

環境変化が植物蒸散および流出に及ぼす影響について

Effect of the Change of Enviromental Factors (Temperature, Humidity and Rainfall) to Evaporation and Runoff Phenomenon

日野幹雄・神田学・土岐道夫

By Mikio Hino, Manabu Kanda, and Michio Toki

' System dynamics analyses ' based on the Air-Plant-Soil Model have been performed to investigate the response characteristics of evaporation and runoff phenomenon to the change of enviromental factors (temperature, humidity, and rainfall).

The following results are obtained.

- 1) Leaf area density had much effect to the three kinds of evaporation of plant canopies (evaporation from leaf, soil and canopy surface).
- 2) In the dry atmosphere, evaporation from plant canopies increased in accordance with the temperature, while in moist air, it decreased.
- 3) When the interval of rainfall became longer (the total amount of rainfall being constant), the ratio of evaporation to the runoff increased.

keywords: system dynamics, evapotranspiration, runoff, rainfall, NEO SPAM

1. はじめに

二酸化炭素などの温室効果気体の増加によって地球の温暖化は徐々に進みつつあるといわれているが、これによって私たちを取りまく水文環境や水資源も少なからず影響を受けると思われる。水文環境と一口に言ってもそれは日射、気温、降雨、蒸発散、二酸化炭素濃度等様々な要因から構成されている。これらは独立に存在しているわけではなく相互に依存している。我々はこのような環境要因の変化が蒸発散（植物活動）や降雨などの水循環システムにどのような影響を及ぼすかを検討・把握していかななくてはならないが、複雑な非線形システムゆえ容易なことではない。多くのコンポーネントから構成されるシステムの挙動を分析・予測するには大きく分けて2つのアプローチ方法が考えられるであろう。一つは統計的手法（例えば、田中丸¹⁾）による予測、もう一つはメカニズムそのものによる分析である。本研究では後者の立場をとる。具体的には著者らの開発した大気-植生-土壌モデル（神田・日野²⁾）を用い、入力ファクターである環境因子（気温・湿度等）を逐次変化させ、それに対するシステム応答（蒸散・流出）の変化を調べるといういわば「物理方程式によるシステムダイナミクス」をめざす。

今回はその試論として植生密度、気温・湿度変化に対する蒸散・熱収支の定常応答性を調べたあと、その応用として既知の降雨パターンに対する蒸散・流出の非定常変化について検討する。

* 正会員 工博 東京工業大学教授 工学部土木工学科
** 正会員 工修 東京工業大学助手 工学部土木工学科
*** 学生会員 東京工業大学大学院 土木工学専攻修士2年
(〒152 東京都目黒区大岡山 2-12-1)

2. 計算方法についての説明

2. 1 植物蒸散の定義

植物群落の蒸発散量は、a) 植被面からの蒸発散量 (EP)、b) 植生のある地表面からの蒸発量 (EB)、c) 植生内の葉から出る蒸散量 (ET) の3つが重要である。a) は言うまでもなく大気システムの下端条件を与え、b), c) の和は土壌水分の実質的な損失量を与えるからである。鉛直一次元的な定常状態が成立しているときにはこのうち2つが未知量 (ET=EP-EB) ということになるが、観測・実験でこの3つを分離して測定することはきわめて難しく測定例も少ない。ひとつのコントロール・サーフィスでのエネルギー収支から導かれたPenman-Monteithの式などの従来の理論 (例えば戎・小川³⁾) では、b), c) を求めることはできないし、a) についてもd(修正高さ)、zo(流体力学的粗度)等は陰的パラメータであってこれを与えることは解を半分与えていることに相違ない。

2. 2 モデルの説明

a)b)c)それぞれの蒸発散量を検討するため植物群落内の運動量・熱・物質交換のメカニズムを陽的に取り込んだ大気-植生-土壌モデルにより鉛直一次元の計算を行う。モデルの詳細は(神田・日野²⁾)を参照されたい。植生内の拡散係数等は葉面積密度に応じた混合距離の概念で取り込まれている(近藤⁴⁾)。

2. 3 計算概要

計算領域は高さ2(m)(植生0.5(m))を50の差分格子で解像した。計算は鉛直一次元で行い2点境界値問題となる。風速・気温・水蒸気量・日射量は領域上端で一定値(基準値)が与えられる。下端境界は風速・水分量一定(RUN3の非定常計算では浸透計算から陰的に決まる)、地温は熱収支から求める。植被面からの蒸発散量は既存理論との比較が行えるよう u^* , H^* , d , z_o の形で出すのが望ましい。そこでこれらの値は計算した鉛直プロファイルから表-1のような手順で求めた。

(RUN1): 植生の葉面積密度をパラメータとして上にあげた3つの蒸発散量をそれぞれ計算し、同時に植生と裸地(水面)の蒸発散量の簡単な比較を行う。日射量などの主要パラメータを表-2に示す。葉面積密度は非常に疎な状態から非常に密な状態まで9段階に分けて与えた。また土壌水分量もその湿度を乾燥状態から湿润状態まで3段階に分けて与えた。

(RUN2): 4つの異なる相対湿度で与える気温変化に対する蒸散量の定常変化を見る。気温、湿度などのパラメータを表-3に示す。なお土壌は十分湿润とする。

(RUN3): 総降雨量は等しいが降雨パターンのことなる2ケース(集中豪雨型・長雨型)に対する植生と裸地の蒸発散量の非定常変化を見る。降雨パターンや計算の諸元を表-4に示す。

表-3 RUN2 計算パラメータ

基準風速	2 (m/s)
日射量	850 (w/m ²)
葉面積密度	1.0 (m ² /m ³)
気温	相対湿度一定として 23, 27, 31, 35, 39 (°C)
相対湿度	20, 40, 60, 80 (%)

表-4 RUN3 降雨パターン

大気部	RUN1と同様
葉面積密度	1.0 (m ² /m ³)
降雨パターン1	
降雨量	0.05 (cm/min)
降雨時間	100 (min)
計算時間	4.5日×3
降雨パターン2	
降雨量	0.00173611 (cm/min)
降雨時間	2日
計算時間	4.5日×3

表-1 植被面上の蒸発散量の推定

計算より風速分布が得られる

$$u = \frac{u^*}{k} \ln \frac{z-d}{z_o}$$
 の式を用いて u^* , d , z_o を同定する
 u : 風速, u^* : 摩擦速度, k : カルマン定数,
 d : 地面修正量, z_o : 粗度長

d , z_o を用いて同様に H^* を同定する

u^* , H^* より植被面上の蒸発散量が得られる

表-2 RUN1 計算パラメータ

基準風速	2 (m/s)
日射量	850 (w/m ²)
基準温度	30 (°C)
水蒸気量	20 (g/m ³)
葉面積密度	0.01, 0.1, 0.25, 0.5 .1, 0.2, 5, 3.75 .5, 0.10, 10 (m ² /m ³)
土壌湿度	30, 70, 100 (%)
地表面粗度	0.003 (m)

3. 計算結果と考察

3. 1 葉面積密度の変化と蒸発散量

(a)蒸発散量(地表面(EB)・植生(ET)・植被面(EP))の比較検討

地表面蒸発量(EB)： 図-1に葉面積密度と地表面蒸発量の関係を記す。葉面積密度が増加するにつれて地表面蒸発量は単調減少する傾向にある。これは植生の葉による抵抗が増加することによって風速分布が痩せ(図-6(a)参照)、地表面におけるせん断応力が減少すること、および日射の遮蔽によって地表面温度が低下するためである。また地表面蒸発量は土壌水分量の影響を顕著に受けていることがわかる。

葉の蒸散量(ET)： 図-2に葉面積密度と葉の蒸散量の関係を記す。植生の蒸散量はある葉面積密度(ほぼ $2.5(\text{m}^2/\text{m}^3)$)で最大となる。ある程度の密度までは葉面積の増加はトータルの蒸散量を増加させるが、葉面積が密になりすぎると日射量と風速の減衰によって葉の単位面積当りの蒸散効率が著しく低下するためである。

植被面蒸発散量(EP)： 図-3に葉面積密度と植被面蒸発散量の関係を記す。植被面からの蒸発散量は極小・極大値をもつ特徴的な逆ひしゃく型を示している。最初の極小値(葉面積密度 $0.5(\text{m}^2/\text{m}^3)$)を生ずる点は底面蒸発が卓越する状態から植生蒸散が卓越する状態への臨界点である。これより葉面積密度が小さい場合は底面蒸発の影響が支配的であり、葉面積密度の増加はむしろ底面蒸発を阻害する(-)因子として働くので植被面蒸発散量は減少する。葉面積密度が臨界点より大きい場合は葉による蒸散が支配的になってくるため、図-2と同様の所で極大を持つ分布となる。風速分布もこの点を境に植物群落に特徴的な指数関数分布をもつ(図-6(a)参照)。

群落内の地表面蒸発と植物蒸散の比： 図-1、図-2からわかるように葉面積密度が $0.5(\text{m}^2/\text{m}^3)$ の臨界点で地表面蒸発量と植生蒸散量の比はほぼ1:1である。葉面積密度が $1.0(\text{m}^2/\text{m}^3)$ で両者の比は約1:5となり地表面蒸発の寄与は急減し、葉面積密度がそれより増加すると地表面蒸発量はほとんど無視し得る程度の大きさとなる。表-5に地表面蒸発と植生蒸散の比の実験値・観測値を参考のため記す(Baumgartner⁵¹)。E(G)は地表面蒸発量、E(I)は遮断蒸発量、E(T)は蒸散量である。葉面積密度が記されていないが、1:1から1:6の値をとっており計算結果はほぼ妥当なようである。

水面蒸発と植被面蒸発散： 図-3において葉面積密度がゼロで土壌の湿度が100%の状態を湿润裸地(水田)あ

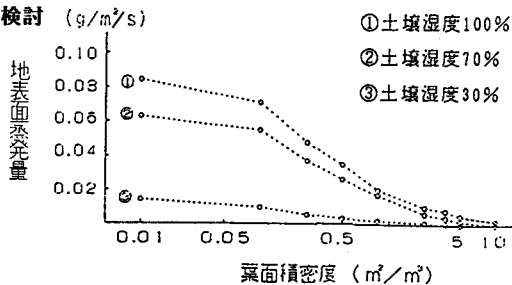


図-1 地表面上の蒸発量

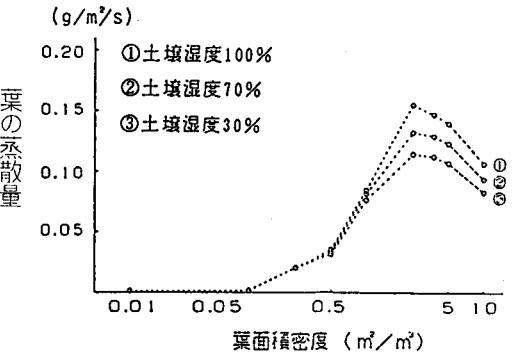


図-2 植生内の葉の蒸散量

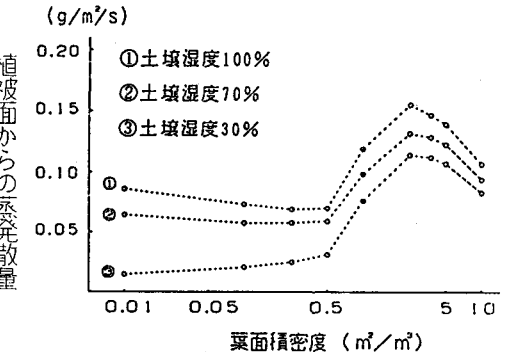


図-3 植被面上の蒸発散量

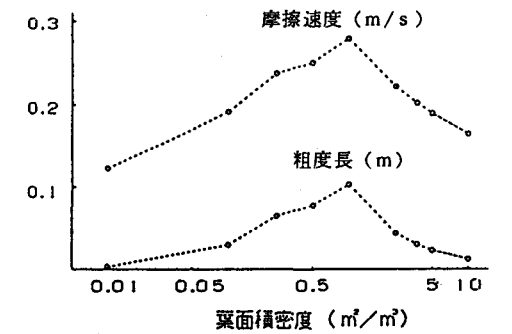


図-4 植被面上の摩擦速度及び粗度長

るいは水面と見なせば、葉面積密度が $1.0(\text{m}^2/\text{m}^3)$ 以上の範囲では植被面からの蒸発散量が水面（あるいは湿潤裸地）の蒸発量を上回っていることがわかる。このことは以下の2点から理解されよう。

1) 植被面上の流体力学的粗度や摩擦速度の方が一般に水面のものよりも大きいこと（図-4）、2) いま植生高さが $0.5(\text{m})$ であるから葉面積密度が $1.0(\text{m}^2/\text{m}^3)$ を超える場合、実質上の蒸発面積が水面の蒸発面積を上回ること。

(b) 植被面における各フラックス（運動量・潜熱・顕熱）の比較

図-4、図-5に表-1の手順で求めた植被面上の摩擦速度と流体力学的粗度および顕熱フラックスを記す。図-6には風速・日射の鉛直分布を示す。流体力学的粗度や摩擦速度はある葉面積密度（ $1.0(\text{m}^2/\text{m}^3)$ ）で最大値を示す。また顕熱フラックスは蒸散フラックスと同じ理由でひしゃく型となっている。

図-3、4、5を比較すると植被面上の運動量、潜熱、顕熱の交換量がそれぞれ異なる葉面積密度（ $1.0, 2.5, 3.75(\text{m}^2/\text{m}^3)$ ）においてピークをとっていることがわかる。これは以下のように説明できる。いま鉛直一次的な定常状態が成り立ち、底面フラックスが無視しうほど相対的に小さいことから植被面フラックスは群落内の葉による水蒸気ソース量にほぼ等しいと考える。葉による運動量シンクは熱・水蒸気場とはほとんど独立で決まり（実際は大気安定度によって多少の修正は受けるが）、葉面積密度が $1.0(\text{m}^2/\text{m}^3)$ 程度でかなり風速は減衰されている（図-6(a)）。一方、葉の水蒸気ソース量は風速だけでなく日射にも依存している。風速の減衰が顕著となりだす葉面積密度では、日射量はまださほど遮蔽・減衰されない（図-6(b)）。日射減衰の影響はもっと大きな葉面積密度で顕著に現れるわけである。そのため水蒸気ソース量のピークは運動量シンクのピークよりもやや大きな葉面積密度で起こる。水蒸気ソース量が大きいことは熱収支の面で考えると、葉が熱のソース源になりにくいことを意味する。したがって顕熱ソース量のピークは潜熱の効果がピークを過ぎた、さらに大きな葉面積密度で生じる。

表-5 地面蒸発量、遮断蒸発量、蒸散量の割合

	$E(G)/V$ (%)	$E(I)/V$ (%)	$E(T)/V$ (%)
Forest stands	10	30	60
Meadow	25	25	50
Cultivated land	45	15	40
Bare soil	100	-	-

ただし $V = E(G) + E(I) + E(T)$

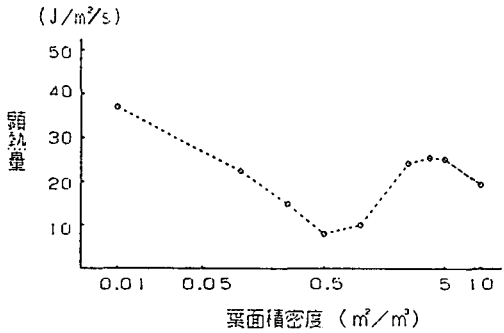


図-5 植被面上の顕熱フラックス

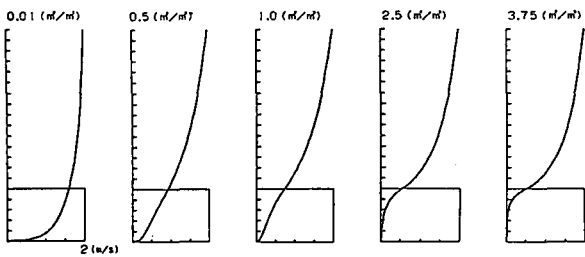


図-6(a) 葉面積密度による風速分布

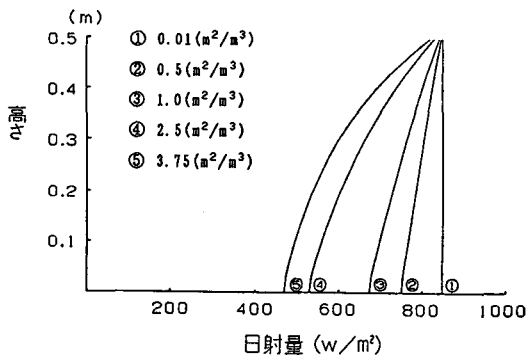


図-6(b) 葉面積密度による日射量

3.2 気温・湿度の変化による蒸散について

大気の相対湿度（一定）が低い場合及び高い場合に気温を上昇させたときの植生内の葉から出る蒸散量を図-7に示す。

大気が乾燥の場合： 気温が上昇すると蒸散量は増加する傾向にある。これは以下のように説明される。い

ま土壌水分や日射・風環境は同じだから大気と葉の飽差量が蒸散の支配要因となる。大気が乾燥している場合はもともと飽差量が大きく、したがって潜熱効果も大きいので葉温は気温よりも下がることになる。気温が上昇すると、葉温の上昇による葉からの長波放射量が増加するが、その増加分よりも葉の熱のシンクとしての働きによる顕熱量の減少分の方が大きいので、熱収支上（表-6）潜熱は大きくなる。よって大気が乾燥している場合には蒸散量は増加することになる。

大気が湿潤の場合： 大気が湿潤の場合には気温が上昇すると蒸散量は逆に減少する傾向にある。湿潤時はもともと飽差量が小さく、したがって潜熱効果も小さいので葉温は気温よりも上がることになる。気温が上昇すると葉温の上昇による葉からの長波放射量が増加するが、その増加分は葉の熱のソースとしての働きによる顕熱量の減少分よりも大きいので、熱収支上（表-6）潜熱は小さくなる。よって大気が湿潤の場合には蒸散量は減少することになる。

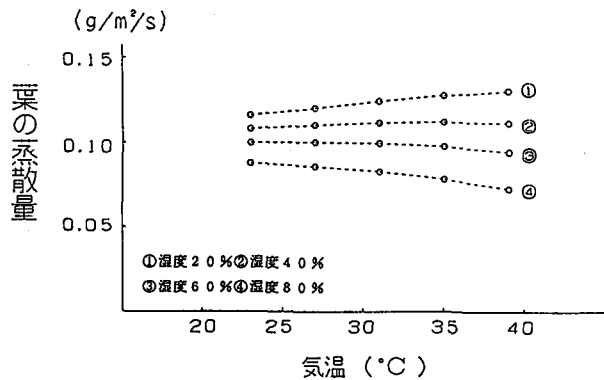


図-7 植生内の葉の蒸散量

表-6 群落内（植被面上）の熱収支

気温	日射量 (w/m²)	顕熱	潜熱	長波放射量
23℃ (20%)	841.8	-45.0	466.9	419.9
31	841.8	-110.4	513.2	439.0
39	841.8	-172.1	553.1	460.8
23℃ (80%)	841.8	68.3	308.1	465.4
31	841.8	36.3	304.0	501.5
39	841.8	12.4	285.6	543.8

3. 3 既知の降雨パターンに対する蒸散・流出の非定常変化

総降雨量が同一の条件下で短期間の集中豪雨と長期間の小雨の2パターンに対する植生の蒸散量・流出量、裸地の蒸発量・流出量の変化を図-8、図-9に示す。また4日と半日経ったあとのそれぞれの土壌内の負圧分布を図-10に示す。

集中豪雨パターン： 裸地の蒸発量は植生の蒸散量よりも減衰が早く、またその程度も大きい。植生の場合には蒸散が根が存在する広い範囲の土層から分散的に行われるので制限をうけにくい。しかし裸地の場合には地表面からの蒸発により地表面付近の土層が急激に乾燥するので蒸発が抑制される。図-10に示すように土壌内の負圧分布（水分分布の示標）を比較してみると両者の違いが明確に現れており、実験結果と定性的に一致している（日野・佐藤⁶¹⁾）。すなわち植生の場合には土壌のより下層からも乾燥していることがわかる。また流出は短期間に起こっており、裸地の方が植生よりも量は多い。植生は根によって吸水を行っているので裸地よりも流出が抑制されていると考えられる。

長雨パターン： 裸地蒸発量は集中豪雨パターンの場合と同様に雨がやむと急激に減衰する。一方、植生蒸散量は集中豪雨時に比べて減衰が小さい。長雨時には水の浸透がゆるやかなために蒸散も制限をうけにくいのである。土壌内の負圧分布は傾向は変わらないものの、植生の場合には乾燥度が集中豪雨時に比べて小さい。これは降った雨があまり流出することなく蒸散に使われたためである。

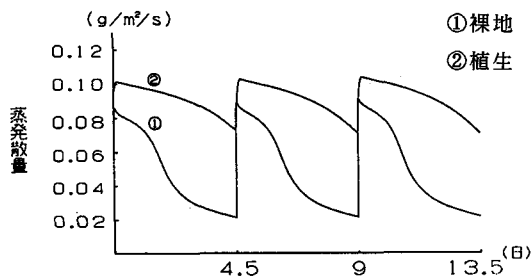


図-8 (a) 集中豪雨時の蒸発散量

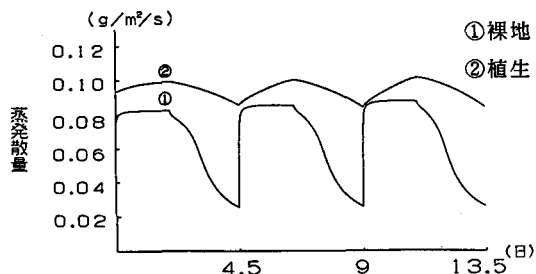


図-8 (b) 長雨時の蒸発散量

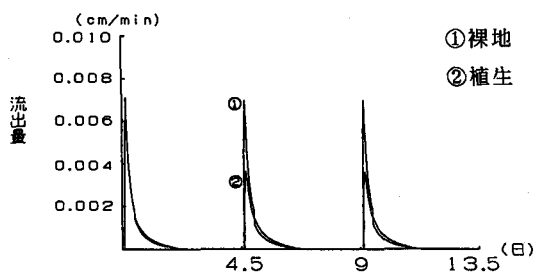


図-9 (a) 集中豪雨時の流出量

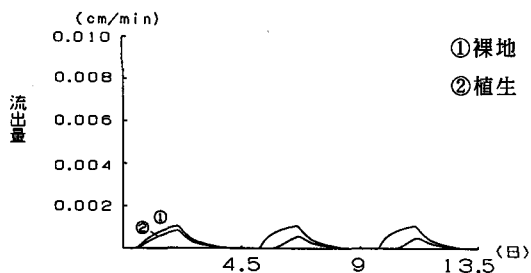


図-9 (b) 長雨時の流出量

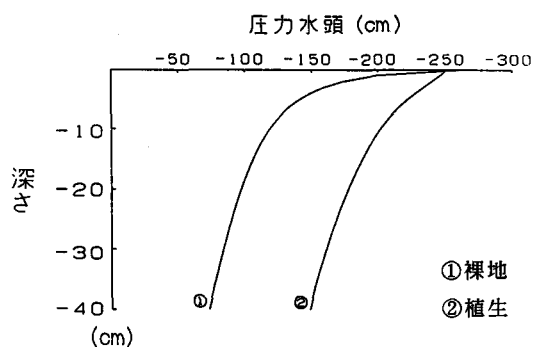


図-10 (a) 集中豪雨時の土壌内の圧力分布

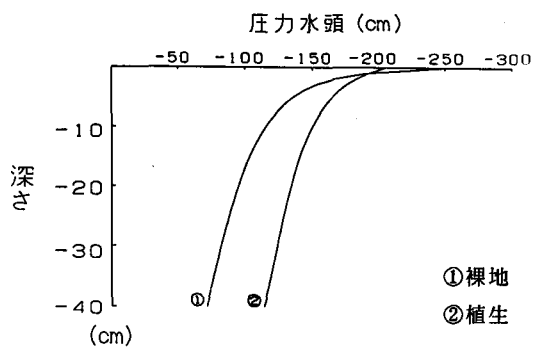


図-10 (b) 長雨時の土壌内の圧力分布

謝辞 本研究は文部省科学研究費一般研究(B)課題番号03452207「植生の気候緩和効果に関する土・植・気圏を一体とした水文学的研究、研究代表者、日野幹雄」の補助を受けて行われたものである。ここに謝意を表する。

参考文献

- 1) 田中丸治哉・角屋睦：流域水循環に対する気温上昇の影響評価、水文・水資源学会要旨集、1991, pp142-145.
- 2) 神田学・日野幹雄：大気-植生-土壌系モデル(NEO SPAM)による数値シミュレーション (1) 植生効果のモデリング、水文・水資源学会誌、1990, vol. 3, pp37-46.
- 3) 戎信宏・小川滋：山林地蒸発散の推定におけるペンマンモンティース法のモデルパラメータに関する研究、水文・水資源学会要旨集、1991, pp260-263.
- 4) 近藤純正：大気境界層の科学、1984、東京堂出版.
- 5) Baumgartner, A: Energetic basis for differential vaporization from forest and agricultural lands, INT. Symp. Forest Hydrlogy, Pennsylvania, pp. 381-389, 1966.
- 6) 日野幹雄・佐藤昭人・佐原隆司：草地における初期水分量と流出現象の関係、第32回水理講演会論文集、pp71-76, 1988.