

サブグリッドスケールの物理量分布が土壌の水-熱移動に与える影響

Effect of Subgrid-Scale Physical Quantity Distribution on Water and Heat Transfer in Soil

仲江川敏之*、沖 大幹**、虫明 功臣††

by Tosiya NAKAEGAWA, Taikan OKI and Katumi MUSIAKE

The main objective of this study is to develop a methodology for estimating the water and heat transfer in a soil at a macro-hydrologic grid. Macro-scale formulas for a soil model, which include water and heat transfer, is derived from Philip and de Vries model and contain areal average terms and covariance terms of physical quantities. The sensitivity of model parameters is analyzed and a numerical simulation was examined. The major conclusions obtained here are as follows: (1) soil temperature profile doesn't change so much but the difference will have an effect on land-atmosphere interactions. (2) soil moisture profile changes significantly and it will make a land surface heat budget modified.

Keywords: subgrid distribution, water and heat transfer, subgrid-scale, land surface and hydrological process, macro-hydrology

1. はじめに

水文学でスケールアップに関する研究が盛んに行なわれ、今日では観測やモデルによる成果が数多く見られるようになった [Sivaparan et al., 1987]。一方で GEWEX/GAME などの広域的な観測実験によって得られる地点観測データから如何に広域な水文学量を算定するかと言う差し迫った研究課題もある。この課題を解決するためには、水文スケールの研究は必要不可欠であり、この種の研究を踏まえた進展が期待されている。

気候モデルでの陸面水文過程スケールは実水文スケールに比して大き過ぎるため、陸面過程でのサブグリッドスケールの非一様性による影響を考慮するモデルが数多く提案されてきているとともに、サブグリッド分布の影響を考慮することが重要であることが認識されつつある。Seth ら [Seth et al., 1994] は VBATS (Vectorized version of the Biosphere- Atmosphere Transfer Scheme) で、サブグリッドスケールの地表面の非一様性を表現し、大気モデルのよって与えられるグリッド量はグリッド内に分布させることによりより細かいスケールでの地表面熱収支と水文過程を解いている。

また都市気候モデルのグリッドサイズでも地表面熱収支を計算するには解像度が粗すぎ、Kimura and Takahashi [1991] は地表面を数種の土地利用毎に分けて計算をする方法を採用している。このように様々なスケールでのサブグリッドスケールに関する研究が行なわれているのが今日の現状である。

筆者らはサブグリッドの各種物理量の分布を考慮することができるモデルを提案してきた [仲江川ほか, 1994a; Nakaegawa et al., 1994; 仲江川ほか, 1994b] が、ここでは物理量が分布している効果を取り込んだ水と熱移動の土壌モデルを用いて、土壌水分と地中温度が分布している場合の数値実験を行ない、物理量が分布している影響について検討を加えた。

2. 土壌モデルの構成式

ここでは簡単に、物理量が分布している効果を取り込んだ土壌の水分量と温度を予報する土壌モデルについて概説する。

2.1 水-熱カップリング土壌モデル

土壌モデルは水収支と熱収支を同時に解いて、マトリックスポテンシャル (あるいは土壌水分量) と地温を予報するカップリングモデルである。液体水移動はポテンシャル勾配によって流れるものと水蒸気移動は密度勾配によって流れるものの二つ

* 学生会員 修士 (工学) 東京大学大学院 工学系研究科土木専攻、日本学術振興会 特別研究員 (〒106 港区六本木 7-22-1)

** 正会員 博士 (工学) 東京大学生産技術研究所 助手 (〒106 港区六本木 7-22-1)

†† 正会員 工学博士 東京大学生産技術研究所 教授 (〒106 港区六本木 7-22-1)

を考え、また熱移動は熱拡散によるものと水蒸気移動に伴う潜熱フラックスの二つを考える。このモデル化された現象を表す方程式は次式のようになる [Phillp and de Vries, 1957; de Vries, 1958]。

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial \psi}{\partial z} - z \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(D_v \frac{\partial \rho_{vap}}{\partial z} \right) \quad (1)$$

$$C_h \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) - L \frac{\partial}{\partial z} \left(D_v \frac{\partial \rho_{vap}}{\partial z} \right) \quad (2)$$

上式中、 θ は体積含水率、 ψ は土壌のマトリックポテンシャル、 K は不飽和透水係数、 D_v は水蒸気拡散係数、 z は位置ポテンシャル、 ρ_{vap} は土壌内の水蒸気密度、 C_h は体積比熱、 L は水の気化潜熱である。ここで潜熱フラックスによる熱移動の効果は熱伝導率の中に含まれている。

2.2 サブグリッドスケールの分布を考慮したカップルモデル

ここで分布を考慮した式を導出するに際して、ある地点での物理量 $f(\mathbf{x})$ を対象とする領域の平均値 $\bar{f}(\mathbf{x})$ とそれからの偏差 f' の和として $f(\mathbf{x}) = \bar{f}(\mathbf{x}) + f'(\mathbf{x})$ と表し [仲江川ほか, 1994a]、この領域平均と偏差によって水と熱の移動方程式は次のように表される。

$$\bar{C} \frac{\partial \bar{\psi}}{\partial t} + \overline{C' \frac{\partial \psi'}{\partial t}} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(\bar{K} \frac{\partial \bar{\psi}}{\partial z} + \overline{K' \frac{\partial \psi'}{\partial z}} - \bar{K} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\bar{D}_v \frac{\partial \bar{\rho}_{vap}}{\partial z} + \overline{D'_v \frac{\partial \rho'_{vap}}{\partial z}} \right) \quad (3)$$

$$\bar{C}_h \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \overline{C'_h \frac{\partial T'}{\partial t}} = -\frac{\partial}{\partial z} \left(\bar{\lambda} \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} + \overline{\lambda' \frac{\partial T'}{\partial z}} \right) - L \frac{\partial}{\partial z} \left(\bar{D}_v \frac{\partial \bar{\rho}_{vap}}{\partial z} + \overline{D'_v \frac{\partial \rho'_{vap}}{\partial z}} \right) \quad (4)$$

ここに C は比水分容量である。以下ではこのモデルを用いて土壌水分量と土壌温度が分布していることによる影響について検討を行なう。

3. 物理量分布を考慮した地温モデルによる数値実験

ここでは地温に対する、土壌水分と地中温度が分布している影響だけを見るために、土壌水分モデルとカップリングをせずにその応答を見る。

3.1 分布を考慮した比熱

今土壌が n 個の構成物質からなるとすると、各構成物質の比熱 C_i とその体積比率 θ_i を用いて、

$$C_h = \sum_{i=1}^n C_i \theta_i \quad (5)$$

と書き表せる。ここで $i=1$ を水、 $i=2$ を気相とすれば、 $\theta_2 = \theta_s - \theta_1$ で、明かに θ_1 に対して式 (5) は線形だから、分布の影響は無く平均値のみによって定まる。

3.2 土壌水分と地温の分布を考慮した熱伝導率

熱伝導率は潜熱に伴う熱輸送を考慮しない場合土壌水分量だけの関数として表すことができる [McInnes, 1981]。これに潜熱の効果を加えると、土壌水分量と温度の関数として表される。

$$\lambda = A + B\theta - (A - D) \exp[-(C\theta)^E] + L\eta D_v R_h \frac{de_{sat}}{dT} \quad (6)$$

ここで A, B, C, D, E は土壌によって定まる定数。 η は温度勾配下における液島効果を表すパラメーター、 R_h は相対湿度 e_{sat} は飽和水蒸気圧である。

図 1 に $T=303.16\text{K}$ の時の土壌水分量が正規分布している場合の砂とシルトロームの熱伝導率を示し、図 2 には $\theta = 0.10$ の時の地温分布が正規分布している場合の砂の熱伝導率を示す。この図を作成するに当たって、式 (6) で用いたパラメーターの値を表 1 に示す。

表 1: 熱伝導率を求める式に現れる土壌特性パラメーター

土壌種類	A	B	C	D	E
砂	0.65	1.12	27	0.199	4
シルトローム	0.43	0.954	8.38	0.205	4

砂の熱伝導率は非常に乾燥した所で急激に変化しており、分布を考慮しない場合に比べて乾燥領域で小さく算定され、飽和に近付くと若干大きく算定される。ところがシルトロームは立ち上がりが緩やかなので、乾燥領域で大きく算定され、途

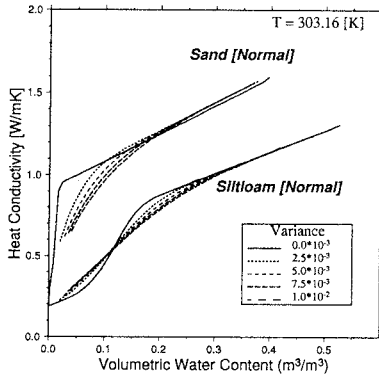


図 1: サブグリッドスケールの土壤水分分布を考慮した場合の砂の熱伝導率。平均値に周りに正規分布を仮定し、分散を変化させた。土壤温度は $T=303.16$ [K]。

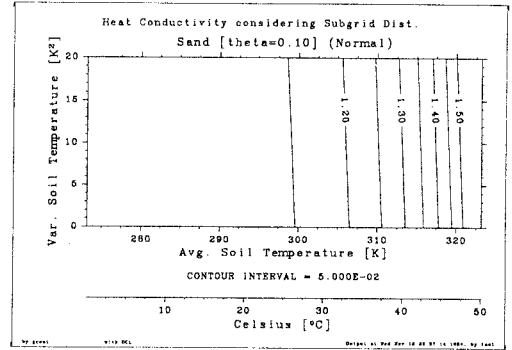


図 2: サブグリッドスケールの土壤水分分布を考慮した場合の砂の熱伝導率の変化。平均値に周りに正規分布を仮定し、平均値と分散を変化させた。等値線は分布を考慮しないで求めたものを考慮したものの値で割った比である。土壤水分量は $\theta=0.10$ 。

中で逆転し、飽和に近づくに従ってほぼ等しくなっていく。このように土壌種類によって熱伝導率に与える影響が大きく異なることが分かる。また分散の大きさによる影響はいずれの土壌でも乾燥領域で大きく、50%程度値が異なることもある。

地中温度が分布している場合は常に分布を考慮した場合の方が大きく算定され、300[K] 以下では分散の影響は小さいが、熱伝導に比べて水蒸気移動による効果が大きくなる高温域では、分布が大きく効いていることが図 2 から分かる。

3.3 数値実験条件とその結果

土壤水分と地中温度が分布している場合について算定される地温にどのような差異が生じるのかについて数値実験を行なう。ただし土壤水分量と地中温度に関しては相関は無いものとし、式 (4) 中のそれらに関わる項を落とすと次のようになる。

$$\bar{C}_h \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial z} \left[\bar{\lambda} \frac{\partial \bar{\psi}}{\partial z} \right] - L \frac{\partial}{\partial z} \left[\bar{D}_v \frac{\partial \bar{p}_{vap}}{\partial z} \right] \quad (7)$$

この式を用いて数値実験を行なった。対象土壌を砂 1m の土柱カラムとし、5cm 刻み、21 層で離散化した。土壤水分は表面が乾燥し、深度が大きくなるに連れて湿潤になるような水分プロファイルを設定した。初期条件は 293.16[K] の一定温度とし、境界条件は下端でフラックス無しとし、上端では日周期をする地中への熱伝導を $G = 50 \sin(\omega t - \epsilon)$ [W/m²] として与えた。ここに G は土壌への熱伝導、 ω は日周期に対応する角速度 (0.727×10^{-4} /s)、 ϵ は位相の遅れ ($\pi/4$) である。この式を 1 日で積分すれば土壌の熱収支は 1 日で閉じていることは明らかである。

図 3 に土壤水分と地温の分布を考慮した場合の地温変化を、図 4 は土壤水分と地温分布を考慮しなかった場合の地温プロファイルから、分布を考慮した場合の地温プロファイルを引いた値の時間変化を示す。土壤水分量と地温は共に正規分布に従って分布しているものとし、分散をそれぞれ 0.01、20 として固定した。図には全積分時間 6 日のうち最後の 4 日分、地表面から図 3 では 0.5[m] のところまでを、図 4 では 0.3[m] のところまでを表示してある。

図 3 から地温変化が見られるのは、深さ 40cm 程度の所までで、位相は地表面の温度に比べて 1/2 周期程度遅い。この図では各日も同じ日変化パターンを示しており、初期条件の影響は見られない。

図 4 では負の部分にはハッチをつけてある。地表面付近では、夜間、即ち G が負の時この温度差も負になり、 G が正の時温度差も正になる。これは土壌の熱特性のうちの一つである熱拡散率 λ/C_h が大きいためである。地表面が乾燥している条件では図 1 に示されているように λ は大きくなるので、土壤水分の分布を考慮すると拡散率は大きくなり、 G の変化に対して敏感になる。例えば 0 の等値線に着目するとごく地表面では軸に直角に近い角度で交わっているが、離れていくに連れて等値線は時間変化に対して緩やかになり、10cm 以深ではやや急になって一定の傾きとなる。

次に地表面温度に着目すると、最高で夜間で -0.8°C 、日中で $+0.8^\circ\text{C}$ の違いが生じている。この差による地表面の赤外放射への寄与は大きくない。しかし、バルク式で顕熱、潜熱フラックスを計算する場合、地表面温度と大気的气温との差にフラックスは比例するから、シミュレーションで出た差はそのまま温度差として残ることになり、大きな算定の食い違いが生じることが考えられる。ただし、これは地表面熱収支による負のフィードバックを考えない場合であって、地温が高ければ顕熱、潜熱フラックスが共に大きくなり、地温を下げるフィードバックがかかるので、温度差は小さくなることが予想される。

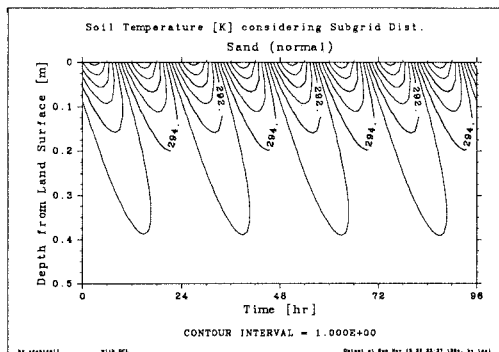


図 3: サブグリッドスケールの土壌水分分布と地温分布を考慮した場合の地温の時間変化。平均値に周りに正規分布を仮定し、土壌水分の分散を 0.01、地温の分散を 20.0 とした。図には地表面から 50cm のところまでを取り出した。

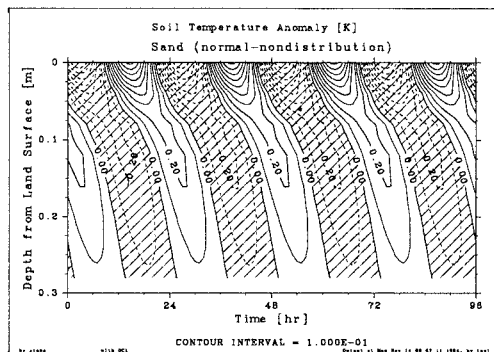


図 4: サブグリッドスケールの土壌水分分布と地温分布を考慮した場合の地温の時間変化。図の等値線は分布を考慮した場合のプロファイルから分布を考慮しない場合のプロファイルを引いた値で示してある。平均値に周りに正規分布を仮定し、平均値と分散を変化させた。土壌水分の分散は 0.01、地温の分散は 20.0 とした。図には地表面から 30cm のところまでを取り出してある。

4 分布を考慮した土壌モデルによる蒸発過程の数値実験

ここでは分布を考慮した場合の土壌特性とそれを用いて蒸発過程の数値実験を行なう。

4.1 土壌水分分布を考慮した水分特性曲線

多くの研究者によって土壌の水分特性曲線のパラメタリゼーションが提案されているが、ここでは van Genuchten の式を用いる。しかしこの式は湿潤な場合には良いが、水蒸気移動が卓越する乾燥状態では、土壌水分量がモデルパラメーターである残留土壌水分量 θ_r より小さくなってしまい、利用できなくなる。そこで van Genuchten の式と連続かつ微分可能な Brooks-Corey 型の巾乗関数を用いて表すことにする。

図 5 に土壌水分量が正規分布で分布していると仮定して、さらに分散を変化させた場合の図を示す。

乾燥領域では分布を考慮すると、同じ土壌水分に対してもマトリックスポテンシャルは大きく算定され、分散が大きければ大きいほどその値は大きくなる。逆に van Genuchten 式の変曲点より飽和に近い領域ではマトリックスポテンシャルは小さく算定され、分散が大きければ小さいほどその値は小さくなる。すなわち、分散が大きければ分布を考慮しない水分特性曲線から離れてゆくことがわかる。

4.2 土壌水分分布を考慮した不飽和透水係数

不飽和透水係数は van Genuchten の式より導かれる [van Genuchten, 1980]、

$$K = K_s S_e^{1/2} \{1 - (1 - S_e^{1/m})^m\}^2 \quad (8)$$

を用いる。ここで K_s は飽和透水係数、 S_e は有効飽和度、 m は土壌毎に定まるパラメーターである。図 6 に土壌水分が正規分布で分布していると仮定した場合の砂の不飽和透水係数を示す。砂の際の上式のパラメーターは $K_s = 1.0 \times 10^{-5} (\text{m/s})$ 、 $m = 0.656$ である。

不飽和透水係数は分散を考慮すると考慮しない場合に比べて大きな値を取る。これは不飽和透水係数が土壌水分の上に凸の増加関数でしかも急激に増加するからである。分布を考慮しなければ θ_r より水分量が小さければ透水係数は 0 となるべきであるが、分布を仮定すると一部分は θ_r より大きくなって水分移動が生じることになる。

4.3 サブグリッドスケール分布を考慮した土壌の乾燥過程

ここでも、地温モデルとはカップリングせずに土壌のモデルだけの応答をみる。前節のパラメータを用いて、土壌の乾燥過程を数値実験で行なうものとする。

対象土壌を砂 0.5m の土柱カラムとし、2cm 刻み、25 層で離散化した。土壌水分は表層が乾燥し、深度が大きくなるに連れて湿潤になるような水分プロファイルを設定した。初期条件は 293.16[K] の一定温度とし、境界条件は下端でマトリックスポテンシャルと透水係数を一定とする。上端では土壌表面からの蒸発量 E を G と同じく日周期をする正弦関数で、 $E = 3 \times 10^{-7} (\sin^2\{\omega(t-8)/2\}/\pi - 1/24) [\text{m/s}]$ として与えた。

図 7 に分布を考慮した場合の乾燥過程の結果を示し、このモデルの蒸発過程の妥当性を検討する。

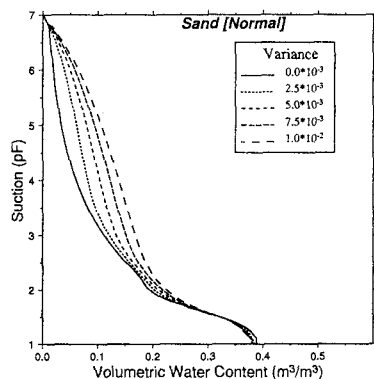


図 5: サブグリッドスケールの土壌水分分布を慮した場合の砂の水分特性曲線。平均値に周りに正規分布を仮定し、平均値と分散を変化させた。

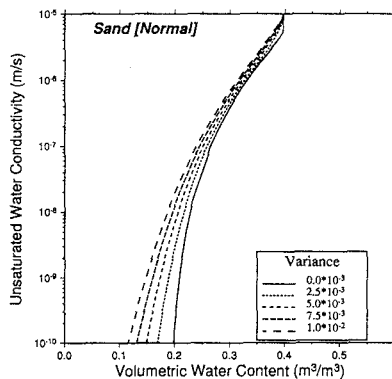


図 6: サブグリッドスケールの土壌水分分布を慮した場合の砂の不飽和透水係数。平均値に周りに正規分布を仮定し、平均値と分散を変化させた。

表層から順次乾燥が進み、表層では体積含水率の変化が激しい。これは土壤から大気へ蒸発していく水分を供給できるだけのポテンシャル勾配が必要となるためである。この図でははっきりしないが、分布を考慮しない場合は土壌水分量が 0.20 の等値線のところで、蒸発量とほぼ位相の同じ日変化パターンが見られる。これは土壌水分量が 0.20 の等値線のところで、液体水から水蒸気に相変化していると考えられる。すなわち、蒸発の盛んな日中では土壤が乾燥し、夜間に下方向から水が液体水として供給されるために日変化が現れると言える。このようにこのモデルで十分に蒸発過程が示されていることが分かった。

図 8 には土壌水分分布を考慮した場合の水分プロファイルから考慮しない時の水分プロファイルを引いた値が示されている。表層付近で土壌水分量の差が大きく図では負の領域になっている。逆に深度が深い所では土壌水分量の差は 0.01 程度で、正の値を取っている。対象土壤の水分貯留量は、上下端の境界条件が等しいことから、常に等しい。従って、表層付近で大きな土壌水分量差が分布を考慮した場合としない場合とで存在しているが、それは、土壌水分量差は小さいものの、表層以下の広い深度に渡っている領域の土壌水分量差で相殺されている。

またこのことは、分布を考慮しない場合の深度方向に対する水分(或はマトリックポテンシャル)プロファイル勾配は分布を考慮する場合に比べて大きいことを示している。これは図 6 から分かるように、同じフラックスを形成するのに、分布を考慮した場合の方が通水能が大きいのので小さな勾配で良いことを示している。

48 時間付近を中心として、表層に -0.10 程度の大きな窪地が存在する。これは分布を考慮した方はこの窪地地の下に大きなプロファイル勾配が存在し、分布を考慮しない方はその上に大きなプロファイル勾配が存在していることを示している。これも分布を考慮した場合の方が通水能が大きくなることで説明できる。ここで実蒸発量を求める際に土壌水分の関数を用いる場合を考えると、分布を考慮する場合としない場合とで大きな違いが生じると考えられる。

5. 結論

本研究ではサブグリッドスケールの分布を考慮した土壌内の水-熱移動方程式を導出し、式中に現れる土壌特性の物理量分布の影響をみると共に、数値実験を行なった。これらを通して、以下のような結論が得られた。

- (i) 地温が分布している影響は、土壌水分量と土壌温度に対して、土壌水分量が分布している影響に比べて小さい。
- (ii) 地温予測に対する土壌水分の分布の影響は、それほど大きくないが地表面熱収支に与える影響は小さくはない。
- (iii) 土壌水分量が分布していることによる通水能に対する影響は大きく、水分プロファイルの決定に大きな要因になっている。

サブグリッドスケールの物理量分布が土壌内の水分と熱の移動に及ぼす影響が本研究によって明かになった。今後は水-熱のカップリングモデルにより土壌内でのサブグリッドスケールの分布が正のあるいは負のフィードバックがかかるかを検討し、土壤だけでフィードバック機能が存在するのがあるいは大気を介さないとフィードバック機能が働かないのか検討して行きたい。

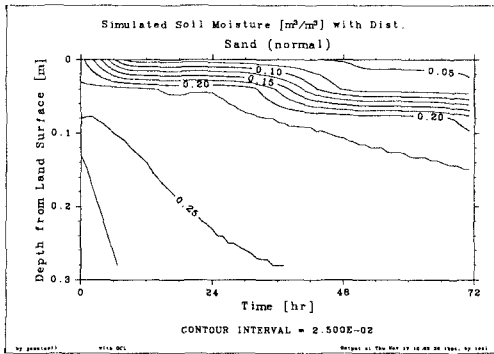


図 7: サブグリッドスケールの土壌水分分布を考慮した場合の蒸発に伴う土壌水分の変化。土壌水分は正規分布に従って分布し、分散を 0.01 に固定して計算。

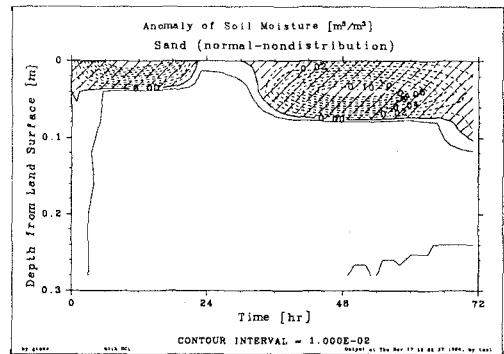


図 8: サブグリッドスケールの土壌水分分布を考慮した場合の蒸発に伴う水分プロファイルと考慮しない時の水分プロファイルの差。考慮した方から考慮しない方を引いている。土壌水分は正規分布に従って分布し、分散を 0.01 に固定して計算。

References

- Vries, de D. A., Simultaneous transfer of heat and moisture in porous media, *American Geophysical Union*, 39, 909-916, 1958.
- Kimura, F., and S. Takahasi, The effects of Land-use and Anthropogenic Heating on the Surface Temperature in the Tokyo Metropolitan Area: A Numerical Experiment, *Atmospheric Environment*, 25 (2), 155-164, 1991.
- McInnes, K. J., Thermal conductivities of soils from dryland wheat regions of Eastern Washington, Master's thesis, Washington State University, 1981.
- Nakaegawa, T., T. Oki, and K. Musiake, Estimation of Macrogrid-Scale Evaporation Considering Subgrid-Scale Distribution of Physical Quantities, in *The International Study Conference on GEWEX in Asia and GAME* Japan National Committee for GAME and, 1994.
- 仲江川敏之, 沖大幹, 虫明功臣, サブグリッドスケールの分布を考慮した蒸発量の算定について, *水工学論文集*, 第 38 巻, 167-172, 1994.
- 仲江川敏之, 沖大幹, 虫明功臣, サブグリッドスケールの分布を考慮した蒸発量の算定について, *水文・水資源学会 1994 年研究発表会要旨集* 水文・水資源学会, 1994.
- Phillip, J. R., and de Vries, Moisture movement in porous materials under temperature gradients, *American Geophysical Union*, 38, 222-232, 1957.
- Seth, A., F. Giorgi, and R. E. Dickinson, Simulating fluxes from heterogeneous land surface: Explicit subgrid method employing the biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS), *Journal of Geophysical Research*, 99 (D9), 18,651-18,667, 1994.
- Sivaparan, M., K. Beven, and E. W. Wood, On hydrologic similarity, 2, A scaled model of storm runoff production, *Water Resources Research*, 23 (12), 2266-2278, 1987.
- Genuchten, van M. T., A closed-form equation for prediction the hydraulic conductivity of unsaturated soils, *Soil Science Society of American Journal*, 44, 892-898, 1980.