

林地流域における日蒸発散量の推定

ESTIMATION OF DAILY EVAPOTRANSPIRATION FROM FOREST WATERSHED

砂田 憲吾*・池淵 周一**

By Kengo SUNADA and Shuichi IKEBUCHI

It is important for evaluating water budget in river watersheds to develop more precise estimation of evapotranspiration. In this paper, a new method for estimation of daily actual evapotranspiration rate from forest watershed is proposed.

Being based on the observation data of daily evapotranspiration in a forest site, the Penman's method was extended to the cases having unsaturated ground conditions, and the parameters of the new method were determined by the observation data. The estimating calculation in the new method needs only conventional daily meteorological data.

The method was applied to various three experimental watersheds, and the annual evapotranspirations estimated by the method showed fairly good agreement with that by the water budget method in the watersheds.

Keywords : evapotranspiration, Penman equation, water budget

1. はじめに

河川流域における水収支をより高精度に評価することは、水資源計画、長期流出モデルや地下水収支モデルの構成などにおいてきわめて重要な課題である。流域の水収支では、降水量、流出量と並んで流域貯留量変化、蒸発散量が基本的な検討項目になるが、後二者については直接的な観測手法は確立していない。このうち、流域貯留量変化については降水の季節変化等を考慮した適当な水収支期間で無視し得るなどの仮定が是認される。一方、蒸発散量については、特に河川流域の程度の面積規模からの推定に関してまだ検討すべき多くの問題が残されている。

実蒸発散量（以降、単に蒸発散量とよぶ）の推定では、現象の複雑さに起因して、従来大別して二通りのアプローチがとられてきた。1つは試験流域での一定期間（水文年、1年、条件付短期）の水収支に基づくものであり、他の1つは蒸発散過程に注目して微小区画におけるエネルギー収支や拡散機構に基づく解析である。流域規模を

対象としてこの両者をつなぐべき一般的な推定式は未整備であり、従来からのいくつかの経験式は必ずしも現象の物理機構を十分反映しているとはいえない。それら提案式の多くは蒸発散能の形で提示されるので、実蒸発散量の見積りには経験的な補正係数が必要となる。

本研究では、工学的見地から必要となるある程度の広域からの蒸発散量についてより物理機構を重視した推定法の提案を目差している。本稿はその手始めとして、山地河川流域を主として構成する森林・林地を主対象とした日蒸発散量について検討したものである。ここでは、詳細な微気象観測によって推定された林地日蒸発散量を観測値とみなし、それを通常気象観測項目を用いた推定式で回帰したのち、より高い精度で水文資料が得られているとされる試験地流域に適用して水収支法による検証が試みられる。その結果、日単位、年単位の双方とも妥当な林地流域での蒸発散量の時系列特性を議論し得ることとなり、また逆に、一地点ではあるが困難な中で得られた観測（推定）値の絶対値や代表性についても基本的なチェックがなされることになる。

なお、本研究では遮断蒸発量も蒸発散量に含めて考えるものとし、水収支法による検証時などにもすべて林外雨量を資料として用いている。

* 正会員 工博 山梨大学助教授 工学部土木工学科
(〒400 甲府市武田4-3-11)

** 正会員 工博 京都大学教授 防災研究所
(〒611 宇治市五ヶ庄)

2. 試験林地における蒸発散量の観測推定^{1),2)}

著者の一人(池淵)は、東京都八王子市多摩丘陵内に位置する試験地において、従来ほとんど行われていなかった自然林地からの蒸発散量の長期間にわたる観測推定を実施している。試験地の概要、観測システム、推定法の詳細についてはすでに発表されているので、ここではその要約にとどめる。

試験林地は丘陵緩斜面にあり、土壌・地質としては表層20~30 cmの植壤土がその下部1.5~2.0 mの関東ローム層上に堆積している。植生はコナラを中心(約72%)とした落葉広葉樹林で構成され、平均樹高は16 mであり、林床にはアズマネザサなどが中庸の植生密度で生茂している。

観測には高さ25 mの気象観測塔を設置し、純放射計、乾湿度計、風速計、地熱流計が配置されている。Fig. 1は観測塔に備えられた観測機器の配置を示している。

林地の樹冠面における熱フラックスの観測値に基づいて、ポウエン比熱収支法により林地からの蒸発散量が推

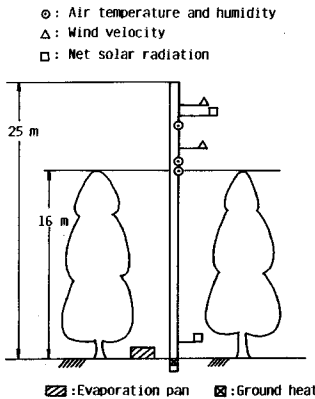


Fig. 1 Instrumentations necessary for the observation. (after Ikebuchi and Sawai, 1983)

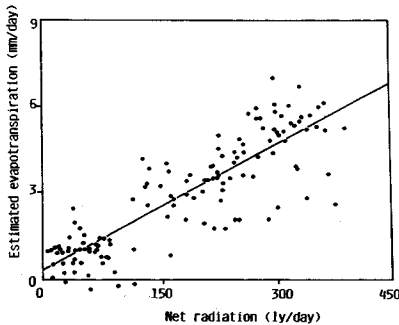


Fig. 2 Relation between daily evapotranspiration rate estimated by the observation and daily net radiation at the Hachioji experimental station. (after Ikebuchi and Sawai, 1983)

定された。1981年4月21日から観測が開始され、1982年1月13日まで(一部に短い欠測期間を含む)のデータがまず蒸発散量の観測推定に用いられた。得られた推定蒸発散量と純放射量との関係はFig. 2のようであり、湿度、風速、土壌条件を考慮しながら、純放射量を基本とした日蒸発散量推定式が得られそうである。

3. Penman 式の拡張による蒸発散モデル

前述の多摩丘陵試験林地における詳細な微気象観測による推定値を観測値(真値)と仮定し、日蒸発散量の推定式について検討する。何らかの気象観測値を用いての蒸発散量の推定法には、1) 熱収支法、2) 傾度法、3) 渦相関法、4) 組合せ法、5) 蒸発計値補正法などがある。矢野ら³⁾は砂丘地内の圃場においてフローティングライシメーターにより蒸発散量を実測し、1)~4)の各推定を比較した結果、4)に属するVan Bavelの風速関数を用いたPenman型の推定が相対的に良好であることを示している。本研究の対象は林地であるが、実用面から通常気象資料を前提としたい観点からも組合せ法を基本とすることが考えられる。

ところで、通常の気象資料のみから蒸発散量を推定する試みはこれまでもなされている。その主なものは、実蒸発散量 E_a 、蒸発散能 E_{pot} 、Penmanの蒸発散能 E_{pp} との間の補完的關係 $E_a + E_{pp} = 2E_{pot}$ を仮定するもの^{4),5)}である。この補完関係式はいくつかの流域に適用され、大概ら^{6),7)}は流域気象資料により経験的に実証しているが、その物理的な根拠において完全とはいえない。水分供給源としての地表の土壌水分量が直接考慮されていないので、土壌条件に関する資料を必要としない便利さの反面、蒸発散に関与する決定的な情報が欠けることになる。

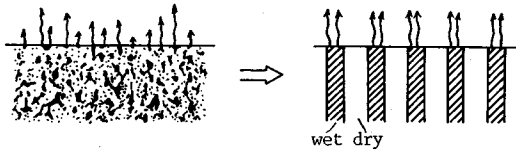
(1) Penman 式の拡張

ここではPenman型組合せ法を基本に推定式を構成する。Penman式⁸⁾は裸地のみならず草地面においても、水分が十分供給されている条件下でいわゆる蒸発散能を与え、その場合にはかなりよい近似度で実蒸発散量を推定し得るといわれている。Penman式は次式で示される。

$$E_p = \frac{1}{\Delta + \gamma} \left\{ \frac{\Delta \cdot R_n}{l} + \gamma f(u) d \right\} \dots \dots \dots (1)$$

ここに、 E_p : (日) 蒸発散能 (cm/day), Δ : 気温~飽和蒸気圧線の勾配 (mmHg/°C), R_n : 純放射量 (ly/day), $f(u)$: 風速 u の関数 (cm/day·mmHg), $d (= e_{sa} - e_a)$: 飽差 (mmHg), e_{sa} : 飽和水蒸気圧, e_a : 水蒸気圧, γ : 乾湿度計定数 (mmHg/°C), l : 水の気化潜熱 (単位体積当たり, cal/cm³) である。

式(1)を拡張し、地表の水分供給が不十分な不飽和状態からの蒸発散量推定式を得るために、Fig. 3に示す



Actual state of unsaturated Model of unsaturated condition

Fig. 3 Schematical depiction of the simple modeling for surface moisture conditions.

ような部分飽和モデルを考え、土壌水分量の変化を考慮に入れる。すなわち、蒸発散は完全に飽和した領域に対応する地表面（積）のみから生ずるものとする。モデルにおいて、乾燥地表面から放出される顕熱は飽和面からの顕熱、水蒸気と直ちに混合し、大気中では平均された水蒸気圧を示すものと仮定する。この場合、地表単位面積当たりの蒸発散量 E_s は飽和面積比率 W を用いて簡単に式（2）で表わされる。

$$E_s = \frac{W}{\Delta + \gamma} \left[\frac{\Delta \cdot R_n}{l} + \gamma \cdot f(u)d \right] \dots \dots \dots (2)$$

式（2）は蒸発散能より経験的な補正係数（ k ）を用いて実蒸発散量（ E_{s1} ）を推定する場合の $E_{s1} = k \cdot E_p$ と類似の形式であるが、今の場合、 W は土壌水分量に関する補正関数として考える。

W は土壌の空隙率 λ 、飽和、不飽和の体積含水率 θ_0 、 θ を用いれば、面積比・体積比の関係より次式で表わされる。

$$W = \left(\lambda \frac{\theta}{\theta_0} \right)^{2/3} \dots \dots \dots (3)$$

この場合、完全飽和時には地表面は水の薄層で覆われ、 $W=1.0$ とする最も単純な別の仮定によれば、式（3）は式（3'）のようにも考えられる。この点については後にも触れる。

$$W = \left(\frac{\theta}{\theta_0} \right)^{2/3} \dots \dots \dots (3')$$

(2) 通常気象観測項目による表現

式（2）の諸量のうち、 R_n 、 W 、 $f(u)$ について限定

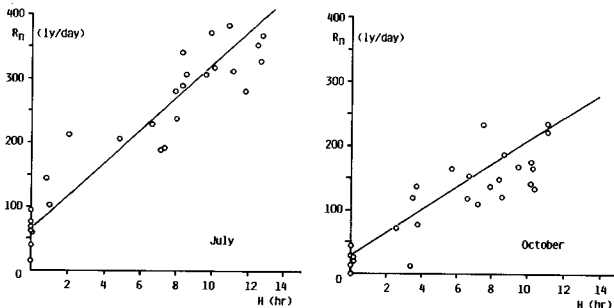


Fig. 4 Relation between daily net radiation R_n and shining hours H .

的な機器によらない通常の観測項目で表わすことを考える。

a) 純放射量 R_n 八王子試験地で観測された R_n に対し月別に日照時間 H との関係調べるとたとえば Fig. 4 のようになり、ばらつきはあるものの直線関係が認められる。各月ごとに得られる回帰直線により観測期間中の $R_n \sim H$ の関係を示せば Fig. 5 のようになり、季節による違いがよくわかる。対象流域を林地に限定すれば、地表のアルベド等はほぼ一定と考えられ、Fig. 4、Fig. 5 より、対象地域の緯度の違いを考慮しながら日照時間のみにより純放射量を表現することができよう。

緯度、季節時期による大気外太陽放射量（ I ）は、地球の運行に伴う幾何学的関係より、太陽定数を S_0 （117 ly/hr）として次のように表わされる⁹⁾。

$$I = \frac{S_0}{l^2} (\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega) \dots \dots \dots (4)$$

ここに、 l ：太陽地球間の対平均比距離、 φ ：地点緯度、 δ ：太陽赤緯、 ω ：太陽の時角（地方真太陽時の正午をゼロとし、西まわりにとる）である。

日照時間 H_0 は、日没時の時角を ω_0 とし次式

$$\cos \omega_0 = -\tan \varphi \tan \delta \dots \dots \dots (5)$$

より、

$$H_0 = \frac{24 \omega_0}{\pi} = \frac{24}{\pi} \cos^{-1} (-\tan \varphi \tan \delta) \dots \dots \dots (6)$$

で求められる。ここでは、1日のうちの合計日照時間による純放射量の近似を考えているので、日照時間内単位時間当たり平均の大気外太陽放射量（ I_{0h} ）を考慮する。すなわち、 $l^2=1.0$ とし、式（4）を日照時間内で積分して I_0 とし、さらに式（6）で割れば、

$$I_{0h} = S_0 \left(\sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \frac{\sin \omega_0}{\omega_0} \right) \dots \dots (7)$$

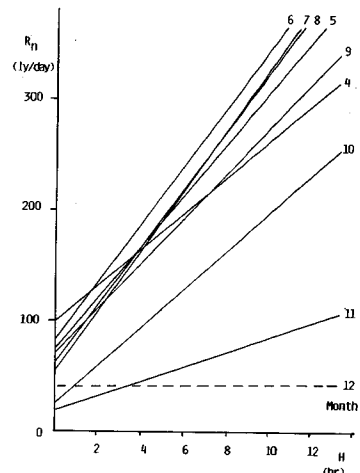


Fig. 5 Relation between daily net radiation and shining hours. (Regression lines)

を得る。八王子試験地 ($\phi=35^{\circ}37'$) に対して、春秋分を基準として、毎月22日を代表とする各月の I_0 , I_{0h} を求めれば Fig. 6 のようになる。Fig. 6 には後に適用される釜淵, 荒川, 神流川の各試験地の場合についても示されている。

地表に達する放射量はエアロゾル, 湿度, 雲量などの影響を受けて変化する。いま, 式 (7) による I_{0h} と時間当たりの純放射量の実測値の平均 (r_n), すなわち Fig. 5 の直線の勾配を月ごとにプロットすれば, Fig. 7 のように表わされ, 明瞭な直線関係が認められる。Fig. 7 より,

$$r_n = I_{0h} - I_{0h, \min} \dots\dots\dots (8)$$

が得られる。ただし, $I_{0h, \min}$ は I_{0h} の最小値を表わす。式 (8) はよく用いられる Prescott による経験式 ($R_n/I_0 = a + b(H/H_0)$) 型, a, b は定数) とは形が若干異なり, より単純な関係で表わされており, 今後多様な地域での比較検討に興味もたれる。

以上より, 純放射量は日照時間を用いて近似的に次式で表わされる。

$$R_n = r_n H + 59 = (I_{0h} - I_{0h, \min}) H + 59 \quad (\text{ly/day}) \dots\dots\dots (9)$$

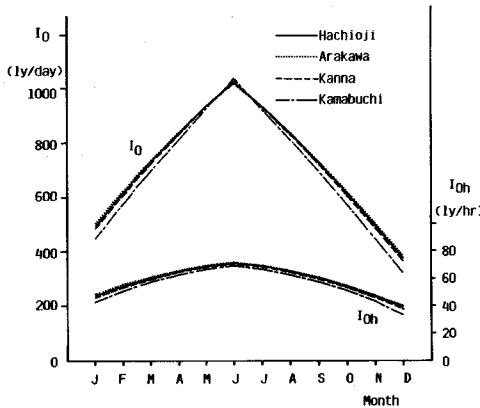


Fig. 6 Daily and hourly averaged extra-terrestrial radiation at the experimental watersheds.

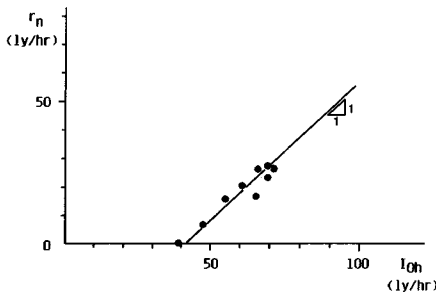


Fig. 7 Relation between hourly averaged extra-terrestrial radiation and hourly net radiation observed at Hachioji.

上式の定数 (59) は Fig. 5 の $H=0$ での平均として与えられている。

b) 補正関数 W 表層土壌水分量の変化を考慮して W の近似的な表現を試みる。

蒸発散量に影響する土壌水分量は, 逆に表層, 根系層からの蒸発散過程, 鉛直降下浸透, 透水性の変化などの飽和・不飽和土壌層中の複雑な水分移動過程に支配される。蒸発散量と土壌水分量は相互に関連し合い, この点の基本的な重要性から最近多くの研究者が検討を始めている。ここでは第1近似として, 土壌水分量の変化を独立して扱うこととし, 無降雨経過時間 (日数) を用いて陽に表現することを考える。

虫明ら^{10), 11)} は本研究対象の試験林地と同様の多摩丘陵における自然林地内での不飽和土壌層中の水分挙動についての詳細な観測を継続している。虫明らによれば, 降雨終了後の土層の吸引圧 (ψ) の時間 (日) 変化は式 (10) で近似される。

$$\psi = \psi_0 \cdot 10^{-a t} \dots\dots\dots (10)$$

ここに, ψ_0 は降雨終了時点での吸引圧値, t は降雨後経過日数, a は定数である。

吸引圧 (ψ) と含水率 θ との関係は, 虫明らにより限界吸引圧 (ψ_{cr}) を用いて, $\psi \leq \psi_{cr}$ の範囲で次式 (11) で表わされることが確かめられている。

$$\frac{\theta}{\theta_0} = \left(\frac{\psi}{\psi_{cr}} \right)^{-\frac{1}{b}} \dots\dots\dots (11)$$

ここに, θ_0 は飽和含水率, b は定数である。

ψ_{cr} の値は土層中の深さ 50 cm を境として上下層でそれぞれ一定, b の値は表層 25 cm の間で 6~7 の値を取り, a の値は年間で 0.02~0.07 ($\text{day}^{-\frac{1}{2}}$), 3月~10月では 0.06~0.07 ($\text{day}^{-\frac{1}{2}}$) 程度が得られている。

以上を整理すると, 式 (10), (11) より含水率の飽和含水率に対する比は式 (12) のように表わされる。

$$\frac{\theta}{\theta_0} = c \cdot 10^{-0.014 t} \dots\dots\dots (12)$$

ここに, c は定数である。

c は降雨の規模により各降雨ごとに变化するものと考えられるが, ある一定量以上の降雨では一定と仮定する。また, そのような降雨終了時に土壌は完全に飽和するとすれば $c=1.0$ が与えられようが, ここではまず, 未知一定とだけ考えておく。

以上より, 式 (3), (3') による飽和面積比率, すなわち補正関数 W は次のように表わされる。

$$W = A 10^{-0.0067 t} \dots\dots\dots (13)$$

ここに, A は, $A = (c \cdot \lambda)^{2/3}$ または $A = c^{2/3}$ の内容をもつが, いずれも定数で示される。

c) 風速関数 $f(u)$ および飽差 d まず, u については通常気象項目中の 24 時間平均風速 (m/s) を用い

ることとし、従来からよく使われている一次式で近似する。

すなわち、

$$f(u) = B + Cu \dots \dots \dots (14)$$

ここに、 B, C は定数である。

ところで、広域への適用を考える場合必ずしも対象とする現地代表地点での風速が得られないこともある。この点を考慮して、若干の精度低下を容認しても、後述するやや離れた気象観測点での一連の資料中の風速データを用いて定数 B, C を直接回帰係数として定めることにする。

飽差 d については、日平均気温に対する飽和水蒸気圧から日平均相対湿度をもとに得られる水蒸気圧を差引いて求める。なお、本研究では正野¹²⁾による飽和水蒸気圧表の近似式を用い、mmHg 単位で計算している。

以上をまとめれば、Penman 型拡張モデルにおける蒸発散量推定式は、通常の気象観測項目のみを用いて次式のように表わされる。mm/day の単位で、

$$E_s = A \cdot 10^{-0.0067\sqrt{t}} \left\{ \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{r_n H + 59}{l} + (B + Cu) \frac{\gamma d}{\Delta + \gamma} \right\} \dots \dots \dots (15)$$

4. 観測蒸発散量への回帰と最適パラメーター

(1) パラメーターの決定

Table 1 Values of the parameters determined.

Period	A	B	C
May - Jun.	7.04	0.054	0.021
Jul. - Aug.	6.36	0.123	-0.014
Sep. - Oct.	4.98	0.087	0.015
Nov. - Dec.	3.54	0.068	0.019
Total (May - Dec.)	8.16	0.037	0.0052

八王子試験林地はごく一般的な自然林形態をなしており、得られる最適パラメーターはそのまま他地域への適用が期待できる。まず、式 (15) を用いて、八王子試験林地における期間 (1981.5月~12月 (1982.1月の一部を含む)) 内の蒸発散量観測値に回帰させ、最適な係数を求めた。気象資料は試験林地から約 4 km 離れた日本気象協会委託の観測所での記録を用いている。降雨の有無は 5 mm/day 以上を降雨日として扱った。蒸散効果の季節性を考慮し、5~6 月期、7~8 月、9~10 月、11~12 月にデータを分割した場合、全期間をまとめて対象とする場合のそれぞれについて得られた係数を示せば Table 1 のようになる。落葉冬期の係数、特に A は蒸散量の低下を反映して小さな値をとっている。夏季の風速関数の係数 C に負の値を示す場合があった。24 時間風速は従来から経験的に用いられてきた項目であるが、蒸発散量との相関はあまり高くないことを示す結果と考えられる。

本研究では流域内での樹種を必ずしも特定できない広域からの蒸発散量を対象としている。さらに、蒸散量変化の時期が一般に設定しにくいこと、冬期の蒸散量は絶対量が小さいことなどの理由から、ここでは全期間にわたる最適係数を採用し以下の適用と検証に用いることにする。すなわち、推定式 (mm/day) として式 (16) が提案される。この式による推定法を「拡張 Penman 法」と呼称することにする。

$$E_s = 8.16 \times 10^{-0.0067\sqrt{t}} \left\{ \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{r_n H + 59}{l} + (0.037 + 0.0052 u) \frac{\gamma d}{\Delta + \gamma} \right\} \dots \dots \dots (16)$$

Fig. 8 は式 (16) による推定値と観測値との比較を示している。推定値の全期間での rms 誤差は 1.1 mm/day であり、梅雨期の低レベル、その他の全期間にわたる激しい日変化に対し推定値はよく再現されており、時系列的にみても良好な結

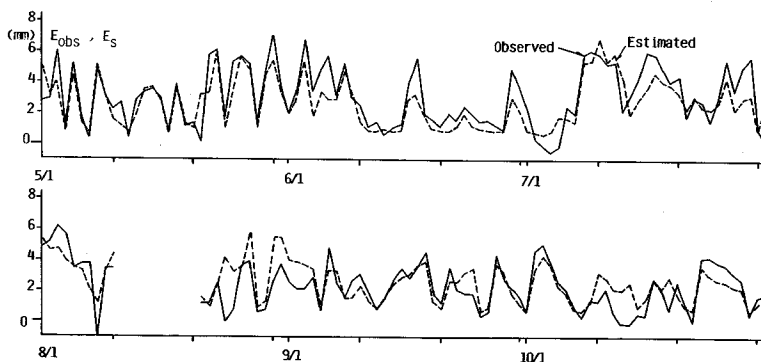


Fig. 8 Comparison of calculated values versus observed ones of daily evapotranspiration rate. (Hachioji experimental station)

果となっている。

(2) 推定式の特性

式(16)は降雨終了時にはPenman式(蒸発散能)に対する補正係数を0.816とすれば実蒸発散量が得られることを意味し、湿潤多雨の地域では、逆にPenman式による推定である程度の精度を期待できることを示す。5 mm/day以下を含む無降雨日数30日ではその補正係数は0.75, 60日で0.72となる。一方、式(13)によるAの見積りでは、 $\lambda=0.5$, $c=1.0$ を仮定すれば、 $A=(c\lambda)^{2/3}=0.63$ または $A=c^{2/3}=1.0$ となり、0.816はこれらのほぼ中間的な値となっている。また、この段階では提案するまでに至らない前述のTable 1のAの値の季節変化の様子は、金子¹³⁾の示す蒸発計蒸発量に対する蒸発散量比率(水田以外の場合)で蒸発計値をPenman式に対応させればその変化によく類似している。今後、樹種や季節による変化を詳しく検討することにより、蒸散効果も考慮したより詳細な議論を進め得る可能性もある。

5. 試験流域での水収支法による検証

拡張Penman法の適合性と、逆に八王子試験林地での観測値の絶対値および地点の代表性とを調べるために、(年間)水収支法により、この種の検討として適当とされる¹⁴⁾釜淵試験地、神流川試験地さらに荒川試験地の各水文資料により検証した。

個別の適用例を示す前に、実流域における拡張Penman法による蒸発散量推定方法の手順を以下に整理・要約しておく。

- ① 対象地域の緯度 ϕ 、季節(太陽赤緯 δ) から、式(5), (7)より単位時間当たり平均の大気外太陽放射量 I_{oh} を求める。
- ② 至近の気象官署で得られる日資料により以下の諸量を求める。必要な場合には気象観測所在地と対象地域との差に応じて資料値の補正(気温など)を行う。

- 降雨後経過日数 t (day)
- 日照時間 H より式(9)を用いて R_n (ly/day)
- 気温、湿度より飽差 d (mmHg)
- 24時間平均風速より u (m/s)
- 気温より飽和水蒸気圧線の勾配 Δ (mmHg/°C)
- (乾湿計定数 γ (=0.46 mmHg/°C))

- ③ 以上の諸量を式(16)に代入する。

(1) 各流域試験地および気象資料の概要

a) 釜淵試験地 山形県北部、北緯38°56'に位置し、森林理水試験地として農林省林業試験場により1939年に設置され、以降の水文資料が蓄積されている。対象としたのは針葉樹、広葉樹の混合林未処理地(I号

沢)で流域面積は0.031 km²である。推定期間は1959~1960年, 1977~1978年の合計4か年で、気象資料には南東に10 km離れた新庄測候所のデータを用いた。

b) 荒川試験地 滋賀県南部、北緯34°50'にあり、京都大学防災研究所により設置され、1968年より水文観測が行われている。対象としたのは同試験地梅ヶ谷流域で流域面積は0.184 km²である。人工杉林を主体とする針葉樹が約90%を占めている。推定期間は1970~

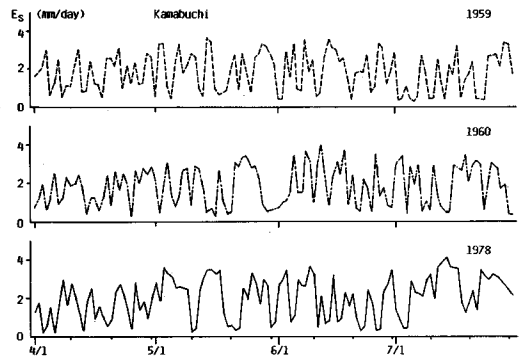


Fig. 9 Estimated daily evapotranspiration rate. (Kamabuchi experimental watershed)

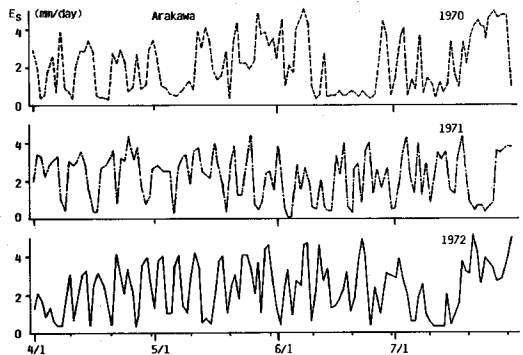


Fig. 10 Estimated daily evapotranspiration rate. (Arakawa experimental watershed)

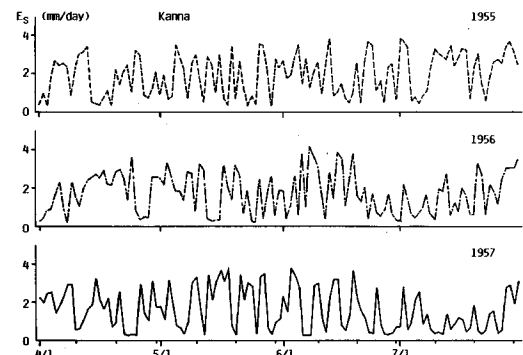


Fig. 11 Estimated daily evapotranspiration rate. (Kanna experimental watershed)

1972年の3か年であり、彦根、上野の気象資料を平均して使用した。

c) 神流川試験地 群馬県南部、北緯36°10'に位置する流域面積374 km²、流域平均標高約800 mの針葉樹・広葉樹混合林をもつ流域である。建設省土木研究所により設定され、1951~1960年まで比較的広域ながら整った水文資料が得られている。気象データには、ほぼ南北に15 km、20 km離れた秩父および前橋の記録を用い、流域気温の高度補正や平均値を求めて適用した。推定期間は1955~1957年の3か年である。

(2) 蒸発散量の推定結果と検証

Fig. 9~11はそれぞれ上述3試験地での日蒸発散量の推定結果の例(4~7月)である。主として純放射量すなわち日照時間、したがって天候を反映して蒸発散量の激しい日変化が目立ち、一部期間に低位期、高位安定期が認められる。

日蒸発散量を月ごとに合計し、3試験地でそれぞれ月蒸発散量の推定値を示せば、Fig. 12~14のようなになる。釜淵については、ここは別の対象期間の平均値として鈴木¹⁵⁾が短期水収支法¹⁶⁾により推定している。その結果との比較ではFig. 12の方が小さめの推定となっている。年数は十分ではないが、年間を通じてみた場合3試験地

とも6~7月の梅雨期の変動が大きい。また、たとえばFig. 13の荒川試験地の5月の蒸発散量の推定値は3か年とも見掛け上同程度の値を示すが、日蒸発散量についてのFig. 10では5月中の変化が年により異なっていることがわかる。すなわち、当然のことながら、日蒸発散量時系列値の合計値として月推定量、年推定量が議論されるべきものであるといえる。

3試験地における計10か年間の水文資料に基づいて、それぞれ水収支法により得られる年蒸発散量推定値(E'_s)と拡張Penman法による推定値(E_s)とを比較するとFig. 15のようなになる。Fig. 15は、拡張Penman法による推定値が水収支法推定値に対して、釜淵、荒川の各試験地ではやや過小な、神流川試験地ではやや過大な傾向にあることを示す。釜淵試験地での1959年の場合がややかけ離れているが、 E_s と E'_s とは全体としてほぼ満足すべき一致を示し、拡張Penman法の適用性とその基礎となっている八王子試験林地での観測値の妥当性が検証されたものと考えられる。

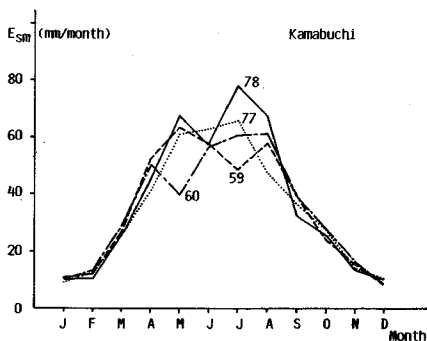


Fig. 12 Estimated monthly evapotranspiration rate. (Kamabuchi experimental watershed)

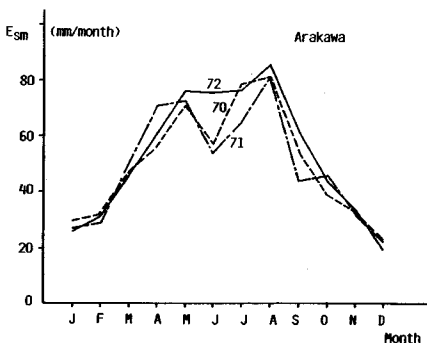


Fig. 13 Estimated monthly evapotranspiration rate. (Arakawa experimental watershed)

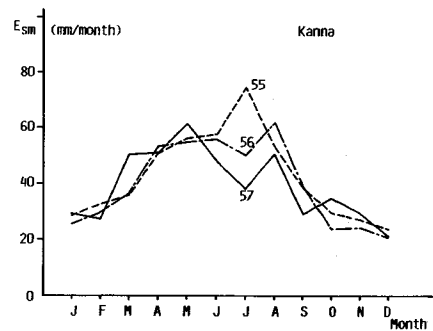


Fig. 14 Estimated monthly evapotranspiration rate. (Kanna experimental watershed)

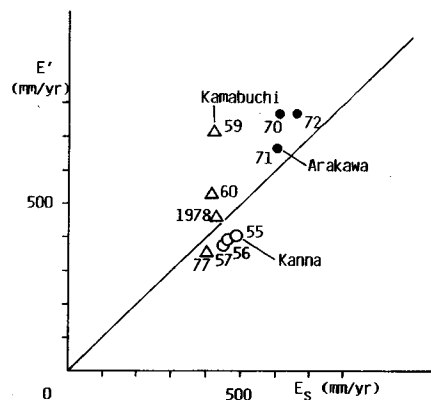


Fig. 15 Comparison of estimated values of the annual evapotranspiration by the present method (E_s) versus that by the water budget method (E'_s).

6. おわりに

これまでに得られている蒸発散，土壌水分変化ほかに関する研究成果を総合して，従来ほとんど得られていなかった林地蒸発散量観測値に基づいて，物理性と実用性を備えた日蒸発散量の推定法をめざして検討を行った。

本研究で得られた結論的事項を要約すれば以下のようになる。

(1) Penman 式を拡張し，土壌水分変化を考慮する補正関数を用いて通常気象資料のみから計算される林地流域日蒸発散量推定法（拡張 Penman 法）が提示された。

(2) 上記の推定法は八王子試験林地での観測値に対し十分良好な回帰推定値を示す。

(3) 試験林地での観測値より決定される補正関数の降雨直後の値は従来の経験的な補正係数値と類似した。

(4) 本研究による推定法を中小 3 試験地に適用し，年間蒸発散量を推定したところ，水収支法による算定値とほぼ満足すべき一致が得られた。

(5) 八王子試験林地における地点蒸発散量観測値は絶対量として妥当な値が得られているものと考えられる。

蒸発散に関する研究は最近特に活発になりつつあり，ミクロからマクロのそれぞれの立場から多くの成果が蓄積されつつある。ここで提案された拡張 Penman 法は，単に実用的有用性のみならず，将来の研究成果を吸収して改善向上し得るより発展性のある推定法と考えている。

謝 辞：本研究を進めるにあたり資料整理に協力された，当時山梨大学学生の方茂人士氏（現山梨県庁）ならびに貴重な流出試験地水文観測資料を提供された京都大学 石原安雄教授および農水省林業試験場の関係各位に厚くお礼を申し上げます。なお，本研究の一部は昭和 60・61 年度文部省科学研究費（総合研究（A）），流出現象の物理機構に関する研究，代表者：京都大学 高棹琢馬教授）の補助を受けて行われたことを付記し，謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) 池淵周一・澤井 康：熱収支法による林地内蒸発散量の推定，京大防災研究所水資源研究センター報告，第 3 号，pp. 29~50, 1983.
- 2) 池淵周一・澤井 康：林地蒸発散量の長期間にわたる時系列推定，京大防災研究所年報，第 28 号 B-2，pp. 157~177, 1985.

- 3) 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，pp. 109~117, 1973.
- 4) Bouchet, R. J. : Evapotranspiration Reele et Potentielle, Signification Climatique, Publ. No. 62, pp. 134~142, General Assembly Berkeley, Int. Ass. Sci. Hydrol., Gentbrugge, Belgium, 1963.
- 5) Brutsaert, W. and Stricker, H. : An Advection-Aridity Approach to Estimate Actual Regional Evapotranspiration, Water Resour. Res., Vol. 15, No. 2, pp. 443~450, 1979.
- 6) 大槻恭一・三野 徹・丸山利輔：計器蒸発量，蒸発散位と実蒸発散量の関係—実蒸発散量推定に関する研究（I）—，農業土木学会論文集，No. 111, pp. 95~103, 1984.
- 7) 大槻恭一・三野 徹・丸山利輔：水収支法と補完関係式による流域蒸発散量の比較—実蒸発散量推定に関する研究（II）—，農業土木学会論文集，No. 112, pp. 17~23, 1984.
- 8) Penman, H. L. : Natural evaporation from open water, bare soil and grass, Proc. Roy. Soc. of London, Ser. A, Vol. 193, pp. 120~145, 1948.
- 9) 榎根 勇：水文学，大明堂，pp. 33~39, 1980.
- 10) 虫明功臣・岡 泰道・小池雅洋：自然林地における表層不飽和帯水分の挙動に関する研究（2），第 29 回水理講演会論文集，pp. 131~136, 1985.
- 11) 虫明功臣・岡 泰道・小池雅洋：自然林地と都市化域における不飽和帯水分の挙動の相違（6）—数値シミュレーションに基づく自然林地における降雨後の挙動の解析—，生産研究，Vol. 37, No. 5, pp. 35~38, 1985.
- 12) 正野重方：気象学総論，地人書館，pp. 61, 1958.
- 13) 金子 良：農業水文学，共立出版，pp. 230, 1973.
- 14) 榎根 勇・竹内 浩：本邦における河川の年流出率について，地理学評論，Vol. 44, No. 5, pp. 347~355, 1971.
- 15) 鈴木雅一：短期水収支法による森林流域からの蒸発散量推定，日本林学会誌，Vol. 67, No. 4, pp. 115~125, 1985.
- 16) Linsley, R. K., Jr., Kohler, M. A. and Paulhus, J. L. H. : Hydrology for Engineers, pp. 113~116, McGraw-Hill, 1958.
- 17) 建設省土木研究所：神流川流域水文観測資料，建設省土木研究所資料，No. 324, 1968.
- 18) 石原安雄・長尾正志・小葉竹重機：荒川試験地の流域特性について，京大防災研究所年報，No. 11 (B)，pp. 103~115, 1968.
- 19) 丸山岩三・猪瀬寅三：釜淵森林理水試験第 1 回報告，林業試験場研究報告，No. 53, pp. 1~44, 1952.
- 20) 東北支場山形試験地：釜淵森林理水試験地観測報告（1・2 号沢試験流域），pp. 129~188，林業試験場研究報告，No. 311, 1980.
- 21) 高棹琢馬（代表者）：流出現象の物理機構に関する研究，昭和 60・61 年度文部省科研費（総合 A）研究成果報告書，pp. 13~42, 1987.

(1987. 5. 19・受付)