中国における暖候期のポテンシャル蒸発量と 気候湿潤度の年々変動

近 藤 純 正

(東北大学名誉教授)

Secular Variations in Potential Evaporation and Climatological Wetness Index for Warm Period in China

Junsei KONDO

(Emeritus Professor of Tohoku University,
Tsunogoro 1-12-20, Aoba-ku, Sendai, 980-0874 Japan)

1. はじめに

世界各地で耕地化や、近代化に伴い水の需要はますます増加の傾向にある。最近、地球の気候変動とその変動を担う水循環の仕組みの解明と、地表面における水収支の実態把握のための研究が各地で行われている。

気候学的な意味における地表面の蒸発散量の最大値を表すものとして、古くからポテンシャル蒸発量を用いられてきた。例えば Penman (1948; 1956) の式による評価法がある。これら従来の評価法のうち、熱収支的なものでは、正味放射量が気象条件として用いられる。しかし、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%の差があるので (近藤・徐, 1997b; Kondo and Xu, 1997), ポテンシャル蒸発量はその比率だけ違ってくる。そこで、近藤・徐 (1997a) は、ポテンシャル蒸発量 E_p は地表面の種類によらず、各地域の気候に固有な値であることが望ましいと考え、風速・気温・水蒸気量・日射量・大気放射量の日平均値を用いて計算される蒸発量と定義した。すなわち、空気力学的にやや粗で湿潤な仮想面を想定し、その温度が毎日の日平均熱収支で決まる平衡温度にあるときの蒸発量を E_p とした。この仮想面の空気力学的粗度は $z_0 = 0.005$ m, 気温分布に対する粗度は $z_T = 0.0003$ m, 蒸発効率 $\beta = 1$, アルベド $\alpha = 0.06$, 赤外放射率 $\epsilon = 0.98$, また、顕熱の輸送係数 $C_H U$ は近藤・徐 (1997a) に示されている。具体的には、黒い湿った裸地面、ないし田植え後のイネが少し成長し

た状態の水田 (イネの葉は濡れている) を想像されたい。

このように定義されたポテンシャル蒸発量 E_p を用いて、各種地表面における長期間の蒸発散量 E と降水量 P を無次元化すると、明瞭な関係が見えてくる (Kondo and Xu, 1997; 近藤, 1998)。すなわち、裸地面においては、気候湿潤度 $WI (= P/E_p$: 無次元降水量) が 0.1 以下の「乾燥域」(乾燥気候) では年蒸発量は土壌の種類によらず年降水量にほぼ等しく、流出量 $(= P - E$: 水資源量) はほとんど生じない。しかし、年降水量が増加すると年蒸発量は土壌の種類に依存するようになり、さらに年降水量が増加し気候湿潤度 WI が 1 以上の「湿潤域」(湿潤気候) では、保水性が非常によい土壌であっても流出量が生じる。湿潤域では、無次元年蒸発量 (E/E_p) は土壌の種類によって決まる上限値をもち WI に依存しなくなる。この上限値は保水性のよいローム質土壌では $E/E_p = 0.6 \sim 0.95$, 排水のよい砂地で $E/E_p = 0.3$ 程度である。また、森林では、雨の日の濡れた樹体 (葉、枝、幹を含む) からの遮断蒸発量が多く、蒸発散量は年降水量または降水日数と共に増加する。しかし、この傾向は芝生地、牧草地、畑地などの草地では明瞭ではない。暖候期の水田や森林では $E/E_p = 0.7 \sim 0.9$, 水平スケール 1 km 程度の浅い水面では $E/E_p = 0.7$ 程度、芝生などの草地では $E/E_p = 0.5 \sim 0.6$ である。

以上のことから、降水量と蒸発散量と流出量 (水資源量) の 3 水文量の間関係はポテンシャル蒸発量の関数となる。したがって、微気象特別観測が行われない各地の広域の水収支を知るに先立って、ポテンシャル蒸発量

1997年8月28日 受付, 1997年10月30日 受理

を求めておく必要性が出てきた。日本の66地点については1986～1990年の5か年間平均のポテンシャル蒸発量の地域代表値および各地点における値の月別値、年値、暖候期4～9月半年値と気候湿潤度の年値と半年値が計算され、地理的分布図が作成された(近藤, 1997b)。同様に、中国の195地点について1981年の資料から求められ、地理的分布図が作られた(近藤・徐, 1997c; 1997d)。今後は、これら E_p とWIの年々変動を知ることが課題となる。

本報告は、中国華南の湿潤域から北西に向かって半乾燥域～乾燥域(西安, 蘭州, 敦煌など)を経てアルタイ山脈の麓の積雪域に至る線上の13地点について、暖候期(4～9月)半年間のポテンシャル蒸発量と気候湿潤度WIの年々変動を調べたものである。

WIは水文学的につぎのような意味をもつものである。例えば、高緯度で降水量が少なくても、ポテンシャル蒸発量も小さければ流出量(水資源量)はあるが、逆に低緯度で降水量が多いところでもポテンシャル蒸発量も大きければ水資源量は少なくなる。このように水資源量は単に降水量で見るとは、降水量とポテンシャル蒸発量の比(気候湿潤度)WIで見れば、先に述べたような明瞭な関係が明らかになる。そうして、近藤・徐(1997a)は、気候区分として $WI \leq 0.1$ を乾燥域(気候), $0.1 < WI \leq 0.3$ を半乾燥域(気候), $0.3 < WI \leq 1$ を亜湿潤域(気候), $1 < WI$ を湿潤域(気候)とした。

2. 気象資料と計算の概要

本報告では、植生の活動が盛んとなる4～9月の暖候期半年間(183日間)について調べる。ポテンシャル蒸発

量の計算に必要な気象資料は中国国家気象局気象出版社発行の「中国地面資料月表」および「同年報」を用いた。ポテンシャル蒸発量の本来の定義は、気象要素の日平均値を用いて計算されるものであるが、月ポテンシャル蒸発量が50mm以上の月は、気象要素の日平均値の代わりに月平均値を用いても、誤差3mm程度の精度で月ポテンシャル蒸発量は計算される(近藤・徐, 1997a)。それゆえ、今回対象とする暖候期については、月平均気象要素(気温, 湿度, 日照時間)から、日射量と大気放射量を求め、毎月のポテンシャル蒸発量を計算し、暖候期半年間の合計値を求めた。計算方法の詳細は近藤・徐(1997a)に説明されている。1971年～1989年の19年間のうち、1980年と1985年は資料が入手できなかったので17年間について計算した。なお、1988年は9月の資料が欠落しているので、この月の気象要素は1987年と1989年の9月の平均値を代用した。

対象とした13地点の地点番号、緯度、経度、標高などをTable 1に示した。同表には、17年間の暖候期平均ポテンシャル蒸発量と気候湿潤度、およびその変動度 $v(=\sigma_{WI}/WI)$, σ_{WI} : WIの年々変動の標準偏差)も示してある。

Fig.1の黒丸印はこれら13地点の位置関係を示したものである。蘭州(ランチョウ, Lanzhou)を含むその北西方の6地点は半乾燥～乾燥域に属し、吐魯番(トルファン, Turpan)では年降水量が10mm程度である。阿勒泰(アルタイ, Altay)は年降水量が100mm前後で少ないが、冬期には積雪がある。これら乾燥～半乾燥域の平地では降水量は少ないが、周辺の山地では降水量が多く、夏季の水資源は山地の氷河・積雪からの解け水が利用さ

Table 1 The international index number, location, elevation, annual mean pressure (p), total potential evaporation for warm period from April to September (E_p), climatological wetness index ($WI=P/E_p$), and variability ($v=\sigma_{WI}/WI$). P : the amount of precipitation for warm period from April to September, σ_{WI} : the standard deviation of WI.

Name of the observatory	Index No.	Lat. (°N)	Long. (°E)	Elev. (m)	p (hPa)	E_p (mm)	WI	v
(1) Altay 阿勒泰	51076	44.7	88.1	735	934	1037	0.097	0.49
(2) Turpan 吐魯番	51573	42.9	89.2	35	1013	1239	0.0084	0.69
(3) Dunhuang 敦煌	52418	40.2	94.7	1139	888	1127	0.037	0.51
(4) Jiuquan 酒泉	52533	39.8	98.5	1477	853	1015	0.087	0.39
(5) Wushaoling 烏梢嶺*	52787	37.2	102.9	3045	704	810	0.466	0.21
(6) Lanzhou 蘭州	52889	36.1	103.9	1517	848	788	0.345	0.29
(7) Tianshui 天水	57006	34.6	105.8	1132	888	679	0.619	0.32
(8) Xi'an 西安	57036	34.3	108.9	397	971	723	0.635	0.37
(9) Lushi 廬氏	57067	34.0	111.0	569	952	670	0.759	0.37
(10) Boxian 亳県	58102	33.9	115.8	38	1013	823	0.746	0.29
(11) Hefei 合肥	58321	31.9	117.2	28	1013	780	0.935	0.30
(12) Jingdezhen 景德镇	58527	29.3	117.2	62	1009	671	1.55	0.31
(13) Nanping 南平	58834	26.7	118.2	126	1000	692	1.65	0.25

*天祝烏梢嶺

Fig. 1. A map of China.

れる(近藤, 1997a)。

一方、天水(ティエンショイ, Tianshui)を含む南東方の7地点は亜湿潤～湿潤域に属しており、夏季のモンスーンの影響の及ぶ範囲とみなされる。そこで、天水の付近は地点間の距離を短く選び、その境界線の位置を明らかにする。

3. ポテンシャル蒸発量と気候湿潤度の年々変動

Fig. 2は暖候期(4～9月)のポテンシャル蒸発量 E_p の年々変動である。(a)は北西域6地点について示してある。蘭州(Lanzhou)では年々変動が小さいが、他ではやや大きい。例えば、阿勒泰(Altay)では大きい年は $E_p = 1263 \text{ mm}$ (1974年)、小さい年は $E_p = 867 \text{ mm}$ (1984年)で大きい年の69%である。

Fig. 2(b)は南東域7地点について示したものである。年々変動は湿潤域の南平(ナンピン, Nanping)で比較的小さいが、他では大きい。例えば、西安(シーアン, Xi'an)では大きい年は $E_p = 840 \text{ mm}$ (1978年)、小さい年は $E_p = 518 \text{ mm}$ (1984年)で大きい年の62%である。合肥(ホーフエイ, Hefei)では大きい年は $E_p = 904 \text{ mm}$ (1978年)、小さい年は $E_p = 668 \text{ mm}$ (1975年)で大きい年の74%である。

Fig. 3は暖候期半年間の気候湿潤度の年々変動である。Fig. 3(a)に描いた水平の1点鎖線は $WI = 0.1$ を示し、乾燥年と半乾燥年の限界線である。黒丸でプロットした吐魯番(Turpan)と敦煌(トンホアン, Dunhuang)では WI が0.1を越える年はない。これら乾燥域では WI の変動度 v は大きいけれども(Table 1)、もともと水資源量はほとんどゼロの地点である。

阿勒泰(Altay)と酒泉(チウチュワン, Jiuquan)では年によって $WI > 0.1$ あるいは $WI < 0.1$ を繰り返している。

Fig. 3(b)は南東域7地点における WI の年々変動である。水平の点線は $WI = 1$ を示し、湿潤域と亜湿潤域の境界線である。湿潤域の南平(Nanping)と景德鎮(チントーチェン, Jingdezhen)を除くと、これらの地域では年によって $WI > 1$ あるいは $WI < 1$ となる。つまり、豊水年と渇水年が起きている。例えば合肥(Hefei)では大きい年は $WI = 1.47$ (1989年)、小さい年は $WI = 0.363$ (1878年)、西安(Xi'an)ではそれぞれ1.21(1983年)と0.304(1977年)である。

地点間の WI の相関関係を調べてみると、これら南東域の7地点では北西域6地点の場合に比べてやや大きい。また、北西域と南東域の境に位置する蘭州(Lanzhou, 標高=1517 m)とその隣の天水(Tianshui, 標高=1132 m)の間の距離は225 kmであるが、両地点間における WI の年々変動の相関係数は小さく、わずか0.03である。これは夏季モンスーンの年々の変動・消長と関係し、夏季モンスーンの及ぶ範囲は天水の付近までだと考えられる。Table 1の右から2列目は WI の17年間平均値、最後の列は WI の変動度 $v (= \sigma_{WI} / WI)$ である。

4. 水文学的な気候区の水平スケール

13観測所について北西から順番に阿勒泰(Altay)を $i = 1$ 、吐魯番(Turpan)を $i = 2$ 、…南平(Nanping)を $i = 13$ とし、隣接する2点間($i, i + 1$)の WI の相関係数 $R_{i, i+1}$ を計算した。 $R_{i, i+1}$ が比較的大きいのは、阿勒泰(Altay)～吐魯番(Turpan)間で0.25、敦煌(Dunhuang)～酒泉(Jiuquan)間で0.38、天水(Tianshui)～西安(Xi'an)間で0.71、西安(Xi'an)～廬氏(ルーシー, Lushi)

Fig. 2. Secular variations in potential evaporation for warm period from April to September in China. (a) Northern six stations, (b) Southern seven stations.

間で0.66, 亳県(ボージュン, Boxian)～合肥(Hefei)間で0.25, 合肥(Hefei)～景德鎮(Jingdezhen)間で0.42である。

相関係数 $R_{i,i+1}$ は隣接する2点間の距離 $X_{i,i+1}$ (単位はkmで表示)の増加と共に小さくなるが, 今回選定した13地点の隣接する2点間の距離は $X_{i,i+1}=155\sim565$ kmで等間隔ではない (Fig. 1)。そこで, 規格化するために $R_{i,i+1}$ を $(1-0.001 X_{i,i+1})$ で割り算して補正した。この式の係数0.001は1/1000 kmのことであり, 距離が1000 km離れると $R_{i,i+1} \rightarrow 0$ となることを意味する。この関係は, いろいろな組み合わせの2点間の相関係数と距離の関係から得たものである。

規格化した相関係数 $R_{i,i+1}/(1-0.001 X_{i,i+1})$ の分布

Fig. 3. Same as Fig. 2, except for climatological wetness index WI. Where $WI=P/E_p$, P : amount of precipitation, E_p : potential evaporation defined by Kondo and Xu, (1997a).

を Fig. 4 に示した。この値が非常に小さくなるのは3箇所ある。それらは吐魯番～敦煌 (Turpan - Dunhuang) 間, 酒泉～烏梢嶺 (Jiuquan - Wushaoling: ウショウリン) 間, 蘭州～天水 (Lanzhou - Tianshui) 間であり, 水文学的な年々変動の気候区の境界と見なすことができる。 $i=7$ から $i=13$ までは相関係数が非常に小さくなることはないが, 廬氏～亳県 (Lushi - Boxian) 間と景德鎮～南平 (Jingdezhen - Nanping) 間がやや小さい。

以上の検討から, WI からみた水文学的な年々変動の気候区の同一範囲は200～500 km程度であると見なされる。

Fig. 4. A normalized correlation coefficient between adjoining stations. The horizontal axis expresses station no. i : station no. ($i=1$ for Altay, $i=2$ for Turpan, ... $i=13$ for Nanping), $X_{i,i+1}$ (km): distance between Station i and Station $i+1$, $R_{i,i+1}$: correlation coefficient between adjoining stations.

5. ま と め

中国北西部の乾燥域から南東部の湿潤域までの線上に並ぶ 13 地点について、1971～1989 年の暖候期半年間のポテンシャル蒸発量と気候湿潤度（＝降水量／ポテンシャル蒸発量：無次元降水量）の年々変動を調べた。ここに、ポテンシャル蒸発量は地表面の種類に依存しない、新しい定義に基づく値である（近藤・徐，1997a）。

（1）暖候期半年間のポテンシャル蒸発量は、乾燥域～半乾燥域では 800～1200mm、湿潤～亜湿潤域では 700～800mm である。変動の少ない蘭州（ランチョウ，Lanzhou）や南平（ナンピン，Nanping）を除くと、年々変動は大きい年と小さい年で 30～40% の違いがある。

（2）暖候期半年間の気候湿潤度 WI の年々変動については、半乾燥域（ $0.1 \leq WI < 0.3$ ）と亜湿潤域（ $0.3 \leq WI < 1$ ）でその年々変動が大きく、大きい年と小さい年では 3～4 倍の違いがあり、年によって豊水（洪水）年と渇水年が生じている。

（3）北西域の 6 地点では、地点間の WI の相関関係は、南東域 7 地点の場合に比べてやや小さい。また、北西域

と南東域の境界に位置する蘭州（ランチョウ，Lanzhou，標高＝1517m）とその隣の天水（ティエンショイ，Tianshui，標高＝1132m）の間では、WI の年々変動の相関関係は小さく、夏季モンスーンの及ぶ範囲は天水の付近までだと考えられる。

（4）気候湿潤度 WI からみた水文学的な年々変動の同一気候区のスケールは 200～500 km 程度である。

謝 辞

資料の入手に際しては、徐 健青博士にご協力をしていただいた。

引用文献

- 近藤純正，1997a：わたしの水文水資源学—和田湖から中国乾燥域まで—。水文・水資源学会誌，**10**（1），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**（5），450—457。
- 近藤純正，1998：蒸発散量と降水量の気候学的関係—研究の指針—。天気，印刷中。
- 近藤純正・徐 健青，1997a：ポテンシャル蒸発量の定義と気候湿潤度。天気，**44**（12），875—883。
- 近藤純正・徐 健青，1997b：中国における地表面熱収支・水収支(2)：裸地面の顕熱・潜熱輸送量と土壌水分。水文・水資源学会誌，**10**（3），205—212。
- 近藤純正・徐 健青，1997c：中国における地表面熱収支・水収支(3)：裸地面資料の図表。東北大学理学研究科地球物理学専攻，pp.128。
- 近藤純正・徐 健青，1997d：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**（5），458—462。
- Kondo, J. and J. Xu, 1997: Seasonal variations in heat and water balances for non-vegetated surfaces. *J. Appl. Meteorol.*, **36**, 1676—1695.
- 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.