

猪苗代湖の熱源的役割*

渡 辺 明**

要 旨

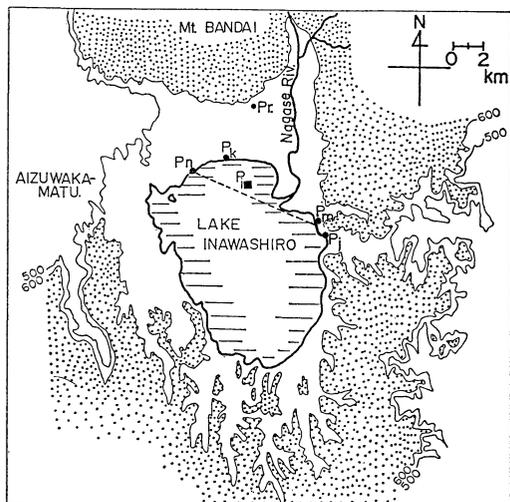
猪苗代湖において実測値による熱源的役割を見積もった。その結果、貯熱量は 46200 ly, 熱的深さは約 21.5 m, 顕熱輸送量は年間 4456 ly, 潜熱輸送量は 20744 ly, Bowen ratio は 0.21, 年間蒸発量は 352 mm となった。

1. はじめに

Moroz (1967), Estoque, *et al.* (1976) らの報告に示されているように、湖の存在は湖陸風循環のように熱的差異による局地循環を形成するなど、その大気への影響が大であることが知られている。猪苗代湖における熱的差異による局地循環については Fukui (1952) 百足 (1953), 渡辺 (1980, 1981, 1982) 等によって報告されており、猪苗代湖規模の湖においても湖による大気への影響が推察される。一方、湖の貯熱量や顕熱、潜熱輸送については Yamamoto・Kondo (1964, 1968), 山本, 近藤 (1967) によって報告されており、猪苗代湖における見積もりも山本・近藤 (1967) において行われている。しかし、この見積もりは水温の鉛直分布の年変化を平均水深等から仮定して計算された値であり、実際の観測値を使用したものはない。そこで、ここでは実際の湖岸、湖上での観測データをもとにして猪苗代湖における貯熱量、顕熱、潜熱輸送量を求めた。その結果を報告する。

2. 資料

表面水温は、第1図に示す湖北部において、24時間を単位として30分毎に1980年8月10日から8月11日、10月2日から10月3日、1981年5月2日から5月3日の間、



第1図 猪苗代湖周辺の地形と観測地点の位置。
 P_r : 冷害試験地, P_j : 上戸, P_k : 野口記念館前, P_i : 筏観測位置, P_m : 湊志田, P_n : 長浜, - - - -: 第8図の測定航路を示す。

筏で測定を実施した。また、湖岸7カ所において同時に水温を測定した結果、上戸の表面水温は筏の表面水温の変化に最も近い値であることが分かった。このことから、1979年7月から1981年12月までの間、上戸において月1回の表面水温測定を行い、この測定値を使用した。

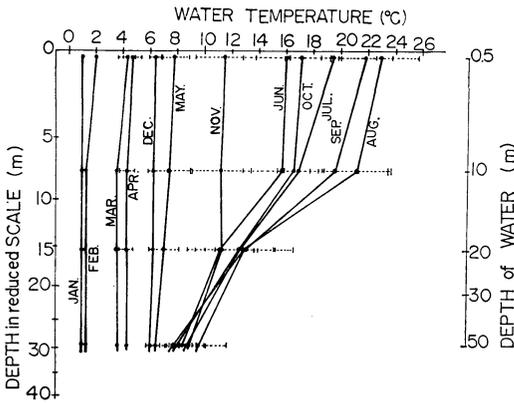
水温の鉛直分布については、1980年8月27日、28日、10月21日、1981年4月26日、27日、8月25日の大型船舶による湖心の測定値および1967年から1980年までの福島県で

* On the role of Lake Inawashiro in the heat source.

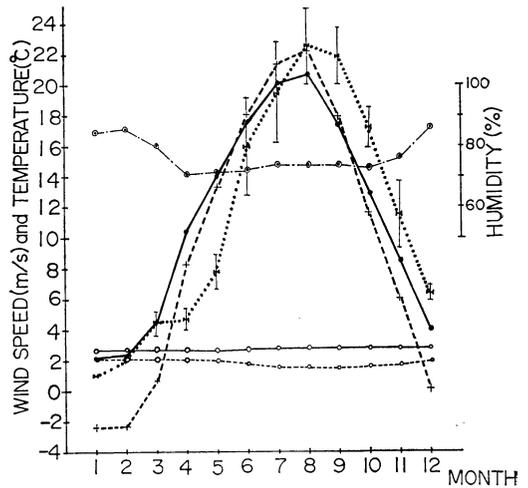
** Akira Watanabe, 福島大学教育学部地学教室。

——1982年10月7日受領——

——1982年11月29日受理——



第2図 月平均湖水温の鉛直分布とその月変動。点線の幅は各々測定値の標準偏差を示す。



第3図 気象要素の月平均値。

—●—: 湖上の気温, ---+---: 冷害試験地の気温, ●●●●: 湖水表面温度, (縦細線は標準偏差を示す), —○—: 湖上風速, ……○…: 冷害試験地風速, ---◎---: 湖岸の湿度

測定した水質調査時の湖心における測定値を使用した。

以上の測定値を月毎に平均して、平均水温およびその標準偏差を求めた。その結果を第2図に示す。

冬季の観測は困難なために、観測数が少なく、特に1月、2月中の観測は1~2回の測定値しかないので、標準偏差は示していない。その他については各月4~5回の測定値が存在する。全体的に湖水温観測は回数が少なく、月平均値を代表しようとは考えられないが、一応これを猪苗代湖の月平均湖水温とする。

また、湖上からの熱輸送量を Bulk 法で求めるには湖上大気の温度、風速、比湿が必要である。これらの値を求めるために、永年観測値のある猪苗代冷害試験地の1971年から1980年までの月平均気温、および風速を使用した。しかし、直接これらの値を Bulk 法で使用する湖上大気の値として用いるには問題があるので、前述の筏で観測を行った日の毎時の資料をもとに、湖上1.8mと冷害試験地との間の関係を最小二乗法による直線回帰式によって求め、この関係式を使用して冷害試験地の平均値を湖上大気の平均値に補正して使用した。また、湿度についての測定値が冷害試験地にはないので、野口記念館前の湖岸に長期巻自記温湿度計を設置し、1980年9月から1981年8月まで観測した測定値より3時間毎に読みとって求めた月平均湿度を使用する。このようにして得られた月平均値をそれぞれ第3図に示した。

なお、比湿を求める時の気圧については、冷害試験地に精密気圧計を設置し、湿度と同じ期間、同様な方法によって月平均気圧を求めこれを使用した。

以上、特に冬季の観測の困難があり、すべて実測値を使用しているとはいえ、その代表性については猪苗代湖の平均的な熱源的役割を解析するのに必ずしも十分とはいえないが、以上の資料にもとづいて以下考察をする。

3. 貯熱量

貯熱量 S は一般に表面から下層までの温度 θ の分布と、その層の比熱 C 、密度 ρ を測定することによって

$$S = \int_0^H C \rho \frac{d\theta}{dt} dZ \quad (1)$$

で求められる。 $\frac{d\theta}{dt}$ は時間に対する温度変化率、 Z は深さ、 H は温度変化のなくなる深さを示す。湖底からより下方への熱伝導は非常に少ないものと考えられるので、これを無視すると、湖の貯熱量は

$$S = \int_0^H C_w \rho_w \frac{A_z}{A_0} \frac{d\theta_w}{dt} dZ \quad (2)$$

として計算することができる。ここで C_w は水の比熱、 ρ_w は水の密度、 A_z は水深 Z の湖水の面積、 A_0 は湖表面の面積である。それぞれの面積は、5万分の1の地形図の湖岸線および等深線からプランメーターを使用して求め

た。第2図はこの換算水深 ($\int_0^Z \frac{A_z}{A_0} dZ$) に対する月平均湖水温を示している。換算水深 3m, 10m, 20m, 40m の水温をそれぞれ水深表面水温, 10m, 20m, 50m の測定値で代表させると最大貯熱量時の8月と最少貯熱量時の1月の差は 46200 ly となる。また、湖の熱的特徴の一つと考えられる熱的深さ D は近似的に

$$D = \int_{\text{JAN.}}^{\text{AUG.}} S dt / (C_w \rho_w \frac{d\theta_s}{dt}) \quad (3)$$

で求められる。ここで θ_s は表面水温である。(2)式で求めた貯熱量を代入して計算すると、猪苗代湖の熱的深さは 21.5m となる。この値は山本・近藤(1967)が求めた猪苗代湖の値よりやや大きい値となっている。

4. 顕熱および潜熱輸送

顕熱および潜熱輸送量を求めるには種々の方法があるが、ここでは月平均量を求めることを目的とし、Bulk法を使用する。Bulk法によれば顕熱輸送量 H 、潜熱輸送量 E は

$$\begin{aligned} H &= -C_p \rho_a K_M \frac{\partial \theta}{\partial Z} \\ &= C_p \rho_a C_H(Z) [T_s - T(Z)] \cdot U(Z) \\ E &= -\rho_a K_E \frac{\partial q}{\partial Z} \\ &= \rho_a C_E(Z) [q_s - q(Z)] \cdot U(Z) \end{aligned} \quad (4)$$

で求められる。ここで ρ_a は大気密度、 C_p は定圧比熱、 K_H は熱の渦動拡散係数、 K_E は水蒸気の渦動拡散係数、 q は比湿、 C_H は熱輸送の抵抗係数、 C_E は水蒸気輸送の抵抗係数、 T_s, q_s は湖水表面温度、およびその温度に対する飽和比湿、 $T(Z), q(Z)$ は高さ Z における気温、および比湿、 $U(Z)$ は高さ Z における風速を示す。この式から顕熱、潜熱輸送量を求めるために、前述の月平均湖水表面温度を T_s とし、これから求められる飽和比湿を q_s とした。また、猪苗代湖冷害試験地の気温を補正して求めた月平均気温、月平均風速をそれぞれ $T(1.8m), U(1.8m)$ として使用した。野口記念館前で測定した月平均湿度、および冷害試験地に設置した精密気圧計で測定した月平均気圧より、大気中の月平均比湿 $q(1.8m)$ を求めた。

さらに、抵抗係数については Kondo (1975) の方法を用いて以下のようにして求めた。Kondo (1975) の方法では、 $U(10m)$ の値を使用して抵抗係数を中立成層状態のもとで三つの領域に分類している。しかし、湖面上

の平均摩擦速度を 10^{-3}m/sec とすると、対数法則を仮定して $U(1.8m)$ を $U(10m)$ に補正してもほとんど変化しないので、 $U(1.8m)$ をそのまま Kondo (1975) の区分に適用させる。したがって、 $2.3 \text{m/sec} < U(1.8m) < 5.0 \text{m}$ の場合の抵抗係数の求め方は

$$\begin{aligned} C_H'(1.8m) &\approx [0.927 + 0.0546U(1.8m)] \times 10^{-3} \\ C_E'(1.8m) &\approx [0.969 + 0.0521U(1.8m)] \times 10^{-3} \end{aligned} \quad (5)$$

となる。さらに、安定度による抵抗係数の補正も Kondo (1975) によるものを使用し、安定度を示す変数を Γ とすると、

$$\begin{aligned} \Gamma &= \Gamma_0 \frac{|\Gamma_0|}{|\Gamma_0| + 0.01} \\ \Gamma_0 &= [T_s - T(Z)] U^{-2}(Z) \\ &\quad \times [1.0 + \log\left(\frac{10}{Z}\right)]^{-2} \end{aligned} \quad (6)$$

で表わされる。ここで Z は 1.8m を用いている。したがって、安定度も考慮された顕熱、および潜熱輸送の抵抗係数 C_H, C_E は、 $[T_s > T(1.8m)]$ の不安定な場合

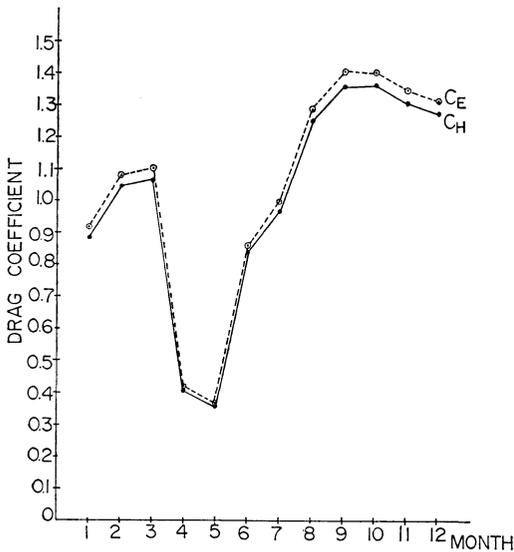
$$\begin{aligned} C_H &\approx C_H'(1.0 + 0.63\sqrt{\Gamma}) \\ C_E &\approx C_E'(1.0 + 0.63\sqrt{\Gamma}) \end{aligned} \quad (7)$$

を使用し、 $[T_s < T(1.8m)]$ の安定な場合は

$$\begin{aligned} C_H &\approx C_H' [0.1 + 0.03\Gamma \\ &\quad + 0.9 \exp(4.8\Gamma)] \\ C_E &\approx C_E' [0.1 + 0.03\Gamma \\ &\quad + 0.9 \exp(4.8\Gamma)] \end{aligned} \quad (8)$$

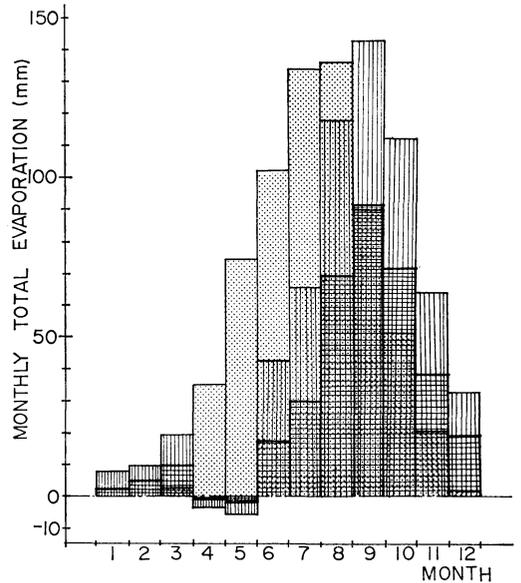
を使用した。こうして求めた各月の抵抗係数の月変化を第4図に示す。湖水表面温度が低いために、安定成層をしている4月、5月に小さく、湖水表面温度が高く不安定成層をしている9月、10月には約3~4倍の値を示している。また、 $K_H/K_E \approx C_H/C_E$ は各月とも 0.97 となっている。

以上の方法を用いて各月の顕熱および潜熱輸送量を求めた結果が第5図である。顕熱輸送量は1月から7月までが負で湖は平均的に冷熱源として作用し、8月から12月までは加熱源として作用している。特に9月、10月にその影響が大きい。また、潜熱輸送量については、4月、5月のみ負の値を示し、他の月はすべて正の値を示して



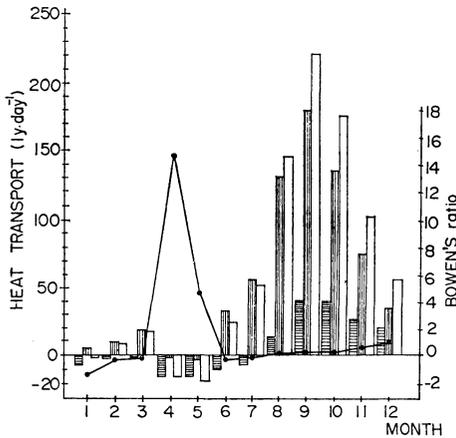
第4図 抵抗係数の月変化.

—●—: 顕熱輸送の抵抗係数 (C_H).
 -○-: 潜熱輸送の抵抗係数 (C_E).



第6図 蒸発量の月変化.

■: Thornthwaite の方法で求めた量.
 ▨: Jacobs の方法で求めた量.
 ▩: Kondo の方法で求めた量.



第5図 顕熱、潜熱輸送量の月変化と Bowen ratio,

▨: 顕熱輸送量, ▩: 潜熱輸送量,
 ▧: 総熱輸送量, —●—: Bowen ratio,

いる。特に潜熱輸送量は9月に大きい。

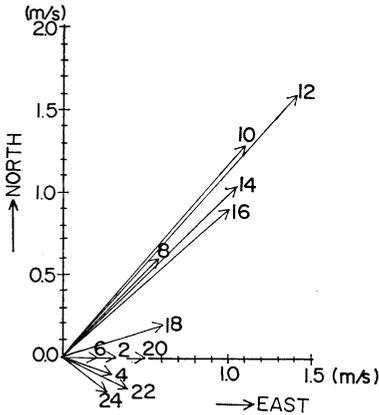
以上から求めた総熱輸送量は1月、4月、5月において負となり、他の月で正となっている。顕熱輸送による加熱量は年間 4456 ly, 潜熱輸送による加熱量は20744 ly

となり、年間 25200 ly の熱量が猪苗代湖上から大気へ輸送されていることになる。

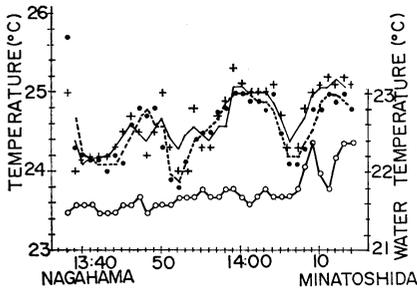
また、各月の顕熱および潜熱輸送量の比である Bowen ratio は第5図に示してある通りで、4月、5月に大きい値を示すものの、他の月はほぼ -1 から +1 の間にあり、年間の Bowen ratio は前述の熱量比から 0.21 となっている。これは山本・近藤 (1967) が猪苗代湖で求めた 0.51 に対してかなり小さく、顕熱輸送量が小さいことを示している。これは特に4月から6月にかけて湖水温の低温が問題で、周辺山地の融雪に伴う冷水の供給などによって湖水温が上昇しないこと、および3月から4月にかけて湖水は最大密度期を通過し、水深 50 m 程度まで等温層を示していることでも明らかのように、湖水の鉛直循環が大きいことによるものと考えられる。

5. 蒸発量

前述の結果を利用して猪苗代湖からの蒸発量を計算した。また、これと比較する意味から、Thornthwaite (1948) の thermal index を用いた蒸発量 (可能蒸発散量) および Jacobs (1942) の方法によるものをそれぞれ計算して求めたのが第6図である。Thornthwaite (1948) の方法



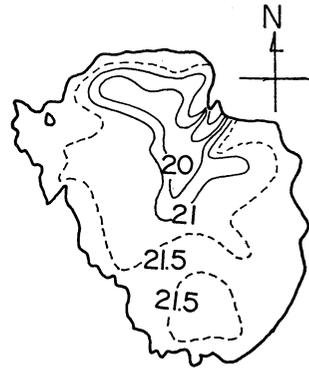
第7図 年平均ベクトル風速の日変化。
1979年冷害試験地のアメダス資料による。図中の数字は時刻を示す。



第8図 湖水温および湖上気温分布。

第1図の P_m-P_n 間を定速走行した時の1分間毎の測定値 (1980年8月28日)。
+ : 湖面上 170 cm の気温, ● : 湖面上 20 cm の気温, —○— : 湖水温。
— : 湖面上 170 cm の気温の3点加重平均値
… : 湖面上 20 cm の気温の3点加重平均値

では気温にのみ依存するので、6月から8月の夏季に蒸発量が多くなり、冬季1月、2月、12月に少なくなっている。なお、年間の蒸発量は648.1 mmとなっている。これに対して、Jacobs (1942)、Kondo (1975)の方法では4月から5月負の値を示し、9月から10月にかけて増大する傾向がある。年間の蒸発量は、Jacobsの方法の場合595.1 mm、Kondoの方法の場合352 mmとなっている。Kondoの方法で求めた値を山本・近藤(1967)が示した猪苗代湖の蒸発量と比較すると、約200 mm程少ない値となっている。これらの差異については、猪苗代湖



第9図 湖水温分布 (°C)。
1980年8月28日の観測。測定時刻による補正はしていない。

上の風速が平均 2.8 m/sec と弱い事や、湖上大気との間の輸送係数を決めるのに実質上高さ 1.8 m の観測値を使用している事、および第7図に示した冷害試験地の1979年の年平均ベクトル風速日変化でも分かるように、筏による測定位置が比較的風下に位置し、すでに変質している大気との間で輸送量を計算したために過小評価をしている傾向が考えられる。この事は第8図に示した1980年8月28日の東風系時の P_m-P_n 間の1分間毎の湖水温、湖上気温の測定結果でも明らかで、風下の長浜に向うにつれて湖上気温は低下し、湖水温との差が減少していることから理解される。

さらに、湖水温や湿度の測定が猪苗代湖の平均値としてどの程度代表性を有するかも問題であろう。しかし、第9図の1980年8月28日の湖水温分布が示すように、長瀬川河口および浅い湖岸を除けば1~2°Cの差で各月の水温の標準偏差よりは小さく、空間代表性による差異は時間代表性による差異よりは少ないものと考えられる。

6. まとめ

以上、猪苗代湖の熱源的役割についてできるだけ実測値を使用する観点より考察してきた。その結果、1) 猪苗代湖の貯熱量は46200 ly程度であること、2) 熱的深さは約 21.5 m であること、3) 湖からの顕熱輸送量は年間 4456 ly、潜熱輸送量は 20744 ly であること、4) またこれらの値による Bowen ratio は 0.21 であること、5) 年間の蒸発量は Kondo (1975)の方法で 352 mm、Jacobs (1942)の方法で 595.1 mm となることなどが分かった。

以上の値は必ずしも猪苗代湖の熱源的役割として確定的な結果とはいえないが、今後定常的な観測ができるようになればより確定的な値が計算し得るものと考えている。simulation等の値との対比はその段階で行う。

最後に御指導戴きました気象研究所藤田敏夫先生、観測の援助を戴いた伊藤靖之、佐浦雅明、星好房各氏をはじめ多くの福島大学学生諸氏に感謝の意を表します。なお、この研究には特定研究〔猪苗代湖の自然〕の研究経費を一部使用した。

文 献

- Estoque, M.A., J. Gross and H.W. Lai, 1976: A lake breeze over Southern Lake Ontario, *Mon. Wea. Rev.*, 104, 386-396.
- Fukui, H., 1952: On the local climatological survey in Aizu and Inawashiro Basins, *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, 7, 56-66.
- Jacobs, W.C., 1942: On the energy exchange between sea and atmosphere, *J. Mar. Res.*, 5, 37-66.
- Kondo, J., 1975: Air-Sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions, *Boundary-Layer Met.*, 9, 91-112.
- Moroz, W.T., 1967: A lake breeze on the eastern shore of Lake Michigan; observation and model, *J. Atmos. Sci.*, 24, 337-355.
- 百足虎治, 1953: 猪苗代湖における風の日変化について, *研究時報*, 5, 525-545.
- Thornthwaite, C.W., 1948: An approach towards a rational classification of climate, *Geogr. Rev.*, 38, 55-94.
- 渡辺 明, 1980: 猪苗代湖周辺の大気の局地循環について, 福島大学特定研〔猪苗代湖の自然〕研究報告, No. 1, 31-37.
- , 1981: 猪苗代湖 周辺の局地循環について, 福島大学特定研〔猪苗代湖の自然〕研究報告, No. 2, 43-53.
- , 1982: 猪苗代湖 周辺の局地循環について, 福島大学特定研〔猪苗代湖の自然〕研究報告, No. 3, 103-112.
- Yamamoto, G. and J. Kondo, 1964: Evaporation from Lake Towada, *J. Met. Soc. Japan*, 42, 85-96.
- , 1967: 野尻湖の蒸発, 東北電力土木部報告書, 1-96.
- , 1968: Evaporation from lake Nojiri, *J. Met. Soc. Japan*, 46, 166-177.

第22期第4回常任理事会議事録

日 時 昭和58年1月24日 9.45~12.00

場 所 気象庁観測部会議室

出席者 岸保, 松本, 荒井, 河村, 嶋村, 杉村, 竹内,
田宮, 増田, 村山

議 題

1. 予算関係

100周年記念事業のため「天気」、「気象集誌」ともに増頁となり、当初計画を遙かに上回り充実した

ものとなったので、このことに基づいて来年度の予算案を検討することになった。

2. その他

教育と普及委員に故会田 勝氏の後任として、大阪管区気象台の調査課長 宮本一夫氏に委嘱することを了承した。

新入会員の承認, 小倉 肇ほか38名の新入会員を承認。