

複数の手法によるモンスーンアジアの 蒸発散量推定値の比較

近 藤 昭 彦*

Comparison of the Evapotranspirations in Monsoon Asia Estimated from Different Methods

Akihiko KONDOH*

Abstract

Monthly evapotranspiration over Monsoon Asia is calculated by Thornthwaite method, Penman method I, Penman method II, Modified Brutsaert-Stricker method and Morton method using FAOCLIM agroclimatic database. Penman method I uses the albedo value of 5%, which represents the albedo of open water, and the monthly values are multiplied by empirical coefficients to get potential evapotranspiration. Penman method II uses the albedo of vegetation, which is assumed to be 15% in a low latitude. Brutsaert-Stricker method uses the albedo of 15%, and is modified for wet environment evapotranspiration not to exceed potential evapotranspiration in humid condition.

The distributions of evapotranspirations over tropical area are compared to evaluate the methods. The results are described below.

- (1) The difference of the evapotranspiration by each method is small in a mid latitude. It becomes large in a low latitude. It suggests the limitation of the semi-empirical methods developed in the mid latitude.
- (2) Penman method I gives lower evapotranspiration than other methods in a low latitude. Application of the empirical conversion coefficients derived in a mid latitude seems to be misleading.
- (3) The difference between the evapotranspiration estimated from Thornthwaite method and Penman method II or modified Brutsaert-Stricker method becomes large in a low latitude, especially in the station where the amount of precipitation is large. This confirms that the air temperature is not a proper indicator to express net radiation in a low latitude.
- (4) Morton method overestimates the evapotranspiration in humid tropical area. It is because the Morton method overestimates the net radiation due to the underestimation of the albedo.
- (5) In term of the criterion of maximum annual evapotranspiration in the tropics, Thornthwaite method, Penman method II and modified Brutsaert-Stricker method give reasonable results for annual values. Monthly evapotranspiration can be evaluated reasonably by Penman method II and modified Brutsaert-Stricker method. In case of semiarid area is included, modified Brutsaert-Stricker method seems much better because it considers the effect of soil-water deficiency on evapotranspiration by complementary relationship. It requires, however, the correction for the underestimation of evapotranspiration in winter season.

Further field investigation should be made to get actual evapotranspiration in the Monsoon Asia.

Key words : Evapotranspiration, Thornthwaite method, Penman method, Brutsaert and Stricker method, Morton method

キーワード : 蒸発散量, ソーンズウエイト法, ペンマン法, ブルツァート・ストリッカー法, モートン法

* 筑波大学地球科学系 (Institute of Geoscience, Tsukuba University)

I. はじめに

水は地域における気候的、地形的、生物的、社会的諸条件に影響を及ぼし、かつ影響を受けながら循環し、地域の環境を形成している。このような地域の水循環のもっとも簡単に定量的な表現が水収支である。長期間の平均としての水収支は次式のようにかける。

$$P - E = D \quad (1)$$

ここで、Pは降水量、Eは蒸発散量であり、Dが生物が利用可能な水量の上限となる。Dを評価することが地域を水文学的に区分するひとつの拠り所となる。Pは比較的簡単に観測できるうえ、最近では降雨レーダーや人工衛星に搭載されたセンサーを用いて広域の降水量分布を高分解能で観測できる可能性が開けてきた。したがって、Dの推定にはEの評価が重要となる。

水文学において最近重要性が増してきた課題のひとつは、広域に対して適用可能なマクロ水文モデルを構築することである。蒸発散モデルもマクロ水文モデルの重要な構成要素のひとつであるが、現在広く用いられている蒸発散量推定式は地点における精密な観測により得られた経験則と理論式を組み合わせで導出されたものである。このような半経験式を水平方向に拡張して、1,000kmスケール以上の広域に対して適用するとき、その経験式ゆえの限界が生じてくる。樫根・小林(1973)は複数の推定式による蒸発散量およびその基礎となる放射収支項をモンスーンアジアの5ヶ所のステーションにおける10例のデータを用いて比較し、中緯度で開発された手法をそのまま低緯度に適用することには問題があることを指摘した。

樫根(1972)はモンスーンアジア地域を対象としてソーンスウエイト法による年蒸発散量計算値の分布を検討し、水文地域区分を行った。ソーンスウエイト法は月平均気温のみを入力とするため広く用いられているが、蒸発散量の推定には気温よりも正味放射量を基礎とする方法の方が物理的には理にかなっている(樫根・小林, 1973)。後者の方

法に必要な気象資料が得られない地域においてはソーンスウエイト法はやむを得ない選択であったが、最近ではグローバルな気候値データセットの登場によって、熱収支に基づいた蒸発散量の計算値の分布を検討することが容易になった。本論の目的は複数の蒸発散量推定法による蒸発散量計算値の分布をモンスーンアジア地域、特に湿潤熱帯地域において比較検討し、その問題点について再検討することである。

II. 使用したデータ

蒸発散量計算の入力データとしてFAO(Food and Agriculture Organization of the United Nations)が低緯度地域を中心として収集した世界各地の気候値データセット(FAOCLIM)を使用した。FAOCLIMはフロッピーディスクで供給され、Table 1に示す11種類の項目の月平均値が格納されている。これらの項目の一部は実測ではなく、推定式によるものもある。たとえば、日射量(No. 9)の大多数は乾燥・半乾燥、湿潤熱帯、その他の3つの地域ごとに係数が定められたオング

Table 1 List of variables in FAOCLIM agro-climatic database.

No.	Weather Elements	Unit 2
01	Average monthly precipitation	mm
02	Mean monthly temperature	℃
03	Mean monthly maximum temperature	℃
04	Mean monthly minimum temperature	℃
05	Mean monthly water vapour pressure	hPa (or mb)
06	(reserved)	
07	Average monthly wind speed at 2m above the ground	m/s
08	Relative sunshine fraction	%
09	Global incoming radiation	cal/cm ² /day
10	Mean monthly evapotranspiration	mm
11	Mean monthly day-time temperature	℃
12	Mean monthly night-time temperature	℃

ストローム型の推定式で求められた値であり、月平均蒸発散量(No. 10)、昼間および夜間の月平均気温(No. 11, 12)は計算値である。また、月平均気温(No. 2)は月平均最高気温(No. 3)と月平均最低気温(No. 4)の平均値として求めている。なお、月平均風速(No. 7)は対数則を用いて高度2 mの値に換算してある。これらの項目の計算方法についてはFAOCLIMのREADMEファイルに簡単な記述がある。

Table 2にアジア地域の18ヶ国について蒸発散量の計算に必要な5項目の観測年数の最短、最長

および平均値を示す。FAOCLIMでは観測開始年および平均計算を行なった年数のみが記録されており、各ステーションにおける正確な観測期間は知ることはいできない。なお、観測年数が不明のステーションはTable 2の統計計算からは除外してある。

表に示したようにFAOCLIMでは各気候要素の統計期間は国、ステーションおよび観測項目ごとに異なっている。統計期間が異なることは、気候値としての水収支各要素の空間分布の検討に際して問題である。しかし、蒸発散量は他の水収支

Table 2 Observation periods (years) of four weather elements in FAOCLIM.

COUNTRY NAME NS	UNDP CODE	PR	AT	WS	VP	SF
		MIN-MAX(AVG) NS	MIN-MAX(AVG) NS	MIN-MAX(AVG) NS	MIN-MAX(AVG) NS	NIM-MAX(AVG) NS
JAPAN 139	JPN	8- 70(28.7) 135	8- 30(27.4) 128	6- 74(13.5) 138	8- 70(28.0) 139	8- 70(28.3) 139
SOUTH KOREA 9	ROK	30- 86(38.9) 9	30- 30(30.0) 9	6- 30(27.3) 9	30- 30(30.0) 9	30- 30(30.0) 9
CHINA 149	CPR	20- 20(20.0) 149	20- 20(20.0) 149	20- 20(20.0) 149	20- 20(20.0) 149	20- 20(20.0) 149
TAIWAN 3	CPR	20- 20(20.0) 3	20- 20(20.0) 3	20- 20(20.0) 3	20- 20(20.0) 3	20- 20(20.0) 3
PHILIPPINES 52	PHI	7- 78(24.2) 52	7- 30(19.9) 52	6- 30(21.0) 61	7- 30(19.9) 52	39- 85(52.2) 52
INDONESIA 44	INS	3-117(32.8) 43	3- 30(14.5) 35	3- 56(12.6) 7	3- 30(15.6) 17	3- 52(16.6) 34
MALAYSIA 37	MAL	13- 98(45.4) 35	2- 24(9.5) 35	2- 10(8.7) 18	2- 32(11.5) 27	10- 25(19.5) 14
SINGAPORE 1	SIN	100-100(100.0) 1	34- 34(34.0) 1	NK	10- 10(10.0) 1	32- 32(32.0) 1
CAMBODIA 9	KAM	10- 65(24.7) 7	8- 30(12.4) 7	NK	9- 10(9.6) 9	5- 5(5.0) 2
LAOS 4	LAO	25- 79(45.5) 4	9- 10(9.3) 3	NK	9- 10(9.3) 3	5- 7(6.0) 2
THAILAND 64	THA	10- 78(34.5) 62	9- 78(15.8) 53	9- 78(15.7) 17	9- 78(15.7) 31	9- 78(16.7) 30
MYANMAR 34	BUR	10- 20(19.3) 34	10- 20(19.3) 34	10- 20(19.3) 34	10- 20(19.3) 34	10- 20(19.3) 34
BANGLADESH 17	BGD	11- 73(27.8) 12	11- 73(32.0) 11	NK	11- 30(25.6) 7	NK
INDIA 161	IND	25-120(40.0) 161	10- 30(29.3) 161	10- 30(29.2) 157	10- 30(29.3) 157	10- 30(26.8) 156
PAKISTAN 24	PAK	8-120(43.1) 19	5- 80(41.1) 14	3- 60(21.9) 11	5- 60(33.0) 10	4- 13(9.2) 6
AFGHANISTAN 19	AFG	5- 13(9.9) 19	5- 13(9.9) 19	5- 13(9.9) 19	5- 13(9.9) 19	5- 13(9.8) 18
SRI LANKA 14	SRL	30-111(49.5) 13	30- 30(30.0) 10	4- 30(27.1) 9	30- 30(30.0) 4	30- 30(30.0) 1
NEPAL 33	NEP	20- 20(20.0) 33	4- 20(4.5) 33	20- 20(20.0) 1	19- 19(19.0) 1	NK

Note) NS: Number of stations. NK: Not known.

PR: Precipitation, AT: Air Temperature, WS: Wind Speed, VP: Vapor Pressure, SF: Sunshine Fraction.

MIN, MAX, AVG: Minimum, maximum and average observation periods.

要素と比較して年々変動は少ないので(梶根・竹内, 1971), 統計期間に関わらず, すべてのステーションについて蒸発散量の計算を行った。

本論は蒸発散量計算値の空間分布の比較を目的とするが, 地域の水収支を検討する場合には降水量の分布を知っておく必要がある。そこで, FAO-CLIM の一例としてアジア地域の平均年降水量を Fig. 1 に示す。インド半島南西部やヒマラヤ山脈の南面に, 夏の南西モンスーンの風上斜面における多雨域の存在が認められる。一方, デカン高原やタイの中央部〜ミャンマーは周囲と比較して相対的な少雨域となっている様子が認められる。マレーシア, インドネシア, フィリピンでは年降水量が2,000mm 以上の観測点が多数を占めている。ちなみに, FAOCLIM の中で年降水量が最も大きい地点はインドのアッサムの Cherrapunji (25.25 N, 91.73E) の11,016mm である。ここでは6月の月平均降水量は2,671mm に達するが, 12月はわず

か9 mm に過ぎない。

III. 蒸発散量の計算方法

FAOCLIM データセットの11の観測項目の中の4つの項目(月平均気温, 月平均水蒸気圧, 月平均日照率, 月平均風速)を用いてソーンスウエイト法(Thornthwaite, 1948), ペンマン法(Penman, 1948), Brutsaert-Stricker 法(Brutsaert and Stricker, 1979)およびモートン法(Morton, 1983)による蒸発散量の計算を行った。なお, モートン法では年降水量も使用する。各手法の計算に必要な入力データを Table 3 に示す。

ソーンスウエイト法による可能蒸発散量は各ステーションにおける月平均気温を用いて計算した。計算式は Thornthwaite(1948)あるいは梶根(1980)等の文献を参照されたい。Thornthwaite (1948)には表として示されている昼の長さの補正

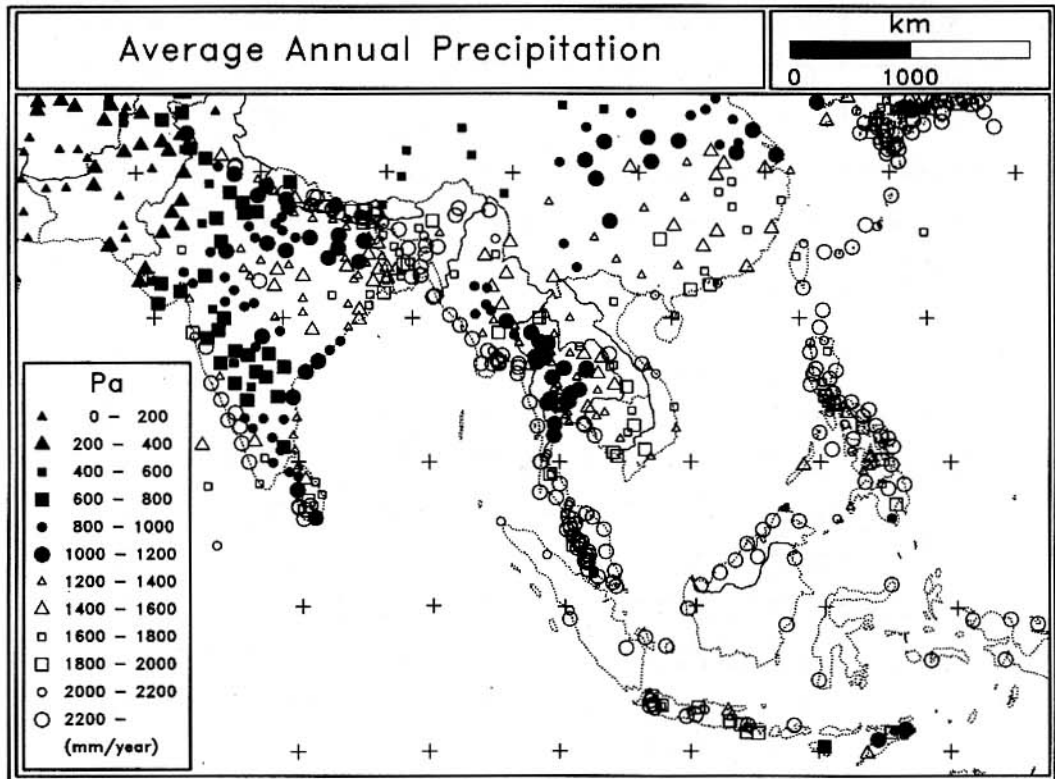


Fig. 1 Distribution of average annual precipitation (Pa).

係数 c は、各ステーションの緯度を用いて求めた。
 c を求める式を以下に示す。

$$c = (SD/12) * (NM/30) \quad (2)$$

ここで、 SD は緯度から求められる各月の15日の
可照時間で、 NM は月の日数である。

ペンマン法は Penman(1948)の計算式に基づい
て行った。計算式を以下に示す。

$$E_t = f \times E_o \quad (3-1)$$

$$= f \times \left\{ \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \right\} \quad (3-2)$$

ここで、 E_t : 可能蒸発散量(mm/day),

E_o : 貯熱量を無視できる浅い仮想水面
の蒸発量(mm/day),

f : 仮想水面蒸発量を可能蒸発散量に変
換する経験定数,

Δ : 気温における飽和水蒸気圧曲線の
勾配(hPa°C⁻¹),

γ : 乾湿計定数(hPa°C⁻¹),

R_n : 正味放射量(mm/day),

E_a : 空気力学的効果による蒸発を表す
項(mm/day),

である。(3-2)式の右辺の中括弧内の第一項を放射
項、第二項を空力項と呼ぶ。

R_n の推定式は Penman(1948)を用い、 E_a の式
は Dunne and Leopold(1978)による次式を用い
た。ただし、単位の変換のために10を掛けてある。

$$E_a = 10 \times (0.013 + 0.00016u_2)(e_{sa} - e_a) \quad (4)$$

ここで、 u_2 : 地上2 mにおける風速(km/day),

e_{sa} : 気温における飽和水蒸気圧(hPa)

e_a : 水蒸気圧(hPa),

である。

ペンマン法の計算方法には(3-2)式に示した仮
想水面蒸発量に月ごとに与えられた経験定数 f を
掛けて求める方法と、(3-2)式の中括弧内の式に植
被面のアルベドを与えて直接可能蒸発散量を求め
る方法がある。前者の方法では水面のアルベド値
として5%を与え、各月の仮想水面蒸発量に Pen-
man(1948)による定数 f (Table 4) を掛けて可能
蒸発散量とした。後者の方法では Chang(1970)が
低緯度の植生のアルベド値として与えた15%を用
いて計算した。それぞれペンマン法I、ペンマン
法IIと呼ぶ。なお、FAOCLIM にはペンマン法を
一部修正した式による蒸発散量計算値が含まれて
いるが、計算方法の詳細が不明であるため独自に
計算を行った。

Brutsaert-Stricker 法は、補完関係(Bouchet,
1963; Morton, 1978)を用いることによって蒸発面
への水の供給が十分行えない場合の蒸発抑制効果
を考慮した方法である。補完関係により実蒸発散
量を推定する近似式を以下に示す(Bouchet,
1963; Morton, 1978, 1983)。

$$E_{ac} = 2 \times E_w - E_p \quad (5)$$

ここで、 E_{ac} : 補完法による実蒸発散量推定値
(mm/month),

Table 3 List of input parameters for evapotranspiration calculations.

Elements	Units	Thornthwaite	Penman I	Penman II	Brutsaert-Stricker	Morton
1) Average Annual Precipitation	mm/year	----	----	----	----	○
2) Air Temperature	°C	○	○	○	○	○
3) Wind Speed	m/s	----	○	○	○	----
4) Vapour Pressure	mb	----	○	○	○	○
5) Relative Sunshine Fraction	%	----	○	○	○	○
6) Albedo	%	----	5	15	15	----

Table 4 Empirical coefficients (f) to convert evaporation from an open water surface to potential evapotranspiration (after Penman, 1948).

Month	f
11~2	0.6
3~4, 9~10	0.7
5~8	0.8

E_w : 湿潤環境の蒸発量 (mm/month),

E_p : 可能蒸発散量 (mm/month),

である。

Brutsaert-Stricker 法では E_p はペンマン法 II, E_w は次式に示す Priestley-Taylor 法 (Priestley and Taylor, 1972) による可能蒸発量 (potential evapotranspiration) を用いる。

$$E_w = \alpha E_{eq} = 1.26 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n \quad (6)$$

ここで、 E_{eq} は平衡蒸発量 (mm/month) である (Slatyer and McIlroy, 1961)。ただし、地中熱流量は無視した。ペンマン法の放射項に相当する平衡蒸発量に掛かる係数 α の値 1.26 は Priestley and Taylor (1972) が“水平方向に一様で、移流がなく、表面が飽和している”場所の平均値として求めた値である。水不足がなく、植生の活力が十分な牧草地では、蒸発散量の上限值が (6) 式の可能蒸発量、下限値が平衡蒸発量で表されることが知られている (中川, 1982)。

E_p としてペンマン法 II, E_w として (6) 式を (5) 式に代入すると次式で表わされる Brutsaert-Stricker 法の基礎式が得られる。

$$E_{BS} = (2\alpha - 1) \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n - \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} E_a \quad (7)$$

ここで、EBS は Brutsaert-Stricker 法による実蒸発散量推定値で、 R_n と E_a はペンマン法 II と同じ式を用いる。なお、 α として Priestley and Taylor (1972) が求めた値 1.26 を用いた。

Brutsaert-Stricker 法では十分湿潤な環境、すなわち補完関係による蒸発散抑制効果が現れない

時の蒸発散量は (6) 式の E_w で表わされる。この時、 $E_p = E_w$ であるので平衡蒸発量 (= 放射項) の 0.26 倍が空力項に相当することになる。しかし、 E_p はペンマン法 II を用いるため、 e_{sa} と e_a の差が小さくなると空力項の値が小さくなり、 E_p の計算値とそのうちの放射項との比 α_p の値が設定した $\alpha (= 1.26)$ を下回ることがある。この場合、(5) 式の補完関係を機械的に適用すると可能蒸発散量を越える実蒸発散量が得られることになる。

そこで、計算過程に Ben-Asher (1981) や大槻ほか (1984) と同様な以下の制約を与える。

$$E_w = E_p \quad \text{if } E_w > E_p \quad (8)$$

この条件は湿潤な条件下では α の値を調整し、 α_p を用いることを意味する。すなわち、補完関係式において、蒸発抑制効果が現れない湿潤な条件のもとでは E_w としてペンマン法 II を用いることになる。空力項で表される drying power が大きくなる場合には補完関係が適用されるが、その場合の E_w は Priestley-Taylor 法である。以下では (8) 式の制約を加えた方法を修正 Brutsaert-Stricker 法と呼ぶ。

湿潤地域における α の値に関して、中川 (1982) は筑波大学水理実験センターの水収支・熱収支観測圃場における実測値から、水不足がなく、牧草の活力が十分な時期の蒸発散量は $\alpha = 1.14$ で推定可能としている。また、Kayane and Nakagawa (1983) はスリランカのウェットゾーンにおける流域水収支から可能蒸発散量として 1,450~1,550 mm/year の値を求め、それが平衡蒸発量の 1.04~1.12 倍に相当することを報告している。いずれの場合も α は 1.26 より小さい。

モートン法は補完関係を用いて実蒸発散量を求める手法である。気象官署の観測項目のみから実蒸発散量を求めようとするものであることから、多くの経験式が取り入れられている。そのため、計算は複雑であるが、Morton (1983) に APPENDIX として計算手順が詳述されている。なお、(8) 式の制約条件は APPENDIX 中に記述されており、プログラム中に組み込んである。

ソーンスウエイト法とペンマン法は可能蒸発散量を計算するモデルである。ここで、可能蒸発散量は“牧草のような丈の低い緑草に、十分給水を行なった場合に生じる蒸発散量”と定義されるが、実蒸発散量の上限値とはならない場合があることが知られている（たとえば、大槻, 1989）。また、水分供給が抑制される乾燥地域においては実蒸発散量は可能蒸発散量より小さな値となることもよく知られた事実である。

モートン法における湿潤環境の蒸発散量は可能蒸発量 (potential evaporation) に移流を考慮したものである。修正 Brutsaert-Stricker 法でも補完関係の計算に可能蒸発量を用いるが、その定義は、“完全に湿っている、均質な地表面から、移流のない場合に期待される蒸発量の上限” (樫根, 1980) である。これらの条件を満たさない場合はもちろん可能蒸発量は実蒸発散量の上限とはならない。また、ソーンスウエイト法は経験式であり、その他の方法も放射項、空力項の計算過程に経験式を含む。したがって、経験式の制約としてそれが求められた地域以外に適用する際には計算値の精度は保証されない。

しかし、本論で取り上げた手法は比較的手に入れやすいデータのみから蒸発散量を計算することを志向して開発されたモデルである。そのため、水文学の実用面においては、これらの手法の利用はやむを得ない妥協とも考えられる。本論の目的は正しい値を求めることではなく、各手法で求められた蒸発散量計算値の分布を比較検討することであるので、以下では定義にかかわらず各手法による計算値を蒸発散量と称することにする。

IV. 結果と考察

1. 年蒸発散量の分布

蒸発散量の計算は FAOCLIM の全てのステーションについて行ったが、モンスーンアジアを対象とした出力結果を Figs. 2~6 に示す。図では年蒸発散量を階級区分しているため詳細な違いは読み取り難いが、以下の議論は計算値に基づいて行っ

ている。

Fig. 2 にソーンスウエイト法による計算値の分布を示す。年蒸発散量は日本付近で 800mm 程度であるが、赤道付近では 1,600~1,800mm 程度となる。ソーンスウエイト法は月平均気温のみから蒸発散量を計算することができるため、水収支計算に広く用いられている。しかし、この方法は中緯度において求められた経験式であり、気温と正味放射量が高い正の相関を持たない低緯度地域では年総量はともかく月蒸発散量の計算値の精度は低いことが明らかにされている (樫根・小林, 1973)。

Fig. 3 にペンマン法 I による計算値の分布を示す。日本の本州付近ではソーンスウエイト法とほぼ同じ程度の値となるが、赤道付近ではソーンスウエイト法より 400~600mm/year も少ない値をとるステーションが存在する。

Fig. 4 にペンマン法 II による計算値の分布を示す。日本付近では 1,000mm 程度で、ソーンスウエイト法と比較してやや大きい。これはすべてのステーションで、Chang (1970) による低緯度の植生を前提としたアルベド値、15% を用いているためと思われる。中・高緯度における植被面のアルベドについて Penman (1963) および Chang (1970) は 25% を与えている。樫根・小林 (1973) が指摘しているように、ペンマン法 II では適切なアルベドの値の評価が蒸発散量の推定精度に重大な影響を与える。

ペンマン法 II による年蒸発散量はフィリピン~マレーシアでは 1,400~1,600mm 程度となり、降水量の少ないタイの中央平野では 1,600~1,800mm 程度となる。インドのデカン高原では 1,800mm を越える年蒸発散量が得られており、同緯度の東南アジアと比較して大きい。図から読み取することは困難であるが、計算値を比較するとペンマン法 II とソーンスウエイト法の差はインドで小さく、東南アジアで大きくなる。フィリピン周辺ではソーンスウエイト法がペンマン法 II を 200mm 以上も上回っている。

FAOCLIM によると東南アジアは降水量が多く、日照率、日射量 (いずれも図は省略) が少な

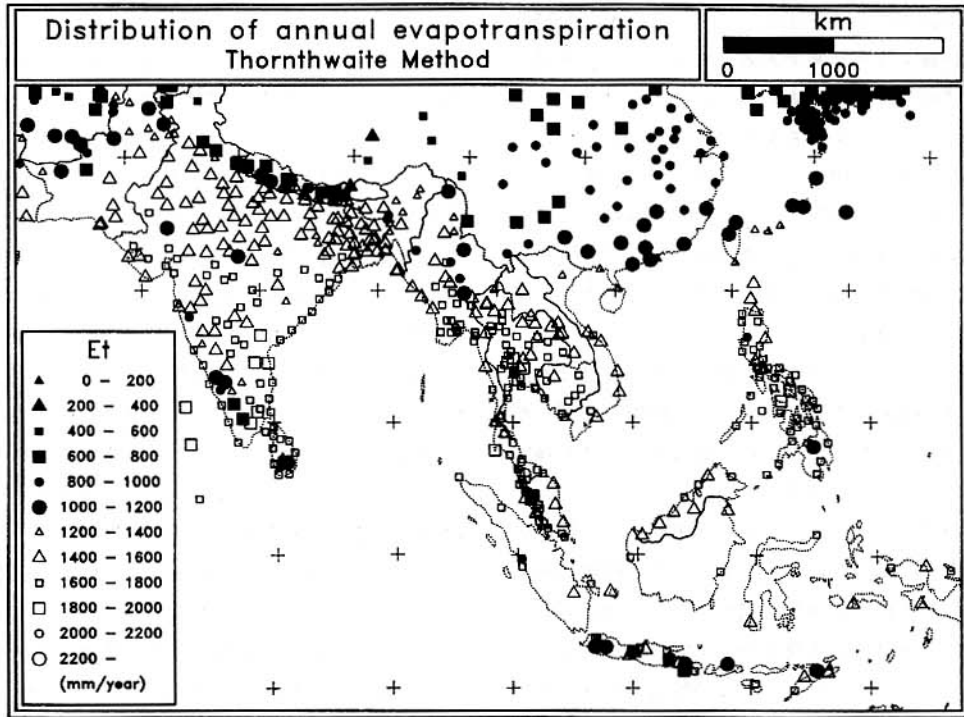


Fig. 2 Distribution of annual evapotranspiration (Et) by Thornthwaite Method.

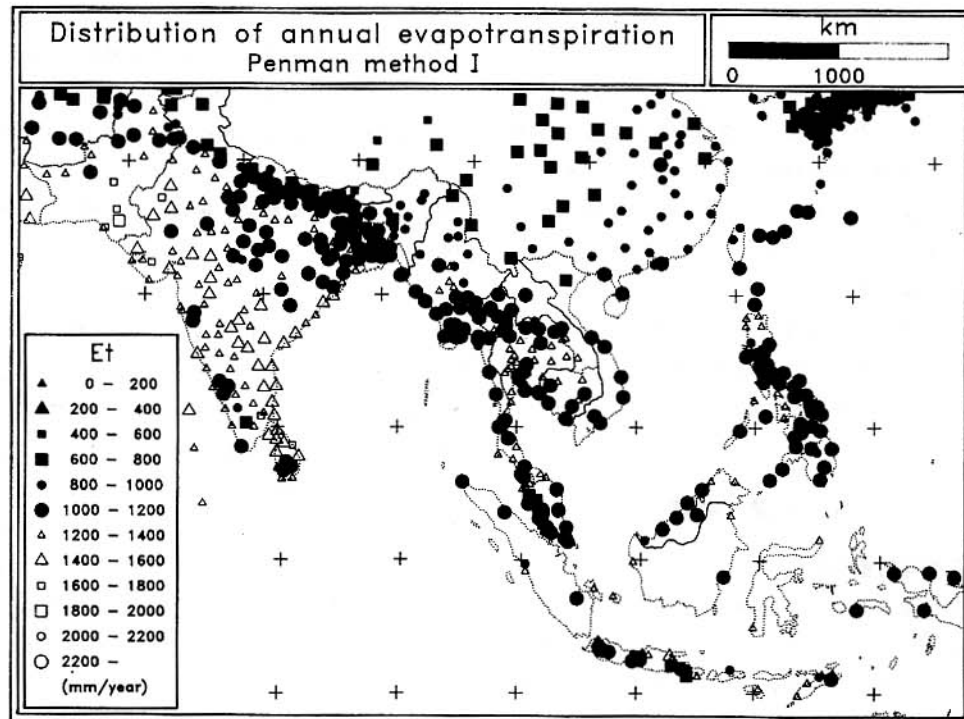


Fig. 3 Distribution of annual evapotranspiration (Et) by Penman Method I.

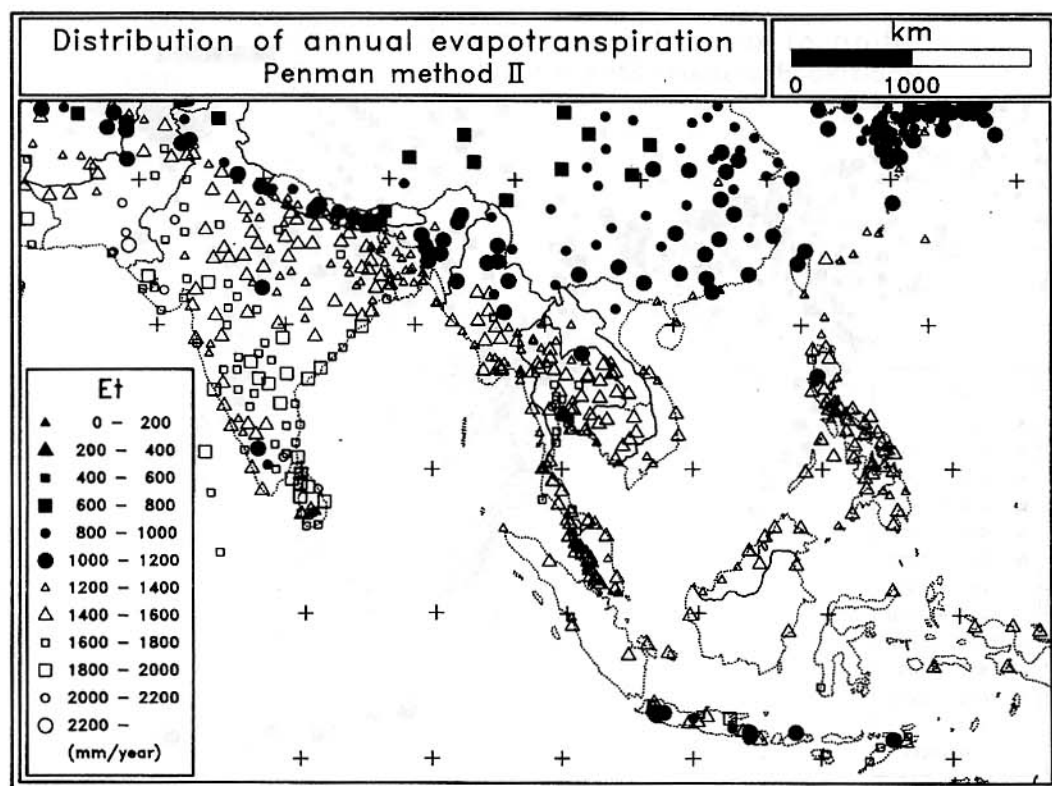


Fig. 4 Distribution of annual evapotranspiration (Et) by Penman Method II with albedo of 15%.

い。一般に、同程度の緯度では降水量の増加は、正味放射量の減少に結び付くと考えられる。したがって、気温は高くても蒸発のために必要なエネルギーは少なくなるため蒸発散量も少なくなる。また、東南アジアでは湿度 (FAOCLIM では水蒸気圧) が高いため、ペンマン法の計算過程で空力項の寄与が小さくなる。これらのことより、東南アジアの湿潤熱帯地域では、ペンマン法IIとソーンスウエイト法の計算値の差が大きくなったと考えられる。

一方、乾燥地域ではペンマン法IおよびIIは蒸発散量を過大評価することが知られている。Figs. 3, 4ではインド、デカン高原からパキスタンにかけて大きな年蒸発散量が得られているが、年降水量ははるかに少ない。たとえば、パキスタンのKARACHIの年降水量は204mmであるが、ペンマン法IおよびIIによる年蒸発散量はそれぞれ1,650, 2,081mmである。乾燥地域において大き

な蒸発散量推定値を導く低湿度は、そこで蒸発が起きていない結果として生じている (樫根, 1989)。したがって、実蒸発散量を推定するためには、水分不足による蒸発抑制効果をモデル化する必要がある。この効果をモデル化する概念のひとつとして補完関係 (Bouchet, 1963) を用いた蒸発散量の推定法である Brutsaert-Stricker 法とモートン法により蒸発散量を計算した。ただし、Brutsaert-Stricker 法では(8)式の制約条件を加え、修正 Brutsaert-Stricker 法としている。

Fig. 5に修正 Brutsaert-Stricker 法による蒸発散量の計算値を示す。中緯度ではソーンスウエイト法と比較して小さな値が得られている。また、東南アジアの湿潤熱帯地域では(8)式の条件によりペンマン法IIと同じ値をとる。一方、インド・デカン高原、パキスタン、アフガニスタンの乾燥地域では補完関係による蒸発散抑制効果が現れて、ソーンスウエイト法やペンマン法I, IIによる蒸

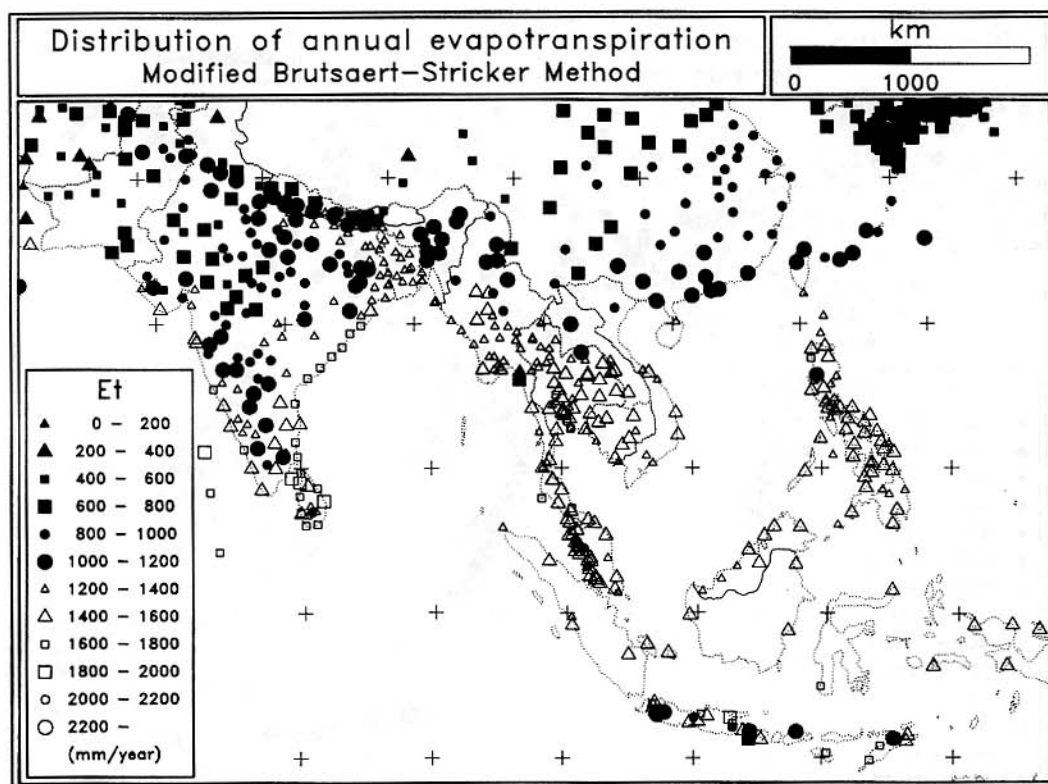


Fig. 5 Distribution of annual evapotranspiration (Et) by modified Brutsaert-Stricker method. Albedo (ρ) and α are set to 15%, 1.26, respectively.

発散量と比較して小さな値が得られている。

Fig. 6 にモートン法による蒸発散量の計算値を示す。修正 Brutsaert-Stricker 法と同様に乾燥地域における蒸発散量が少なく見積もられている。一方、赤道を挟んで南北の緯度10度程度の地域では年蒸発散量が2,000mmを越えるステーションが現れているが、この値は湿潤熱帯地域における年蒸発散量としては過大評価のように思われる。蒸発散量の実測値がない限り、本論で行った計算で得られた値を検証することはできない。しかし、確からしさを検証するいくつかの基準は存在する。その一つが蒸発散量の上限值である。

降水量の増加は日射の減少に結び付き、蒸発のために必要なエネルギーは減少する。そのため、蒸発散量にはある上限値が存在することは定性的に理解できる (樫根・竹内, 1971)。Kayane and Nakagawa (1983) がスリランカにおいて流域水

収支法で求めた蒸発散量に対する検討から樫根 (1989) は、熱帯における年蒸発散量の最大値は1,600mm程度と推定した。同じ値は Solomon (1967) が熱帯地域における流域水収支法により求めた年蒸発散量を年降水量に対してプロットした図からも読み取ることができる。この基準からすると、モートン法は湿潤熱帯地域では蒸発散量を過大評価すると考えられる。

同じ基準からすると、湿潤熱帯地域ではソーンズウエイト法、ペンマン法 II、修正 Brutsaert-Stricker 法は年蒸発散量として妥当な値を与えているように見える。一方、ペンマン法 I はやや過小評価のように見える。月単位で蒸発散量の検討を行う場合には、ソーンズウエイト法は低緯度で精度が落ちることが明らかにされているので (樫根・小林, 1973)、適切なアルベド値を選択したペンマン法 II あるいは修正 Brutsaert-Stricker

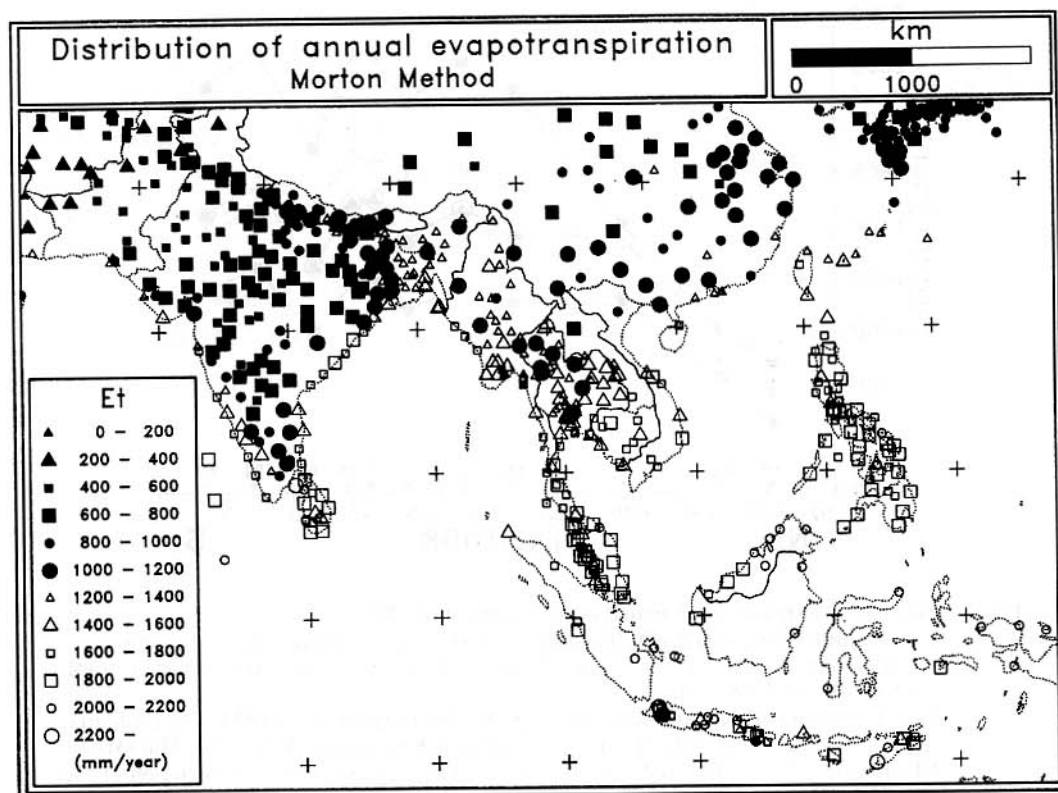


Fig. 6 Distribution of annual evapotranspiration (Et) by Morton method.

法が、湿潤熱帯地域において妥当な月蒸発散量の推定値を与える可能性がある。いずれにせよ、今後とも実測値を集積する努力を行う必要がある。

2. 年蒸発散量と年正味放射量の南北分布

Fig. 7 に日本からフィリピンを通りインドネシアに至る断面における蒸発散量計算値の南北分布を示す。なお、北緯20度以南のステーションについては年降水量が3,000mm以上の条件で選択してある。

各方法で求めた年蒸発散量の差は中緯度では小さいが、低緯度になるほど大きくなっている。各方法とも中緯度で開発された経験式および半経験式であるため、このことは中緯度でパラメタライズされた式をそのまま低緯度へ適用することには問題があることを示唆している。

低緯度ではペンマン法 I が最も小さな値をと

り、年蒸発散量は1,100mm程度の値になっている。前出の Solomon(1967)の図を参照すると、ペンマン法 I の計算値は蒸発散量の下限をさらに下回ることになるため、ペンマン法 I は湿潤熱帯地域における蒸発散量を過小評価すると考えられる。

ペンマン法 I は水面に対する月可能蒸発量に経験的定数 f をかけて蒸発散量を求めているが、この定数 f は季節変化の明瞭な中緯度において経験的に定められた値である。年間の定数 f の値は Table 4 の平均値では0.7になるが、Kayane and Nakagawa(1983)はスリランカにおける α の値の検討から、0.82~0.89と推定している。また、Low and Goh(1972)はマレーシアにおいて0.80~0.98の値を得ている。いずれの場合も0.7より大きい。したがって、年間を通じて温暖で、季節変化のパターンが中緯度とは異なる熱帯地域では中緯度で求められた定数 f の適用は問題があ

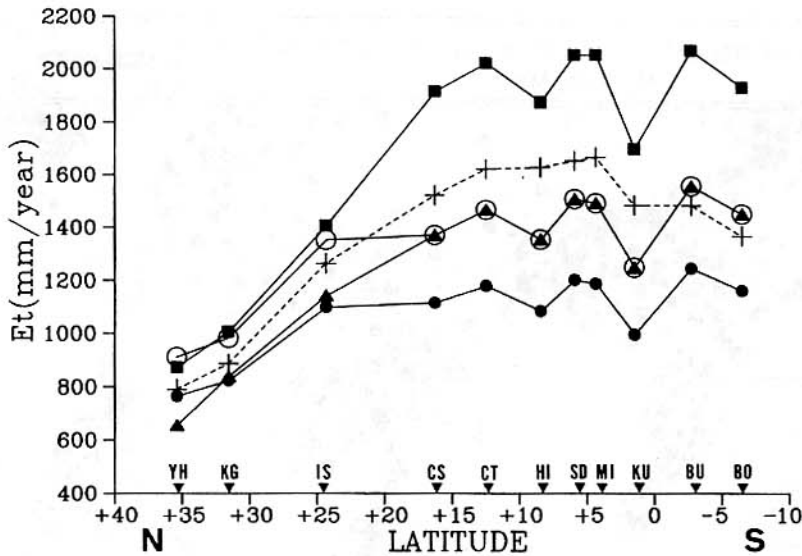


Fig. 7 Latitudinal distribution of annual evapotranspiration (Et).

+ : Thornthwaite method, ● : Penman method I (ρ (albedo)=5%, $f=0.6\sim0.8$) ○ : Penman method II ($\rho=15\%$, $f=1.0$), ▲ : Modified Brutsaert and Stricker method ($\rho=15\%$, $\alpha=1.26$), ■ : Morton method.

YH: Yokohama (JPN), KG: Kagoshima (JPN), IS: Ishigaki-jima (JPN), CS: Casiguran (PHI), CT: Catarman (PHI), HI: Hinatuan (PHI), SD: Sandakan (MAL), MI: Mili (MAL), KU: Kuching (MAL), BU: Buluh Tumbang (INS), BO: Bogor (INS). Abbreviation of the countries is UNDP 3-letter country code used in FAOCLIM.

り、蒸発散量を若干過小評価すると考えられる。

ソーンスウエイト法とペンマン法IIの差は北緯30度では100mm未満であるが、低緯度に向けて徐々に増大し、北緯10度前後でその差は150mm程度となる。なお、北緯20度以北ではペンマン法IIがソーンスウエイト法を上回っているが、中緯度の植生として適当なアルベド値の選択によってこの差は少なくなるはずである。

両者の差の絶対値はアルベド値の設定によって調整は可能であるが、重要な点は年降水量が4,000mmを越す Hinatuan (PHI: 8.43N) や Kuching (MAL: 1.48N) で差が250mm程度まで拡大することである。これは既に述べたように、降水量が多くなると蒸発に必要なエネルギーが少なくなるが、気温はあまり変わらないためソーンスウエイト法では蒸発散量がそれほど減少しないためである。このことが気温のみを入力とするソーンスウエイト法の限界を示しており、低緯度では湿潤な

ほど蒸発散量を過大評価することになる。なお、Buluh Tumbang (INS: 2.75S) と Bogor (INS: 6.50S) では気温が若干低くなっているためソーンスウエイト法の推定値が小さくなった。

修正 Brutsaert-Stricker 法は低緯度でペンマン法IIと重なる。これは、年降水量3,000mm以上の条件でステーションを選択しているため、補完関係による蒸発抑制効果が働いていないためである。北緯20度付近から北で両者の差が開き、北緯30度以北では修正 Brutsaert-Stricker 法が最も小さな値を与える。これは次節で検討するが、正味放射量が小さくなる季節に蒸発散量を過小評価するためである。

モートン法は低緯度になると年間2,000mmを越える非常に大きな蒸発散量を与える。この値は前節の検討からすると過大評価と考えられる。図には示していないが降水量が多い、すなわち湿潤な環境であるほど過大評価の傾向が大きくなって

いる。モートン法は経験式を多く含んでおり、それらの式は中緯度あるいは乾燥地域における観測データから導出されたものであるため、湿潤熱帯への適用には問題があると考えられる。

Fig. 8に Fig. 7と同じ断面における複数の手法で計算した正味放射量(mm/year)の南北分布を示す。

アルベドを15%と設定したペンマン式とモートン式による正味放射量の計算値を比較するとペンマン式による値が小さくなっており、その差は低緯度ほど大きくなっている。陸域のアルベドとしては過小評価の5%を与えたペンマン式とモートン式による計算値は比較的良く一致している。詳しく見ると、中緯度ではモートン法が小さく、低緯度で大きくなっている。したがって、モートン法では低緯度で正味放射量を過大評価するが、その原因のひとつとしてアルベドが考えられる。

モートン法では気象官署のデータから世界各地の蒸発散量を求めるために、アルベドも経験的に

求めている。計算過程で求められるアルベドの分布を検討すると(図は省略)、乾燥地域ほど高くなり、インド西部、パキスタンから中国西部の乾燥地では年平均値で30%を越える値をとっている。日本では10~20%程度の値であるが、フィリピン、マレーシア、インドネシア周辺の湿潤熱帯地域では10%未満の低い値をとる。たとえば、東南アジアで最も降水量の多いマレーシアのKuching (1.48N, 110.33E) (FAOCLIMによる)では年平均アルベドは4.1%に過ぎない。このようにモートン法では湿潤熱帯地域の陸域のアルベド値としては若干小さい値が求められ、このことがモートン法が湿潤熱帯域で蒸発散量を過大評価する原因のひとつであると考えられる。

低緯度で蒸発散量計算値の差が大きくなるのは、すでに述べたように各手法が中緯度で開発された半経験的方法であるからである。経験式を用いる場合には、地域特性を十分加味し、その地域において最も重要と考えられるパラメータを含む

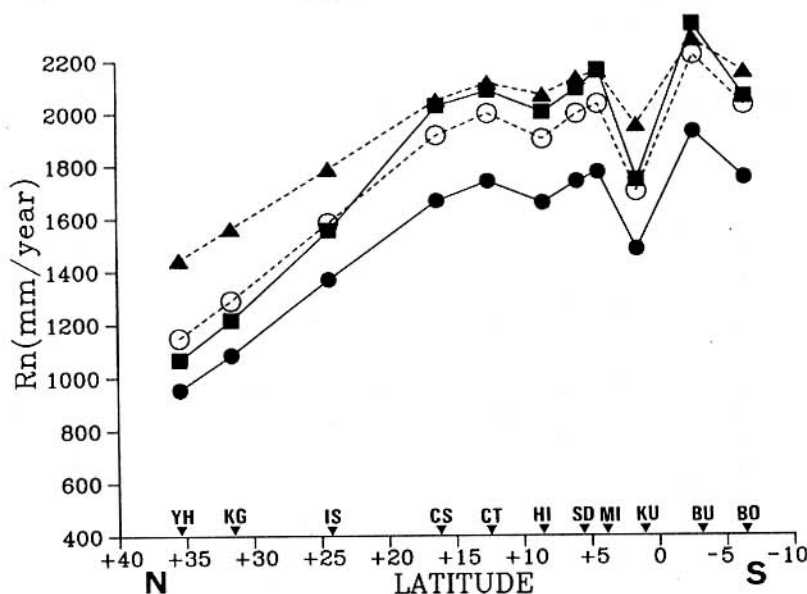


Fig. 8 Latitudinal distribution of net radiation (Rn).

●: Penman (1948) ρ (albedo)=15%, ○: Penman (1948) ρ =5%,
■: Morton (1983), ▲: Fitzpatrick and Stern (1965) ρ =15%.

YH: Yokohama (JPN), KG: Kagoshima (JPN), IS: Ishigaki-jima (JPN), CS: Casiguran (PHI), CT: Catarman (PHI), HI: Hinatuan (PHI), SD: Sandakan (MAL), MI: Mili (MAL), KU: Kuching (MAL), BU: Buluh Tumbang (INS), BO: Bogor (INS).

経験式を開発することが蒸発散量計算の精度向上につながると考えられる。Fig. 7にはオーストラリアのKununurra(15.7S, 128.6E)における観測値から導かれたFitzpatrick and Stern(1965)の方法で計算した正味放射量(アルベドは15%)の分布も示してある。これは低緯度において求められた経験式ではあるが、正味放射量を過大評価する傾向にあり、それは緯度が高くなるほど顕著となる。Fitzpatrick and Sternの式がやや大きすぎる蒸発散量を与えることは、梶根・小林(1973)によっても指摘されている。

3. 月蒸発散量の比較

年間を通して水不足の生じない地域、および雨季と乾季のある地域の代表として2ヶ所のステーションを東南アジアで選定した。また、インドの半乾燥地域において1ヶ所選定し、月蒸発散量の変化を検討した。計算に用いたパラメーターをTable 5に示す。表中の α_p は修正Brutsaert-Stricker法の計算過程で求められるペンマン法

IIの計算値と、その内の放射項の値との比であり、Priestley and Taylor(1972)の α に相当する。

Fig. 9にマレーシアのKuching(1.48N, 110.33E)における月蒸発散量の変化を示す。Kuchingの年降水量は4,052mmあり、月単位の水収支では水不足の生じる月はない。それぞれの手法による月蒸発散量は絶対値の差はあるが、各手法の計算値の変化傾向は同様となった。水不足が生じない状態では(8)式の条件により修正Brutsaert-Stricker法はペンマン法そのものであり、モートン法も基本的にペンマン法と考え方が異なるところはない(Nash, 1989)。絶対値の差は、アルベドの設定値、経験定数 f 、式中の経験式の相違によるものと考えられる。

Fig. 10にタイのChiang Mai(18.78N, 98.98E)における月蒸発散量の変化を示す。Chiang Maiの月降水量は11月～4月には非常に少なくなり、5～10月に多くなる。

Chiang Maiでは各手法ごとの計算値の変化傾向が異なっている。1月から5月は太陽高度の変

Table 5 Input parameters to calculate the evapotranspirations at three representative stations.

STATIONS	Item	M O N T H												ANNUAL
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
KUCHING (MAL) 1.48 N 110.33 E	PR	643	537	333	283	272	202	191	220	265	326	333	447	4052
	AT	25.0	25.3	25.7	26.1	26.4	26.3	26.2	25.9	25.7	25.6	25.4	25.3	25.7
	VP	27.7	28.3	28.4	29.0	29.5	28.9	27.7	27.8	27.5	28.4	28.4	28.3	28.3
	WS	1.8	1.7	1.5	1.2	1.1	1.2	1.2	1.3	1.3	1.3	1.3	1.4	1.4
	SF	28	34	41	47	50	48	47	46	38	38	39	34	41
	α_p	1.16	1.13	1.12	1.10	1.10	1.12	1.15	1.14	1.14	1.11	1.11	1.12	1.13
CHIANG MAI (THI) 18.78 N 98.98 E	PR	14	6	19	49	169	146	181	242	258	128	37	13	1262
	AT	20.0	22.2	25.6	28.3	28.0	27.1	26.7	26.2	26.2	25.5	23.4	20.6	25.0
	VP	16.7	16.5	17.7	21.6	26.6	27.9	27.8	28.3	28.4	26.6	22.7	17.5	23.2
	WS	0.7	0.8	1.0	1.3	1.2	1.1	0.9	0.8	0.8	0.8	0.6	0.6	0.9
	SF	82	85	77	72	60	43	35	35	45	60	72	80	62
	α_p	1.22	1.25	1.30	1.29	1.18	1.15	1.14	1.11	1.10	1.12	1.14	1.22	1.19
NEW DELHI (IND) 28.58 N 77.20 E	PR	22	19	13	7	13	67	202	197	123	18	2	9	692
	AT	14.6	18.5	24.5	31.1	35.4	35.2	31.6	30.3	30.0	27.1	21.0	15.9	26.3
	VP	9.1	9.0	10.0	10.2	13.5	21.1	29.7	29.8	25.4	15.6	9.5	8.9	16.0
	WS	1.6	1.9	2.0	2.0	2.4	2.7	1.9	1.7	1.6	1.2	1.2	1.3	1.8
	SF	73	79	69	73	71	54	47	49	62	79	87	80	69
	α_p	2.43	2.23	2.09	2.02	1.96	1.79	1.32	1.27	1.37	1.66	2.69	3.16	2.00

PR: Precipitation (mm), AT: Air Temperature (°C), VP: Vapour Pressure (hPa)

WS: Wind Speed (m/s), SF: Relative Sunshine Fraction (%), α_p : the ratio of potential evapotranspiration to its radiation term, which corresponds to the α in Priestley-Taylor method.

化に伴う日射量の増加に応じてそれぞれの手法による蒸発散量は増加しているが、雨季の6月から7月にかけて減少に転じる。5月以降の降水量の

増加に伴いペンマン法 I, II および修正 Brutsaert-Stricker 法は急激な減少傾向に転じるが、ゾーンスウェイト法では減少の割合は大きな

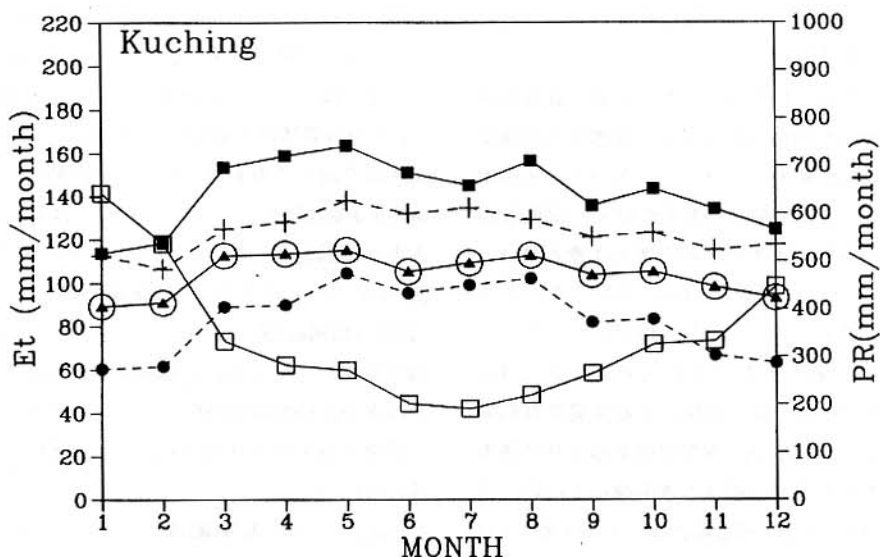


Fig. 9 Monthly evapotranspiration (Et) at Kuching, Malaysia.

□: Monthly Precipitation (PR), +: Thornthwaite Method, ●: Penman Method I, ○: Penman Method II, ▲: Modified Brutsaert-Stricker Method, ■: Morton Method.

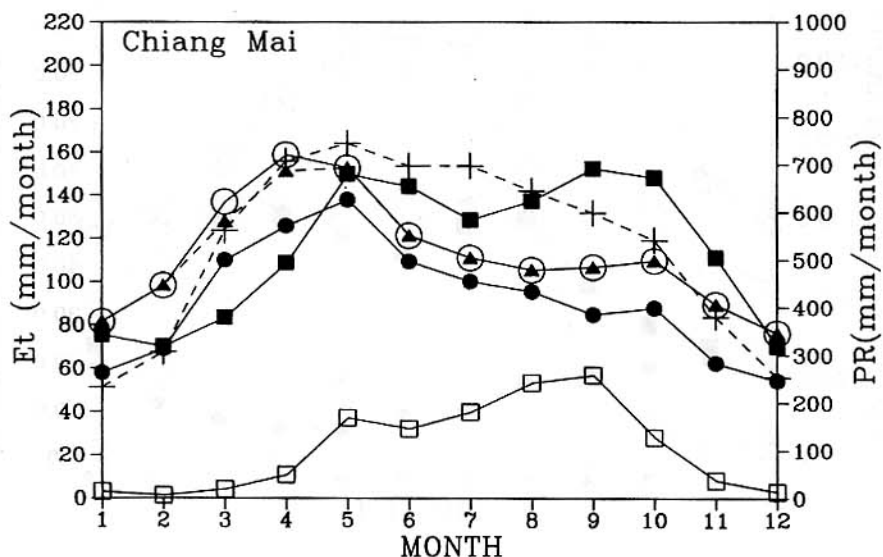


Fig. 10 Monthly evapotranspiration (Et) at Chiang Mai, Thailand.

□: Monthly Precipitation (PR), +: Thornthwaite Method, ●: Penman Method I, ○: Penman Method II, ▲: Modified Brutsaert-Stricker Method, ■: Morton Method.

い。これは、それぞれの手法が熱収支に基礎を置くか、気温による経験式であるかの違いであると考えられる。乾季にはモートン法では修正 Brutsaert-Stricker 法より蒸発散抑制効果が強く現れており、モートン法は降水量が最も少ない2月に最小値が現れている。

7月から8月にかけてペンマン法 I, II および修正 Brutsaert-Stricker 法では、降水量の増加に伴い蒸発散量が減少しているが、モートン法は増加している。この時期は日照率が低く、湿度も高いため、定性的には蒸発散量の増加は考え難い。そこで、Fig. 11 に Chiang Mai におけるモートン法の計算パラメーターを示し、検討を行った。

Fig. 11 によると乾季には E_w を挟んで E_p と E_{ac} の差が大きくなり、補完関係による蒸発散抑制効果が強く現れているが、雨季が始まる5月に降水量が増加すると両者の差は小さくなっている。7月と8月の E_w はほぼ同じ値となっているが、8月には降水量の増加に伴い可能蒸発散量 E_p が減少し、補完関係によって E_{ac} は増加している。した

がって、エネルギー条件が同じでも補完関係によって蒸発散量が増加することがある。なお、9月は降水量は最大となるが、日照率も大きくなるため、 E_{ac} は増加している。

Fig. 10 ではモートン法は降水量の多い時期に他の方法より蒸発散量が大きくなっている。モートン法ではアルベドも経験式を用いて求めているが、その計算値は Fig. 11 に示したように8、9月が年間を通じて最も低くなる。その時のアルベド値の6.1%は陸面のアルベドとしては若干低すぎるように思える。たとえば、低緯度における植被面のアルベドとして Fitzpatrick and Stern (1965) は18%、Chang (1970) は15%としている。前節でも検討したように、湿潤環境におけるアルベドの過小評価が湿潤熱帯地域においてモートン法が蒸発散量を過大評価する原因のひとつであると考えられる。

Fig. 12 は半乾燥地域であるインドの New Delhi (28.58N, 77.20E) における月蒸発散量の変化である。ソーンスウエイト法、ペンマン法 I,

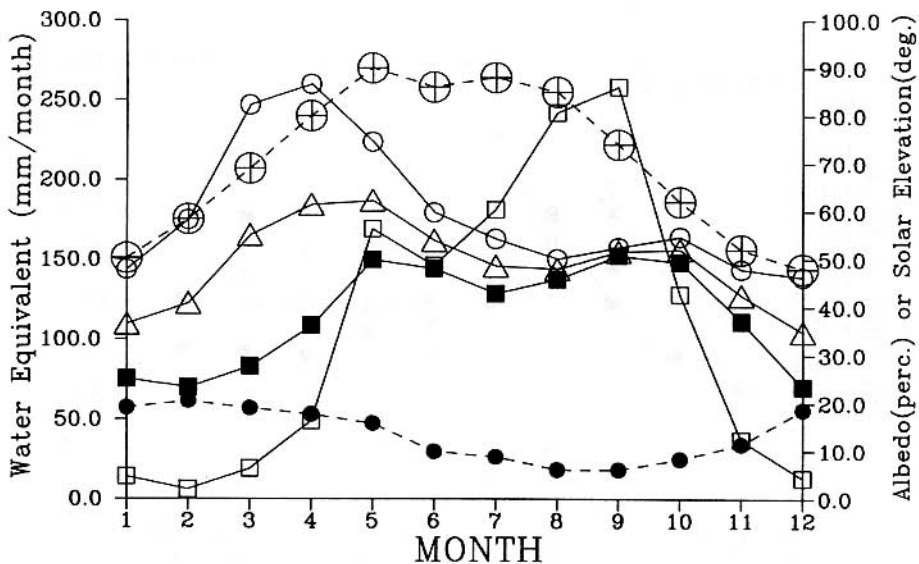


Fig. 11 Components and input parameters of evapotranspiration calculation by Morton method at Chiang Mai, Thailand.

□: Monthly precipitation, ■: Morton method (E_{ac}), △: Wet environment evapotranspiration (E_w), ○: Potential evapotranspiration (E_p), ⊕: Solar elevation, ●: Albedo.

IIは太陽高度の変化に応じた年周変化を示しており、乾季においても高い蒸発散量を示している。修正 Brutsaert-Stricker 法およびモートン法では乾季には補完法に基づく水分不足による蒸発の抑制効果が強く現れ、蒸発散量計算値が小さくなっている。

修正 Brutsaert-Stricker 法では冬季の11~12月に蒸発散量計算値が負の値をとっている。これは New Delhi は緯度が比較的高く、冬季における正味放射量が小さくなるためである。(7)式によると $\alpha=1.26$ とした修正 Brutsaert-Stricker 法ではペンマン法の計算値と放射項の比として求めた α_p が 2.52 (2×1.26) 以上になると蒸発散量が負になってしまう。Table 5 によると11月と12月の α_p は 2.52 を越えているため、New Delhi における蒸発散量計算値は負の値になった。したがって、Brutsaert-Stricker 法は正味放射量の小さくなる季節には蒸発散量を過小評価することになる。なお、Brutsaert-Stricker 法が冬季に蒸発散量を過小評価することは Ben-Asher (1981) をはじめとしていくつかの報告がある。大槻ほか (1984)、大

槻 (1989) では Morton (1978) の考案した移流項を取り入れることによってこの問題に対処しているが、正味放射量が小さい場合でも補完関係における湿润環境の蒸発散量 E_w に Priestley-Taylor 法を用いる部分に問題があると思われる。Ben-Asher (1981) では E_{ac} が負になる場合には、実蒸発散量が (飽差/群落抵抗) に比例すること (Federer, 1975) を利用した定式化を行なっている。なお、Brutsaert and Stricker (1979) では夏期 (6~9月) の解析例のみを扱っており、冬期のデータは扱っていない。

V. まとめ

1,000km を越えるスケールの広域の水収支を評価するための蒸発散モデルとしては、比較的入手しやすい気象観測要素のみを入力パラメータとするモデルが現実的な選択のひとつである。このような蒸発散量推定法として、ソーンスウェイト法、ペンマン法、(修正) Brutsaert-Stricker 法およびモートン法を取り上げ、それらの計算値の空

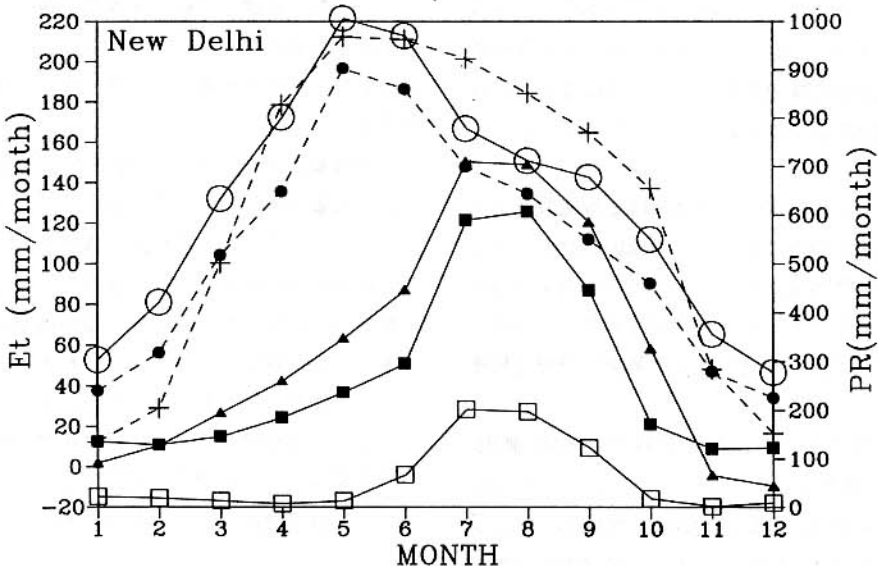


Fig. 12 Monthly evapotranspiration (Et) at New Delhi, India.

□: Monthly Precipitation (PR), +: Thornthwaite Method, ●: Penman Method I, ○: Penman Method II, ▲: Modified Brutsaert-Stricker Method, ■: Morton Method.

間分布に関する検討を行なった。

対象とした地域は、日本付近から西はパキスタン、南はインドネシアにわたるモンスーンアジア地域である。この範囲の中には湿潤熱帯から乾燥地域まで様々な気候条件の地域が含まれる。これらの地域を対象として、上記の手法を適用する場合の問題点を明らかにするために、各手法で求めた蒸発散量の空間分布の比較を行った。

得られた結果をまとめると下記の通りである。

- (1) 蒸発散量計算値の分布を検討すると、中緯度では各手法による計算値の差は小さいが低緯度で大きくなる。これは、樫根・小林(1973)で指摘されているように、中緯度で開発された手法を低緯度に適用することは問題があることを示唆している。
- (2) アルベドを5%とした水面蒸発量に経験定数 f を掛けるペンマン法 I は低緯度で蒸発散量を過小評価する。季節変化の明瞭な中緯度で求められた経験定数 f を低緯度に適用することに問題があると思われる。
- (3) 低緯度ではソーンスウエイト法とペンマン法 II、修正 Brutsaert-Stricker 法の差は降水量が多い（したがって、正味放射量が小さい）地域ほど大きい。これは、降水量の多い低緯度地域では気温と正味放射量との間に中緯度で認められる相関関係がみられなくなるためと考えられる。
- (4) モートン法は湿潤熱帯における蒸発散量を過大評価する傾向にある。その原因のひとつとして湿潤熱帯地域におけるアルベドの過小評価が考えられる。モートン法におけるアルベド算定アルゴリズムの改良によって蒸発散量推定精度が上がる可能性がある。
- (5) 低緯度における年蒸発散量の上限値(樫根, 1989)の基準からすると、ソーンスウエイト法、ペンマン法 II、修正 Brutsaert-Stricker 法は妥当な値を与えている。月単位で蒸発散量の検討を行う場合には、ソーンスウエイト法は精度が落ちることが明らかにされているので(樫根・小林, 1973)、ペンマン法 II あるいは修正 Brut-

saert-Stricker 法で適当な推定値が得られる可能性がある。乾燥地域も含める場合には補完関係を利用した修正 Brutsaert-Stricker 法が確からしい蒸発散量推定値を与えると考えられるが、その場合は正味放射量が小さくなる季節の蒸発散量の過小評価を補償する定式化を行なう必要がある。

以上、複数の蒸発散量推定式の計算値を比較・検討してきたが、蒸発散量の実測値がない限り、どれが正しいかという議論は不可能である。今後はまず現場において流域水収支法や実測による蒸発散量の真値を集積する努力を行うべきであろう。

近年は蒸発散に関わる面的情報、すなわちメッシュマップやリモートセンシングデータの利用が可能となってきた。たとえば、近藤(1991)では数値情報とリモートセンシングデータを Kotoda (1986)のモデルに組み込むことによって、100km スケールで蒸発散量の空間分布とその経年変化を求めた。様々な地理情報を用いて蒸発散計算に必要なパラメーターを点から面に拡張することによって広域の蒸発散モデルを構築することができると。その際の基礎式の検討は本論で扱ったような推定法が出发点となると思われる。今後、広域の蒸発散量分布を求めるためには、以下の検討が必要であろう。

- (1) 半経験式を用いて蒸発散量を推定する際には、対象地域において蒸発散に対する感度の高いパラメーターを含む経験式を構築することが蒸発散量推定の精度向上につながる。特に湿潤熱帯地域を対象とした正味放射量の推定式を確立することが重要であると考えられる。
- (2) 人工衛星リモートセンシングによって容易に得られる物理量、たとえば植生指標や輝度温度等を組み込んだ基礎式を開発することが、分布型の広域蒸発散モデルの開発において重要である。
- (3) リモートセンシングでは計測不可能あるいは精度が上げられない項目に対しては、数少ない地上観測点のデータを空間的に補間し、広域の

データセットを作成することが重要である。補間に必要なグローバルデータセットの作成、収集は複数の機関によって始められており（たとえば、EPA, 1992）、それらのデータを有効利用していく必要がある。

謝 辞

東京都立大学理学部の篠田雅人博士にはFAO-CLIMについて貴重な意見を頂いた。厚く御礼を申し上げる。本研究の概要は水文科学会1993年度学術大会で発表した。

参考文献

- 大槻恭一・三野 徹・丸山利輔(1984)：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)－。農土論集, **112**, 17-23。
- 大槻恭一(1989)：補完関係を利用した流域蒸発散量の推定。水文・水資源学会誌, **1**, 83-93。
- 樫根 勇・竹内 皓(1971)：本邦における河川の年流出率について。地理評, **44**, 347-355。
- 樫根 勇(1972)：モンスーンアジアの水文地域。東京教育大学地理学研究報告, **XVI**, 33-47。
- 樫根 勇・小林 守(1973)：モンスーンアジアの蒸発散量－とくにその気候学的推定法について－。吉野正敏編著「モンスーンアジアの水資源」, 古今書院, 55-70。
- 樫根 勇(1980)：「水文学」, 大明堂, 272p。
- 樫根 勇(1989)：「水と気象」, 現代の気象テクノロジー第1巻, 朝倉書店, 180p。
- 近藤昭彦(1991)：地表面被覆の変化に伴う広域可能蒸発散量の経年変化－多摩丘陵地域における解析例－。日本リモートセンシング学会誌, **11**, 213-224。
- 中川慎治(1982)：蒸発散の概念とその適用性について。筑波大学水理実験センター報告, **6**, 53-62。
- Ben-Asher, J. (1981): Estimating evapotranspiration from the Sonoita Creek Watershed near Patagonia, Arizona. *Water Resour. Res.*, **17**, 901-906。
- Bouchet, R.J. (1963): Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique. *Int. Assoc. Sci. Hydrol., Publ. No. 62*, 134-142. (Morton (1983) より引用)
- Brutsaert, W. and Stricker, H. (1979): An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. *Water Resour. Res.*, **15**, 443-450。
- Chang, Jen-hu (1970): Global distribution of net radiation according to a new formula. *Ann. Assn. Am. Geogr.*, **62**, 340-351。
- Davis, J.S. and Allen, C.D. (1973): Equilibrium, potential and actual evaporation from cropped surfaces in southern Ontario. *J. Appl. Meteor.*, **12**, 649-657。
- Dunne, T. and Leopold, L.B. (1978): *Water in environmental planning*. Freeman, 818p。
- Environmental Protection Agency, U.S. (1992): Global ecosystems database version 1.0. (on CD-ROM)
- Federer, C.A. (1975): Evapotranspiration. *Rev. Geophys. Space Phys.*, **13**, 442-445。
- Fitzpatrick, E.A. and Stern, W.R. (1965): Components of radiation balance of irrigated plots in a dry monsoonal environment. *J. Appl. Meteor.*, **4**, 649-660。
- Kayane, I. and Nakagawa, S. (1983): Evaporation and water balance in Sri Lanka. Edited by Yoshino, M.M., Kayane, I. and Madduma Bandara, C.M., *Climate, Water and Agriculture in Sri Lanka*, Univ. of Tsukuba, 127-138。
- Kotoda, K. (1986): Estimation of river basin evapotranspiration. *Environ. Res. Cent. Pap., Univ. of Tsukuba*, **8**, 66p。
- Low, K.S. and Goh, K.C. (1972): The water balance of five catchments in Selangor, West Malaysia. *J. Trop. Geogr.*, **35**, 60-66。
- Morton, F.I. (1978): Estimating evapotranspiration from potential evaporation: Practicality of an iconoclastic approach. *J. Hydrol.*, **38**, 1-32。
- Morton, F.I. (1983): Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *J. Hydrol.*, **66**, 1-76。
- Nash, J.E. (1989): Potential evaporation and "the complementary relationship". *J. Hydrol.*, **111**, 1-7。

- Penman, H.L. (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. London*, **A193**, 120-145.
- Penman, H.L. (1963): *Vegetation and hydrology*. Commonwealth Bureau of Soils, Harpenden, 124p. (梶根・小林(1973)より引用)
- Priestley, C.H.B. and Taylor, R.J. (1972): On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Mon. Weather Rev.*, **100**, 81-92.
- Slatyer, R.O. and McIlroy, I.C. (1961): *Practical microclimatology*. CSIRO, Melbourne, Australia, 310p. (Davies, J.A (1972)より引用)
- Solomon, S. (1967): Relation between precipitation, evaporation, and runoff in tropical-equatorial regions. *Water Resour. Res.*, **3**, 163-172.
- Thornthwaite, C.W. (1948): An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.*, **38**, 55-94.

(受付 1993年4月20日)

(受理 1994年1月17日)

この論文に対する「討論」を1994年8月31日まで受け付けます。