

深い湖の水溫鉛直分布と蒸発の季節変化

近藤 純正・渡部 勲

国立防災科学技術センター平塚支所

Seasonal Changes of Vertical Profile of Water Temperature and Evaporation from Deep Lakes

By

Junsei Kondo and Isao Watabe

Hiratsuka Branch, National Research Center for Disaster Prevention

Abstract

Seasonal variation in vertical profiles of water temperature in deep lakes was obtained by solving numerically the heat balance equation including the long-wave radiation, insolation, sensible heat and latent heat due to evaporation at the water surface, and by solving the equation of convective and radiative heat transfers in the water. Applying this method to climatological data, as obtained at neighboring stations, annual amounts of evaporation from Lakes Towada and Nojiri were estimated. Comparison between the observed value of evaporation and the calculated one was made. The conclusion is that if the climatological data of wind velocity, air temperature, humidity and downward radiative heat are inferable from the data of neighboring stations, the amount of evaporation from a lake which has no data can be estimated with a considerable accuracy.

1. 序論

地表面が吸収した日射および大気放射は、一部は海流などによって他の地域に運ばれ、他の一部は風の混合拡散作用によって地表面から大気へ顕熱の形で返還されているが、残りの大部分の熱エネルギーは蒸発によって潜熱の形で大気中へ放出されている。この蒸発の潜熱は、全地球的規模から見た場合には、地表面が吸収した放射エネルギーのおよそ80%程度にもなっている。潜熱のエネルギーを持った水蒸気が他の地域に運ばれて、凝結を起こすと、ばく大な熱エネルギーを空气中に放出するので、大気運動の重要な原動力となる。

また、水経済の立場からすると、たとえば、Yamamoto and Kondo (1964, 1968) が求めたように、十和田湖では年間降水量、約2,100mmのうち、約800mmが蒸発によって水を失っている。十和田湖の面積は59.7km²であるから、この水は、およそ5千万tに相当する。日本の天然の湖沼の総面積は十和田湖のおよそ500倍である。もしも、十和田湖以外の湖の蒸発量が、十和田湖と同程度とすると、年間250億tの蒸発量になる。これは、日本の六大都市における上水総供給量の数か年分になる。実におどろくべき量である。近年、各国とも、水の需要が増し、水資源の開発、合理的利用、計画運用の機運が高まってきており、ユネスコでも、

この問題がとりあげられ、国際水文学10年計画、IHD (International Hydrological Decade) の事業の一環として、水収支の実体を知るための研究がすすめられている。

ところで比較的広い範囲からの蒸発量は、大気中の水蒸気収支の方法とか、空気力学にもとづいた方法などによってもとめることができるが、特に森林、草地などを含む中規模以下のスケールを持つ陸地からの蒸発を評価することは、一般には、きわめて困難であり、今後に残された研究課題である。ただ、比較的、せまくても、水面の場合は、水という共通の特質の表面をもつゆえに、水面蒸発は観測によってもとめることが、ほぼ可能となってきた。Morton (1967) は北米五大湖のスペリオル湖とオンタリオ湖からの蒸発量をもとめており、Yamamoto and Kondo(1964, 1968) は十和田湖と野尻湖からの蒸発量をもとめた。このように、水面蒸発は観測を行ないさえすれば、蒸発量はもとまるが、すべての対象面について観測を実施できない場合もある。それで、Kondo (1969) は、深さと面積が与えられていて、その近辺の気温、湿度、風速、および入力放射の気候資料が知られている場合には、熱収支の方法によって、水温を計算によって解き、蒸発量をもとめることができる可能性を示した。そして、特に水深が浅い場合(数m以浅)、例として、日本の数か所で観測している直径 120cm の蒸発皿からの蒸発を計算によって推定したが、実測値とかなり良く一致することがわかった。さらに、数か所の浅い湖からの蒸発量を評価した。

それで、今回の研究は、深い水深の場合に、どの程度の精度で蒸発量を計算によって推定できるかを検討したい。もし、その結果、観測を行なわない深い湖沼などからの蒸発を計算によって、かなり良く推定できるということがわかれば、その方法を応用できる。水深が浅い場合には、水の中にたくわえられる熱エネルギーは、他の熱エネルギーに比較して小さいので、貯熱量は無視できたが、深い場合は、その貯熱量は非常に大きく、これが蒸発量の季節変化に大きく影響を及ぼす。この水中貯熱量は、いかえれば、水温変化であり、水温の鉛直分布の季節変化をとりあつかうことになる。水中における熱輸送は、海流や潮流などによる移流熱がなければ、日射エネルギーと水の乱流混合によって上下方向に運ばれる熱である。それゆえ、この研究のもう一つの目的は、水温成層の形成と消滅の機構を明らかにするための準備的計算でもある。

この研究では、観測結果がえられている十和田湖と、野尻湖を選び、その水温鉛直分布と蒸発などの季節変化を、現地で観測した資料を、まったく使用しないで、計算によってもとめ、観測値との比較を行なおうと考える。

2. 計算の方法

水の流出入によって熱エネルギーの流出入がない閉じた湖を考える。水温を T とすると、その時間変化は、

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{1}{c\rho} \frac{\partial F}{\partial Z}, \quad (1)$$

$$F = -K \frac{\partial T}{\partial Z} + I \quad (2)$$

であたえられる。ここに c と ρ は水の比熱と密度、 Z は深さ、 K は温度拡散係数で、深さと水の鉛直安定度の関数、 I は水平な単位面積を下向きに透過する短波長の光のエネルギーである。水面の上面に入射する波数 ν の光の強さを I_ν^+ とすると、その一部は反射率 r_s で反射されるので、水面の下面を下向きに通る光の強さは、

$$I_\nu(0) = (1 - r_s) I_\nu^+ \quad (3)$$

である。 $(r_s$ は入射角の関数で、その角度 $i=0$ の垂直入射に対して、水面の r_s は 2.2% であるが、角度が増すにしたがって r_s は大きくなる。) したがって、水深 Z における全波数範囲の透過光エネルギーは、

$$I = \int_0^\infty I_\nu(0) e^{-a_\nu Z \sec r} d\nu \quad (4)$$

となる。 a_ν は波数 ν に対する水の透過率、また r は屈折角である。上の 2 式において、水の上面に入射する光の強さ I_ν^+ のスペクトルと a_ν が知られていれば、深さ Z における透過光はもとまるが、 I_ν^+ と a_ν として、次のモデルを考える。まず、 I_ν^+ の分布関数形は次のようにしてつかった。図 1 の細い曲線は、大気の外側における太陽光のスペクトルである。点線は、乾燥空気のリレイ散乱の消散係数として Hulst がもつめた値 (山本義一, 1956年, 参照) を用いて計算した直達日射のスペクトルで、鉛直気柱の厚さを単位にとつてはかった光の通過空気量 $m=2$ の場合である。大気中の水蒸気による吸収は Fowle (1917) のもつめた吸収率を用いて計算し、可降水量が、 $w=3g$ とした場合を折れ線で図 1 に示した。実際の地上に到達する日射のスペクトルは、散乱光も含み、しかも太陽高度角、可降水量などによってかわるけれど、モデル化のため、地上に到達する日射のスペクトルの形だけは、いつも

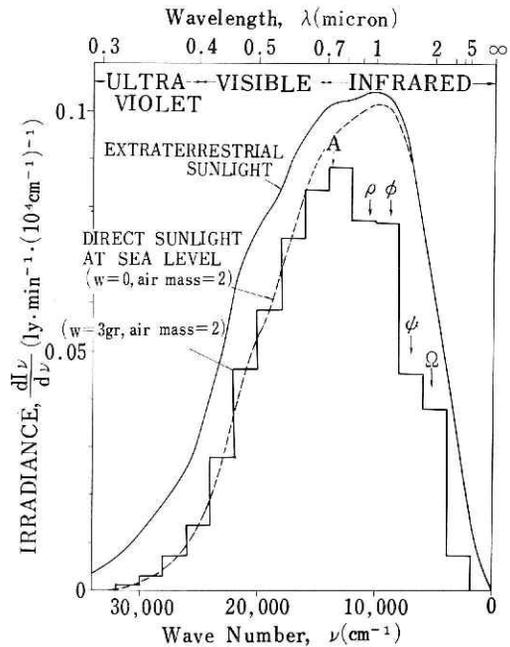


図 1 水面に入射する日射のスペクトルのモデル
図 1 のものを使うことにし、その全エネルギーは季節によってかわるものを用いることにした。

次に、水中における光の透過率は次のようにした。図2は List (1964) の表から純水の波長別透過係数を描いたものである。湖沼などの水は純水でなく、浮遊物によって、にごっているため、透過率は図2に示すものよりも悪い。このことを考慮に入れるために、次のモデル化を行なう。水中での浮遊物による光の減衰は、特に短波長の範囲で大きいので、 $\nu_1=16,000\text{cm}^{-1}$ より大きい波数範囲 ($\lambda_1=0.625\mu$ より短い波長の範囲) で、にごりの影響を受けるものとする。水中での全放射エネルギーの透過率は、

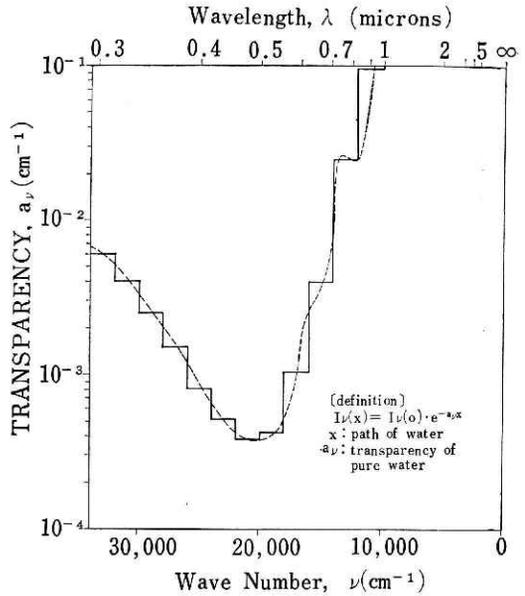


図2 純水の透過係数と波長の関係

$$\tau = \frac{I}{\int_0^\infty I_\nu(0) d\nu} = \frac{\int_0^\infty I_\nu(0) e^{-a_\nu Z \sec \gamma} d\nu}{\int_0^\infty I_\nu(0) d\nu} \quad (5)$$

で定義されるが、にごりの影響を表わすためのパラメータを p とし、上述のモデルを採用すると

$$\tau = \frac{\int_0^{\nu_1} I_\nu(0) e^{-a_\nu Z \sec \gamma} d\nu + \int_{\nu_1}^\infty I_\nu(0) e^{-a_\nu p Z \sec \gamma} d\nu}{\int_0^\infty I_\nu(0) d\nu} \quad (6)$$

となる。積分を図1と図2の折れ線を用いてもとめると、図3のごとくなる。この透過率は近似的に

$$\begin{aligned} \tau(x) = & 0.14 \exp(-5x) \\ & + 0.23 \exp(-0.12x) \\ & + 0.14 \exp(-0.025x) \\ & + 0.13 \exp(-0.004x) \\ & + 0.36 \exp(-0.0006px) \quad (7) \end{aligned}$$

であらわされる。ただし、 x は水の光に対する路程 (path-length) で、 $x = Z \sec \gamma$ 、 γ は屈折角、 Z は水深である。上式の最後の項は、可視部からの寄与を示し、 $\nu = 1.6 \times 10^4 \text{cm}^{-1}$ より短波長範囲を近似したもの

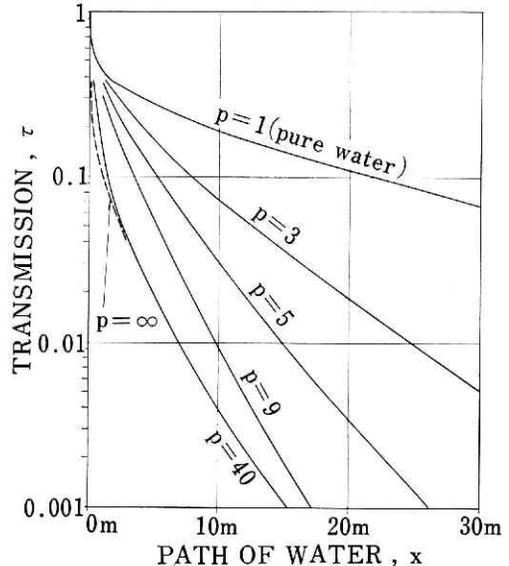


図3 光の通過距離 x と透過率の関係。 p はにごりの影響をあらわすパラメータで(7)式に含まれる

である。\$p\$はにごりをあらわすパラメーターで、純水の時、\$p=1\$、その他の場合は、\$p>1\$とする。

この研究における湖水温度の季節変化の計算においては、簡単化のため、水の反射率はいつも一定と仮定し、\$r_s\$は6%を用い、水面に入射する日射エネルギーはビーム状とし、その1日総量は、直達光と大気による散乱光を含めた水平面日射量の1日合計量に等しいものであり、Kondo (1967) によってもとめられた月平均値を採用した。屈折角は簡単化のため、いつも一定で、\$\sec \gamma=2\$に相当するものとした。すなわち

$$I(x)=(1-0.06)I_s\tau(x) \tag{8}$$

\$x=2Z\$、\$I_s\$=地表面の水平面日射量の日平均値

の式で表わした。

ところで、水のごりをあらわす\$p\$をなんらかのものと関係づけなければならない。理想からいえば、水中浮遊物の大きさの分布とその量であらわすべきであるが、現在のところ、それらについてはあまり良く知られていない。多くの湖について、にごりと関係するものとして、透明度板 (white Secchi disk) によって測定された、いわゆる透明度が知られている。したがって、ここでは実用的見地から、\$p\$と透明度\$V\$ (meter unit) とを関係づけようと思う。

$$pV=80 \tag{9}$$

と仮定した。これはわずかの観測から推定した式である。なお、湖の透明度は、その平均水深と非常に深い関係があって、平均水深が深ければ、透明度は大きい。図4は湖の平均水深を横軸にとり、透明度\$V\$を縦軸にとってあらわしたものである。平均水深が80mの湖では\$V \approx 15m\$であるから\$p=5.34\$、平均水深が20mでは\$V \approx 9m\$であるから\$p=8.9\$となる。

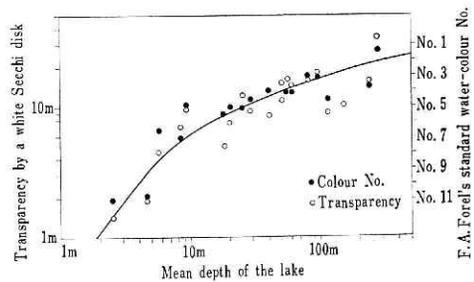


図4 日本のおもな湖の平均水深(横軸)と透明度または水色番号との関係

水中の乱流混合によって鉛直方向に運ばれる熱、すなわち、(2)式の右辺第1項に含まれる温度拡散係数\$K\$は水面の近くで大きく、深いところで小さな値になっていると考えられる。また、水面近くの水温が高い、いわゆる静安定度の強い状態になった時は、上下の混合が非常に弱くなるので、この時は\$K\$は小さくなっているものと考えられるので、\$K\$は深さと安定度の関数として表わそう。二、三の湖における水温の鉛直分布の観測資料をもとにして、\$K\$を実験的にもとめると図5のごとくになった。縦軸は、水深\$Z\$における湖の水面積にもとづいて計算した換算水深\$Z^*\$すなわち、

$$Z^* = \int_0^Z \frac{A_z}{A_0} dZ \tag{10}$$

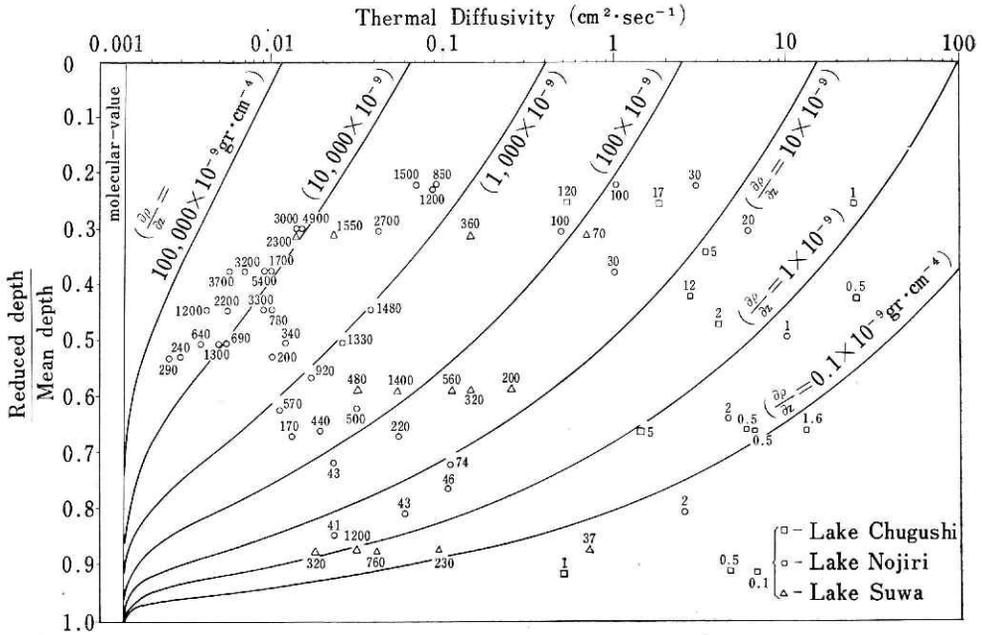


図 5 水中の温度拡散係数(横軸で対数目盛)と水中の静安定度 $\partial\rho/\partial Z$, あるいは水深(縦軸で, 換算水深のスケールを平均水深で割った値)との関係. 図中の曲線は (11) 式をあらわすものである.

をその湖の平均水深 \bar{Z} で割った値を表わすものである. また横軸は, K を対数目盛であらわした. 図 5 の中に示す数字は, 水の密度の垂直傾斜 $\partial\rho/\partial Z$ である. この図をみてわかることは, 底に近いほど, また $\partial\rho/\partial Z$ が大きいほど, K は小さくなっており, 密度の垂直傾斜が非常に大きくなって安定度が強いときは, K は分子温度拡散係数 ($=0.0014\text{ cm}^2/\text{sec}$) に近くなることがわかる. この図から, K を簡単な実験式で近似的にあらわすと, $\partial\rho/\partial Z > 0$ のとき,

$$K = 100 \left(\frac{\partial\rho}{\partial Z} \right)^{-0.8} \left(1 - \frac{Z^*}{\bar{Z}} \right)^4 + 0.0014 \quad (11)$$

で与えられる. ここに K の単位は cm^2/sec , $\frac{\partial\rho}{\partial Z}$ の単位は 10^{-9} g cm^{-4} である. 具体的計算の実行においては, 上式で K が $20\text{ cm}^2/\text{sec}$ 以上となったとき, および $\partial\rho/\partial Z \leq 0$ の不安定成層のときは, $K = 20\text{ cm}^2/\text{sec}$ とした. また, 湖の形は水深が, その平均水深 \bar{Z} に等しい深さを持つ, 底の平らなものとした. なお, 水の密度と水温との関係は, T の単位を $^{\circ}\text{C}$, $\partial\rho/\partial T$ の単位を $\text{g cm}^{-3}\text{ }^{\circ}\text{C}^{-1}$ とすると, 次式であらわされる.

$$\left(-10^3 \frac{\partial\rho}{\partial T} \right) = 0.016T - 0.000129T^2 - 0.062. \quad (12)$$

次に, 水面からの顕熱 Q と蒸発による潜熱 lE は,

$$Q = 2.3L^{-0.1}u^{1.8}(T_s - T), \quad (13)$$

$$lE = 4.6L^{-0.1}u^{1.8}(e_s - e). \quad (14)$$

ここに Q, IE の単位は ly/day , u は平均風速 (m/s), L は湖の平均的スケールで km 単位, T と T_s は平均気温と水温 ($^{\circ}C$), e_s と e は水面の飽和蒸気圧と空気ちゅうの蒸気圧 ($mmHg$) であり, e_s は次の式で与えられる.

$$e_s = 4.57 + 0.3305T_s + 0.01052T_s^2 + 0.00018T_s^3 + 0.0000033T_s^4. \quad (15)$$

(13) 式と (14) 式は Yamamoto and Kondo (1968) が十和田湖と野尻湖の湖面蒸発の観測から得た結果と, Kondo (1969) が有限面の蒸発に対する面積の影響を表わす関係式とを結びあわせて得た関係である.

水温の変化式 (1) を, 水面での熱収支をあらわす境界条件を用いてとけば水温がえられる. 水面での熱収支式は

$$(1-r_s)I_s + (1-r_L)(I_L - \sigma T_s^4) = Q + IE + S \quad (16)$$

で与えられるが, $r_s = 0.06$, $r_L = 0.04$ を用いる. ここに r_L は赤外放射に対する反射率である. 上式において, 与える資料は, 水平面に入射する全日射量 I_s , 下向き入射の赤外放射 I_L , でこれらは Kondo (1967) の結果を用いる. 十和田湖においては, 八戸と秋田の平均値, 野尻湖では高田と長野の平均値を用いた. Q と IE の式に含まれる u, T, e は, その湖の周辺における平均風速, 平均気温, 平均蒸気圧であるが, ここでは湖岸で観測した資料を使わないで, 十和田湖では八戸と秋田から, 野尻湖では高田と長野の気候資料から推定した. その方法は, 気温については, 高度差が $100m$ につき,

$0.6^{\circ}C$ の割合で低温となるとし, 湿度については, 図 6 に示すように, $100m$ の高さごとに, 相対湿度で 0.8% ずつ増すという経験則を用いた. 図 6 は近接しているが, 海拔のちがうとなりあった観測所の相対湿度の差 (縦軸) とその高さの差 (横軸) を示すものである. 風速については海拔のちがいが等による差は考えていない.

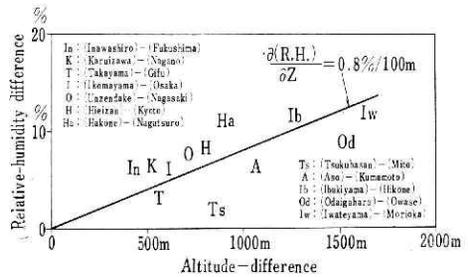


図 6 高度と相対湿度の増加の関係

い. なお, この計算では, 湖底の条件として, 可視光線は底ですべて吸収されるが, 湖底下の地中の熱伝導率は非常にわるく, 伝導熱は地中に入らないとした.

3. 十和田湖と野尻湖における水温鉛直分布・蒸発の季節変化などについての計算値と観測値の比較

水温変化の微分方程式 (1) に, 境界条件 (16) 式を用い, 適当な初期水温分布を与えて計算し, 十分に時間が経過すれば, 定常的な周期解がえられる. それがもとめる解である. 実際に計算を行なってみたところ, 時間が3か年以上経過すれば, ほとんど収束したものがえられることがわかった. なお, この計算では $\Delta t = 0.04$ 日 (十和田湖), $\Delta t = 0.01$ 日 (野尻湖), $\Delta Z = 4m$ (十和田湖), $\Delta Z = 2m$ (野尻湖) を用いた.

図 7 は計算によってもとめた十和田湖 (上図) と野尻湖 (下図) の水温鉛直分布の季節変

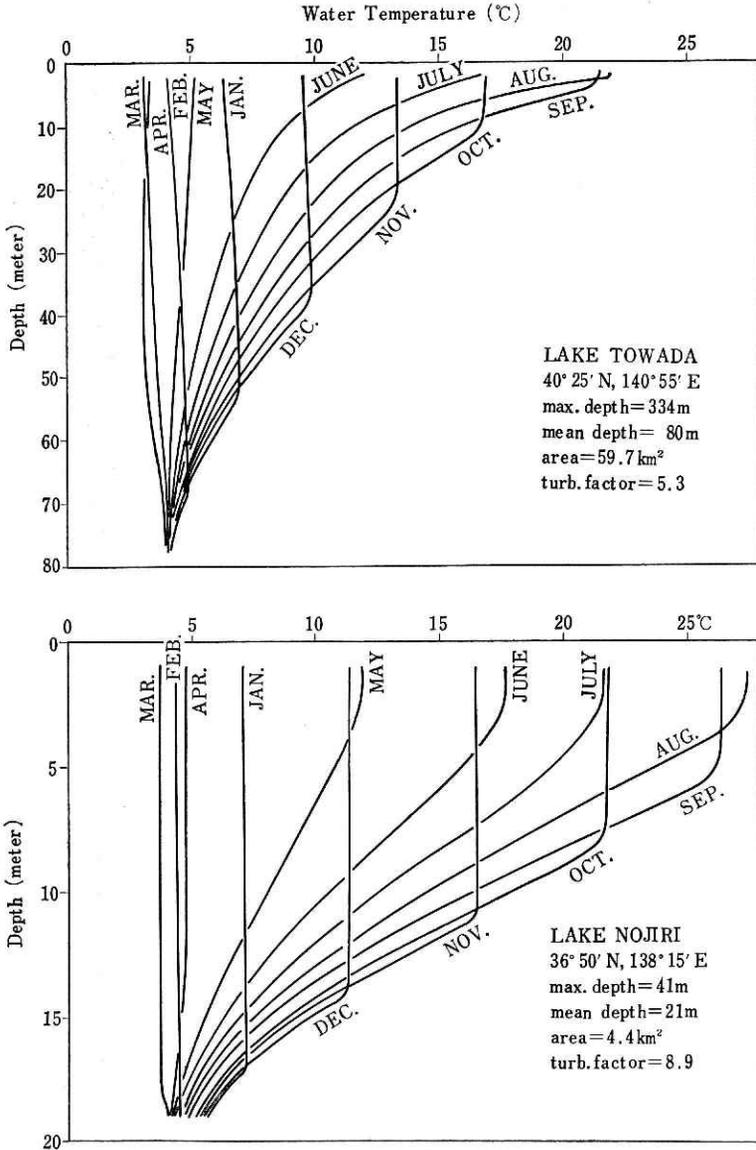


図 7 計算でもとめた十和田湖(上図)と野尻湖(下図)の水温鉛直分布. 各曲線は毎月1日の値である.

化で毎月1日の値を示した. 縦軸は換算水深のスケールである. この計算結果は観測されているものとよく似たものである. しかし, 中層水の温度は, 計算値がいくぶん高温気味である. それは, 水中の熱混合をあらわす温度拡散係数 K を中層水で大きくとりすぎたためである. この研究では, K を(11)式のごとく簡単なもので与えたが, 特に安定成層のときに, 実際の K はその式よりも中層水で小さいであろうと思われる. 図 5 でもそのような傾向が見られる.

図 8 は, 表面水温と気温差 $\theta_s - \theta$ および水面の水蒸気と空気ちゅうの水蒸気圧の差 $e_s - e$

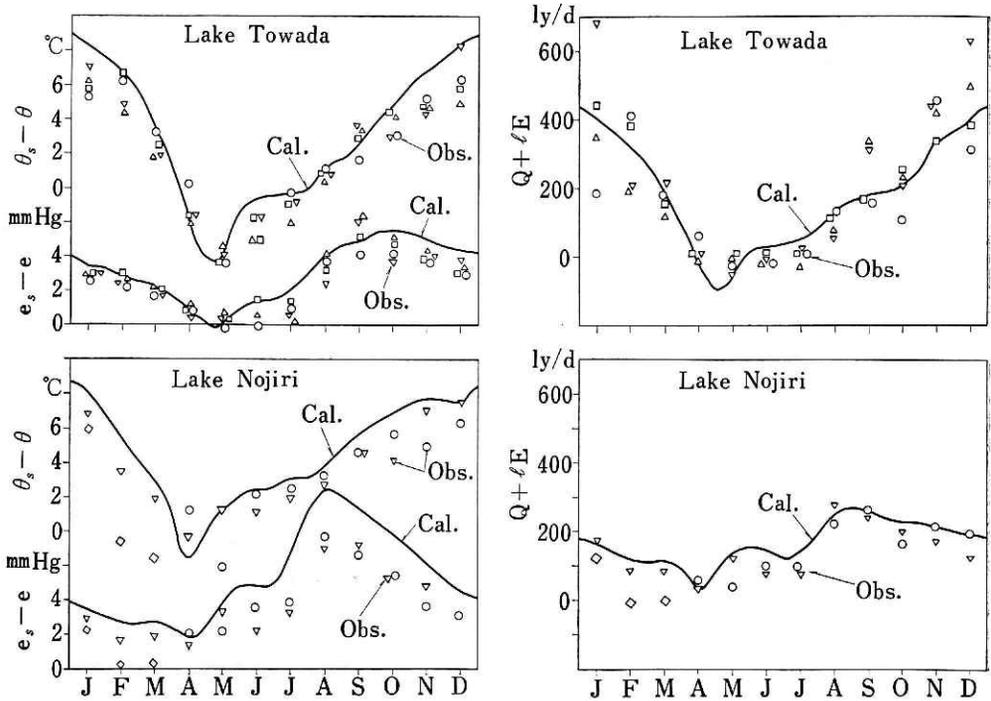


図 8 計算(実線)でもとめた水温と気温の差 $\theta_s - \theta$ 、表面蒸気圧と空気ちゅうの蒸気圧の差 $e_s - e$ (以上は左側の図)および顕熱と潜熱の和 $Q + LE$ の季節変化(これは右側の図)と観測値の比較。上半分は十和田湖, 下半分は野尻湖。

について、計算値(実線)と観測値(○などの記号)とを比較したもので、上半分は十和田湖、下半分は野尻湖である。同図の右半分は顕熱と蒸発の潜熱の和 $Q + LE$ である。図 9 は蒸発量である。これらの図を見てわかることは、計算値の季節変化の傾向は、観測値の傾向とよく一致しているが、野尻湖の蒸発量は計算値が多く、水温も全体として高い。この理由は、野尻湖の風の推定が小さすぎ、入力放射の推定が大きすぎたことにある。図10は十和田湖の風速の推定値(実線)と実測値(記号)とを比較したものであるが、推定は、ほほうまくいったことを示す。図 11 の上半分は野尻湖の風の推定値と実測値を示すが、推定値(実線)は全体として弱くなっている。風が弱いと、Kondo (1969) が示したように、表面水温が高温になる。また同図の下半分は入力放射の推定値(実線)と観測値(記号)との比較を示すが、推定値が大きい。入力放射が大きいと、年間蒸発量は大きくなる。

なお、十和田湖の年間蒸発量の観測値は 756mm、この計算による値は 712mm で、そのちがいは約 6% である。一方、野尻湖の観測値は 598mm (空気力学的方法による) または 637mm (熱収支の方法による) であるのに対し、計算値は 730mm となり、18% 多めに計算されたことになる。蒸発の潜熱に換算すると 18ly/day で、これは入力放射を実測値(年平均 925

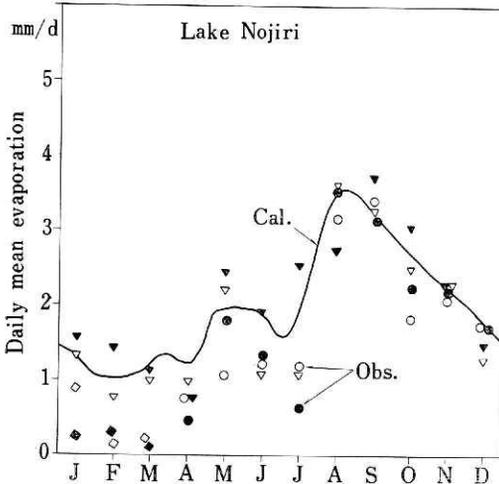
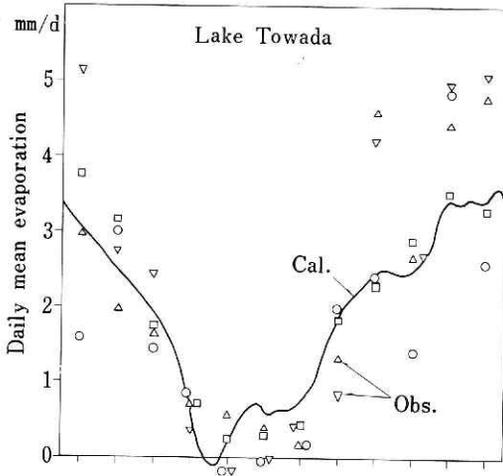


図9 計算(実線)でもとめた蒸発量の季節変化と観測値(記号)の比較

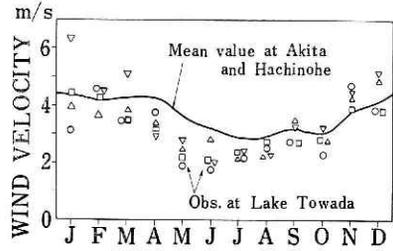


図10 十和田湖の計算に使用した推定風速(実線)と観測値

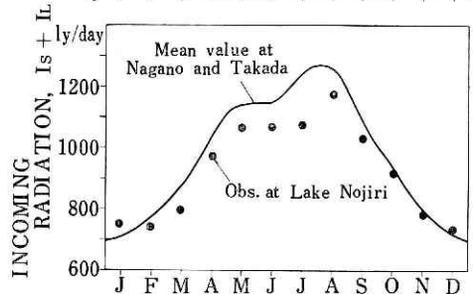
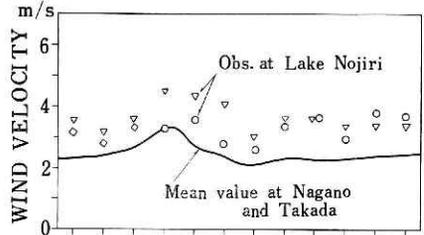


図11 野尻湖の計算に使用した推定風速, 入力放射と観測値との比較

ly/day) よりも, 52ly/day 多めに推定したことによるためである. 入力放射を多めにすると, その一部は顕熱を大きくし(実測より 20ly/day 多くなった), 一部は水面からの赤外放射を増し(水温は実測より年平均で 1.3°C 高目に計算された. このための水面からの赤外放射の増加は 14ly/day である). そのあまりの 18ly/day が蒸発量を多くした結果となった.

4. 深い湖の水温や蒸発などの人工制御のころみ

今, かりに, 何らかの方法(特異な自然現象でもよく, 人工的であってもよい)で, 水温をかえたとする. たとえば, 初夏に表層の高温水をとりぞいとすれば, その夏の水温は冷たくなり, その近辺の気温は低くなると同時に, 蒸発量はすくなくなる. 逆に, 秋に湖の底層の冷水を他に移して, そのかわり高温水で満たしたとすると, その冬は非常に暖くなるである

う。こういったことがもし起こったとすると、その現象がいつまで続くかを数値実験でこころみることも意義があると思う。そこで次の計算をおこなった。十和田湖で10月1日に全層の水温が17°Cとして計算をすすめた。図12と図13に結果を示す。図12の Oct.(0) は初期水温分布の17°Cである。Oct.(1), (2), (3) はそれぞれ、1年目、2年目、3年目の10月1日の分

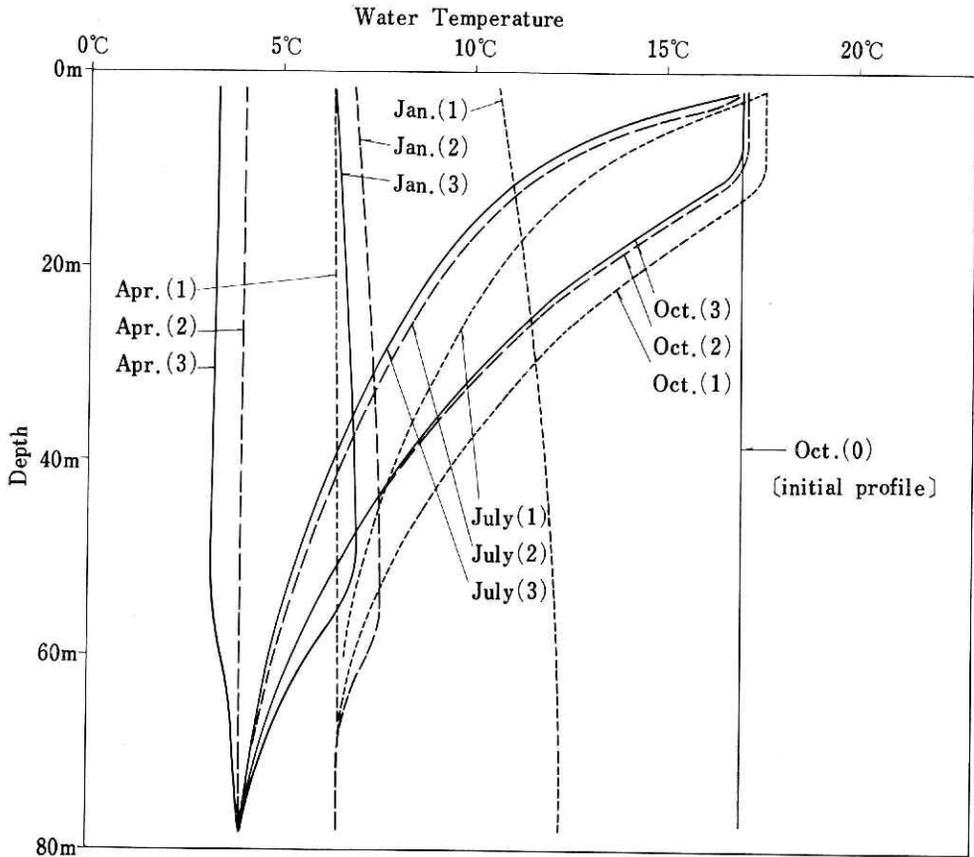


図 12 水深80mの場合の水温変化の過渡現象。(0) は初期条件,
(1), (2), (3) はそれぞれ1年目, 2年目, 3年目を示す。

布であり、同様に Jan.(1) は翌年の1月1日、等々を示す。図13は上の方から順番に、表面水温と気温差 $\theta_s - \theta$ 、次が蒸気圧差 $e_s - e$ 、その下が顕熱と蒸発による潜熱の和 $Q + LE$ 、一番下の図が蒸発量の変化である。記号の(0)は最初の年、(1), (2), (3) はそれぞれ1年目、2年目、3年目をあらわしている。これらの図から1年目ではかなりの影響が残り、1月から4月ごろまでは、表面水温で3~4°C高温で、蒸発量は平年より1.5~2倍多くなっていることがわかる。そうして、ほとんど影響がなくなるのは3年目であることがわかる。この計算は、水深が80mの場合であるが、もし、これよりも深い海洋のような場合には、海洋異変がいったん起こると、その影響がかなり長期間持続するであろうことが理解される。この理由は、深い水

深の湖や海洋では、その単位面積当りの熱容量が大きいために起こるものである。

5. 水のにごりが水温変化におよぼす影響

水がにごっていると、可視光線は表層近くでほとんど吸収されるから、夏の水温は、きれいな水の場合よりも高温となると考えられる。そうすると、表層水はますます安定成層となるため、水の鉛直混合が弱められ、さらに表層水は高温となり、底層水は低温である。ところが冬になると、結果的には、水中にたくわえられていた熱エネルギーは全体としてすくなかったために、かえって冬の水温はひくくなる。この節では、水のにごりの影響がどのようになるかを野尻湖をモデルにとって計算してみた。

図14の実線は現実の場合で、水のにごりの影響をあらわすパラメーター、すなわち(6)式の p が8.9の場合の水温鉛直分布で図7の下半分と同じものである。点線は $p=1$ すなわち湖水が純水であるとした場合である。図15は同じように表面水温 T_0 と深さが10 mのところの水温 T_{10m} の季節変化を示すものである。これらの図から、わかることは、水がにごっていると表面水温は夏におよそ 1°C 高く、冬に約 1°C 低温となるが下層水は、夏も冬も低温となる。

6. あとがき

水中では可視光線と乱れによる鉛直混合熱輸送を、水面では、日射、赤外放射、顕熱、蒸発の潜熱の熱収支を考慮して、水温変化の微分方程式を数値計算によって解き、水温、顕熱、蒸発等の季節変化をもとめた。十和田湖と野尻湖について、顕熱、蒸発量の観測値が知られてい

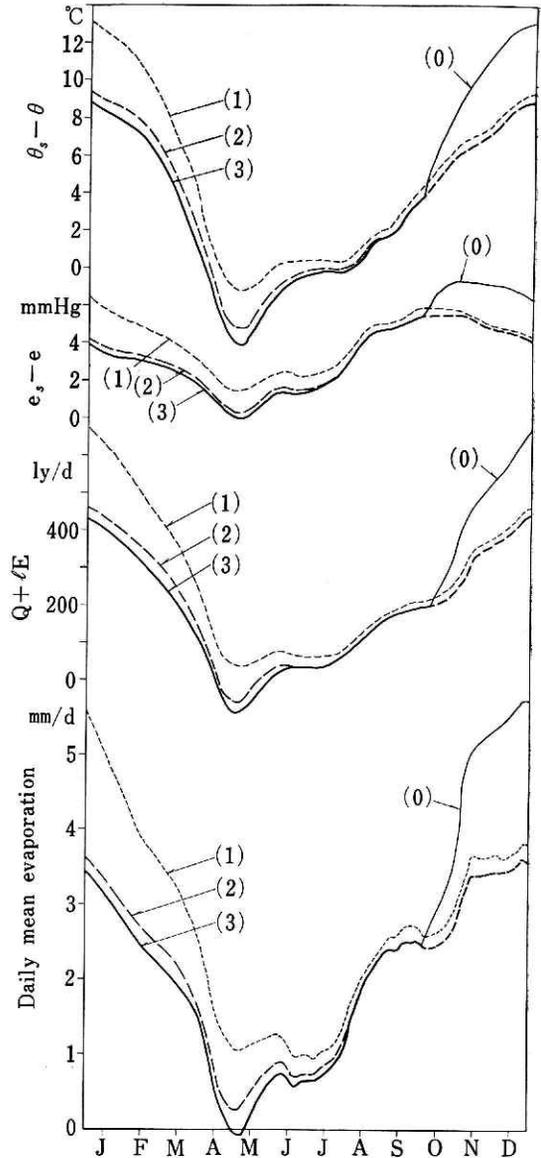


図13 図12と同じ場合で、水温と気温の差、蒸気圧の差、顕熱と潜熱の和、蒸発の過渡変化

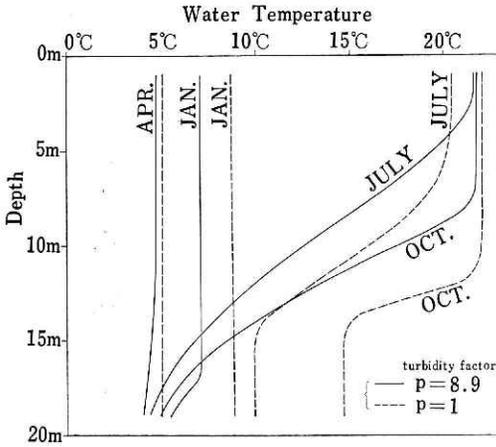


図 14 水のにごりの影響をあらわすパラメータ $p=8.9$ の場合と $p=1$ の純水の場合の水温変化の比較

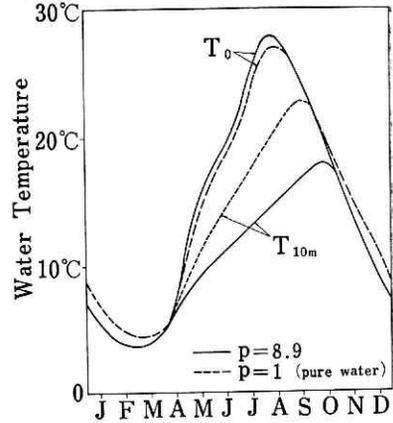


図 15 図14と同じ場合で、表面水温 T_0 と深さが 10m のところの水温 T_{10m} の季節変化

るので、この二つの湖に対して計算し、観測値と比較したが、季節変化の傾向は非常によく一致した。この結果からいえることは、面積と平均水深が与えられており、その近辺の測候所の気候資料から気温、湿度、風速が推定できれば、蒸発量や水温は観測しなくても、かなりの精度で計算によってもとまる。

この研究は湖水ばかりでなく、海洋における水中の熱輸送とそれに伴う諸現象の機構を明らかにするための序報的研究でもあって、熱容量の大きい、深い水体の貯熱効果の評価も計算できた。すなわち、深い水深の湖や海洋では、いったん異変が起こると、それが解消するのに数年を要することがわかった。また、水がにごっていると、光の透過が悪く、同時に乱流混合による水中の熱輸送とのかねあいで、水温変化は、水のにごりによってかなりかわることもわかった。

この計算で問題となり、将来もっと明らかにしなければならないこととして、水中の乱流による熱拡散係数と水中の浮遊物質による光の吸収の問題である。この計算では、非常に簡単な実験式を用いたが、熱拡散係数と水中の安定度、深さとの関係、あるいは、浮遊物質と光の透過量との関係などをもっと正確に知らなければならない。それは、熱輸送にとまらぬ水温異常現象、あるいは、同時におこる水の汚染の問題等にとって重要であり、また、もっと大規模な地球の海洋と大気の間でのエネルギーのやりとりの仕方にも、ひいてはこれらのことがら関係してくるからである。

謝 辞

この研究の数値計算の部分は、SDS-92 および TOSBAC-3400 計算機を使用した。TOSBAC 計算機の使用の便宜をはかっていただいた国立防災科学技術センター第3研究部の菅原正巳部長、計算機の操作をしていただいた同部の勝山ヨシ子氏、尾崎馨子氏、渡辺八重子

氏に感謝いたします。

参 考 文 献

- 1) Fowle, F. B., 1917: Water vapor transparency to low temperature radiation. *Smithsonian Misc. Coll.*, 68, No. 8.
- 2) Kondo, J., 1967: Analysis of solar radiation and downward long-wave radiation data in Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ., Ser. 5, Geophysics*, 18, 91-124.
- 3) Kondo, J., 1969: Numerical experiments of evaporation from the different areas and depths of the water. *To be published*.
- 4) List, R. J., ed., 1964: *Smithsonian Physical Tables*.
- 5) Morton, F. I., 1967: Evaporation from large deep lakes. *Water Resources Res., Amer. Geophys. Un.*, 3, 181-200.
- 6) Yamamoto, G. and J. Kondo, 1964: Evaporation from Lake Towada. *J. Met. Soc. Japan, Ser. 2*, 42, 85-96.
- 7) Yamamoto, G. and J. Kondo, 1968: Evaporation from Lake Nojiri. *J. Met. Soc. Japan, Ser. 2*, 46, 212-223.
- 8) 山本義一, 1956: 気象輻射学, 地人書館.

(1968年9月26日原稿受理)