

蒸発散の時・空間平均化手法開発に関する検討

葛葉 泰久・池淵 周一

CONSIDERATIONS ABOUT DEVELOPMENT OF AVERAGE TECHNIQUE OVER TIME AND SPACE FOR ESTIMATING EVAPOTRANSPIRATION

By Yasuhisa KUZUHA, Shuichi Ikebuchi

Synopsis

Ordinarily, the hydrological data that we can obtain are not continuous data over space and over time. So, when we try to estimate daily evapotranspiration, we must use some techniques to average the data.

In the present paper, to develop the techniques mentioned above, some considerations are carried out. For considerations some numerical simulations are carried out. By the objects, time scale, and spacial scale, different numerical models were used.

The main results are as follows.

- 1) Daily evapotranspiration was closely related to the wind speed averaged over the day for water surface, and was related to the average wind speed influenced by the radiation for land surface.
- 2) The technique to average over time using remote-sensing data was developed. Basic concept of this technique is iterative calculations by force restore method.

1. 序 論

一般に、観測で得られる水文量は、時・空間的に間欠的に得られることが多い。そこで、例えば1日1回または2回程度得られる水文データから、ある水文量の日量や半旬量を求めようとするなら、①データがない期間をなんらかの方法で補完し、連続的なデータに作り直すか、②他の水文量との関係を用いて、間欠的なデータから直接、日・半旬量等を推定する手法を用いる必要がある。このような手法を、本論文では時間平均化と称す。

さらに、どのくらいの間欠性なら補完可能か、同じ間欠性でも、どの時間帯のデータが必要か、また、そのためにはどういうデータが必要か等の知見を得ることも、時間平均化手法開発に必要な知識である。

近年、リモセンデータの利用方法を模索する研究が多く行われているが、リモセンデータは、総観的・空間平均的なデータであり、広域場からの蒸発散量推定に適したデータと思われる。しかし、その時間的間欠性から、時間平均化作業が特に必要と考えられる。

また、従来からの観測手法で得られるデータは、観測点の設置箇所の限界から、広域場からの蒸発散量を推定するためには、空間的間欠性に起因する平均化を行わざるを得ない。これを本論文では空間平均化と称す。リモセンデータを利用して蒸発散量を推定するとしても、その前に従来型の観測を行ってそれとの比較(グラントルース)を行う必要があることから、リモセンデータによる蒸発散推定を行う場合でも、空間平均化は必要である。

さらに、数値（予報）モデルによってシミュレーション的に蒸発散量を推定することも考えられるが、その際にも格子点で代表させる水文諸量を何をもって決定するのかという知識が必要となる。これらについても空間平均化に包含して考えることにする。

この様に、時・空間的に間欠的に得られたデータから、広域場の蒸発散量を推定するために必要な手法を「蒸発散の時・空間平均化手法」と総称し、本論文ではそれらの手法開発に向けての様々なアプローチを行う。

2. 空間平均化

2.1 地表面に起伏がなく風速場が単純な場合

本節では、地表面が平坦で、風向が一定方向と考えられる様な場合を対象とする。そして、その様な条件下で地上近傍の複数の観測点でデータを得、その結果をもとに、広域場からの蒸発散量を求める手法について考察を行う。これに関しては、①精度良く広域場からの蒸発散量を推定するためには、その観測位置をどのように選定すれば良いか、という問題と、②観測点を①に反して設置せざるを得ない場合に、どのようにデータの合成を行えば良いか、という2つの課題がある。

著者らは、裸地のみの場^{1), 2)}、また裸地と背の低い植生地³⁾が混在する場を対象に、空間的な平均蒸発散量推定手法に関する考察を数値シミュレーションにより行った。

シミュレーションに使用したモデルは、SPAC (Soil-Plant-Atmosphere Continuum) 概念に基づいた断面2次元モデルである²⁾。

その結果から、以下のような平均化手法に関する知見が得られた。

①複合的利用がなされている広域場の中で、地表面条件が同じである場を均一場と称することになると、均一場の中央近傍で観測を行うのが最も効率が良い。すなわち、均一場の中央点近傍での観測値をその面積で加重平均すれば、広域場（複合場）からの蒸発散量が十分な精度で評価できる。

②様々な理由で必ずしも均一場の中央点近傍に観測点を設けることが不可能な場合がある。その場合は、以下の様な手続きでデータの総合化が行える。

Fig. 1 は、解析領域を裸地—植生地—裸地とした場合のシミュレーション結果の一例である。図の横軸は解析領域上流端からの距離、縦軸は後述する CUMRAT を表し、破線はある時間（シミュレーション開始後6時間後）における、差分格子点各点における積算蒸発散量の、それらの格子点が属している各領域（第1, 2, 3 領域）における積算蒸発散量の領域平均値に対する比（以下この比を CUMRAT と称する）を表している。この図から、つぎのようなことがわかる。

a) 第2領域の CUMRAT の直線的な減少傾向は、直線的であり、その回帰直線を図中表示すると、この回帰直線でフェッチ長に対応する蒸発散量の変化曲線を十分評価できることがわかる。この結果は、以下の様なことを示唆している。

すなわち、この回帰曲線を求めることが可能なら、観測地点を上述の様に均一場の中央に設置しなくても、観測地点での CUMRAT から、均一場の領域平均蒸発散量が推定可能になる。

回帰曲線を求める汎用的な手法は今後の研究課題と考えるが、中央点では必ず CUMRAT=1 になると仮定すれば、直線の傾きだけを求めれば良いことになる。文献3) で行ったシミュレーションの結果だけから判断すると、この傾きは、放射量と領域長の関数になっていることが示唆されている。

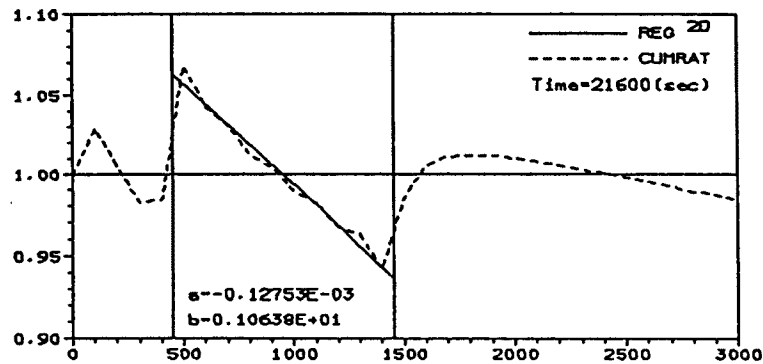


Fig. 1 The relation between the fetch and CUMRAT

b) 第1領域、第3領域（ともに裸地）について見ても、領域の境界や計算上の境界付近を除いてa)と同様の結果が得られている。よって裸地についても、回帰直線を求めることで、中央点以外の観測値から領域平均値を推定できることになる。

c) ただし、この回帰曲線による検討は、各均一場（ここで言う第1領域～第3領域）の空間スケールが、500 m ～ 1000 m オーダーのシミュレーション結果に基づいて行われたもので、また、各均一場の地表面が十分湿潤な場合について行われたという、適用条件が限定された結果である。

2.2 複雑地形を対象とした空間平均化

地形の起伏がある場合、特にかなりの複雑地形においては、風速場は地形に応じてかなり複雑である。一般風が小さい場合には、局地循環モデルにより風速場の日変化はある程度予想できる。ところが、現実にはさらに広域の総観場の気圧傾度が時々刻々と変化するため、一般風もそれに従って変化する。その場合には、前項で述べたような簡単な平均化は困難と考えられる。その際の空間平均化は、以下のような方法が考えられる。

①気象条件を多くのパターンに分類し、空間平均化を行う際の処理パターンを作成する。

②上記の例としては、池淵ら⁴⁾が琵琶湖の湖面蒸発推定をした方法がある。これは、琵琶湖をいくつかの領域に分割し、北系、南系の2パターンの風系ごとに、各領域の風速比による補正係数（定点観測地での蒸発量にそれを乗じると、その領域の蒸発量となる係数）をあらかじめ決定し、定点観測地での蒸発量と補正係数から、湖面蒸発量を求めたものである。ただし、これはかなり均一な場と考えられる、湖面を対象とした場合であって、実際の複雑地形に即時適用できるとは限らない。

また、池淵らの研究は、特定の日を対象としたもので、汎用的な手法を確立するためには、更なる検討が必要である。しかし、この方法は、一種の空間平均化手法であり、両者に密接な関係があれば有力な空間平均化手法となり得る。そこで池淵らの方法の前提となる、風速と蒸発量の線形的関係が本節で対象とするような複雑地形でも成立するかどうか、調べてみることにする。

以上のような背景で、本節では局地循環モデルを応用した3次元蒸発散モデルにより、類似の手法の検討を行ってみる。

(1) モデルの概要

大気モデルは、Kikuchi et al.⁵⁾ が開発し、Kimura⁶⁾ が改良してきた局地循環モデルになったものである。基礎式は、Boussinesq 近似、静力学平衡を仮定したもので、座標系は、デカルト直交座標系ではなく、地表面に沿った z^* 系を用いた。

また、地表面からその 1 つ上の格子点までを、Constant Flux Layer (CFL) と考え、そこより鉛直上方では Mellor & Yamada⁷⁾ の PBL MODEL を用いて鉛直渦拡散係数を求め、CFL 内の運動量、熱、水蒸気の各フラックスは、接地境界層理論に基づいて求めた。

地表面温度 T_0 は、FRM (強制復元モデル) を用いて求めた。これは、地表面温度が 1 日周期で正弦波的に変化する場合の土壌中の熱拡散式から求められたもので、地表面温度 T_0 と地中平均温度 T_2 との 2 つの変数を用い、 T_2 は別に予報するか、データとして与えるものである。詳細なモデル化の方法、計算スキーム等については、文献^{8), 9)} を参照されたい。

(2) 解析領域

解析領域として、Fig. 2 に示すような孤立峰が中央にある平坦地 (Case. 1; 架空領域)、琵琶湖流域周辺 (Case. 2; 実流域) を用いた。それぞれのおもな条件、使用したパラメータ値等は、まとめて Table. 1 に示した。

また、Case. 2 については、one way nesting¹⁰⁾ という手法を用い、解析領域よりさらに広い領域での風速・温位場等の影響を取り込んだシミュレーションを行った。

(3) 結果と考察

(a) 放射量と蒸発散量の変化形状

まず、風速と蒸発散量の関係を調べる前に、純放射量と蒸発散量の関係について調べることにする。

Fig. 3 は、Case. 2 の領域内の 4 点について、熱収支各項のうち潜熱フラックス、顕熱フラックス、純放射量の変化をプロットしたものである。いずれも、シミュレーション開始後 48 時間分の変化を表示したものである。

4 つの図は、それぞれ (a) は湖面、(b) は森林、(c) は低地 (高度 200 m 以下の土地で、裸地、耕地、都市域等からなる)、(d) は琵琶湖西岸の蒸発散量が極端に低い場所 (低地) のものである。ここで、計算が安定していると考えられる、後半 24 時間分について議論する。

(b), (c) は、土地の状況は異なるが、いずれも潜熱フラックス、すなわち蒸発散量は純放射量の変化曲線

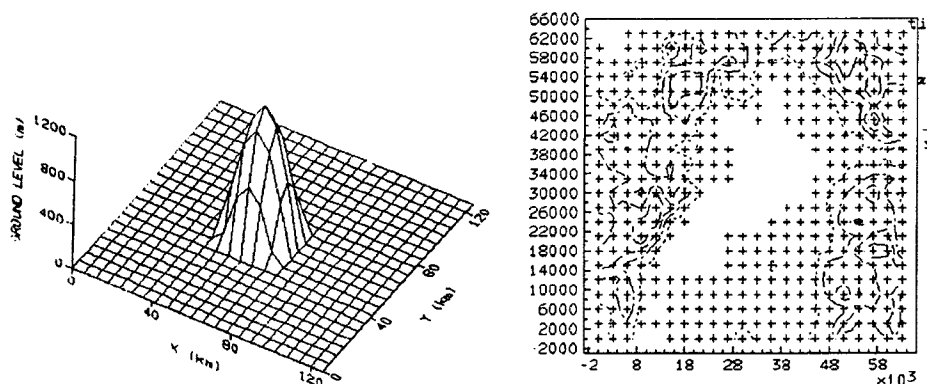


Fig. 2 Schematic diagram showing the region for the simulation

Table 1 The conditions of simulations for Case. 1 and Case. 2.

	initial wind	geostrophic moisture wind	surface abailabity roughness (for momentum)	heat capacity	heat conductivity	
Case. 1	2m/s	zero	0.4	0.2m	0.49cal/(cm ³ K)	0.26cal/(cm·s·K) (land)
Case. 2	zero	zero	1.0	10 ⁻⁴ m	1.00cal/(cm ³ K)	10cal/(cm·s·K) (water surface)
			0.2	0.1m	0.49cal/(cm ³ K)	0.0026cal/(cm·s·K) (low land)
			0.4	1.0m	0.49cal/(cm ³ K)	0.0026cal/(cm·s·K) (forest)

と密接な関係が有りそうである。ただし、(a)から分かるように、水体からの蒸発は、そういう関係は見いだせなかった。また、陸域でも(d)の様に純放射量の変化曲線と深い関係があるとは言い難い場所も存在した。ただし、(d)は例外的な場所であった。

この様な陸域で見られる蒸発散量と純放射量、または入力放射量との関係は、それだけでも、蒸発散量の時・空間平均化に有力な手段となると思われるが、本論文では、ここで得られた知見を活かして、風速と蒸発散量との関係に焦点をあてた検討を行う。

(b) Case. 1

Fig. 4 は、領域内全ての格子点 (22 × 22 個) での日蒸発散量と、平均風速との関係をプロットしたものである。ただし平均風速として、(a)では24時間の平均値、(b)では7時～18時の平均値、(c)では純放射量で加重平均した日平均値である。また、(d)は(c)と同じであるが、ただし純放射量を1時間前のものを使用して加重平均を行った。具体的には、(c)では、平均風速を求める際に、ある時間の風速値を、風速値 × その時間の純放射量 / 日平均純放射量と考えた。ただし、短波放射がない時間帯については、純放射を0とみなしている。また、(d)に関しては、純放射量のデータとして、位相を1時間ずらせたものを用いている。

これらの操作の根拠は、前項目での検討結果に基づき、陸域では昼間と比較して夜間の蒸発散量が小さいこと(b, c, d)、純放射量と蒸発散量の時間変化曲線の形状が良く似ていることが多いこと(c, d)、ただし両者には位相のずれがあること(d)、の3つに起因するものである。

Fig. 4 を見ると、厳密な線形関係にはなっていないが、(a)→(b)→(c)→(d)と、両者の関係がある関数で近似可能な状態になってゆく様子が分かる。ばらつきは多少あるものの、22 × 22 個という格子点の総量から考えると、(c)、(d)では平均風速と日蒸発散量が極めて密接な関係を持つことを示している。ただし、これは、単純な平均風速では日蒸発量の空間平均化は行えず、他の気象変量（ここでは純放射量）も考慮しなければならないことを、同時に示すものである。

(c) Case. 2

Fig. 5 は、**Fig. 4** と同様の図で、ただし **Case. 2** に対するものである。**Fig. 5** (a)～(d)は、具体的には以下のような図である。

(a) 水域（琵琶湖と海域）を対象としている。水域では**Fig. 3** で見た様に、1日中蒸発が生起しているので、平均風速には日平均値を用い、(b)以下の様に純放射量で重み付けはしていない。

(b) 低地（200 m 以下の領域）を対象とし、平均風速には、1時間位相をずらした純放射量で重み付けをし

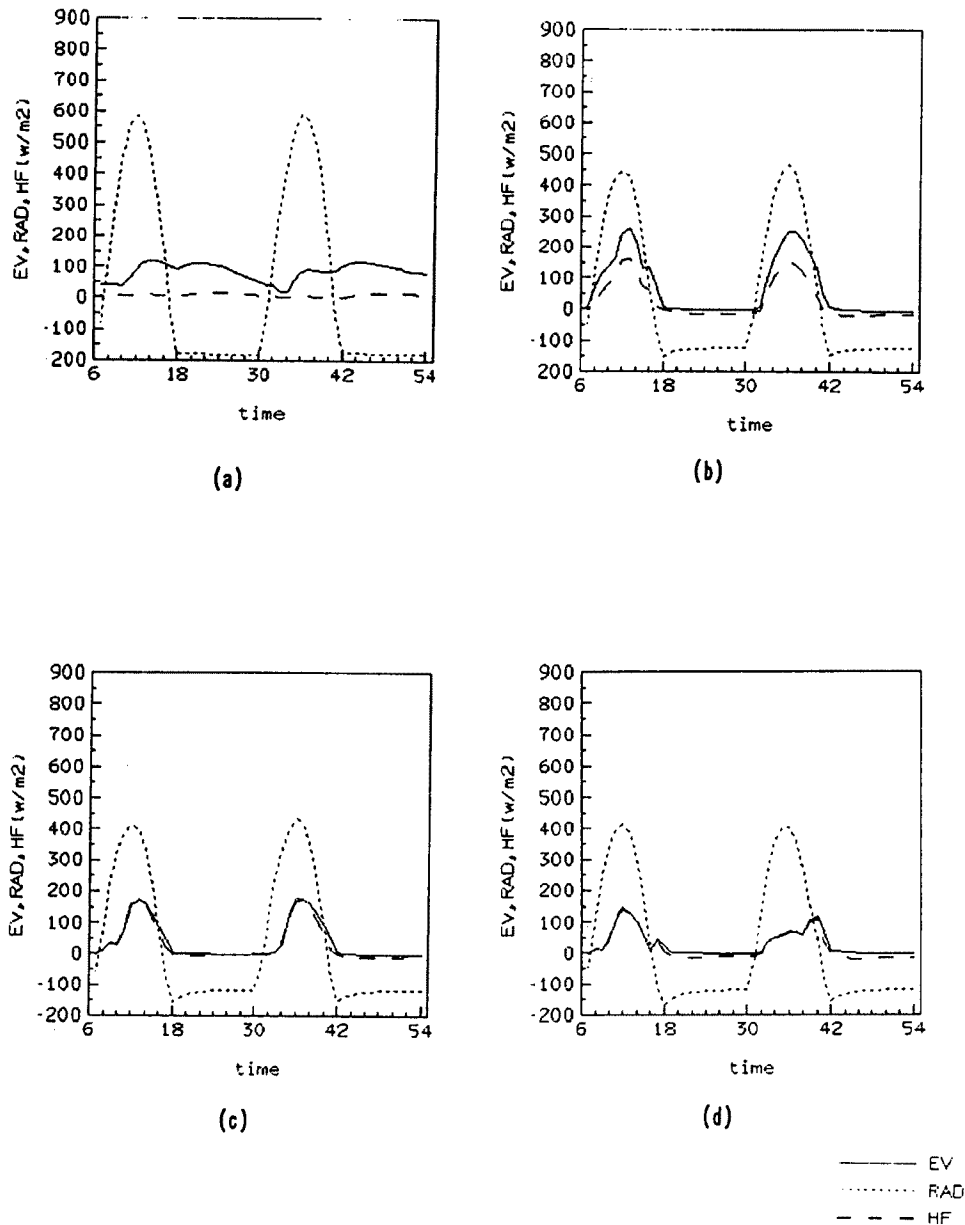


Fig. 3 Time variational sensible heat flux, net radiation, and latent heat flux

たものを用いた。

(c) 森林を対象とし、平均風速には、(b)と同様のものを用いている。

(d) 同じく森林を対象とし、平均風速は、7時～18時の単純平均値を用いている。

これらの図から、以下のようなことが分かる。

①水域については、両者に原点を通る線形関係がほぼ見られる。これは、風速比を用いて湖面蒸発量を求めた池淵ら⁴⁾の方法の前提条件となるものである。

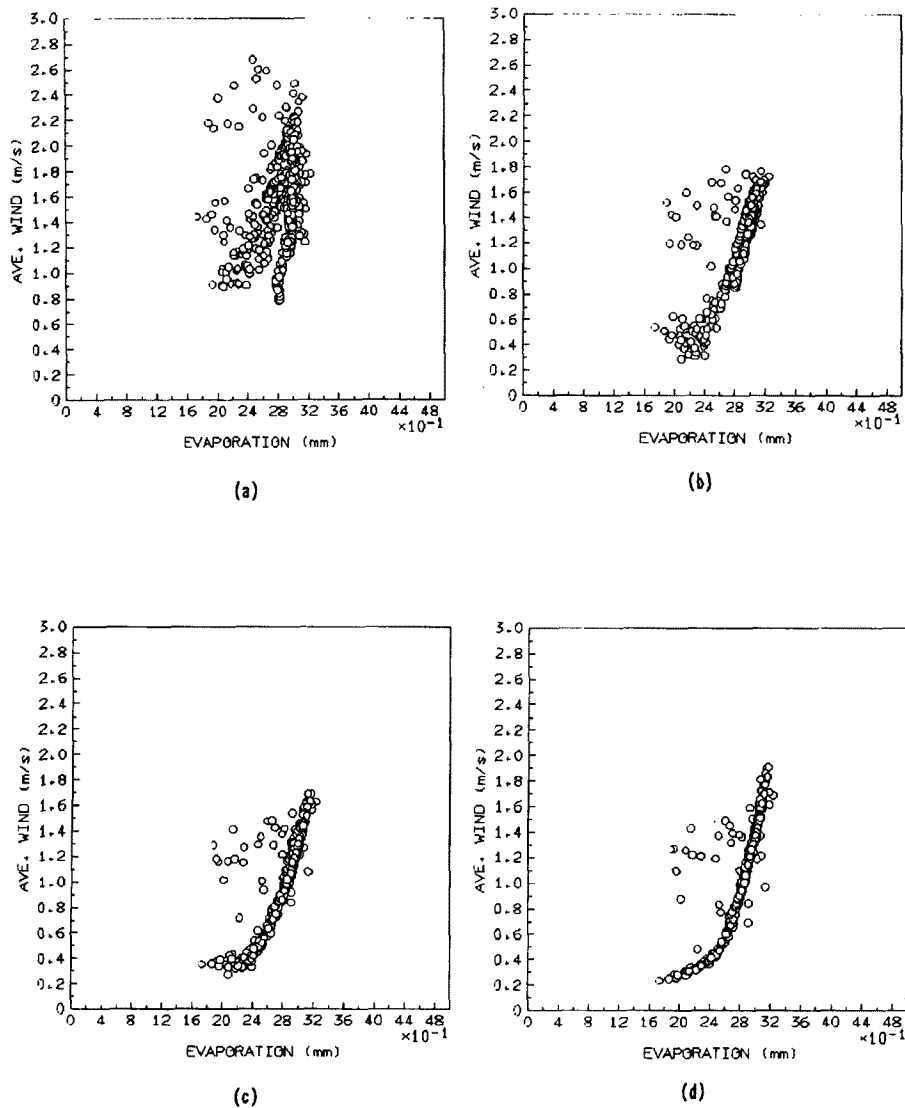


Fig. 4 The relation between the daily evapotranspiration and average wind speed influenced by the radiation

②低地については、純放射量で重み付けをした平均風速と日蒸発散量の関係は、1 価関数になることを示している。

③しかし、森林地については、純放射量で重み付けをすることで多少の改善がみられるものの、ばらつきが多く、風速と純放射量をこのように用いて求めた平均風速と、日蒸発散量との関係は明確に現れなかった。

以上、日蒸発散量と、ある種の平均風速、例えば純放射量で重み付けをした平均風速がかなり密接な関係を持っていたことから、そのような処理を行った風速との関係で、すなわち風速を主要因として、他の観測量を補完的に用いた補正係数を用いて、精度良く空間平均化が行える可能性があることが示された。また、森林すなわち地表面粗度が大きな場合には、ここで用いたような方法では明確な関係は見いだせなかった。しかし、どのような補正係数を用いるのが精度良い推定につながるのかは、今後の検討課題であり、その

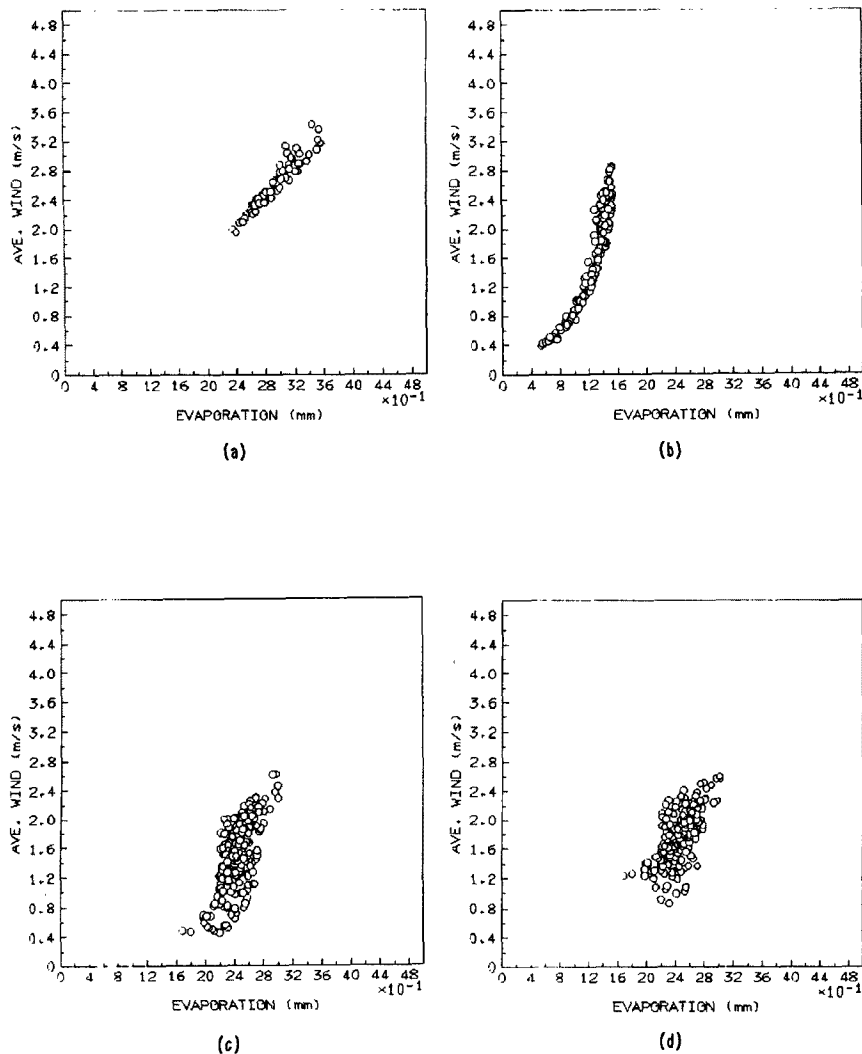


Fig. 5 The same figure as Fig. 4, but in the case of Case. 2

際、ここで用いた種々の平均風速による方法は、重要な知見となり得ると考える。

2.3 数値モデルによる空間平均化

これは、第1項で言及した数値シミュレーションのためのモデルを用いて蒸発散量を予報的に求めようというものである。パターン化等の多くの時間を要する研究をすることなしに、蒸発散量を求められるという利点がある。

初期条件を与えるためには、現業の数値予報モデルで用いられている方法¹¹⁾が、参考になると思われる。また、前項の **Case. 1** では、かなり大ざっぱな方法で各格子点での地表面、地中パラメータを決め、各フラックスを求めたが、実際には、Kimura¹²⁾ のパラメタリゼーション等を用いる必要がある。

Kimura のパラメタリゼーションは、1つの格子点が代表している領域が複合場の場合、領域をいくつかのカテゴリーに分割し、表面温度、顕熱、潜熱フラックスをそれぞれのカテゴリーごとに計算し、領域全体、すなわち格子点でのフラックスは、それらの面積比に応じた加重平均により求めるというものである。Kimura は、このパラメタリゼーションを、関東領域に適用して良好な結果を得ている。また、この様なパ

ラメタリゼーションは、第1項でのパターン化に用いるためのシミュレーションでも、同様に用いる必要がある。

3. 鉛直1次元モデルによる風速変動に対する簡単な時間平均化

裸地面上に風が吹くと、そこでの蒸発が促進されることは明かである。ところが、この風はいつも一定ではなく、時間的にもいろいろなスケールの大きさで変化する。石原ら¹³⁾は、この様な風速条件に注目し、周期の長い風速変化がある場合の平均蒸発量を、鉛直一次元モデルを用いた数値シミュレーションにより、風速変化との関係で論じた。

使用したモデル、条件等については、文献13)を参照されたい。

3.1 計算結果及びその検討

ここで、地表面の相対湿度がほぼ100%の場合（計算に使用した土壌においては、体積含水率 $\theta \geq 0.07 \sim 0.08$ ）を湿潤、それより小さい場合を乾燥と称することにする。また、計算開始後十分時間が経過し、周期的に定常状態に達したと考えられる状態で、以下の議論を行う。

文献13)で得られた結果を要約すると、以下のようになる。すなわち、

①地下水位を比較的浅い位置（地表面下30 cm）に固定し、風速を正弦関数で与えた場合、及び一様乱数で与えた場合のそれぞれの1周期間の蒸発強度の平均値 $\langle E \rangle$ は、これらの風速の平均値を一定風速として与え続けた場合の定常解 $\langle \langle E \rangle \rangle$ とほぼ一致する。なお、詳細には、一定の風速、正弦関数の風速、乱数による風速の場合の順に、蒸発強度はわずかであるが小さくなっている。

①地下水面を②より深い位置（同1 m）に固定し、風速を周期が12時間の正弦関数とした場合、風速が比較的小さい値であったため、地下水面が深いという条件にもかかわらず、常時地表面は湿潤な状態となっていた。この場合も、 $\langle E \rangle$ と $\langle \langle E \rangle \rangle$ の値はほぼ一致した。

②また、風速の周期的変化によって、地表面が湿潤、乾燥を繰り返す場合、地表面が周期的定常状態で乾燥している場合についても、 $\langle E \rangle$ が $\langle \langle E \rangle \rangle$ で十分評価できることが示された。

これらの結果は、比較的簡単な条件で、また風速を単純に周期変化させただけのシミュレーションによるものであるが、もしその結果が一般性を持つものならば、他の気象条件がほぼ同じという条件付きではあるが、平均風速が同じ日の日蒸発散量はほぼ同程度ということになる。すなわち、風速のデータしかない日についても、平均風速が分かれば、気象条件が良く似ていて、同じ平均風速の日のデータで日蒸発散量が評価できることになる。少し飛躍した論理ではあるが、実測値を用いて検証する価値はあると思われる。

4. リモセンダータの利用を中心とした時・空間平均化手法

4.1 概説

本節では、リモセンダータを利用することを想定した平均化手法の一例を示す。

ここでは、熱収支式を用いて、蒸発散量を求める方法について検討する。観測値としては、1日1回得られるリモセンダータと、1時間ごとに得られるアメダスデータを想定している。それぞれについて、どんなデータが必要かは、次節で述べる。

4. 2 時間平均化

(1) 前提条件

ここでは、1 日 1 回データが得られるリモセンデータと、1 時間ごとに得られるアメダスデータから、蒸発散量の変化曲線を推定する方法について述べる。その前提条件は、

- ①リモセンデータとして、地表面温度、地表面含水率、蒸発効率が得られること。
- ②CFL 内のある高度での気温、風速、比湿、下向き放射量が得られること。
- ③蒸発効率が急変しないこと。すなわち、精度良く内挿可能なこと。できればほぼ一定と仮定できること。地表面含水率についても同様である。
- ④地表面パラメータ、地中の熱パラメータが正確に把握できていること。

の 4 点である。

③の蒸発効率は、地表面含水率や植生分布等の土地利用状態から推定できるという意味で①に含めてある。

②については、アメダスポイントから離れていても、複数のアメダスデータから、客観解析により推定できるとする。また、アメダスポイントにおいては比湿または相対湿度、放射量の測定は行われていないが、将来的に相対湿度が観測されると仮定する。放射量については、アメダスデータである日照時間から、放射量に変換する近藤ら¹⁵⁾の式（ただし日量）や、馬淵・佐藤¹⁶⁾の式（時間量）など、数々の関係式が提案されている。

(2) 具体的手順

基本的には、FRM により、地表面温度の日変化曲線を繰り返し解く過程において、蒸発散量の日変化曲線を求める。

FRM で用いる式は、

$$\frac{\partial \theta_0}{\partial t} = \frac{1}{\sqrt{kc/2\omega}} \{ (1-ref)S + L - H - \ell E \} - \omega(\theta_0 - \theta_2) \quad (1)$$

である。ここで、 ref はアルベド、 $\omega = 2\pi / (24 \text{ hour})$ 、 k 、 c は地中の熱伝導率と熱容量である。 S 、 L は、それぞれ下向き短波放射量、下向き長波放射量と地面からの長波放射量の差である。また、 E は蒸発量、 H は顕熱フラックス、 ℓ は蒸発潜熱、 T は温度である。 T のサフィックスについては、'0' は地表面での値であることを示し、'2' は、地中の平均値を表している。今、 T_2 は既知とする。

FRM によって、地表面温度の変化曲線（1 日分；衛星飛来時間～つぎの衛星飛来時間）を積分して求める訳であるが、 E 、 H と、 L のうち $L \uparrow$ （地表面からの長波放射量）は、地表面温度の関数となっており、このままでは式(1)を積分することはできない。

そこで通常、① 1 ステップ前の T_0 を用いて E 、 H 、 $L \uparrow$ を求める。② 陰的解法を用いて解く、等がなされるが、ここでは、

- ①一旦後述する別の方法で地表面温度の日変化曲線を求める。
- ②その日変化曲線を用いて、逐次 E 、 H 、 $L \uparrow$ を求め、式(1)に代入、積分を行う。
- ③それで新しい地表面温度の日変化曲線を求める。
- ④②に戻る。

というような方法をとった。ただし実際は②の段階で、地表面温度は古い曲線の値と、1 ステップ前の値

の平均値を用いた。試行錯誤の結果、その方が安定したためである。また、初期値（各繰り返し計算で、初期値として用いる T_0 ）は、リモセンデータを用いることを想定し、後の適用例では、シミュレーションで求めた値（真値にあたる）を用いた。

このような方法を選んだ理由は、以下のようなものである。すなわち、

- (a) 陰的解法は複雑であること
- (b) 1ステップ前の値を用いる場合は、厳密には各ステップでの熱収支があてはまらないが、蒸発散量をできるだけ厳密に推定するため、そのような欠点を避ける方が良いと考えたからである。

本章で採った方法も、1回前に求めた変化曲線を利用して新しい曲線を求めるため、上記の方法以上に熱収支が合っていないように見えるが、 E 、 T_0 等が収束するまで繰り返し計算を行ったので、収束した段階では、熱収支的にも正しいものになっていると考える。

しかし、最も大きな理由は、

- (c) 蒸発散量の日変化曲線と、下向き短波放射量等、放射量の日変化曲線の類似性である。この方法では、つぎに述べるように、最初に下向き放射量の曲線を用いる。そこで、放射量曲線の要素を加味することで、蒸発散量曲線を精度良く再現できるのではないかと考えたからである。

①の段階で地表面温度を推定する際には、近藤¹⁷⁾ が解析的に求めた入力放射量、気温の日変化から地表面温度の日変化を推定する方法を採用した。

まず入力放射量、気温を波数分解し、余弦関数で近似し、それらの平均値、各波数における位相差、振幅、地中パラメータから地表面温度を解析的に求めるものである。ここで、交換係数（バルク係数×風速）が必要になるが、文献¹⁷⁾ から、0.005 とおいた。

(3) 適用例

Fig. 6 は、文献⁸⁾ で行った陸海風の検討をしたケースと、3章で用いた孤立峰があるケース（**Case. 1**）について、適当な格子点で上記の方法を適用した結果である。

(a) は、前者のケースでの入力放射量と気温の変化を示している。いずれも、実線がシミュレーション結果、破線はそれを波数5まで分解した余弦関数による近似曲線である。

(b) は、蒸発散量の変化曲線で、実線が（真値にあたる）シミュレーション結果、後の曲線は繰り返し計算の結果である。凡例に示した No.1～No.6 は、繰り返し計算の計算番号を示す。(c)、(d) も同様で、ただし **Case. 1** のものである。

いずれのケースとも、ほぼ良好な結果を得ている。ただし、これからの課題として以下のようなものがある。すなわち、

- ①このような繰り返し計算が最も良い結果を出力するのか、前述のような **FRM** の他の解法の方が良いのか等の比較をまだ行っていないが、この方法が最良かどうかを確認する必要がある。
- ②2例しか適用していないので、適用可能な条件等についてはまだ検討を行っていない。すなわち、ここでは蒸発散量の変化曲線が放射量の曲線と密接な関係がある場所を選んだが、そうでない場合、2つの関係が密接でない場合（乾燥地等）にも適用可能かどうか、確認する必要がある。
- ③実測データへの適用が必要である。

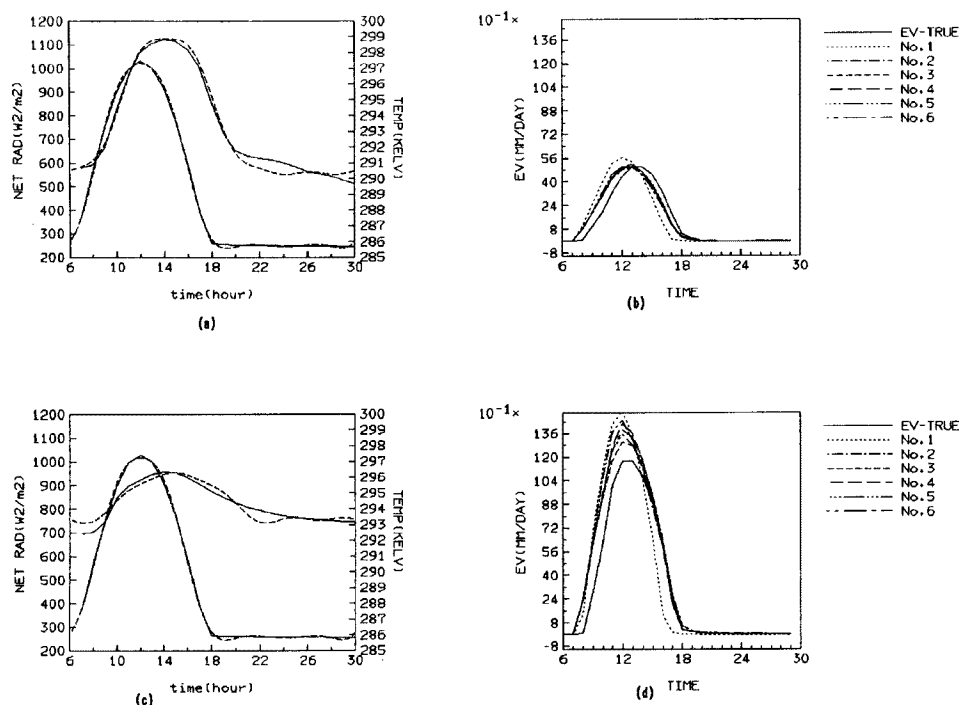


Fig. 6 The time variational income radiation, air temperature, and evapotranspiration. For evapotranspiration, the technique to average over time is used

①に関して、**FRM**の解法で最も精度良く蒸発散量を推定する解法を特定してはいないが、いずれにしてもはじめにあげた前提条件のもとで、蒸発散量の時間平均化手法の一例として、**FRM**を用いた本方法を提示する。

今後は、②、③の課題に関連し、実用可能な方法かどうか確認をするつもりである。

また、本項での手法は、リモセンデータを想定しはしたが、地表面でのポイント観測において観測できるデータのみを用いているので、ポイント観測において連続的に観測を行わない場合の時間平均化にも、当然適用可能である。

4.3 空間平均化

前節で提示した時間平均化手法を用いるポイントは、センサの解像度と、対象とする場の大きさの関係によるが、対象とする場の中に、各種土地パラメータが同一の場（均一場）が少数分布しているような場合は、各均一場ごとに時間平均化手法を用いて日蒸発散量等を求め、面積で加重平均すれば良い。

しかし、均一場と思われる場が多く散在しているような場合、多少手間はかかるが同様の手法を用いるか、リモセンデータの利点を多少損なうことにはなるが、いくつかのポイントで蒸発散量を求め、2章で述べたようなポイント観測における空間平均化手法を用いることになると思われる。

以上、本節ではリモセンデータを利用した広域場からの蒸発散量推定を中心に、時・空間平均化手法の提示を行った。いずれにしても、リモセンデータのみでは精度良い蒸発散量推定は行えないと思われ、アメダスポイント等、地上観測網の整備も同時に行うことが必要と考える。

6. 時間平均化に関するその他の考察

時間平均化手法のうち、前章で提示した手法は、間欠的なデータを補完する方法である。そこで、どのくらいの間欠性なら補完可能か、同じ間欠性でも、どの時間帯のデータが必要か、という問題が生じる。

補完可能な間欠性は、本方法を用いるなら、1日程度であることは明かである。また、データが必要な時間帯については、地表面温度については初期値として用いるため、いつの時間帯であっても問題はない。さらに地表面含水率については、2回の衛星飛来時間の間のデータをなんらかの形で内挿せざるを得ないが、降雨直後でない限り、夜間の地表面含水率は変化が小さいという田中ら¹⁴⁾の結果に注意すれば、どの時間帯でもそう大きな問題はないと考えられる。

また、特に地表面含水率と蒸発効率 β の内挿について、降雨があった場合には含水率がほぼ飽和になるので、アメダスデータから降雨情報を得て、地表面含水率、蒸発効率等のデータに操作を加える必要があると思われる。

7. 結 論

蒸発散の時・空間平均化について、リモセンデータの利用も含め、種々の検討を行った。得られた成果をまとめると、以下ようになる。

- ①従来型の観測によって広域場からの蒸発散量推定を行う場合、観測点は、各均一場の中央点近傍に設置すると精度良く推定が行える。
- ②①に反して観測点を設置する場合についても、データの修正を行うことが可能である。
- ③地表面でのポイント観測の結果から広域場の蒸発散量を推定するには、恒常的に設置された定点観測点での蒸発散量と、あらかじめ気象条件によってパターン化しておいた補正係数を用いて、推定する方法が有効と思われる。
- ④本論文では、補正係数として、風速を主要因に、日射量を補助要因にして決定することを試みたが、この方法が最適かどうかについては、今後の検討課題である。
- ⑤風速が単純に周期変化する場合について、時間平均値を求める方法について検討した結果、平均風速が定常的に吹送する場合の蒸発散量で十分評価可能であることが分かった。
- ⑥リモセンデータを利用した時間平均化の手法として、**FRM**を用いた方法を提示した。前章までのシミュレーション結果に適用した結果、蒸発散量の時間曲線は、良好に再現できた。

今後の課題としては、⑥の手法が実用的なものかどうか検証を行うべく、実データへの応用をはかる必要がある。また、**FRM**の解法として本章で用いた方法が最適なものかどうかを、確認する必要があると考える。

なお、2.2で検討した風速と蒸発散量の関係に関し、風速が多く観測地点で恒常的に観測できるかという懸念があるが、それについては、アメダスデータを用い、客観解析によって必要な点の平均風速を得る等、既設の観測システムを用いた方法での精度を調査し、効率良い推定手法の確立を目指したいと考える。

参考文献

- 1) Kuzuha, Y, S. Ikebuchi, and K. Tanaka : Evaporation from a complex land-use surface —How to estimate average evaporation—, Exchange Processes at the Land Surface for a Range of Space

- and Time Scales, IAHS Publications No. 212, 1993, pp.73-80.
- 2) 葛葉泰久・池淵周一・島田潤一・田中賢治：数値解析による広域場からの蒸発散量推定のための基礎的研究, 京大防災年報, 第 35 号 B-2, 1992, pp.465-481.
 - 3) 葛葉泰久・田中賢治・池淵周一：植生を考慮した二次元蒸発散モデル, 土木学会関西支部学術講演会概要集, 1992, II-5.
 - 4) 池淵周一・竹林征三・大藤明克：琵琶湖湖面蒸発量の観測と評価, 第 30 回水理講演会論文集, 1986, pp.1-6.
 - 5) Kikuchi, Y., S. Arakawa, F. Kimura, K. Shirasaki, and Y. Nagano : Numerical Study on the Effects of Mountains on the Land and SeaBreeze Circulation in the Kanto District, J. Meteo. Soc. Japan, 1981, pp.723-738.
 - 6) 例えば, Kimura, F., S. Takahashi : The Effects of Land-use and Anthropogenic Heating on the Surface Temperature in the Tokyo Metropolitan Area: A Numerical Experiment, Atmospheric Environment, Vol.25B, No.2, 1991, pp.155-164.
 - 7) Mellor, G.L., T. Yamada : A Hierarchy of Turbulence Closure Models for Planetary Boundary Layers, J. Atmos. Sci., Vol. 31, 1974, pp.1791-1806.
 - 8) 葛葉泰久・池淵周一・田中賢治：数値解析による広域場からの蒸発散量推定のための基礎的研究 (II), 京大防災年報, 第 36 号 B-2, 1993, pp.159-171.
 - 9) 葛葉泰久・池淵周一：3 次元蒸発散モデルの琵琶湖流域への適用と 2, 3 の基礎的検討, 水工学論文集第 38 巻, 1994, pp.137-142.
 - 10) 木村富士男：局地風モデルを利用した光化学大気汚染の数値シミュレーション, 気象研究所技術報告, 第 11 号第 7 章, 1984, pp.217-295.
 - 11) 増田善信：数値予報—その理論と実際—, 気象学のプロムナード 3, 東京堂出版.
 - 12) Kimura, F.: Heat Flux on Mixture of Different Land-use Surface : Test of a New Parameterization Scheme, J. Meteo. Soc. Jap., Vol. 67, No. 3, 1989, pp.401-409.
 - 13) 石原安雄・葛葉泰久・下島栄一：数値シミュレーションによる裸地蒸発に関する研究 (2) —蒸発に及ぼす風速変化の影響—, 京大防災年報, 第 32 号 B-2, 1989, pp.159-171.
 - 14) 田中敬也・葛葉泰久・池淵周一：浸潤過程を取り入れた蒸発現象の数値解析, 土木学会関西支部学術講演会概要集, 1993, II-14.
 - 15) 近藤純正・中村亘・山崎剛：日射量及び下向き大気放射量の推定, 天気, Vol. 38, 1991, pp.41-48.
 - 16) 馬淵和雄・佐藤信夫：回転式日照計観測値からの 1 時間積算全天日射量の推定, 天気, Vol. 38, 1991, pp.57-62.
 - 17) 近藤純正：地表面温度と熱収支の周期解及びその応用, 農業気象, Vol. 48, 1992, pp.265-275.