



Title	深い湖の熱的環境
Author(s)	瀬川, 良明
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 31, 11-20
Issue Date	1974-07-05
DOI	10.14943/gbhu.31.11
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/14036
Type	bulletin (article)
File Information	31_p11-20.pdf



[Instructions for use](#)

深い湖の熱的環境

瀬川 良明

北海道大学理学部地球物理学教室
(昭和48年11月30日受理)

Thermal Regime of Deep Temperate Dimictic Lakes

By Yoshiaki SEGAWA

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University
(Received November 30, 1973)

Seasonally freeze lake Kuttara and non-freeze lake Shikotsu are located in almost same latitude and altitude in Hokkaido.

Thermal diffusivities of two lakes are obtained as a function of depth and stability in the water from the observed vertical temperature profiles data.

Seasonal variations of the vertical thermal structure and the heat balance items at the lake surface are solved numerically, using the thermal diffusivity and the absorption quantity of solar radiation. Heat balance as boundary condition at the lake surface is gained from climatological data at stations nearby.

The results shows, however considering of climatic conditions there are some distinctions in thermal regimes between Kuttara and Shikotsu, owing to the differences of the thermal diffusivity and morphometry of the lake.

I. ま え が き

ある期間をとると、湖沼の熱的環境は、外的要因による変化をしながら、平衡を保っている。それは、変化を吸収する方向のエネルギー平衡である。湖沼水温の季節変化が、湖沼の熱的環境の指標となる。水平方向の熱の輸送を考えなければ、水温の鉛直分布は、乱流混合による熱の輸送と日射エネルギーの吸収によって決まる。近藤・渡辺(1969)によれば、水深が深い場合には、熱貯留は大きく、表面での熱交換の季節変化に影響を与え、これを無視できない。

ここでは、ほぼ同緯度、同高度にある二つの湖、不凍湖である支笏湖、凍湖である倶多楽湖をとりあげた。それぞれの湖について、水温の鉛直分布の観測値から、熱拡散係数を、熱貯留法によって求め、水の静安定度と深さの関数の実験式として表わした。

この熱拡散係数を用いて、水中では、水の乱流混合による熱輸送と日射エネルギーの吸収を、水面では日射、赤外放射、顕熱、蒸発の潜熱および熱貯留についての熱収支を考え、水温

鉛直分布と蒸発などの季節変化を、数値計算により求め、両湖の熱的環境の違いについて考察を行なおうと考える。

II. 両湖の湖盆形態と換算水深

倶多楽湖・支笏湖は、ともに支笏洞爺国立公園の中にあるカルデラ湖で、年2回の循環期を持つ温帯湖である。両湖の位置を Fig. 1 に示した。

Table 1 に両湖の大きさに関する数値を示した。

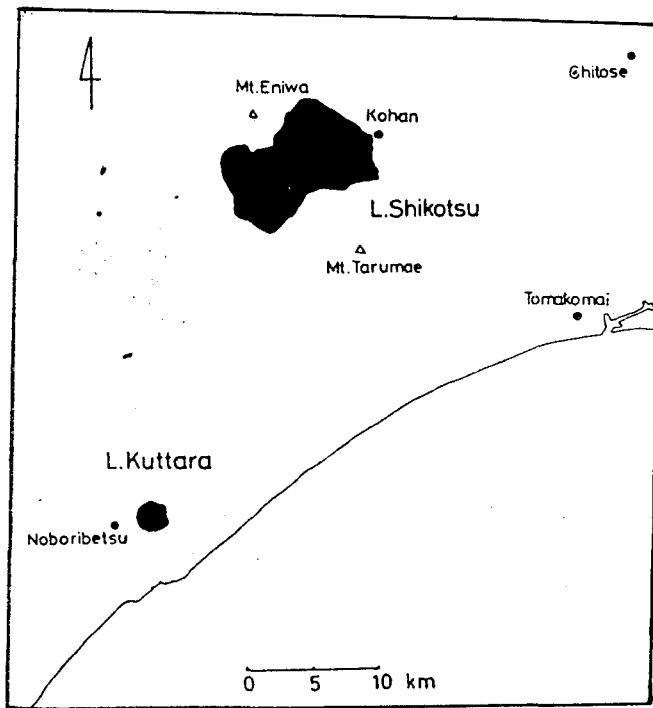


Fig. 1. Location of Lake Kuttara and Shikotsu.

Table 1. Morphometric data for Lake Kuttara and Shikotsu.

	Shikotsu	Kuttara
Latitude (N)	42°59'	42°39'
Longitude (E)	141°20'	141°11'
Altitude (m)	248	260
Area (km ²)	76.2	4.34
Max depth (m)	363.0	147.5
Mean depth (m)	255.9	105.1
Volume (km ³)	1.2	0.46
Length (km)	12.1	2.8

熱貯留を計算するために、換算水深 (RT) を各々の湖について(1)式より求めた。

$$RT = \int_0^z \frac{A_z}{A_0} dz \quad (1)$$

A_0 は湖表面積, A_z は水深 z における水面積である。RT の計算は、田中館 (1925) の深度

Table 2. Calculation of reduced thickness (RT)

depth (m)	Kuttara				depth (m)	Shikotsu			
	area (10 ⁶ m ²)	volume (10 ⁶ m ³)	RT (m)	sum RT (m)		area (10 ⁶ m ²)	volume (10 ⁶ m ³)	RT (m)	sum RT (m)
0	4.72				0	76.2			
5	4.51	23.0	4.9	4.9	10	75.6	760	10.0	10.0
10	4.42	22.3	4.8	9.7	20	74.8	752	9.9	19.9
15	4.32	21.9	4.7	14.4	30	74.0	744	9.8	29.7
20	4.27	21.5	4.6	19.0	40	73.1	736	9.7	39.4
25	4.22	21.2	4.6	23.6	50	72.4	728	9.6	49.0
30	4.19	21.0	4.5	28.1	60	71.4	719	9.4	58.4
35	4.15	20.9	4.5	32.6	70	70.8	711	9.3	67.7
40	4.12	20.7	4.4	37.0	80	69.9	702	9.2	76.9
45	4.08	20.5	4.3	41.3	90	68.8	692	9.1	86.0
50	4.02	20.3	4.2	45.5	100	67.7	683	9.0	95.0
55	3.93	19.9	4.1	49.6	110	66.8	672	8.8	103.8
60	3.86	19.5	4.0	53.6	120	65.8	663	8.7	112.5
65	3.77	19.1	3.9	57.5	130	64.6	652	8.6	121.1
70	3.71	18.7	3.9	61.4	140	63.5	641	8.4	129.5
75	3.65	18.4	3.9	65.3	150	62.4	630	8.3	137.8
80	3.57	18.1	3.8	69.1	160	61.0	617	8.1	145.9
85	3.50	17.7	3.7	72.8	170	59.9	605	8.0	153.9
90	3.43	17.3	3.7	76.5	180	58.5	592	7.8	161.7
95	3.35	17.0	3.6	80.1	190	57.2	579	7.6	169.3
100	3.26	16.5	3.5	83.6	200	55.9	566	7.4	176.7
105	3.19	16.1	3.4	87.0	210	54.6	552	7.3	184.0
110	3.10	15.7	3.4	90.4	220	52.8	537	7.1	191.1
115	3.02	15.3	3.3	93.7	230	51.8	523	6.9	198.0
120	2.90	14.8	3.2	96.9	240	50.3	511	6.7	204.7
125	2.68	14.0	3.0	99.9	250	49.1	497	6.5	211.2
130	2.36	12.6	2.7	102.6	260	47.2	482	6.3	217.5
135	2.02	11.0	2.3	104.9	270	46.0	466	6.1	323.6
140	1.73	9.4	3.3	108.2	280	42.5	442	5.8	229.4
147.5					290	39.6	411	5.4	234.8
					300	38.3	390	5.1	239.9
					310	36.8	376	4.9	244.8
					320	35.7	363	4.8	249.6
					330	34.5	351	4.6	254.2
					340	33.3	339	4.4	258.6
					350	22.6	280	3.7	262.3
					363.3				

図によった。倶多楽湖については、中尾(1971)による。深度間隔 20 m ごとの RT 計算があるが、ここでは、計算の都合上、深度間隔を倶多楽湖では 5 m、支笏湖では 10 m として求めた。Table 2 に RT の値を示した。

III. 熱 拡 散 係 数

小関(1971)、中尾(1971)による、1969年10月から1971年7月までの1年9カ月間にわたる、約1カ月隔で観測された。倶多楽湖、支笏湖での水温鉛直分布資料を用いて、水中の熱拡散係数を、貯熱量変化に基づく方法で求めた。熱拡散係数 K は、

$$\rho c K \frac{dT}{dz} = \frac{dQ}{dt} \tag{2}$$

となる。 Q は任意の深さ z で単位面積を通過する熱量、 ρ, c は水の密度と比熱、 dT/dz は、 z での平均温度勾配である。(2)式で求めた熱拡散係数を、近藤・渡辺(1969)により、水の静安定度をパラメーターとして近似的に表わした。安定成層、すなわち $\partial\rho/\partial z > 0$ のとき K の単

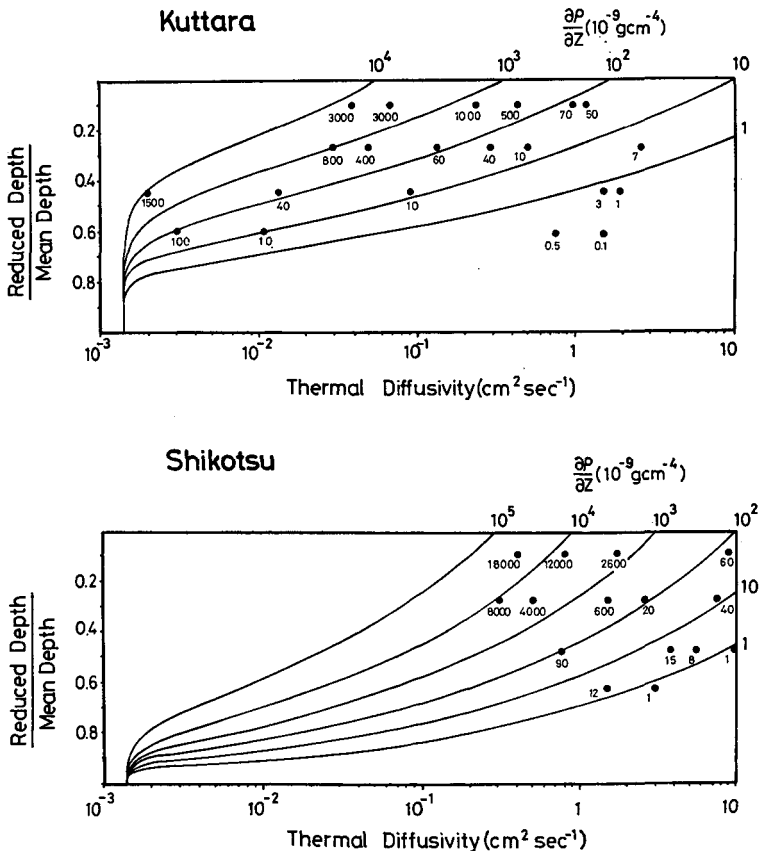


Fig. 2. Relation between thermal diffusivity calculated by heat strage and depth or stability in the water.

位を cm^2/sec とすると、

$$K = 100 \left(\frac{\partial \rho}{\partial z} \right)^\alpha \left(1 - \frac{z^*}{\bar{z}} \right)^\beta + 0.0014 \quad (3)$$

となる。 $\partial \rho / \partial z$ の単位は $10^{-9} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-4}$ 、 z^* 、 \bar{z} は換算水深、 平均水深で、 水の密度差による対流と湖盆形態を考慮した式である。

(2)式で求めた K から (3) 式の α 、 β を求めてやると、 倶多楽湖では、 $\alpha = -0.8$ 、 $\beta = 4$ 、 支笏湖では、 $\alpha = -0.5$ 、 $\beta = 8$ となる。 以上の結果をまとめて、 Fig. 2 に 倶多楽湖、 支笏湖の熱拡散係数を示した。 たて軸は、 RT を平均水深で割った無次元数で、 表面からの深さの割合を示す。 よこ軸は、 K を対数目盛で表わした。 図中の ● 印は、 (2) 式により求めたその深さでの K 値を示し、 数字は水温の観測値より求めた $\partial \rho / \partial z$ の値である。 曲線は、 数値計算した (3) 式を表わす。

同じ安定度で比較すると、 K は 倶多楽湖に比べ、 支笏湖では表面近くで大きく、 深さと共に減少する割合も小さい。

また、 同じ割合の深さでは、 支笏湖のほうが K 大きい。 ここで、 平均水深は支笏湖のほうがはるかに大きいことを考えると、 支笏湖での熱の輸送が 倶多楽湖に比べてより深い所にまでおよんでいると考えられる。

IV. 日射の吸収

湖の水は浮遊物によって濁っているため、 水中での光の透過は純水の場合に比べて悪い。 菱田 (1954) によれば、 浮遊物による光の減衰は、 特に短波長範囲で大きい。 水の濁りは、 理想からいえば浮遊物の大きさの分布とその量で表わすべきであるが、 今までのところこれらについては良く調べられていないので、 次のモデル化を行なった。

濁りに関係したものとして、 セッキー板による透明度と水中照度から求めた消散係数との関係が、 たとえば菊池 (1935) の例など、 いくつかの湖で知られている。

透明度を V m、 消散係数を k とすると、

$$kV^{\frac{1}{3}} = 0.45 \quad (4)$$

となり、 Fig. 3 に (4) 式の関係を示した。

純水の消散係数は 0.062 であるので、 濁りの影響を表わす係数を P とすると、

$$k = 0.062P \quad (5)$$

となる。 $P=1$ は純水の場合である。

(4) 式に V を代入し、 (5) 式から P を求めると、

倶多楽湖では、 $V=20.5$ m で $P=3.0$ 、 支笏湖では、 $V=25.0$ m で $P=2.8$ となった。

水中での光の透過は、 単純なランベール則では近似できないので、 濁りのパラメーター P

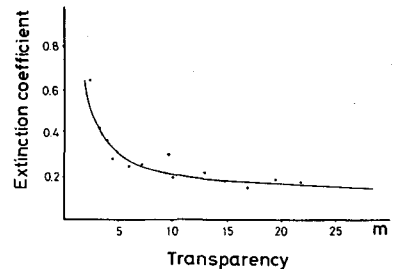


Fig. 3. Relation between transparency and transmission.

を考慮し、波長別の純水透過係数と日射スペクトルを全波長にわたり積分して、透過率 τ を (6) 式で近似した。

$$\tau = 0.37 \exp(-0.06Pz) + 0.012 \exp(-0.69z) + 0.14 \exp(-2.5z) + 0.22 \exp(-12z) + 0.14 \exp(-500z) \quad (6)$$

z は水深で m 単位、右辺第一項は、 0.65μ より短波長範囲の近似である。

水深 z での日射エネルギー I_z は、

$$I_z = (1-r_s) I_0 \tau \quad (7)$$

となる。 r_s は短波放射に対する反射率、 I_0 は水面での水平面日射量の日平均値である。

Fig. 4 に水中での光の減衰を示した。

光の吸収は、両湖の間に大きな差異はない。現実には浮遊物は時間的、空間的な変化をし、 P に影響を与えているが、ここでは一応平均的な値と考え、 P は一定とした。

V. 計算の方法

水温は、III. 章で求めた熱拡散係数による鉛直混合と IV. 章で求めた日射の吸収によってのみ変化するものとする。水温 T の時間変化は、

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{K}{\rho c} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \frac{\partial I}{\partial z} \quad (8)$$

となる。 ρ , c は水の密度と比熱、 K は熱拡散係数、 I は水平な単位面積を、下向きに透過する日射エネルギーである。

水面での熱収支式は、

$$(1-r_s) I_s + (1-r_L)(I_L - \sigma T_s^4) = H + LE + \Delta S \quad (9)$$

となる。 I_s , I_L は短波長と長波長の下向き放射、 r_s , r_L は短波長と長波長の下向き放射に対する水面の反射率、 σT_s^4 は表面温度に対する黒体放射、 H は顕熱、 LE は蒸発の潜熱、 ΔS は水面下での熱貯留の変化である。(9) 式左辺は、水面に正味に入射する日射エネルギーである。

水温変化の微分方程式 (8) を、水面での熱収支式 (9) を境界条件として解けば、水温が得られる。

I_s , I_L は KONDO (1967) の式により求めた。

H , LE は近藤・渡辺 (1969) の水面の大きさを考慮した式、(10), (11) 式より求めた。

H , LE の単位を ly/day とすると、

$$H = 2.3L^{-0.1} U^{1.8} (T_s - T_A) \quad (10)$$

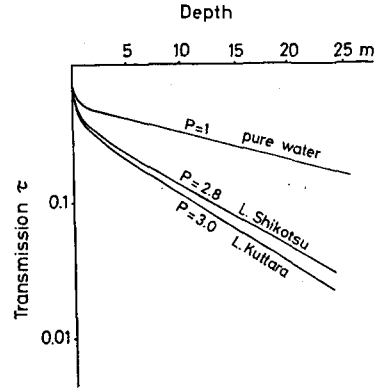


Fig. 4. Distribution of underwater solar energy. P is turbidity factor related to transparency and extinction coefficient.

Table 3. In-put climatic data for numerical calculation.

KUTTARA												
	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
T_A	-2.5	-3.0	0.1	4.8	10.6	14.1	18.3	21.4	16.4	11.0	5.5	-0.3
I_s	146.0	235.0	335.0	426.0	509.0	481.0	413.0	356.0	357.0	284.0	163.0	123.0
I_L	110.0	114.0	136.0	130.0	132.0	104.0	87.0	83.0	121.0	145.0	122.0	107.0
U	2.1	2.2	2.2	2.2	2.1	1.9	1.8	2.1	2.2	2.1	2.9	2.0
e_A	2.6	2.6	3.4	4.9	7.1	10.0	14.3	16.3	12.5	8.2	5.0	3.0

SHIKOTSU												
	Jan.	Feb.	Mar.	Apr.	May	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.
T_A	-3.9	-3.1	-0.4	5.0	10.3	15.3	20.0	22.1	17.0	10.6	4.7	-1.9
I_s	142.0	224.0	324.0	424.0	511.0	483.0	422.0	354.0	338.0	279.0	162.0	120.0
I_L	102.0	113.0	132.0	130.0	133.0	106.0	88.0	84.0	118.0	141.0	121.0	108.0
U	3.3	2.9	2.6	2.5	2.4	2.0	1.7	1.7	2.1	2.4	2.9	2.4
e_A	2.5	2.5	3.3	5.0	7.3	10.3	14.9	17.5	12.2	7.6	4.6	2.8

$$LE = 4.6L^{-0.1}U^{1.8}(e_s - e_A) \tag{11}$$

となる。Lは湖の平均長さで km, Uは平均風速で cm/sec, T_s, T_A は表面水温と平均気温で °C, e_s, e_A は水面での飽和蒸気圧と空気中の蒸気圧で mmHg である。

(10), (11)式に含まれる T_A, U, e_A は、倶多楽湖ではほぼ同高度の登別温泉、支笏湖では湖畔での気候資料を用いた。

ここでは、北海道の気象(1966~1970)より求めた5年間の平均値を計算に用い、Table 3に示した。

また、この計算では、反射率は一定とし、 $r_s=0.06, r_L=0.04$ の値を用いた。

初期条件として、実際の水温観測資料から、倶多楽湖では12月30日に全層4.0°C、支笏湖ではやや遅れて1月10日に全層3.8°Cという初期水温分布を与えた。

なお、計算に用いた湖の形は、水深がその平均水深に等しい深さで、底の平ならぬものとした。また、流入河川による熱の輸送、湖底での地中との熱の授受は無視できるものとした。

VI. 熱的環境の相違

実際に計算したところ、十分時間が経過すれば、定常的な解が得られた。Fig. 5は計算によって求められた倶多楽湖、支笏湖の水温鉛直分布の季節変化で、毎月1日の値を示した。縦軸は換算水深である。この計算で用いた深度間隔は、倶多楽湖で5m、支笏湖で10m、時間間隔は、倶多楽湖で0.05日、支笏湖で0.1日である。

計算結果は、現実の水温分布と良く似たものである。これは、表面での熱収支において与えた気候条件が、適当であったと考えられる。ところが、両湖とも、冬期間の水温分布が実際

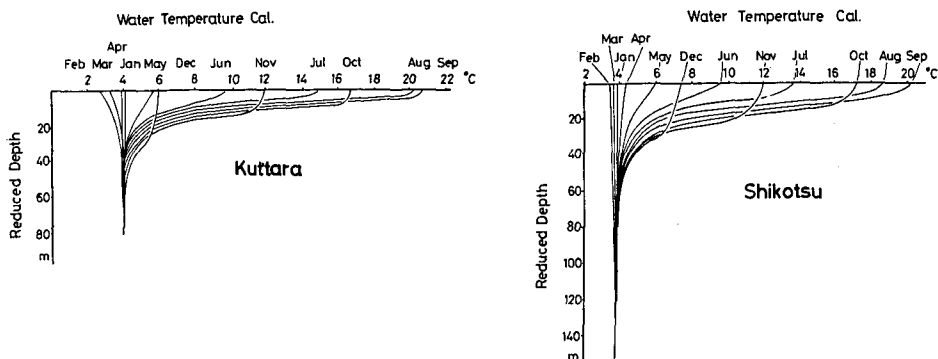


Fig. 5. Vertical profiles of water temperature obtained by numerical calculation.

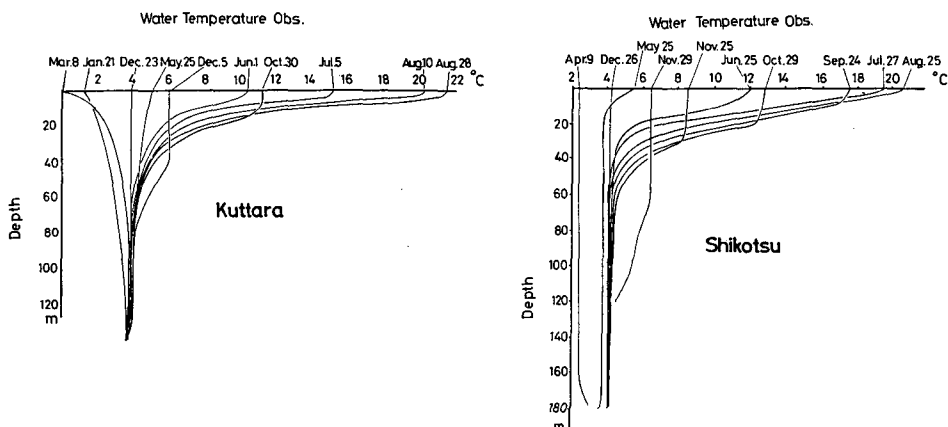


Fig. 6. Observed vertical profiles of water temperature.

の値と合わないものとなってしまった。それは、表面の熱収支で、冬期間に湖が融雪のため失なう熱、雪や氷によるアルベドの変化を考慮に入れなかったためと考えられる。

Fig. 6はIII.章で用いた倶多楽湖、支笏湖の水溫観測料の抜粋である。

また、深度間隔が大きいため、表面付近の水溫構造が十分再現できなかった。

冬期間の鉛直水溫分布の観測値が、非常に少なく、計算結果と十分な対照ができない。そこで熱収支頃の具体的な差異を調べるために次の比較を行なった。

Fig. 7に計算によって求められた倶多楽湖、支笏湖の熱拡散係数の鉛直分布の季節変化を示した。たて軸は換算水深をとった。夏期に表面近くで、 K が $1 \sim 0.1 \text{ cm}^2/\text{sec}$ となる範囲の上端は、躍層の位置と一致する。倶多楽湖の表層部で冬期間に K が $1 \sim 10 \text{ cm}^2/\text{sec}$ となる部分は、不安定成層で、計算の際、 $\partial\rho/\partial z \leq 0$ の場合に $K=10 \text{ cm}^2/\text{sec}$ とした所である。 K が $1 \sim 0.1 \text{ cm}^2/\text{sec}$ の範囲が、支笏湖では冬までに換算水深で110 mまで拡がり、倶多楽湖に比べ深層への熱の輸送が大きいと考えられる。

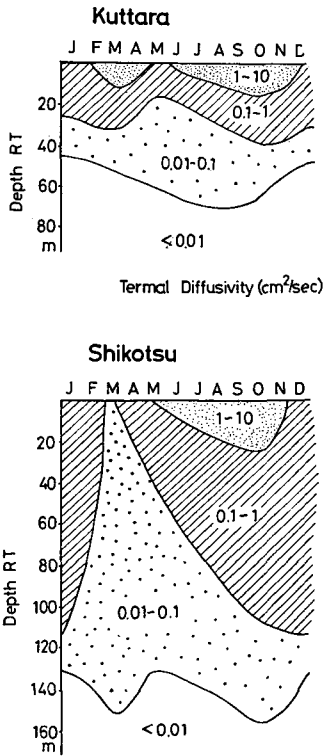


Fig. 7. Annual variations of vertical distribution of the thermal diffusivities obtained by numerical calculation.

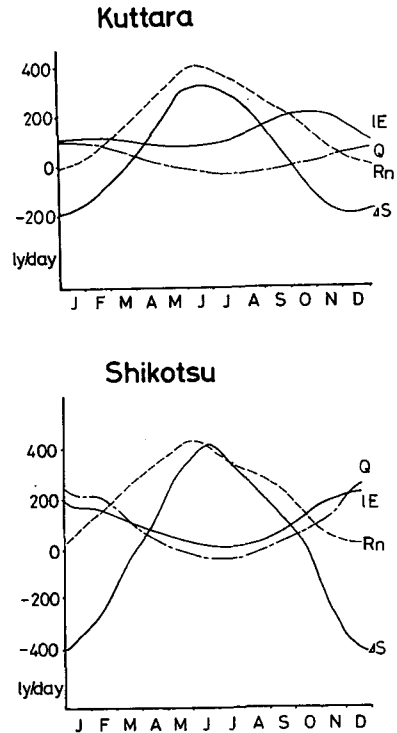


Fig. 8. Annual variations of heat balance items of lakes obtained by numerical calculation.

Fig. 8 に計算によって求められた倶多楽湖、支笏湖の熱収支項の季節変化を示した。IE は蒸発の潜熱、Q は顕熱、 R_n は水面に入射する正味の放射、 ΔS は貯熱量の変化である。

R_n は両湖ともほとんど同じであるが、 ΔS の振幅は、支笏湖のほうが大きく、熱拡散係数が倶多楽湖に比べて、深層でも大きいことを反映している。

また、熱貯留の能力の違いは、熱収支項の季節変化に影響を及ぼし、IE、Q が最大となる時期は、倶多楽湖では 10~11 月となり、支笏湖ではさらに遅れて 11~12 月となることがわかった。

V. 結 語

以上の結果から、倶多楽湖、支笏湖の熱的環境の差異は（現実には凍湖、不凍湖となる）気候条件を考慮に入れても、湖盆形態に支配される熱拡散係数の違いによるものが大きな要因であると考えられる。

現在のところ、計算で得られた結果と比較すべき観測資料が少ない。特に、水中での浮遊物質による光の吸収、熱拡散係数と水中の安定度の関係などについての知見が不足であり、

今後の基礎的資料の積重ねが必要である。

湖の熱的環境を支配する熱拡散係数について、さらに調べることが湖の凍結、不凍結の問題を解決するための大きな課題となるだろう。

本研究を進めるにあたり、終始御指導いただいた中尾欣四郎教授、そして大変お世話になった陸水学講座の皆様、ここに記して感謝の意を表わす。

なお、計算は北大大型計算機センターの FACOM 230-60 によった。

文 献

- 菱田耕三, 1954. 海水の濁りに関する研究. 日本海洋学会誌, **9**, 143-180.
北海道気象協会, 1966~1970. 北海道の気象.
菊池健三, 1935. 湖水の水中光度と透明度との関係. 陸水学雑誌, **5**, 121-124.
KONDO, J., 1967. Analysis of solar radiation and downward longwave radiation data in Japan. *Sci. Rep. Tohoku Univ.*, Ser. **5**, 91-124.
近藤純正・渡辺 勲, 1969. 深い湖の水温鉛直分布と蒸発の季節変化. 国立防災科学技術センター研究報告, **2**, 75-88.
小関昶子, 1971. 北海道における深い湖の冷却と凍結の過程. 修士論文.
田中館修三, 1925. 北海道火山湖研究概報. 155 pp, 北海道庁.
中尾欣四郎, 1971. 湖沼水位の安定性についての研究. 北海道大学地球物理学研究報告, **25**, 25-87.