手計太一, 山田正, 打ち水による市街地の熱環境緩和効果, 水工学論文集, 49-1(2005), pp.367-372.
- (5) 小作好明, 春日井哲夫, 橋本一郎, 古賀睦, 高根澤浩二, 保水性舗装に散水した場合の気温・湿度・黒球温度への効果, 平成 19 年度都土木技術センター年報(2007), pp.153-164.
- (6) K-1 model developers, k-1 coupled model (MIROC) description, K-1 technical report,1(2004), H. Hasumi and S. Emori (eds.), Center of Climate System Research, University of Tokyo.
- (7) Grell, G., J. Dudhia and D. Stauffer, A Description of the Fifth-Generation Penn State/NCAR, Mesoscale Model (MM5), NCAR Tech. Note(1994), NCAR/TN-398+STR, National Center for Atmospheric Research.
- (8) 例えば, ヴタンカ, 足永靖信, 浅枝隆, 都市大気環境層の乱流モデリング 都市建築計画における都市気候予測システムの開発 その1, 日本建築学会計画系論文集, 536(2000), pp.95-99.
- (9) 例えば, 近藤裕明, 亀掛川幸浩, 玄地裕, 井原智彦, 大橋唯太, 東海林孝幸, 都市気候・ビルエネルギー連成モデルによるヒートアイランド対策の評価, 日本ヒートアイランド学会論文集, 1(2006), pp.53-57.
- (10) Harbaugh, A.W., Banta, E.R., Hill, M.C., and McDonald, M.G., MODFLOW-2000, the U.S. Geological Survey modular ground-water model- User guide to modularization concepts and the Ground-Water Flow Process(2000), U.S. Geological Survey Open-File Report 00-92, 121p.
- (11) Pruess, Karsten, TOUGH2 -A general purpose numerical model simulator for multiphases fluid and heat flow(1991), Lawrence Berkeley Preport LBL-29400.
- (12) Diersh, H.J.G., WASY Software FEFLOW 5.4 User's Manual(2008).
- (13) Šimůnek, J., M. Th. Van Genuchten and M. Šejna, The HYDRUS Software Package for Simulating Two-and Three-Dimensional Movement of Water, Heat and Solutes in Variably-Saturated Media, Technial Manual, Version 1.0(200&), PC Progress, Prague, Czech Republic, pp.241.
- (14) 萩島理, 谷本潤, 片山忠久, 大原賢志, 改良・建築一都市一土壌連成系モデル (AUSSSM) による都市高温化の構造解析 第1報 モデルの理論, 日本建築学会計画系論文集, 550(2001), pp.79-86.
- (15) 登坂博行, 伊藤彰, 田中将希, 岩井卓, 自然水理系の流体・熱移動統合モデリングの試み その1. 流体・熱移動の新しい定式化と実験的検討, 地下水学会誌, 41-3(1999), pp.147-158.
- (16) 登坂博行, 伊藤彰, 岩井卓, 自然水理系流体・熱移動統合モデリングの試み その2. フィールドシミュレーションによる適用性の検討, 地下水学会誌, 41-3(1999), pp.159-176.
- (17) 稲葉 薫, 登坂博行, 平井 卓, 吉岡真弓, 地圏水・熱循環系の統合モデルの構築一熱・流体移動の定式化と解析的検討一, 水工学論文集, 51(2007), pp.469-474.
- (18) 登坂博行, 地圏水循環の数理 流域水環境の解析法(2006), 東京大学出版会.
- (19) 近藤純正, 水環境の気象学一地表面の水収支・熱収支一(1994), 朝倉出版.
- (20) 萩島理, 谷本潤, 成田健一, 都市表面の対流熱伝達率に関する既往研究のレビュー, 水文・水資源学会誌, 17-5(2004), pp.536-554.
- (21) 例えば, M. Th. Van Genuchten, A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils, Soil. Sci. Soc. Am. J, 44(1980), pp.892-898.
- (22) Neuman, S.P., Universal scaling of hydraulic conductivities and dispersivities in geological media,, Water Resources Resarch,, 26(1990), pp. 1749-1758.
- (23) 日本地下水学会 原位置トレーサー試験に関するワーキンググループ編, 地下水のトレーサー試験 地下水の動きを知る(2009), 技法堂出版.
- (24) 近藤純正, 地表面に近い大気の科学(2000), 東京大学出版会.
- (25) 神島要, 陸域水循環系における蒸発散現象のモデル化に関する研究, 東京大学大学院工学系研究科地球システム工学科修士論文(2004).
- (26) 相原貴, 不均質・不飽和地層中における溶質移流分散現象のモデル化についての研究, 東京大学工学部システム創成学科 E&E コース卒業論文(2006).
- (27) 例えば, 近藤裕昭, 応用気象シリーズ8 人間空間の気象学(2001), 朝倉書店.

(Received August 31, 2009, Accepted November 20, 2009)