

## 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

葛葉 泰久・池淵 周一・島田 潤一・田中 賢治

### FUNDAMENTAL STUDY FOR ESTIMATION OF EVAPOTRANSPIRATION FROM LARGE FIELD BY NUMERICAL SIMULATION

By *Yasuhisa KUZUHA, Shuichi IKEBUCHI, Junichi SHIMADA and Kenji TANAKA*

#### Synopsis

When we try to estimate the evapotranspiration from a complex land-use surface under the condition that the records of hydrological data observed are available for only limited locations, we must use some technique to average each evapotranspiration from the single land-use surface. Even if we use the remote sensing the observation near the surface and the technique to average may be needed for the surface truth.

In this study numerical simulation is undertaken. The model is 2-dimensional so that the effect of advection can be described. In this model not only atmosphere but also underground region is described in detail. And, the technique to average over the area is discussed.

As a result, some basic knowledge about the averaging technique is given. Evapotranspiration from single land-use surface is estimated at the center of that area. Furthermore, as for the evapotranspiration from the complex land-use surface, it can be estimated by each evapotranspiration at the center and each area occupied.

#### 1. 序 論

広域場, 例えばある河川流域における利用可能な水資源量を知るために流域からの損失量を評価しようとする場合, 損失項のうち大きな部分を占める蒸発散量の推定は重要なテーマである。このような「量的問題」, また乾燥・半乾燥地域における塩類集積化等の「質的問題」を解明するため従来から蒸発散現象の研究が数多くなされてきた。これに加え, 最近では「地球環境」という観点から, すなわち今日大きな関心を集めている地球の砂漠化・温暖化等の異常気象のメカニズムの解明のためにも, 地球規模の水循環の中で土中から大気への水分輸送を担う蒸発散現象を把握することが重要視されてきている。このような背景のもと, 今日まで渦相関法, 傾度法, 熱収支法等を用いた蒸発散量の推定が多く行われ<sup>1)</sup>, 最近では衛星等によるリモートセンシングデータから得られる情報をもとに広域場からの蒸発散量を推定しようとする方法が脚光を浴びてきている。

蒸発散 (evapotranspiration) は, 土中の水分が地表面から大気中へ蒸発するいわゆる蒸発 (evaporation) と, 土中から根によって吸収された水分が植物の気孔やクチクラ層から大気中に蒸発する蒸散 (transpiration) を合わせた概念である。そのため蒸発散現象を明らかにするためには, 土壌, 植生, 大気の相互作用を考慮する必要があり, 各々を別々に扱っては真の現象解明はできない。このため, 蒸発散を考える際には土壌-植生-大気を一つの連続系 (SPAC: Soil-Plant-Atmosphere Continuum)<sup>2)</sup>

と考え、その相互作用を考慮にいれる必要があろう。

一般的に観測や実験のみで解明できない物理現象に対しては、現象をモデル化して数値解析を行なうといった手法が有効である。蒸発散現象もそのような現象であり、池淵ら<sup>3)</sup>、神田ら<sup>4)</sup>、また蒸発散現象解明を主目的にはしていないがモデルの中に取り込んだ Kimura<sup>5)</sup>等、多くの研究がある。本研究では、従来までの数値解析モデルとは異なり、大気と土中の双方を詳細に扱った数値解析モデルの構築を目指し、そこではできるだけ物理的に根拠のある式を用いる様に努めた。

ところで、蒸発散量の推定をする場合、渦相関法等の方法で得られるデータは、往々にして観測点近傍の狭い範囲のみで有効なものである。そこで、これらの方法を用いて、複合的な土地利用形態を持った広域場からの平均的な蒸発散量（以下、対象領域の平均値を「領域平均」と称す）を推定しようとするなら、場の中の複数の観測点で得られたデータを平均化する必要がある（空間的平均化）。また、データのサンプリングが連続的に行われている場合以外には、時間的平均化も行う必要がある。さらに、衛星・航空機等の高高度のプラットフォームを用いたりリモートセンシングは、広域場での平均的な蒸発散量観測に極めて有効ではあるが、surface truth のために、従来からの観測手法を用いた観測値を得る必要があり、そこでは空間的平均化手法を用いる必要がある。加えて衛星を用いたりリモートセンシングでは、衛星が対象領域上を周回している期間だけデータが得られるという特性から、例えば日蒸発散量を推定するためには、何らかの時間的平均化を行う必要があろう。

以上を踏まえ、著者らの研究のおもな目的は以下のとおりである。

- ① 大気と土中の双方をともに詳細に描いたシミュレーションモデルを構築すること。

ここで、広域場を対象とするため stationary な大気場を仮定することには無理がある。そこで、移流・内部境界層の発達を取り込める様、モデルは最低2次元モデルである必要がある。

- ② 数値シミュレーションにより、上記の時・空間的平均化手法に関する検討を行うこと。

- ③ 複合的な利用形態を持つ広域場からの、効率的な蒸発散量推定手法を確立すること。

本論文ではその第一歩として、おもに①及び②の空間的平均化について述べる。ただし、対象とする領域は簡単のため、おもに裸地とした。

## 2. モデルの概要

### 2.1 土中の基礎式

土中のモデル化は、基本的に葛葉ら<sup>6)</sup>と同様の方法で行った。ただし、本研究では水分フラックス算定に用いる、土中含水率を表すパラメータとしてマトリックスポテンシャルではなく、水頭で表示したマトリックスポテンシャル（圧力水頭）を用いた。また、土中の水分・熱移動を2次元的に表現した。ただし、対象領域を1000 m オーダーに広げた場合には、後述するような方法で土中を1次元的に取り扱った。

土中の水分（液水と水蒸気）の連続式は

$$\frac{\partial(\rho_l \theta_l)}{\partial t} + \frac{\partial\{\rho_v(\theta_s - \theta_l)\}}{\partial t} = -\frac{\partial(J_{lx} + J_{vx})}{\partial x} - \frac{\partial(J_{lz} + J_{vz})}{\partial z} \dots\dots\dots (1)$$

である。ここで、 $\rho_l$ 、 $\rho_v$  は液水と水蒸気の密度、 $\theta_s$  は飽和体積含水率、 $\theta_l$  は体積含水率、 $J_l$ 、 $J_v$  は液水と水蒸気の質量フラックス、 $t$  は時間である。添字の意味は  $l$ 、 $v$  が液水、水蒸気に関する物理量、 $x$ 、 $z$  が水平方向、鉛直方向の物理量であることを示す。座標軸に関しては、水平方向に  $x$  軸、鉛直方向に  $z$  軸をとった。 $x$  軸に関しては大気の気流方向（風速方向）を正とし、 $z$  軸に関しては地表面を原点に鉛直下向きを正とした。次に、土中の液水の運動についてはダルシー則が、水蒸気についてはフィック則が成立するとした。そこで、液水と水蒸気の水平方向と鉛直方向の質量フラックス  $J_{lx}$ 、 $J_{lz}$ 、 $J_{vx}$ 、 $J_{vz}$  は各々、

$$J_{lx} = -\rho_i K \left( \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) \dots\dots\dots (2)$$

$$J_{lz} = -\rho_i K \left( -1 + \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) \dots\dots\dots (3)$$

$$J_{vx} = -E_n D_{ve} h \Delta \frac{\partial T}{\partial x} - D_{ve} e_s \frac{\partial h}{\partial x} \dots\dots\dots (4)$$

$$J_{vz} = -E_n D_{ve} h \Delta \frac{\partial T}{\partial z} - D_{ve} e_s \frac{\partial h}{\partial z} \dots\dots\dots (5)$$

と表わされる。

ここで、 $K$  は体積含水率の関数として与えられる透水係数、 $\phi$  は水頭で表わされる土中水のマトリックポテンシャルである。液水フラックスは  $x$  軸方向に関しては  $\phi$  のみの関数となるが、 $z$  軸方向に関しては  $\phi$  と重力ポテンシャルの関数となる。 $T$  は絶対温度、 $E_n$  は enhancement と呼ばれるものであり  $\theta_i$  の関数である。これは、温度勾配下の水蒸気移動の実測値が、理論的に求めた値より 5～10 倍程度大きいために用いる無次元の重み因子である。 $D_{ve}$  は水蒸気の有効拡散係数、 $e_s$  は飽和水蒸気圧、 $h$  は相対湿度、 $\Delta$  は温度に対する飽和水蒸気圧曲線の傾きである。

熱の連続式は

$$C \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial J_{hx}}{\partial x} - \frac{\partial J_{hz}}{\partial z} \dots\dots\dots (6)$$

である。ここで、 $J_h$  は熱フラックス、 $C$  は体積比熱である。熱のフラックスは熱伝導によるものと水蒸気の移動に伴う熱移動の和として表わせることとし、液水の移動に伴う効果等は上記の項に比べ小さく無視できるものとする、 $J_{hx}$ 、 $J_{hz}$  は各々

$$J_{hx} = -(K_T + \lambda E_n D_{ve} h \Delta) \frac{\partial T}{\partial x} - \lambda D_{ve} e_s \frac{\partial h}{\partial x} \dots\dots\dots (7)$$

$$J_{hz} = -(K_T + \lambda E_n D_{ve} h \Delta) \frac{\partial T}{\partial z} - \lambda D_{ve} e_s \frac{\partial h}{\partial z} \dots\dots\dots (8)$$

と表わせる。ここで、 $K_T$  は土壌の熱伝導率、 $\lambda$  は蒸発潜熱である。以上がおもな土中の諸式であるが、式中の変数・定数はまとめて **Table 1** に示した。また各式中で用いたパラメータ、水分特性曲線等の関数形、その他対象とした土壌の特性等については、参考文献 6) に詳細に記述されているので、参照されたい。

## 2.2 大気諸式

### (1) 主な基礎式

大気部分については、Kimura<sup>5)</sup> のモデルと同様の方法を用いた。基本的には、風速、温位（ただし、本モデルでは対象としている解析領域の上端の高度が低いので高度による圧力差がほとんどないと仮定できる。そこで、温位は通常温度で代用した。）、比湿の輸送方程式を差分法を用いて解いたものであるが、これらの式中使用される渦拡散係数については、後述の Mellor ら<sup>7)</sup> の PBL (Planetary Boundary Layer) モデル (Level 2) に従った。ただし、地表面近傍はフラックス一定の領域 (CFL: Constant Flux Layer) とみなし、上記の PBL モデル (Level 2) を適用しなかった。本研究の目的から、モデルは内部境界層 (IBL: Internal Boundary Layer) の発達を正確に描けるものである必要がある。IBL の内側と外側では当然フラックスが異なるが、その両方を 1 つの CFL 内にあるものと仮定してしまうのは適当でない。そこで、CFL は IBL (その厚さは吹走距離の 0.01 倍程度といわれている) より下にとる必要があるため、差分法で用いる下から 2 段目の格子点は水平格子間隔の 0.01 倍以下の位置にとることにした。これらの関係を、**Fig. 1** に示す。

大気基礎式は、以下のとおりである。

Table 1. Symbol definition

symbol	value	unit	symbol definition
$C$	—	$J/(m^3 \cdot K)$	volumetric heat capacity
$C_p$	—	$J/(kg \cdot K)$	specific heat at constant pressure
$D_{v,e}$	—	$kg/(m \cdot s \cdot mbar)$	effective diffusion coefficient (water vapour)
$E$	—	$kg/m^2$	vapour flux
$E_n$	—	—	enhancement
$e_s$	—	$mbar$	saturaion water vapour pressure
$g$	9.8	$m/s^2$	gravity acceleration
$H$	—	$W/m^2$	sensible heat flux
$h$	—	%	relative humidity
$J_l$	—	$kg/(m^2 \cdot s)$	liquid water flux
$J_v$	—	$kg/(m^2 \cdot s)$	water vapour flux
$J_h$	—	$W/m^2$	heat flux
$K$	—	$m/s$	hydraulic conductivity
$K_{m, \theta, q}$	—	$m^2/s$	eddy diffusivity
$K_T$	—	$W/(m \cdot K)$	heat conductivity (soil)
$L$	—	$m$	Monin-Obkhov's length
$l$	—	$m$	mixing length
$q$	—	—	specific humidity
$R_f$	—	—	flux Richardson number
$S_{m, h}$	—	—	function of $R_f$
$\tilde{S}_{m, h}$	—	—	stability function
$T$	—	$K$	absolute temperature
$t$	—	$s$	time
$u$	—	$m/s$	horizontal wind velocity
$u_*$	—	$m/s$	friction velocity
$w$	—	$m/s$	vertical wind velocity
$x$	—	$m$	horizontal coodinate
$z$	—	$m$	vertical coodinate
$z_{0m, \theta, q}$	—	$m$	roughness length
$\Delta$	—	$mbar/K$	slope of the saturated vapour pressure curve
$\theta$	—	$K$	potential temperature
$\theta_l$	—	$m^3/m^3$	volumetric water content
$\theta_s$	0.4677	$m^3/m^3$	saturate volumetric water content
$k$	0.4	—	von-karman constant
$\lambda$	$2.45 \times 10^6$	$J/kg$	latent heat for vaporization
$\rho_a$	1.2	$kg/m^3$	density of air
$\rho_l$	$1.0 \times 10^3$	$kg/m^3$	density of liquid water
$\rho_v$	—	$kg/m^3$	density of water vapour
$\tau$	—	$kg/(m \cdot s^2)$	momentum flux
$\Psi_{m, \theta, q}$	—	—	integrated universal function
$\phi$	—	$m$	matric potential

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \dots\dots\dots (9)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} K_m \frac{\partial u}{\partial z} \dots\dots\dots (10)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} K_\theta \frac{\partial \theta}{\partial z} \dots\dots\dots (11)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + w \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} K_q \frac{\partial q}{\partial z} \dots\dots\dots (12)$$

ここで、 $u, w$  は各々水平方向、鉛直方向の風速、 $\theta$  は温位、 $q$  は比湿、 $K_m, K_\theta, K_q$  は各々運動量、温位、比湿に関する渦拡散係数である。 $z$  軸は、鉛直上向きを正にとった。 $x$  軸は土中と同様である。ただし、風速場は慣性力のみ支配されるとし、コリオリ力、圧力勾配に関する項は無視した。式(10)~(12)中の各渦拡散係数については、(2)で、CFL内のフラックスについては、(3)で述べる。なお、大気の諸式で用いる変数・定数についてもTable 1中に示した。

(2) 渦拡散係数 (PBL モデル (Level 2)<sup>7)</sup>)

本項では、式(10)~(12)中の渦拡散係数について述べる。ここで、水蒸気に関する渦拡散係数  $K_q$  は温位に関する渦拡散係数  $K_\theta$  と近似的に等しいとした。運動量と温位、水蒸気に関する渦拡散係数は各々

$$K_m = l^2 \left| \frac{\partial u}{\partial z} \right| S_m \dots\dots\dots (13)$$

$$K_\theta = K_q = l^2 \left| \frac{\partial \theta}{\partial z} \right| S_h \dots\dots\dots (14)$$

で表わせる。混合距離  $l$  は、本研究においては高くとも数百メートル以下の部分を対象とするので簡単に  $l = \kappa z$  で与えた。また、 $S_m, S_h$  はフラックス・リチャードソン数 ( $R_f$ ) の関数であり、

$$S_m = B_1^{1/2} (1 - R_f)^{1/2} \tilde{S}_m^{3/2} \dots\dots\dots (15)$$

$$S_h = B_1^{1/2} (1 - R_f)^{1/2} \tilde{S}_m^{1/2} \tilde{S}_h \dots\dots\dots (16)$$

で与えられる。また、stability function と呼ばれる  $\tilde{S}_m, \tilde{S}_h$  は、

$$\tilde{S}_m = 3A_1 \frac{B_1(\gamma_1 - C_1) - (6A_1 + 3A_2)\Gamma}{B_1(\gamma_1 - \gamma_2\Gamma) + 3A_1\Gamma} (\gamma_1 - \gamma_2\Gamma) \dots\dots\dots (17)$$

$$\tilde{S}_h = 3A_2(\gamma_1 - \gamma_2\Gamma) \dots\dots\dots (18)$$

$$\gamma_1 = 1/3 - 2A_1/B_1 \dots\dots\dots (19)$$

$$\gamma_2 = B_2/B_1 + 6A_1/B_1 \dots\dots\dots (20)$$

$$\Gamma = R_f / (1 - R_f) \dots\dots\dots (21)$$

から求められる。フラックス・リチャードソン数は、大気乱流の安定度を示す無次元数で、

$$R_f = \frac{g}{\theta} \frac{K_\theta (\partial\theta/\partial z)}{K_m (\partial u/\partial z)^2} \dots\dots\dots (22)$$

で表わされる。ここで用いた定数  $A_1, A_2, B_1, B_2, C_1$  は各々 0.78, 0.78, 15.0, 8.0, 0.056 である。

(3) CFL 内のフラックスの算定

CFL 内の運動量、熱、水蒸気のフラックスは、各々

$$\tau = -\rho_a \frac{\kappa^2 u^2}{\{\ln(z/z_{0m}) - \Psi_m(\zeta)\}^2} \dots\dots\dots (23)$$

$$H = -\rho_a C_p (\theta - \theta_0) \frac{\kappa u_*}{\ln(z/z_{0\theta}) - \Psi_\theta(\zeta)} \dots\dots\dots (24)$$

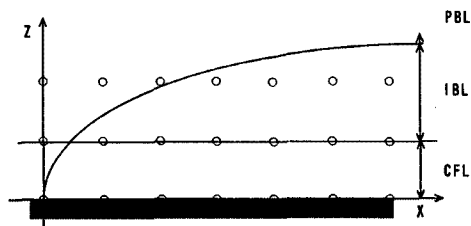


Fig. 1. Schematic diagram of the 2-dimensional grid model showing the relation of IBL and CFL.

$$E = -\rho_a(q - q_0) \frac{\kappa u_*}{\ln(z/z_{0q}) - \Psi_q(\zeta)} \dots\dots\dots (25)$$

と表せる<sup>5)</sup>。ここで、摩擦速度  $u_* = \sqrt{-\tau/\rho_a}$  である。また  $\rho_a, C_p, z_0, \phi$  はそれぞれ空気密度、定圧比熱、粗度、安定度に係わる積分普遍関数である。後者2つについて、添字  $m, \theta, q$  はそれぞれ運動量、熱、水蒸気に関するものであることを表す。また、添字0は地表面での値であることを表す。ここで、運動量、熱、水蒸気に関する粗度の関係は、

$$z_{0\theta} = z_{0q} = 0.2 z_{0m} \dots\dots\dots (26)$$

とする。 $\zeta$  は、Monin-Obkhov's length ( $L$ ) との関係において

$$\zeta = \frac{z}{L} \dots\dots\dots (27)$$

と表わせる。また  $L$  は、

$$L = -\frac{\rho C_p \theta u_*^3}{\kappa g H} \dots\dots\dots (28)$$

である。安定度に関わる積分普遍関数は、以下のとおりである<sup>8)</sup>。

大気が不安定 ( $\zeta < 0$ ) の場合

$$\Psi_m = 2 \ln \frac{1+\chi}{2} + \ln \frac{1+\chi^2}{2} - 2 \arctan(\chi) + \frac{\pi}{2} \dots\dots\dots (29)$$

$$\Psi_q = \Psi_\theta = 2 \ln \frac{1+\chi^2}{2} \dots\dots\dots (30)$$

ここで、

$$\chi = (1 - 16\zeta)^{1/4} \dots\dots\dots (31)$$

である。大気が中立 ( $\zeta = 0$ ) の場合

$$\Psi_m = \Psi_q = \Psi_\theta = 0 \dots\dots\dots (32)$$

大気が弱安定 ( $0 < \zeta \leq 1$ ) の場合

$$\Psi_m = -5(\zeta - \zeta_{0m}) \dots\dots\dots (33)$$

$$\Psi_\theta = -5(\zeta - \zeta_{0\theta}) \dots\dots\dots (34)$$

$$\Psi_q = -5(\zeta - \zeta_{0q}) \dots\dots\dots (35)$$

大気が強安定 ( $\zeta > 1$ ) の場合

$$\Psi_m = -5(1 - \zeta_{0m} + \ln \zeta) \dots\dots\dots (36)$$

$$\Psi_\theta = -5(1 - \zeta_{0\theta} + \ln \zeta) \dots\dots\dots (37)$$

$$\Psi_q = -5(1 - \zeta_{0q} + \ln \zeta) \dots\dots\dots (38)$$

ただし、 $\zeta_{0m} = z_{0m}/L, \zeta_{0\theta} = z_{0\theta}/L, \zeta_{0q} = z_{0q}/L$  である。

(4) 地表面における熱収支

本モデルの計算手順は、大気のルーチンと土中のルーチンに分けられ (Fig. 2 参照)、それら2つのルーチンが次章で記述するような方法でリンクされている。そして、大気のルーチンと土中のルーチンを結合させる物理量として、熱収支においては顕熱フラックス  $H$  と潜熱フラックス  $\lambda E$  を、水収支においては水蒸気フラックス (蒸発散強強)  $E$  が用いられている。

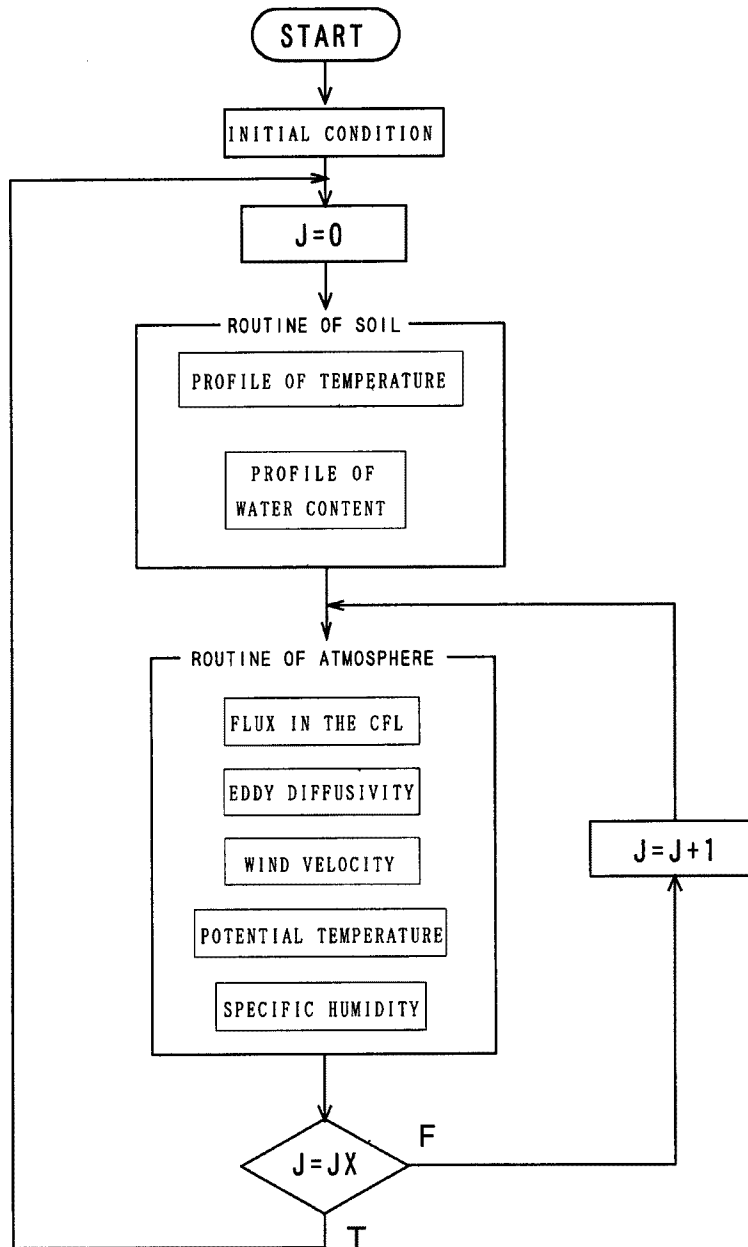


Fig. 2. Simplified flow diagram of simulation model.

### 3. 計算手順と計算条件

#### 3.1 計算手順

##### (1) 2次元詳細モデル

大気と土中を同時にモデル化することの困難は、その時・空間スケールの違いに起因するところが多い。すなわち、拡散係数（大気では渦拡散係数、土中では透水係数と有効拡散係数）のオーダーの違いから現象の進行速度が大きく異なるために、計算に用いる最適時・空間スケールが異なる。このため、計算

手順において両方の結合に工夫が必要となる。

一般に、本研究のモデルの様に領域を長方形に分割できるような場合には、有限要素法より取扱が簡単な差分法が用いられることが多い。差分法には多種多様な差分法の方法、解法があるが、本モデルにおいては時間的にはルンゲ・クッタ法を、また空間的には中心差分法または上流差分法を用いた。ただし、ルンゲ・クッタ法は大気では3次精度、土中では4次精度とした。本モデルでは、大気の諸式と土中の諸式を異なる時・空間スケールを用い別々に解くことにした。その際の結合方法（相互作用）について以下で説明を加える。

数値計算の手順は、Fig. 2のフローチャートに示すとおりである。この図においてJXは、土中のルーチンと大気のルーチンの時間間隔の比である。すなわち、JX回に1回土中のルーチンを通るようになっている。本来、正確なモデル化のためには第2章で述べた諸式を連立して解かせる必要がある。このため、時間スケールに関しては現象の進行速度の速い大気側に合わせた短い時間間隔を土中にも適用する必要がある。しかし、土中の現象は大気の現象の進行速度と比較してかなり遅いため、それだけの短い時間間隔を必要としない。また、空間スケールに関して蒸発現象は地表面のすぐ下で生起するため土中では特に地表面近くで空間間隔を小さくする必要があり、 $x$ 軸と $z$ 軸のバランスから $x$ 軸方向にもそれほど大きな空間間隔を採用できない。そのため、大気側の空間間隔を土中と同じにすると、これもまた必要以上に大気の格子数を増やし計算時間を増加させる原因となるとともに、差分計算の安定条件にも厳しい制約条件を課すことになる。そこで、本研究においては、大気と土中において異なる時・空間スケールを用いることにした。

まず時間間隔は大気と比較して土中を大きくとることにし、適当な回数(JX)大気の計算を繰り返した後に、土中の計算を行うという手順を繰り返すことにした。この方法により、前述のような過剰な計算時間の増加を防ぐことが可能であるが、反面、土中ルーチンから大気ルーチンへ受け渡すデータを一定としたまま、JX回大気ルーチンの計算を行なうという欠点がある。しかし、土中の現象の進行速度が遅いことから、ある程度小さい時間間隔であればさほど土中の現象が進行していないと思われること、そのため現象の推移が比較的速いと思われる計算の初期段階においてJXを小さくとることにより計算の正確さを維持できると判断した。

次に、空間間隔は前述の理由で大気のそれを土中と比較して粗くとしている。具体的には水平方向の空間間隔を、大気は10mとし、土中は1mとした。鉛直方向についても、双方とも地表面近くは細かく、そこから離れるに従って粗くしたが、土中の方が1オーダー以上小さい間隔とした。地表面での物理量の受渡しは以下の様にした(Fig. 3参照)。すなわち、土中から大気へは、土中のルーチンで得られた地表面での含水率、温度のうち、大気の最下層の差分格子点に対応するものをそのまま受け渡すことにした。また、逆方向にはCFLでのフラックスを土中のルーチンの地表面格子点での境界条件とした。ただし、大気の格子間隔は土中と比較して粗いため、大気側のデータがない部分については線形内挿によって求めた値を用いた。これらの方法は、大気と土中で異なる時・空間スケールを採用するために、物理現象との整合性を常に考慮しつつ時・空間間隔を慎重に選択する必要があるが、計算時間短縮においても計算安定性の制約条件に関してもかなりの利点を持つ方法であると考えられる。

本項で述べたモデルを用い、 $x$ 方向の領域長が100m~500mの場を対象としたシミュレーションを行った。次項

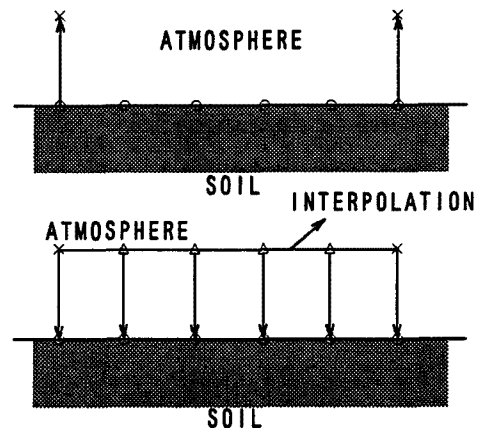


Fig. 3. Schematic diagram of the linkage method between soil and atmosphere.



で述べるモデルと区別するために、本モデルを2次元詳細モデルと称することにする。

(2) 半2次元モデル

真に広域場を対象としたシミュレーションを行うためには、領域長がキロメートルオーダー以上の場を対象とする必要がある。そこで、1000 m以上の領域を対象とするためのモデルを(1)の2次元詳細モデルとは別に構築することにした。このモデルは、後述するような2次元詳細モデルでのシミュレーション結果をふまえ、以下のような簡略化を行ったものである。すなわち、まずx方向の差分格子点を、大気と土中で同じ間隔とした。具体的には、双方とも水平方向の空間間隔を50 mとした。鉛直方向は2次元詳細モデルと同じである。ただし、領域長が大きい分、大気上端を高く設定した。そして、前項で述べたような線形内挿等によるデータの受け渡し手続きは行わず、大気と土中で1対1に対応する格子点間で、データの受け渡しを行った。また、土中に関しては横方向の水分・熱移動を考慮せず、横方向の格子点数それぞれ独立に鉛直1次元的な取扱いで計算を行った。

このモデルを用いることにより計算時間の短縮が可能で、より大きな領域を対象としたシミュレーションが可能となる。

3.2 計算条件

Fig. 4 は計算領域である。初期条件は土中で解析領域において地温を一定とし、含水率分布を飽和状態からの脱水過程を経たいわゆる脱水平衡状態の土壤水分特性曲線によって与えた。大気においては、風速を対数分布で与え、相対湿度は一様な初期条件を与えた。ただし、半2次元モデルを用いたケースに関しては、風速を対数分布ではなく一定値(3 m/s)で与えた。気温に関しては双方とも対数分布を用いた。その他、境界条件・初期条件は、Table 2 に示したとおりである。また、シミュレーションは全部で13 ケース行ったが、それらの設定条件は Table 3 に示した。表中、「wet」は、地下水位が計算領域下端(地表面下5 m)に定水位の地下水面があるような土地条件を表す。また、「dry」は初期条件が地下水面が地表面下1000 mの位置にあるこ

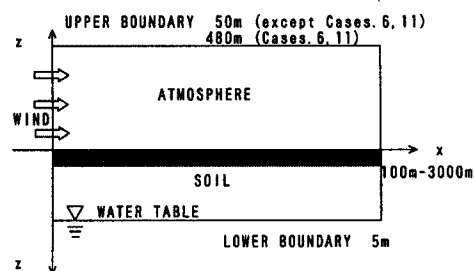


Fig. 4. Schematic diagram showing the region calculated.

Table 2. Conditions for the calculation

Initial conditions	
atmosphere:	$u=0.12/k \cdot \ln(z/z_{0m})$ (except Cases. 6,11) $w=0$ $\theta = \theta_0 - 0.12 \ln(z/z_{0m})$ $q$ : relative humidity=5%
Soil:	$T=15^\circ\text{C}$ $\phi = -5.0 + z$ (wet condition)
Boundary conditions	
atmosphere:	windward: equal to I. C. leeward: $d^2s/dx^2=0$ (s: u, w, $\theta$ , q) upper: equal to B. C. ground surface: u, w=0
soil:	x direction: each flux is zero at the edge of area bottom: equal to B. C.

Table 3. Initial conditions and boundary conditions

Case No.	land condition	radiation (W/m <sup>2</sup> )	other feature
Case. 1	smooth wet	400	
Case. 2	smooth wet	400	
Case. 3	smooth wet	600	
Case. 4	smooth wet	400	not using stability
Case. 5	smooth wet	600	not using stability
Case. 6	smooth wet	400	wide model
Case. 7	smooth wet→dry	400	
Case. 8	smooth dry→wet	400	
Case. 9	smooth→rough wet	400	
Case. 10	rough→smooth wet	400	
Case. 11	smooth wet→dry→wet	400	wide model
Case. 12	complex	400	
Case. 13	complex	400	

とを意味するが、境界条件としては計算領域下端で初期含水率を保存する条件となっている。ただし、Case. 11の「dry」のみ極端な乾燥地を想定して初期の地下水位 10000 m とした。また表中の放射強度 (radiation) は、反射する分を差し引いた、地表面で受け取る正味の短波放射と長波放射の合計値である。この値から、地表面からの長波放射を差し引いた値がいわゆる純放射にあたる。地表面からの長波放射に関しては、ステファン・ボルツマン式を用いて求めた。地表面粗度に関しては、次章で述べる。

#### 4. シミュレーション結果とその検討

##### 4.1 蒸発散に与える地表面粗度の影響

蒸発現象は、風速、気温、湿度、放射量などの気象条件と土地の利用構造、土壌の水理特性、地下水位、地温等の土地条件によって決定され、この現象を連続的に維持するためには次の3つの条件、①蒸発の潜熱要求量を満たすだけの熱供給量があること、②地表面上の大気の水蒸気圧が地表面より低い水蒸気圧を維持し、かつ水蒸気が拡散、対流の少なくとも一方によって地表面から運び去られること、③土中内部から地表面に連続的な水の供給があること、が常に満足される必要がある<sup>9)</sup>。このうち、①、②は水蒸気の需要側の、③は水蒸気の供給側の現象維持のための必要条件と考えることができる。これらは各々気象条件、土地条件に依存するものであり、双方の能力が十分な場合には蒸発現象が継続して生起する。これら2つの条件を決定するのは風速、気温等の要因である。

このうち、風速、土壌粒径、地下水位、短波放射が蒸発強度に与える影響については、文献6)に詳細に述べられているが、2次元モデルを用いた本研究でも、同様の結果が得られた。また、文献6)では、風速がある程度大きい場合、すなわち大気の蒸発要求能力が大きい場合の蒸発強度の変化曲線に関し、蒸発強度の急減点を境にして「第1段階」と「第2段階」が定義されているが、本論文においても以下同様の表現を用いることにする。

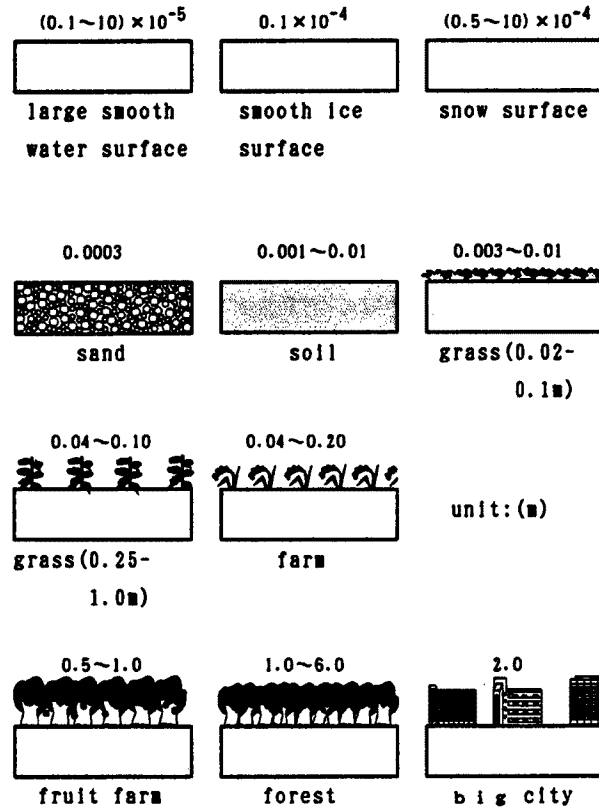


Fig. 5. Roughness length values for various land surfaces.

本研究で目的とする複合的な土地利用からなる広域場からの蒸発散を考える場合、グローバルな視点から現象を捉える必要がある。その際、例えば都市域を考えると、これは1 m ~ 100 m オーダーの粗度を持った蒸発生起場と考えることができる。この様に地表面粗度は、蒸発散に関わる諸変数のうち地下水位(すなわち含水率)と並んで土地利用形態を表現するパラメータとして重要なものである。そこで本節では地表面粗度が蒸発に与える影響について、2次元的な考察を加えることにする。

Case. 1, Case. 2 では、それぞれ地表面粗度が smooth ( $z_{0m} = 0.0001$  m) な場合、それと比較して rough ( $z_{0m} = 0.01$  m) な場合を想定した。Fig. 5 は代表的な地表面に対する粗度の値を示したものの<sup>10)</sup>であるが、これによると、それぞれの設定条件は、雪・水面と、裸地・草地に対応する。ただし、これはそれらと同程度の地表面粗度を持つという意味であって、雪面や水面を想定しているという意味ではない。この2ケースでは、風速場の上流端での境界条件を同じものとしている。すなわち、Table 2 中の対数則による風速分布式において、式中の  $z_{0m}$  を双方 0.0001 m、つまり Case. 1 の地表面粗度と同一の値を与えた。元来、水平風速の対数分布は、フェッチ長が十分長く場が stationary になったと仮定できる状態で成立するものである。つまり、ある stationary な場から対数分布に従う風が解析領域に流入する条件で計算を行っていることになる。そのため、流入した大気の流れが新しい場(解析領域)に適応するためにはある程度の吹送距離が必要のため、上流境界近傍では風速場の乱れが起こる。Fig. 6, Fig. 7 は、それぞれ Case. 1, Cae. 2 について、領域内の適当な位置(5点)における蒸発強度の時間推移を示したものである。図中の数字は、上流端からの距離を表している。いずれも、流下方向に向かって推移曲線が少しつつ、時間的に遅れる方向に、また量的に蒸発強度が少ない方向にシフトしている。第1段階は蒸発強度が蒸発散能に等しい段階である<sup>11)</sup>が、領域全体がこの段階にある現象の初期においては、上流での蒸発散

による湿潤な空気が移流によって下流に運ばれてくるため、下流ほど蒸発強度が小さくなる。また、大きな蒸発強度を示す上流ほど早い段階で蒸発散能に等しい蒸発強度を維持できなくなるため、第2段階に移行するのが早い。これらが、Fig. 6, 7の曲線形状の理由であるが、これらは常識的な結果で、モデルの定性的な正当性を示していると思われる。

つぎに、地表面粗度の違いによる影響について考察を行う。Fig. 8は上記2ケースの領域平均蒸発強度の推移曲線を比較したもののだが、同じ速度プロファイルの大气が上流端から流入しているにもかかわらず、地表面粗度の大きいCase. 2の方が、十分に地表面が水分を供給できる段階では大きな蒸発強度を示している。これは、CFLでの水蒸気フラックスを表す式(25)から容易に説明可能である。また、地表面近傍(地上0.5m)の風速場の様相を調べてみると、Case. 1では領域を通じて水平風速が余り変化せず、垂直方向の風速もごくわずかしか生じていなかったが、Case. 2については、上流端近くで地表面による大きな摩擦応力を生じ、そのためかなりの垂直方向の風速が生じ、下流に向かうに従い水平風速が小さくなっていった。これらの影響でFig. 7に示すように、地表面粗度の大きなCase. 2では上流で極端に大きな蒸発強度を示している。これらから、地表面粗度が小さい領域から大きな領域に空気が流入した場合、領域の境界近傍では上流(前の領域)での大きな風速と、摩擦応力による上向けの垂直風速の影響で、かなり大きな水蒸気フラックスを生じることがわかる。これは、領域が小さいほど、領域平均を考える上で大きな影響を与えるものである。

#### 4.2 大気安定度の効果

Case. 1, Case. 3は、Table 3に示すように、放射強度が $400 \text{ w/m}^2$ ,  $600 \text{ w/m}^2$ と異なり、他の条件は同一のケースである。また、Case. 4, Case. 5は、上記2ケースとそれぞれ対応し、安定度に関する項をモデルから全て削除したケースである。これらのケースにより現象に対する安定度の影響を調べる。

Fig. 9はCase. 1, Case. 4の領域平均蒸発強度の時間推移を比較したものである。またFig. 10はCase. 3, Case. 5に関するもので同様の図である。これより、いずれのケースにおいても安定度を考慮したものとしらないもので、その形状に大きな差はあらわれていない。しかし、両ケースとも、安定度を考慮にいたった場合の方が初期蒸発強度が若干大きい、時間の経過とともに安定度を考慮にい

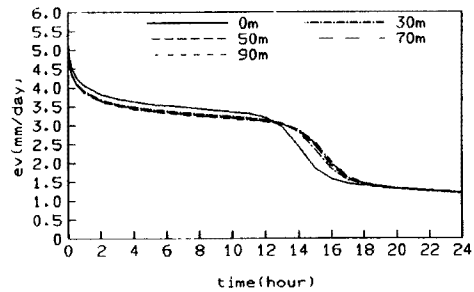


Fig. 6. Changes of the evaporation rate with time. (Case. 1)

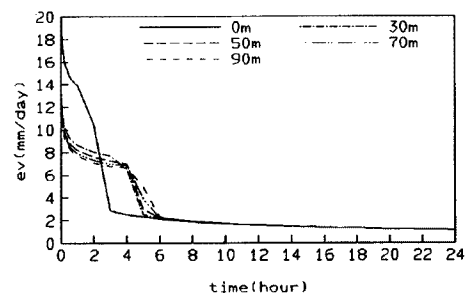


Fig. 7. Same as Fig. 2. (Case. 2)

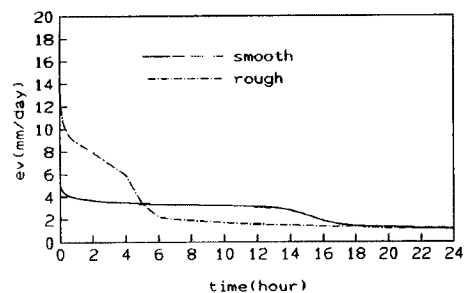


Fig. 8. Changes of the average of evaporation rate with time. (Case. 1 and Case. 2)

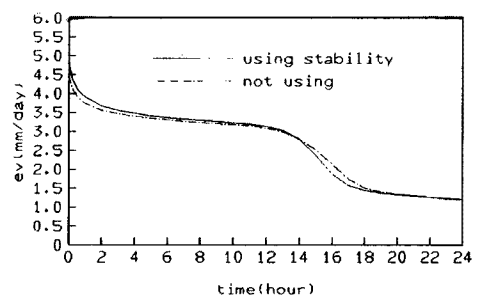


Fig. 9. Same as Fig. 8. (Case. 1 and Case. 4)

れていないケースの方の蒸発強度が大きくなる。そして、これら2つの推移曲線の不一致は放射強度が大きい場合の方が顕著であることがわかる。

以上より、本研究で行った計算例に限って言えば安定度を考慮せず蒸発強度を算定した場合、定性的には安定度を考慮した場合の変化とほぼ一致した挙動を示すが、地表面含水率の高い状態、例えば降雨直後のような場合で放射強度がある程度以上あるケースでは領域平均蒸発強度に10%以上の誤差を生じる可能性があることがわかった。

以上より、正確な蒸発散量推定のためには、安定度を考慮する必要があるということが示されたとともに、本モデルの計算手順において、安定度に関する計算過程がcpu timeのかなりの部分を占めてはいるが、モデルにとっても削除不可能な過程であるという結論が得られた。

### 4.3 蒸発散量の時・空間的平均化

#### (1) 均一場を対象とした代表点の選定

Fig. 6, 7は、それぞれCase. 1, Case. 2について、上流から下流への蒸発強度の時間推移曲線の違いを示したものであるが、他のケースについても、定性的に同じ様な傾向を示している。

いま、領域平均蒸発散量がある観測点の値で評価可能とする。以下、その点を代表点、そこでの諸量をその量に対する代表値と称す。本研究で行った、水平方向に土地条件の変化しない「均一場」を対象とした数値計算ケース全てについて領域平均蒸発散量と領域内各点の蒸発散量の関係を見ると、代表点はいずれの場合も領域の中央点近傍であった。Fig. 11は、Case. 1について領域平均値と中央点を代表点とした場合の蒸発強度の代表値の時間推移曲線を示したものであるが、この図より領域中央点を代表点とすることによって、領域平均値を十分評価できることがわかる。いま対象としている領域は、領域長100mのものであるが、領域長を500mまで広げた場合のシミュレーションを別に行い、同様の結果が得られている。また、風速をさらに大きくした場合についても同様の結果が得られている。

これらのケース、さらに次項以降で述べる各ケースについて、土中の水分移動量を調べた結果、水平方向のフラックスは垂直方向と比較して極めて小さかった。これは、不飽和域における透水係数が極めて小さく、水平方向のマトリックポテンシャル傾度が垂直方向と比較して小さいためである。Case. 7, 8のように水平方向に土地の水分状態が変化する場合においても、今回のケースのように24時間までの現象推移を対象にしている場合には、水分状態の異なる隣合った格子点間でさえ、それほど大きな影響を与えあうまでには至らなかった。そこで、不飽和帯を対象にする場合で、土中の水分移動を微視的に描く必要のない場合は、土中を鉛直1次元的に取り扱った半2次元モデルを用

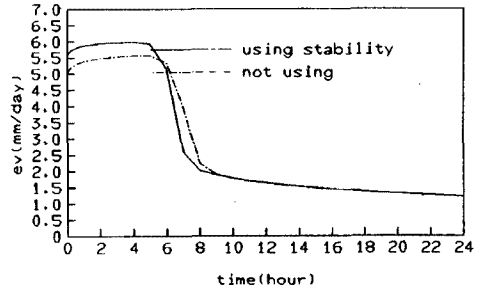


Fig. 10. Same as Fig. 8. (Case. 3 and Case. 5)

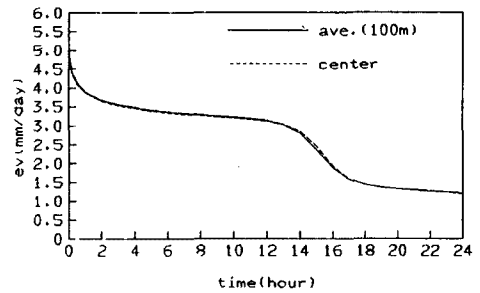


Fig. 11. Changes of the average of evaporation rate and evaporation rate at the represented point with time. (Case. 1)

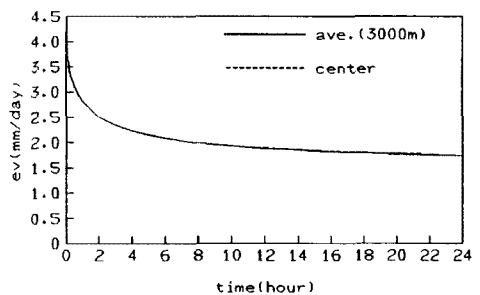


Fig. 12. Same as Fig. 11. (Case. 6)

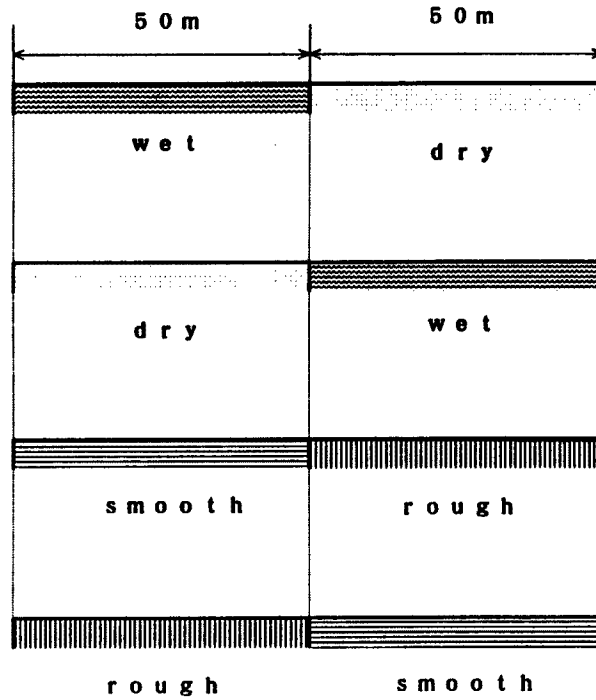


Fig. 13. Schematic diagram showing the land conditions in the case of Case. 7, Case. 8, Case. 9, and Case. 10.

いることが可能であると判断した。ただし、土中も2次元的に描いた方がもちろん望ましいわけで、対象領域がそれほど大きくない場合には、今後も2次元詳細モデルを用いることとする。

Fig. 12 は半2次元モデルを用い、領域長を3000 mとした場合 (Case. 6) の Fig. 11 と同様の図であるが、これに関しても領域の中央点を代表点とすることで均一場の蒸発量を十分評価できることを示している。

(2) 複合場を対象とした空間的平均化

Case. 7~Case. 10 は、それぞれ土地条件を湿潤→乾燥、乾燥→湿潤、smooth→rough、rough→smoothとしたケースである。Fig. 14~Fig. 17 は、それらの蒸発強度に関するもので Fig. 6 と同様の図である。これらを見ると、流下方向の蒸発強度の時間推移曲線の変化は既に述べたものと類似の形状を示している。また、領域平均蒸発強度と、複合場を形成するそれぞれの均一場の中央点付近 (差分格子位置の都合で中央点を代表点とすることが不可能な場合は、中央点より少し上流の点) を代表点とし、その点におけるそれぞれの代表値を面積に応じて加重平均した形で示した蒸発強度を比較したのが Fig. 18 である。この図は Case. 10 に関するものであるが、他の3ケースについても

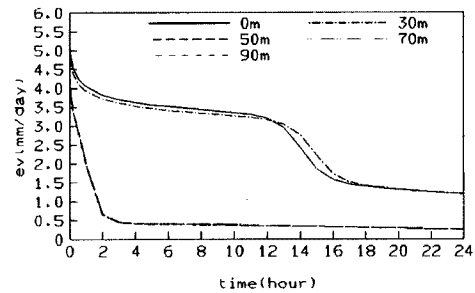


Fig. 14. Changes of the evaporation rate with time. (Case. 7.)

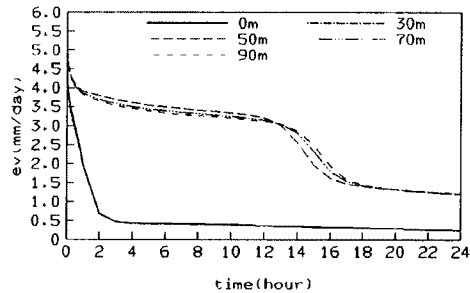


Fig. 15. Same as Fig. 14. (Case. 8.)

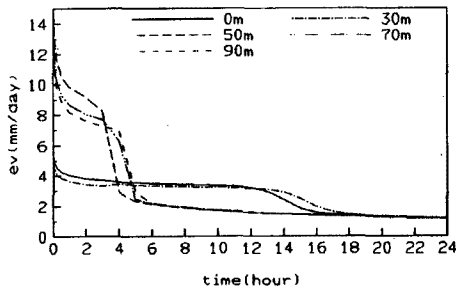


Fig. 16. Same as Fig. 14. (Case. 9).

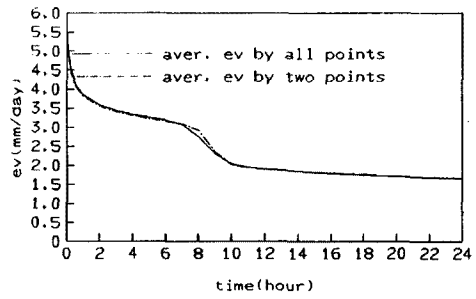


Fig. 18. Changes of the average of evaporation rate with time. (Case. 10)

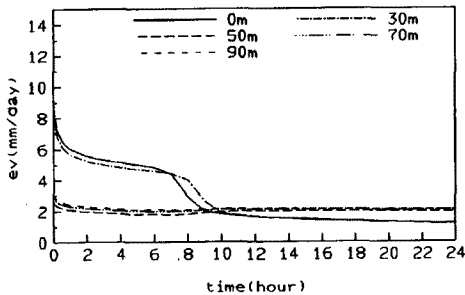


Fig. 17. Same as Fig. 14. (Case. 10).

同様の結果が得られている。また、半2次元モデルを用い、領域長を3000 m (上流から, wet→dry→wetの条件) とした Case. 11 についても同様の結果を得た。これらから、土地条件が異なる2つの均一場からなる複合場においては、それぞれの代表値の、面積に応じた加重平均で領域平均蒸発強度を評価できることがわかる。また、本論文では詳細に触れていないが、背の低い植生地で土中がかなり湿潤な場合に限定されてはいるものの、

裸地と植生地が連続した場合についても、同様の結果が得られた<sup>12)</sup>。

さらに、より複雑な場での適用例として、Case. 12, Case. 13を行った。それぞれの土地条件は Fig. 19 に示すとおりである。ただし、Case. 13 に関しては、降雨直後を想定し、初期段階で地表面が飽和である

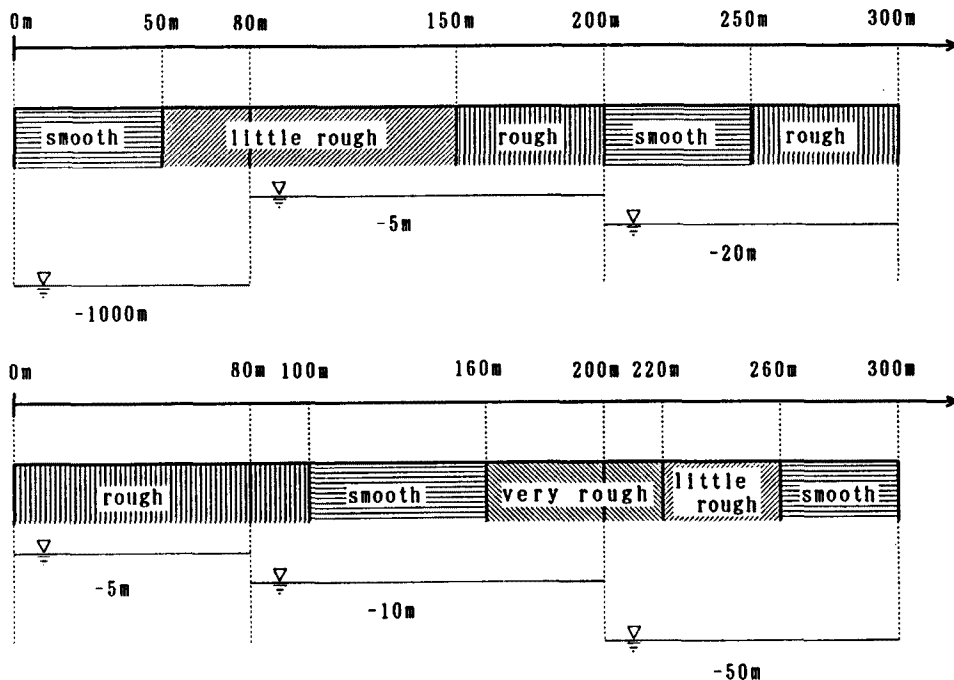


Fig. 19. Schematic diagram showing land conditions in the case of Case. 12 and Case. 13.

こととした。ただし、ここで脱水—吸水過程のヒステリシスは考慮していない。この2ケースでも、それぞれ6~7個の均一場に分けて同様の手法で計算した蒸発強度と領域平均蒸発強度が良く一致していることがわかる (Fig. 20, Fig. 21)。

以上より、本数値解析で用いたケースからの考察ではあるが、複雑な土地利用からなる広域場を複数の均一場に分割し個々の均一場の蒸発強度を求め、これらを均一場の面積で加重平均することによって複合場からの領域平均蒸発強度を推定することが可能であると考えられる。

### (3) 蒸発散量の空間的平均化手法

前項で述べたように、広域場が多くの均一場から構成されている場合、それぞれの均一場の中央点近傍で蒸発散量を観測すれば、広域場全体の領域蒸発散量を評価できる。また、著者らは中央点近傍で観測が不可能な場合でも、観測点の位置から均一場での代表値を推定する方法の一例を示した<sup>12)</sup>。Kimuraは、CFL内のフラックスを算定する諸変量のうち、地表面状態を直に表現する変量、またはその影響を大きく受ける変量は各均一場で独立した値を用い、

大気状態のみで決まる変量はある程度の大きさの複合場内で共通した値を用いて熱フラックスを算定し、良好な検証結果を得ている<sup>5), 13)</sup>。しかし著者らは、均一場の面積による加重平均を行う点は共通しているものの、全ての変量を各均一場独立の値を用いて蒸発散量を算定した。これは、できるだけ物理現象に忠実にモデル化を行うことが第一番目の目的であったためである。今後はこのモデルを用い、大気状態のみの影響を受ける変量のみならず、地表面粗度等の変量等も含めて、簡単かつ正確に蒸発散量推定を行うための空間的平均化の可能性を検討するつもりである。また、衛星等によるリモートセンシングデータから蒸発散量を推定する場合、その解像度より、得られるデータはかなり総観的・平均的なものであり、流域規模での蒸発散に関するデータの総量は限られている。そのため、推定手法としては全ての関係データを用いる方法が最も妥当と思われるが、本モデルを進展させることにより、リモートセンシングデータから蒸発散量への変換手法の開発、その信頼性の確認が可能と考えられる。

### (4) 蒸発散量の時間的平均化手法に関する一考察

いま人工衛星が、ある領域上を1日1回通過とするとする。その場合、人工衛星によるリモートセンシングで得られたデータから日蒸発散量を求めようとする、1日のうちの限られた時間のデータから24時間分の蒸発散量を推定する必要がある。いま、降雨後十分時間が経過した段階で、地表面近傍の水分子状態が脱水過程にあると仮定した場合、観測時間とその日の日射条件等から、その時間の蒸発散強度にある補正係数を乗じて日蒸発散量が求まるなら、リモートセンシングデータから簡易な方法で蒸発散量の推定が行える。その可能性、その信頼性等が、今後の研究課題と考えられる。これらについては、数値シミュレーションによる方法が強力な研究手段であろう。またさらに実用的に、降雨があり、脱水・吸水過程を複雑に含むような現象にまで適用できるようにするためには、現段階の蒸発散モデルを、たん水の有無を考慮した浸透モデルをもリンクした蒸発散モデルに進展させる必要があると考えられる。

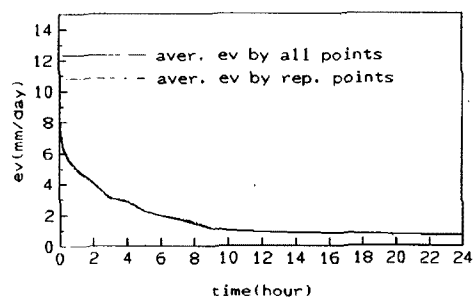


Fig. 20. Changes of the average of evaporation rate with time. (Case. 12)

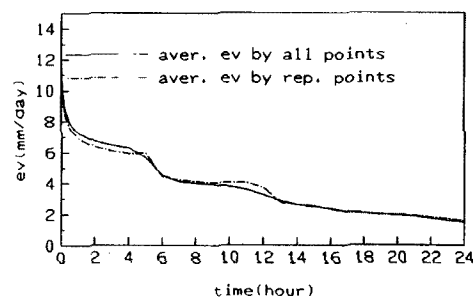


Fig. 21. Same as Fig. 20. (Case. 13)



## 5. 結 論

以上、本論文で述べた内容をまとめると以下ようになる。

- ① 土中と大気をとともに詳細に取り扱った、蒸発散2次元詳細モデルを構築した。
- ② より広い領域を対象とする場合には、上記のモデルを簡略化し、土中を1次元的に取り扱った、半2次元モデルを用いることが可能である。
- ③ 正確な蒸発散量を推定するためには、安定度は考慮せざるを得ない項目である。
- ④ 蒸発散に影響を与える因子のうち、地表面粗度について、CFL内のフラックス式から推測可能な影響のみでなく、2次元的な挙動に関する考察を行った。
- ⑤ 土地条件が水平方向に一定な均一場においては、場の中心近傍で領域平均蒸発散量を推定可能である。
- ⑥ 複合的に利用された広域場からの蒸発散量の領域平均値は、均一場の中心近傍での蒸発散量と均一場の面積から推定可能である。

さらに、時・空間的平均化手法について今後の展望を含めた考察を加えた。それらを踏まえ、今後の研究を発展させて行くつもりである。

最後になりましたが、モデル化において数々の助言を戴いた東北大学木村富士男助教授、京都大学防災研究所山田道夫助教授（現 東京大学助教授）に、感謝の意を表します。

## 参 考 文 献

- 1) 例えば, Ikebuchi, S., M. Seki and A. Ohtoh: Evaporation from Lake Biwa, *J. Hydrol.*, Vol. 102, 1988, pp. 427 - 449.
- 2) 例えば, Hillel, D.: *Application of Soil Physics*, Academic Press, 1980, pp. 149 - 150.
- 3) 池淵周一・土谷史郎・久保和幸・光田寧: 裸地蒸発量のモデル化とその実証的研究, 京大防災研年報, 第32号B-2, 1989, pp. 319 - 336.
- 4) 神田学・日野幹雄: 大気-植生-土壌系モデル (NEO SPAM) によるシミュレーション (2) 植生の気候緩和効果の数値実験, 水文・水資源学会誌, 第3巻 第3号, 1990, pp. 47 - 55.
- 5) Kimura, F.: Heat Flux on Mixture of Different Land-use Surface: Test of a New Parameterization Scheme, *J. Meteor. Soc. Jap.*, Vol. 67, No. 3, 1989, pp. 401 - 409.
- 6) 葛葉泰久・石原安雄・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——一定水位の地下水面がある場合——, 京大防災研年報, 第31号B-2, 1988, pp. 255 - 274.
- 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) Brutsaert, W.: *Evaporation into the Atmosphere*, Reidel Pub. Comp., 1982.
- 9) 岩田進午: 土壌物理学概論 ——土と水の科学——: 養賢堂: 1984, p. 181.
- 10) 竹内清秀・近藤純正: 大気科学講座1 地表に近い大気: 東京大学出版会: 1981, p. 21.
- 11) 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——, 京大防災研年報, 第32号B-2, 1989, pp. 297 - 308.
- 12) 葛葉泰久・池淵周一・田中賢治: 植生を考慮した二次元蒸発散モデル: 土木学会関西支部年次学術講演会概要, 1992.
- 13) 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. 25 B, No. 2, 1991, pp. 155 - 164.