

土壌水分の空間不均一性が 領域平均蒸発量算定に及ぼす影響

EFFECTS OF SOIL MOISTURE HETEROGENEITY ON SPATIALLY AVERAGED EVAPORATION

広瀬 望¹・小池俊雄^{2,3}・石平博⁴

By Nozomu HIROSE, Toshio KOIKE, Hiroshi ISHIDAIRA

¹学生会員 工修 長岡技術科学大学大学院 (〒940-2188 長岡市上富岡町1603-1)

²正会員 工博 東京大学大学院教授 工学系研究科 (〒113-8656 東京都文京区本郷7丁目3-1)

³地球フロンティア研究システム地球変動研究所 (〒105-6791 東京都港区芝浦1-2-1シーバンスN7F)

⁴正会員 工博 山梨大学講師 工学部土木環境工学科 (〒400-0016 山梨県甲府市武田4-3-11)

Land surface is much more heterogeneous than atmosphere. To couple land surface hydrological processes with atmospheric dynamics, a model for estimation of spatially averaged hydrological responses over a large land area should be developed by adequate inclusion of the effects of land surface heterogeneity.

In this paper, the seasonal variations of soil moisture heterogeneity and spatially averaged evaporation were investigated by the field observation, process study and modeling in the Tibetan Plateau which has been considered to play an important role in the seasonal and internal variations of the Asian summer monsoon. Spatial distributions of soil moisture are characterized by considering the seasonal march of hydrological processes in the permafrost region. A land surface model which can express the pattern of soil moisture distribution is developed and validated by using the observed data. Two methods for estimation of spatially averaged evaporation are compared; one by using spatially averaged soil moisture and the other by considering the soil moisture heterogeneity. The results of the two methods are quite different during the transitional phase from dry to wet while they are almost equal in the dry period and the wet one.

Key Words : *distribution of surface soil moisture, spatial averaged flux, permafrost*

1. はじめに

全球の気候システムは、大気-海洋-陸域の相互作用によって形成されている。大気-海洋の相互作用については、大気-海洋結合大循環モデル (AOGCM) を用いた気候変動予測研究が地球温暖化問題を中心に進められている。一方、大気-陸面の相互作用については、全球エネルギー・水循環研究 (GEWEX) 等重点的な研究が進められるようになった。特に陸面の不均一性は大気や海洋と比較して極めて大きく、陸面から大気への水・熱輸送をコントロールすることにより大気に重要な影響を与えることが示されている。

こうした研究を踏まえ、本研究では、領域内の不均一性を考慮するため、土壌水分の分布状態に着目し、初めに、領域内における土壌水分の不均一性が再現できるモデルの開発を行い、そのモデルの計算結果から得られる

分布状態を用いて、領域平均蒸発量を推定する。そして、土壌水分の空間不均一性を考慮した場合と考慮しない場合の計算結果を比較することにより、土壌水分の空間不均一性が領域平均蒸発量算定に与える影響を定量的に示すことを目的とした。

本研究を行う上で、対象領域をチベット高原とした。チベット高原域の大規模な大気加熱は、全球の気候システムに影響を与えるアジアモンスーンの生成、維持に大きな役割を果たしている。この大気加熱は、陸面からの水・熱輸送が大きな影響を与えており、陸面プロセスの理解が必要である。また、チベット高原は広く永久凍土に覆われ、その水文過程は複雑である。しかし、比較的平坦な地形を有し、植生が少ないため、陸面の不均一性を検討する場として、その取り扱いが容易である。

このように気候学的重要性と不均一性の取り扱いの容易性が考えられるチベット高原域を対象に、土壌水分の

不均一性を考慮した陸面プロセスのモデルを開発することは、さらに複雑で多様な領域へ展開するための基礎と位置づけられる。また、アジアモンスーンの変動に大きな影響を与えるチベット高原における水循環過程の解明は、気候予測の精度向上だけでなく、アジア地域で頻発する水害の防御や水資源の長期的な管理に大いに貢献すると考えられる。

2. 蒸発量に与える土壌水分の不均一性の影響

土壌水分の不均一性が領域平均蒸発量に与える影響については、近年、多くの研究成果が報告されている。

Famigletti and Woodは、topography-soils indexを用いて、貯留能の分布を考慮し、水文過程を領域内で積分した形式で記述しており、領域平均蒸発量について領域内の貯留能分布を考慮した算定式を提案している¹⁾。また、仲江川らは領域内における平均蒸発量の算定に対して、領域内の物理量の分布状態を考慮した蒸発量算定式を導出し、分布量を考慮する必要性を指摘した。この中で平均蒸発量算定に対する土壌水分の分布量について解析的にその重要性を示している^{2), 3)}。

これらの研究は、数値モデルを用いてその重要性を示しているが、実際に観測データを用いた研究例（砂田ら⁴⁾、広瀬ら⁵⁾）は少ない。

本研究では、このような研究を踏まえて、観測データを用いて領域内における土壌水分の不均一性が領域平均蒸発量に与える影響を検討する。まず、領域内における土壌水分の不均一性が平均蒸発量算定に与える影響の概要を示す。

土壌からの蒸発量を定量的に考える際に、土壌が湿潤であれば、水面と同様に可能蒸発と考えることが出来る。しかし、土壌の乾燥化に伴い、蒸発が抑制されるため、実験や観測より蒸発効率と土壌水分や風速等との関係を導き、実蒸発量の算定式が提案されている⁶⁾。

ここでは、その一つの手法である β 法を用いて土壌水分の不均一性が蒸発量に与える影響を検討する。 β 法では、蒸発量は土壌水分量が高いときは、大気の状態や太陽放射に応じて決まるが、土壌水分量が小さくなると土壌からの供給量に応じて非線形的に減少する。土壌水分量がある値以下になると、蒸発効率は0となってしまう。

この関係を使い、土壌水分が分布している場合、領域平均フラックス算定にどのような影響があるのかをまず、概念的に検討する。

ある領域内で湿潤域(A)と乾燥域(B)に等しく分布しているとき、蒸発量算定に与える影響について考える。ここで、土壌水分が空間的に分布している場合、各土壌水分量から求めた蒸発量の平均値を「面平均蒸発量(E_{AB})」とし、領域内の土壌水分の平均値(C)から求めた蒸発量を「単純平均蒸発量(E_C)」とする。

まず、領域内全体が比較的乾燥し、その中で分布して

いると仮定する。2つの領域平均蒸発量を比較すると、図-1のように $E_C < E_{AB}$ となり、分布量を考慮しないと過小評価される。一方、仮定した領域全体が比較的湿潤であるとすると、 $E_C > E_{AB}$ となり、分布を考慮しないと過大評価されることがわかる。

このように、領域内の平均蒸発量の定量的な算定には、土壌水分の平均値だけでなく、その分布量も考慮しなければならない。

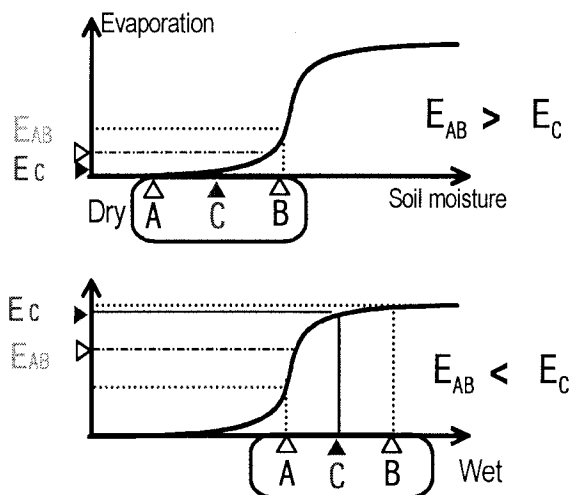


図-1 土壌水分分布が平均蒸発量算定に与える影響

3. チベット高原における観測の概要

陸面からの水・熱フラックスを精度良く観測することは、容易ではない。特に領域内における地表面の不均一性によるフラックスの分布量を実測することは極めて困難であり、実際に領域平均蒸発量が正確に算出されているかを判断するための比較、検証データを得られないのが現状である。

本研究では、地点観測におけるデータを用いて、その地点の鉛直方向については、観測結果と比較することでモデルの再現性を確認し、そのモデルを空間的に展開することにより、領域内における不均一性を考慮した領域平均蒸発量の算定が可能であると仮定している。

今回、対象としたチベット高原における観測は、1997年のGAME/Tibet予備観測 (POP)と1998年の集中観測 (IOP)の一環として行われた。観測全体は、チベット高原の南北方向に広いスケールで実施されたが、本研究では、チベット高原の中央部に位置し、総合的な観測が行われたAmdo地点を対象に解析・検討を進めることとした。観測概要について、以下に記述する。

(1) 大気-陸面の一次元プロセスの観測

鉛直一次元の水・熱輸送におけるモデルの再現性を検証する目的で、大気と陸面の同時観測を実施した。大気

側では、気温、湿度、風速、風向のプロファイル、乱流フラックス、放射収支を計測し、陸面においては、地中熱流量、土壌水分と地温の鉛直プロファイルを計測した。土壌水分については6深度のTDRで、地温については10深度の白金抵抗センサーで計測し、最深部は2-3mに達する。

(2) 地表面水文学量分布観測

領域内の不均一性を観測する目的で、地表面における水文学量に着目した。実際に観測対象とした水文学量は、表層土壌水分(深さ8cmまでの平均値)、地表面温度、放射温度、分光反射率の4項目である。観測領域は、60m×60m、1km×1kmの大きさとし、各領域の大きさにおけるの測点間隔はそれぞれ、10m、100mした。なお、この分布量観測は、観測期間中に月一回程度の割合で合計5回行われた。

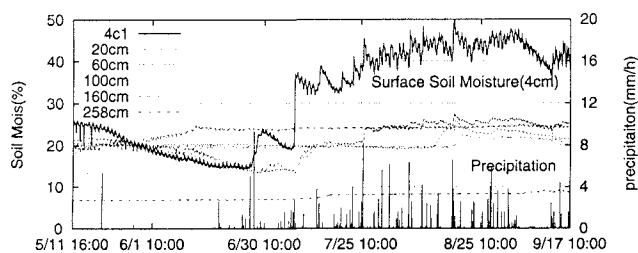


図-2 土壌水分の鉛直プロファイルの時間変化

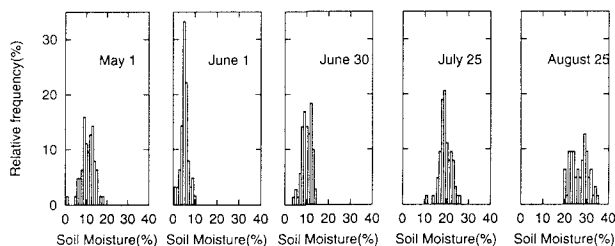


図-3 Amdo地点における土壌水分の空間分布の季節変化

4. チベット高原における土壌水分分布の特徴

チベット高原は高度4000mを超え、人的観測が困難なため、データの蓄積が少なく、高原域の水文学過程の理解は進んでいなかった。しかし、前章で述べたGAME/Tibet POP, IOPにおける観測によって興味深い観測結果が数多く得られている。ここでは、得られたデータに基づいてチベット高原における土壌水分やその分布量の季節変化の特徴を調べる。

図-2は、土壌水分の鉛直プロファイルの時間変化と降水の時間変化を示している。この図において、注目すべき点は、5月から6月にかけての表層土壌水分の変化である。春先の融雪期から表層付近での凍土の融解過程に

よって、表層土壌水分は比較的大きい。しかし、6月に入ると、土壌水分量は減少傾向を示す。その後、6月の後半から7月にかけて土壌水分量は急上昇し、8月まで高い土壌水分状態が維持される。このようにモンスーン期による降水の増加と伴に土壌水分量が増えていく様子がよく観測されている。

図-3は、5月から8月までの各月で観測された、Amdo地点における土壌水分分布の観測結果を示す。この図は、1998年5月1日、6月1日、6月30日、7月25日、8月25日における土壌水分分布の観測結果(1km×1kmの領域)を示している。前述のように、5月は凍土の融解が始まった時期で、土壌水分の分布量のレンジが広がっている。6月はじめは、乾燥化によりレンジが狭く、非常にシャープな分布を示している。7月、8月では、モンスーンの影響で雨量が増えており、このため分布のレンジも広がっていく様子がよく表れている。

このように観測結果には、モンスーンによる降水増加の影響と、永久凍土の融解による影響が表れており、チベット高原における土壌水分量の典型的な季節変化が良く示されている。

5. 修正凍土一次元モデルの概要⁷⁾

本研究における土壌水分の著しい不均一性をモデルで表現する着眼点は、永久凍土帯での地表面の微地形による凹凸と熱・水フローの相互作用である。このプロセスの理解は以下の通りである。

平坦な領域における微小な地形の凹凸により領域内で表層における水分貯留分布が形成される。そのため、永久凍土の融解プロセスにおいて、土壌水分量が高い凹部では、太陽放射によるエネルギーが潜熱の発生に多く使われ、土壌の熱容量も大きくなるため、地中への熱流量は抑えられることから融解深さは浅くなる。さらに、凍土層上面が不透水層として機能するために土壌水分が高いまま維持される。一方、凸部では、乾燥化が進み、融解深さは徐々に深くなるという相互作用がチベット高原における水文学過程に大きな影響を与えている。上記のプロセスを考慮するため、本研究では、表層での貯留効果を既存の凍土一次元モデルに組み込み、土壌水分の分布量の再現を試みた。

以下に、モデルの概略を簡単に記述する。

(1) 既存の凍土一次元モデルについて⁸⁾

永久凍土帯を対象にした鉛直一次元の水・熱移動を簡単に表現できるモデルが石平・小池により開発されており、その有効性が確認されている⁸⁾。このモデルの特徴は土層を5層(各層の深さを1層目から順に記述する。0-10cm, 10-20cm, 20-60cm, 60-110cm, 110cm以降)に分割して、水分移動を記述しているが、凍結面境界をその層区分と独立して、決定できることである。

a) 熱移動

熱輸送については、気象要素(放射、気温、気圧、風速、湿度、降水)を入力として与え、地表面熱収支計算を行い、式(1)で示す熱収支が成り立つような地表面温度を決定する。

$$Rn = LE + H + S \quad (1)$$

ここで、 Rn , LE , H , S は、それぞれ、純放射、潜熱、顕熱、地中熱伝導量である。次に推定された地表面温度と式(2)を用いて、土壌中の熱伝導計算を行うことにより地温の鉛直プロファイルを求める事ができる。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\lambda}{C} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (2)$$

ここで、 λ は熱伝導率[W/m/K]、 C は熱容量、 T は土の温度[K]であり、 λ 、 C は土壌水分の関数として与えている。

b) 水分移動

土層は、鉛直5層に分割し、各土層での水収支は以下のように表現される。

$$\Delta S_i(t, t + \Delta t) = I_{i-1}(t, t + \Delta t) - I_i(t, t + \Delta t) - Q_i(t) + M_i(t, t + \Delta t) \quad (3)$$

ΔS_i は*i*層の貯留変化、 I_{i-1} は*i-1*層から*i*層への浸透量、 M_i は、水の相変化に伴う貯留量変化、 Q_i は時刻*t*における*i*層の貯留量に応じて発生する地下水流出量である。ここで、浸透量は、Clapp and Hornbergerによる推定式¹²⁾を用いて、以下の式で求められる。

$$I_i(t, t + \Delta t) = \bar{K} \left[2 \frac{\psi_i - \psi_{i+1}}{d_i + d_{i+1}} + 1 \right] \Delta t \quad (4)$$

$$\bar{K} = \min(K_i, K_{i+1}) \quad (5)$$

$$\psi = \psi_s W^{-B} \quad (6)$$

$$K = K_s W^{2B+3} \quad (7)$$

$$W = (\theta / \theta_s) \quad (8)$$

ここで、 Ψ_i :*i*層の吸引ポテンシャル[m]、 K_i :*i*層の不飽和透水係数[m/s]、 W :飽和度、 d_i :*i*層の厚さ[m]であり、 K_s , Ψ_s :飽和時の透水係数、吸引ポテンシャルである。

なお、*i*層で凍結している時は、*i+1*層との間に水分の移動はないものとした。

(2) 表層における貯留効果の導入

微地形による凹凸による水分の貯留効果を考慮するために表層に薄いタンクを仮定し、以下のように定式化した。

$$S_t = R_t - Ev_t - I_{0,t} + S_{t-1} \quad (9)$$

$$Q_{0,t} = S_t - S_{\max} \quad (S_t > S_{\max}) \quad (10)$$

ここで、 S は表層貯留量[m]、 R は時間降水量[m]、 Ev は実蒸発量[m]、 I は浸透量[m]である。また、 $S_{\max}$ は最大貯留量[m]であり、これを越えると表面流出(Q_0)として流出する。なお、添え字*t*はタイムステップを示し、添え字0は表層を意味する。

水平方向の水分移動に関しては、斜面方向への飽和浸透の重要性が指摘されており⁹⁾、土壌水分の空間不均一性を考える際に大切である。しかし、本研究では、平坦な領域を対象として検討を行っており、研究の第一ステップとして水平方向への水分移動のプロセスは、省略している。したがって、表面流出は領域外に排出される。一方、水分貯留の効果は水分移動だけでなく、熱移動についても貯熱の効果を考慮し、定式化している。

6. 土壌水分分布の再現

本研究で用いたモデルは、感度解析が行われており、最大貯留高が大きくなるに応じて、表層土壌水分量の値も大きくなる事が示されている⁵⁾。

このモデルを用いて、観測された土壌水分の分布量の再現を試みた。解析手順として、まず、モデルで使用する土壌パラメータを観測データを用いて同定し、その再現性を検討した。次に、土壌水分の分布量を再現するために、表層における最大貯留高分布を仮定して、土壌水分の分布量を計算し、観測された分布形状の季節変化と比較した。

(1) 土壌パラメータの同定

本モデルの再現性を確認するための土壌パラメータの同定を行う。同定するパラメータは、式(6)、(7)における土壌物理定数と蒸発効率の形状である。パラメータ同定のために1998年5月から9月までの長期間の気象データをモデルへの入力値として用いた。また、モデルを適用する際に、解析地点として選定したAmdo地点における最大貯留高を仮定する必要がある。

図-2、図-3を比較すると、当該地は領域内において非常に湿潤な地点といえるため、観測地点での貯留効果が大きいとの判断より、10mmと仮定した。

図-4、5に解析結果を示す。図-4、5は推定された第一層(0-10cm)の土壌水分と地表面平衡温度を、観測された深さ4cmの土壌水分と放射温度計により計測された地表面放射温度とそれぞれ比較した結果である。この結果より、モデルによる計算結果が観測結果を十分再現していることが示された。

(2) モデルによる分布量の表現

この同定されたモデルを用いて、次に挙げる解析条件

で面的な分布量の再現性を検討した。

a) 図-3で示した分布観測の結果より、6月における分布量の最頻値をもとに表層土壌水分量の初期条件は5%とし、領域内において一様に分布していると仮定した。

b) 微地形による土壌水分の空間不均一性の発生要因を表現するために、領域内での最大貯留高を分布関数として、図-6のように与えた。最大値を10mmとした理由は前述の通り、観測定点が非常に湿潤であると判断されたからである。最大貯留高分布が値が小さい方に偏っているのは、表面貯留が発生する領域は、比較的狭い領域と考えられるからである。なお、これらは状況判断に基づく作業の仮定であり、今後、定量的に確認されなければならない。

図-7に土壌水分分布量の再現結果を示す。この図は、Amdo地点における月一回の分布観測の結果とモデルによる計算結果を比較したものである。この図を見ると、平均的な乾燥状態だけでなく、乾燥期である6月の狭い分布レンジ、湿潤期である7月、8月の湿広い分布レンジが良く再現されている。

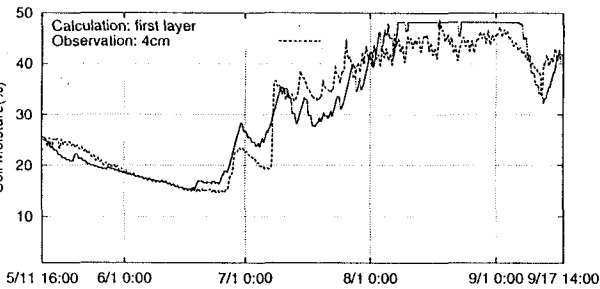


図-4 土壌パラメーターの同定結果（表層土壌水分）

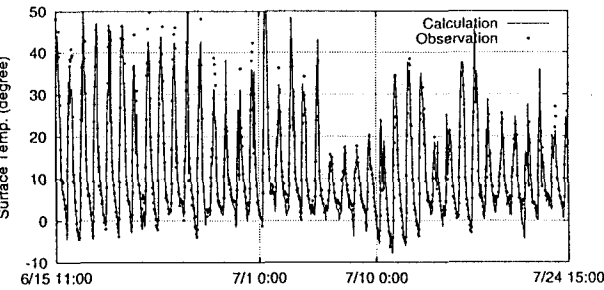


図-5 土壌パラメーターの同定結果（地表面温度）

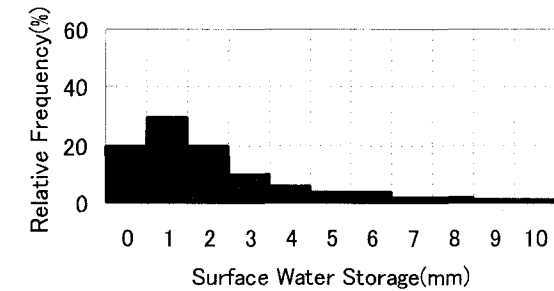


図-6 最大貯留高の分布量

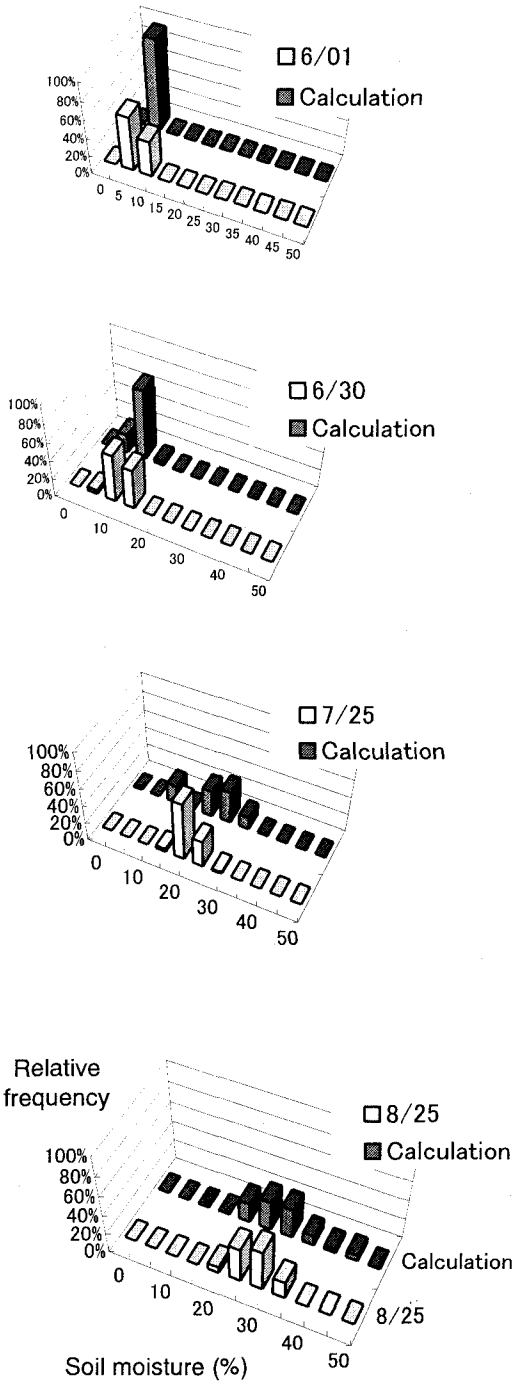


図-7 土壌水分分布の比較

7. 領域平均蒸発量の算定とその検討

前章で開発された土壌水分の空間不均一性の季節変化特性を表現できるモデルを用いて、領域平均蒸発量算定における土壌水分の不均一性の影響を定量的に示すことが本章の目的である。そのため、領域平均蒸発量算定には、土壌水分の不均一性を考慮した場合と考慮しない場合の二通りの方法を用い、両者の結果を比較することに

より、影響度を定量的に把握する。

以下に二つの算定手法について簡単に記述する。

a) 面平均蒸発量 $\overline{E_a}$

土壌水分の空間不均一性を考慮するために各最大貯留高に対応する鉛直一次元のモデル計算を行い、それぞれの場合での蒸発量の時間変化を算出する。次に領域内における最大貯留高の頻度分布に応じて、それぞれの蒸発量を重み付けし、領域平均蒸発量を計算した。

$$\overline{E_a} = \sum w_i \cdot E(\theta_i) \quad (11)$$

ここで、 θ_i : i 番目の貯留高に対する表層土壌水分量、 w_i : i 番目の貯留高の頻度、 $i : 0 \leq i \leq 10$ 、 $E(\theta_i)$: 各表層土壌水分に対する蒸発量。

b) 単純平均蒸発量 $\overline{E_s}$

モデルで計算した各最大貯留高に対する土壌水分の時間変化を用いて、この各土壌水分量の時間変化に貯留高の頻度分布で重み付けを行い、領域平均土壌水分量を計算し、領域平均土壌水分量の時間変化を入力値としてモデルに与え、平均蒸発量を計算した。

$$\overline{\theta_i} = \sum w_i \cdot \theta_i \quad (12)$$

$$\overline{E_s} = E(\overline{\theta_i}) \quad (13)$$

式(11)、(13)によって得られる領域平均蒸発量の時間変化を日平均し、二つの領域平均した日蒸発量の比を $\overline{E_s} / \overline{E_a}$ と領域平均土壌水分量との関係を図-8に示す。

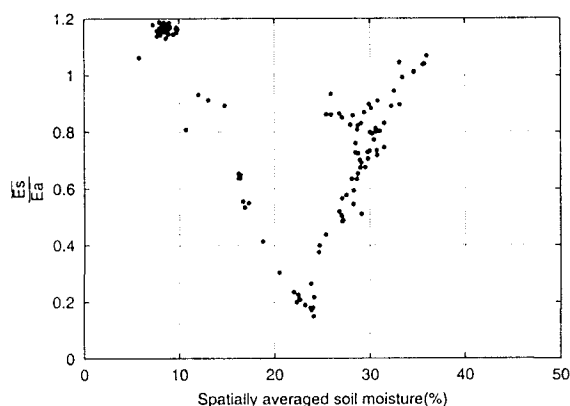


図-8 領域平均土壌水分による平均蒸発量への影響

この図をみると、重み付け平均土壌水分が低いとき、平均蒸発量の両者の比は、1付近であり、不均一性を考慮しなくとも、平均値のみで領域内の蒸発量を表すことが出来る。また、平均土壌水分量が大きく、飽和に近い場合でも両者の比は高く、不均一性を考慮しなくとも、領域平均蒸発量と一致している。しかし、平均土壌水分量が20%付近では、両者の比はかなり小さくなっており、不均一性を考慮しないと平均蒸発量が正しく計算できな

い結果となった。このように土壌水分の不均一性が与える領域平均蒸発量への影響が定量的に示された。

8. まとめ

本論文では、チベット高原における表層土壌水分の時間変化と空間分布の季節変化を観測データより示した。

また、微地形の効果に着目した修正凍土一次元モデルを用いて、観測された土壌水分分布を再現した。そして、再現された土壌水分の分布量を用いて、領域平均蒸発量を算定した。さらに、この算定結果より土壌水分の不均一性が領域平均蒸発量算定に与える影響を定量的に示した。

謝辞： 本研究では、文部省国際共同研究等経費(GAME)、国際学術共同研究(チベット)、地球フロンティア研究システム(陸域寒冷圏)の研究成果の一部である。本研究では、GAME-Tibetプロジェクトを通して得られたデータを使用している。

参考文献

- 1) Famigletti, J. and E.F. Wood : Evapotranspiration and runoff from large land areas : land surface hydrology for atmospheric general circulation models, *Land-Surface Atmosphere Interactions for Climate Modeling, Observation, Models and Analysis* (Edited by E.F. Wood), pp179-204, 1991
- 2) 仲江川敏之 : 多様な地表面領域における物理量分布を考慮した水文モデルに関する研究, 東京大学博士論文, 1995
- 3) 仲江川敏之, 沖 大幹, 虫明功臣 : 線形化モデルによる地表面熱フラックスの集約化 1: 領域平均地表面フラックス算定式と集約化規範の導出, 水文・水資源学会会誌, 11, pp201-209, 1998
- 4) 砂田憲吾, 内藤ゆうこ, 田中賢治 : 裸地・灌漑水田における蒸発散量空間分布の推定, 水工学論文集, Vol.41, pp55-60, 1997
- 5) 広瀬 望, 小池俊雄, 石平 博, 田殿武雄 : 表層土壌水分の面的分布量が空間平均水・熱フラックス算定に及ぼす影響, 土木学会年次講演会概要集, pp51-52, 1998
- 6) Kondo, J., N. Saigusa and T. Sato : A Parameterization of evaporation from bare soil surface., *Journal of Applied Meteorology*, Vol.29, pp304-312, 1990
- 7) 広瀬 望, 小池俊雄, 石平 博, 田殿武雄, Wang Shaoling, Shen Yongping, Ye Bosheng : 土壌水分分布算定のための凍土一次元モデルの開発, 水工学論文集, Vol.43, pp103-108, 1999
- 8) 石平 博, 小池俊雄 : 永久凍土帯での一次元的な水・エネルギー輸送の変動に関する基礎的研究, 水工学論文集, Vol.41, pp233-238, 1997
- 9) 石平 博, 小池俊雄, 陸 旻皎, 広瀬 望 : 永久凍土帯の熱・水移動に関する2次元地中流モデルの開発, 水工学論文集, Vol.42, pp133-138, 1998

(1999. 9. 30受付)