

裸地面蒸発量の土壌種類と年降水量への依存性*

近藤 純正**

要 旨

数値計算と理論的考察により裸地面蒸発の性質を調べた。(1)降水量の少ない気候では年蒸発量は年降水量に比例して増加し、土壌の種類によらない。(2)多雨気候における年蒸発量は土壌の種類によって決まる上限があり、砂地ではロームの約半分である。(3)半乾燥気候における蒸発量の日々変化は大気乾燥・湿潤化に応じてプラス・マイナスの変化をする。その変化振幅はロームで大きく、砂地で小さい。

1. はじめに

地表面の水文過程における降水量、蒸発量、流出量、および土壌水分変化量の4つの間には関係式が存在する。いま、対象とする期間を降水日の1日に限定すると、蒸発量は他に比べて小さくなるので、降水量、流出量、土壌水分変化量の3量間の関係となる。いわゆる「バケツモデル」(Manabe, 1969)と「タンクモデル」(Sugawara・Maruyama, 1952; Sugawara, 1961)がある。バケツモデルは簡単な式で表現できる特色、タンクモデルは多くのパラメータをもつものの現実を精度よく表現できるという特色がある。さらに最近、両者のよいところを取り入れ、簡単に精度の高い「新バケツモデル」(近藤, 1993c)も提案されている。

一方、対象とする期間を1年間とすれば、土壌水分変化量は他に比べて小さくなるので、降水量と蒸発量と流出量の3つ間の関係式が興味の対象となる。Budyko (1971)によれば、降水量の少ない乾燥域では、地面に降った水はいずれ、すべて蒸発してしまうので、(1)年蒸発量 \approx 年降水量となる。しかし降水量の多いところでは地表面は、湿った状態にあるので、年蒸発量 \approx 可能蒸発量であり、(2)年降水量 $-$ 可能蒸発量 \approx 年流出量となる。降水量がこれらの中間的な地域では、(1)と(2)の関係を滑らかに結んだ曲線となる。以上の関係は、ヨーロッパの各河川のうち大きな流域(100

km²平方以上の面積)で得られた水文資料から確かめられており、後述の第1図と同等な図(ただし表示方法は異なる)によって表される。

本研究では、筆者らの研究室で最近開発してきた、土壌空隙内の水蒸気輸送の抵抗の概念を導入した計算モデルを用いて、ブレイコが示した「降水・蒸発・流出の経験則」を計算によって確認し、理解を深め、さらに土壌パラメータへの依存性を明らかにする。これは将来、水面、植生地、積雪地などすべての地表面における水収支の実態把握の理解に役立つ。

裸地面蒸発の年間量と季節変化を計算するモデル(Kondo・Saigusa・Sato, 1990; Kondo・Saigusa, 1994; 近藤, 1993a; 1994b)が、すでに観測によって検証された(近藤・大岡・三枝・松島, 1994)。それぞれ416日間、176日間、23日間の観測は、季節変化も年蒸発量もよく検証している。そこで本研究では、条件を変えて、年蒸発量が土壌の種類や年降水量によってどのように変わるか、さらに、砂漠のような少雨の条件では、表層土壌の初期含水率がその後の気候学的熱収支量にどの程度の期間にわたり影響するかを調べるものである。

主な記号

下付き添字 [j=1~5]: 土壌の第1~5層を指す

下付き添字 [M]: 日平均値を指す

$c_{g\rho_g}$: 単位体積の土壌の熱容量 ($\text{JK}^{-1}\text{m}^{-3}$)

$C_H U$: 地表面上の顕熱の交換速度 (m s^{-1})

D: 水蒸気の分子拡散係数 (m^2s^{-1})

E: 蒸発量 ($\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1} = \text{mm s}^{-1}$)

または mm d^{-1} , mm y^{-1})

* Dependence of the annual evaporation on rainfall amount and soil parameters.

** Junsei Kondo, 東北大学理学部地球物理学教室。

—1994年3月10日受領—

—1994年6月23日受理—

E_{POT} : ポテンシャル蒸発量 (mm y^{-1})
 F : 土壌空隙内の水蒸気輸送の抵抗 (m)
 g : 重力の加速度 (9.8 m s^{-2})
 h : 土壌の小空隙内の相対湿度 ($0 < h \leq 1$)
 K : 液体水輸送の透水係数 (m s^{-1})
 Q : 液体水のフラックス (上向きを正)
 $(\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1} = \text{mm d}^{-1})$
 q, q_{SAT} : 水蒸気の比湿, 飽和比湿 (kg kg^{-1})
 q_a : 大気中の比湿
 $q^* = hq_{\text{SAT}}(T_G)$: 土壌の小空隙内の比湿
 R : 水蒸気の気体定数 ($461.5 \text{ m}^2\text{s}^{-2}\text{K}^{-1}$)
 $S_{\text{M}\downarrow}$: 水平面日射量の日平均値 (W m^{-2})
 T_s, T_G : 地表面温度, 土壌内温度 (K または $^{\circ}\text{C}$)
 z : 地表面から測った土壌の深さ (m)
 ρ : 空気の密度 (kg m^{-3})
 ρ_w : 液体水の密度 (10^3 kg m^{-3})
 θ : 土壌中の体積含水率 (m^3m^{-3})
 θ_f : 圃場含水量 (m^3m^{-3})
 θ_{SAT} : 飽和体積含水率 (m^3m^{-3})
 Ψ : 土壌水分のポテンシャル, 水柱換算 (m)
 λ_G : 土壌の熱伝導係数 ($\text{W m}^{-1}\text{K}^{-1}$)

2. 計算方法

雨が降ると, 液体水は地中に浸透する. 表層土壌中の土壌粒子間に保持された液体水から蒸発した水蒸気は空隙の通路を通過して, 大気中へ拡散される. 土壌内で起こる蒸発量は大気中の比湿と土壌の小空隙内の比湿 q^* の差に比例する. q^* はその地温 T_G に対する飽和比湿 $q_{\text{SAT}}(T_G)$ とその相対湿度 h の積で表される. h は含水率 θ と地温の関数である.

地表面温度 T_s は地表面の熱収支式で予報され, 地中温度 T_G は地表面温度と土壌の熱物理係数で表される. 土壌各層内で起こる水分 (液体水と水蒸気) の収束量が含水率の時間変化となる. 蒸発量, 土壌含水率, 地表面温度の日変化・年変化が計算されるわけであるが, それに必要な入力データは日降水量と, 日射量, 風速, 比湿, 気温の日平均値, および毎日の最高・最低気温である.

具体的な計算式は近藤 (1993a; 1994b) が示したので, 以下では要点を説明する.

2.1 地中の5層モデル

Kondo・Saigusa (1994) の土壌多層モデルでは, 土壌中の水分は液体水のみならず, 水蒸気でも輸送されることが考慮されている. この多層モデルを実用化し

たものが3層モデルである (近藤, 1993a). 本研究では3層モデルに, その下の第4層と第5層を加えたモデルで計算する.

第1層: $z=0\sim 0.02\text{m}$
 第2層: $z=0.02\sim 0.06\text{m}$
 第3層: $z=0.06\sim 0.14\text{m}$
 第4層: $z=0.14\sim 0.22\text{m}$
 第5層: $z=0.22\sim 0.3\text{m}$

第1, 2, 3層間は水蒸気と液体水による水分輸送・交換が考慮されているが, 第3~4層間とそれ以下では液体水輸送のみが起るとしている. 第5層の下端の境界条件は2.3節で説明する.

蒸発量 E (水蒸気フラックス) は次式で表される.

$$E = \rho C_u U (q_1 - q_a) = E_1 + E_{12} \quad (1)$$

$$E_1 = (\rho D / F_1) (q_1^* - q_1) \quad (2)$$

$$E_{12} = (\rho D / F_{12}) (q_2 - q_1) \quad (3)$$

ただし, E は地表面から大気への水蒸気フラックス, E_1 は土壌の第1層で発生した水蒸気フラックス, E_{12} は下層から第1層を通過して地表面まで輸送される水蒸気フラックス, q_1^* は第1層の小空隙内の比湿, q_2 は第1層と第2層の境界面の比湿で各層の地温 T_{Gj} と含水率 θ_j で解析的に表される. また,

$$q_1 \equiv q_s \text{ (土壌表面の比湿)} \quad (4)$$

$$q_j^* = h_j q_{\text{SAT}}(T_{Gj}), \quad (j=1, 2, 3) \quad (5)$$

$$h_j = \exp(\Psi_j g / RT_{Gj}), \quad (j=1, 2, 3) \quad (6)$$

上式の F_1 と F_{12} は土壌空隙内の水蒸気輸送の抵抗で, 次のように表される.

小空隙抵抗 (small pore resistance):

$$F_j = f_A \exp(-f_B \theta_j^3) + f_C \{ \cos [(\pi/2) (\theta_j / \theta_{\text{SAT}})] \}^{0.5} \quad (7)$$

ただし, $0 \leq \theta < \theta_{\text{SAT}}$ の範囲

この抵抗が大きいほど, 土壌中で蒸発し難い. 通路抵抗 (tunnel resistance):

第1表 土壌パラメータの表。f_A~f_C : 土壌空隙内の水蒸気輸送に関する抵抗のパラメータ, Ψ_{SAT} ~a₂ : 水分ポテンシャルのパラメータ, K_{SAT} と c : 透水係数のパラメータ, θ_t : 圃場含水量, ref₀ ~θ_{ref} : アルベードのパラメータ.

	ローム	砂
θ _{SAT}	0.535	0.405
f _A (m)	0.02	0.05
f _B	400	9000
f _C (m)	0.0002	0.0004
Ψ _{SAT} (m)	-0.26	-0.14
θ _c	0.11	0.02
b	4.6	0.6
Ψ _{a₁} (10 ⁴ m)	-3.8	-5.0
a ₁	42	550
ψ _{a₂} (10 ⁴ m)	-10	-15
a ₂	600	5000
K _{SAT} (10 ⁻⁶ m s ⁻¹)	0.7	18
c	12	17
θ _t	0.34	0.243
ref ₀	0.23	0.27
Δ _{ref}	0.48	0.44
ε _{ref}	0.1	0.14
θ _{ref}	0.18	0.09

$$F_{ij} = \frac{1.5\epsilon dz_j}{\epsilon\theta_{SAT} - \theta_j} \quad (8)$$

これは j 層の下面から上面までを通過する水蒸気輸送の抵抗である。補正係数として ε=0.8 を仮定した(近藤, 1993a)。係数1.5は Jackson *et al* (1974) に基づき、さらに近藤・本山(1994)による風洞実験で確認した値である。上式分子は空隙が曲がったぶんだけ直線より1.5倍長いことを表し、分母の θ_{SAT}-θ は空隙率である。したがって、F_{ij}は j 層を通過する水蒸気の道筋の長さ(有効な距離)である。

2.2 液体水の輸送

液体水のフラックスQ:

$$Q = -\rho_w K \left(\frac{d\Psi}{dz} + 1 \right) \quad (9)$$

透水係数Kについては、

$$K = K_{SAT} \left(\frac{\theta}{\theta_{SAT}} \right)^c \quad (10)$$

水分ポテンシャルΨについては、

含水率が大きい範囲で (θ ≥ θ_c):

$$\Psi = \Psi_{SAT} \left(\frac{\theta}{\theta_{SAT}} \right)^{-b} \quad (11)$$

含水率が小さい範囲で (θ < θ_c):

$$\Psi = \Psi_{a_1} \exp(-a_1\theta) + \Psi_{a_2} \exp(-a_2\theta) \quad (12)$$

θ_c は、これ以下になると植物の枯死する、いわゆる「しおれ点」に近い値である。

θ_{SAT}, θ_c, b, c, a₁, a₂, Ψ_{SAT}, Ψ_{a₁}, Ψ_{a₂}, K_{SAT} は土壌の種類に依存する(第1表)。現実的には土壌の種類は多いが、検討の結果、第1表のロームと砂が代表的な結果を与えるので、本研究ではこれら2種類について計算する。表中の各パラメータは筆者の研究室でしばしば実験や計算に用いているもので、実測に基づいて決定されたものである。特に水分ポテンシャルについては、含水率の広範囲に適用でき、他の報告ではみられない最新の数値である。

降水日は、日降水量 Pr ≤ 50 mm d⁻¹ の雨では正午から降水継続時間 τ (=c × Pr^{1/2}, c=6000, τの単位:s, Prの単位:mm d⁻¹)の時間だけ降るとし、その降雨強度は 0 ≤ t ≤ τ で、r = r_{MAX} sin(πt/τ), r_{MAX} = (0.5π/c) × Pr^{1/2} で与える(近藤・渡辺・中園・石井, 1992)。また Pr > 50 mm d⁻¹ の強雨日は0時から降るとする。近藤(1994b)の予備的計算によれば、降雨開始時刻の設定によって、年蒸発量はほとんど差が生じない。その理由は、日中に雨が降れば、その当日の蒸発量は多くなるけれども、土壌含水率がその分だけ少なくなり、翌日の蒸発量は少なくなるからである。なお、強雨日は統計的に降水継続時間τが12時間以上になるので、0時から降るとし、その当日中に降雨が終了するように設定した。

2.3 土壌の下端の境界条件

近藤(1994b)によれば、土壌の下端条件によって、年蒸発量は ±10% (砂) ないし 20% (ローム) 程度変化する。本研究では、下端 z=0.3m の境界条件として、「θ_s が 0.9θ_{SAT} を超えたぶんは直ちに流出する」とする。すなわち、

$$-Q = 0, \quad \theta_s < 0.9\theta_{SAT} \quad (13a)$$

$$-Q > 0, \quad \theta_s \geq 0.9\theta_{SAT} \quad (13b)$$

2.4 地表面温度の予報式

毎日の時刻 t (0時:t=0) の日射量を次式で与える。

$$S \downarrow = S_M \downarrow [1 - 1.50 \cos(\omega t) + 0.59 \cos(2\omega t) - 0.09 \cos(3\omega t)] \quad (14)$$

ただし $S_M \downarrow$ は水平面日射量の日平均値(観測値)である。大気からの下向き長波放射量の日平均値 $L_M \downarrow$ は、実験式を使って $S_M \downarrow$ から計算する(近藤, 1994a, p.90~p.91)。

地表面温度は、地表面の熱収支式と、顕熱・潜熱のバルク式の3つから日平均地表面温度 T_{SM} ($=T_{aM} + \delta T_M$) とその振幅 A_n ($n=1\sim 3$) を計算する(近藤, 1992)。

気温 T_a は次式で与える。

$$T_a = T_{aM} + B_1 \cos(\omega t - \alpha_1) + B_2 \cos(2\omega t - \alpha_2) \quad (15)$$

$$\omega = 0.727 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$$

T_{aM} : 日平均気温(観測値)

B_1 : 気温の振幅 = -(最高気温 - 最低気温) / 2.09

$$B_2 = -0.2B_1$$

$$\alpha_1 = \alpha_2 = \pi/4 \text{ (一定とする)}$$

すると地表面温度 T_s が熱収支的に計算できる(近藤, 1992)。この場合、地表面の蒸発効率が必要である。蒸発効率は土壌第1層 ($z=0\sim 0.02\text{m}$) の0時の含水率 θ_1 の関数とする(近藤, 1994b)。

2.5 土壌各層の地温の予報式

深さ z の地中温度 $T_G(z)$ は次式で表す。

$$T_G = T_{SM} + \sum_{n=1}^3 A_n \cos(n\omega t - \phi_n - \epsilon_n) \quad (16)$$

振幅 $A_n(z)$, 位相のおくれ ϕ_n と $\epsilon_n(z)$ は放射量と気温の日変化の式(14)(15)から計算できる(近藤, 1992)。

3. 計算に必要なパラメータ

3.1 土壌パラメータ

蒸発を支配するパラメータはたくさんあるが、湿潤状態では雨後の水分が土壌表層にいくら保水されるか、つまり圃場容水量が重要である。本研究では、

$$\begin{aligned} -\rho_w K(\theta_f) &= 3 \times 10^{-5} \text{ mm s}^{-1} \\ &= 3 \times 10^{-5} \text{ kg m}^{-2} \text{ s}^{-1} \\ &= 2.59 \text{ mm d}^{-1} \end{aligned} \quad (17)$$

を満たす土壌の含水率を圃場容水量 θ_f (field capacity) と定義する。

3.2 アルベード

地表面のアルベード ref は、毎日0時における表層第1層の含水率 θ_1 の関数として次式で与える(近藤, 1994b)。

$$\text{ref} = \text{ref}_0 \left(1 - \frac{\Delta_{\text{ref}}}{B}\right) \quad (18)$$

ただし

$$B = 1 + \exp \left[\left(\frac{1}{\epsilon_{\text{ref}}} \right) \left(1 - \frac{\theta_1}{\theta_{\text{ref}}} \right) \right]$$

ただし ref_0 は土壌が十分乾燥したときのアルベード、 θ_{ref} はアルベードが急変する含水率、 Δ_{ref} はアルベードの変化比、 ϵ_{ref} は急変する含水率の幅(小さいほど変化がシャープ)である。

3.3 地中の熱物理係数

地中の温度拡散係数 a ($=\lambda_G/c_G\rho_G$) は、地中温度の日変化の振幅と位相の遅れを決めるパラメータ、熱物理係数 $c_G\rho_G$ λ_G は地中伝導率を決めるパラメータである。これらは次のように、毎日0時における土壌の第2層 ($0.02\sim 0.06\text{m}$) の含水率 θ_2 の関数として与える(Kondo・Saigusa, 1994)。

$$c_G\rho_G = (1 - \theta_{SAT})c_S\rho_S + \theta_2 c_W\rho_W \quad (19)$$

$$c_S\rho_S = 1.26 \times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$$

$$c_W\rho_W = 4.2 \times 10^6 \text{ J m}^{-3} \text{ K}^{-1}$$

$$\lambda_G = 0.25 + 0.5\theta_2^{1/3} \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1} \quad (20)$$

3.4 地表面の交換速度

水平スケール X の土壌面上の顕熱の交換速度 $C_H U$ を次式で表す(近藤, 1994b; 近藤, 1994a, p.172参照)。

$$C_H U = (C_H U)_{U=0} + 0.00566 (0.29U)^{0.8} / X^{0.2} \quad (21)$$

$$(C_H U)_{U=0} = 0.001 \text{ m s}^{-1}$$

$$X = 30 \text{ m (代表値として与える)}$$

ここに U は日平均風速の観測値、係数 0.29 は裸地面上 0.6m の風速の U に対する比である(近藤・大岡・三枝・松島, 1994)。仙台のデータに対する計算では 0.29 の代わりに 0.45 を用いる。個々の問題によって、この係数は変わる。また、非常に広い地表面の場合は問題に応じて $C_H U$ の値が設定される。なお感度計算によれば年蒸発量は $C_H U$ にあまり敏感ではない(近藤・大岡, 1994)。

4. 年降水量と年蒸発量の関係

4.1 用いる気象条件

(a) 千葉

千葉測候所における1990年1月1日~12月31日までの1年間の毎日の最高気温、最低気温、日平均気温、日平均比湿、日平均風速、日降水量を用いる。千葉測

第2表 年降水量 (mm y⁻¹) だけ変えたときの年蒸発量 (mm y⁻¹), ただし千葉の気候条件, 1990年1月1日~12月31日. 最下段はポテンシャル蒸発量.

年降水量	ローム	砂
① 127	113	124
② 380	330	291
③ 760	559	379
④ 1267	762	431
⑤ 1773	796	446
E _{POT}	776	771

第3表 第2表に同じ, ただし仙台の気候条件, 1992年9月1日~1993年8月31日.

年降水量	ローム	砂
① 166	146	162
② 498	413	256
③ 996	529	283
④ 1661	570	301
⑤ 2325	570	306
E _{POT}	514	505

候所では日射量は観測されていないので, 東京管区気象台における日平均日射量を用いる. ただし, 7月27日~10月1日の期間は, 東京大学生産技術研究所千葉実験所で観測した日射量, 気温, 比湿の日平均値 (Kondo and Saigusa, 1994) を用いる.

(b) 仙台

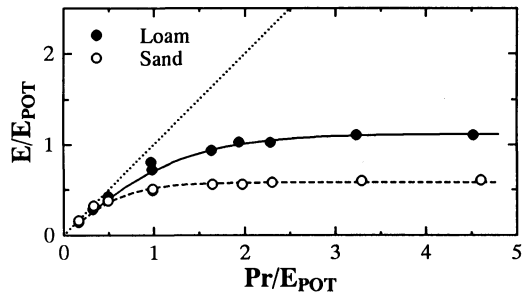
1992年9月1日~1993年8月31日までの1年間, 東北大学理学部において観測された気象データを用いる (近藤・大岡, 1994).

4.2 計算結果

上述の気象条件は同じであるが降水量のみ実際の①10%, ②30%, ③60%, ④100%, ⑤140%とした場合を計算する. 計算の初期時刻は千葉では1月1日を, 仙台では9月1日とする. 初期時刻における土壌の含水率 θ は, 上記の降水量に対応して全層でそれぞれ, ①0.1 θ , ②0.3 θ , ③0.6 θ , ④ θ , ⑤1.4 θ とする.

計算結果は第2表と第3表に示した. 最下段はポテンシャル蒸発量 E_{POT} である. E_{POT} とは, 土壌が毎日, 飽和含水量の状態にあるとした場合の蒸発量, ただし地表面温度は毎日の平均熱収支で決まる「熱収支的平衡値」とする. これは容易に計算できる基準値であり, 地表面温度の日変化がない場合の蒸発量である. このように定義された E_{POT} は, 地表面温度が日変化する場合の蒸発量より約10%小さい. E_{POT} は放射量, 気温, 風速, 比湿のほか, 地表面のアルベードによって決まる. ロームの E_{POT} は, アルベードが小さいので砂地より約2%大きい.

地面がロームの場合の年蒸発量は年降水量と共に増加し, ポテンシャル蒸発量の112%に近づく. しかし砂は保水性がわるいため, 年蒸発量はポテンシャル蒸発量の58%以上にはならない. (降水量) - (蒸発量) = (流出量) + (含水量の増加) であるが, 砂地では1000



第1図 年蒸発量 E と年降水量 Pr の関係.

mm y⁻¹以上の降水はほとんどが流出となる. 一方, 年降水量が200 mm y⁻¹以下の条件では, 土壌の種類によらず, 降水量=蒸発量となり, 流出量=0である. これが砂漠の水収支と考えられる.

この計算結果は, 降水量のみ変えて, 他の気象条件はそのままにした手法をとっている. 現実的には降水量が少なくなれば, 日射量が多くなり蒸発量は増加する. 逆に降水量が多くなれば日射量が少なくなり蒸発量は減少する. こういった影響を除くために, ポテンシャル蒸発量で割り算する.

第1図は年蒸発量 E と年降水量 Pr をポテンシャル蒸発量 E_{POT} で割り, 無次元化した両者の関係である. この無次元化した関係は, 降水量と共に日射量なども変化した効果が含まれることになる. ただし, これは日々ではなく, 年間値についての関係であることに注意. 図中の曲線は次の実験式である.

$$\frac{E}{E_{POT}} = \gamma \tanh(x/a\gamma) \tag{22}$$

$$x = \frac{Pr}{E_{POT}}$$

$$\gamma = 1.12 \text{ (ローム)}, \quad \gamma = 0.58 \text{ (砂)}$$

$$a = 1.2$$

ただし, 座標原点付近では a=1 とする.

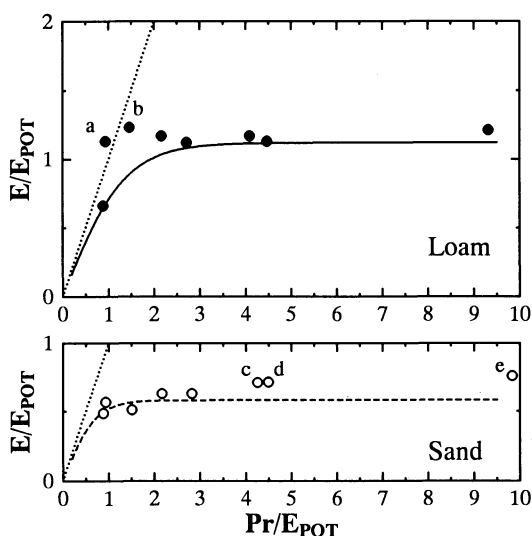
第4表 降水条件による年蒸発量 (mm y^{-1}) の比較, ただし年降水量が同じ3つの場合. ①実際の条件 (50 mm d^{-1} 以上の降雨日数=5日, 5 mm d^{-1} 以上の降雨日数=60日), ②5日ごとの降雨 (17.1 mm d^{-1} の降雨日数=73日), ③20日ごとの降雨 (68.4 mm d^{-1} の降雨日数=18日).

降水条件	ローム	砂
①実際の条件	726	431
②5日ごとの降雨	880	518
③20日ごとの降雨	726	341

4.3 降水パターンの影響など

上で調べた千葉と仙台における降水日数と降水量の年間の分布は異なる. 仙台の1993年は稀にみる異常冷夏で夏に降水日数が多かったのに対し, 千葉の1990年は夏に降水日数が少なく秋に多いという違いがあった. それにもかかわらず, E_{POT} で規格化すると年蒸発量と年降水量はほぼ同じ関係が得られた. 世界の多くの地点については, 降水量と降水日数の年間分布はさまざまであるので, 上で得た関係はバラツキを持つことが予想される. このバラツキ幅を検討するために, 千葉の降水量以外の気象条件は1990年に同じと仮定する. 第4表に示したように, 降水は5日ごとに 17.1 mm d^{-1} 降る場合と, 20日ごとに 68.4 mm d^{-1} 降る場合について計算した. 実際の気象条件 (表の①) と比較すると, 降水パターンによって 154 mm y^{-1} (21%, ローム) または $87 \sim 90 \text{ mm y}^{-1}$ (20~21%, 砂) の差が生じる. ばらつきの最大幅はこの程度とみてよいだろう. この表から理解されることは, 同じ年降水量でも回数の多い少雨②では年蒸発量は大きくなる. これは地表面の湿った日数が多くなるからである. しかし, 大雨③では年蒸発量は小さくなる. これは多量の雨が集中的に降っても表層土壌は保水できず, 大部分を流出してしまうからである.

さらに別の面から検討するために, 今度は1年間を $\text{day}=1 \sim 90, 91 \sim 180, 181 \sim 270, 271 \sim 365$ の4季節に分けて降水量と蒸発量の関係を計算し, 結果を第2図にプロットした. 図中の実線と破線は第1図のそれらに同じ関係である. 降水量と降水日数と E_{POT} は各季節で相当異なるので, 多少のバラツキがみられる. このバラツキも1つの目安とみてよいだろう. 図を詳細に検討してみよう. まず上段に示したロームについての関係で, 記号a, bだけが大きく離れている. この2点はい



第2図 第1図に同じ, ただし3か月単位の関係. プロットに付けた記号 a: 千葉4~6月, b: 仙台3~5月, c: 仙台6~8月, d: 千葉10~12月, e: 仙台12~2月, 実線と破線: 第1図のそれと同じ関係.

ずれも春である. 冬の E_{POT} は小さいために冬の降水量の一部は土壌水分の増加量として貯えられる. 春は降水量が少ないが冬に貯えられた水分が蒸発量の増加に寄与している. これが実線から大きく離れた点a, bである. しかし $E = \text{Pr}$ の関係 (点線) から大きくはずれていない.

次に図の下段に示した砂についての関係をみてみると, 破線から大きく離れた点はe (仙台の冬) である. 仙台の冬は E_{POT} が小さいため, 蒸発が少なく土壌はほとんど湿った状態にある. このことが E/E_{POT} を大きくするわけである. また点cは仙台の夏であり, 異常冷夏で降雨日数は非常に多かった期間である. 点dは千葉の秋で, これも降水日数も多く, 地表面が湿った日が多く蒸発量が破線の関係より増加した. 本研究では, 土壌水分の変化量が無視できる程度の長期間 (1年間) の「降水量・蒸発量・流出量の関係」を調べることを目的としており, 第2図の短期間の関係は, 理解を深めるために示したものである.

特殊な気候条件として, 半年間は雨期, 他の半年間は完全な乾期という場合についても調べた. このように気候がはっきりと区別できる場合には, 1年間ではなく半年間単位で第1図を作成すれば, プロットは同じ線の上によくのることが分かった.

5. 少降水時のシミュレーションと大気への応答

日本のような多雨気候における蒸発量, 地表面温度, 土壌水分の季節変化は近藤・大岡・三枝・松島(1994)が示した. 以下では半乾燥気候, つまり年降水量=200 mm y^{-1} 前後の場合について調べる. 降水量のみ変えて, 3年間のテストを行なう. そして, 表層土壌0.3mの含水がどの程度の期間にわたって地表面熱収支に影響を及ぼすかを調べる.

5.1 1年目

少降水気候の条件として, (1)降水量以外は前記の千葉の気候とし, (2)降水日数を少なくするために $Pr \leq 18$ mm d^{-1} の日は降水量をゼロ, (3)それ以上の降水量の日の降水量は実際の30%とする. 各量の季節変化を計算した結果を第3図(ローム)と第4図(砂)に示す. この条件では年降水量 221 mm y^{-1} に対して, 年蒸発量は193 mm y^{-1} (ローム)と145 mm y^{-1} (砂)となる.

結果を要約すると, ①日蒸発量 E がマイナスとなる日が何日もある. これは土壌が非常に乾燥した状態のとき, 大気の比湿が大きくなった日である. ②地表面温度と気温の差 $T_s - T_a$ の日平均値は多雨気候に比べて寒候期 ($day < 60$ および $day > 270$)には大差ないが, 暖候期には全体として $5^{\circ}C$ くらい高くなり, $10 \sim 15^{\circ}C$ の日が多い. ③含水率の急変日は降水日と対応し, $Pr < 10$ mm d^{-1} の雨でも, その影響は10日間以上続く. 含水率に対応して蒸発量も変化する. ④ロームと砂における違いは, 無降水日が続いたとき, ロームは $\theta \sim 10^{-2}$, 砂は $\theta \sim 10^{-3}$ の桁で平衡となる. この状態のとき, 大気の比湿が増加すると凝結が起り, 大気的水分を土壌が吸収する. ⑤土壌水分の数日 \sim 20日間の変化は土壌第1層($z=0 \sim 0.02m$)と第2層($z=0.02 \sim 0.06m$)で生じ, 第3層($z=0.06 \sim 0.14m$)は短周期の変動は小さく, 10日以上長期変動を行う.

図示していないが, 第4 \sim 5層($z=0.14 \sim 0.3m$)は季節変化をする. この深層の土壌水分は, 地表面の蒸発の長期変動を支配する. ただし, この層の水分は土壌下端の境界条件の設定によって変わる. ⑥降水日には, 砂のほうが蒸発量が多い. これは, 砂のほうが土壌空隙内の水蒸気輸送の抵抗 F が小さく, 蒸発効率 β が急激に小さくなる含水率がロームより小さいことによる(Kondo・Saigusa・Sato, 1990; 近藤, 1994b).

5.2 2年目

第3図(ローム)において含水率 θ は対数目盛りで示したが, $day=1$ (1月1日)の含水率 ($\theta_1 = \theta_2 = \theta_3 =$

0.102)に比べて, $day=365$ (12月31日)の含水率は増加している ($\theta_1=0.1787$, $\theta_2=0.1927$, $\theta_3=0.2074$). これは秋に $10 \sim 30$ mm d^{-1} の降水が9回あったことによる. この含水率の増加, つまり初期含水率の違いが翌年にどう影響するかを調べるために, 初期含水量は1年目の最後の値, その他の気象条件は1年目と同じとして計算を続けた. 図は省略してあるが, 1年目と比べて含水率は約半年間高い. 地表面温度と気温の差は $day=30$ まで約 $1^{\circ}C$ 低い. 蒸発量は半年間, 1年目より大きい. つまり, 初期含水率の違いの影響は半年後まで残ることを示している. 年蒸発量の比較を第5表に示した. 1年目が 193 mm y^{-1} に対し, 2年目は 226 mm y^{-1} で 33 mm y^{-1} 多い.

砂の場合(第4図)については, 含水率 θ では, 第1層は $day=120$ まで, 第3層は $day=240$ まで2年目は1年目とずれている. しかし, 温度差と蒸発量は2年目と1年目の違いは小さい.

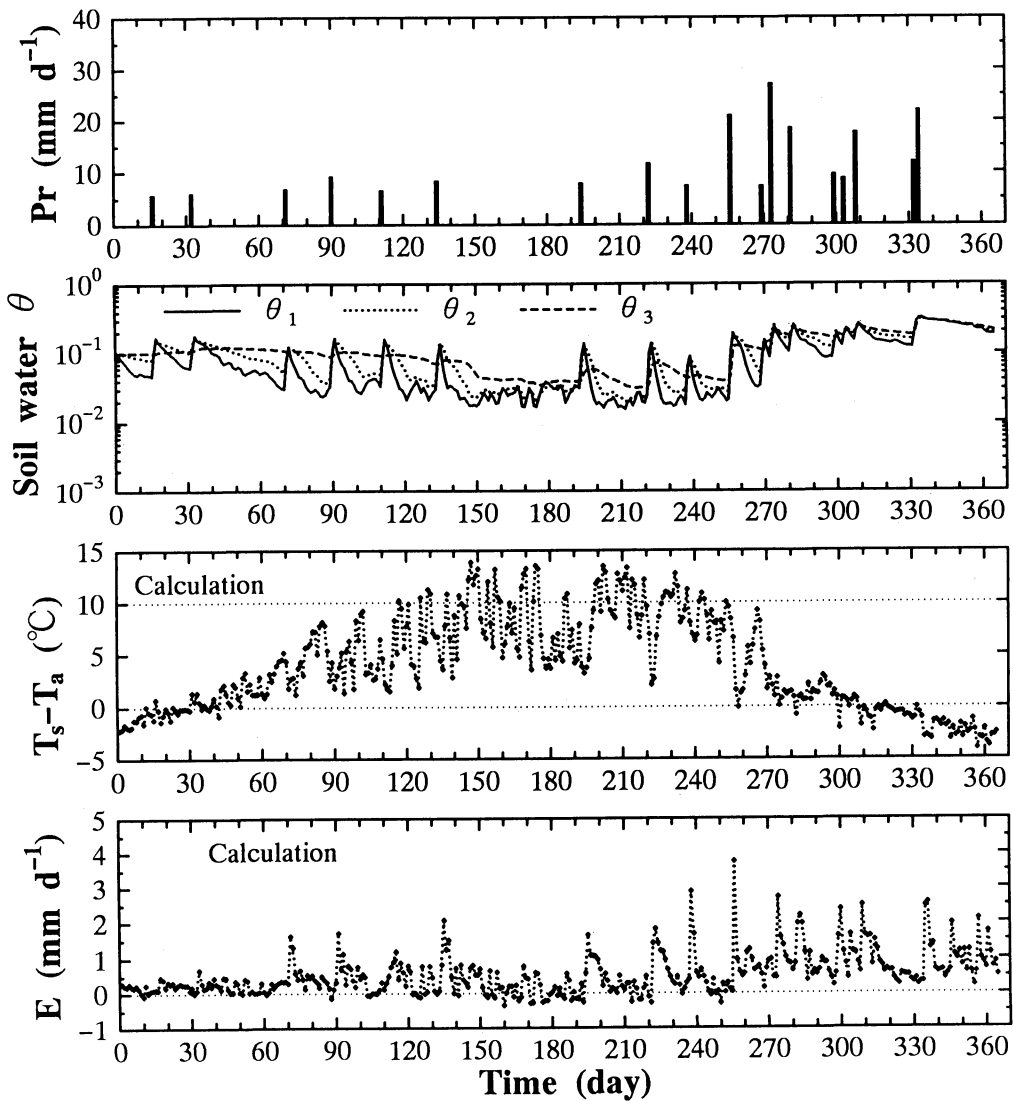
5.3 3年目

3年目は降水量が1年間ゼロとし, 初期含水量は2年目の最後の値とした. その結果を第5図(ローム)と第6図(砂)に示した. まずロームを見ると, 最初の頃の蒸発量は 1 mm d^{-1} 弱あり, のち $0.2 \sim 0.5$ mm d^{-1} が80日間続き, $-0.2 \sim 0.5$ mm d^{-1} (数10日間の平均はプラス)が210日ころまで続く. これ以後は $-0.3 \sim 0.3$ mm d^{-1} (数10日間の平均はほぼゼロ)で振幅は気温低下とともに小さくなる. この210日以後を含水率 θ の図で見ると, $\theta_{1,2,3}$ はほぼ等しくなっている. この状態は, 大気と土壌がほぼ平衡に達したことを表している. 蒸発量のプラス・マイナス変動は大気の乾燥・湿潤化に対応している.

つぎに第6図の砂の蒸発量を見ると, ロームと似た傾向であるが, 日々変動の幅は約半分である. これは砂がロームに比べて粒径が大きく吸湿性が弱いことによる. したがって, 砂はロームに比べて大気比湿の変動をやわらげる作用が弱い.

含水率 θ の図に注目すると, 第1層は60日くらい, 第2層は120日くらい, 第3層は180日くらいで平衡状態に近づいている. ロームに比べて平衡状態の含水率が約1桁小さい. これは土壌の水分ポテンシャルと含水率の関係($\Psi - \theta$ 関係, すなわち, $h - \theta$ 関係)がロームと砂で異なることによる. このような違いは湿潤土壌ではみられないが, 乾燥土壌で現われてくる.

気候変動にとって重要となる熱収支量の大きさは 10 W m^{-2} 程度と考えられている. この大きさは蒸発量で



第3図 ロームの地面における降水量 Pr, 土壌含水量 θ , 地表面温度と気温の差 $T_s - T_a$, 蒸発量 E の季節変化, ただし1990年の千葉の気象条件とし降水量のみ変えた場合. 年降水量 = 221 mmy^{-1} である.

は $0.353 \text{ mm d}^{-1} = 128.7 \text{ mm y}^{-1}$ である. 第5表を参照すると, 2年目と3年目の違いに対応する. 1年目と2年目の比較では前半の半年間における違いに対応する. このことから土壌の第1~3層 ($0 \sim 0.14 \text{ m}$) は季節変化にとって, その含水率が重要と考えられる. つまり, 乾燥域では $10 \sim 30 \text{ mm d}^{-1}$ の数回分の降水(合計 100 mm 程度) が半年後まで熱収支・水収支に影響を及ぼすことになる.

6. 乾燥域の特徴についての理論的考察

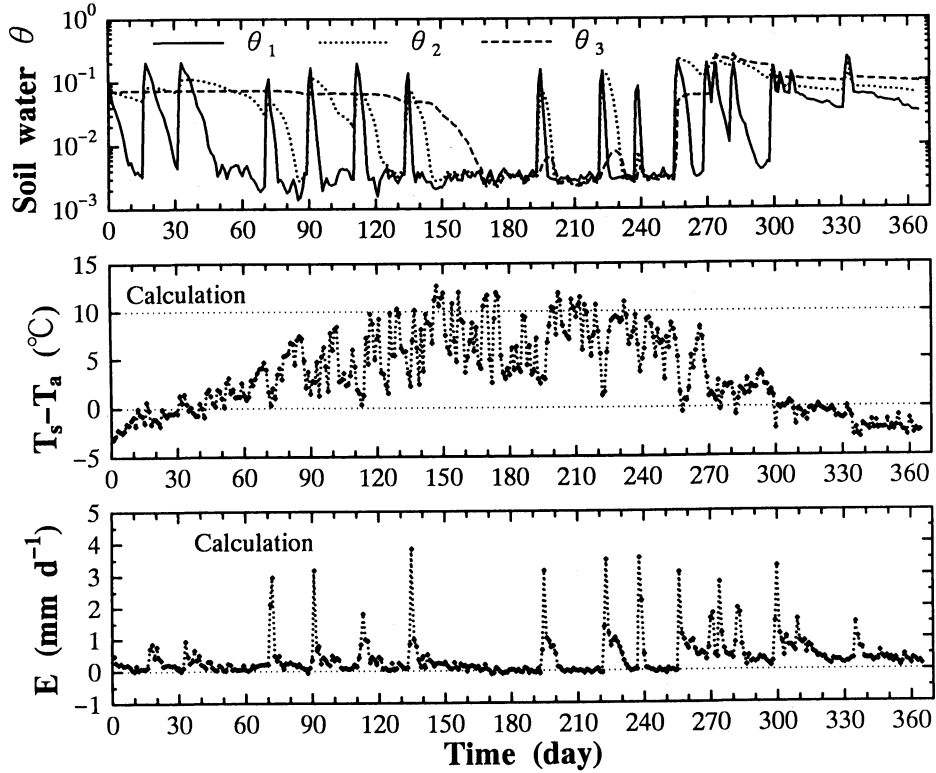
簡単化のために, 土壌第1層 ($0 \sim 0.02 \text{ m}$) の働きのみで考察する.

6.1 風速依存性

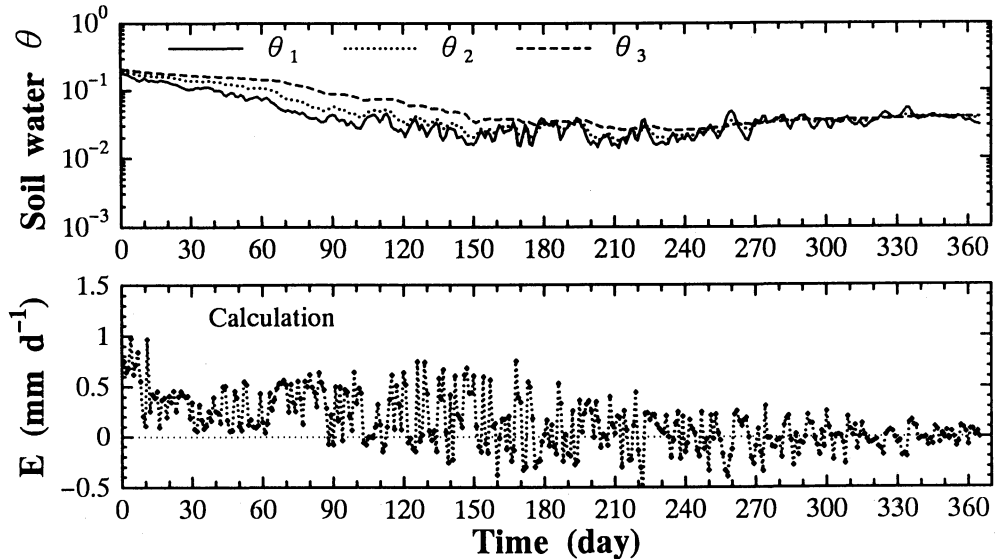
裸地面蒸発のパラメータ化のうち, $h\beta^*$ 法が原理的にもっとも理解し易いので, それで表示すれば, 蒸発量は次式で与えられる (近藤, 1994b).

$$E = \rho C_h U \beta^* (q^* - q_a) \quad (23)$$

$$q^* = h q_{\text{SAT}}(T_G) \quad (24)$$



第4図 第3図に同じ、ただし砂の地面の場合.

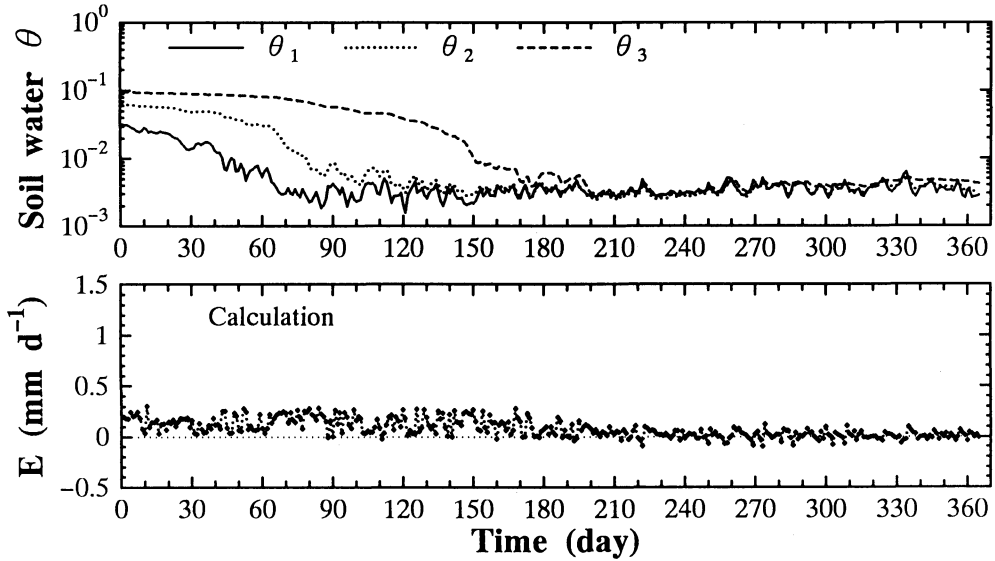


第5図 第3図のロームの場合に同じ、ただし3年目の含水率と蒸発量.

$$h = \exp\left(\frac{\Psi_g}{RT_c}\right) \leq 1 \quad (25)$$

ここに β^* は蒸発効率, q^* は土壌の小空隙内の比湿, h

は同じく相対湿度, q_a は大気 of 比湿である. β^* と抵抗 F_1 は次の式で結ばれている (近藤, 1994b).



第6図 第5図と同じ，ただし砂の場合。

第5表 降水量の条件を変えた場合の年蒸発量 (mm y^{-1}) の違い，ただし1～2年目は降水量は同じ，3年目の降水量はゼロとする。

年	ローム	砂
1年目	193	145
2年目	226	168
3年目	51	29

$$\beta^* = \frac{1}{1 + C_H U (F_1/D)} \quad (26)$$

F_1 は土壌の含水率 θ の関数である。土壌の湿潤時には $F_1 < 10^{-3} \text{m}$ であるのに対し， $(D/C_H U) \approx 2 \times 10^{-2} \text{m}$ (無風時) $\sim 2 \times 10^{-3} \text{m}$ (並の風速時) である。したがって $F_1 \ll (D/C_H U)$ となる。一方， θ が非常に小さくなると F_1 は増加し，ローム，砂とも $F_1 \approx 3 \times 10^{-2} \text{m}$ に近づく (近藤，1994b)。そのため風速がゼロでないかぎり土壌の乾燥化がすすみ θ が小さいとき，

$$C_H U \beta^* = \frac{D}{F_1 + (D/C_H U)} \rightarrow \frac{D}{F_1} \quad (27)$$

となる。ゆえに式(23)より次の関係をうる。

$$E \approx (\rho D/F_1) (q^* - q_a) \quad (28)$$

$F_1 = F_1(\theta)$ ， $q^* = q^*(\theta)$ であるので，乾燥域の蒸発量は風速 U にほとんど無関係で，土壌含水率 θ に依存することになる。風速とほとんど無関係なことは Kondo・Saigusa・Sato (1992) がすでに報告した。

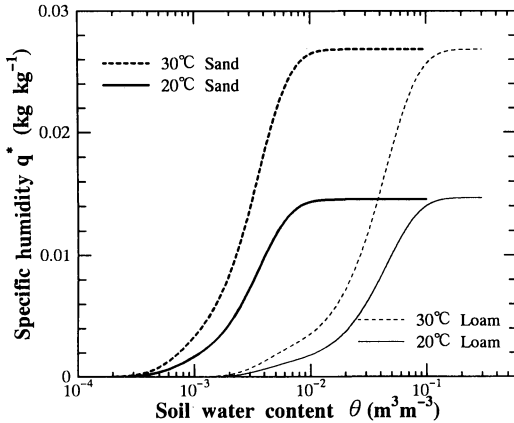
6.2 地温依存性

式(6)(12)から $h-\theta$ 関係が，さらに $q^*-\theta$ 関係が求められる。第7図によれば，ロームでは $\theta < 10^{-1}$ ，砂では $\theta < 10^{-2}$ で小空隙内の比湿 q^* が急激に小さくなる。したがって，大気比湿 $q_a = 0.004 \text{ kg kg}^{-1}$ の場合を例として想定すると，砂(太い曲線)の場合， $T_g = 20^\circ\text{C}$ のとき $\theta \approx 2 \times 10^{-3}$ で， $T_g = 30^\circ\text{C}$ のとき $\theta \approx 10^{-3}$ で平衡状態 ($E=0$) となる。これより θ が大きいときは蒸発，小さいときは凝結が起こる。

こんどは，同じ砂で同じ $q_a = 0.004 \text{ kg kg}^{-1}$ のとき， $\theta = 10^{-2}$ の初期条件から蒸発が始まる場合を想定する。 $T_g = 30^\circ\text{C}$ の場合は 20°C の場合より蒸発量は約2倍になる。そのため 30°C の土壌の含水率 θ は急激に減少し， 20°C の θ のおよそ半分付近に近づく (2～3日以後)。その結果， $T_g = 30^\circ\text{C}$ の場合の E は 20°C の場合の E とほぼ等しくなる。したがって乾燥域における蒸発量は地温への依存性が弱くなる。この具体的な時間変化は近藤 (1993b) の図-5 に示されている。要約すると，蒸発量は一般に地温に依存するけれども，含水率が小さい条件では，数日以上平均蒸発量については地温への依存性が小さくなる。

6.3 支配パラメータ

以上の考察から，乾燥域では風速や地温は蒸発量の主要な支配パラメータではない。式(28)に示すように，土壌の含水率と大気比湿 q_a が主要な支配パラメータである。乾燥域では一般に大気比湿 q_a が小さいので，含水率 θ は低い値で平衡状態 (E の平均値 = 0) の



第7図 土壌の小空隙内の比湿 q^* と含水率 θ の関係。太い曲線は砂，細い曲線はローム，土壌の温度が 20°C (実線) と 30°C (破線) の場合。

前後で変動しているが，土壌が降雨後いったん湿潤になると， E は大きくなる。この特徴によって熱収支・水収支の変動は大きくなると考えられる。その特徴は第3図，第4図に見られた。

7. まとめ

(1) 年降水量の少ない半乾燥気候では，年蒸発量は年降水量に比例して増加し，土壌の種類への依存性は小さい。しかし年降水量の多い湿潤気候では，年蒸発量は年降水量に無関係になり，上限がある。この上限は土壌パラメータに依存する。砂地ではローム地の約半分の年蒸発量である。

(2) 半乾燥気候では，降水後，大気と土壌がほぼ平衡になるまでには半年以上の時間がかかる。この状態に達したとき，蒸発量は大気乾燥・湿潤に応じてプラス・マイナスの変化をする。その変化振幅はロームで大きく，砂で小さい。

(3) 乾燥域における短期的な大気・土壌間の水蒸気交換の支配パラメータは土壌水分と大気の比湿であり，風速や地温は重要でない。

なお，第1図に示した関係，上記(1)は，統計的平均的な傾向を指すもので，地表面の水文過程の理解に役立つことを目的としたものである。したがって，特殊な気候条件については必ずしも当てはまらない。きわめて特殊な気候条件については，第1図の関係を利用するのではなく，特殊な条件を実際に用いて計算式を走らせ，水収支の季節変化の特殊性を明らかにすべきである。

参考文献

- Budyko M. I., 1971: (内嶋善兵衛・岩切敏訳, 1973), プレイコ, 生命と気候(上・下), 東京大学出版会, pp. 488.
- Jackson, R. D., R. J. Reginato, B. A. Kimball and F. S. Nakayama, 1974: Diurnal soil-water evaporation: Comparison of measured and calculated soil water fluxes, *Soil Sci. Soc. Ame. Proc.*, **38**, 861-866.
- 近藤純正, 1992: 地表面温度と熱収支の周期解及びその応用, *農業気象*, **48**(3), 265-275.
- 近藤純正, 1993a: 乾燥域における地表面熱収支の研究指針(1)モデル, *水文・水資学会誌*, **6**(3), 223-229.
- 近藤純正, 1993b: 乾燥域における地表面熱収支の研究指針(2)計算結果, *水文・水資学会誌*, **6**(3), 230-237.
- 近藤純正, 1993c: 表層土壌水分予測用の簡単な新バケツモデル, *水文・水資学会誌*, **6**(4), 344-349.
- 近藤純正(編著), 1994a: 水環境の気象学—地表面の熱収支・水収支, 朝倉書店, pp. 348.
- 近藤純正, 1994b: 裸地面蒸発の季節変化(1)モデル, *水文・水資源学会誌*, **7**(5)(印刷中).
- 近藤純正・本山浩司, 1994: 2種類の粒径の粒子を用いた土壌の蒸発パラメータに関する実験, *水文・水資源学会誌*, **7**(5)(印刷中).
- 近藤純正・大岡浩明, 1994: 裸地面蒸発の季節変化の観測, *農業気象*, **50**(2), 101-107.
- 近藤純正・大岡浩明・三枝信子・松島大, 1994: 裸地面蒸発の季節変化(2)観測による検証, *水文・水資源学会誌*, **7**(5)(印刷中).
- Kondo, J., N. Saigusa and T. Sato, 1990: A parameterization of evaporation from bare soil surfaces, *J. Appl. Meteor.*, **29**, 383-387.
- Kondo, J., N. Saigusa and T. Sato, 1992: A model and experimental study of evaporation from bare-soil surfaces, *J. Appl. Meteor.*, **31**, 304-312.
- Kondo, J. and N. Saigusa, 1994: Modeling the evaporation with a formula for vaporization in the soil pores, *J. Meteor. Soc. Jpn.*, **72**(3), 413-421.
- 近藤純正・渡辺力・中園信・石井正典, 1992: 森林における降雨の遮断蒸発のモデル計算, *天気*, **39**, 159-167.
- Manabe, S., 1969: The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface, *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 739-774.
- Sugawara, M. and F. Maruyama, 1952: Statistical method of predicting the runoff from rainfall, *Proc. of the 2nd Jpn. National Con. for App. Mech.*, 213-216.
- Sugawara, M., 1961: On the analysis of runoff structure about several Japanese rivers, *Jpn. J. Geophys.*, **2**(4), 1-76.