気候変動に対する深い温帯湖の熱的応答

—北海道・倶多楽湖—

知北 和久^{1*}・大八木 英夫²・山根 志織³・相山 忠男⁴・
板谷 利久⁵・岡田 操⁶・坂元 秀行⁷

Thermal response of a temperate deep lake to climate change: Lake Kuttara, Hokkaido

Kazuhisa A. CHIKITA^{1*}, Hideo OYAGI², Shiori YAMANE³, Tadao AIYAMA⁴,
Toshihisa ITAYA⁵, Misao OKADA⁶ and Hideyuki SAKAMOTO⁷

Abstract

A temperate deep lake, Lake Kuttara, Hokkaido (148 m depth at the deepest point) was completely frozen in winter in the 20th century. However, non-freezing of the lake over winter occurred four times in the 21st century, which is probably due to global warming. In order to understand how thermal regime of the lake responds to climate change, its heat storage was calculated by estimating heat budget of the lake and monitoring water temperature at the deepest point for 1 June 2014 – 31 May 2016. As a result, the temporal variation of heat storage from the heat budget was very consistent with that from the direct temperature measurement (the determination coefficient $R^2 = 0.903$). A sensitivity analysis was conducted by numerically changing main meteorological factors (air temperature, solar radiation, wind speed, precipitation) for the heat storage obtained from the heat budget estimate. The increase in air temperature and precipitation was very effective to increase the heat storage. It is noted that, considering the increasing rate of air temperature (0.024°C/yr), the lake could be permanently unfrozen in about two decades.

Key words: temperate lake, heat storage, non-freezing, sensitivity analysis, climate change

I. はじめに

ケッペンの気候区分によれば、北海道は亜寒帯

域の南限近くに位置するが、そこに存在する主な
火山性湖沼は年2回循環の温帯湖に分類される
(吉村, 1937)。Kim et al. (2012) による衛星画

-
- 1 北海道大学 大学院理学院 地球惑星科学部門 Department of Earth and Planetary Sciences, Faculty of Science, Hokkaido University
 - 2 日本大学 文理学部 College of Humanities and Sciences, Nihon University
 - 3 北海道大学 理学部 地球惑星科学科 Department of Earth and Planetary Sciences, School of Science, Hokkaido University
 - 4 (株)福田水文センター The Fukuda Hydrology Center, Inc.
 - 5 (株)シン技術コンサルタント Shin Engineering Consultant, Inc.
 - 6 (株)水工リサーチ Suiko-Research, Inc.
 - 7 登別ヒグマ博物館 Noboribetsu Brown Bear Museum
 - * 責任著者 chikita@sci.hokudai.ac.jp

像では、地球温暖化により1979～2008年間に北半球の河川・湖沼は未凍結の期間が長くなる傾向があり、北海道の湖沼にもその傾向が現れている。他方、北海道の代表的な火山性深湖である支笏湖（最大水深363 m）や洞爺湖（最大水深180 m）は20世紀から今日まで北限の不凍湖（吉村，1937）として知られているが、その熱的特性や永年未結氷の機構については未だ不明な点が多い。本研究の対象である倶多楽湖（北緯42°29'57"東経141°10'55"；最大水深148 m）は、支笏湖と洞爺湖からほぼ等距離（それぞれ南西方向、南東方向に約23 km）にある火山性深湖であるが、20世紀までは完全結氷する湖として知られ、しばしば大規模な御神渡りも観察されている（Aihara et al., 2010）。しかし、21世紀に入り、2004年、2007年、2009年、2015年は暖冬により完全結氷せず、現在の温暖化傾向が続けば、結氷期間の短縮傾向に続いて永年不凍湖になる可能性が出てきた。結氷期間の短縮化は、湖面蒸発の長期化による水循環の活発化、及び短波放射の入射期間の延長で基礎生産をはじめとする生態系に影響を与えることが考えられる。

他方、地球温暖化の傾向として、21世紀に入ってから気温上昇率の停滞（ハイエイタス）が見られ、その原因として、海洋における深層への熱移流の増加や太平洋10年規模変動との関係が指摘されている（Watanabe et al., 2014: 気象庁 URL <http://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/marine/knowledge/ohc/hiatus.html>）。また、我が国では、温暖化に伴う長期変化傾向として異常高温の増加、異常低温の減少、異常少雨の増加が認められており（気象庁，2014）、温暖化トレンドに加え気候因子の変動傾向を注視する必要がある。

本研究は2014年6月～2016年5月の2年間にわたる観測データから、倶多楽湖の貯熱量を求め、完全結氷しなかった2015年冬と完全結氷した2016年冬との間の熱環境の違いを定量的に議論する。また、将来予測として、倶多楽湖が永年不凍湖になる年代についても議論する。

Ⅱ．研究対象と観測方法

1. 研究対象

研究対象の北海道・倶多楽湖（湖面標高約258 m，湖水面積4.68 km²）は、約4万年前までの倶多楽火山の噴火活動で形成されたカルデラ湖で流出河川を持たない閉塞湖である（Fig. 1; Chikita et al., 1993, Boehrer et al., 2009）。現在の倶多楽火山は、西部の登別火山と東部の倶多楽湖からなり、登別火山は地獄谷や登別温泉を含む熱活動がさかんな活火山として知られている。また、Goto and Johmori (2015) の倶多楽火山に対するMT法による比抵抗探査では、標高1000 mより以深に、登別火山と倶多楽湖の湖底下に共通した熱水系の存在が示唆されている。倶多楽湖に対する中尾ほか（1967）の水収支評価では、倶多楽湖は平均0.44 m³/sの地下水漏出があり、これは湖面換算で7.6 mm/dayの流出に当たる。一方、前田（2015）によれば夏期の湖面蒸発量はせいぜい2～3 mm/dayなので、倶多楽湖は水収支的に地下水流出型であることがわかる。なお、M地点付近の3カ所に川が恒常的に流入しているが、平水時は合計で0.01 m³/s以下と量的にわずかである。

2. 観測方法

倶多楽湖の冬季における結氷状態は、1980年代よりFig. 1のB地点にある登別クマ牧場から観察されており、これまでの記録では、2004年、2007年、2009年、2015年に同湖は完全結氷しなかった。今回の対象期間は2014年6月1日～2016年5月31日の2年間であるが、2015年は部分結氷、2016年は全面結氷が確認された。2015年は、2月12日に最大結氷状態として湖面の約2/3まで結氷したが、2月16日までにはほぼ全ての氷が融解した。また、2016年の完全結氷期間は3月3日～22日の20日間で非常に短かった。

倶多楽湖の貯熱量変化を熱収支から評価するため、湖畔のM地点に気象ステーション（米国Onset Computer社製HOBO気象ステーション）

Fig. 1 Location of Lake Kuttara, Hokkaido, and observation sites on the bathymetric map (m in depth). Frozen conditions of the lake are observed at the Hokkaido Bear Museum (site B). The thick dash-dotted line shows a water divide of Lake Kuttara. Numerical values on isopleths around the lake show the elevation in m above sea level (50 m contour).

を設け、全天日射量（測定範囲0~1,280 W/m² (300~1100 nm)；精度±10 W/m²），風速（測定範囲0~44 m/s；精度±0.5 m/s），気温（測定範囲-40~75°C；精度±0.7°C），湿度（測定範囲0~100%；精度±3%），気圧（測定範囲660~1070 hPa；精度±1.5 hPa），雨量（分解能0.5 mm）を30分ないし1時間間隔で測定した。湖内のL地点には圧力ロガー（HOBO水圧ロガー，U20-001型，精度±0.62 kPa）を湖底に設置して1時間間隔で測定し，気圧との差から水深換算し湖水位とした。このときの水深の精度は±0.02 m程度である。得られた湖水位は，M地点近くにある一級水準点（室用H17-1-19；北緯42°29′35.2264″，東経141°10′13.8119″；標高263.682 m）を用い湖水位との水準測量から湖面標高（m）として求めた。気象データに欠測がある場合，M地点の南西5.7 kmにある登別アメダス（北緯42°27′30″，東経141°7′6″；標高197 m）およびM地点の南西25.8 kmにある室蘭地方気

象台（北緯42°18′42″，東経140°58′30″；標高39.9 m）の気象データとの相関（風速，気圧，全天日射量，雨量，気温，相対湿度に対する相関係数 r は，それぞれ0.852, 0.912, 0.805, 0.987, 0.995, 0.734; $p<0.01$ ）に基づいてデータを補完した。なお，降雪量と積雪深については，北向きの冬季モンスーンに対し降水量の高度効果は低いと判断し，登別アメダスの値をそのまま使用している。また，倶多楽湖における結氷前~結氷中における降雪か降雨の判断は，M地点における気温・湿度，登別アメダスでの積雪深変化，B地点における毎日の天候状態と湖面状況の観察（担当：坂元秀行）によって行った。倶多楽湖周辺の気温・降水量の長期変動傾向を知るため，登別アメダス地点と室蘭地方気象台のデータのほか，M地点の北北東16.5 kmの森野アメダス（北緯42°37′48″，東経141°14′48″；標高170.0 m）と同北北西21.0 kmの大滝アメダス（北緯42°40′12″，東経141°4′42″；標高390.0 m）のデータも使用した。

登別アメダスのデータを用いて、今回対象の2015年と2016年の気温・降水量を2001～2014年間の値（平均気温7.35°C，平均年降水量1775 mm）と比較すると、2015年は高温少雨（平均気温8.08°C，年降水量1543.5 mm），2016年はほぼ平年気温で多雨（平均気温7.34°C，年降水量2327.5 mm）であった。

倶多楽湖の貯熱量とその変化は水温の直接測定から求められる。このため、Fig. 2に示す係留系を用いて計33台の水温ロガー（米国オンセットコンピューター社製HOBO U22, StowAway TidbiT, TidbiT v2）を最深点（Fig. 1のMD地点）に設置し、測定間隔30～1時間で水温を測定した。なお、この水温ロガーの精度は共通して±0.2°Cで精度が余り高くないため、平均で2ヶ月に一度、最深点でCTD RINKOプロファイラー（JFEアドバンテックKK；水温精度±0.01°C）で水温の垂直分布を0.1 m間隔で求め、両者の比較（相関係数 $r>0.9$ ； $p<0.01$ ）でロガー値を校正し各水深の水温時系列とした。このとき、Fig. 2の水中ブイに係留した湖底までのロガー（22台）

の水深は湖水位によって変化する。このため、湖水位変動と比較しながら各ロガーの水深を特定し、その値をプロファイラー値によって校正した上で水温時系列としている。また、プロファイラー観測をMD地点のほかK2～K7地点でも同時に実施して、同日における湖全体の水温構造を調べた。なお、ロガーで得た水温・水位は日平均値にしてから湖の貯熱量の計算に用いた。このため、低気圧による長時間のセットアップを除いて、海陸風循環による振動、慣性振動、内部静振、表面静振による水温・水位への影響は無視できるものとした（Chikita et al., 1993）。

Ⅲ. 観測結果と討論

2014年6月1日～2016年5月31日におけるM地点での日平均の全天日射量と気温、および日雨量、L地点での日平均湖水位（標高m; aslはabove sea levelの略）、登別アメダス地点における日最大積雪深と日降水量（11月～4月）の変動をFig. 3に示す。図から、湖水位の期間中の変化幅はおおよそ1.2 mで、日雨量50 mmに対し6 cm程度の水位上昇があることがわかる。日平均気温が負になる初日と最終日は、2014年11月14日～2015年4月8日（146日）および2015年11月22日～3月25日（124日）であり、部分結氷した前者の方が完全結氷の後者より期間は長い。しかし、その平均気温は前者で-0.98°C，後者で-2.32°Cと大きな差がある。結局、後者の冷却効率が高いことが完全結氷させる一つの要因になっている。なお、1年を2014年6月1日～2015年5月31日、2015年6月1日～2016年5月31日で区切ってみると、降水量は前者で2233.0 mm（雨量94.7%，降雪量5.3%），後者で1600.5 mm（雨量92.8%，降雪量7.2%）であった。このように、降水量は両年で600 mm以上（雨量で629 mm，降雪量で4.5 mm）もの差がある。後者における少雨は、6月以降に湖水位をほぼ一定にさせ、10月からの一貫した水位低下につながっている。いずれにしても、両年で10月

Fig. 2 Mooring system of temperature loggers at site MD (Fig. 1).

以降は1月末まで一貫した湖水位低下があり、この主な原因は中尾ほか（1967）によって評価されている地下水流出によると判断される。

Fig. 4に2015年～2016年にMD地点で観測された水温分布を示す。倶多楽湖は、年に1度表面水温が4°Cとなる温帯湖であるが、表層における5月～7月間の急激な水温上昇と8月～11月の急激な水温低下が特徴的である。また、80 m以深ではほとんど温度変化は見られないが、湖水の最大密度を与える温度分布（ T_{md} 線；水深148 mで $T_{md}=3.69^{\circ}\text{C}$ ）との比較から、2015年3月17日の分布（太い点線）は100 m以深でほぼ T_{md} 線に載っており、表面水温が約4°Cとなる時期から始まる冬の循環は、ほぼ全層循環していることがわかる（Boehrer et al., 2009）。なお、 T_{md} 値はBoehrer et al. (2008) に従い、塩分Sを無視して求めている。2016年冬は完全結氷したが、結氷期間は3月3日～22日である。このため、Fig. 4の2016年2月19日の分布は結氷前のもので表面水温は0°Cに至っていない。なお、完全結氷に

至った経緯として、2月29日～3月1日に31.0 mmのまとまった降雪（積雪で25 cm）があり（Fig. 3）、これによって湖表面で潜熱が奪われて一挙に結氷したことが考えられる。

Fig. 5は、2015年6月6日に湖内複数点（Fig. 1）で得られた水温の垂直分布を示す。これから、同じ水深における温度差は1°C以内で、水平混合が盛んであることがわかる。このことは、最深点（MD地点）で得た各水深の水温時系列は湖全体の熱特性を反映していることを意味する。なお、Fig. 5のMD地点での分布では、湖底付近が T_{md} 線よりやや高い水温を示し、湖底から何らかの地殻熱フラックスがあることを示唆する。Boehrer et al. (2013) によると、この値は 1 W/m^2 オーダーである。この熱の由来として、Goto and Johmori (2015) の比抵抗探査によると、最深点の湖底から約260 m深に相対的に比抵抗が小さい熱水だまりと思われるゾーンがあり、ここからの熱水が最深点の湖底に滲出していることが考えられる。

Fig. 3 Temporal variations of daily mean solar radiation and air temperature at site M (upper), and daily mean lake level (m asl; above sea level) at site L, daily precipitation at site M and AMeDAS Noboribetsu and snow depth at Noboribetsu (lower).

Fig. 4 Seasonal change of vertical water temperature at site MD. The T_{md} line shows a vertical distribution of maximum water density, where water pressure is considered.

Fig. 5 Vertical distributions of water temperature obtained at six sites on 6 June 2015.

Fig. 6に、MD地点で得られた水温ロガーによる日平均水温の時系列を示す。なお、10 mより深い水深の値は、測定期間の平均値である。これより、水深43 mより以深では変動幅は極めて小さく、測定期間中に43 m深で最大2.9°C、湖底（平均水深147.7 m）で最大0.9°Cであった。なお、完全結氷した2016年3月3日～22日の期間も0.2 m深の水温は1.7～2.5°Cで推移しており、

このことから湖氷の厚さは0.1 m程度でかなり薄かったことが考えられる。

IV. 湖の貯熱量

1. 計算方法

ここで、倶多楽湖の貯熱量を熱収支評価と水温の直接測定の方法で求めることを考える。倶多楽湖のような閉塞湖に対する熱収支は、次式で与えられる。

$$\begin{aligned} \Delta G / \Delta t &= \left[A \left[\int_0^h \{ \rho_w c_p T(z) \} \cdot A(z) dz \right] / \Delta t \right] / A_0 \\ &= R_n - Q_H - Q_E + Q_P + H_{Rin} + H_G + H_S \end{aligned} \quad (1)$$

ここで、収支期間 Δt (sec) における貯熱量変化 ΔG (J/m²)、水深 h (m)、温度 T (K) における水の密度 ρ_w (kg/m³) と比熱 c_p (J/kg/K)、深さ z における湖面積 $A(z)$ (m²) ($z=0$ で $A=A_0$)、正味放射量 R_n (W/m²)、顕熱流束 Q_H (W/m²)、潜熱流束 Q_E (W/m²)、降水による熱流束 Q_P (W/m²)、河川流入による熱流束 H_{Rin} (W/m²)、正味の地下水流入による熱流束 H_G (W/m²)、湖底面における

Fig. 6 Temporal variations of daily mean water temperature by the moored temperature loggers. The water depths of more than 10 m show mean values over the observation period of lake level.

熱流束 H_s (W/m^2), である。(1)式右辺の各収支項の中で, 河川流入による熱流束 H_{Rin} (W/m^2), 正味の地下水流入による熱流束 H_G (W/m^2), および降水による熱流束 Q_P は, それぞれ次の(2), (3), (4)式によって与えられる。

$$H_{Rin} = (\rho_w c_p R_{in} T_{Rin}) / A_0 \quad (2)$$

$$\begin{aligned} H_G &= H_{Gin} - H_{Gout} \\ &= (\rho_w c_p G_{in} T_{Gin} - \rho_w c_p G_{out} T_{Gout}) / A_0 \end{aligned} \quad (3)$$

$$Q_P = \rho_w c_p P T_P \quad (4)$$

ここで, 河川流入量 R_{in} (m^3/s), 流入河川水温 T_{Rin} (K), 地下水流入による熱流束 H_{Gin} (W/m^2), 地下水流出による熱流束 H_{Gout} (W/m^2), 地下水流入量 G_{in} (m^3/s), 地下水流出量 G_{out} (m^3/s), 流入地下水の温度 T_{Gin} (K), 流出地下水の温度 T_{Gout} (K), 湖面への直接降水量 P (m), および降水温度 T_P (K) (ここでは気温を仮定) である。ここでは, (1) 式の収支期間 Δt として日単位を考え, (4) 式では P として日降水量, その他の各熱収支項は日平均値として求めている。また, 湖面の結氷前に降雪がある場合, (4) 式に対し水中で 0°C まで上昇するまでの氷の潜熱と 0°C 氷の融解の潜熱とを減じた熱流束を与えている。なお, (1) 式における湖底面での熱流束 H_s は, Boehrer et al. (2013) によると最深点で 1 W/m^2 オーダーである。この値は全天日射量 S_d に比べて極めて小さい (Fig. 3)。このため,

ここでは H_s を無視することとした。また, (2) 式に示す河川流入による熱流束 H_{Rin} (W/m^2) は, 河川流入量 R_{in} が $0.01 \text{ m}^3/\text{s}$ 以下であることから $H_{Rin} < 3 \text{ W/m}^2$ であり, やはり無視することとした。

(1) 式の正味放射量 R_n は, 正味短波放射量 K^* と正味長波放射量 L^* からなり, 次式のような。

$$\begin{aligned} R_n &= K^* + L^* = (1 - \alpha) S_d + L_d - L_{up} \\ &= (1 - \alpha) S_d + L_d - \varepsilon \sigma T_s^4 \end{aligned} \quad (5)$$

ここで, 下向き短波放射量 S_d , アルベド α , 下向き長波放射量 L_d , 上向き長波放射量 L_{up} , 射出率 ε (ここでは, 湖水, 積雪, 湖水に対し 0.97 とする), ステファン-ボルツマン定数 σ ($= 5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$), および湖の表面温度 T_s (K) である。アルベド α の値としては, Brandt and Warren (2005) を参考に水, 雪, 氷, スラッシュ (雪混じりの水) に対しそれぞれ $0.05, 0.80, 0.5, 0.3$ の一定値を与えている。ここでは, 登別アメダス地点における積雪深の変化と B 地点での毎日の湖面観察と天候状態から, 結氷前に降雪がある場合, 降雪直後はスラッシュのアルベド, それが結氷して雪氷ができた場合は氷のアルベド, その上に積雪がある場合は雪のアルベドを与えている。自然結氷により透明氷が湖岸から湖心方向に発達する場合やそのときに降雪がある場合は, その面積とタイミングに応じて水, 氷, 雪, スラッ

シュのアルベド値を与えた。また、結水中に降雨がある場合の判断は、さらにM地点の気温・湿度も考慮して行っている。下向き短波放射量 S_d は、湖の熱収支を考える場合、湖面の幾何学的中心での値として与える必要がある。倶多楽湖の場合、湖面形状はほぼ円形であるため湖面積と同じ面積を持つ円の中心で考えればよい。しかし、湖周囲にカルデラ壁があるため、これによる直達日射への影響（遅い日の出、早い日没）を考慮する必要がある。このため、夏至から冬至までの太陽軌道についてカルデラ壁の遮蔽効果を調べると、水平面から東側カルデラ壁で $11.5 \sim 19.0^\circ$ 、西側カルデラ壁で $8.3 \sim 18.4^\circ$ の仰角（太陽高度）まで遮蔽が認められた（Fig. 1）。この角度は、可照時間にすると東西共に約1.5時間に相当する。つまり、日の出は1.5時間遅く、日没は1.5時間早くなり、全天日日射量に占める割合は約10%であった。また、下向き長波放射量 L_d は、日平均値として、近藤（1994）の方法に従い地上気温、有効水蒸気量の全量、日照率の関数として求めている。日照率は、登別アメダスでの日照時間の時間データを用い、倶多楽湖の中心における可照時間を考慮して求めている。

(1)式の顕熱流束 Q_H と潜熱流束 Q_E は、次のバルク式によって求めた。

$$Q_H = (c\rho_a a_H u_z) \cdot (T_s - T_z) \quad (6)$$

$$Q_E = lE = -l \left(\frac{\rho_a \beta}{p} \right) \cdot (a_E u_z) \cdot (e_z - e_0) \quad (7)$$

ここで、空気密度 ρ_a ($=1.2 \text{ kg/m}^3$)、空気の定圧比熱 c (J/kg/K)、乾燥空気の密度に対する水蒸気密度の比 β ($=0.622$)、顕熱に対する無次元バルク輸送係数 a_H 、潜熱に対する無次元バルク輸送係数 a_E 、湖面から高さ z (m)での風速 u_z (m/s)、同じく高さ z での気温 T_z (K)、湖の表面温度 T_s (K)、蒸発の潜熱 l (J/kg)、高さ z での気圧 p (Pa)、高さ z での水蒸気圧 e_z (Pa)、 T_s での飽和水蒸気圧 e_0 (Pa)、である。ここで、中立大気を仮定し、M地点の湖面からの平均高さ $z = 3 \text{ m}$ を

採用すると（Fig. 1）、 $1 < u_z < 10 \text{ m/s}$ の風速で $a_H = a_E \sim 1.5 \times 10^{-3}$ と見積もられる（近藤，1994）。なお、湖面からの潜熱流束 Q_E は完全結氷時にはゼロとし、 $T_s < 0^\circ\text{C}$ における雪氷面からの昇華は無視した。結氷時に気温が正のときは $T_s = 0^\circ\text{C}$ として、正味熱流束は雪氷の融解熱として使われることとした。

(1)式左辺の水温 T の深さ積分は、80 m以深では水温の季節変化がほとんどないため（Fig. 4）、水深0～80 mの範囲で計算した。なお、深さ z での面積 A は、国土地理院発行の湖沼図（水深間隔5 m）を元に求めている。

2. 計算結果

Fig. 7に、計算で求めた(1)式右辺の各熱収支項の変動を10日移動平均として示す。湖への加熱として、正味短波放射量 K^* （範囲 $35.6 \sim 262.6 \text{ W/m}^2$ 、平均 123.7 W/m^2 ）と降雨による熱フラックス Q_P （最大 618.8 W/m^2 、平均 69.7 W/m^2 ）の寄与が大きいことがわかる。正味の長波放射量 L^* は常に放熱として働き、 $-101.4 \sim -15.3 \text{ W/m}^2$ の範囲（平均 -64.5 W/m^2 ）を取る。また、潜熱流束と顕熱流束は、それぞれ範囲 $-4.1 \sim +111.6 \text{ W/m}^2$ （平均 29.5 W/m^2 ）、 $-30.5 \sim +51.5 \text{ W/m}^2$ （平均 12.0 W/m^2 ）であり、4～5月の春期は負値をとって加熱として作用する場合がある。(3)式で示す正味の地下水流入による熱流束 H_G について、中尾ほか（1967）は結氷期において $G_{in} = 0.16 \text{ m}^3/\text{s}$ 、 $G_{out} = 0.44 \text{ m}^3/\text{s}$ と求めている。前田（2015）に従って、流入地下水の水温 $T_{Gin}(\text{K}) = 5.1 + 273.15$ 、流出地下水の水温 $T_{Gout}(\text{K}) = 4.0 + 273.15$ とおけば、 $H_G = -70 \text{ W/m}^2$ と求められ、これは無視できない値であることがわかる。実際、今回の観測期間について、無降雨日が4日以上続き湖水位が漸次低下する期間の H_G を(1)式から求めると平均 -116 W/m^2 （標準偏差 42.8 W/m^2 ）が得られた。このことは、地下水流入量 G_{in} が降雨期も含め変動が大きいこと、地下水流出量 G_{out} は湖水位に応じて変化することを示唆する。

Fig. 7 Temporal variation of each heat flux term (10-day moving average) in heat budget estimate.

Fig. 8 Temporal variations of heat storage from observed water temperature and calculated by the heat budget.

Fig. 8は、(1)式の貯熱量変化 ΔG に対し、水温観測から得た初日（2014年6月1日）の貯熱量を初期条件として求めた観測貯熱量と熱収支による計算貯熱量との比較を示す。なお、熱収支による計算では、正味の地下水流入による熱流束 $H_G = -98 \text{ W/m}^2$ （一定）として与えた。結果として、両者には決定係数 $R^2=0.908$ 、二乗平均平方根誤差 $RMSE=219.2 \text{ MJ/m}^2$ の関係があり、熱収支に基

づく貯熱量 G の再現性が高いことがわかる。なお、ここでの R^2 と $RMSE$ は次式によって求めている。

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (y_0^t - y_{cal}^t)^2}{\sum_{t=1}^T (y_0^t - \bar{y}_0)^2} \quad (8)$$

$$RMSE = \left[\frac{\sum_{t=1}^T (y_0^t - y_{cal}^t)^2}{T} \right]^{1/2} \quad (9)$$

ここで、 y_{cal}^t は t 日目における熱収支に基づく貯熱量、 y_0^t は t 日目における水温観測に基づく貯熱量、 $\bar{y}_0$ は y_0^t の T 日間平均値である。Fig. 8の観測値を見ると、2月下旬～9月中旬が湖の受熱期で貯熱量は上昇、9月中旬～翌年2月下旬の期間が放熱期となり貯熱量は減少することがわかる。計算結果を見ると、放熱期が過大評価、受熱期が過小評価の傾向があり、この一因として H_G 値の季節変化を考慮していないことが考えられる。また、2014年10月5日以降に計算貯留量が観測貯留量より最大1ヶ月程度の遅れで変動する様子が見られる。この位相差は、 H_G の季節変動を考慮するとある程度解消できると考えるが、現在のところ原因は不明である。なお、倶多楽湖は2015年2月に部分結氷、2016年は3月3日～22日の20日間のみ完全結氷した。このことから、水温観測に基づく貯熱量として、 $y_0^t > 8.255 \times 10^4 \text{ MJ/m}^2$ (2015年2月25日に記録した極小値)であれば、倶多楽湖は完全結氷しないことが示唆される。この閾値の妥当性や意味を理解するには、さらなる長期データが必要であり、永年不凍湖である支笏湖や洞爺湖の熱構造や貯熱量とどのように関係するのか、今後、さらなる検討の余地がある。

V. 感度解析

今後の温暖化を含む気候変動に鑑み、湖の熱収支で与えた気候因子が貯熱量にどのような影響を与えるのかを感度解析によって調べてみた。ここでは、気温、日射量、風速、降水量の値を変えて貯熱量の増減率を計算した。まず、気象として登別アメダスの気温、風速、降水量と室蘭地方気象台の全天日射量について1978～2015年間のデータを用い、これらの経年変動を調べた。結果として、38年間の年平均値について各気象要素の平均 μ と標準偏差 σ は、気温は $\mu=7.10^\circ\text{C}$ 、 $\sigma=0.68^\circ\text{C}$ 、風速は $\mu=1.98 \text{ m/s}$ 、 $\sigma=0.25 \text{ m/s}$ 、全天日射量は $\mu=140.8 \text{ W/m}^2$ 、 $\sigma=4.4 \text{ W/m}^2$ と求められた。年降水量については、 $\mu=1814.6 \text{ mm}$ 、 $\sigma=290.3 \text{ mm}$ であった。これらの標準偏差が俱

多楽湖でも同じとして、熱収支計算では日平均の気温、風速、全天日射量に対し $0.5\sigma \sim 1.5\sigma$ だけ増加させ、日降水量に対しては年降水量が $0.5\sigma \sim 1.5\sigma$ だけ増加するように降水が記録された日の降水量を増加させて、それぞれ日貯熱量を計算した。

なお、登別アメダスでの気温・風速・降水量と室蘭地方気象台の全天日射量について、38年間長期トレンドの有意性をパラメトリック検定で調べたところ、気温と風速に信頼度水準90%以上の統計的有意性が認められた。結果として、Fig. 8の貯熱量の変動で認められる倶多楽湖の受熱期(5月～9月)での気温上昇率は $0.031^\circ\text{C}/\text{年}$ 、放熱期(10月～3月)での上昇率は $0.016^\circ\text{C}/\text{年}$ 、年平均気温の上昇率は $0.024^\circ\text{C}/\text{年}$ と推定された。また、登別の気温を1978～2000年と2001～2015年の平均値と標準偏差で比較すると、後者が前者よりも平均値で 0.33°C 上昇し、標準偏差は42%減少していることがわかった。この平均値上昇と標準偏差減少の傾向は森野、大滝でも同様であった。つまり、21世紀の温暖化は経年変動の小さな状態で進行していることがわかる。

深湖の熱的構造に対する感度解析については、これまで池田湖での熱収支に与える気象因子増加の影響評価(伊藤・初井, 2010)や琵琶湖におけるIPCCシナリオに基づく湖流・水温分布への影響評価(Yamashiki et al., 2010)などの例がある。前者は、単に気象因子の10%増加による感度解析、後者はグローバルな気候変動に対する解析であり、共に、その湖沼が位置する地域的な気候変動を考慮した、より現実的な応答解析には至っていない。

Fig. 9は、計算で得られた(a) 気温、(b) 降水量、(c) 全天日射量、(d) 風速に対する $0.5\sigma \sim 1.5\sigma$ 増加時の日貯熱量の時間変化を示す。気象要素の中で効率よく貯熱量 y_{cal}^t を増加させるのは気温と降水量であり、Table 1の平均値でわかるようにその効率は両者で余り差がない。それに比べると、日射と風速の増加は貯熱量の増減に余り影響しない。風速の増加は、顕熱流束と潜熱流

Fig. 9 Temporal variations of heat storage calculated by increasing each of four meteorological factors by 0.5σ – 1.5σ . (a) air temperature, (b) precipitation, (c) solar radiation and (d) wind speed.

Table 1 Sensitivity analysis for heat storage y_{cal}^t . The y_{cal}^t values averaged over the two years and the minimum values in each year for the original calculated result and the four σ -incremented meteorological factors are shown.

	y_{cal}^t (MJ/m ²)		
	Mean (2014/6–2016/5)	Minimum (2014/6–2015/5)	Minimum (2015/6–2016/5)
Original values	8.342×10^4	8.270×10^4	8.227×10^4
Air temperature +0.70°C	8.376×10^4	8.297×10^4	8.291×10^4
Precipitation +290 mm	8.381×10^4	8.298×10^4	8.297×10^4
Shortwave radiation +4.4 W/m ²	8.356×10^4	8.281×10^4	8.252×10^4
Wind speed +0.25 m/s	8.325×10^4	8.254×10^4	8.197×10^4

束を増大させる方向に働き、貯熱量をむしろ減少させる。Table 1で示す各年の極小値は、倶多楽湖が完全結氷するかどうかの臨界値に対応する。つまり、気象要素を増加させる前の極小値は、2015年では部分結氷 (y_{cal}^t の極小値 8.270×10^4 MJ/m²)、2016年では完全結氷 (同 8.227×10^4 MJ/m²) であり、前者は完全結氷しないときの熱収支モデルでの臨界値 (観測値としては 8.255×10^4 MJ/m²) と推定される。これによって、気温を 0.70°C 上昇させると2016年の極小値 8.291×10^4 MJ/m² となり、この年も完全結氷しないことが推測される。これは、年間降水量が

290 mm増加のときも同様で、2016年の極小値 8.297×10^4 MJ/m² では完全結氷しないと判断される。実際、2016年に極小値 8.270×10^4 MJ/m² 程度を与える条件は気温を 0.4°C 増加、降水量を145 mm増加させたときである。登別アメダスの1978～2015年間データによると、年平均気温の上昇率は $0.024^\circ\text{C}/\text{年}$ 、10月～3月の放熱期の上昇率は $0.016^\circ\text{C}/\text{年}$ である。このことから、約20年後には倶多楽湖は永年不凍湖になる可能性がある。降水量については長期的トレンドは認められないので、今後の気温上昇傾向を注視する必要がある。なお、登別アメダスでの年平均風速の長期

変動として、1989年より10年あたり -0.16 m/sの有意な減少傾向（相関係数 $r=0.722$, $p<0.1$ ）が認められる。これは、潜熱流束、顕熱流束を抑え貯熱量を増加させる方向に働くため、気温と共に今後注視する必要がある。

結 論

本研究では、2014年6月1日～2016年5月31日の2年間にわたり北海道・倶多楽湖の最深点で水温観測を行い湖の貯熱量の変動を求めた。他方、湖畔では水文気象観測を行い熱収支評価に基づく湖の貯熱量変化を求めた。湖は、2015年冬に湖面の2/3まで結氷したが、2016年冬は20日間の完全結氷が認められた。今後の温暖化による倶多楽湖の永年不凍化に鑑み、2015年冬の熱特性が凍不凍の臨界条件を与えと考えられた。ここでは、湖の日貯熱量を2年間にわたって求め、水温測定による貯熱量と熱収支評価に基づく貯熱量を比較した。結果として、両者の間には決定係数 $R^2 = 0.908$ 、二乗平均平方根誤差 $RMSE = 219.2$ MJ/m²の良好な相関が認められた。なお、水温観測に基づく貯熱量として、冬季に 8.255×10^4 MJ/m²以上であれば、倶多楽湖は完全結氷しないことが示唆された。次に、熱収支評価による貯熱量に対し、気温、降水量、風速、全天日射量の値を変化させた感度解析を行った。結果として、降水量と気温の増加が効率よく貯熱量を増加させることがわかった。倶多楽湖の近くにある登別アメダスと室蘭地方気象台の38年間気象データを用い、気温、降水量、風速、全天日射量の長期変動を調べた。結果として、年平均気温は10年あたり 0.24°C の上昇傾向、湖の放熱期は10年あたり 0.16°C の上昇傾向が見られ、風速は1989年から10年あたり -0.16 m/sの減少傾向が見られた。なお、年降水量と年平均全天日射量には顕著な長期トレンドは認められなかった。以上から、湖の貯熱量を長期的に上昇させる気候因子として気温と風速が上げられ、現在の温暖化が続けば約20年後には倶多楽湖は永年不凍湖になる可

能性がある。

謝 辞

倶多楽湖での観測にあたり、倶多楽湖畔(有)レイクリゾートの奥寺建夫氏、北海道大学大学院理学院の前田紳吾氏、北海道大学理学部地球惑星科学科・陸水循環学研究室の築場大将氏、富樫圭亮氏に大変お世話になった。ここに謝意を表します。

文 献

- 伊藤祐二・初井和朗（2010）気象変化が深い湖の湖面蒸発量、水温、熱収支に及ぼす影響—鹿児島県池田湖の事例—。農業農村工学会論文集, **78**(5), 385–395.
- 気象庁（2015）異常気象レポート2014. 253p.
- 気象庁（2017）地球温暖化と十年規模変動。
http://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/mar_env/knowledge/ohc/hiatus.html. (2017.4.12閲覧)
- 近藤純正（1994）水環境の気象学。朝倉書店, 350 p.
- 中尾欣四郎・大槻 栄・田上龍一・成瀬廉二（1967）閉塞湖からの分水界漏出—倶多楽湖—。北海道大学地球物理学研究報告, **17**, 47–64.
- 前田紳吾（2015）火山性閉塞湖の水・熱収支と滞留時間。北海道大学理学部卒業論文, 22 p.
- 吉村信吉（1937）湖沼学。三省堂, 520 p.
- Aihara, M., Chikita, K. A., Momoki, Y. and Mambuchi, S. (2010) A physical study on the thermal ice ridge in a closed deep lake: Lake Kuttara, Hokkaido, Japan. *Limnology*, **11** (2), 125–32.
- Boehrer, B., Fukuyama, R. and Chikita, K. A. (2008) Stratification of very deep, thermally stratified lakes. *Geophysical Research Letters*, **35**, L16405, doi:10.1029/2008GL034519.
- Boehrer, B., Fukuyama, R., Chikita, K. A. and

- Kikukawa, H. (2009) Deep water stratification in deep caldera lakes Ikeda, Towada, Tazawa, Kuttara, Toya and Shikotsu. *Limnology*, **10** (1), 17–24.
- Boehrer, B., Fukuyama, R. and Chikita, K. A. (2013) Geothermal heat flux into deep caldera lakes Shikotsu, Kuttara, Tazawa and Towada. *Limnology*, **14** (2), 129–134.
- Brandt, R. E. and Warren, S. G. (2005) Surface albedo of the Antarctic sea ice zone. *Journal of Climate*, **18** (17), 3606–3622.
- Chikita, K. A., Hosogaya, Y. and Natsume, S. (1993) The Characteristics of internal waves in a caldera lake introduced from field measurements: Lake Kuttara, Hokkaido. *Japanese Journal of Limnology*, **54** (3), 213–224.
- Goto, Y. and Johmori, A. (2015) Internal structure of Kuttara Caldera, Hokkaido, Japan. *Bulletin of Volcanological Society of Japan*, **60** (1), 35–46.
- Kim, Y., Kimball, J. S., Zhang, K. and McDonald, K. C. (2012) Satellite detection of increasing Northern Hemisphere non-frozen seasons from 1979 to 2008: Implications for regional vegetation growth. *Remote Sensing of Environment*, **121**, 472–487.
- Watanabe, M., Shiogama, H., Tatebe, H., Hayashi, M., Ishii, M. and Kimoto, M. (2014) Contribution of natural decadal variability to global warming acceleration and hiatus. *Nature Climate Change*, **4**, 893–897.
- Yamashiki, Y., Kato, M., Takara, K., Nakakita, E., Kumagai, M. and Jiao, C. (2010) Sensitivity Analysis on Lake Biwa under the A1B SRES climate change scenario using Biwa-3D Integrated Assessment Model: part I—projection of lake temperature. *Hydrological Research Letters*, **4**, 45–49.

原稿受付：2017年3月17日

原稿受理：2017年5月8日

この論文に対する「討論」を2018年2月28日まで受け付けます。

気候変動に対する深い温帯湖の熱的応答 —北海道・倶多楽湖—

知北 和久^{1*}・大八木英夫²・山根 志織³・相山 忠男⁴・
板谷 利久⁵・岡田 操⁶・坂元 秀行⁷

要 旨

今回の研究対象である北海道・倶多楽湖は、20世紀までは冬季に完全結氷し年によっては湖氷の圧縮・膨張によるお神渡りが観察された。しかし、21世紀に入り、冬季に完全結氷しない年がこれまで4回現れており、今後の温暖化の進行によって倶多楽湖は将来、永年不凍湖になる可能性がある。ここでは、倶多楽湖の貯熱量を2014年6月～2016年5月の2年間にわたり計算し、気象因子の変動に対する熱的応答を感度解析によって検討した。なお、同湖が結氷するのは例年2～3月であるが、2015年は暖冬で部分結氷、2016年は完全結氷し、貯熱量に違いが見られた。ここでは、貯熱量を湖の熱収支に基づく方法と水温の直接測定による方法の二通りで計算し、両者を比較した。その結果、両者の間に決定係数 $R^2=0.903$ の高い相関があり、熱収支による方法の妥当性が裏付けられた。これを踏まえ、主要な気象因子（気温、日射、降水量、風速）の値を変えて貯熱量に対する感度解析を行った。結果として、倶多楽湖の貯熱量は気温と降水量の増加に対して顕著に増加し、現在の湖周辺での年平均気温の上昇率 $0.024^{\circ}\text{C}/\text{年}$ を考慮すると、約20年後には永年不凍湖になる可能性がある。

キーワード：温帯湖、貯熱量、不凍化、感度解析、気候変動