水文・水資源学会誌
J. Japan Soc. Hydrol. & Water Resour.
Vol. 5, NO. 2 (1992) PP. 13-27

日本の水文気象(1): 放射量と水面蒸発

近藤純正*・桑形恒男*

Hydrological climate in Japan (1) : Radiation and evaporation from shallow lakes

Junsei KONDO and Tsuneo KUWAGATA

Evaporation from shallow lakes was estimated at 66 meteorological stations in Japan. The annual amount of evaporation is smaller at the station located in the lower latitude, being about $500\text{mm}\cdot\text{y}^{-1}$ in northern Japan and about $700\text{mm}\cdot\text{y}^{-1}$ in southern Japan. These values correspond to 30-50% of the annual amount of precipitation.

The annual solar radiation and effective longwave radiation range 130 to 160Wm^{-2} and 50 to 70Wm^{-2} , respectively.

Key words: Evaporation, Radiation

全国66地点の気象官署のデータを用いて、放射量および浅い水面からの蒸発量の季節的地理的分布を計算した。年蒸発量は緯度が高くなるほど減少し、北日本・北陸地方では $500\text{mm}\cdot\text{y}^{-1}$ 前後、関東以南では $700\text{mm}\cdot\text{y}^{-1}$ 前後となった。これは年降水量の30~50%にあたる。

一方、日本各地における年平均日射量はほぼ $130\sim160\text{Wm}^{-2}$ 、有効長波放射量は $50\sim70\text{Wm}^{-2}$ の間に分布している。

キーワード：蒸発，放射

I. はじめに

近年、水資源量の実態把握の問題が世界的にもち上がっている。また最近、地表面の水文過程が局地気象のみならず地球規模の気候にとっても重要であることが認識されるようになり、GEWEX (Global Energy and Water Cycle Experiment, 全地球エネルギー・水循環実験観測計画) などが立案され、水循環過程の解明と、その実態把握のための研究が進められている。

そのために、われわれはまず、観測資料の豊富な日本で広域陸面の水収支の評価方法を確立したい。地表面には水面、植生地、裸地、積雪面などがあり、それぞれで水収支的な特性が異なる。

世界の熱収支・水収支分布をかなり定量的に、最初に評価したのはソビエトのブディコたちであろう (Budyko, 1956; Budyko *et al.*, 1963)。その時代から年月も経過し、現在ではパラメータ化もかなり進歩してきた。

本報告では、現時点におけるパラメータ化を用い、熱収支的な方法で日本の浅い水面からの蒸発量の季節的地理的分布を評価する。浅い水面からの蒸発は、各種地表

面からの蒸発量・蒸散量の基準となりうるものである。なお蒸発量の計算には地表面に入力する放射量が必要となるが、本報告ではそれらの季節的地理的分布も示す。

ここで浅い水面とは、水深が1m未満の貯水池、水田、湿地などのことで、地表面がいつも水蒸気飽和の状態にある。熱収支の季節変化に及ぼす貯熱量 (伝導熱G: 水面下の温度を上昇させる熱量) の影響についての山本・近藤 (1966; 1967) の研究によれば、水深ゼロの場合に比べて、水深3mの湖沼では約半月、水深15mでは2~3カ月、水深30mでは約4カ月の位相遅れとなる。水深1mで浅であれば、熱収支の季節変化に及ぼす伝導熱の影響は無視してよい。なお年蒸発量は、風速の季節変化のパターンや水深によって、4~5%程度しか変わらない。

II章では熱収支量の計算方法を、III章では放射量と蒸発量の計算結果を示す。本報告では月平均気象データを用いて計算した結果を主として示すが、熱収支量の評価誤差をみるために、IV章では気象データの日変化パターンを考慮 (つまり伝導熱の日変化を考慮) した計算と比較する。その結果、浅い水面の気候学的熱収支量は伝導熱を無視した計算で十分なことが分かる。さらに今回行った毎月の月平均データを用いる計算方法でも、日々の

データを用いて計算した月蒸発量とほとんど同じ結果が得られることを示す。また、日々の蒸発量と水温・気温差の日平均値の変動の大きさも示す。V章では、場所や年による気象条件の違いが年蒸発量にどの程度の影響を与えるか、敏感度の計算から検討する。VI章では、年々の蒸発量の変動幅の目安について、VII章ではグローバルな気候値との関係を調べる。

II. 計算方法

1. 熱収支式

従来の熱収支式では、地表面における正味放射量(純放射量)を用いる方式が広く用いられてきた。しかし、正味放射量は、地表面温度に強く依存し、狭い範囲でも地表面の状態によって大きく違うことがある。それに比べて、日射量(全天日射量) $S \downarrow$ と大気放射量 $L \downarrow$ は狭い地域内ではほとんど一定である。それゆえ、われわれは正味放射量の代わりに入力放射量を与えて、地表面温度と顕熱・潜熱輸送量を同時に解く熱収支式を用いる。

入力放射量を $R \downarrow = (1 - \text{ref}) S \downarrow + L \downarrow$ とすれば、地表面(この場合は水面)における熱収支式は

$$R \downarrow - G = \sigma T_s^4 + H + \epsilon E \quad (1)$$

である。ここで G は水面下へ伝わる伝導熱(貯熱量)であり、水面温度 T_s の関数として表わされる(式18)。 ref は水面のアルベードで太陽高度の関数であるが、平均的に $\text{ref} = 0.06$ の一定値を用いる。 σ はステファン・ボルツマン定数、 H は水面から大気への顕熱輸送量、 ϵE は蒸発の潜熱輸送量、 E は蒸発量である。 H と ϵE は次のバルク式で表わされる。

$$H = c_p \rho C_H U (T_s - T) \quad (2)$$

$$\epsilon E = \epsilon \rho C_E U (q_{\text{SAT}}(T_s) - q) \quad (3)$$

ただし c_p と ρ は空気の設定比熱と密度、 U と T と q は基準高度の風速と気温と比湿、 $q_{\text{SAT}}(T_s)$ は水面温度 T_s に対する飽和比湿、 C_H と C_E は顕熱および潜熱のバルク輸送係数。本研究では近似的に $C_E = C_H$ とし、水面の水平スケールが1 km程度で風速の基準高度が50m、気温と比湿は水面の風上側で鉛直方向に様な分布の場合の値として、 $C_H = 1.0 \times 10^{-3}$ を用いる (Kondo, 1975)。

(参考1) 通常、バルク係数として「無限水面」の値が用いられているが、ここでは「有限水面」のバルク係数を考えている。つまり、ある水面の風上側から様な比湿の空気が様な風速 U で流れきたとき、蒸発量は水面の風上端でもっとも大きく、風下距離(フェッチ)と共に小さくなる。したがって水面の大きさ L からの平均蒸発量 E は L が大きいほど小さくなる。 E を表わすバルク係数 C_E は $\text{Re} (= LU/\nu, \nu: \text{空気分子粘性係数})$ の関数になる。これと違って、風上側に様な比湿の空気が、対数分布の風速 $U = (u^*/k) \ln(z/z_0)$ で流れきたとき

のバルク係数は $(L/z_0)^{-0.1}$ に比例する(近藤, 1981)。この2つの場合、 $L > 1 \text{ km}$ ではバルク係数はほとんど等しくなる。例として、粗度が $z_0 = 10^{-4} \text{ m}$ で、風速の基準高度が10mのとき、 $L = 100 \text{ m}$ とすると $C_E = 1.6 \times 10^{-3}$ 、 $L = 1 \text{ km}$ とすると $C_E = 1.3 \times 10^{-3}$ である。なお、 $C_E = 1.3 \times 10^{-3}$ は「無限水面」のバルク係数にほぼ等しい。

(参考2) 風速が弱くなく、 G が既知で、 $R \downarrow$ があまり大きくなければ、水深1 m程度の水面では、 $|T_s - T| < 5^\circ \text{C}$ となり、このような場合の T_s は式(1)~(3)を連立させることによって、次のような近似式でも表わされる。

$$\delta T \equiv T_s - T = \frac{Q - \sigma T^4 - \epsilon \rho \beta k_H (q_{\text{SAT}}(T) - q)}{4\sigma T^3 + c_p \rho k_H + \epsilon \rho \beta k_H \Delta} \quad (4)$$

ただし、 $\Delta = dq_{\text{SAT}}/dT$ (気温だけの関数)、 $k_H = C_H U$ 、 $Q = R \downarrow - G$ 、 $\beta = C_E/C_H$ (水面では $\beta \approx 1$)。 Δ として、 T と T_s (第一近似で得られた T_s) の中間温度における値を用いれば近似はよくなる。

2. 資料および熱収支法の解法

本研究では気候学的な熱収支量を知ることを目的とし、当初は1986~1990年の5カ年間の日々の気象データを用いて熱収支を計算していたが日本の場合、月平均気象データを用いてもほとんど同じ結果が得られることが分かった。それゆえ、この5カ年間平均の月平均気象データを用い、日射量が実測されている気象官署66地点について熱収支の計算を行なう。

ここで計算されるものは、各気象官署と同じ気象条件のところに1 km程度の大きさの浅い水面があると仮定した場合の蒸発量である。

熱収支の計算には、以下の2つの方法をとった。その1は伝導熱を $G = 0$ において月平均気象データから直接熱収支を解く方法であり、その2は G を考慮した上で、気温と放射量のみ周期的な日変化パターンを与えて30分ごとに熱収支を解く方法である。

月平均気象データから直接熱収支を計算する場合は、既知の気象条件 ($R \downarrow$, U , T , q) を与えることによって、式(1)~(3)を3つの未知量 (T_s , H , ϵE) に対して逐次近似の方法によって解くことになる。一方、周期的な熱収支の日変化を計算する場合、II章4節で示されるように、 G が T_s の1日周期の時間変化の関数になるので、多少計算が複雑になる。この場合30分ごとに1日分の熱収支を計算するが、はじめに適当な T_s の日変化を与えて、それを用いて式(1)~(3)を解く。次にこのようにして計算された T_s を用いて再び式(1)~(3)を解き、 T_s の値が収束するまでこの手順を繰り返すことになる。

3. 放射量

日本の気象官署における日射量 $S \downarrow$ の観測精度はあま

りよくなかったが、この10年間には改善された。それゆえ前記5カ年間で月毎に平均された日平均日射量 $S_d \downarrow$ の観測値を用いる。日平均大気放射量 $L_d \downarrow$ は $S_d \downarrow$ を用いて以下の実験式によって計算する(Kondo・Miura, 1985; 近藤・中村・山崎, 1991)。

$$L_d \downarrow = \sigma T^4 \{1 - (1 - \frac{L_{dr} \downarrow}{\sigma T^4}) C\} \quad (5)$$

$$C = 0.03B^3 - 0.3B^2 + 1.25B - 0.04, \quad C \geq 0 \quad (6a)$$

$$C = 0, \quad C < 0 \quad (6b)$$

$$B = S_d \downarrow / S_{dr} \downarrow$$

$$L_{dr} \downarrow = \sigma T^4 \{0.74 + 0.19 \log_{10} w^* + 0.07 (\log_{10} w^*)^2\} \quad (7)$$

$$S_{dr} \downarrow = S_{d0} \downarrow (C' + 0.7 \times 10^{-m}) \times (1 - i)(1 + j) \quad (8)$$

$$S_{d0} \downarrow = \frac{I_d}{\pi} d^{*2} (h \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \sin h) \quad (9)$$

$$\sin(h/2) = \left\{ \frac{\sin A_1 \times \sin A_2}{\cos \phi \cos \delta} \right\}^{1/2} \quad (10)$$

$$A_1 = (\pi/4) + (\phi - \delta + \gamma)/2$$

$$A_2 = (\pi/4) - (\phi - \delta - \gamma)/2$$

$$d^{*2} = 1.00011 + 0.034221 \cos \eta + 0.00128 \sin \eta + 0.000719 \cos 2\eta + 0.000077 \sin 2\eta \quad (11)$$

$$\eta = 2\pi k / 365 \quad (12)$$

$$C' = 0.21 - 0.2b, \quad b \leq 0.3$$

$$= 0.15, \quad b \geq 0.3$$

$$f = 0.056 + 0.16b^{1/2}$$

$$i = 0.028 (0.5m + 3.5 + \log_{10} w) \log_{10} w$$

$$j = (0.066 + 0.34b^{1/2}) (\text{ref} - 0.15)$$

$$m = km_0$$

$$m_0 = \frac{1}{\sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta}$$

$$= \infty, \quad |\phi - \delta| < \pi/2$$

$$= \infty, \quad |\phi - \delta| \geq \pi/2$$

$$k = 1.402 - 0.06 \log_{10} (b + 0.02)$$

$$- 0.1 (m_0 - 0.91)^{1/2}$$

$$\log_{10} w = 0.0312 T_d - 0.0963 \quad (13)$$

$$\log_{10} w^* = 0.0315 T_d - 0.1836 \quad (14)$$

記号、数値、単位は次の通りである。

$b = 0.05$: 大気混濁係数 (きれいな大気を想定)

C : 大気放射に及ぼす雲の効果のファクター

$c_p = 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$: 空気の定圧比熱

d^* : 地球太陽間平均距離/その日々距離

h : 日の出から南中までの時角 (rad)

$I_d = 118.11 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$: 太陽定数に1日の長さをかけた

値

k : 1年の k 番目の日 (たとえば2月1日の $k = 32$)

$\iota = 2.501 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$: 水の気化の潜熱

$L_{dr} \downarrow$: 快晴日の日平均大気放射量

$m_0 = \sec \theta_0$: 太陽南中時の光路長

θ_0 : 太陽南中時の天頂距離

$P = 1013.3 \text{ hPa}$: 地上気圧 (一定を仮定)

$S_{d0} \downarrow$: 大気上端における日積算日射量

$S_{dr} \downarrow$: 快晴日の地上における日積算日射量

$\text{ref} = 0.06$: 水面のアルベード (一定を仮定)

T_d : 露点温度 ($^{\circ}\text{C}$)

w : 可降水量 (cm)

w^* : 有効水蒸気量 (cm)

$\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$: ステファン・ボルツマン定数

$\rho = 1.2 \text{ kg m}^{-3}$: 空気密度 (一定を仮定)

δ : 太陽の赤緯

ϕ : 緯度

$\gamma = 9.89 \times 10^{-3} \text{ rad}$: 太陽光の地平屈折度

一方、伝導熱 G を考慮する30分ごとの計算の場合、日射量の日変化パターンを与える必要がある。ここでは日変化パターンとして以下に示す快晴時の日射量の日変化 (Kondo・Miura, 1985) を利用する。

$$S \downarrow = \alpha S_r \downarrow \quad (15)$$

$$S_r \downarrow = S_o \downarrow (C' + 0.7 \times 10^{-m}) \times (1 - i')(1 + j) \quad (16)$$

$$S_o \downarrow = I_o d^* \cos \theta \quad (17)$$

$$n = \sec \theta$$

$$i' = 0.028 (0.5n + 3.5 + \log_{10} w) \log_{10} w$$

$$\cos \theta = \sin \phi \sin \delta + \cos \phi \cos \delta \cosh'$$

$S \downarrow$: 計算で与える日射量の日変化

$S_r \downarrow$: 快晴時の日射量

α : $S \downarrow$ の日積算値が観測の日積算日射量 $S_d \downarrow$ に一致するように決めたファクター (月、地点ごとに異なる)

$S_o \downarrow$: 大気上端における水平面日射量

I_o : 太陽定数 ($= 1360 \text{ W m}^{-2}$)

θ : 天頂と太陽のなす角

h' : 南中時からの時角 (rad)

4. 伝導熱

伝導熱 G を考慮する計算では、地表面の熱交換によって等温変化 (完全混合) する厚さ D ($= 0.2 \sim 2 \text{ m}$) の水を想定し、次式を用いる。

$$G = C_w \rho_w D \frac{\partial T_s}{\partial t} \quad (18)$$

ここで、 C_w ($= 4.18 \times 10^3 \text{ J kg}^{-1}$) は水の比熱、 ρ_w ($= 1000 \text{ kg m}^{-3}$) は水の密度、 $\partial T_s / \partial t$ は水面温度の時間変化率である。

さらに水面の温度変化は日周期成分 $A_d \equiv (\partial T_s / \partial t)_d$ と季節変化成分 $A_y \equiv (\partial T_s / \partial t)_y$ に分割する。すなわち、

$$G = G_d + G_y$$

$$= C_w \rho_w D \times A_d + C_w \rho_w D \times A_y \quad (19)$$

A_y を1日を通して一定であると仮定することによって、日周期成分と季節変化成分を独立したものとして扱うことができる。

G_d は1日平均するとゼロになる量であり、熱収支式から30分ごとに計算される水面温度 T_s の時間変化から逐次近似法で求める(前記II章2節参照)。 G_y は月平均水面温度の季節変化から求める。一方、 T_s の季節変化は、はじめは不明なので、まずはじめに気温の季節変化に等しいと仮定して1年分の熱収支を計算する。次にその結果求められた T_s の季節変化を用いて再び1年分の熱収支を計算する。この手順を2～3回繰り返せば収束解が得られる。

5. 気温と比湿

$G = 0$ とおいた計算では、気温・比湿とも日平均の観測値を使用する。一方、 G を考慮した計算では、気温のみ次のような日変化パターンを与える(武政ら, 1988)。

$$T = T_{AMP} \sin(\omega t - \xi \sin \omega t + \psi) + T_0 \quad (20)$$

$$\xi = \pi/4$$

$$\psi = 4.217 \text{ (rad)}$$

$$\omega = 2\pi/86400 \text{ (rad/s)}$$

ここで T_{AMP} は実測の気温日較差の1/2を用いる。さらに T_0 は気温の日平均値が実測値に一致するように決めた。

6. 風速

蒸発量の計算には日平均された地域代表風速 U_B を式(2)(3)の U に用いる。 U_B とは、気象官署の地表面の粗度 z_0 と風速計の設置高度 z_u を一定にそろえ($z_0 = 1 \text{ m}$, $z_u = 50 \text{ m}$)、さらに観測所近くの地物・地形の影響を除いた風速である(近藤・桑形・中園, 1992)。

海岸や岬などの強風地域では、実際の蒸発量は本研究で計算された蒸発量よりも多くなる。この問題については次章の2節で論じる。

III. 結 果

この章では、熱伝導 $G = 0$ において月平均気象データから計算された熱収支の結果を示す。

1. 放射量分布

各地の日射量 $S \downarrow$ と有効長波放射量 $\sigma T^4 - L \downarrow$ の毎月の値は付録に掲げ、年平均値の分布を図-1、図-2に示した。なお「有効長波放射量」とは、水面温度と気温が等しいときには地面から失われる正味長波放射量に等しくなる。

年平均放射量は地域による差があまり大きくない。 $S \downarrow$ は北日本と北陸地方では 135 Wm^{-2} 前後、それ以外の関東

図-1 日射量 $S \downarrow$ の年平均値分布 (Wm^{-2})。

図-2 有効長波放射量 $\sigma T^4 - L \downarrow$ の年平均値分布 (Wm^{-2})。

以南では 150 Wm^{-2} 前後である。 $\sigma T^4 - L \downarrow$ は北日本・東日本の太平洋側で 60 Wm^{-2} 以上とやや大きく、その他の北陸・山陰・九州地方では 60 Wm^{-2} 未満である。北陸地方で $S \downarrow$ と $\sigma T^4 - L \downarrow$ がともに小さいのは冬期に雲が多いことによる。

2. 蒸発量

各地の毎月の蒸発量 E と顕熱輸送量 H は付録に掲げた。年蒸発量の分布を図-3に示した。北海道・東北・北

図一3 浅い水面からの年蒸発量の分布 (mm y^{-1}).

図一4 年平均の顕熱と潜熱の比 (ボーエン比: H/LE) の分布.

図一5 年平均の $LE/(R\downarrow - \sigma T^4)$ の分布.

陸地方では 500mm y^{-1} 前後, それ以外の関東・西日本では 700mm y^{-1} 前後である.

年平均ボーエン比 (H/LE) の分布を図一4に示した. ボーエン比は北海道では0.3前後で大きく, 関東・西日本では0.2前後と小さくなっている. この傾向はボーエン比の気温依存性によるもので, 高温のとき地表面でのエネルギーは蒸発の潜熱に配分される割合が大きくなることを表わしており, 海洋でも同じ傾向になっている (Kondo, 1976).

図一6 地域代表風速 U_B を用いて計算された浅い水面からの年蒸発量の緯度分布.

年間の有効入力放射量 ($R\downarrow - \sigma T^4$) の何%が蒸発の潜熱に使用されたかをみるために, $LE/(R\downarrow - \sigma T^4)$ の分布を図一5に示した. 北海道・東北の北部では有効入力放射量の50~60%が, それ以南では60~70%が蒸発のために使われている.

年蒸発量の緯度分布を図一6に示した. これは地域代表風速 U_B を用いた場合である. 北緯24度の18分にある南鳥島を含む日本の範囲内では, 年蒸発量の大きさは緯度に対してほぼ直線的に分布している.

狭い範囲内の地点間で蒸発量がどの程度ばらつくかの目安を知るために, 準実測風速 U_A (地表面の粗度は各気象官署固有のものとし, 風速計の設置高度のみを50mにそろえた

図一七 準実測風速 U_A を用いた場合の浅い水面からの年蒸発量の緯度分布。黒丸印は湖の蒸発量、実線は世界の海洋の平均蒸発量。

場合の風速で、観測所周辺の地形・地物の影響も含まれている)を用いて計算した年蒸発量の緯度分布を図一七に示した。この図には、参考のために、湖からの蒸発量(Yamamoto and Kondo, 1964; 1968; Yamamoto *et al.*, 1972)と世界の海洋からの平均蒸発量(Budyko, 1956)もプロットしてある。図一六と比較して分かることは、 U_B を用いた場合に比べてばらつきが大きくなっていることである。蒸発量が大きな地点は風速が強い岬や島などに対応している。なお U_A/U_B は気象官署によって異なり、0.7~3.0の範囲にばらつく。

ここで計算された水面からの蒸発量(白丸印)は湖からの蒸発量(黒丸印)とほとんど同じ程度であることが分かる。

図一八 南西諸島などを除く気象官署56地点における、 U_A を用いて計算した浅い水面からの蒸発量の推定値(横軸)と小型蒸発計からの蒸発量の実測値(縦軸)の比較、ただし5~10月の積算値。

る。一方、世界の海洋からの平均蒸発量(実線)は日本の水面からの蒸発量より大きくなっている。これは日本では同緯度帯の他の地域に比べて雲が出やすく日射量が少ないことと、海洋では低緯度から高温の海水が海流によって供給されていること、さらに、陸上の地上風速は同じ地衡風速のとき海上風速の約60%と弱いこと(近藤・桑形・中園, 1992)の3つの理由によって説明できる。

つぎに1955年以前までに気象官署56地点(全66地点から南西諸島などデータのない地点を除く)で観測された小型蒸発計からの蒸発量の平均値との比較を図一八に示した。ただし観測法によると、寒候期に蒸発計の水が結氷した場合は、氷を水に取り替えることになっており、これは熱収支的には1回の取り替えにつき2~3mmの蒸発量に相当し問題があるので、暖候期の5~10月の積算蒸発量に関して比較した。図によると、蒸発計からの蒸発量は浅い水面からの蒸発量の約1.5倍になっている。これは蒸発計の大きさが小さく潜熱のバルク輸送係数が大きくなることと、蒸発計の側面から余分な日射エネルギーを吸収して水温が日中に一般の水面より高温になることの2つの理由によって説明できる。

IV. 計算方法による蒸発量の違い

前章では月平均気象データを用い、しかも日射量や気温などの日変化を考慮しないで熱収支量を計算した。この方法は1回の計算で月平均蒸発量が求められるため、手軽な方法であるが、刻々変化する日々の気象条件を単純に月平均してしまっており、水面下に伝わる伝導熱 G も無視している。

本章では、(1)日平均気象データを用いて日々の蒸発量を計算し、それを合計し月蒸発量を計算する方法、および(2)月平均気象データは用いるが、日射量と気温の日変化を考慮して30分ごとに熱収支を計算する方法、の2つの方法によって求めた蒸発量を前章の結果と比較する。

1. 日平均気象データを用いた場合

各地点における日平均気象データより求めた年蒸発量と月平均気象データより求めた年蒸発量の比較を図一九に示した。両者はほとんど一致している。

次に、仙台における月蒸発量の計算結果の比較を表一に掲げた。年蒸発量は3%以内の精度で一致しており、月蒸発量でも両者の計算結果はほとんど一致している。すなわち気象データから月および年蒸発量を求める場合、月平均気象データを用いても十分であることが分かる。これは日本において、日々の放射量・風速・気温・湿度の変動の間にあまり大きな相関関係がないためであり、他の地域でもこのようになるとは限らない(Kondo, 1972)。

参考のために仙台と宮崎を例にとり、1990年の日々の

図一9 各地点における日々の気象データより求めた年蒸発量(横軸)と月平均気象データから求めた年蒸発量(縦軸)の比較。

表一1 計算方法による蒸発量の違い(mm)。

(A): 日平均気象データで計算した蒸発量

(B): 月平均気象データで計算した蒸発量

	2月	4月	6月	8月	10月	12月	年
(A)	22	68	73	77	41	16	581
(B)	21	65	72	78	41	14	564
差	1	3	1	-1	0	2	17

図一10 仙台における1990年の日々の蒸発量(=潜熱輸送量)と、水温-気温差の変化。上段の図の左側に潜熱輸送量(Wm^{-2})の目盛りを、右側に蒸発量($mmday^{-1}$)の目盛りをとってある。

図一11 図一10に同じ、ただし宮崎

蒸発量(=潜熱輸送量)と水温-気温差の日平均値を図一10と図一11に示した。蒸発量は夏に多く、冬に少ない。日々の蒸発量は大きく変動しており、夏の強風乾燥日には最大 6 mm day^{-1} 程度になる。また、水温-気温差は $-3^{\circ}\text{C}\sim+12^{\circ}\text{C}$ の範囲でばらつき、とくに90~160日の期間(4~5月に相当)で大きくなっている。これは、春は気温が低い割に日射が強いことと関係する。

2. 日変化パターンを考慮した場合

各地点における日変化を考慮して求めた年蒸発量と考慮せずに月平均気象データより求めた年蒸発量の比較を図一12に示した。図(a)は水温日変化の及ぶ水の深さが $D=0.2\text{ m}$ の場合、図(b)は $D=2\text{ m}$ の場合である。この図を見るかぎり、年蒸発量の計算では気象条件の日変化を考慮せずに $G=0$ とおいてもよいことが分かる。

図一13は仙台を例にとり、日変化を考慮して求めた蒸発量と日変化を考慮せずに求めた蒸発量の季節変化を比較したものである。なお、ここでは細かい季節変化を見るために、旬平均気象データを用いて蒸発量を計算してある。

図によると、 $D=1\text{ m}$ として日変化を考慮した結果(点線)は考慮しない結果(実線)と大きな差はなく、 $D=2\text{ m}$ とした場合(一点鎖線)は日変化を考慮しない場合に比べて約半月位相が遅れる。図には示していないが、 $D<1\text{ m}$ として日変化を考慮した場合は日変化を考慮しない場合とほとんど一致する。すなわち水深が 1 m 以浅であれば、日変化を考慮せずに伝導熱 G を無視して熱収支を計算しても、蒸発量の季節変化は再現される。

図一14は8月の仙台を例にとり、熱収支および蒸発量の日変化を示したものである。水の深さ $D=0.2\text{ m}$ の場合には蒸発量の日変化が現われているが、 $D=2\text{ m}$ の場合(図省略)には蒸発量は昼夜を通してほぼ一定となっ

図一12 日変化を考慮して求めた年蒸発量 (縦軸) と考慮せずに月平均気象データから求めた年蒸発量 (横軸) の比較. (a) $D=0.2\text{m}$, (b) $D=2.0\text{m}$.

いる。これは、水深が深い場合には、水面下に入る伝導熱 G が大きくなるために、水面温度 T_s がほとんど日変化しないためである。この水面上の熱収支量はほぼ一定の性質は、水深が深い場合に特有のもので、水中の光の透過と乱流熱輸送を考慮した詳細な計算 (Kondo *et al.*, 1979) を行なっても同じように現われる。

V. 蒸発量の敏感度

本研究では、日本の各気象官署における気温・比湿・放射量と同じ条件のところに浅い水面があるとした場合の蒸発量を計算した。しかし、風速その他の条件が気象官署と異なる地点に水面がある場合、年蒸発量はどの程度違ってくるだろうか？これを知るために、仙台における前記5カ年間の気象条件を用いて敏感度を計算する。

この敏感度の結果を応用すれば、本研究で求めた結果

図一13 仙台における蒸発量の季節変化。実線は日変化を考慮しないで $G=0$ として計算した結果、点線 ($D=1\text{m}$) と一点鎖線 ($D=2\text{m}$) は日変化を考慮した計算結果。

図一14 仙台における8月の熱収支および蒸発量、水温、気温の日変化 ($D=0.2\text{m}$)。

の誤差を知ることもし、さらに、蒸発量の年々変動の大きさも評価できる。

風速 U は $+1\text{ms}^{-1}$ 、気温 T は $+1^{\circ}\text{C}$ 、相対湿度 rh は $+5\%$ 、日射量 $S \downarrow$ と大気放射量 $L \downarrow$ はそれぞれ $+10\text{Wm}^{-2}$ 、気圧 P と空気密度 ρ は同時に -10% (海拔が約1000m高い場合に相当する)、それぞれ独立に変化した場合の年蒸発量の変化 δE を計算し、結果を表一2に示した。

日射量に対する敏感度 $(\delta E/E)/(\delta S \downarrow/S) = 1.13$ に対し、風速に対する敏感度 $(\delta E/E)/(\delta U/U) = 0.42$ で比較的小さい。この違いは、蒸発量は日射量にほぼ比例して増加するのに対し、風速が増加すると水温が下降するというマイナスのフィードバックが作用して蒸発量は風速増加に対してそれほど増加しないことのためである。

次に、水面の大きさの影響について述べる。本研究で

表-2 年蒸発量の敏感度.

基準は仙台の条件(年平均の風速 $=3.3\text{ms}^{-1}$, 気温 $=12.3^{\circ}\text{C}$, 水蒸気圧 $=11.8\text{hPa}$, 日射量 $S\downarrow=138\text{Wm}^{-2}$, 大気放射量 $L\downarrow=317\text{Wm}^{-2}$)としたときの年蒸発量 $=564\text{mmy}^{-1}$ からの差 δE を示す.

要 素	要素の変化幅	蒸発量の変化 mmy^{-1}
風 速	$+1\text{ms}^{-1}$	+71
気 温	$+1^{\circ}\text{C}$	+18
相 対 湿 度	$+5\%$	-12
日 射 量	$+10\text{Wm}^{-2}$	+46
大 気 放 射 量	$+10\text{Wm}^{-2}$	+51
気圧と空気密度	-10%	-5

は水平スケール1km程度の水面を想定して, バルク輸送係数(C_H , C_E)の値を与えた. 水面の長さを L とすると, C_H , C_E は $L^{-0.1}$ に比例して小さくなる(山本・近藤, 1965; 近藤・渡部, 1969; Yamamoto *et al.*, 1972; 近藤, 1981). バルク輸送係数の大きさが変わることは, 熱収支式において風速の大きさが変化することと同等なので, 今回の敏感度の結果より, 水面の水平スケールが100m~10kmの範囲で, 年蒸発量は $\pm 8\%$ 程度は変化することになる.

今回の計算では水面温度 T_s が氷点下になったときも蒸発の計算式(3)において, $q_{\text{SAT}}(T_s)$ として水面上の飽和比湿を使用した. 本来ならば $T_s < 0^{\circ}\text{C}$ のときは水面上の飽和比湿を使用すべきであるが, 両者の方法で計算される月蒸発量はわずかしきかわらない. ちなみに, 札幌の1月の条件(気温 $=-4.3^{\circ}\text{C}$)では, 月蒸発量は1mm小さくなる.

VI. 蒸発量の年々変動

年々の蒸発量の変動幅の目安を知るために, 1986~1990年の5カ年間の年蒸発量を仙台と宮崎について計算した. なお, 計算には年ごとの月平均気象データを用いた. 図-15はその計算結果であり, 年々変動の大きさは $\pm 40\text{mmy}^{-1}$ 程度である.

日本における年々の気候変動の標準偏差は, 気温 T で 0.5°C , 相対湿度 rh で 2% , 入力放射量 $S\downarrow+L\downarrow$ で 5Wm^{-2} の程度である. 敏感度の結果から, 蒸発量の年々変動は $\pm 30\sim 40\text{mmy}^{-1}$ と見積もられ, 直接計算された年々変動を説明することができる.

蒸発量の年々変動の季節による違いを見るために, 季節変化の年々変動を図-16に示した. これによれば, 年ごとの違いは夏季に著しい. すなわち図-15に示した年蒸発量の年々変動は夏季の天候に大きく左右されている. ちなみに仙台の1988年は微雨日の多い冷夏であった(近藤, 1989).

図-15 仙台と宮崎における年蒸発量の年々変動.

図-16 仙台と宮崎における蒸発量の季節変化の年々変動.

VII. グローバルな気候値との比較

最後に, 本研究で得られた日本各地の浅い水面からの蒸発量および降水量を, 従来の研究で得られているグローバルな気候値と比較する. 図-17は今回計算された日本の蒸発量(準実測風速 U_a を用いて計算されたもの)と降水量の5年平均値を, グローバルな気候値の緯度分布(海と陸を共に含む, W.D. Sellers, 1965)と比較したものである. 日本では同緯度の他の地域と比べて降水量が1~3倍も多く, 蒸発量はやや小さい. その結果として, 降水量から蒸発量を引いた量はグローバル気候値に比べてか

図一七 日本各地の浅い水面からの年蒸発量（準実測風速 U_A を用いた計算値）および降水量と、グローバルな蒸発量と降水量の気候値の緯度分布（W.D. Sellers, 1965）との比較。黒丸：日本各地の値、実線：気候値。

図一八 日本各地における年平均日射量（黒丸）とグローバルな年平均日射量の気候値の緯度分布（実線、Budyko, 1965）との比較。大気上端に入射する年平均日射量（破線）も示した。

なり大きくなっている。

日本の大部分を占める森林からの年蒸発量は水面から

の年蒸発量に近いので（近藤・渡辺, 1991）、日本各地の水面からの年蒸発量は、ほぼ日本の実蒸発量を代表していると考えてよい。なお水面蒸発と森林蒸発の比較は続報で詳細に述べる。

図一八は日本各地における年平均日射量をグローバルな気候値の緯度分布（Budyko, 1956）と比較したものであり、大気上端に入射する年平均日射量も示してある。前述のように日本は雲が多く多降水で、同緯度帯の他の地域より日射量が小さい。これは日本各地の蒸発量を小さくする効果を持っている。

VIII. あとがき

月平均気象データを用いて、日本各地の浅い水面からの蒸発量を熱収支の方法で求めた。月蒸発量は、北日本・北陸地方では夏には $60\sim 100\text{mmM}^{-1}$ 、冬には $0\sim 15\text{mmM}^{-1}$ 、関東以南ではそれぞれ $90\sim 120\text{mmM}^{-1}$ と $10\sim 25\text{mmM}^{-1}$ と見積もることができた。また、年蒸発量は北日本・北陸地方では 500mmy^{-1} 前後、関東以南では 700mmy^{-1} 前後となり、年降水量の30～50％である。なお年蒸発量の年々変動は $\pm 40\text{mm}$ 程度で、おもに夏の天候がその変動の原因となっている。

今回、月平均気象データを用いて得られた月別蒸発量は、日々の気象データから計算された月別蒸発量や、気象データの日変化パターンを考慮して計算された結果とほとんど変わらなかった。しかし他の地域では月平均気象データを用いた計算法では不十分なこともあり、一般には日々の気象データを用いて熱収支を計算する必要がある。一方、従来から測定されてきた小型蒸発計からの蒸発量は浅い水面からの蒸発量に比べて約1.5倍の大きさになり、その利用に関しては注意が必要である。

日本における内陸水面の蒸発量は同緯度帯の世界の海洋における平均蒸発量の60％程度であり、海陸で平均した同緯度帯の気候値に比べて小さい。この違いは、(1)日本は雲が多く多降水で、日射量が同緯度帯の他の地域より小さいこと、(2)海洋では低緯度から中緯度へ海流によって熱が運ばれていること、(3)日本の内陸では、海上風速の約60％の大きさの風速しか吹かないことの3つの理由による。

続報では、全国の森林からの蒸発量を評価し、今回の水面蒸発量と比較したい。

謝 辞

蒸発計算プログラムの作成に際し研究室の中國信氏の協力を得た。また作図に際し東北大学工学部の枝松圭一氏の2次元グラフプロットツール(GP)を使わせていただいた。ここに謝意を表す。

表A-1 日射量S↓の月平均値と年平均値 (Wm⁻²)

No. Stn.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Sum	No. Stn.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Sum
401 Wakanai	47	84	133	164	204	216	197	155	152	100	50	35	128	655 Omaezaki	115	130	163	206	205	203	201	230	166	135	110	109	165
402 Kitamiesashi	62	105	144	175	203	191	190	153	144	110	61	51	133	656 Shizuoka	105	120	150	189	187	185	170	203	146	131	108	101	150
406 Rumoi	46	82	133	170	200	223	216	179	150	101	49	37	132	662 Tokyo	93	105	134	172	176	167	149	172	112	108	89	86	130
407 Asahikawa	66	106	145	172	200	221	211	172	139	102	58	51	137	675 Oshima	89	96	122	164	171	163	152	186	120	109	93	84	129
409 Abashiri	72	116	154	184	208	209	222	171	147	111	67	57	143	678 Hachijoima	76	94	125	178	178	174	174	206	160	113	90	81	138
412 Sapporo	65	98	135	170	194	213	198	170	144	109	64	53	135	744 Yonago	68	93	131	183	200	197	185	201	142	128	88	72	141
417 Obihiro	89	131	163	186	212	201	168	150	126	125	82	73	142	750 Maizuru	64	82	116	179	185	192	169	192	128	112	82	68	131
420 Nemuro	81	126	159	183	219	205	185	166	139	120	80	68	144	755 Hamada	61	91	134	191	204	194	192	214	150	131	90	66	143
421 Suttu	42	75	134	187	213	231	208	175	152	109	53	38	135	761 Hikone	79	106	140	192	199	197	187	198	150	131	97	78	146
423 Muroran	61	106	148	190	216	213	179	161	142	124	71	53	139	762 Shimonoseki	76	105	144	191	196	191	192	205	153	140	100	78	148
426 Urawake	72	120	149	179	211	198	172	169	138	120	69	56	138	765 Hiroshima	94	117	150	196	204	205	196	211	157	144	110	95	157
430 Hakodate	71	112	144	182	201	212	189	168	133	119	74	58	139	772 Osaka	86	105	139	175	185	193	190	200	146	124	96	84	144
575 Aomori	56	94	134	176	203	213	198	183	139	109	65	46	135	778 Shionomisaki	111	133	168	198	199	196	207	229	171	148	117	112	166
581 Hachinohe	78	108	147	186	213	212	189	179	130	117	84	68	143	780 Nara	83	103	132	183	187	190	183	197	147	126	102	83	143
582 Akita	54	87	133	174	199	209	194	198	144	116	59	45	135	800 Izuohara	98	108	144	185	197	179	169	182	135	139	115	97	146
584 Morioka	75	110	138	171	200	197	172	169	125	111	76	59	134	807 Fukuoka	81	111	141	189	198	192	190	204	155	142	102	84	149
585 Miyako	89	118	150	190	207	201	179	179	131	119	91	79	145	813 Saga	90	113	141	179	186	186	197	211	162	142	103	87	150
587 Sakata	56	87	131	184	207	215	200	207	146	116	67	46	139	815 Oita	93	115	139	175	178	184	183	189	139	128	101	93	143
588 Yamagata	75	105	144	185	207	205	183	186	132	106	73	64	139	817 Nagasaki	87	111	140	181	191	191	197	211	162	149	104	87	150
590 Sendai	91	115	150	192	206	179	141	162	126	120	90	82	138	819 Kumamoto	93	117	144	184	186	183	200	205	161	150	108	94	152
595 Fukushima	80	110	147	185	199	181	155	170	117	109	83	74	134	827 Kagoshima	101	124	145	175	182	174	206	199	167	159	115	108	155
598 Onahama	106	126	162	200	211	198	185	206	147	133	103	97	156	830 Miyazaki	110	128	147	172	179	183	203	201	152	146	110	112	154
600 Wajima	50	74	124	192	211	200	186	207	140	118	76	50	136	887 Matsuyama	91	120	154	197	199	199	206	211	155	145	109	94	157
604 Niigata	53	82	123	176	193	198	194	196	137	110	69	54	132	891 Takamatsu	88	111	146	191	201	203	203	211	148	135	103	88	153
607 Toyama	64	91	123	181	191	189	172	194	140	113	80	62	134	893 Kochi	111	134	164	192	191	190	192	205	155	147	118	113	159
612 Takada	64	90	127	183	192	186	178	187	134	106	78	62	132	898 Shimizu	115	133	167	192	193	197	219	223	167	154	118	119	167
615 Utsunomiya	100	119	149	179	181	156	137	163	118	118	93	88	134	909 Naze	73	86	113	135	164	174	226	191	162	132	90	82	136
616 Fukui	62	90	124	182	193	182	171	192	135	117	82	64	133	918 Ishikajima	100	113	132	152	177	228	249	227	194	153	115	105	162
618 Matsumoto	106	130	167	209	216	208	200	215	153	131	105	98	162	927 Miyakojima	104	116	142	166	184	229	251	233	194	163	118	111	168
624 Maebashi	108	127	161	193	200	164	150	172	124	127	104	98	144	936 Naha	100	109	134	157	178	205	251	211	189	157	110	106	159
636 Nagoya	101	128	157	196	194	185	174	197	146	132	106	100	151	945 Minamidaito	112	141	170	192	208	229	260	227	221	163	124	111	180
638 Kofu	108	127	162	203	203	198	189	207	145	128	106	97	156	971 Chichijima	126	149	179	190	211	213	248	208	199	157	128	110	177
648 Choshi	91	104	141	187	194	194	186	212	148	118	94	89	147	991 Minamitori	141	175	218	234	263	266	256	226	226	200	163	135	209

表A-2 有効大気放射量の $\sigma T^4 - L \downarrow$ (T: 平均気温) の月平均値と年平均値 ($W m^{-2}$)

No.	Stn.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Sum	No.	Stn.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Sum
401	Wakkanai	62	66	69	62	63	59	52	45	62	66	57	55	60	655	Omaezaki	87	73	70	67	57	49	44	50	49	61	72	89	64
402	Kitamiesashi	75	77	73	67	64	54	52	45	59	70	65	74	65	656	Shizuoka	83	69	66	64	54	47	39	47	45	61	73	86	61
406	Rumoi	55	61	67	64	62	60	56	50	60	63	51	53	58	662	Tokyo	77	64	62	61	53	44	36	42	36	53	65	79	56
407	Asahikawa	73	74	72	65	64	62	56	49	56	62	58	68	63	675	Oshima	69	55	53	54	48	40	34	42	36	49	61	71	51
409	Abashiri	81	81	75	69	65	58	58	49	58	69	69	78	67	678	Hachiojima	56	51	52	57	48	41	36	45	44	47	55	63	50
412	Sapporo	71	70	68	65	62	59	53	49	57	67	63	70	63	744	Yonago	55	54	57	63	58	50	42	48	45	60	61	63	55
417	Obihiro	90	87	79	70	67	56	45	43	50	74	78	89	69	750	Maizuru	50	47	50	61	53	49	38	46	40	52	56	59	50
420	Nemuro	87	86	76	66	66	56	50	47	53	71	77	87	68	755	Hamada	49	53	58	64	57	48	42	49	46	60	61	58	54
421	Suttsu	48	55	67	69	65	61	54	48	57	65	53	51	58	761	Hikone	62	60	60	65	57	50	43	48	47	60	65	66	57
423	Muroran	67	73	72	69	65	57	47	44	53	72	67	67	63	762	Shimonoseki	59	59	61	63	55	47	42	47	47	63	65	64	56
426	Urakawa	76	81	72	64	63	53	45	46	51	69	65	69	63	765	Hiroshima	71	66	65	67	58	51	43	49	49	66	72	78	61
430	Hakodate	72	75	69	66	62	57	49	46	50	68	67	70	63	772	Osaka	67	61	61	61	55	50	44	49	47	59	65	72	58
575	Amori	56	62	65	65	63	57	51	48	51	61	58	54	58	778	Shionomisaki	81	73	70	64	54	46	43	49	49	64	74	88	63
581	Hachinohe	75	71	70	69	66	57	49	48	47	65	72	76	64	780	Nara	64	58	57	63	55	49	42	47	45	57	67	70	56
582	Akita	53	57	63	62	60	56	49	51	51	63	58	50	56	800	Izuhara	73	60	61	61	55	43	36	40	42	62	74	79	57
584	Morioka	70	70	65	62	62	54	44	44	45	60	63	64	59	807	Fukuoka	61	61	60	63	56	47	41	47	47	63	66	69	57
585	Miyako	84	76	71	69	63	53	45	46	46	63	75	85	65	813	Saga	65	61	59	60	53	46	41	47	48	63	65	68	56
587	Sakata	52	56	61	65	62	57	49	52	51	61	55	49	56	815	Oita	68	63	58	58	50	46	40	44	42	57	64	74	55
588	Yamagata	65	64	66	67	64	55	46	48	46	55	57	63	58	817	Nagasaki	62	60	58	59	52	43	40	47	48	65	64	67	55
590	Sendai	80	71	70	68	62	48	35	41	44	63	71	82	61	819	Kumamoto	65	63	60	61	52	45	42	47	48	65	66	71	57
595	Fukushima	70	68	68	67	62	49	39	43	40	56	64	73	58	827	Kagoshima	68	64	59	56	50	42	43	44	48	66	67	77	57
598	Onahama	88	75	72	68	60	50	44	48	47	64	74	89	65	830	Miyazaki	75	67	59	55	48	44	42	44	43	60	65	81	57
600	Wajima	44	46	56	66	62	51	44	50	46	58	57	48	52	887	Matsuyama	68	66	65	66	57	50	46	50	47	65	70	76	60
604	Niigata	48	52	57	62	58	52	48	49	47	57	54	55	53	891	Takamatsu	67	63	63	65	57	51	44	48	45	61	67	73	59
607	Toyama	53	54	55	63	56	48	40	47	45	55	58	58	53	893	Kochi	81	74	70	64	54	47	41	47	47	66	75	89	63
612	Takada	54	54	57	64	57	48	42	46	44	53	57	60	53	898	Shimizu	81	71	69	62	52	46	43	47	47	66	73	90	62
615	Utsunomiya	82	71	68	63	54	41	38	40	39	58	67	80	58	909	Naze	44	40	42	40	42	38	44	40	41	48	46	53	43
616	Fukui	51	52	55	63	57	48	40	47	43	56	57	52	52	918	Ishigakijima	49	45	42	39	38	43	46	45	45	49	48	56	45
618	Matsumoto	84	74	73	75	67	57	51	58	53	64	75	86	68	927	Miyakojima	52	46	46	43	39	43	46	45	45	51	50	59	47
624	Maebashi	89	76	74	69	61	44	37	43	41	63	76	90	64	936	Naha	54	47	47	44	42	41	48	43	46	54	52	63	48
636	Nagoya	78	74	69	68	58	48	41	49	47	63	73	85	63	945	Minamidaito	59	59	56	51	46	44	47	45	50	52	54	62	52
638	Kofu	85	74	72	71	61	52	45	52	47	62	74	85	65	971	Chichijima	68	64	61	53	49	43	48	43	47	48	57	62	54
648	Choshi	74	61	62	62	54	47	42	46	44	54	64	78	57	991	Minamitori	62	66	65	58	57	55	51	46	50	55	60	60	57

表 A—4 顕熱輸送量の月平均値と年平均値 (Wm⁻²). 最右列の数値は準実測風速U_Aを用いたときの年平均値

No.	Stn.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Sum	Stn.	No.	Stn.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Sum	Stn.
401	Wakkanai	-10	3	16	24	31	30	24	16	13	1	-8	-13	11	10	655	Omaezaki	-3	7	15	22	22	21	20	20	13	7	0	-6	12	7
402	Kitamiesashi	-8	7	19	25	28	26	22	15	12	3	-6	-13	11	11	656	Shizuoka	-3	6	13	18	17	14	15	9	6	1	-4	9	9	9
406	Rumoi	-8	4	16	23	26	25	23	17	13	3	-8	-12	10	9	662	Tokyo	-6	3	9	14	14	13	11	9	4	2	-3	-8	5	5
407	Asahikawa	-5	8	19	24	24	24	21	15	12	6	-4	-9	11	11	675	Oshima	-2	6	11	19	20	19	17	18	11	7	1	-3	10	5
409	Abashiri	-8	9	22	27	28	27	25	18	13	3	-7	-14	12	12	678	Hachijojima	-4	3	10	18	19	18	17	18	13	5	0	-5	9	0
412	Sapporo	-6	5	15	21	23	24	20	14	10	3	-6	-10	9	10	744	Yonago	-2	6	14	20	20	19	16	15	11	8	1	-4	10	10
417	Obihiro	-4	11	23	25	26	24	19	14	11	7	-5	-12	12	11	750	Maizuru	0	6	13	20	19	18	15	15	10	8	2	-2	10	10
420	Nemuro	-7	10	23	29	34	30	26	20	15	6	-6	-14	14	14	765	Hanada	-4	4	14	21	22	19	17	17	12	8	0	-7	10	8
421	Suttsu	-7	2	16	25	28	26	21	16	12	5	-5	-9	12	10	761	Hikone	0	9	16	22	21	18	16	14	11	8	2	-2	11	11
423	Muroran	-8	6	18	26	29	26	21	16	12	5	-6	-12	11	10	762	Shimonoseki	-2	6	14	20	20	18	16	15	11	8	1	-4	10	9
426	Urakawa	-8	8	20	27	29	25	20	18	13	6	-7	-13	11	11	765	Hiroshima	1	8	15	19	19	18	16	15	10	7	2	-2	11	10
430	Hakodate	-5	8	17	24	25	25	21	16	11	6	-4	-9	11	11	772	Osaka	-2	5	12	15	15	14	13	10	7	5	0	-4	8	7
575	Amori	-5	6	15	22	23	20	16	11	5	-4	-9	-9	10	10	780	Shionomisaki	0	8	15	20	21	21	21	14	8	1	-2	12	10	10
581	Hachinohe	-5	7	17	22	24	24	20	16	11	6	-4	-10	11	10	788	Nara	0	7	13	19	18	17	15	14	11	9	4	-1	11	11
582	Akita	-5	5	15	21	23	21	18	16	11	6	-3	-8	10	8	800	Izuhara	1	7	14	20	20	19	17	16	11	9	3	-2	11	10
584	Morioka	-2	9	16	21	22	20	18	15	11	7	-1	-7	11	10	807	Fukuoka	0	7	14	19	19	17	15	14	11	8	2	-2	10	9
585	Miyako	-6	7	17	23	25	25	21	18	12	7	-3	-11	11	11	813	Saga	2	8	14	17	17	16	17	16	12	9	3	1	11	11
587	Sakata	-6	4	14	22	23	21	18	16	10	5	-4	-9	10	8	815	Oita	0	8	14	18	17	16	15	14	10	7	2	-2	10	10
588	Yamagata	0	9	17	21	20	19	16	14	10	7	0	-5	11	11	817	Nagasaki	1	7	14	18	19	17	17	16	12	9	3	0	11	11
590	Sendai	-3	7	16	23	22	19	16	14	9	5	-3	-8	10	9	819	Kumamoto	3	9	14	18	17	15	16	14	11	9	4	1	11	11
595	Fukushima	-4	6	15	18	17	16	13	12	8	6	-1	-7	8	9	827	Kagoshima	3	9	13	17	16	15	16	14	11	9	4	2	11	10
598	Onahama	-3	8	17	25	25	23	20	21	13	8	0	-6	13	12	830	Miyazaki	3	9	14	17	17	16	17	16	12	10	5	2	12	11
600	Wajima	-3	4	13	23	23	21	17	17	11	7	-1	-5	11	10	887	Matsuyama	0	8	16	20	19	17	16	15	11	8	2	-3	11	11
604	Niigata	-5	4	12	19	19	18	16	13	8	4	-3	-8	8	6	891	Takamatsu	-2	7	14	19	20	17	17	16	11	9	2	-3	11	10
607	Toyama	0	7	14	20	20	19	15	15	11	7	0	-4	10	10	893	Kochi	2	9	15	19	18	17	16	15	10	7	3	-1	11	11
612	Takada	-2	7	14	21	20	18	15	14	10	6	0	-6	10	10	898	Shimizu	1	8	15	19	19	20	21	19	13	8	1	-2	12	10
615	Utsunomiya	-1	8	14	18	18	14	12	12	8	6	1	-3	9	9	909	Naze	-1	3	8	12	14	15	18	14	12	7	2	-2	9	8
616	Fukui	0	7	14	19	19	15	14	13	10	8	1	-2	10	10	918	Ishigakijima	4	8	11	13	15	20	19	17	15	9	5	3	12	8
618	Matsumoto	1	12	21	23	22	19	17	15	12	10	2	-2	13	13	927	Miyakojima	5	8	13	15	17	20	21	19	16	11	5	3	13	8
624	Maebashi	-5	7	14	17	18	13	12	12	9	6	-2	-8	8	7	936	Naha	3	6	11	14	16	18	20	16	14	8	2	0	11	6
636	Nagoya	0	8	14	18	17	14	13	11	8	6	1	-3	9	7	945	Minamidaito	4	10	15	18	20	22	22	19	18	10	5	2	14	12
638	Kofu	-1	8	15	18	18	16	15	14	9	7	2	-3	10	11	971	Chichijima	3	9	15	18	21	21	21	18	16	11	5	2	13	12
648	Choshi	-2	5	13	22	23	23	21	21	13	5	0	-4	12	8	991	Minamitori	6	11	18	21	23	21	20	18	18	14	8	6	15	8

引用文献

1. Budyko, M. I., 1956: (内嶋善兵衛訳, 1959: 地表面の熱収支, 河川水温調査会, pp.181).
2. Budyko, M.I.(ed.), 1963: Atlas of the Heat Balance of the Earth, Moscow. pp.69.
3. Kondo, J., 1972: Applicability of micrometeorological transfer coefficient to estimate the long-period means of fluxes in the air-sea interface. J. Meteor. Soc. Jpn., **50**, 570-576.
4. Kondo, J., 1975: Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. Boundary-Layer Meteor., **9**, 91-112.
5. Kondo, J., 1976: Heat balance of the East China Sea during the Air Mass Transformation Experiment. J. Meteor. Soc. Jpn., **54**, 382-398.
6. 近藤純正, 1981: 大気境界層の科学, 東京堂出版, pp. 219.
7. 近藤純正, 1989: 中冷夏の1988年—過去154年間の冷夏18位, 微雨含む雨日数1位—. 天気, **36**, 515-517.
8. 近藤純正・桑形恒男・中園信, 1992: 地域代表風速の推定法. 自然災害科学, **10**, pp.171-186.
9. Kondo, J. and A. Miura, 1985: Surface heat budget of the Western Pacific for May 1979. J. Meteor. Soc. Jpn., **63**, pp.633-646.
10. 近藤純正・中村亘・山崎剛, 1991: 日射量および下向き大気放射量の推定. 天気, **38**, pp.41-48.
11. Kondo, J., Y. Sasano and T. Ishii, 1979: On wind-driven current and temperature profiles with diurnal period in the oceanic planetary boundary layer. J. Phys. Oceanogr., **9**, 360-372.
12. 近藤純正・渡部勲, 1969: 深い湖の水温鉛直分布と蒸発の季節変化. 防災センター研究報告, **2**, 75-88.
13. 近藤純正・渡辺力, 1991: 広域陸面の蒸発—研究の指針—. 天気, **38**, 699-710.
14. Sellers, W.D., 1965: Physical Climatology. The University of Chicago Press, pp. 272.
15. 武政剛弘・長智男・黒田正治・薦田広章, 1988: 乾砂層内の温度変化の新しい表現法. 農業気象, **43**, pp.305-310.
16. 山本義一・近藤純正, 1965: 水面蒸発の研究. 第7回発電水力講習会テキスト, pp. 22.
17. 山本義一・近藤純正, 1966: 野尻湖の蒸発 (第2報). 東北電力土木部, pp. 86.
18. 山本義一・近藤純正, 1967: 野尻湖の蒸発 (完結報). 東北電力土木部, pp. 96.
19. Yamamoto, G., Ba T. Chein, N. Yasuda and J. Kondo, 1972: Evaporation from deep lakes in Japan. J. Meteor. Soc. Jpn., **50**, pp.423-430.
20. Yamamoto, G. and J. Kondo, 1964: Evaporation from Lake Towada. J. Meteor. Soc. Jpn., **42**, pp.85-96.
21. Yamamoto, G. and J. Kondo, 1968: Evaporation from Lake Nojiri. J. Meteor. Soc. Jpn., **46**, pp.166-177.

(1991年12月2日受付, 1992年4月17日受理)