



Title	データから見た湖面蒸発量測定法の検討 : ポーエン比法とペンマン法
Author(s)	浦野, 慎一
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 59, 51-63
Issue Date	1996-03-25
DOI	10.14943/gbhu.59.51
Doc URL	<a href="http://hdl.handle.net/2115/14230">http://hdl.handle.net/2115/14230</a>
Type	bulletin (article)
File Information	59_p51-63.pdf



[Instructions for use](#)

## データから見た湖面蒸発量測定法の検討 — ボーエン比法とペンマン法 —

浦野 慎一

北海道大学農学部農業工学科

(1995年12月20日受理)

### Methods for Estimating Evaporation Rates from Water Surface : Comparison of Bowen Ratio Method and Penman Method by Using Observed Data

Shin-ichi URANO

Department of Agricultural Engineering, Faculty of Agriculture, Hokkaido University

(Received December 20, 1995)

Observed data at the surface of Lake Komadome, Hokkaido, were used to study two methods of Bowen ratio method and Penman method for estimating evaporation rate from water surface.

The hourly evaporation rates calculated by Bowen ratio method were sometimes instability. Therefore the total values of 24 hours as daily rate were also instability. Another daily values calculated from daily mean meteorological data were relatively stable. When the total value of net radiation and heat exchange of water was small, there were some data errors in hourly values of Bowen ratio method, which was appear as eddy diffusivity was negative value.

In Penman method, almost all of the hourly evaporation rate were stable and agreed well with that of Bowen ratio method. The total values of 24 hours as daily rate were correspond to the daily values calculated from daily mean meteorological data. But some data error were exist as same as Bowen ratio method. As a result, it became clear that penman method was more convenient for estimating the evaporation rate from water surface, both hourly value and daily value, than Bowen ratio method.

Futher more, the two values calculated by penmann method from metorological data of 2 point of height and 1 point were very closed, and two values in the cases of including heat excahnge of water or not were not agreed. There was not significant difference comparing the results by using two wind function  $f(U)$ . From this, it was considered that Penman equation was not so sensitive against wind speed and wind function  $f(U)$ .

#### I. は じ め に

湖面蒸発量の測定法を大きく分類すると、水収支法、空気力学的方法、熱収支法の3つに分けられる。水収支法は湖の水収支を基礎とした方法で、蒸発量を水収支式の残差項として間接的に求める方法である。これに対して空気力学的方法と熱収支法は、湖面から蒸発した水蒸気の輸送に焦点を当て、

必要な気象観測を実施してその輸送量を直接求める方法である。一般に「蒸発量の測定法」という場合は、空気力学的方法と熱収支法のことをいう場合が多い。前者ではソーンスウェイト・ホルツマン (Thornthwaite and Holzman, 1939) の方法、バルク法 (竹内・近藤, 1981) が、後者ではボーエン比法 (Bowen, 1926)、ペンマン法 (Penman, 1948) が広く使われている。

ペンマン法は、式に熱収支が含まれているためここでは熱収支法に分類したが、正確には空気力学的方法と熱収支法を組み合わせた方法である。この方法は、そもそも水面等の湿った地表面を対象とし、地表の1点の気象データから日単位あるいは月単位の蒸発量を求める方法として提示されたものである。その後、地表状態による空気力学的効果の項の係数の修正、地表面下の貯熱変化量の考慮などの修正がなされ、現在では湖の他に様々な場面で応用されている。しかし、時間単位で求めた時の精度などまだ不明な点が多く、この方法の適用範囲についてはまだ十分に検討されていない。したがって、ペンマン法は測定方法の簡便さとわかりやすい理論の双方を併せ持っているにもかかわらず、精度を求める研究者からは敬遠されがちであるのが現状である。

本研究は以上の観点から、ペンマン法の適用の有効性および適用範囲を検討することを目的に、北海道駒止湖の観測データを基にボーエン比法とペンマン法で湖面蒸発量を計算し、結果を比較・検討したものである。検討は、時間計算値の信頼性、時間計算値と日計算値との整合性、長期計算値の精度、バルク輸送係数との関係等に焦点を当てた。

## II. データの取得

解析には、北海道駒止湖で1992年と1993年に観測したデータを使用した。駒止湖は帯広市の北約40 kmに位置する、然別湖に隣接した湖である。湖水面積は約26,000 m<sup>2</sup>、湖水を含む流域面積が約916,000 m<sup>2</sup>、最大水深約5 mの閉塞湖である。

測定項目は、正味放射量、気温、湿度、風速、水温の5項目である。正味放射量は湖岸から湖にポールを出してその先端に放射収支計を設置して行い、その他は湖の中央部にポール付きのブイを浮かべ、そのポールの先端(高さ2 m)に測器を設置して測定した。水温はブイからケーブルを水中へ降ろし、水面(水深約10 cm)、水深1 m、2 m、3 m、4 mの点に水温計を設置して測定した。データの取得はすべて野外用データロガー(KADAC)を使用し、正味放射量と風速は10分間隔、他は1時間間隔で記録した。なお正味放射量は積算して、風速は平均してそれぞれ1時間当たりの値になおして使用した。

解析に使用したのは湖が結氷しない暖候期のデータで、1992年6月18日から11月6日までの142日間と1993年6月15日から11月15日までの154日間である。

## III. 解析方法

### (1) ボーエン比法による計算

水面から大気中へ輸送される顕熱と潜熱の比をボーエン比(Bowen, 1926)という。ボーエン比法は、このボーエン比を使って水面の熱収支式から蒸発量を求める方法である。

水面の熱収支式は次式で表される。

$$Q_T = Q_N + Q_C = Q_E + Q_H \quad (1)$$

但し、 $Q_N$  : 正味放射量、 $Q_C$  : 水中への熱伝導量、 $Q_E$  : 潜熱輸送量、

$Q_H$  : 顕熱輸送量 (以上単位は J/m<sup>2</sup>・h)

(注)  $Q_N, Q_G$ は水面へ向かう方向が正,  $Q_E, Q_H$ は水面から出る方向が正  
(1)式の $Q_E, Q_H$ はそれぞれ次式で表される.

$$Q_H = -C_P \rho K_H \frac{dT}{dz} \quad (2)$$

$$Q_E = \lambda E = -\lambda \rho K_E \frac{dq}{dz} \quad (3)$$

但し,  $E$ : 蒸発量 ( $\text{kg}/\text{m}^2 \cdot \text{h}$ ,  $\text{mm}/\text{h}$ ),  $\rho$ : 空気密度 ( $\text{kg}/\text{m}^3$ ),  $C_P$ : 空気の定圧比熱 ( $\text{J}/\text{kg} \cdot ^\circ\text{C}$ ),  $K_H, K_E$ : 顕熱と水蒸気の乱流拡散係数 ( $\text{m}^2/\text{h}$ ),  $z$ : 水面からの高さ ( $\text{m}$ ),  $\lambda$ : 水蒸気の潜熱 ( $\text{J}/\text{kg}$ ),  $T$ : 高さ  $z$  での気温 ( $^\circ\text{C}$ ),  $q$ : 高さ  $z$  での比湿 ( $\text{kg}/\text{kg}$ )

ここで, 水面から高さ  $z$  までの薄い空気層を考えて(2), (3)式を差分で書き換え, 顕熱と潜熱の乱流拡散係数が等しい ( $K_H = K_E$ ) と仮定すると, ボーエン比は次式から求められる.

$$\begin{aligned} \beta &= \frac{Q_H}{Q_E} = \frac{C_P(T_W - T_A)}{\lambda(q_W - q_A)} \\ &= \gamma \frac{(T_W - T_A)}{(e_W - e_A)} \end{aligned} \quad (4)$$

但し,  $\beta$ : ボーエン比,  $T_W, T_A$ : 水面と高さ  $z$  での気温 ( $^\circ\text{C}$ ),  
 $q_W, q_A$ : 水面と高さ  $z$  での比湿 ( $\text{kg}/\text{kg}$ ),  
 $e_W, e_A$ : 水面と高さ  $z$  での水蒸気圧 ( $\text{hPa}$ ),  $\gamma$ : 乾湿計定数

このボーエン比  $\beta$  を使うと  $Q_H = \beta Q_E$  となり,  $Q_E$  は(1)式から次式で求められる.

$$Q_E = \lambda E = \frac{Q_N + Q_G}{1 + \beta} \quad (5)$$

本研究では, 水面と接している空気は飽和していると仮定し, (4)式の $q_W$ は $T_W$ での飽和比湿 $q_{ws}$ を,  $T_W$ は表面水温を使用した. また水中熱伝導量 $Q_G$ は水体の貯熱変化量から求めた. 貯熱変化量は5点の水温データから深さごとの貯熱変化量を計算し, それらを積算した.

## (2) ペンマン法による計算

ペンマン法は, ボーエン比法と同じく熱収支式を基礎とし, それにダルトンの式を組み合わせた方法で, 水面からの蒸発量を1点の高度の温度, 湿度, 風速から計算する方法である.

水面の飽和した空気と高さ  $z$  の空気を考え, 次のような $\Delta'$ を定義し, それが $z$ の高さの空気の飽和水蒸気圧の勾配で近似できると仮定する. すなわち,

$$\Delta' = \frac{e_{ws} - e_A}{T_W - T_A} \doteq \left( \frac{de_s}{dT} \right) = \Delta \quad (6)$$

但し,  $\Delta$ : 高さ  $z$  の気温における飽和水蒸気圧の勾配 ( $\text{hPa}/^\circ\text{C}$ )

$e_s$ : 温度  $T$  における飽和水蒸気圧 ( $\text{hPa}$ )

とすると, (4)式のボーエン比  $\beta$  は次のようになる.

$$\beta = \gamma \frac{T_W - T_A}{e_{ws} - e_A} = \frac{\gamma}{\Delta'} \cdot \frac{e_{ws} - e_A}{e_{ws} - e_A} \doteq \frac{\gamma}{\Delta} \left( 1 - \frac{e_A - e_{AS}}{e_{ws} - e_A} \right) \quad (7)$$

この $\beta$ を(5)式に代入して整理すると, 次のようになる.

$$Q_N + Q_G = \left( 1 + \frac{\gamma}{\Delta} \right) \lambda E - \frac{\gamma}{\Delta} \left( \frac{e_{AS} - e_A}{e_{ws} - e_A} \right) \lambda E \quad (8)$$

一方, 蒸発量 $E$ は風速関数 $f(U)$ を使った次のダルトンの式で表される.

$$E=f(U)\cdot(e_{ws}-e_A) \quad (9)$$

これを(8)式の右辺第2項に代入して整理すると、 $(e_{ws}-e_A)$ が消去されて最終的に次式が導かれる。

$$E=\frac{\Delta(Q_N+Q_C)/\lambda}{\Delta+\gamma}+\frac{\gamma E_A}{\Delta+\gamma} \quad (10)$$

$$\text{但し, } E_A=f(U)\cdot(e_{As}-e_A)$$

この(10)式が、いわゆるペンマン式である。ペンマンは、水中への熱伝導量 $Q_C$ が無視できるような1日以上を期間を対象とし、熱収支式において、正味放射量 $Q_N$ が全て顕熱と潜熱の輸送量に使われるとして式を提示した。しかし本研究では $Q_C$ を考慮した(10)式を使って計算した。この(10)式は現在広く使われている。

ペンマン式で問題なのは、(9)式の風速関数 $f(U)$ をどのように設定するかである。(9)式の水蒸気圧 $e$ の単位をmmHg、蒸発量 $E$ の単位をmm/dayとして、ペンマンが最初(Penman, 1948)に提示したのは(原式の単位で書くと)、

$$f(U)=0.35(1+9.8U/1000)\approx 0.35(1+U/100) \quad (11)$$

但し、 $U$ : 風速 (mile/day)

であったが、その後彼自身が次のように修正している(Penman, 1954, 1956)。

$$f(U)=0.35(0.5+U/100) \quad (12)$$

本研究では(12)式を使って計算した。なお水蒸気圧の単位をhPaとし、日平均風速をm/sになおして(11)、(12)を書き直すと次のようになる。

$$f(U)=0.262+0.141U \quad (11)'$$

$$f(U)=0.131+0.141U \quad (12)'$$

## IV. 測定結果

### (1) 時間計算値

Fig. 1は、ボーエン比法で計算した1992年の時間蒸発量の変化である。部分的に5 mm/hを超える大きな値が見られるが、これは主としてボーエン比が-1付近の時の値である。ボーエン比法は(5)式からわかるように、ボーエン比 $\beta$ が-1付近のときには式の分母が0に近づくため、潜熱輸送量 $Q_E$ の絶対値が非常に大きくなる。ちなみに、ボーエン比が-1の場合は顕熱と潜熱が逆方向に同じ量だけ輸送されている状態であるため、顕熱輸送量 $Q_H$ の絶対値もまた大きくなる。Fig. 2は、ボーエン比 $\beta$ と蒸発量 $E$ の関係を図示したものである。 $\beta$ が-1付近の時には $E$ の値が正と負に大きく発散しているのがわかる。

Fig. 3は、Fig. 1の最初の131時間を拡大し、ペンマン法による結果を含めて示したものである。図から、ペンマン法による結果は値の発散がなく安定しているのがわかる。またボーエン比法で値が発散している部分を除けば、両者の変化はほとんど同じであり、値もよく一致している。ペンマン法は日単位あるいは月単位の蒸発量を見積もる方法として提示されたもので、そもそもこのような時間蒸発量を計算するために提示されたものではなかった。しかしFig. 3を見るかぎり、ボーエン比法と同程度の精度を容認すれば、時間蒸発量の測定にも十分使えるものと判断される。また、ボーエン比法による計算結果では発散した値は明らかに信用できないが、ペンマン法ではその部分でも前後の値から見てそれほどおかしくない値が得られている。その値の絶対的精度は判断できないが、値の安定度からみると、少なくとも発散したボーエン比法の値よりは信用できる。

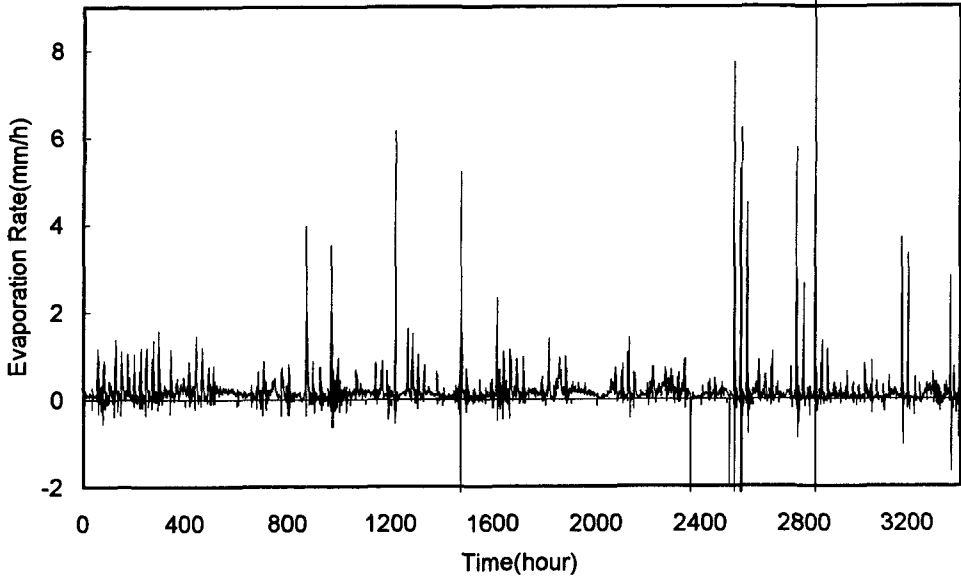


Fig. 1. Hourly evaporation rate from water surface Lake Komadome during 142 days from June to November 1992, calculated by Bowen ratio method.

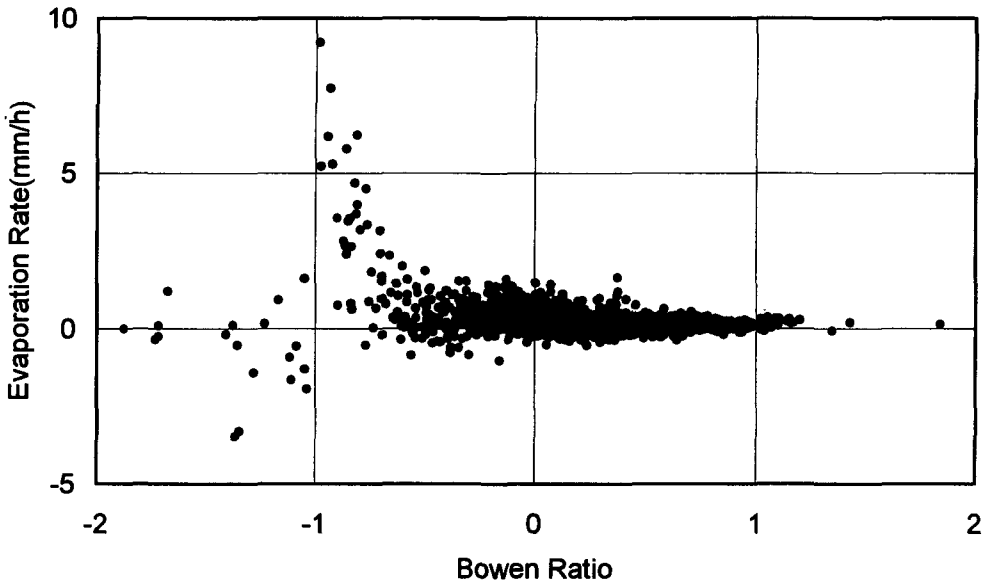


Fig. 2. Relation between Bowen ratio and evaporation rate in the data of Figure 1.

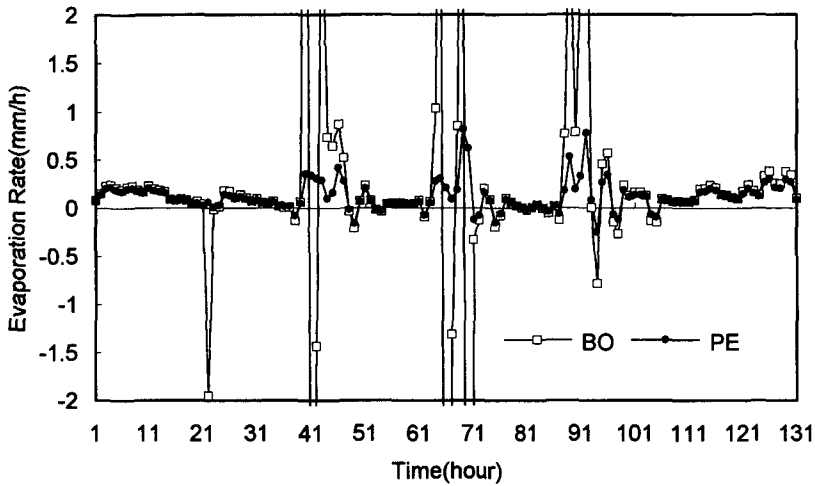


Fig. 3. Hourly evaporation rate magnified the 131 days of Figure 1, calculated by Bowen ratio method (BO) and Penman method (PE).

## (2) 日計算値

Fig. 4は、データを24時間平均値または積算値に直して計算した1992年の142日間の蒸発量である。差はわずかであるが、ペンマン法の値の方が若干小さくでている。しかし両者の変化はよく一致している。Fig. 5はFig. 4に示した142日間について、両者の値を比較したものである。ペンマン法の値が若干小さい傾向にあるが、両者はほぼ直線関係にあることがわかる。この傾向は1993年の計算結果でも同様であった。ちなみに、1992年と1993年のそれぞれについてボーエン比法とペンマン法の日計算値の結果を回帰分析で比較すると、相関係数がそれぞれ、0.979 (1992年)、0.881 (1993年)であった。また、ボーエン比法による値の方がペンマン法で計算した値より10%程度高めであった。

ボーエン比法は、基本的に2高度間での水蒸気輸送が定常状態にあることを仮定した測定方法であ

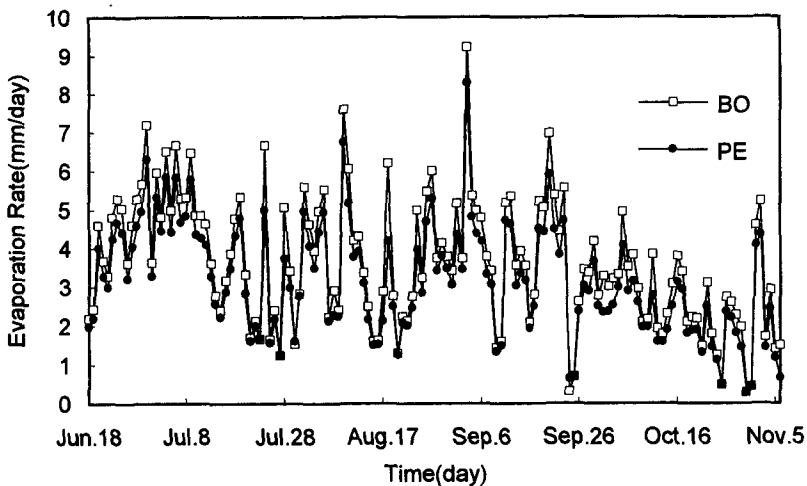


Fig. 4. Daily evaporation rate during 142 days 1992, calculated by Bowen ratio method (BO) and Penman method (PE).

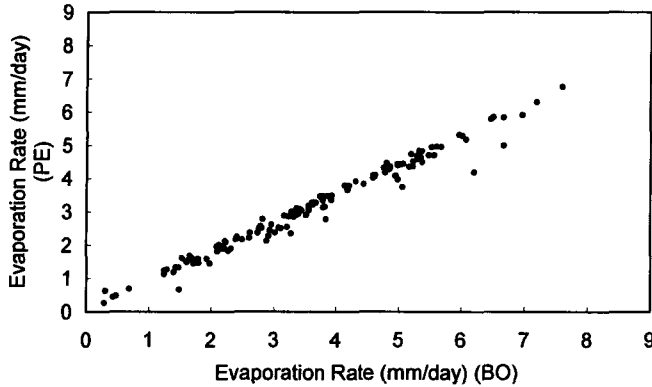


Fig. 5. Comparison of two daily evaporation rates, Bowen ratio method (BO) and Penman method (PE).

る。したがって一般に、ボーエン比法を使った測定は水蒸気輸送が一定で定常状態にあると見なせるような短いタイムスケールにおいて有効であり、正味放射量や気温等が昼夜で大きく変化する日単位の平均値計算には不向きである、と考えられている。一方ペンマン法はこれとは逆に、日単位または月単位の蒸発量を見積もる方法という見方が多い。これは、ペンマン法が提示されたのが地中または水中への熱伝導量を無視できるようなタイムスケール（1日または1ヶ月など）を対象としたものであったため、その歴史的経過が影響している。しかし Fig. 4 および Fig. 5 で示されているように、気温等の日平均値を使って計算した日蒸発量は、部分的に若干の差はあるものの両者はよく一致している。この事実は非常に興味深い。

### (3) 時間計算値の24時間積算値と日計算値

時間計算値と日計算値について、もう少し詳しく検討してみる。Fig. 6, 7 は、ボーエン比法とペンマン法について、時間計算値の24時間積算値と日計算値を比較したものである。日計算値は前述のように、データの24時間平均値あるいは積算値から計算した値である。Fig. 6 は、24時間積算値が $-100$  mm/day を超える点が2点あったため、その2点を除外して図示した。図を見ると、24時間積算値と日計算値はおおむね1対1の直線に対応しているが、直線から離れた点が数点見られる。これは、その日の時間計算値で絶対値の大きい値、つまり(1)の時間計算値の項で見られたような発散した値が存在し、それが積算値に影響したためである。このような値が存在するため、全データを含めると両者の相関は極めて低い。ちなみに上記の2点を除外して計算しても、その相関係数は0.504であった。つまりボーエン比法では、信用できない時間計算値が存在した場合はその積算値も信用できない。したがって Fig. 6 から日計算値の信頼性を判断することは出来ない。しかし前項で見たように、日計算値は時間計算値より相対的に安定した値が得られている。

一方、Fig. 7 のペンマン法の結果を見ると、時間計算値の24時間積算値と日計算値はよく一致しており、相関係数も0.993で極めて高い。この図から、ペンマン法では、1時間毎のデータから蒸発量を計算してそれを積算して日蒸発量を求めても、1日の気象データを平均してその日平均値から日蒸発量を計算しても、いずれでも良い、ということになる。このことから直ちに、ペンマン法で計算した値そのものが信頼できるという結論は出てこないが、しかし少なくともその信頼性を判断するひとつの根拠にはなる。

Fig. 8 は、横軸にデータの平均化時間を取り、縦軸にその平均値から計算した蒸発量の全期間積算



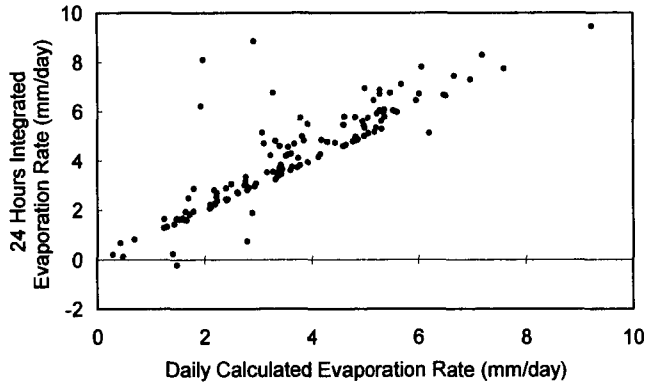


Fig. 6. Comparison of the 24 hours integrated evaporation rate with daily evaporation rate calculated from daily mean meteorological data by using Bowen ratio method.

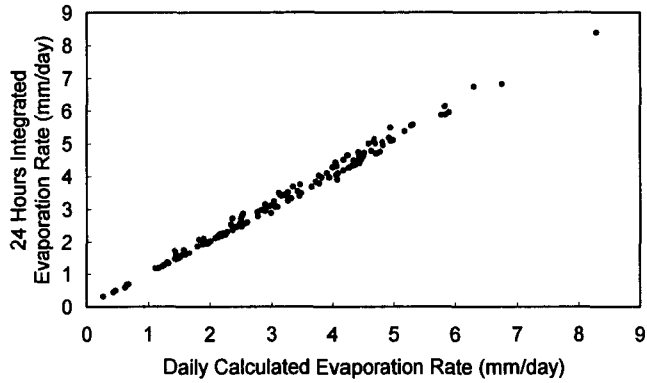


Fig. 7. Comparison of the 24 hours integrated evaporation rate with daily evaporation rate calculated from daily mean meteorological data by using Penman method.

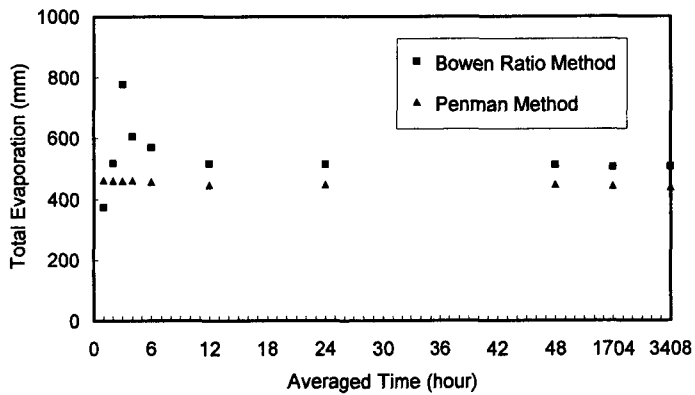


Fig. 8. Relation between the total evaporation rate of 142 days 1992 and the averaged time of meteorological data to calculate for Bowen ratio and Penman method.

値 (1992 年の 142 日間) をとってグラフにしたものである。例えば、横軸が 48 時間のところの値は 1 時間毎のデータを 2 日分 (48 時間) 平均し、その値を使って計算した蒸発量を 142 日間分積算した値である。図を見ると、ボーエン比法では 12 時間以下の平均化時間で積算値がばらついているが、ペンマン法は平均化時間にかかわらず、積算値はほぼ一定である。この図からもボーエン比法の短時間計算値の不安定性が確認できる。

## V. 検 討

### (1) 拡散係数とデータエラー

ボーエン比法とペンマン法の共通点は、ある 2 高度間において (2), (3) 式の顕熱と潜熱の乱流拡散係数  $K_H$  と  $K_E$  が等しいと仮定している点にある。両方法とも  $K_H$ ,  $K_E$  は計算式に出てこないため、それら拡散係数が負の値になっても見過ごされてしまう危険性がある。拡散係数が負になる現象は物理現象としてあり得ないため、その結果は明らかにデータエラーである。したがって、結果の信頼性を評価するため、乱流拡散係数の符号を調べてエラーをチェックする必要がある。

Fig. 9 は、ボーエン比法の時間計算値から逆算によって得られた乱流拡散係数  $K_E$  と風速の関係である。 $K_E$  が負になる点が多数存在しているが、これらは全てエラーである。したがって、その時の蒸発量は全て信用できないということになる。 $K_E$  が負になるのはペンマン法でも同様であった。ちなみに  $K_E$  が負であった割合は、ボーエン比法が 13.6% (1992 年), 20.5% (1993 年), ペンマン法が 11.2% (1992), 13.0% (1993) で、ペンマン法の方が若干少なかった。 $K_E$  が負になる現象は観測値の誤差が主たる原因である。すなわち、観測値には必ず誤差が含まれているが、(1) の水面の熱収支式で両辺の値、つまり  $Q_T$  が小さい場合は、その誤差の影響で結果的に熱輸送の方向が逆転することになる。例えば、 $Q_T$  には  $Q_N$  と  $Q_G$  の双方の誤差が含まれているが、 $Q_T$  が小さい場合はそれらの誤差の含まれ方によって  $Q_T$  の符号が変化する。また  $Q_T$  が小さい時には、水蒸気輸送の方向を決める比湿 (または水蒸気圧) 勾配も相対的に小さくなるため、温湿度のわずかな測定誤差で勾配が逆転する。つまり、これらの誤差の組み合わせによって、結果的に潜熱・顕熱の輸送の方向が温湿度の勾配と逆になるという現象、すなわち  $K_E$  が負になる現象が生じることになる。ちなみに本測定でも、 $K_E$  が負になったのは  $Q_T$  が負の場合と、 $Q_T$  が正でもその値が小さい時に多かった。また、日計算値から求めた場合の  $K_E$  はボーエン比法、ペンマン法とも全て正の値であった。

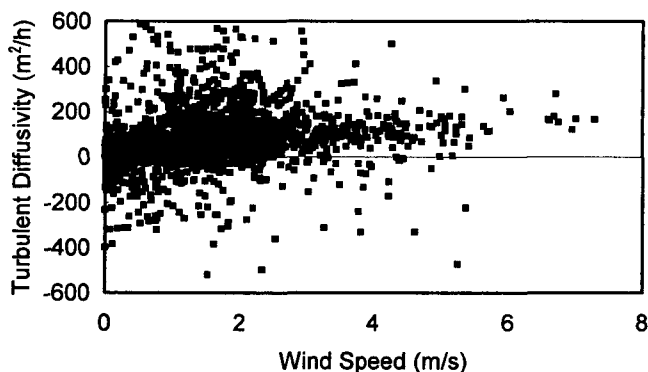


Fig. 9. Variation of turbulent diffusivity  $K_e$  with wind speed. Negative values of  $K_e$  are data error.

## (2) バルク係数との関係

Fig. 10 は、湖における他の測定結果と比較するため、ポーエン比法の日計算値から求めたバルク係数と風速の関係を示したものである。乱流拡散係数は単位長さ (m) あたりの値であるが、バルク係数はある高さの値として示される無次元数で、両者の関係、および風速関数  $f(U)$  との関係は次のようになる。

$$\rho \frac{K_{ES}}{z} = \rho C_E U = f_s(U) \quad (13)$$

但し、 $K_{ES}$  : 水面から  $z$  までの平均乱流拡散係数 ( $\text{m}^2/\text{s}$ )、 $z$  : 水面からの高さ (m)

$C_E$  : 高さ  $z$  の水蒸気輸送のバルク係数、 $U$  : 高さ  $z$  での風速 (m/s)

$f_s(U)$  : 高さ  $z$  での風速関数 ( $\text{kg}/\text{m}^2 \cdot \text{s}$ )

ここでは単位を合わせるため  $K_E$  を  $K_{ES}$ 、 $f(U)$  を  $f_s(U)$  とした。また時間計算値ではなく日計算値を使ったのは、本測定の場合時間計算値のデータエラーが多かったためである。Fig. 10 を見ると、バルク係数  $C_E$  は風速が 1 m 以上のときにはほぼ一定の値 (0.002 から 0.005) を示しているが、風速がそれ以下になると値が大きくなりかつバラツキも大きくなっている。値のバラつきは、観測誤差の他に、移流の影響、安定、不安定など大気の状態の違い等によるもので、やむを得ない。しかし、風速が小さいときにそのバラつきが大きくなり、また  $C_E$  値も大きくなるという傾向は、他の湖の観測でも得られており、非常に興味深い。例えば Sene et al. (1991) は、熱帯の湖での蒸発量の観測で 3.2 m の高さのバルク係数  $C_E$  を求め、風速が 3 m 以上の  $C_E$  値は 0.0023 で安定していること、風速がそれ以下の場合にはバラつきが大きく、かつ風速の減少とともに値が大きくなることを報告している。また Ikebuchi et al. (1988) も、琵琶湖の観測で同様な結果を報告している。Fig. 10 に示した  $C_E$  の値 (高さ 2 m) は、風速が 2 m 以上で 0.002 から 0.005 の範囲内であり、Sene et al. (1991) の値よりやや高めであったが、 $C_E$  値が高さの関数であること、また湖の大きさ等で変わることを考えれば、ほぼ妥当な値と考えられる。なお、相関はあまりよくないが、Fig. 10 から求めたバルク交換速度  $C_E U$  (m/s) は、 $C_E U = 0.0058 + 0.00195U$  であった。

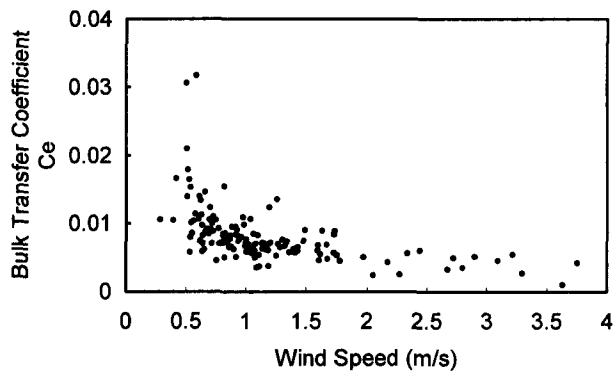


Fig. 10. Variation of daily average value of the bulk transfer coefficient  $C_e$  with wind speed.

## (3) ペンマン法の検討

ペンマン法について、水中熱伝導量（水体の貯熱変化量）の問題、飽和水蒸気圧の勾配の問題、風速関数の問題をとりあげて検討してみる。

Fig. 11 は、水中熱伝導量  $Q_c$  を含めた計算（(10)式）と  $Q_c$  を無視した計算（古典ペンマン法と称しておく）の日計算値を比較したものである。古典ペンマン法は、 $Q_c$  は時間単位では変化するが日単位で考えた場合は無視できる、という考えが根拠になっている。しかし、図からわかるように両者の値はほとんど一致していない。つまり 1 日単位の計算においても、 $Q_c$  が蒸発量の見積りに大きく影響していることがわかる。実際に駒止湖の日単位の  $Q_c$  は、正味放射量と同程度の値を持って変化していた。 $Q_c$  が蒸発量に影響していることは、三重県中里貯水池（平均水深約 7 m）の観測（浦野他, 1994）でも確認されており、したがって「ある程度の深さ」を持った陸地水体では、 $Q_c$  を無視することは

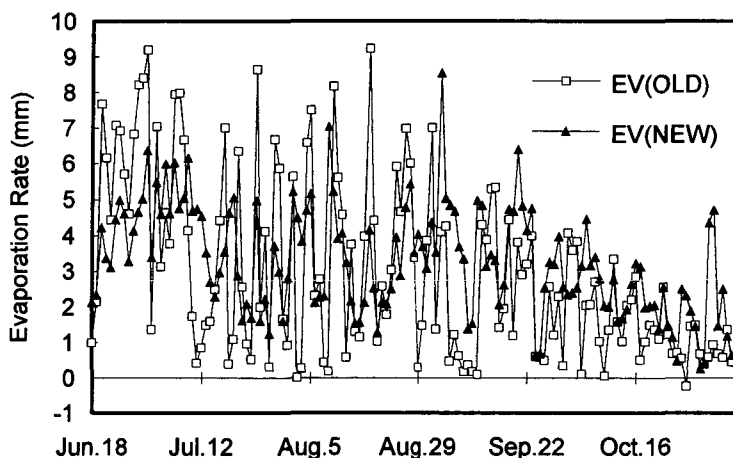


Fig. 11. Comparison of two daily evaporation rates of Penman method, calculated from the heat balance including the heat exchange of water body and neglecting it.

きない、と言ってよい。しかしこの「ある程度の深さ」というのが問題である。つまり、水体の熱容量は湖の大きさと深さによって変わるため、 $Q_c$  が日単位の熱収支で無視できるかどうかは、深さによって異なるからである。これを明らかにするにはいろんな深さの湖での観測データの蓄積が必要である。

ペンマン法では、(6)式で左辺の  $\Delta'$  が右辺の  $\Delta$  で近似できると仮定している。この仮定の妥当性は空気線図からも確認できるが、2 高度の観測データがあれば  $\Delta'$  を直接求めることができる。ここではデータからその妥当性を検討してみた。Fig. 12 は、飽和水蒸気圧の勾配を 2 m の高さの 1 点の温湿度から求めた場合 ( $\Delta$  を使用) と、水面を含めた 2 高度の値を使って求めた場合 ( $\Delta'$  を使用、2 点ペンマン法と称しておく) の計算結果の比較である。両者の値は良く一致しており（相関係数, 0.969）、上記の仮定がもたらす誤差はほとんどない。

ペンマン法でもう一つ問題なのは、(11)、(12) で示される風速関数  $f(U)$  の設定である。Fig. 13 は、 $f(U)$  として (11)' と (12)' を使った場合の日計算値の比較である。図では両者の値にほとんど差がみられない（相関係数, 0.999）。駒止湖の場合、Fig. 10 からわかるように、日平均風速（高さ 2 m）は全て 4 m/s 以下であり、平均的には 1 m/s 前後が最も多い。Fig. 13 は駒止湖の結果であるが、他の湖でも駒止湖と同程度の風速であれば、風速関数として (11)、(12) のいずれを使っても大差はないこと

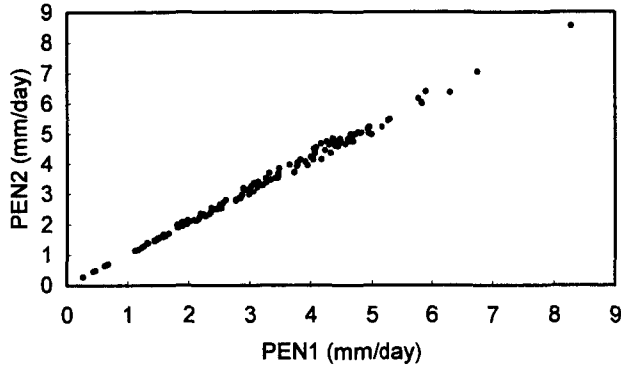


Fig. 12. Relation of two daily evaporation rate of Penman method, calculated from 2 points of data (PE 2) and 1 point (PE 1).

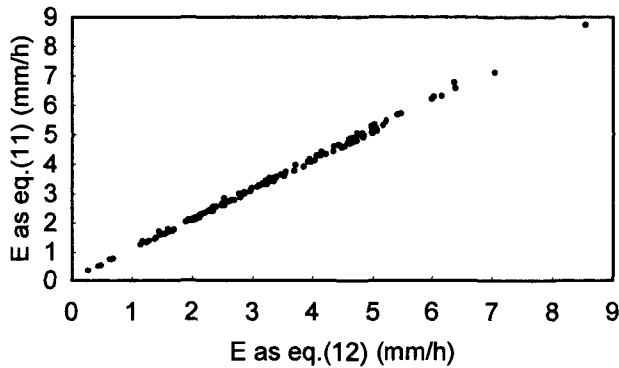


Fig. 13. Relation of two daily evaporation rate of Penman method, calculated by using eq. (11) and (12).

になる。したがって、ペンマン法においては風速と風速関数に関してそれほど敏感ではないと判断される。またこのことから、ペンマン式は熱収支法と空気力学的方法を組み合わせた方法ではあるが、風速に依存する後者よりも熱収支の方を重視した方法といえる。なお風速関数  $f(U)$  の式の形は、バルク係数との関係((13)式)と Fig. 10 から求めた交換速度から判断すると、風速に関する一次式になる。ペンマンも  $f(U)$  を一次式で与えている。ペンマン法では、 $f(U)$  は結果にそれほど敏感でないことがわかったが、 $f(U)$  の形はバルク法で用いる交換係数  $C_e U$  と深い関係にあるため、さらに詳しく検討する必要がある。

## VI. ま と め

ボーエン比法では、ボーエン比が -1 付近で時々不安定な信頼できない値になった。時間計算値にそのような値が含まれていると、それを積算した日蒸発量も信頼できない。しかし、データの 24 時間平均値を使った日計算値はおおむね安定していた。また、正味放射量と水体の貯熱変化量の和が小さ

いとき、乱流拡散係数が負になるというデータエラーが生じた。このような状況では、実際の蒸発量が小さいため大きな誤差にはならないが、チェックが必要である。一方ペンマン法は、時間計算値は安定しており、ボーエン比法の計算値と良く一致していた。また時間計算値の24時間積算値と日計算値は良く一致しており、したがってペンマン法では、時間計算でも日計算でも同一精度で計算できることがわかった。以上のことから、湖での蒸発量の測定はボーエン比法よりペンマン法の方が有効と判断された。

ペンマン法で湖の蒸発量を求める場合、水体の貯熱変化量が大きいいため、計算ではそれを無視することはできないことが確認された。また、飽和水蒸気圧の勾配を2高度のデータから求めても、1高度のデータから求めても、計算結果に有意な差は無いことがわかった。さらに、ペンマンが提示した2つの風速関数を使って計算した結果、計算値にほとんど差はなく、これによりペンマン式は、湖の測定では風速と風速関数に関してそれほど敏感ではないことがわかった。

## 文 献

- Bowen, I.S., 1926. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. *Physical Review*, Vol. 27, 779-787.
- Ikebuchi, S., M.Seki and A.Ohtoh, 1988. Evaporation from lake Biwa. *Journal of Hydrology*, 102, 427-449.
- 近藤純正, 1994: 水環境の気象学-地表面の水収支・熱収支-. 朝倉書店, 東京, pp. 348.
- Penman, H.L., 1948: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London*, Ser.A, 193, 120-145.
- Penman, H.L., 1954: Evaporation over parts of Europe. *Assemblee Generale de Rome, I.A.S.H.*, III, 168-176.
- Penman, H.L., 1956: Estimation Evaporation. *Transaction, American Geophysical Union*, Vol. 37 (1), 43-50.
- Sene, K.J., J.H.C.Gash and D.D.McNeil, 1991. Evaporation from a tropical lake: comparison of theory with direct measurements. *Journal of Hydrology*, 127, 193-217.
- 竹内清秀, 近藤純正, 1981: 地表に近い大気. 大気科学講座 I. 東京大学出版会, 東京, pp.226.
- Thornthwaite, C.W. and B.Holzman, 1939: The determination of evaporation from land and water surfaces, *Monthly Weather Review*, Vol.67(1), 4-11.
- 浦野慎一, 定野光成, 向井清, 1994. 三重県中里貯水池における寒候期の湖面蒸発量. 三重大学生物資源学部紀要, 第12号, 217-228.