

林地蒸発散量の長期間にわたる時系列推定

池淵 周一・澤井 康

ESTIMATION IN LONG RANGE TERM OF EVAPOTRANSPIRATION FROM DECIDUOUS FOREST

By *Shuichi* IKEBUCHI and *Yasushi* SAWAI

Synopsis

Measurements on energy budget over deciduous trees were carried out in 1983-1984 at a small watershed in Hachioji city located about 30km west of Tokyo. Evapotranspiration was estimated by Energy Budget with Bowen Ratio method and Energy Budget with Wind Scalar Profile method. The latter method was mainly applied to periods in which the mean specific humidity are lacking or ineffective. Evapotranspiration during winter, in particular, was estimated by only net radiation. Daily, monthly and yearly evapotranspiration were estimated by those combination methods. Evapotranspiration from Aug. 1983 to Jul. 1984 was 766mm and accounted for 47 percent of precipitation during the same period.

1. はじめに

本研究は、蒸発散を水文現象を構成する一部分システムとして捉え、他のシステムとの関連性を検討する基礎資料とすべく、長期間にわたる蒸発散量の推定を目的としている。

本研究の観測対象は、落葉広葉樹を主体とした自然林地であるが、長期間にわたって林地蒸発散量の推定を継続的に行なう意義として、

- 1) 水面および裸地、草地など比較的単純な地表面からの蒸発量、蒸発散量はまだ測定例があるが、林地ではその地表面付近の複雑さや観測の困難さから、長期間にわたってこれを実施した例が少ないこと、
 - 2) 蒸発散は降水量や流出量に比べ、単位時間あたりの量は小さいが、継続して生起しているの、これらに匹敵する量となること、
 - 3) 林地は国土の大部分を占め、そこからの蒸発散量を正確に把握することは、流域の水収支を考えるうえで重要であり、従来多く行なわれてきた残差損失としての取扱いから、より積極的な量的把握へと進む必要があること、
 - 4) さらに将来的には、森林の水源涵養機能、保水、利水機能を解明していくうえで、また流域の水環境を考えるうえで極めて重要な位置を占めると考えられること、
- などがあげられる。

もちろん長期間にわたる推定では、データの欠測や異常が不可避となるが、そのような時点に対しても、ある程度の解析手法のレベルダウンを容認しながら、得られているデータを最大限に活用して、解析時間の拡大という要請にこたえていく必要がある。本研究ではこの点についても焦点をあて議論を展開している。

2. 観測試験地および観測システム

東京都八王子市の東京農工大学農学部波丘地利用実験実習施設の自然林内に、林地蒸発散量観測施設を設置し、主として林地の熱収支をベースにした蒸発散量の推定に必要な各種微気象要素の観測を実施した。実

施期間は、1981年4月から1984年7月までであるが、本研究では主に、1983年8月から1984年7月までに得られた観測データを取扱う。この期間より以前の観測データ及びその解析結果の詳細については文献²⁾を参照されたい。本章では、観測試験地および観測システムについて概説する。

2.1 観測試験地の概要

本試験地は、東京都八王子市の多摩丘陵の一角に位置し (Fig. 1), 河川流域については、多摩川流域大栗川の支川流域に属している。試験地の地況は、面積2.2 ha、標高145~180mである。土壌および地質は、場所により多少差異はあるが、山腹斜面中間部で、表層20~30 cmは植壊土で、その下部1.5m~2mの層は、上から順次、2次堆積性のローム、シルト質ローム、粘土に移行している。こうした関東ローム層の下には、御殿峠礫層さらには連光寺互層がある。

地表水は、観測塔のある支流域では、晴天が続くと地表水の流出は止まり、常時流出はみられない。これに対して主流域では、標高160m付近の谷底から地下水が浸み出しており、冬の渇水期などを除いて常に流出がみられ、地表面は割合に湿った状態にある。

植生はクヌギ、コナラを中心とした落葉広葉樹が流域のほぼ全域を占める全くの自然林である。観測塔付近では胸高直径4 cm以上の立木は3樹種18本で、このうち約72%がコナラで占められている。こうしたコナラの平均胸高直径は16.8 cm、平均樹高は16.5mである³⁾。林床の主要植生は、山腹部ではアズマネザサ、谷底部では、春から秋にかけてシダ類が繁茂する。アズマネザサは場所により2~3mの草丈で密生しているところもあるが、観測塔付近では、平均草丈約1.5mで中層の植生密度となっている。

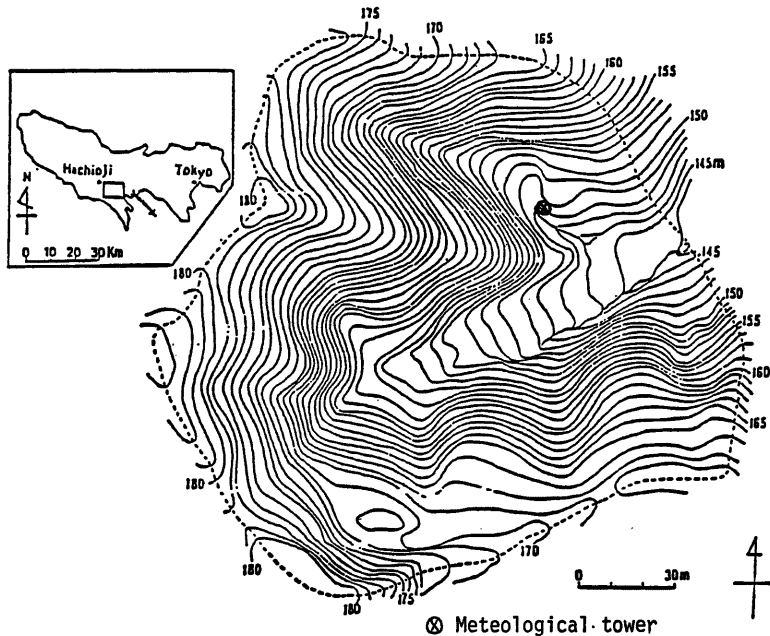


Fig. 1 Location of experimental basin

2.2 観測システムの概要

(1) 観測項目

観測項目は、林地の熱収支を知るうえで必要となる、純放射量 (ly/hr)、地中熱流量 (ly/hr)、乾・湿球温度 (各3高度; H_1 : 19.5m, H_2 : 18.0m, H_3 : 16.5m) (°C) と、その鉛直方向温度差 (2種; H_1-H_2 間, H_2-H_3 間) (°C)、および風速 (m/sec; 高度 22m) の計9項目で、解析には、これらの1時間平均値を用いた。

(2) 観測塔

本試験地内に、地上高25mの観測塔を設置した。この観測塔は、1辺約50cmの三角柱状鉄塔で、地上高22m、さらにその上に長さ3mのポールが付いている。各測定器のセンサーは、この観測塔の所定の位置に固定した (Fig.2)。

(3) 各測定装置

①純放射計 (英弘精機社製 CN-11型)

短波長から長波長までの放射収量を直接測定できる通風風防型放射収計で、風防内空気は通風機構を利用した電子除湿器使用の乾燥空気を循環させ、露・霜等の影響を受けにくくしてある (設置高度22m)。

②熱流素子 (同 CN-9L型)

地表面下3cmのところに埋設し、地中熱流量を直接測定する。

③乾・湿球温度計 (同 MH-020型)

比較的小さな高度差での乾・湿球温度差を測定するためのもので、横型2重円筒型にした放射熱遮蔽筒内に、2本の測温用白金抵抗体をおき、一方は湿球温度計として、付属タンク内の水をしみこませたガーゼでまきつけ、強制通風しながら測定する (設置高度: 16.5, 18.0, 19.5mの3箇所)。

④乾・湿球温度差変換器 (同 MI-060D-2型)

乾・湿球温度計を3台接続することにより、乾・湿球温度および高度差1.5mと3.0mでのそれぞれの温度差を出力する。

⑤アナログ積算演算器 (同 MP-20-3型)

純放射量、乾・湿球温度差の測定データのある設定された期間 (約10分) の平均値としてアナログ表示する演算器である。

⑥三杯式風速計 (同 MA-070型)

微風速を正確に測定するための、特殊プラスチック風杯と光電パルス発信を組合せたものである。

⑦記録計 (同 MP-11型)

各測定要素を自記記録紙上に打点記録する記録計である。

以上に概略を述べたシステムにより得られるデータは、全て自記記録紙上に打点記録されているので、これを座標読取り装置 (デジタル・レコーダー) により数値化し、以後の解析に使用した。解析にあたっては、京都大学大型計算機センター (FACOM M-382, VP-100システム) を利用した。

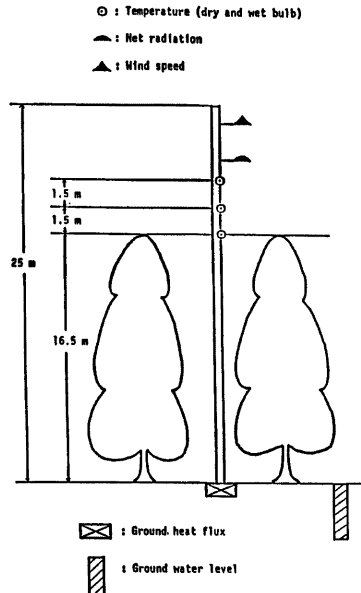


Fig. 2 Meteorological tower

2.3 測定誤差の取扱い

(1) 測定誤差

測定誤差は常に念頭におかなければならない。特に、乾・湿球温度差は、高度差が小さいため、ゼロに近い場合が多く、これを正確に測定することは技術的にも問題が残されている。具体的には、温度差がゼロのときに打点される自記記録紙上の位置（以下、これをゼロポイントと呼ぶ）が長時間にわたる観測のあいだに、偏位することがあげられるが、これについては次章において詳述する。

また、データの数値化段階で、自記紙の読み取りに伴う誤差が生じる。読み取りを目視に頼っている以上、多少の誤差は止むを得ないが、特に、乾・湿球温度差がゼロに近い場合の読み取り誤差は、結果に重大な影響を与えることになるため、その読み取りには注意を要する。

(2) 測定限界の設定

乾・湿球温度差の測定誤差に対する取扱いとして、本研究では、その測定限界を0.05 (°C) に設定した。すなわち、乾・湿球温度差の絶対値が、0.05 (°C) 以下の場合は、誤差範囲内と考え、第4章で述べるボウエン比熱収支法の適用に際しては、これらの温度差データを使用せず、 β (ボウエン比) = 0 とした。0.05 (°C) は、本計測器が、推定結果に有意性を与える限界値であるが、雨天、曇天時はそれ以下になることが多い。したがって、ボウエン比熱収支法の適用可能対象時間を拡大するためには、この誤差範囲を縮めることが望まれるが、そのためには、システム全体の精度のレベルアップも必要となってくる。他の水収支項との関係もあり、許容誤差をどの程度とするかについては、今後明らかにされるべき課題である。

3. データ処理手法

本章では、蒸発散量の推定計算を行なう前のデータ処理段階として、各測定項目の収集状況と、それに応じた解析手法との対応を容易にするためのデータレベルの設定について述べる。また、乾・湿球温度差データにみられるゼロポイントの偏位について詳細な検討を行ない、その補正值を各日ごとに決定する。

3.1 データレベルの設定

長期間にわたる観測においては、データの欠測・不良は避けられない。特に、乾・湿球温度差の測定には相当の技術を要し、今回の観測でも、データの欠測・不良は多くみられた。本研究では、長期間にわたる継続的な林地蒸発散量の推定を目的としているので、データを最大限に活用すべく、各日ごとに得られている観測項目の範囲内で適用できる方法のなかで最も上位の方法を採用することにした。推定方法としては、ボウエン比熱収支法 (Energy Budget with Bowen Ratio method; 以下 EBBR 法と呼ぶ)、熱収支を用いた空気力学的な方法 (Energy Budget with Wind Scalar Profile method; 以下 EBWSP 法と呼ぶ)、および、純放射量のみから推定する方法などを用いるが、これらは、この順に上位であると考えた。

これらの方法のなかで、どの方法が適用可能であるかを明らかにするために、得られている観測項目のなかから、次のようなデータレベルを各日ごとに設定した。

レベル10: データの欠測はない。乾・湿球温度差のデータは2種 (H_1-H_3 間, H_2-H_3 間) とともに使用できるため、それぞれについて EBBR 法を適用する。

レベル21: H_2-H_3 (H_1-H_3) 間の湿球温度差のみが欠測。したがって温度差データは H_1-H_3 (H_2-H_3) (レベル22) 間のみを使用して EBBR 法を適用する。

レベル30: 湿球温度差は、 H_1-H_3 , H_2-H_3 間共に欠測。乾球温度差は、両高度間とも得られているので、EBWSP 法が、 H_1-H_3 , H_2-H_3 間各々について適用できる。

レベル41: 湿球温度差に加え、乾球温度差の H_2-H_3 (H_1-H_3) 間が欠測。したがって乾球温度差データ (レベル42) は、 H_1-H_3 (H_2-H_3) 間のみを使用して EBWSP 法が適用できる。

レベル50: 温度差関係のデータは全て欠測。したがって純放射量のみから、何らかの回帰式によって推定

Table 1 Data level and their applied methods

LEVEL	Lack of Data	Methods	Number of Data
10	None	EBBR method Available	51
21, 22	ΔTW_{13} or ΔTW_{23}	EBBR method Available	96
30	Both ΔTW_{13} and ΔTW_{23}	EBWSP method Available	217
41, 42	ΔTD_{13} or ΔTD_{23}	EBWSP method Available	327
50	Both ΔTD_{13} and ΔTD_{23}	Regression	337
80	All	Monthly Mean Value	366

する。

レベル80：全データを欠測。年間をととした推定には各月の蒸発散量の日平均値をもって代用する。

これらのデータレベルと蒸発散量推定手法との対応およびデータの累加日数を **Table 1** にまとめた。ここに示すとおり、レベル10、すなわち全観測項目のデータが得られた日数は、全期間366日中、わずか51日にとどまった。レベル22、すなわち、湿球温度差の一部欠測日を含めても96日にとどまる。観測機器の保守・管理は正常に行なわれていたにもかかわらず、このようにデータの収集状況がよくないことは、地上高20mという高所での連続的自動観測の難しさを意味するものと言えよう。加えて冬期間は、付属タンク内の水が凍結することもあり、湿球温度および温度差を測ることができない難しさもある。

3.2 ゼロポイント補正

(1) V00 補正

前述のとおり、乾・湿球温度差のゼロポイントは、長期間の観測のあいだに、偏位することがある。EBBR法やEBWSP法を適用した蒸発散量の推定では、これらを正確に測定することが第一要件であるので、ゼロポイント補正はできる限り精密に行なわなければならない。

通常のゼロポイント補正法は、3高度 (H_1 , H_2 , H_3) に設置した乾・湿球温度計を全て地上に降ろし、センサーを水中に浸して、その時点での打点位置を、乾・湿球それぞれのゼロポイントとするものである(これをV00補正と呼ぶ)。これは、センサーを移動させて行なう補正法としては最良の方法と考えられるが、この補正法を施した各温度差データの経時変化特性は、実現象を正しく反映しているとは考えられない箇所が多く見うけられた。

この原因として、センサーを地上から各々の所定高度にもどすとき、ケーブルの接続点での電気抵抗値がわずかに変化することや、湿球センサーでは、ガーゼのかぶり具合が、微妙に影響することなどが考えられる。センサーを移動させて行なう補正法は、高所作業を伴うため頻繁には行えず、ゼロポイント補正法として十分でない。

(2) V01 補正

V00補正の欠点を補うためには、センサーを所定位置に固定したままで、得られた観測データからゼロポイントを逆推定する方法をとらざるを得ない。そこで次のような手順でゼロポイント補正を実施した(これをV01補正と呼ぶ)。すなわち、曇天日で、温度差の変動が小さいときは、その値がゼロポイントであるとの考えから、

- i) 日記紙から温度差データの変動の小さい日を目視によって40日選出する。
- ii) その中から、データ種別ごとに、継続時間 t_n ($t_n=4, 5, \dots, 8$) 内の変動の最小値 $d_{min}(t_n)$ を求める。
- iii) $d_{min}(t_n) \leq 0.02$ (°C) のなかで最大の t_n を与える期間の移動平均値をもってゼロポイント補正值とする。

こうした補正により、明らかに各温度差データの経時変化特性は改善され、実現象をよりよく反映するもの

Table 2 Criteria of data selection in V02 modification

	D ₂₃	D ₁₃	W ₂₃	W ₁₃
t _m (hr)	6	9	6	6
R _m (ly/hr)	1.2	1.6	2.4	2.2

となったが、ただ補正対象となるデータが多くとれない欠点がある。

(3) V02 補正

そこで V01 補正法の一部を改良した (これを V02 補正と呼ぶ)。すなわち、補正対象選定の基準を緩める方向に検討し、より多くのサンプルが得られるようにした。曇天 (あるいは雨天) であることの判定は目視によらず、純放射量 R の絶対値が設定した基準値 R_m より小なる時間が、設定した時間 t_m より長く継続している時間帯とし、これをゼロポイントを決すべきサンプルとした。その後の手順は、V01 補正の手順ii), iii) とほぼ同様であるが、ここでは $d_{min} \leq 0.05$ (°C) とした。

サンプル数が比較的多く、かつ補正值のばらつきが小さいものを選定した結果、 R_m , t_m の値をデータ種別ごとに Table 2 のように決定した。ここに、D, W はそれぞれ乾球温度差、湿球温度差を、添字13, 23 はそれぞれ高度が H₁—H₃ 間、H₂—H₃ 間であることを示している。この R_m , t_m を用いて求めたゼロポイントの一例を Fig. 3 に示す。1984年4月を境として、この前後でゼロポイントの変動傾向が不連続となっているが、これはこの時期に実施した計器のメンテナンスによるものである。したがって、補正はこれより以前と以後を別々に取扱っている。

こうした V02 補正後の経時変化を V00, V01 補正と対比すると、さらに曇天日の経時変化特性に改善がみられたので、本研究では、V02 補正を最終的なゼロポイント補正法として採用した。無論、測定結果からのこうした逆推定による補正法には検討の余地が多く残されていると言えようが、現時点では、観測実施後のデータ処理法としては止むを得ないと判断した。

4. EBBR 法 (ポウエン比熱収支法) の適用

均一な植生の草地あるいは水田、畑作畑などの比較的草丈の低い植物が存在する地表面からの蒸発散量の推定は、古くから主として、農学・林学の分野で研究され、EBBR 法や傾度法などが確立されて、かなりよい精度でその推定ができるようになってきた。しかし、樹高の高い林地からの蒸発散量の実測や推定は、観測にかなりの困難を伴うため、長時間にわたり、これらを実施した例は少ない。

蒸発散量の測定法には多くのものがあるが、代表的方法には、直接測定法として、ライシメータ法、渦相関法、間接推定法としては、EBBR 法、傾度法などがある。本試験地のような自然林では、ライシメータ法は適用できず、また渦相関法も長期間にわたって、あらゆる天候条件のもとで連続的に行なうことは極めて困難と言わざるを得ない。そこで、何らかの間接的推定法に頼らざるを得ないが、傾度法を直接適用するには、樹冠面すなわち植被面の空気の湿度が大きいため、風速プロファイルを決定するために、樹冠上かなりの高さに達する観測塔をたてるか、あるいは、バルーンを揚げて観測する必要がある。そこで本研究では、樹冠上、ある程度の高さの観測塔で実施できる EBBR 法を、まず最上位の推定法として、データレベル 21 までについて適用した。

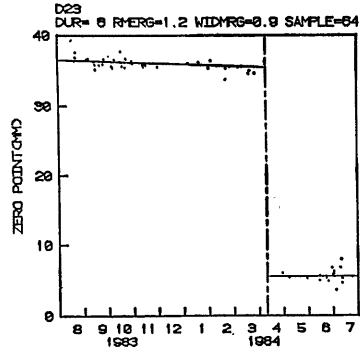


Fig. 3 Zero point modified by V02 method (D23)

4.1 林地における熱収支と EBBR 法

林地内の植生群落を含んだ仮想柱状空間に対しては、Fig. 4³⁾ のような熱エネルギーの出入りと、空気や植物の温度上昇、樹冠内水蒸気圧の増加および光合成などによる熱エネルギーの貯留が考えられるが、これらには熱エネルギー保存則が成立する。いま水平方向の熱フラックスを考慮しなければ、熱エネルギー収支は次式で表わされる。

$$R = G + H + l \cdot E + X \dots\dots\dots (4.1)$$

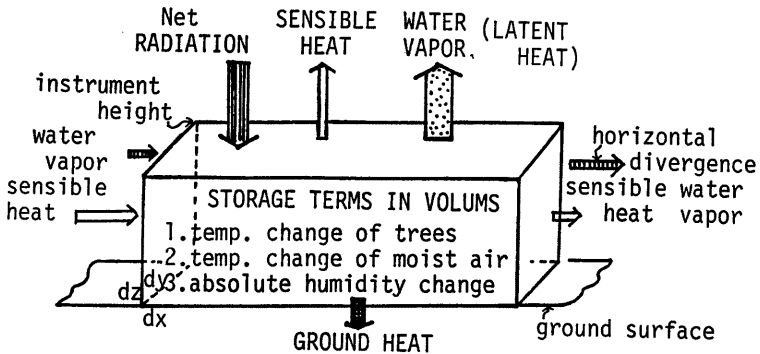


Fig. 4 Complete energy balance of a forest volume

ここに、 R は純放射量 (ly/hr) で、これは、太陽からの短波放射と、大気からの長波放射の合計から、地表面やその付近の物体での反射や、そこから長波放射の量を差し引いたもの、すなわち、放射の形で林地内に供給、あるいは林地から放出されるエネルギーの正味の量を表わす。 G は地中熱流量 (ly/hr) で、地表面を通して林地内に入り出す熱エネルギーである。 H は顕熱フラックス (ly/hr) で、林地に接する気層の加熱・冷却に伴う熱エネルギーの出入りである。 l は気化潜熱 (cal/cm³)、 E は蒸発散速度 (cm/hr)、その積である $l \cdot E$ は潜熱フラックス (ly/hr) で、水の相変化に伴うエネルギーの出入りを意味する。 X は、林地内の熱貯留や光合成に費やされるエネルギーであるが、通常、他の熱収支項に比べ小さいとして無視される。符号のとり方は、 R のみ林地内へ向かうものを正とし、右辺各項は全て林地外へ向かうものを正としている。 X 項を無視すると、式 (4.1) は、次のように書き直せる。

$$R = G + H + l \cdot E \dots\dots\dots (4.2)$$

ところで、顕熱フラックス H (cal/cm²・sec) と潜熱フラックス lE (cal/cm²・sec) は、拡散プロセスに類似させて、次式のように表せる。

$$H = -C_p \cdot \rho \cdot K_h \cdot \frac{\partial T_D}{\partial Z} \dots\dots\dots (4.3)$$

$$lE = -l \rho \cdot K_w \frac{\epsilon}{p} \cdot \frac{\partial e}{\partial Z} \dots\dots\dots (4.4)$$

ここに、 C_p : 空気の定圧比熱 (cal/g)、 ρ : 空気の密度 (g/cm³)、 T_D : 乾球温度 (°C)、 Z : 高さ (cm)、 ϵ : 水蒸気と乾燥空気の分子量比 (=0.622)、 p : 大気圧 (mmHg)、 e : 水蒸気圧 (mmHg)、 K_h 、 K_w : それぞれ熱および水蒸気の拡散係数 (cm²/sec) である。 K_h 、 K_w は、一般に風速の関数で一定値をとらないため、 H や lE は渦相関法といった測定法によらない限り直接求めることはできない。そこで、EBBR 法では、 $K_h = K_w$ と仮定して、 H と lE の比を次式のように表わす。

$$\begin{aligned}\beta &= \frac{H}{lE} = \frac{C_p \cdot \rho}{l \cdot \epsilon} \cdot \frac{\partial T_D}{\partial e} \\ &= \gamma \frac{\partial T_D}{\partial e} \dots\dots\dots (4.5)\end{aligned}$$

ここに、 β はボウエン比、 γ は乾湿計定数 ($\approx 0.5 \text{ mmHg}/^\circ\text{C}$) で、式 (4.1)、式 (4.5) より

$$lE = \frac{R-G}{1+\beta} \dots\dots\dots (4.6)$$

となり、 R 、 G および乾球温度と水蒸気圧の鉛直方向傾度を測定すれば蒸熱フラックス、したがってこれを気化潜熱で除して、蒸発散速度が求まる。

実際の観測では、水蒸気圧 e を直接測定するかわりに、2 高度間の乾球温度差 ΔT_D 、および湿球温度差 ΔT_W を測定し、次の関係式より、2 高度間の水蒸気圧差 Δe を求める。すなわち水蒸気圧 e は、

$$e = e^* - \gamma(T_D - T_W) \dots\dots\dots (4.7)$$

ここに、 e : 水蒸気圧 (mmHg)、 e^* : T_W ($^\circ\text{C}$) における飽和蒸気圧 (mmHg)、 T_D : 乾球温度($^\circ\text{C}$)、 T_W : 湿球温度 ($^\circ\text{C}$)、である。したがって、

$$\Delta e = \Delta e^* - \gamma \cdot \Delta T_D + \gamma \cdot \Delta T_W \dots\dots\dots (4.8)$$

また、湿球温度 T_W ($^\circ\text{C}$) に対する飽和蒸気圧曲線において T_{W1} 、 T_{W2} (添字 1, 2 は、それぞれ高度 1, 2 を示す) は高度差が小さいため、その差が小さいとし、その間を直線近似し、その傾きを κ とすると、

$$\Delta e^* = \kappa \cdot \Delta T_W \dots\dots\dots (4.9)$$

$$\therefore \Delta e = (\kappa + \gamma) \Delta T_W - \gamma \Delta T_D \dots\dots\dots (4.10)$$

ここに、 κ は古藤田⁶⁾によると、

$$\kappa(T_W) = 0.447767 + 0.030669 T_W + 0.00493 T_W^2 + 0.000023 T_W^3 \dots\dots\dots (4.11)$$

である。式 (4.5)、式 (4.10) より

$$\beta = \gamma \cdot \frac{\Delta T_D}{\Delta e} = \frac{\Delta T_D}{(\kappa + \gamma) \Delta T_W - \gamma \Delta T_D} \dots\dots\dots (4.12)$$

$$\therefore \frac{1}{1+\beta} = 1 - \frac{\gamma \Delta T_W}{(\kappa + \gamma) \Delta T_D} \dots\dots\dots (4.13)$$

となる。したがって、最終的に、

$$lE = (R-G) \left(1 - \frac{\gamma}{\kappa + \gamma} \frac{\Delta T_D}{\Delta T_W} \right) \dots\dots\dots (4.14)$$

が得られる。上式は、右辺各項に測定値を直接代入できるので、より実務的である。ただ、条件によっては、 ΔT_D 、 ΔT_W の符号が一致しないことも起こるので、適用に際しては、各フラックスの方向に注意する必要がある。

4.2 EBBR 法の林地における適用性

EBBR 法は、これまで林地に適用した例が少なく、適用にあたっての留意事項は未だ明確にされていないが、一般的な問題点として、1) 移流と吹走距離、2) 乾・湿球温度計の設置高度、がある。

1) 移流と吹走距離

本章で取扱う EBBR 法の仮定のひとつは、熱フラックスが鉛直方向のみであるということである。これは程度の差はあれ満足されないことがあり、すなわち、水平方向に熱エネルギーの流れが存在することがある。これは移流と呼ばれる。一般に、移流の影響が無視できるまでに、温湿度プロファイルが確立されるには、風速の大きさにも依存するが、風上方向に、乾・湿球温度測定高の100倍の吹走距離が必要だと言われている⁷⁾。わが国のような照葉樹林帯の林地では、平均樹高が15m以上あるため、十分な吹走距離を確保できる条件が成立することは、稀であると言わざるを得ない。したがって、移流の影響を検討する必要があるが、そのためには少なくとも主風向に沿う方向を取り入れた平面二次元的な観測が望まれる。本研究における鉛直熱フラックスの仮定は、換言すれば、鉛直一次元的な熱収支観測にもとづく蒸発散観測の限界を意味する

ものであるが、次の乾・湿球温度計の設置高度の調整で移流効果をできるだけ小さくすることに努め、その効果の定量化については今後の研究に委ねることとした。

2) 乾・湿球温度計の設置高度

乾・湿球温度計は、樹冠面に近く、かつ樹冠内にかからないような高さに設置することが望ましい。これは、前述の移流の影響をできる限り小さくするためや、樹冠内温・湿度プロファイルの複雑さの影響を避けるため、さらには、樹林と接触したりすることのないようにするためである。しかし、樹高は、各樹林によって一様ではなく、さらに年間約10 cm 成長することから、乾・湿球温度計の設置高度には注意を要する。

各乾・湿球温度計の設置高度差は、理論的にはできるだけ小さくすることが望ましいが、計器の測定精度の問題から、あまり近づけても誤差の比率を大きくするばかりである。過去の事例では3 mとしているものが多いため、本研究でも H_1-H_3 間を3 mとしたが、さらにその中点の高度 H_2 にも、乾・湿球温度計を1組設置している。

EBBR 法では、乾・湿球温度差の精密な測定が、推定精度向上の鍵であるので、最適な配置となるよう努めなければならない。

4.3 各測定項目の特性

本節では、ほぼ年間をとおして測定された、純放射量、地中熱流量、および蒸発パンからの蒸発量について、その日単位の変化特性について簡単に述べる。

(1) 純放射量

純放射量は、移流が生じていない場合、林外から林内への主要なエネルギー供給源であり、林地における熱エネルギー環境の支配的要因である。Fig. 5はその1時間あたりの量を日合計したものを測定全期間にわたって示したものである。ほぼ、太陽高度および日照時間に起因した季節変化を示している。天候の影響がなければ、冬至の頃に極小、夏至の頃に極大となろうが、冬至の頃は、その傾向に一致しているものの、夏至の頃のピークは明瞭ではなく、5～8月にかけて、その日最大値はほぼ一定している。これは、梅雨期の

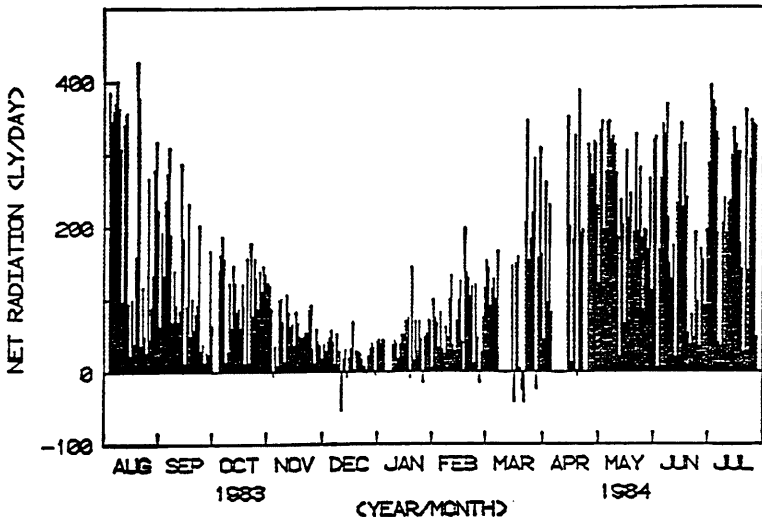


Fig. 5 Daily variation of net radiation

天候の悪さに起因するものである。夏季の快晴日は、350 (ly/day) を超え、最大426 (ly/day) を記録した。冬季は、快晴日でも60 (ly/day) 程度であった。これは蒸発水量に換算すると、それぞれ、7.3mm, 1.0mm に相当する熱エネルギーである。

(2) 地中熱流量

Fig. 6 は1時間あたりの地中熱流量の日合計値を、年間をとおして示したものである。ここで符号は、地表面から地中へ向かう流れを正としているが、9月下旬および3月下旬にそれぞれ正から負、負から正へ逆転しており、それぞれの期間内で、正・負の総量は、ほぼ均衡している。純放射量と対比させると、夏季は共に正でその量は約1/5と小さいが、冬季は、純放射量とほぼ等しいか、あるいはそれより大きい量が地中から地表面へ流れており、純放射量と並ぶ林地への熱エネルギー供給源となっている。

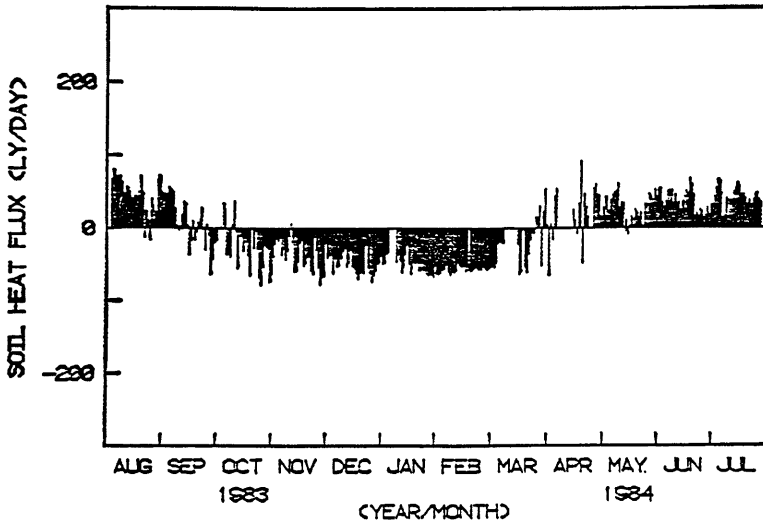


Fig. 6 Daily variation of ground heat flux

(3) 蒸発パンからの蒸発量 (E_{pan})

本試験地の林外に相当する部分に設置された蒸発パン (直径 1.2m) からの蒸発量 (水深) は、一部の欠測日を除き、ほぼ対象期間にわたって、その日単位数が得られている。これは水面からの、しかも、ごく限られた部分からの蒸発であるから、林地蒸発散とは生起場が異なるが、蒸発量の実測値として最も簡単に計測されるものであるから、何らかの形で林地蒸発散量との対応がつけられれば、工学的には有効となる。

Fig. 7 は、蒸発パンからの蒸発量 (E_{pan}) を年間をとおして示したものである。純放射量 (R) の日合計値の変化 (Fig. 5) と対比してみると、その変動傾向はよく一致し、明瞭な季節変動が現れている。ただし、冬季において、 R に比べその低下の割合は小さく、1月においても、晴天日には、約 3 mm/day の蒸発量を記録している。

4.4 EBBR 法による推定蒸発散量の日内変化特性

本節では、EBBR 法を適用して推定した1時間単位の潜・顕熱フラックスの特徴について述べる。なお、蒸発散量は、潜熱フラックスを気化潜熱 (約580cal/cm³) で除して求められる。

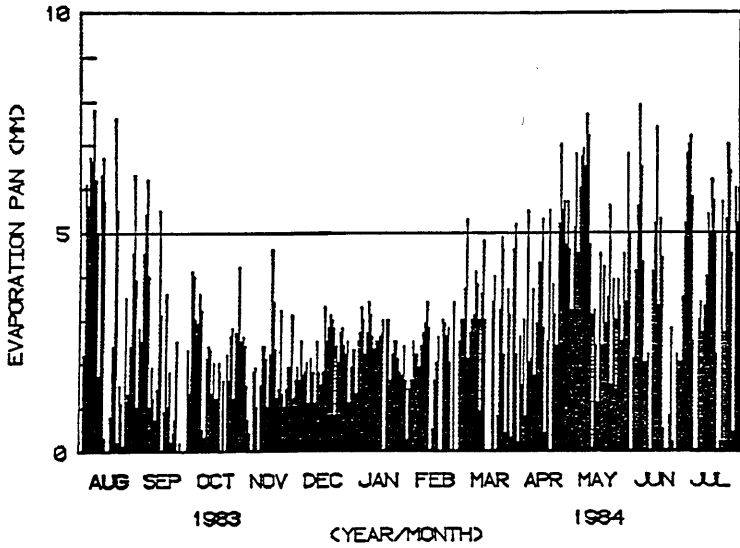


Fig. 7 Daily variation of evaporation pan

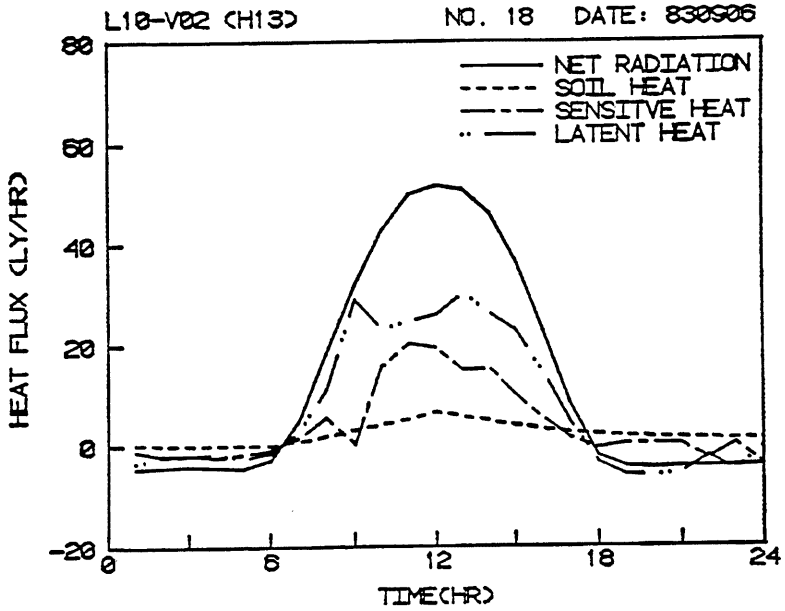


Fig. 8 Diurnal changes in energy balance elements above forest canopy (Sep. 6, 1983)

本節における各フラックスの推定値は、推定対象期間の拡大をはかるために、次章以降で取扱う EBWSP 法を適用する際に、それらにおけるパラメータを同定するための基礎となるものである。

Fig. 8 は、1983年9月6日の純放射量 R 、地中熱流量 G 、顕熱フラックス H 、および潜熱フラックス IE の経時変化を示している。この日は終日快晴で、 R は太陽高度に対応した変化を示し、6~7時に負から正へ転じ、12時に最大値51.7ly/hr を記録した。また、17~18時に再び正から負へ転じ、20時に最小値-4.7ly/hr を記録した。 R の正值、および負値のみの合計は、それぞれ362.8、-53.9ly で、絶対値を比較すると、前者は後者の6.7倍である。また、その差は、308.9ly で、これから、地中熱流量の日合計値49.0ly を差し引いた259.9ly が H あるいは IE として消費されたことになる。

Fig. 9 に同日の ΔT_D と Δe の変化を示した。同図から明らかな通り、8時まで両者共に負であるが、 ΔT_D は9時から、 Δe は10時からそれぞれ正に転じている。 ΔT_D が負とは、樹冠から上空に向かって、気温が高くなる場合で、顕熱が大気から林地内へ流れていることを意味する。 ΔT_D が正の場合は、これとは逆に顕熱が林地から上空へ向かって流れていることを意味する。 Δe についても同様で、負の場合は潜熱の流れが下向き、すなわち凝結が生じ、正の場合は潜熱の流れが上向き、すなわち蒸発散が生じていることを意味する。

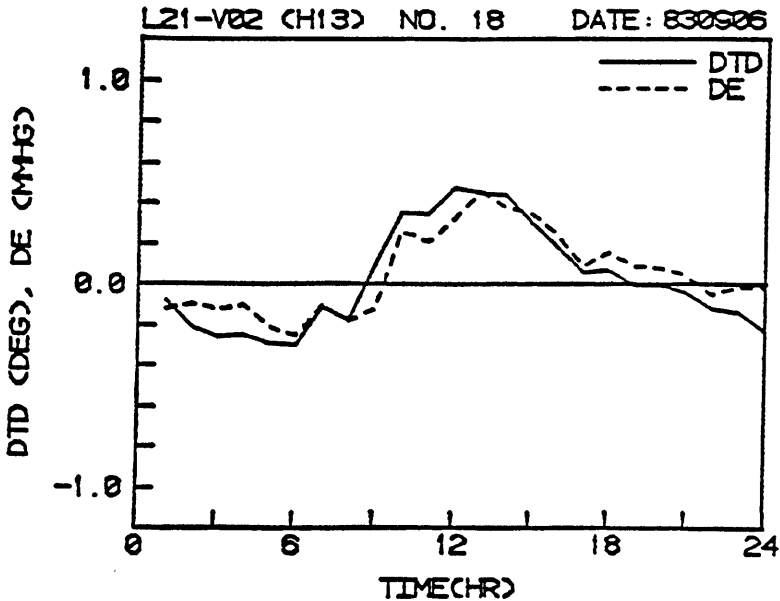


Fig. 9 Diurnal changes in ΔT_D and ΔT_w (Sep. 6, 1983)

Fig. 8, 9 から明らかなとおり、1~6時および21~24時は、 $(R-G)$ 、 ΔT_D 、 Δe の全てが負となっており、上空から林地へ向かう顕・潜熱の流れが、上空へ向かう純放射量の供給源となったと解釈できる。また、10~17時は、 $(R-G)$ 、 ΔT_D 、 Δe の全てが正で、文字どおり、正の純放射量が顕・潜熱に分配されて上空へ逸散したと解釈できる。しかし、これら以外の時間帯、いわゆる早朝および夕方、すなわち純放射量が大きく変動する時間帯は、いま取扱っている熱収支各項では熱収支が成立しない。この原因として現時点では移流もしくは林地の熱貯留に求めざるをえない。

早朝,あるいは夕方にみられるような,フラックスの特異値を除いて,同日の昼間(10~17時)の日合計値を算定すると,($R-G$)は273.0ly, H は101.7ly, IE は171.3ly(蒸発水量に換算すると3.0mm)となった。ポウエン比は0.59で,やや乾燥した状態にあった。また,夜間(1~6時および22時~24時,ただし,21時は $|dT_w| < 0.05$ であったため計算から除外した)については,($R-G$)が-40.4ly, H が-17.9ly, IE が-22.5ly(凝結水量に換算すると0.4mm)となり,ポウエン比は0.80で昼間よりかなり大きく,夜間は熱量輸送における顕熱の比率が増大することがわかる。また,量的には小さいが,夜間の凝結量も常に考慮しておかねばならないであろう。

4.5 EBBR 法による推定蒸発散量の日単位変化特性

(1) 推定蒸発散量の日単位変化特性

データレベル21以下(95日分)について,その1時間単位での推定蒸発散量の日合計値を Fig. 10 に示した。推定計算にあたっては,移流・熱貯留が熱収支において無視できないと思われる時間帯については,それらを最も小さく見積もるために,蒸発散量をゼロとした。同図から明らかとなり,11月および1~3月は,データがなく,長期間にわたる推定を行なう意味からは,観測やデータ収集の面で問題を残す形となった。特に冬季は気温がかなり低下し,計測器の可動範囲を下回ることが多く,長期間にわたる継続的な観測を可能ならしめるためには,気温に対する可動範囲を広げることが望まれるところである。

こうした期間を除いて,推定蒸発散量の日単位変化特性を Fig. 10 をもとに概観すると,各月内の日最大値に,季節の特徴が表れている。すなわち,日蒸発散量は,天候の影響を受けて大きく変動するが,8,9,10,12月の日最大値をみると,それぞれ,6.0,3.4,2.0,1.0 mm/day と,一様に低減しており,また4月,5月は,それぞれ,3.5,3.3mm/day と9月のレベルまで回復している(ただし6,7月は天候の影響にゼロポイント補正の不十分さが加わって,この傾向からはずれたものと思われる)。これらの値は,各月の植生・土壌条件が蒸発散に対して持っているポテンシャルを表すものと考えられ,実際の各日の蒸発散量は,これらの値と,これを減少させる各日の天候条件によって規定されると言えよう。

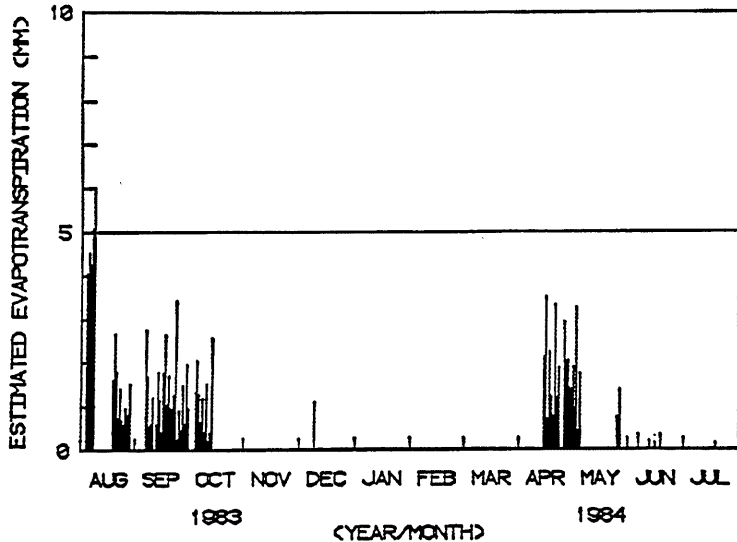


Fig. 10 Daily variation of estimated evapotranspiration

(2) 推定蒸発散量と蒸発パンからの蒸発量の比較

EBBR 法による推定蒸発散量の日合計値 (E_B) と、蒸発パンからの蒸発量 (E_{pan}) を比較すると、 E_{pan} がかなり過大となる傾向にある。特に、 E_B が 3 mm/day を越える場合は、殆んど $E_{pan} > E_B$ となっている。蒸発パンからの蒸発は、林地からの蒸発散とは多くの面で性質を異にしており、両者を単に量的に関係づけることは早計と言えよう。

(3) 推定蒸発散量と純放射量の関係

EBBR 法による推定蒸発散量 (E_B)、純放射量 (R) それぞれの日合計値を比較するために、両者の相関係数を求めると、0.55となった。林地の微気象条件を支配するものは純放射量以外に多く考えられ、これらの相互作用の結果として生じる蒸発散現象について、純放射量を唯一のよりどころとして説明する方法は、要求される推定精度によっては、工学的な簡便法として優れていようが、この結果を見る限り複雑さは免れないであろう。

5. EBWSP 法 (熱収支を考慮した空気力学的な方法) の適用

前章までに、EBBR 法による林地蒸発散量の推定を行なったが、本研究で解析対象としている366日中、同法が適用できたのは、95日にとどまる。本研究では、林地蒸発散量の長期間にわたる継続的な推定をその第1の目的としているが、それを達成するためには、EBBR 法に代用、あるいは、これを補完する手法を導入しなければならない。そこで本章では熱収支を考慮した空気力学的な方法 (Energy Budget with Wind Scalar Profile method, 以下これを EBWSP 法と呼ぶ) を導入した。この EBWSP 法は、地表面が複雑な本試験地のような自然林では風速プロファイルの複雑さゆえに未だ確立された方法とはなっていない。したがって、適用に際しては、本法を独立に用いることはせず、EBBR 法を補完する目的で使用した。すなわち、EBBR 法による推定値をもとにして、EBWSP 法で必要となる各種パラメータを同定し、これらを入挿することで長期間にわたる推定を EBWSP 法によって可能ならしめようとするのである。

本章で適用する EBWSP 法の特徴は、観測のネックとなっていた湿球温度差のデータが不要なことである。したがって、本方法の採用により、推定可能期間は、データレベル42以下 327 日分に増加した。EBWSP 法を適用するには、風速に関するパラメータ、すなわち粗度長 Z_0 、地面修正量 d 、及び接地気層の安定度が風速プロファイルに寄与する程度を示すパラメータを決定する必要がある。

5.1 EBWSP 法の基本式⁹⁾¹⁰⁾

接地気層が中立状態のとき、風速プロファイルは、対数則に従うことが知られている。すなわち、

$$U(Z) = \frac{U_*}{k} \ln\left(\frac{Z-d}{Z_0}\right) \dots\dots\dots (5.1)$$

ここに、 $U(Z)$: 測定高 Z (m) における風速 (m/sec)、 U_* : 摩擦速度 (m/sec)、 k : カルマン定数 (=0.4)、 Z : 測定高 (m)、 Z_0 : 粗度長 (m)、 d : 地面修正量 (m)、である。摩擦速度 U_* は、

$$U_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho}} \dots\dots\dots (5.2)$$

で規定される。ここに τ (kg/m \cdot sec 2) は、摩擦応力で、

$$\tau = \rho K \frac{dU}{dZ} \dots\dots\dots (5.3)$$

で表わしたとき、 K は乱流拡散係数 (m 2 /sec) と呼ばれる。 ρ は空気の密度 (kg/m 3) である。風速分布が対数則に従う場合、式 (5.1) より、

$$\frac{dU}{dZ} = \frac{U_*}{k} (Z-d)^{-1} \dots\dots\dots (5.4)$$

$$\therefore K = \frac{\tau}{\rho \left(\frac{dU}{dZ} \right)} = k u_* (Z-d) \dots\dots\dots (5.5)$$

すなわち、 K は $(Z-d)$ に比例する。

いま、熱量輸送にも K が等しく使えたとすれば、

$$H_w = -\rho C_p K \frac{dT}{dZ} = -\rho C_p k u_* (Z-d) \frac{dT}{dZ} \dots\dots\dots (5.6)$$

ここに、 H_w は熱量輸送量 (顕熱フラックス, cal/m²・sec), T は乾球温度 (°C) である。

$$\therefore \frac{H_w}{\rho C_p k u_*} \int_{z_1}^{z_2} \frac{1}{Z-d} dZ = \int_{z_2}^{z_1} dT \dots\dots\dots (5.7)$$

ここに、添字 1, 2 はそれぞれ下・上側の測定高を示している。よって、

$$H_w = \frac{\rho C_p k u_* (T_1 - T_2)}{\ln \left(\frac{Z_2 - d}{Z_1 - d} \right)} \dots\dots\dots (5.8)$$

一方、式 (5.4) より、

$$U_* = k (Z-d) \frac{dU}{dZ} \dots\dots\dots (5.9)$$

であるから、これを式 (5.8) に用いると、

$$\frac{H_w}{\rho C_p k^2} \int_{z_1}^{z_2} \frac{1}{Z-d} dZ = \frac{T_1 - T_2}{\ln \left(\frac{Z_2 - d}{Z_1 - d} \right)} \int_{z_1}^{z_2} \frac{dU}{dZ} dZ \dots\dots\dots (5.10)$$

$$\therefore H_w = \frac{\rho C_p k^2 (T_1 - T_2) (U_2 - U_1)}{\left\{ \ln \left(\frac{Z_2 - d}{Z_1 - d} \right) \right\}^2} \dots\dots\dots (5.11)$$

すなわち、2 高度での乾球温度 (T)、及び風速 (U) の測定によって顕熱フラックスが算定できる。上式が、EBWSP 法の基本式である。

したがって、この H_w を熱エネルギー収支式 (4.1) の H に相当すると考えることによって潜熱フラックス LE は $R-G-H_w$ として推定できる。

5.2 パラメータの同定

(1) パラメータ C_w の同定

通常、風速プロファイルに関するパラメータ Z_0, d は、数高度における風速の測定によって直接求められるが、本研究に使用した観測システムでは、1 高度 (22.0m) での値しか得られず、これらを直接求めることはできない。そこで、EBBR 法による顕熱フラックスの推定値 H_B を一応の真値と考えた、次のようなパラメータ同定を行なった。すなわち、式 (5.1) より、

$$U_2 - U_1 = \frac{U_* \ln \left(\frac{Z_2 - d}{Z_1 - d} \right)}{k} \dots\dots\dots (5.12)$$

さらに、

$$U_* = \frac{k U_3}{\ln \left(\frac{Z_3 - d}{Z_0} \right)} \dots\dots\dots (5.13)$$

ここに、 U_3 は、風速計設置高度 Z_3 における風速であり、上 2 式を式 (5.11) に用いると、 H_w は、

$$H_w = \rho C_p k^2 \frac{(T_1 - T_2) U_3}{\ln \left(\frac{Z_3 - d}{Z_0} \right) \ln \left(\frac{Z_2 - d}{Z_1 - d} \right)} \dots\dots\dots (5.14)$$

のように書き換えられる。 T_1, T_2 および U_3 は測定されているので、上式によって H_w を算定し、これと H_B との残差を最小とするよう Z_0, d を同定すればよいわけであるが、式 (5.14) の形からわかるように、この方法では、 Z_0 と d を独立に決定することはできない。したがって式 (5.14) を

$$H_w = C_w \cdot \rho C_p k^2 (T_1 - T_2) U_3$$

$$\text{ただし, } \frac{1}{C_w} = \ln\left(\frac{Z_3 - d}{Z_0}\right) \ln\left(\frac{Z_2 - d}{Z_1 - d}\right) \dots\dots\dots (5.15)$$

と書き換え、このパラメータ C_w に対する同定を行なう。この C_w はもちろん、 Z_0 及び d のみの関数であるが、その物理的意味は明確ではなく、ここでは、 $H_B \sim H_w$ を最もよく一致させる比例定数を決定すると考えておかざるを得ないであろう。

(2) データ選定の方針および計算方法

基礎となる H_B の推定結果には、前章で述べたとおり、データレベル21の期間内であっても、特定の時期、特定の時間帯において、フラックスの性状に問題があった。そこで、パラメータ同定に供するデータとしては、昼間のしかも、フラックスの性状を理解しやすい、すなわち、 $R-G$ が IE と H に適切に配分された（以下、記号で OK+ と記す）時間帯のみとした。

計算は、各 i 日について、ある離散幅で C_w を逐次与えていき、記号 OK+ を持つ時刻 t での顕熱フラックス $H_B(i, t)$ と $H_w(i, t)$ の平均二乗誤差 (V) を最小とするよう $C_w(i)$ を決定した。

式(5.15)を計算するにあたり、必要となる定数値は、 $\rho = 1.2 \times 10^{-3} (\text{g/cm}^3)$ 、 $C_p = 0.238 (\text{cal/g}^\circ\text{C})$ とした。

(3) パラメータ C_w の同定結果

Fig. 11 に、1983年8月4日の H_B および H_w の経時変化を示した。計算は記号が OK+ となった10～

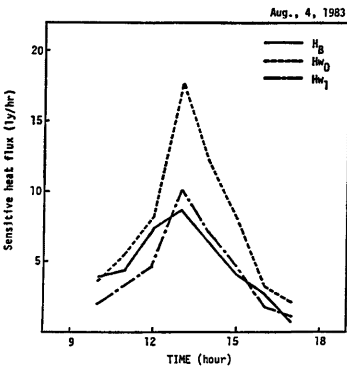


Fig. 11 Comparison among estimated sensible heat fluxes

17時のみについて行った。ここに、 H_{w0} は、針葉樹に対する風速パラメータとして報告されている、 $Z_0 = 0.96$ (m)、 $d = 12.32$ (m) (この場合の C_w は0.80) を用いた算定値で、 H_{w1} は前述の方法で同定した $C_w(i)$ を用いて算定したものである。この日の $C_w(i)$ は、0.46と算定された。もちろん、各日について同定された C_w 値を用いると $H_B \sim H_w$ がよく一致するようになるのは当然であるが、注目すべきは、両者が、全く異なった方法で算定されているにもかかわらず、変動傾向の相似性が良好なことである。このことから、本法の有用性をうかがうことができよう。

Fig. 12 は、各日ごとに求められた C_w 値を全期間にわたってプロットしたものである。図の標本点が8～9月におよび4～5月に集中しているのは、冬季、湿球温度データの欠測が続き、EBBR法が適用できなかったことによる。 C_w は、各日によって大きく変動し、その物理的意味も明確ではないが、式(5.15)に示したとおり、 H_B と H_w が簡単な式によって結びつけられているため、推定の長期化の際には好都合となる。同図に見られるように、 C_w のばらつきは大きい、前・後期の平均はそれぞれ、1.04、1.22となり、後期において若干大きい結果となった。これを、あえて季節的な特徴とみることもできよう。

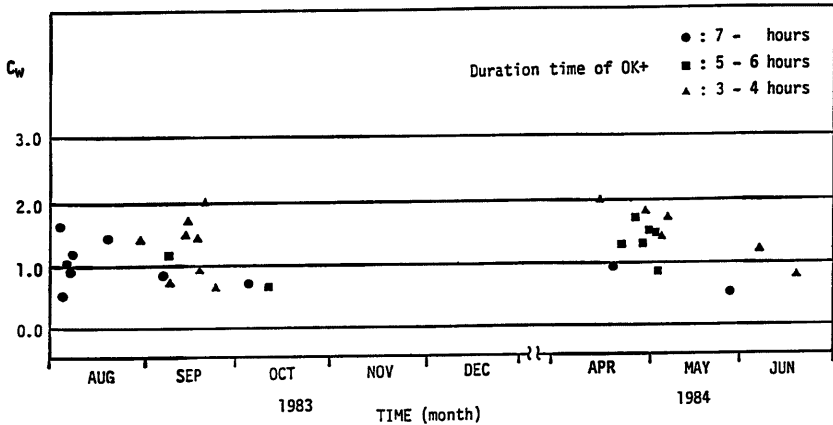
5.3 その他のパラメータの同定

前節の方法では、 Z_0 、 d を独立に決定できなかったので安定度を示す指標 $S_r (= T_2 - T_1 / U^3)$ を導入した風速プロファイル

$$U(Z) = \frac{U_*}{k} \left\{ \ln \frac{Z-d}{Z_0} + a_s \cdot S_r (Z-d-Z_0) \right\} \dots\dots\dots (5.16)$$

を考えた。ここに、 a_s は安定度が風速プロファイルに与える影響の程度を示すパラメータである。

前節と同様に、パラメータ a_s を導入したときの $H_B \sim H_w$ の平均二乗誤差を最小にするパラメータ群 Z_0

Fig. 12 Identified parameter C_w

(i), $d(i)$, $a_s(i)$ を先に求めた $C_w(i)$ を介在させて同定したが, Z_0 , d , a_s には大きな変動が見られ, a_s の特徴を特定するまでには至らなかった。

さらに, 地面修正量 d も風速の関数とするケースを検討したが, なるほど $H_B \sim H_W$ の平均二乗誤差の減少に改善の形跡が見られるものの, 導入したパラメータに一貫性がなく, その導入を疑問視せざるをえなかった。

こうした検討から, その他のパラメータを導入した詳細な取扱いは, 今後の研究の蓄積に委ねることとし, ここではパラメータ C_w のみを用いた式 (5.15) によって H_W を算定することにした。こうした算定方針は, その他のパラメータの導入効果が C_w に比べて, $H_B \sim H_W$ の合致に対する改善度に関して二次的であることから支持されてよからう。

5.4 適用結果と考察

適用に供する乾・湿球温度差データは, 3章で各日について決定したゼロポイント補正値をもとに換算した。ただし, データレベル42以下 (327日) で D_{13} が欠測している日は,

$$D_{13} = D_{23} \times 2 \dots \dots \dots (5.17)$$

を代用する。

C_w は次のようにⅢ期にわけ, 各期間内では一定とした。

Ⅰ期: 1983年8月～1983年10月; $C_w = 1.0406$

Ⅱ期: 1983年11月～1984年3月; $C_w = 1.1292$

Ⅲ期: 1984年4月～1984年7月; $C_w = 1.2177$

(1) 日単位での変化特性

レベル42まで (327日) に EBWSP 法を適用した結果求められた1時間単位の蒸発散量推定値 (E_w) を日合計したものを, 対象全期間について求めたが, Fig. 13 に一例として1983年8月分の日単位の蒸発散量の推移を蒸発パンからの蒸発量 (E_{pan}) と対比させて示す。 E_w と E_{pan} の変動傾向はよく一致している。量的にみれば, 蒸発量あるいは蒸発散量の大きい快晴日においては E_{pan} が過大となる傾向にある。これは, 水面蒸発と林地からの蒸発散が, その生起場を異にしていること, 加えて昼間のパンの水温上昇, あるいは, 夜間の凝結量の少なさに起因していると考えられる。ただし, 参考として, 同図下部に林外降水量を示した

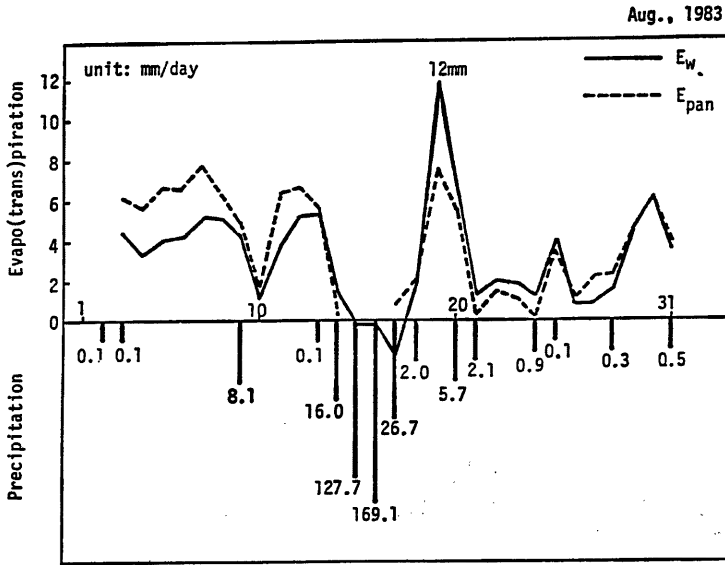


Fig. 13 Comparison between E_{pan} and estimated E_w (Aug., 1983)

が、降雨終了後に蒸発散量が増大する傾向は、この図からは読みとれなかった。

(2) 月単位での変化特性

次に年間をとおした 林地蒸発散量の推移を調べるために、月間総蒸発散量を求めた (Table 3)。参考として、 E_{pan} と降水量とを比較した。月間蒸発散量を求める際に問題となるのは、欠測日の取扱いである。こ

Table 3 Monthly evapotranspiration estimated by EBWSP method

DATE	EBWSP method	E_{pan}	Precipitation (mm/month)
1983. 8	100.0	109.1	380.9
9	73.9	56.1	263.2
10	94.9	66.9	133.6
11	*130.3(19.9)	53.4	47.2
12	*116.8(7.9)	65.1	0.4
1984. 1	*132.7(15.8)	71.4	20.2(+100)
2	*116.6(25.0)	57.9	74.3
3	89.0	85.7	88.8
4	70.8	101.9	73.7
5	96.2	125.5	82.4
6	67.4	92.2	254.3
7	105.3	129.8	126.0
TOTAL	*1194.0(766.2)	1015.0	1545.0(+100)

こでは年間をとおした推定を目的としているので、無理はあろうが、各月内の日平均値でこれらの日を代表させた。同表に示すとおり、冬季(11~2月)は E_{pan} と比較しても異常に過大な値となった。その原因として次のことが考えられる。

- i) この期間の推定値の多くが、データの収集状況との関係から、乾・湿球温度差として、高度差1.5mの温度差 D_{23} を用いたことによる誤差
- ii) 計器が正常に作動する気温の下限は +5℃ とされているが、実際の気温がこれ以下になることが多かったための作動不良

このような理由から、冬季は乾・湿球温度差が昼間でも負値を記録することが

多く、そのような時間帯では、顕熱フラックスが下向きに算定され、これが熱収支を成立させるため純放射量に加算されて潜熱フラックスとなったことに起因するものと思われる。したがって本章で述べた方法を冬季にまでおしなべて適用するのは無理があるように思われる。

5.5 純放射量のみからの推定

以上のことから、11～2月のデータはデータレベル50, すなわち, R , G のみ利用できるレベルまで後退せざるを得ない。そこで本節では, EBWSP 法からは, はずれるが, それを補完する意味で, 冬季についてのみ, R のみから蒸発散量を推定する方法を適用する。本試験地のデータから, 過去に著者らが行った研究によると, 冬季においては, R と潜熱フラックスは, 線形回帰式である程度説明できることを確認しているのので, 異なった年度における回帰式であることを認めたくて次式を適用した。

$$LE_R = 0.65R \dots\dots\dots (5.18)$$

すなわち, 純放射量の65%が潜熱フラックスになるとして計算した。ここに E_R は R との線形回帰による蒸発散量であることを示している。

これによって算定した E_R の月間合計値を前出の Table 3 に () 内の値として示している。

以上のとおり, 種々の方法を柔軟に適用してきた。その結果, 今回の観測の全対象期間, すなわち1983年8月1日より翌年7月31日までの1年間における総蒸発散量は766.2mmと推定された。これは, この期間の林外雨量1645 mmの約47%に相当する。

武居らは, いくつかの試験地において, 降雨・流量データから, 短期水収支法によって月蒸発散量を推定しているが¹¹⁾, その年合計値と年降水量の比を求めてみると, 桐生(滋賀県, 植生: アカマツ, ヒノキ)で平均45.5%, 竜の口北谷(岡山県, 植生: アカマツ, 常緑広葉樹)で平均68.8%, 去川2号沢(宮崎県, 植生: シイ, カシ)で平均40.3%となっている。本試験地と流域条件, 植生などが異なっているのので, 直接比較することはできないが, 林地からの蒸発散量が, かなり大きいということは傾向として符合している。

5.6 Thornthwaite 法の適用

最後に, 月平均気温および日照時間を, 経験的に月平均蒸発散能に結びつけた Thornthwaite 法を本研究

Table 4 Thornthwaite method compared with other estimating methods

	EBWSP(mm)	E_{pan} (mm)	E_{TR} (mm)	$\frac{E_{TR}-E_w}{E_w} \cdot 100(\%)$
1983. 8	100.0	109.1	166.5	+66
9	73.9	56.1	100.2	+36
10	94.4	66.9	63.0	-30
11	*19.9	53.4	43.4	+161
12	* 7.9	65.1	8.6	+30
1984. 1	*15.8	71.4	1.7	-87
2	*25.0	57.9	0.5	-98
3	89.0	85.7	9.3	-90
4	70.8	101.9	37.7	-47
5	96.2	125.5	75.2	-22
6	67.4	92.2	111.3	+65
7	105.3	129.8	143.6	+36
TOTAL	766.2	1015.0	761.0	-1

EBWSP: Monthly value of estimated evapotranspiration by EBWSP method.

E_{pan} : Monthly value of measured evaporation from pan ($d=1.2m$).

E_{TR} : Monthly value of calculated evapotranspiration by Thornthwaite method.

*: Obtained by regression method.

の観測結果に適用した。

その結果を他の手法による月間総蒸発散量と比較して、Table 4 に示した。Thornthwaite 法による月間蒸発散量 E_{Tn} は、EBWSP 法 (冬季は R のみから推定) による推定値 E_w に比べ、夏季で最大+66%、冬季で最小-98%の相対誤差があるが年間総量で見ると、これらが相殺され、 E_w にはほぼ等しくなっている。

我国において、本法を適用すれば、夏季において過大、冬季において過小評価となると言われているが、ここでは、それを追認することとなった。

6. おわりに

本研究で得られた成果を要約すると以下のようなものである。

- 1) データ処理段階では、林地蒸発散量推定に必要な種々の測定項目をどれだけ具備しているかに応じて、各日ごとのデータレベルを設定したが、これによって適用できる解析手法との対応が明確となり、多量のデータを取扱わなければならない長期間の推定では有効に作用した。
- 2) センサーの移動を伴う乾・湿球温度差のゼロポイント補正法は不完全であることがわかり、観測結果からこれを逆推定する方法を採用した。これによって、一部の期間で、不適正な場合がみられたが、おおむね適正な補正值が得られた。
- 3) 観測を行なった366日中、EBBR 法が適用可能な日数は95日にとどまった。これは、特に、湿球温度差を長期間にわたり、継続して測定することの難しさを示している。
- 4) EBBR 法を適用した95日中にも、乾・湿球温度差が測定限界 ($\pm 0.05^\circ\text{C}$) 内となる時間帯が多く、高さ3mの高度差での湿度差測定に関する測定限界として 0.05°C はかなり大きいことがわかった。
- 5) EBBR 法によって1時間単位で推定した各フラックスを定性的にその方向で考察したところ、純放射量を顕・潜熱フラックスにボウエン比をもって分配するといった簡単な形のみでは説明し得ないことが多く起こった。特に早朝、夕方は通常の熱収支各項間では熱収支が成立しない時間帯がみられた。これは、移流あるいは熱貯留によるものと推察された。
- 6) EBBR 法を95日分のデータに適用した結果、日合計値で見ると快晴日では、夏季(8月)は最大6.0 (mm/day, 8月7日)で、平均4.6 (mm/day)、秋季(9~10月)は、最大3.4 (mm/day, 9月23日)で平均2.8 (mm/day)となった。一方、春季(4~5月)は、最大3.5 (mm/day, 4月15日)で平均3.0 (mm/day)となった。無論、曇天・雨天日はこれらを大きく下回り、場合によっては、凝結の効果が卓越して負値を記録することもあった。
- 7) EBBR 法による推定値 E_B と蒸発パンからの蒸発量 E_{pan} は日合計値で比較すると、 E_{pan} がかなり過大となり、両者に有意な関係は見出せなかった。
- 8) 純放射量 R と E_B の日合計値を比較すると、両者の相関係数は0.55で、 E_B は R 以外の要素にも大きく影響をうけていることがわかった。
- 9) EBWSP 法のパラメータ C_w を EBWSP 法による顕熱フラックスの推定値から各日ごとに求めたところ、大きな変動はあるものの、その値に季節的な特徴が見うけられた。
- 10) 風速プロファイルに接地気層の安定度が若干の影響を与えていることがわかったが、その程度を示すパラメータ a_s を特定するには至らなかった。
- 11) 風速の大きさによる地面修正量 d の変化の度合いを示すパラメータを導入したが、これは他の要因に大きく影響をうけ、その変化の程度は判明しなかった。
- 12) パラメータ C_w を用いて、全期間にわたり EBWSP 法を適用して年間の総蒸発散量を算定したところ、766.2 (mm/year) となり、これは年間総降水量の47 (%)に相当した。
- 13) Thornthwaite 法による推定値は、EBWSP 法によるものと比べて夏季に過大、冬季に過小となった。

問題点と今後の方向性についてであるが、EBBR 法では、乾・湿球温度差の正確な測定が、推定精度向上の鍵であり、これらの測定技術向上および、その長期間にわたる連続測定が望まれる。EBWSP 法については、それらに含まれるパラメータの物理的意味づけが明確でないものがあり、今後明らかにされる必要がある。

いずれにせよ、まだまだ林地蒸発散量は容易に測定されないで、今後、同種の観測が鋭意継続され、蒸発散量の正確な量的把握、さらには流出量など他の水文システムとの連携を行ない、ひいては、総合的な流域水環境の理解へと進む必要があろう。

最後に、本研究を進めるにあたり、研究の場および林外観測データを必よく提供して下さった東京農工大学農学部 丹下勲教授に厚くお礼申し上げます。また、観測方法および研究の方向性等多くの示唆をいただいた筑波大学地球科学系 古藤田一雄助教授および田中正講師、さらには現地で記録紙のとりかえ等種々お世話になった東京農工大学 富沢徳重、富沢実技官に厚くお礼申し上げます。

参 考 文 献

- 1) たとえば、光田寧・花房竜男・文字信貴・塚本修・森泰一：琵琶湖からの蒸発量の推定について(1)、京都大学防災研究所年報16号、1973、pp. 327-342.
- 2) 池淵周一・沢井康：熱収支法による林地内蒸発散量の推定、京都大学防災研究所水資源研究センター研究報告、1983、pp. 29-50.
- 3) 丹下勲：東京農工大学農学部波丘地利用実験実習施設林況調査資料、1981.
- 4) 古藤田一雄：草地の熱収支と蒸発散、地理学評論57 (Ser. A)-9、1984.
- 5) 矢野友久・高塚孝教・長智男：砂丘地における蒸発散量と気象要素について、鳥取大学農学部研究報告、No. 25、1973、pp. 109-117.
- 6) 古藤田一雄：研究ノート、1981.
- 7) Dyer A. J. : Quart. J. R., Meteorol. Soc., 89, 1963.
- 8) 服部重昭・近風弘栄・竹内信治：エネルギー収支によるヒノキ林の蒸発散量の測定、日本林学会誌、1981.
- 9) 農林省振興局研究部：農業気象ハンドブック、養賢堂、1969.
- 10) 林陽生・古藤田一雄：牧草地上の粗度長と地面修正量の特徴、“天気”、第27巻第4号、1980.
- 11) 武居有恒・福嶋義広・鈴木雅一：陸地面の蒸発散量のメッシュデータ化に関する研究、琵琶湖研究所プロジェクト研究報告書、1983.