

ポテンシャル蒸発量の定義と気候湿潤度

近藤 純正*・徐 健青**

要旨

ポテンシャル蒸発量は地域の熱収支・水収支の気候学的状態を表す重要なパラメータの1つである。しかし、従来はいろいろな定義による計算値や観測値がポテンシャル蒸発量として用いられてきた。そこで今回、ポテンシャル蒸発量を明確に定義する仮想的な地表面を提案した。この新しい定義に基づいて、日々の気象資料による正確な計算値を求め、それと月平均気象要素による近似値を比較した。中国各地について調べたところ、月平均気象要素による計算でもかなり正確なポテンシャル蒸発量を得ることが分かった。年ポテンシャル蒸発量では約2% (最大5%) 以内の精度で、月ポテンシャル蒸発量では3 mm程度 (最大15 mm程度) の誤差で近似値が得られた。

筆者らの提案したポテンシャル蒸発量を生じる仮想的な地表面とは、アルベードや空気力学的諸パラメータが明確に定義されるもので、具体的には空気力学的にやや粗な湿った黒い土壌面または田植え直後の水田に近いような地表面である。そこで、このポテンシャル蒸発量と、広い水面の蒸発量及び粗度が大きくて1年中濡れた植生地の蒸発量を比較した。ポテンシャル蒸発量は±40%程度の違いで、これらの中間にある。

降水量とポテンシャル蒸発量の比を「気候湿潤度」と呼び、熱収支的な気候区分に利用することを提案した。そうして気候湿潤度の年々変動の例を示した。

1. はしがき

地球の気候とその変動を担うエネルギー・水循環の仕組みの解明と、水資源・水利用に与える影響予測のための基礎的研究「アジアモンスーンエネルギー・水循環研究観測計画」(GEWEX Asian Monsoon Experiment, 略称 GAME) がアジア各地で推進されている。筆者らの研究グループによって、その準備研究が約10年間にわたり行われた結果、土壌パラメータや植生パラメータが既知であれば、地上のルーチン気象資料を用いて、裸地面や植生地における熱収支・水収支量の日変化や季節変化が計算で求められるようになった。植生地については、森林の蒸発散量の季節変化が再現でき(近藤ほか, 1992a, b), また水田の熱収支の日変化と季節変化が再現された(Kimura and Kondo, 1998)。

特に、中国各地の裸地面については、詳細に調べられた(近藤・徐, 1996b; 1996c; 1997a; Kondo and Xu, 1997)。それによれば、年蒸発量と年降水量と年流出量の3水文量の関係は、土壌の種類とポテンシャル蒸発量で表される。この関係からのばらつきは、降水の集中性・変動性及び冬期の積雪の有無によって生じる。つまり、同じ年降水量でも、大量の降雨が集中的に起こる気候では流出量が多く蒸発量は少ないが、やや均等的な降雨が頻繁に起こる気候では土壌は湿っていることが多く、蒸発量は多くなる。この関係は、年降水量と年蒸発量をポテンシャル蒸発量で無次元化することで見いだされた(近藤, 1997a, 図-7; Kondo and Xu, 1997, Fig. 16)。この意味で、ポテンシャル蒸発量はその地域の熱収支気候を表現する最も重要なパラメータである。

従来のポテンシャル蒸発量(蒸発散量)は、例えば「水の供給が十分に行われているときの蒸発量」と定義されている。しかし、水の供給が十分に行われていても地表面の植生の種類・状態、その他の条件が異なれ

* 東北大学名誉教授 ** 東北大学理学部地球物理学教室
—1997年4月28日受領—
—1997年8月6日受理—

ば蒸発量は違ってくる。それゆえ、この定義はあいまいで、具体的にはいろいろな量がポテンシャル蒸発量として代用されてきた(近藤, 1989)。また, Penman式(1948; 1956)によるポテンシャル蒸発量もある。この式では、正味放射量が気象条件として用いられている。正味放射量は同じ地域であっても地表面の種類によって数十%の差がある(例えば近藤・徐, 1997b)。そのため、ポテンシャル蒸発量はその比率だけ違ってくる。近年、各地の水収支量をより正確に知りたいという要求があり、従来の定義のあいまいさを除き、しかも計算が簡単にできるポテンシャル蒸発量を定義する必要性が生じてきた。そこで、筆者らは当初次のように定義した(近藤, 1994a; Kondo and Xu, 1997)。すなわち、「土壌が毎日、飽和含水率の状態にあるとした場合の蒸発量、ただし、地表面温度は毎日の平均熱収支で決まる“平衡温度”とする。」ここに、飽和含水率の状態とは、土壌の全孔隙が水で占められ、蒸発が十分に行われる状態を指し、“平衡温度”とは、後述の式(8)を満足するときの温度である。

この定義は、地表面が裸地面に限定されたものになっている。気候学的あるいは水資源的な観点からすると、ポテンシャル蒸発量は地表面の種類によって変わらず、各地域に固有の値であることが望ましい。そこで、本報告では各地域に固有の値として用いることのできるポテンシャル蒸発量を定義し、その具体的な計算方法と近似的な計算方法を示す。なお、本報告で定義されるポテンシャル蒸発量の値は、筆者らが用いてきた従来のものとほとんど変わらないが、今回は、地表面の定義をより明確にし、また、具体的な計算を簡単に行えるようにしたものである。

本報告の最後には、気候域を区分するために、「気候湿潤度」を定義し、その年々変動の例を示し、水文学的な解釈を行う。

2. ポテンシャル蒸発量の定義

ポテンシャル蒸発量は風速や気温など実測の日平均気象要素を用いて計算される蒸発量とする。はじめに、その計算値が代表する地域について説明しておこう。この地域とは、各気象観測所で観測された気象要素が代表する広さである。日本の多くの気象官署で観測される気象要素は、水平スケール10~50 kmの範囲を代表していると考えられる。しかし、アメダス観測所のうち、観測された風速が例えば特定の建物等の影響を受けている可能性のある地点では、その代表性がない。

宮城県・山形県・福島県の3県に展開されたアメダス67個所のうち、29個所(43%)がごく近くの建物や地物の影響を受けていて風速に代表性がない(桑形・近藤, 1990)。そのような場合には、「地域代表風速」を用いることを勧めたい(近藤・中園, 1993; 近藤, 1994b)。

ポテンシャル蒸発量の定義は「地中伝導熱がゼロの黒い湿った仮想面を想定し、その表面温度が毎日の日平均熱収支で決まる『平衡温度』にあるとしたときの蒸発量」とする。つまり、計算が容易にできるように、地表面温度が1日中一定とした仮想面からの蒸発量である。ただし、この仮想面の空気力学的粗度は $z_0 = 0.005 \text{ m}$ とし、また、顕熱の交換速度($C_H U$)は以下の式で定義されるものとする。

$$C_H U = a + b \times U_1 \quad (1)$$

ここに U_1 は高度1 mの風速(単位: ms^{-1})、 a と b は係数である。本研究では中国の資料によって検討するが、中国のルーチン観測では観測露場の高度約10 mで風速が測られており、

$$U_1 = 0.7 \times \text{風速の観測値} \quad (2)$$

によって推定できる。これは、風速の対数分布を仮定し、地表面の粗度が0.005 mのとき、高度1 mと10 mにおける風速の比が0.7であることに基づく。風速が弱く地表面温度(T_s)が気温(T)に比べて高い場合($\Delta T > 0.5^\circ\text{C}$)、自然対流の状態では

$$C_H U = c \times \Delta T^{1/3} \quad (3)$$

とする。ただし、 ΔT (単位: $^\circ\text{C}$)は地表面温度と気温の差(正確には仮温位差)である(Kondo and Ishida, 1997)。式(1)と(3)を比べて大きい値を用いる。現実の地表面では、係数 a, b, c は地表面の種類によって異なるわけであるが、ポテンシャル蒸発量を定義する黒い仮想面は第1表に示す値を持つものとする。係数 a, b, c の数値は空気力学的にやや粗な土壌面、または田植え直後の水田を想定して与えられたものである(第4図の太い実線)。

上記の仮想面に対する熱収支式とバルク式は、次のように表される。地中伝導熱=0としているので、

$$R^{\downarrow} = \epsilon \sigma T_s^4 + H + \epsilon E \quad (4)$$

$$H = c_p \rho C_H U (T_s - T) \quad (5)$$

第1表 ポテンシャル蒸発量を生じる仮想面の諸係数.

パラメータ	数値 (備考)
アルベード: ref	0.06 (水面に相当)
赤外射出率: ϵ	0.98
蒸発効率: β	1 (水面に相当)
空気力学的粗度: z_0	0.005 m
気温分布の粗度: z_T	0.0003 m
交換速度の係数: a	0.0027 ms^{-1}
同: b	0.0031
自然対流の係数: c	0.0036 $ms^{-1}K^{-3}$

$$\epsilon E = \epsilon \rho \beta C_H U (q_s - q) \tag{6}$$

ただし, 式 (4) の左辺は既知の入力放射量

$$R \downarrow = (1 - ref) S \downarrow + \epsilon L \downarrow \tag{7}$$

である. ここに, H は顕熱輸送量, E は蒸発量, ϵ は気化の潜熱, $S \downarrow$ は日射量 (全天日射量), $L \downarrow$ は大気放射量 (下向きの長波放射量), q は大気比湿, q_s は地表面温度 T_s に対する飽和比湿である. 入力放射量とは, 日射と大気放射のうち地表面に吸収される分であり, 上式右辺の第1項の $(1 - ref)$ は日射の地表面に吸収される割合, 第2項の ϵ は大気放射の地表面に吸収される割合で式 (4) の ϵ と同一の値である. 式 (4) ~ (6) から次式を得る.

$$R \downarrow - \epsilon \sigma T_s^4 - c_p \rho C_H U (T_s - T) - \epsilon \rho \beta C_H U (q_s - q) = 0 \tag{8}$$

この式に日平均気象要素 ($R \downarrow$, T , q , $C_H U$) を用いて, 逐次近似法で解けば, 日々の地表面温度 T_s と顕熱輸送量 H , 及び潜熱輸送量 ϵE (または蒸発量 E) が同時に求められる. このときの蒸発量がポテンシャル蒸発量 E_p である. E_p は月ポテンシャル蒸発量, あるいは年ポテンシャル蒸発量として日々の気象資料から求める.

3. ポテンシャル蒸発量の計算方法

(a) 熱収支厳密計算法

計算に必要な気象要素は, 気温, 比湿, 風速, 日射量, 大気放射量の日平均値である. 定義に従ってポテンシャル蒸発量を求めるには, まず, $(T_s - T) = -10^\circ C$ と仮定して式 (8) に代入する. $(T_s - T)$ を少しずつ変化させ, 逐次近似の方法によって収束値を求める. その計算の際, 地表面の飽和比湿 q_s は T_s の関数として式で与えられる.

① 左辺 > 0 のとき, $(T_s - T)$ を $0.2^\circ C$ 大きくして再び式 (8) を計算する. 左辺 < 0 になるまで同様に計算を繰り返す.

② 左辺 < 0 となれば, こんどは $(T_s - T)$ を $0.01^\circ C$ 小さくして式 (8) を計算する. 左辺 > 0 になるまで同様に計算を繰り返す.

③ 左辺 > 0 となれば, こんどは $(T_s - T)$ を $0.001^\circ C$ ずつ大きくし, 左辺 ≤ 0 になるまで計算を繰り返す. そのときの $(T_s - T)$ が収束値である. そうして式 (5) (6) から得られる H と ϵE が顕熱・潜熱輸送量の正しい値である. なお, ②と③の途中で左辺 = 0 となった場合も正しい値である.

(b) 気象要素の月平均値を用いる近似計算法

日々の気温, 比湿, 風速, 日射量, 大気放射量の代わりにそれらの月平均値を用いて, (a) と同様な計算を行う. この場合は資料数が少なくてもよいことになる.

この方法によって, 月ポテンシャル蒸発量と年ポテンシャル蒸発量を求めることができる.

(c) 日照時間の月間値を用いる簡易計算法

中国などの多くの観測所では日照時間が長期間にわたって観測されている. 日照時間の月平均値を求め, 日射量と大気放射量の月平均値を推定する. その際, 大気上端の日射量として毎月15日の値を計算する (近藤, 1994b, p. 57; p. 86~p. 91). この方法によって, ポテンシャル蒸発量の月間値と年間値を求めることができる.

なお, 中国の砂漠域で強い黄砂のある場合 (地点によって年間数日ある), 日射量と大気放射量を求めたい場合には, 日照時間と小型蒸発計蒸発量の資料を用いる (近藤・徐, 1996d).

(d) 小型蒸発計蒸発量の年間値を用いる推定法

小型蒸発計蒸発量についてはいろいろな議論があった. その一例として, Budyko (1971) は, 地表面の最大蒸発量 (蒸発散量) は正味放射量 (純放射量) に近づくと考えていた. しかし, 「ボーエン比の気温依存性の性質」 (近藤, 1994b) によって, 気温の高い低緯度では最大蒸発量 (ポテンシャル蒸発量とみなす場合もある), あるいは水面蒸発量は正味放射量にほぼ等しくなるが (近藤, 1997, 図-1; 近藤・桑形, 1992, 図-7), 気温の低い中・高緯度ではこの関係は成立しなくなる. さらに, 小型蒸発計の水面は自然水面より狭くて浅いことによって広い自然水面からの蒸発量と異なる等の理由から, 日本や旧ソ連では小型蒸発計蒸発量の観測は中止した. 一方, 中国や東南アジア及び赤道付近の

国々では、いまでもこの観測は続けられている。熱収支的に考察してみると、小型蒸発計は放射計に匹敵する一種の熱収支計であり（近藤・徐，1996c），その蒸発量は広い水面からの蒸発量，あるいはポテンシャル蒸発量と値そのものは異なるが，これらの間には高い相関関係にある（近藤・桑形，1992，図-8；近藤・徐，1996a，表-3）。それゆえ，長期にわたって存在する小型蒸発計蒸発量の観測資料は利用価値が高い。

中国などの各地で行われている小型蒸発計による蒸発量は，直径20 cm 深さ10 cm の銅製容器に深さ10 mm（蒸発量が多い乾燥域では20 mm 以上）の水を入れて1日ごとに観測されている。この測器は，容器が小さいことと，側壁による風の遮蔽効果と日射を多く受ける効果によって日中の水温が著しく上昇し，蒸発量は自然水面より多くなる。水温の上昇量は，地温日較差または気温日較差と相関関係が大きいことを考慮して，中国各地における小型蒸発計蒸発量の観測資料を調べた結果，以下の実験式を得た。この方法による年ポテンシャル蒸発量の推定値を $E_{P,APP}$ とする。

気温の日較差を用いる式：

$$E_{P,APP} = \frac{E_{PAN}}{1.1 + 0.0027 (T_{MAX} - T_{MIN})^2} \quad (9)$$

地表面温度の日較差を用いる式：

$$E_{P,APP} = \frac{E_{PAN}}{1.1 + 0.00035 (T_{S, MAX} - T_{S, MIN})^2} \quad (10)$$

ただし， E_{PAN} は小型蒸発計による年蒸発量の観測値， $(T_{MAX} - T_{MIN})$ は毎日の最高気温と最低気温の差の5～9月の5か月間平均値， $(T_{S, MAX} - T_{S, MIN})$ は地表面温度の差についての同じ平均値である。

4. 各計算方法によるポテンシャル蒸発量の比較

1981年の中国各地の日々の日射量と大気放射量などの資料（近藤・徐，1997a）を用いて前章（a）の方法によるポテンシャル蒸発量の正確な計算値を求める。それを基準として，その他（b）～（d）の方法による近似値と比較する。

本報告で調べる地点は，近藤・徐（1996d）の調べた30地点のほか，長江（揚子江）上流域にある昆明（25.0 N, 102.7E, 標高1891 m），貴陽（26.6N, 106.7E, 標高1071 m），南寧（22.8N, 108.4E, 標高72 m），重慶（29.5 N, 106.5E, 標高351 m）の4地点を加えた合計34地点である。

第1図の横軸は日々の資料を用いて計算された正確な月ポテンシャル蒸発量，縦軸は月平均気象資料を用いる（b）の方法による近似値である。月ポテンシャル蒸発量が50 mm 以上の場合には，（b）の方法による計算で十分なことがわかる。この図には冬期積雪域のアルタイ（年降水量=228 mm），乾燥域のトルファン（年降水量=14 mm），半乾燥域の蘭州（年降水量=202 mm），湿潤域の南平（年降水量=1570 mm），およびチベット高原の標高4272 m のマドオ（年降水量=425 mm）の5地点のみがプロットされているが，他の地点でも近似値は同程度の精度である。

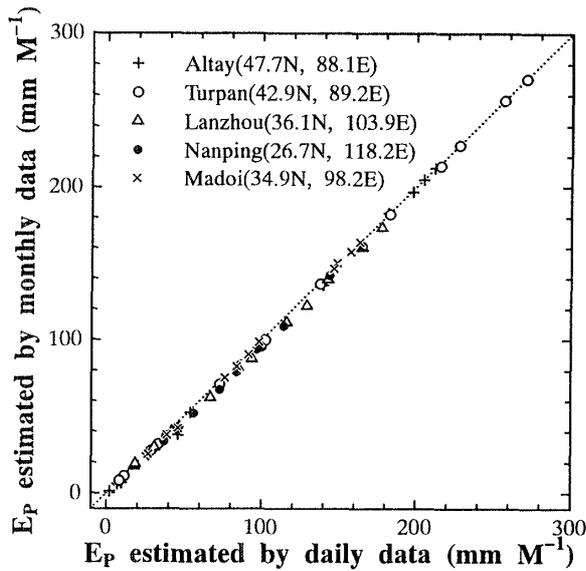
第2図は34地点についての年ポテンシャル蒸発量の比較である。正確な値に比べて近似値は平均約2%（最大5%）小さいが，実用的にはこの月平均気象資料を用いる計算法で十分である。

次に，（c）の簡易計算法と比較した（図省略）。上記（b）の近似計算法と同程度の精度で計算される。

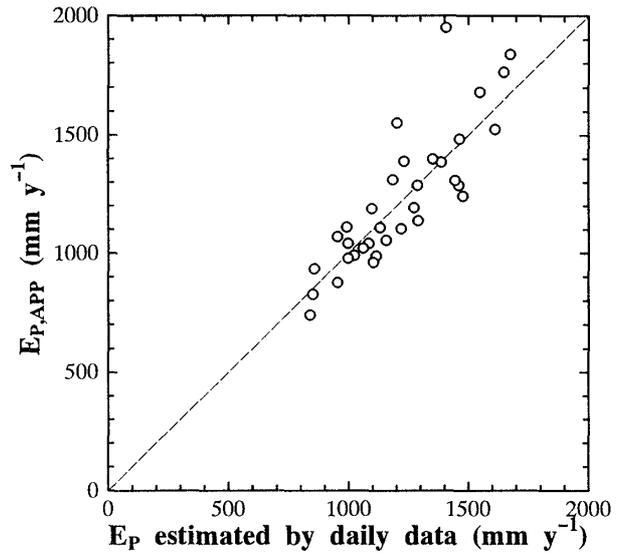
第3図は，小型蒸発計蒸発量の観測値と気温の日較差を用いる式（9）による年ポテンシャル蒸発量の推定値 $E_{P,APP}$ との比較である。この図のプロットは，第2図に示した地点と同じ地点についてのものである。第3図を見ると，100～200 mm（最大500 mm）程度の誤差，すなわち約10%の相対誤差で推定できることが分かる。気温の日較差の代わりに地表面温度の日較差を用いる式（10）の推定法もほとんど同じである（図は省略）。この（d）の推定法では誤差があるが，蒸発計蒸発量の資料は多くあり，広域の地理的分布の概要を知る場合には利用できる。

5. 地表面の交換速度 $C_H U$ に対する敏感度

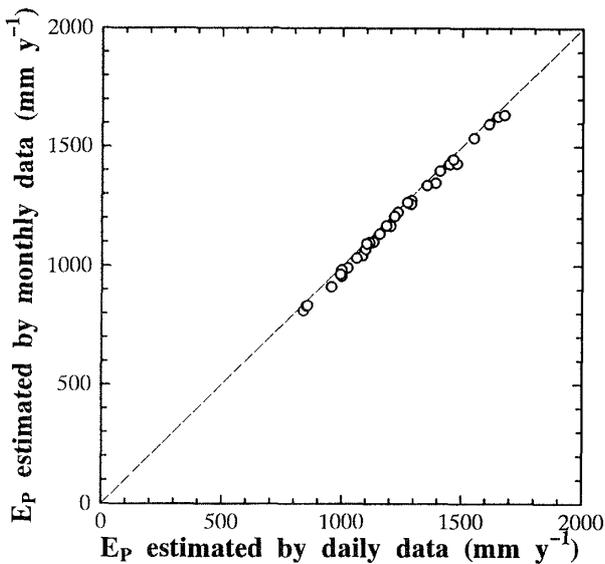
ポテンシャル蒸発量を定義する仮想面の交換速度の係数（ a, b, c ）として，本研究では第1表に掲げる値を設定した。この仮想面は空気力学的にやや粗な湿った黒い裸地面，または田植え直後でイネの葉が濡れた水田に相当する。そこで，この章では対照となる次の2つの地表面を想定する。（その1）空気力学的にほぼなめらかな広い水面，（その2）草丈1 m ほどに成長した水田（空気力学的粗度： $z_0=0.05$ m，温度分布に対する粗度： $z_T=0.001$ m）においてイネの葉が1年中濡れている。この2例について，Kondo and Ishida（1997）及び Matsushima and Kondo（1997）を参考にして第2表に示す値を設定する。これら対照地表面について，自然対流のないときの式（1）で表される交換速度を第4図に比較した。仮想面は太い実線，広い



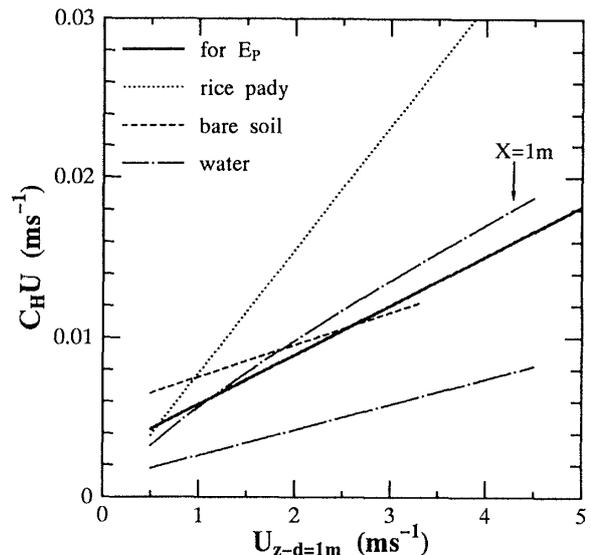
第1図 月ポテンシャル蒸発量の正確な計算値(横軸)と月平均気象要素を用いた近似計算値(縦軸)の比較。



第3図 第2図と同じ, ただし縦軸は式(9)による小型蒸発計蒸発量と気温日較差の観測値から計算した年ポテンシャル蒸発量の推定値。



第2図 第1図と同じ, ただし年ポテンシャル蒸発量。



第4図 各種地表面の交換速度 $C_H U$ と高度 1 m の風速 U_1 との関係。太い実線はポテンシャル蒸発量を生む仮想面, 点線は粗な水田, 広い水面は 1 点鎖線, $X=1\text{ m}$ を付けた 1 点鎖線は大きさが 1 m の水面(近藤, 1994b, p. 170). 破線は Matsushima and Kondo (1995) による裸地面对する関係。

水面は図の一番下に描かれた 1 点鎖線, 草丈 1 m の水田は点線を示す。

例としてトルファン(年降水量=14 mm), 蘭州(年降水量=202 mm), 南平(年降水量=1570 mm)の蒸発量を日々の気象資料を用いて計算し, ポテンシャル蒸発量と比較した。第3表の仮想面の値がポテンシ

ャル蒸発量である。まず, アルベドなど, 及び高度 1 m (1 m の草丈の場合はゼロ面変位 d を補正した高度, $z-d=1\text{ m}$) の風速 U_1 は変わらないとする。この場合の蒸発量は, 表中の広い水面(1), 草丈 1 m の水田(1)に示す数値で示した。ポテンシャル蒸発量に比べて, 広い水面の蒸発量はかなり小さく, 逆に草丈 1 m の水

第3表 対照地表面の年蒸発量の比較. 仮想面の蒸発量がポテンシャル蒸発量 E_p である. カッコ内の数値は E_p に対する比である. (1) は風速 U_1 が仮想面上と同じ場合, (2) は U_1 が仮想面上と異なる場合 (本文参照).

地表面	年蒸発量 (mm y ⁻¹)		
	トルファン	蘭州	南平
仮想面	1548	1084	997
広い水面 (1)	1037 (67%)	782 (72%)	755 (76%)
(2)	1160 (75%)	822 (76%)	795 (80%)
草丈1mの水田 (1)	2423 (157%)	1520 (140%)	1310 (131%)
(2)	2111 (136%)	1438 (133%)	1259 (126%)

第2表 比較する対照地表面の交換速度の係数.

地表面	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>c</i>
	ms ⁻¹		ms ⁻¹ K ⁻³
広い水面	0.001	0.0016	0.0012
草丈1mの水田	0.005	0.007	0.012

田 (ただしイネの葉は濡れている) の蒸発量はかなり大きくなっているが, これは風速 U_1 を不変と仮定していることによる.

実際には高度 1 m の風速は, 仮想面上に比べて, なめらかな水面上では約 1.4 倍強くなり, 粗な草地面上では約 0.7 倍弱くなる (ただし水面または草地が非常に広い場合, 近藤, 1994b, 図 5.9 参照). この効果を考慮して計算した蒸発量は, それぞれ広い水面 (2), 草丈 1 m の水田 (2) に示す数値である. 結果は上述の (1) に比べてポテンシャル蒸発量からの差が少なくなっている.

以上の検討を要約すると, 地表面が湿っていても粗度の違いによって年蒸発量は ±40% 程度も違ってくるので, ポテンシャル蒸発量は明確に定められた状態の地表面からの蒸発量と定義すべきである. この意味で, ポテンシャル蒸発量は地表面の諸パラメータが第 1 表で明確に定められた地表面 (仮想面) からの蒸発量と定義したわけである. 仮想面とは, 具体的には, 広い水面と粗な湿った草地の中間的な地表面を想像されたい.

6. 気候湿潤度

Budyko (1971) は熱収支的な観点から, 気候型を表す指標として「放射乾燥度」を提案している. 放射乾燥度は年平均正味放射量と年降水量の比でもって表した. これは, ある地域の降水量を完全に蒸発させるの

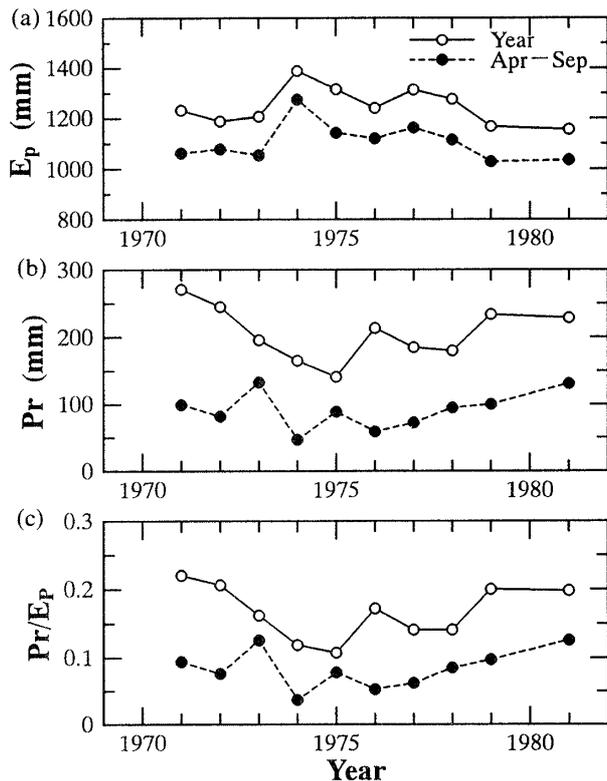
に必要な熱量と正味放射量の比を意味している. しかしながら, 同じ地域であっても地表面の種類によって地表面温度に差が生じ正味放射量は 40% くらい異なる (近藤・徐, 1997a; Kondo and Xu, 1997). さらに, 正味放射量のうち蒸発の潜熱に変換される割合は気温によって大きく変わる. これはボーエン比の気温依存性の性質による (近藤, 1994b, p. 142~p. 145 参照).

この 2 つの理由から, 筆者らは熱収支気候を表すパラメータとして降水量 Pr とポテンシャル蒸発量 E_p の比 Pr/E_p を「気候湿潤度」と呼ぶことにする. 降水量, 蒸発量, 流出量の 3 つの水文量がポテンシャル蒸発量と土壤の種類によることを示す図 (近藤, 1997a, 図 7; Kondo and Xu, 1997, Fig. 16) を参照すると, 気候湿潤度と気候域は次の関係がある. $WI = Pr/E_p$ として,

- $WI \leq 0.1$ 乾燥域
- $0.1 < WI \leq 0.3$ 半乾燥域
- $0.3 < WI \leq 1$ 亜湿潤域
- $1 < WI$ 湿潤域

この区分は次のことからできたものである. すなわち, 上記の論文の図によれば, 乾燥域では, 土壤の種類によらず年降水量は年蒸発量にほとんど等しく, 流出量はゼロに近い. 一方, 湿潤域では, 雨が多く, 保水性のよい土壤であっても流出量があり, 蒸発量は土壤の種類による上限値をもつ. 半乾燥域と亜湿潤域はそれらの中間にある.

「気候湿潤度」は降水量がその地域にとって水資源的に多いか少ないかを表すことができる. 降水量が多くてもポテンシャル蒸発量も多ければ, その地域は水資源的に豊かではない. 逆に, 降水量がそれほど多くなくても, ポテンシャル蒸発量が少なければ, その地域は水に余裕があるといえる. その意味で, 大陸スケールの水資源量や熱収支気候の地域分布は「気候湿潤度」



第5図 アルタイ (47.7N, 88.1E, 標高735 m) におけるポテンシャル蒸発量 (a), 降水量 (b), 気候湿潤度 (c) の年々変動. 実線は年間値, 破線は4~9月の暖候期の値である.

(WI) を用いて調べることが望ましい.

半乾燥域~亜湿潤域では, WI の年々変動によって干ばつになったり, やや豊水年になると考えられる. 今後, 中国各地について WI の年々変動を調べたいので, 本報告では, その例を示すことにする.

第5図は中国北西部のアルタイ (47.7N, 88.1E, 標高735 m, 年平均気温4°C) の1971~1981年の10年間 (1980年は資料なし) についてのポテンシャル蒸発量 (第5図 a) と降水量 (第5図 b) と気候湿潤度 (第5図 c) の年々変動である. 実線は年間値, 破線は4~9月半年間の暖候期を表す. 降水量の多い年はポテンシャル蒸発量が少ないという逆相関関係にあるので, 気候湿潤度 WI は降水量の変動が強調されたようになっている. アルタイは WI の年間値で見ると限り半乾燥域に属しているが, 暖候期では年によって乾燥域 (乾燥気候) と半乾燥域 (半乾燥気候) が現れることがわかる. しかし, 近藤・徐 (1996c) が報告したように, アルタイは冬期の積雪が水資源量 (流出量) として重要な役割をはたしている. 第5図 b に示す降水量の図を見ると, 年降水量は平均206mm に対し暖候期の降水量

第4表 アルタイと蘭州の降水量 Pr , ポテンシャル蒸発量 E_p について年間値と暖候期の比較. (4-9) は4~9月の暖候期の値を意味する.

	Pr (mm)	E_p (4-9) E_p	Pr (4-9) Pr	Pr (4-9) E_p (4-9)	Pr E_p
アルタイ	206	0.89	0.44	0.082	0.165
蘭州	202	0.75	0.91	0.226	0.186

は91mm (年降水量の44%) と少ない. 残りの56%が10~3月の寒候期にもたらされる. なお, この降水量は毎日の降水量の観測値に雨量計の捕捉率を補正した値である (近藤・徐, 1996c).

年降水量がほぼ同じ蘭州 (36.1N, 103.9E, 標高1517 m, 年平均気温9.7°C) と比較してみよう. ただし蘭州は1981年の資料である. 第4表に年間値と暖候期の別に比較した. 蘭州では, 年降水量の91%が暖候期に降るため, 暖候期でも WI は0.226にとどまり半乾燥域 (半乾燥気候) に属し, 乾燥域 (乾燥気候) とはならない.

以上調べたように, 年によっては乾燥域 (乾燥気候) となり流出量がほとんどない地域では, 十分な灌漑施設がないかぎり, 農耕や人間の生活には不適當なところとなる.

7. まとめ

熱収支気候の重要なパラメータとしてのポテンシャル蒸発量を明確に定義した. それを生じる仮想面は第1表に示す係数をもつものとした. 本報告では, チベットを含む中国各地の乾燥域~湿潤域全域にわたる気象資料によって調べた. 本文では詳細を述べなかったことも含めると, 主な結果は次の通りである.

(1) ポテンシャル蒸発量の正確な計算は, 日々の気象要素の日平均値を用いて行う. しかし, 気象要素の月平均値を用いる近似計算法 (b) または簡易計算法 (c) では年ポテンシャル蒸発量は平均約2% (最大5%) 小さめに計算される. 月ポテンシャル蒸発量は誤差 3 mm 程度 (最大15 mm) の精度である. したがって, 月ポテンシャル蒸発量が50 mm 以上の場合には, この近似計算法または簡易計算法でも十分であるが, 蒸発が少ない冬期の月ポテンシャル蒸発量 (20 mm 程度以下の地点) の計算には適さない. その場合には日々の気象資料を用いる熱収支厳密計算法 (a) によらなければならない.

(2) 小型蒸発計蒸発量と気温 (または地表面温度) 日較差の資料がある場合には, 推定法 (d) によって平

均10%程度の誤差で年ポテンシャル蒸発量が推定できる。

(3) 中国各地の年ポテンシャル蒸発量は、高緯度域および湿潤域で800~1200 mm, 乾燥域で1400~1700 mm, チベット高原域で1100~1500 mm である。月ポテンシャル蒸発量は、乾燥域の夏季には200~300 mm となる。

(4) 広い水面からの年蒸発量はポテンシャル蒸発量の70~80%であり、粗度の大きな湿った地表面(草丈1 mの水田でイネの葉が年中濡れている場合)からの年蒸発量はポテンシャル蒸発量の130~160%である。

(5) 降水量とポテンシャル蒸発量の比を「気候湿潤度」として導入した。この値によって、乾燥域、半乾燥域、亜湿潤域、湿潤域の区分を行うことを提案した。例として、アルタイにおける年々変動を調べたところ、年間値では半乾燥域に属するが、暖候期には年によって乾燥域となる。しかし、アルタイでは寒候期の降雪が多いことで、夏の水資源量がまかなわれている。

なお、本報告で定義した新しいポテンシャル蒸発量は、日本各地と中国各地について計算され、その年間値の分布図と暖候期半年間の分布図、及び月別の値が別報に示されている(近藤, 1997b; 近藤・徐, 1997b)。

参 考 文 献

Budyko, M. I., 1971: (内嶋善兵衛・岩切 敏訳, 1973, ブヂョコ, 生命と気候(上・下), 東京大学出版会, 488 pp.)
 Kimura, R. and J. Kondo, 1998: Seasonal variation of evapotranspiration on a paddy field, Bound. -Layer Meteor., (submitted).
 近藤純正, 1989: 平衡蒸発量と地表面蒸発, 水文・水資源学会誌, 2 (2), 25-32.
 近藤純正, 1994a: 裸地面蒸発量の土壌種類と年降水量への依存性, 天気, 41, 525-535.
 近藤純正 (編著), 1994b: 水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—, 朝倉書店, 350 pp.
 近藤純正, 1997a: わたしの水文水資源学—十和田湖から中国乾燥域まで—, 水文・水資源学会誌, 10, 3-13.
 近藤純正, 1997b: 日本の水文気象(5): ポテンシャル蒸発量と気候湿潤度, 水文・水資源学会誌, 10, 450-457.
 Kondo, J. and S. Ishida, 1997: Sensible heat flux from the earth's surface under natural convective conditions, J. Atmos. Sci., 54, 498-509.

近藤純正, 桑形恒男, 1992: 日本の水文気象(1): 放射量と水面蒸発, 水文・水資源学会誌, 5 (2), 13-27.
 近藤純正, 中園 信, 1993: 日本の水文気象(4): 地域代表風速, 熱収支の季節変化, 舗装地と芝生地の蒸発散量, 水文・水資源学会誌, 6, 9-18.
 近藤純正, 徐 健青, 1996a: 中国の乾燥・半乾燥域の裸地面熱収支の計算(1)気候と土壌パラメータと計算方法, 水文・水資源学会誌, 9, 162-174.
 近藤純正, 徐 健青, 1996b: 中国の乾燥・半乾燥域の裸地面熱収支の計算(2)計算結果, 水文・水資源学会誌, 9, 175-187.
 近藤純正, 徐 健青, 1996c: 中国北西部における積雪の裸地面熱収支に及ぼす影響, 雪氷, 58, 303-316.
 近藤純正, 徐 健青, 1996d: 蒸発計蒸発量と日照時間から推定した放射量, 天気, 43, 613-622.
 近藤純正, 徐 健青, 1997a: 中国における地表面熱収支・水収支(3): 裸地面資料の図表集, 東北大学大学院理学研究科地球物理学教室, pp. 128.
 近藤純正, 徐 健青, 1997b: 中国における地表面熱収支・水収支(4): ポテンシャル蒸発量と気候湿潤度, 水文・水資源学会誌, 10, 458-462.
 Kondo, J. and J. Xu, 1997: Seasonal variations in heat and water balances for non-vegetated surfaces, J. Appl. Meteor., 36, 1676-1695
 近藤純正, 渡辺 力, 中園 信, 1992a: 日本各地の森林蒸発散量の熱収支の評価, 天気, 39, 685-695.
 近藤純正, 中園 信, 渡辺 力, 桑形恒男, 1992b: 日本の水文気象(3): 森林における蒸発散量, 水文・水資源学会誌, 5 (4), 8-18.
 桑形恒男, 近藤純正, 1990: 東南北部から中部地方までのアメダス地点における地表面粗度の推定, 天気, 37, 197-201.
 Matsushima D. and J. Kondo, 1995: An estimation of the bulk transfer coefficients for a bare soil surface using a linear model, J. Appl. Meteor., 34, 927-940.
 Matsushima D. and J. Kondo, 1997: A proper method for estimating sensible heat flux above a horizontal-homogeneous vegetation canopy using radiometric surface observations, J. Appl. Meteor., 36, 1696-1711.
 Penman, H. L., 1948: Natural evaporation from open water, bare soil, and grass, Proc. Roy. Soc. London, A193, 120-146.
 Penman, H. L., 1956: Evaporation: an introductory survey. Neth. J. Agric. Sci., 4, 9-29.

Potential Evaporation and Climatological Wetness Index

Junsei Kondo* and Jianqing Xu**

* (Corresponding author) Emeritus Professor of Tohoku University, 1-12-20, Tsunogoro Aobaku Sendai 980, Japan.

** Geophysical Institute, Tohoku University.

(Received 28 April 1997 ; Accepted 6 August 1997)

気候講演会「地球温暖化予測の最近の話題」のお知らせ

- | | |
|-----------------------------------|--|
| 日 時：平成10年2月8日(日) 14時～17時 | (2) 「地球温暖化予測の現状」 14時40分～15時30分 |
| 会 場：科学技術館サイエンスホール(東京・北の丸公園, 入場無料) | 地球フロンティア研究システム 真鍋淑郎 地球温暖化予測研究領域長 |
| 主 催：気象庁, (財)日本気象協会 | 休 憩 15時30分～15時40分 |
| 後 援：運輸省, (社)日本気象学会, (財)気象業務支援センター | (3) 「地球温暖化の影響(社会経済基盤への影響)」 15時40分～16時30分 |
| 開 場：13時30分 | 茨城大学工学部 三村信男教授 |
| 開 演：気象庁長官挨拶 14時00分～14時10分 | 連絡先：気象庁気候・海洋気象部海務課 前田 |
| 講 演：(仮題) | TEL：03-3212-8341 内線(4225) |
| (1) 「地球温暖化と観測事実」 14時10分～14時40分 | E-mail：syuuhei.maeda-a@hq.kishou.go.jp |
| 気象庁気象研究所気候研究部 野田 彰 第四研究室長 | |
-