水文・水資源学会誌
J. Japan Soc. Hydrol. & Water Resour.
Vol. 6, No. 4 (1993) pp. 350-357

ヒートパルス速度と微気象データを利用した 林木蒸散量推定法の提案

Methodology for Estimating Single Tree Transpiration Based on Heat Pulse Velocity and Micrometeorological Data

吉田 弘*・端野道夫* (徳島大学工学部)

Hiromu YOSHIDA Michio HASHINO Faculty of Engineering, The University of Tokushima

村岡浩爾 (大阪大学工学部)

Kohji MURAOKA Faculty of Engineering, Osaka University

A methodology for estimating a single tree transpiration based on a mathematical model which describes the transpiration process with heat pulse velocity and micrometeorological data is proposed. The proposed model consists of a transpiration sub-model and a soil water uptake sub-model, which take account of both the plant physiological activities such as the opening of stomata and the reduction of soil water uptake by roots due to the decline of soil moisture so as to describe the hydrological interaction between soil, vegetation and atmosphere. Model parameters are identified with heat pulse velocity, Penman's potential evapotranspiration and soil moisture potential. The product of Penman's potential evapotranspiration and a transpiration factor defined as the function of the plant water storage is substituted for the actual transpiration rate in the procedure identifying model parameters in order to take the plant physiological properties into consideration.

The proposed model was applied to the observed data about a 31 yearold sugi (*Cryptomeria japonica*) in the Shirakawadani experimental basin in Tokushima prefecture, and estimated the single tree transpiration in the basin.

Keywords : Transpiration, Heat pulse velocity, Penman's potential evapotranspiration, Micrometeorological data, Soil moisture

ヒートパルス速度と微気象データを利用して数値モデルにより林木蒸散量を推定する方法論を提案する。推定に用いる数値モデルでは気孔の開閉のような植物生理学的な現象や土壌水分の減少にともなう吸水の抑制現象をサブモデルとして取り入れることで、土壌、植生、大気間の水移動における相互作用を考慮している。モデルパラメータはヒートパルス速度、Penmanの可能蒸発散量および土壌水分ポテンシャルのデータを用いて同定される。本モデルを徳島県白川谷試験流域における31年生スギの観測データに適用し、実森林における林木蒸散量推定法としての妥当性を検証した。

キーワード：蒸散量、ヒートパルス速度、Penmanの可能蒸発散量、微気象データ、土壌水分

I. はじめに

水源域における森林蒸散量は長期水収支を支配する重要な因子であるが、残念ながら現地において成木の蒸散量を直接に観測するのは至難である。しか

も蒸散過程は、森林流域を構成する土壌、植生、大気のいずれの要素とも関連するため、これら要素間での相互作用を考慮にいれた解析の必要性が問題を更に複雑ならしめている。そのために微気象学的手法以外では簡便でかつ有効な蒸散量推定方法は確

*徳島大学工学部建設工学科 〒770 徳島市南常三島町2-1

Faculty of Engineering, The University of Tokushima, 2-1, Minamijosanjima, Tokushima, 770

立されていないのが現状である。近年、蒸散量推定の有力な指標としてヒートパルス速度¹¹⁾が注目を集めており、これを用いて蒸散量を推定する手法もいくつか提案されてきている⁸⁾¹²⁾¹³⁾。ヒートパルス速度とは熱パルスをトレーサとして樹幹内を上昇する樹液の速度を感熱素子でモニタリングして得られる樹液流速の指標である。しかしながら、これまでに提案されているヒートパルス速度を利用した蒸散量推定法はいずれもヒートパルス速度を蒸散量へ換算するための直接的な指標と捉え、何段階かのキャリブレーション¹⁷⁾の後にヒートパルス速度から換算されたフラックスとしての樹液流量を蒸散量とする立場をとっている。しかしながら推定精度の検証には真の蒸散量データが必要となるにもかかわらず、現状では対象とする樹木を伐採し、切断面からの吸水量を計測する以外に現地で真の蒸散量データを取得する有効な手法がない。それ故、水資源の適正な開発、管理を行うためには既往の手法とは異なって伐採を伴わないような非破壊型でしかも簡便かつ実用性の高い蒸散量推定法の確立が求められている。本論文では実森林流域における蒸散量推定法の開発を目標に、著者らの開発したヒートパルス速度を利用した蒸散量推定モデル²⁰⁾をベースとして、実森林流域において樹木の伐採を必要としない林木蒸散量推定法を提案する。

II. 本方法論の考え方と特長

蒸散過程は土壌・植生・大気連続体 (SPAC) を通じた水文素過程であるため土壌—植生、植生—大気間における相互作用を取り込んだ形でのモデリングが必須である。こうした立場から、本論文ではFig. 1に示すようなモデル構成を考える。すなわち、土壌—植生の部分は根系による土壌水分の吸水サブモデルで、植生—大気の場合は樹冠における蒸散サブモデルで表現する。

蒸散サブモデルは後述するように蒸散量とヒートパルス速度との関係を定式化したもの²⁰⁾である。したがってモデルパラメータの同定過程においては基本的にヒートパルス速度および蒸散強度の観測データを必要とする。しかしながら前述のように真の蒸散強度データを現地で求めることはほとんど不可能に近い。そこで本モデルでは近似的に蒸散強度 E_T (mm/hr) としてPenmanの可能蒸発散量 E_p (mm/hr)¹⁴⁾に植生水分量の関数として定義される蒸散係数 ϕ を乗じた値 ϕE_p を与える。こうすることで微気象条件

Fig. 1 Concept of proposed model

のみに依存するPenmanの可能蒸発散量に対して気孔の開閉のような植生の条件を取り込むことができる。

ヒートパルス速度の有する最大の特長は、蒸散過程と密接に関連する樹液流速を直接にモニタリングしていることから蒸散特性を最も反映している点である。したがって実際の蒸散強度の経時変化波形と非常に相似なヒートパルス速度の経時変化波形は蒸散過程に関して現地で得られる唯一の真値と考えても差し支えない。したがってヒートパルス速度の経時変化波形を利用してモデルにより逐次適切な ϕ を算定できれば、樹冠における蒸散強度の経時変化を的確に表現することが可能になると期待できる。

吸水サブモデルは土壌水分の減少にともなう根系による吸水強度が制限される現象を表現する。屋外ライシメータ蒸散実験結果⁴⁾⁶⁾²⁰⁾に基づき、テンシオメータにより現地で容易に観測が可能な土壌水分ポテンシャル (吸引圧水頭) Ψ (単位: cmH₂O) と土壌水分の吸水強度 E_s (mm/hr) の関係を定式化することで構築する。このモデルを通して土壌水分の吸水過程に土壌水分条件を反映させた上で、最終的に蒸散サブモデルを通していわゆる土壌水分の減少にともなう蒸散抑制作用を表現するのがねらいである。

以上のように、微気象データと土壌水分ポテンシャルデータを利用して樹冠での蒸散強度と根系による吸水強度との関係を数理モデルとして定式化し、ヒートパルス速度データを利用して最適モデルパラメータの同定を行うのが本論文で提案する方法論である。ヒートパルス速度の経時変化の波形をPen-

manの可能蒸発散量 E_p と蒸散係数 ϕ との積で与えられる蒸散強度の近似値 ϕE_p に反映させることで、1時間単位でも容易に蒸散強度を推定できる点が本方法論の最大の特長である。

III. モデルの定式化

1. 蒸散サブモデル

蒸散サブモデルの基礎式は植生の水収支式および植生内の水分移動式からなる。なお、蒸散サブモデルの詳細については引用文献²⁰⁾を参照して頂きたい。

1) 植生の水収支式

Fig. 1に植生の水分収支の概念を示す。蒸散強度を E_T (mm/hr)、吸水強度を E_s (mm/hr)、植生内部の水分高を S (mm)とする。植生が生理活動を行うのに十分な水分状態にある場合の水分量を S_0 とすると、一般に日中では水分量 S は S_0 に較べて減少しており、水分の欠乏状態(いわゆる水分ストレス状態)にあると考えられることから水分ストレス高(水分欠損高) S_{TR} (mm)を $S_{TR} = S_0 - S$ で表現する。したがって S_{TR} を用いて水分収支式を記述すれば(1)式ようになる。

$$\frac{dS_{TR}}{dt} = E_T - E_s \quad (1)$$

2) 植生内の水分移動式

植生内部での水分の動態は、根系での吸水強度 E_s 、樹冠での蒸散強度 E_T や蒸散量-吸水量のアンバランス量等の影響を受けると考えられる。そこで、著者らはこうした影響因子の下で規定される水分ストレス高 S_{TR} と影響因子との関係について次のように仮定する。

$$S_{TR} = \alpha E_s + \beta (E_s - E_T) + \gamma \frac{d(E_s - E_T)}{dt} \quad (2)$$

ここに、 α 、 β および γ は定数であり、本モデルのパラメータとなる。(1)式を利用して(2)式を植生の水分ストレス量 S_{TR} に関する式に変形すると最終的に(3)式を得る。

$$\gamma \frac{d^2 S_{TR}}{dt^2} + \beta \frac{dS_{TR}}{dt} + S_{TR} = \alpha E_s \quad (3)$$

(2)式は水分ストレス高 S_{TR} を媒介として蒸散強度 E_T と吸水強度 E_s の関係を記述している。したがって E_T および E_s のいずれかが与えられれば、もう一方を計算することが可能である。

3) 蒸散係数 ϕ と水分ストレス S_{TR} の関係

一般に植物生理学の知見では、葉面のクチクラ層

からの蒸散量はほとんど無視し得ることから蒸散は主として気孔から生起しており、気孔の開閉が蒸散過程を支配していると考えてよからう。日中における気孔の開閉と関わる主な因子には葉の水分量、葉温、気温、湿度、日射量や CO_2 濃度等が挙げられている¹⁸⁾。一般に内部的な要因として水分ストレスの増加にともない葉での水ポテンシャルが減少すると気孔の孔辺細胞内で膨圧低下が生じるために、気孔が閉じられて蒸散は抑制される¹⁹⁾とされている。一方で、環境要因としては日射量、葉温が主要な影響因子⁷⁾と考えられているようであるが、例えば、湿度の低下が直接に気孔の開閉運動と関連しているという報告¹⁹⁾など樹種や実験条件によって様々な挙動が報告されていることもあって詳細については未だ明らかにされていない。

これまでの林学や農業気象学の分野等においては、植生の効果を包括的に表現する方法としてPenman-Monteith式を用いるのが習慣となっているようである。しかしPenman-Monteith式における群落抵抗 r_c には微気象学および植物生理学的な影響が極めて曖昧な形でしか考慮されていなかった。例えば r_c の季節変化に関するモデル¹¹⁾¹⁵⁾¹⁶⁾はあるが、これは年間を通した植生活性度の変化を表現しているに過ぎないと解釈される。 r_c の日変化に関するモデルは著者の知る限りでは全くなく、時々刻々の植生水分状態との関係は曖昧である。更にまた、本来 r_c は一枚の葉に関する気孔抵抗 r_s の概念をそのまま林分スケールまで拡張しているので流域スケールでの蒸散量を推定する際においても有効となるのか否かについては十分に検討されていない。本論文では、(4)式で与えられるPenmanの可能蒸発散量 E_p と実蒸散強度 E_T との比を表す蒸散係数 ϕ を用いて微気象条件から規定される E_p に対して植生の生理学的な条件を反映させることを考える。

$$E_p = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} f(u_2) \{e_{sat}(\theta_a) - e_a\} \quad (4)$$

$$f(u_2) = 0.26(1.0 + 0.537u_2) \quad (5)$$

ここに、 R_n : 純放射量(mm/hr)、 Δ : 飽和水蒸気曲線の勾配(mb/°C)、 γ : 乾湿計定数(=0.66)、 u_2 : 高度2 mにおける風速(m/s)、 $e_{sat}(\theta_a)$: 飽和水蒸気圧(mb)、 e_a : 任意時刻温度の水蒸気圧(mb)、 θ_a : 気温(°C)である。

本論文では、微気象学的な条件の影響は(4)式で表

Fig. 2 Relationship between transpiration factor ϕ and water stress S_{TR} ⁶⁾

される水面からの可能蒸発量で表現することにし、Penman式では十分に表現し得ない植生の効果を表現するために、後述の(6)式で表わされる蒸散係数 ϕ において、植生内水分量変化(水分ストレス高 S_{TR} の増加)にともなう影響と植生活性度の変化(成長期と非成長期)にともなう影響を分離して評価することを考える。Fig. 2は屋外ライシメータ蒸散実験結果⁶⁾に基づいて、水分ストレス(単位: cm^3)と蒸散係数 ϕ との定性的な関係を描いた例である。樹冠面積を近似的に直径75cmの円面積と仮定して蒸散係数 ϕ を整理しているために、水分ストレスが小さい部分で ϕ はかなり大きな値となっているが、実際の蒸散面積で整理すれば ϕ はもう少し小さくなるものと考えられる。Fig. 2より水分ストレスが増加すると蒸散係数は減少する傾向にあることから、樹体水分量と気孔の開閉とは密接に関連していることがうかがえる。そこで、水分ストレス高 S_{TR} が増加するほど気孔開度は小さくなって結果的に蒸散は制限されるという観点から、Fig. 2を参考にして蒸散係数 ϕ と水分ストレス S_{TR} の関係を次式のようにモデル化する。

$$\phi(S_{TR}) = \phi_m \exp(-\xi S_{TR}) \quad (6)$$

ここに、 S_{TR} : 水分ストレス高(mm), ϕ_m : 水分ストレスがゼロの時の ϕ の値, ξ : 通減定数(1/mm)である。

(4)式は本来であれば日単位の可能蒸発量を算定する式であるが、ここでは便宜的に時間あたりの量を与えて蒸発強度の計算を行っている。

4) 蒸散強度、吸水強度ならびに水分ストレス高推定式の誘導

(3)式は S_{TR} に関する2階線形常微分方程式であり、判別式 $D = \beta^2 - 4\gamma$ の符号により S_{TR} の解の形式が異なる。原理的には D について3通りの場合が想定されるが後述のように $D < 0$ となる場合のみについて

パラメータが同定されたことから、 $D < 0$ の場合についてのみ述べる。

第 i ステップを既知量、第 $i+1$ ステップを未知量とすると、引用文献13)より水分ストレス高 S_{TR} および S_{TR} の微係数 $dS_{TR}/dt = Y$ の差分解は $t = t_i$, $t = t_{i+1} = t_i + \Delta t$ について以下ようになる。

$$S_{TR i+1} = A_3 S_{TR i} + A_1 Y_i + \frac{\alpha}{2A_4} (1 - A_3) (E_{S i+1} + E_{S i}) \quad (7)$$

$$\begin{aligned} \left| \frac{dS_{TR}}{dt} \right|_{i+1} &= Y_{i+1} = E_{T i+1} - E_{S i+1} \\ &= -A_1 A_4 S_{TR i} + A_2 Y_i \\ &\quad + \frac{\alpha}{2} A_1 (E_{S i+1} + E_{S i}) \end{aligned} \quad (8)$$

本論文では蒸散強度 E_T を(9)式のようにPenmanの可能蒸発散量 E_P と蒸散係数 ϕ との積で与えると(7)式および(8)式は以下ようになる。

$$E_{T i} = \phi_i E_{P i} \quad (9)$$

$$S_{TR i+1} = A_3 S_{TR i} + A_1 (\phi_i E_{P i} - E_{S i}) + \frac{\alpha}{2} (E_{S i+1} + E_{S i}) (1 - A_2) \quad (10)$$

$$\begin{aligned} \left| \frac{dS_{TR}}{dt} \right|_{i+1} &= \phi_{i+1} E_{P i+1} - E_{S i+1} \\ &= -A_1 A_4 S_{TR i} + A_2 (\phi_i E_{P i} - E_{S i}) \\ &\quad + \frac{\alpha}{2} A_1 (E_{S i+1} + E_{S i}) \end{aligned} \quad (11)$$

また ϕ と S_{TR} の関係は以下のものである。

$$\phi_i = \phi_m \exp(-\xi S_{TR i}) \quad (12)$$

ここに、

$$\begin{aligned} A_1 &= \frac{\exp(-\mu \Delta t)}{\omega} \sin(\omega \Delta t) \\ A_2 &= \exp(-\mu \Delta t) \left\{ -\frac{\mu}{\omega} \sin(\omega \Delta t) + \cos(\omega \Delta t) \right\} \\ A_3 &= \exp(-\mu \Delta t) \left[\frac{\mu}{\omega} \sin(\omega \Delta t) + \cos(\omega \Delta t) \right] \\ A_4 &= \mu^2 + \omega^2 \end{aligned}$$

$$\mu = \frac{\beta}{2\gamma}, \quad \omega = \frac{\sqrt{\beta^2 - 4\gamma}}{2\gamma}$$

である。

ここで、 ϕ と S_{TR} の関係を表す(12)式および蒸散強度 E_T とPenmanの可能蒸発散量 E_P ならびに蒸散係数 ϕ との関係を表す(9)式を(11)式に代入して、 $E_{S i+1}$ について整理すると最終的に吸水強度 E_S の推定式(13)を得る。

$$E_{S i+1} = [\phi_{i+1} E_{P i+1} + A_1 A_4 S_{TR i} - A_1 (\phi_i E_{P i} - E_{S i})]$$

$$+\frac{\alpha}{2}A_1E_{s,i}]/[1+\frac{\alpha}{2}A_1] \quad (13)$$

ただし、(13)式中の ϕ_{i+1} は $E_{s,i+1}$ の関数であることから、実際に $E_{s,i+1}$ を求めるためには(9)式と(12)式および(13)式を連立させて数値的に解く必要がある。

ϕ_{i+1} は $S_{TR,i+1}$ が既知であれば(12)式で求められる。 $S_{TR,i+1}$ は(10)式で既に与えられているから結局 $E_{T,i+1}$ も(8)式から同時に得ることが可能である。なお、ヒートパルス速度 V_h と吸水強度 E_s との間には既に(14)式のようなべき関数関係の成立することが判っており²⁰⁾、この関係によって吸水強度 E_s とヒートパルス速度 V_h とが相互に変換される。

$$V_h = KE_s^p \quad (14)$$

ここに、 K , p は定数である。

2. 吸水サブモデル

徳島大学構内で行った屋外ライシメータ蒸散実験結果⁹⁾を整理すると、Fig. 3に示すように土壌水分ポテンシャル Ψ が減少すると蒸散係数 ϕ は土壌水分ポテンシャル Ψ とともに線形的に減少する傾向が確認された。このことは土壌水分の減少にともなって吸水が制限されると蒸散強度に対して吸水強度が小さくなり、蒸散と吸水のアンバランスから植生水分が減少したために気孔が閉じられた結果、蒸散が抑制されたと解釈できる。こうした一連の現象を著者らは土壌水分の減少にともなう蒸散抑制作用と捉えている。これとは別に、蒸散活動の活発な日中であつ土壌水分が十分な条件で、Penmanの可能蒸発散量が増加してもヒートパルス速度がほぼ一定値を示す傾向を示していると考えられる場合がある。これは明らかに土壌水分の減少とは異なった理由で吸水が制限されていることを示唆しており、著者らはこのような様々な要因の影響の下で吸水強度が頭打ち状

態になる一連の現象を蒸散の頭打ち作用と捉えている。以上の2つの作用を考慮した上で、Fig. 3およびFeddesら²⁾のモデリングを参考にして土壌水分ポテンシャル Ψ と吸水強度 E_s の関係を、次式のように表現する。

$$E_s(\Psi) = \begin{cases} E_{sMAX} & (\Psi_c < \Psi) \\ \left(\frac{\Psi_L - \Psi}{\Psi_L - \Psi_c}\right) E_{sMAX} & (\Psi_L < \Psi < \Psi_c) \\ 0 & (\Psi < \Psi_L) \end{cases} \quad (15)$$

ここに、

E_{sMAX} : 土壌水分が十分にあるときの吸水強度 (mm/hr)

$E_s(\Psi)$: 任意の Ψ における吸水強度 (mm/hr)

Ψ : 任意時刻の土壌水分ポテンシャル (cmH₂O) で、負値をとる。

Ψ_c : 吸水が抑制を受け始める土壌水分ポテンシャル (cmH₂O)

Ψ_L : 吸水強度が初めてゼロとなる時の土壌水分ポテンシャル (cmH₂O)

3. パラメータ同定法

本モデルの未知パラメータは α , β , γ , K , p , E_{sMAX} , ϕ_m , ξ , Ψ_c , Ψ_L の10個である。本モデルでは ϕE_p とおいた蒸散強度から吸水強度 E_s が推定される。しかしながらヒートパルス速度 V_h こそが現地で得られる唯一の真値と見なせることから、ヒートパルス速度 V_h と吸水強度 E_s との関係を表す(14)式を用いて吸水強度 E_s からヒートパルス速度 V_h へ変換を行い、次式で定義する評価関数 F を最小にするパラメータの組み合わせを非線形最小2乗法⁹⁾により探索する。

$$F = \sum_{i=1}^N \{V_{hobs}(t_i) - V_{hest}(t_i)\}^2 \quad (16)$$

ここに、 $V_{hobs}(t_i)$: 実測ヒートパルス速度、 $V_{hest}(t_i)$: 推定ヒートパルス速度、 N : データ数である。

評価関数 F の具体的な計算は以下の手順に従って行う。

Step 1 : 10個のパラメータの初期値を各々与える。

Step 2 : $i = 1$ とし $S_{TR}(h) = 0$ とおく。

Step 3 : (9)式、(11)式および(13)式を連立して $E_s(t_i)$ を計算する。

Step 4 : (15)式より根系の可能吸水強度 $E_s(\Psi_i)$ を計算する。

Step 5 : $E_s(\Psi_i) \geq E_s^*(t_i)$ ならば吸水の制限が作

Fig. 3 Relationship between transpiration factor ϕ and soil water potential Ψ

用していないと判断してStep 6へ移る。
そうでない場合は吸水が制限されたと判断してStep 11へ移る。

Step 6: (7)式より $S_{TR}(t_i)$ を計算する。

Step 7: (12)式より $S_{TR}(t_i)$ から蒸散係数 ϕ_i を計算する。

Step 8: (9)式よりPenmanの可能蒸発散量 $E_P(t_i)$ と蒸散係数 ϕ_i との積から $E_T^*(t_i)$ を計算する。

Step 9: (14)式によって推定値 $V_{hest}(t_i)$ 計算し、観測値 $V_{hobs}(t_i)$ とから(16)式により F を計算する

Step 10: 所定の計算回数に達しない場合は $i=i+1$ としてStep 3へ戻る。所定計算回数に達したらStep 12へ移る。

Step 11: $E_s(t_i)=E_s(\Psi_i)$ と置換し、Step 6へ戻る。

Step 12: 終了。

以上の手順を経ることで蒸散過程に吸水の抑制・頭打ち現象を反映させることができる。したがって実際の根系による吸水強度に見合った蒸散強度を算定することが可能である。

IV. 実森林データへの適用結果と検討

1. 徳島県白川谷試験流域の概要

徳島県白川谷試験流域の概要をFig. 4に示す。流域面積が23ha、標高が740m~1100m、流域平均勾配が21.5°、地質は砂質片岩ないしは泥質片岩との互層で上流側約2/5が天然落葉広葉樹、下流側約3/5が人工針葉樹(スギ)で覆われている。パラメータ同定に用いたデータは気温、相対湿度、風速、純放射量、土壌深度20cmにおける土壌水分ポテンシャルならびに約31年生のスギの胸高付近で観測したヒートパルス速度である。

2. モデルパラメータの同定結果

計測器の動作不良から年間を通して全要素について同期したデータを揃えることができなかったため、今回は1992年6月から10月における晴天でかつ全要素が揃う日のデータのみをパラメータ同定の対象とした。モデルパラメータのうち ϕ_m と ξ 以外はモデルの基本構造を規定するものと考えて全期間を通して固定して同定した。 ϕ_m と ξ に関しては植生の生理現象と関連することから、季節変化を考慮にいれて各月ごとに同定した。モデルパラメータの同定結果をTable 1に示す。屋外ライシメータ蒸散実験結果に

Fig. 4 Schematic illustration of the Shirakawadani experimental basin

Table 1 Identified parameters

α	β	γ	K	p	E_{smax}
0.208	0.196	9.031	104.22	0.624	0.0257
Month	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.
ϕ_m	2.107	0.972	1.644	1.445	0.906
ξ	47.52	26.02	32.32	40.43	22.50

適用した場合と同様に判別式 $D < 0$ となるパラメータの組み合わせのみが同定された。したがって樹種や樹齢が異なっても同じモデル構造で説明することが可能のようである。蒸散係数 ϕ と水分ストレス高 S_{TR} の関係を規定するパラメータである ϕ_m と ξ については、当初季節的な変化が現れるものと予想していた。全体的に若干の減少気味にあると見れないこともないが、しかし特に顕著な傾向は見いだされな。その理由としては解析の対象とした観測データが少ないことや観測値に含まれる誤差の影響が考えられる。なお、土壌水分の減少に伴う吸水抑制現象に関わるパラメータである Ψ_L と Ψ_C は同定されなかった。これは後述のように解析期間を通じて蒸散係数 ϕ は各月毎に大きく変化する傾向にあるにもかかわらず、土壌水分量は多く、その変動も比較的狭い範囲で生じているので5ヶ月間を通した同定では明確な解が得られなかったためと考えられる。しかしながら、蒸散抑制の可能性は流出解析の結果からも指摘されていること³⁾から吸水モデルの構造やモデルパラメータの同定方法について更に検討を加える必要がある。

3. モデル構造の妥当性の検討

1992年6月18日～22日ならびに1992年7月8日～12日についてヒートパルス速度 (HPV) V_h をモデルにより再現した結果をそれぞれFig. 5およびFig. 6に示す。図中には参考のため土壌深度20cmにおける土壌水分ポテンシャル Ψ およびモデルによって推定された蒸散強度とPenmanの可能蒸発散量から計算した蒸散係数 ϕ の値も併記してある。季節によって土壌水分量はほぼ同じでも蒸散係数 ϕ の変動範囲は大きく異なる傾向にある。Penmanの可能蒸発散量 E_p に蒸散係数 ϕ を乗じた値からモデルを通して推定したヒートパルス速度は観測値を概ね良好に再現している。したがって単木に関してはあるが、実森林スケールにおいても、蒸散過程における真値と

Fig. 5 Diurnal patterns of HPV, soil water potential and transpiration factor from Jun. 18 to Jun. 22 in 1992. Symbols $\square$, Δ , $\bullet$ and solid line indicate transpiration factor, soil water potential, estimated HPV and observed HPV, respectively.

Fig. 6 Diurnal patterns of HPV, soil water potential and transpiration factor from Jul. 8 to Jul. 12 in 1992. Symbols $\square$, Δ , $\bullet$ and solid line indicate transpiration factor, soil water potential, estimated HPV, and observed HPV, respectively.

位置づけられるヒートパルス速度をモデルを通して良好に再現できたことからヒートパルス速度を間接的な指標としてPenmanの可能蒸発散量から林木蒸散量を推定する本モデル構造の妥当性が検証できたと考える。

VI. むすび

本論文では先に開発したヒートパルス速度を利用した蒸散量推定モデルをベースにして、ヒートパルス速度と樹冠付近での微気象データから算定されるPenmanの可能蒸発散量を用いて実森林スケールにおける林木蒸散量を推定する方法論を提案した。その際に植生の水分状態や土壌水分の減少にともなう吸水-蒸散抑制作用も考慮にいたれたモデリングを行った。徳島県白川谷試験流域で観測された実森林データに適用したところ、本モデルを用いてPenmanの可能蒸発散量からヒートパルス速度を良好に再現することができた。本モデルは蒸散サブモデルにおいてヒートパルス速度と樹冠における蒸散強度の関係を定式化していることから、ヒートパルス速度が再現できておれば蒸散強度も同程度の精度で再現できているものと判断される。したがってこのことから単木についてはあるが、本方法論の妥当性と有効性が検証されたと考える。

本モデルの有するもう一つの特長は、モデルパラメータの同定段階のみでヒートパルス速度を必要としており、モデルパラメータが確定されれば、もはやヒートパルス速度のデータを必要としない点である。これは従来の手法とは全く異なっており、本モデルを用いれば容易に数値シミュレーションを行うことが可能である。

また、本モデルの蒸散係数 ϕ を通して、これまで曖昧であったPenman-Monteith式の群落抵抗 r_c のふるまいに与する影響要因を明確に評価し得るものと考ええる。

さて、流域の地形は複雑であるため、ヒートパルス速度、微気象量ならびに土壌水分量はかなり複雑な空間分布をしていると考えられる。最終目標である流域蒸散量を推定するには、こうした水文量の空間分布特性を考慮に入れる必要があり、この点が早急に検討を要する課題である。単木に関する蒸散量を流域スケールへ外挿する方法の一つとして、著者らは蒸散過程と密接に関連する放射量の空間分布を利用してその他の斜面での蒸散量を推定する手法を構想している。

また蒸散抑制作用の影響を受けている場合についてデータの蓄積を行い、モデルを通して現象の解析を試みるとともに、著者らの開発した森林水循環モデル³⁾の蒸散過程の部分に本モデルをサブモデルとして組み込むことで、より詳細な森林流域での水循環機構の再現と様々な環境因子の変化にともなう流出機構の変化に関するシミュレーションを行う予定である。将来的には、できれば現地観測データの代わりに人工衛星によるリモートセンシングデータを利用した広域蒸散量推定法への展開も行いたいと考えている。

最後になりましたが、本研究の遂行にあたって一部を河川環境整備財団(代表 端野道夫 徳島大学教授)より援助を受けました。大学院生の加藤徳君(現 NTT), 坂宏二君にはデータ整理, 計算, 図表の作製などご協力をいただきました。ここに記して深く感謝いたします。

引用文献

- 1) Calder, I.R.(1977): A model of transpiration and interception loss from a spruce forest in Plynlimon, Central Wales, *J. Hydrol.*, **33**, pp. 247-265.
- 2) Feddes, R.A., Kowalik, P.J. and Zaradny, H. (1978): Simulation of field water use and crop yield, Wergeningen Center for Agricultural Publishing and Documentation, The Netherlands.
- 3) 福嶋義宏, 鈴木雅一(1986): 山地流域を対象とした水循環モデルの提案と桐生流域の10年連続日・時間記録への適用, 京大農学部演報, **57**, pp.162-185.
- 4) 端野道夫, 吉田弘(1991): ヒートパルス速度による森林蒸散量推定モデルについて, 土木学会水工学論文集, **35**, pp.15-20.
- 5) 端野道夫, 吉田弘, 村岡浩爾(1992): 森林水循環モデリングと水収支の評価, 土木学会水工学論文集, **36**, pp.521-528.
- 6) 端野道夫, 吉田弘, 坂宏二, 加藤徳(1992): ヒートパルス速度を用いた実森林蒸散量推定法について, 土木学会中国四国支部研究発表会講演概要集, pp.168-169.
- 7) 神田学, 日野幹雄(1990): 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, 水文・水資源学会誌, **3**(3), pp.37-46.
- 8) 小南裕志, 鈴木雅一(1990): ヒートパルス法による実蒸散量の推定, 京大農学部演報, **62**, pp.197-207.
- 9) 小谷恒之(1979): 非線形多変数関数の極小化, 大阪大学大型計算機センターニュース, **32**, pp.27-48.
- 10) 真木太一(1975): 植物群落高度と地面修正量および粗度長の相互関係, 農業気象, **31**, pp.7-15.
- 11) 森川靖(1972): 樹液流測定装置と測定法, 日本林学会誌, **54**(5), pp.166~171.
- 12) 奥村武信, 水中進一, 前田浩行(1989): 広葉樹林の蒸散量推定へのヒートパルス法の適用に関する研究, 広葉樹研究, **5**, pp.173-184.
- 13) Olbrich, B.W.(1991): The verification of heat pulse velocity technique for estimating sap flow in *Eucalyptus grandis*, *Can. J. for. Res.*, **21**, pp.836-841.
- 14) Penman, H.L.(1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass, *Proc. Roy. Soc. London A*, **193**, pp.120-145.
- 15) Rampisela, D.A., Suzuki, M. and Fukushima, Y. (1990): Application of Penman-Monteith model to the estimation of the evapotranspiration rate of a forested watershed, *J. Jpn. For. Soc.*, **72**(1), pp.1-10.
- 16) Stewart, J.B. and Thom, A.S.(1973): Energy budget in a pine forest, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **99**, pp. 154-170.
- 17) Swanson, R.H. and Whitfield, D.W. (1981): A numerical analysis of heat pulse velocity theory and practice, *J. Exp. Bot.*, **32**, pp.221-239.
- 18) 例えば田崎忠良(1986): 水環境と植物, 養賢堂, pp. 328-330 (原著はP.J. Kramer(1983): *Water Relations of Plants*, Academic Press).
- 19) 例えば田崎忠良(1978): 環境植物学, p.134, 朝倉書店.
- 20) 吉田弘, 端野道夫, 村岡浩爾(1993): ヒートパルス速度を利用した蒸散量推定のための数値モデルの提案, 水文・水資源学会誌, **6**(3) pp. 244-253.

(1993年5月24日受付, 1993年7月28日受理)