湖水温鉛直分布の季節変動からみた一ノ目潟の水循環機構

草野 由貴子^{*1}・林 武司^{*2}

Water circulation in Lake Ichinomegata based on seasonal variation of water temperature profile

Yukiko KUSANO^{*1} and Takeshi HAYASHI^{*2}

Abstract

Lake Ichinomegata, located in the Oga peninsula, Akita Prefecture, is a maar. Since the lake water has been used as water-supply for domestic and irrigation, river water has been conveyed into the lake from autumn to spring in order to replenish the lake water. In this study, processes of thermal stratification, circulation of the lake water, and mixing between the lake water and the conveyed river water were discussed based on seasonal variations of vertical temperature profile observed in the center at the lake. Lake water was thermally stratified from spring to autumn, while water temperature in whole depth was almost homogeneous in lower than 4°C during late winter, suggesting that overturn of lake water occurred. Higher wind velocity during winter season was considered as one of factors for overturn. Because the period of ice cover was estimated to not last for long time during winter season, it was suggested that vertical circulation of the lake water was easily caused by strong wind. Therefore, the lake was classified into monomictic lake. River water conveyed into the lake during the period that the lake water was thermally stratified was considered to be stored in the depth shallower than hypolimnion, because the temperature of the river water was higher than that of the hypolimnion. While river water was suggested to be mixed into whole lake water because of overturn in winter season.

Key words: Lake Ichinomegata, lake water temperature, thermal stratification, overturn, artificial recharge by water conveyance

I. はじめに

秋田県男鹿半島の北西部に位置する一ノ目潟・二ノ目潟・三ノ目潟は、第四紀の火山活動によって形成されたマールである(久野, 1955)。これら目潟を含む男鹿半島西部は1973年に国定公園に指定され、また一ノ目潟は2007年に「男鹿目潟火山群一ノ目潟」として国の天然記念物に指定された。これらの指定に基づいて、目潟および周

辺地域の自然の保全がはかられてきた。その一方で、一ノ目潟の湖水は灌漑用水や水道用水として利用されており、その水量の確保を目的として、一ノ目潟の南方から東方にかけて流れる野村川からの導水が江戸時代末期から行われている(北浦一ノ目潟土地改良区, 私信)(Fig. 1)。そのため、一ノ目潟の湖水位は、用水としての取水および河川水の導水に伴って大きく変動する。後述するように、本研究期間における水位変化は7.3 m

*1 東京大学大学院新領域創成科学研究科環境システム学専攻 Department of Environment Systems, Graduate School of Frontier Sciences, The University of Tokyo

*2 秋田大学教育文化学部 Faculty of Education and Human Studies, Akita University

に及び、これは水深45.1 m (佐藤ほか, 1986) に対して大きな変化量であるといえる。このように一ノ目潟は周辺の自然環境が比較的良く保存されている一方で、湖水は従来から取水および導水の影響を受けてきたという点において、特徴的な湖沼であるといえる。

湖沼の水温構造や成層・循環による水質形成への影響の解明は、湖沼学・陸水学における主要な研究テーマの1つであり、近年では、地球温暖化が湖沼の水温分布や水・物質循環機構に与える影響の評価も重要な課題となっている(永田ほか, 2012)。日本国内の湖沼においても、温暖化に伴う湖水温の上昇が報告されている(永田ほか, 2012)。例えば、琵琶湖北湖では1964年から1997年にかけての湖底付近(水深約77 m)における水温上昇率は約0.041°C/年と算出されている(速水・藤原, 1999)。池田湖においても、1985年から2000年にかけての水深200 mの水温計測の結果から約0.03°C/年の水温上昇率が報告されている(新井, 2009)。

一ノ目潟に関する湖沼学的・陸水学的研究は、これまでいくつかなされており、古くは夏季における一ノ目潟の水温や溶存酸素、溶存成分、生物群集などの鉛直分布について、田中(1925)や吉村(1935)によって報告されている。佐藤ほか(1986)では、春季から秋季にかけて、湖水温および溶存成分組成の季節変化を報告している。その結果、春季から夏季にかけては水温躍層の形成深度は大きく変化しないが、夏季から秋季にかけてはその形成深度が深くなり、表水層の厚さが増加していると報告されている。また、夏季の水温躍層の温度勾配については、吉村(1935)では10.4°C/m、佐藤ほか(1986)では8°C/mが観測されている。日本国内の湖沼の水温躍層の平均的な温度勾配は平均3~5°C/mであり、10°C/mを超えることは稀であることから(吉村, 1937)、一ノ目潟の水温躍層における温度勾配は日本国内の湖沼と比較しても大きいといえる。主要溶存成分組成に関しては、温度成層する夏季において表水層と深水層では主要溶存成分組成に大

きな差がないことが吉村(1935)により報告されており、同様の結果が佐藤ほか(1986)によっても報告されている。さらに、春季においては風送塩起源と考えられる溶存成分の濃度が上昇することも報告されている(佐藤ほか, 1986)。

しかし、これらの既往研究では冬季の観測が行われていないため、湖水の成層・循環機構の周年変化については明らかにされておらず、湖水への導水の混合機構についても触れられていない。一ノ目潟には河川水の導水が行われる点からも、湖水の成層・循環機構、および湖水と導水の混合機構の解明により、用水としての湖水の水質管理のための重要な基盤情報を得られることが期待される。そこで本研究では、一ノ目潟の湖水の成層・循環機構を明らかにすること、ならびに湖水の成層・循環に伴う導水と湖水の混合機構を明らかにすることを目的とした。

II. 対象地域

一ノ目潟は、約6万~8万年前にほぼ一回の水蒸気爆発によって生じたマールであるとされる(青木, 1972)。湖の規模は、東西幅約650 m、南北幅約600 m、最大水深45.1 m (佐藤ほか, 1986)である。しかし、湖水の取水および河川水の導水によって湖水位は変動する。湖盆は、マールに特有の鍋底状の形状をなしている(奥元ほか, 2007)(Fig. 1)。湖水面の面積は約0.26 km²であり(吉村, 1935)、地形上の集水域は湖岸を囲んでいる火口壁内に限定され、その面積は約0.79 km²である。火口壁は湖の西側から東側に向かって低くなる。東側には谷が形成されているがこの谷は人工のもので、1855年(安政2年)に作られたとされる(田中, 1925)。現在では、この谷に堰が設けられており、湖水の地表流出はみられない。このように、一ノ目潟は閉塞湖であるが、季節によって一ノ目潟の南方~東方にかけて流れる野村川の河川水が一ノ目潟の南岸(N1, Fig. 1)より湖内に導水される湖沼である。

一ノ目潟を起源とする一ノ目潟火山噴出物は、

Fig. 1 Location of study area.

Topography is shown by dashed contours. Depth contour (10 m-intervals) of Lake Ichinomegata is shown by solid lines (Okumoto et al., 2007). Measurement points for the lake water and headrace tunnel are shown by solid circle and open circles, respectively. Arrows show flow direction of the Nomura river and the headrace tunnel. An open triangle and open squares in left figures show the location of wind velocity measurement point (Nyudozaki), and these of air temperature measurement points (Akita and Oga), respectively.

粗粒で淘汰の悪い砂礫質の堆積物と、比較的細粒で葉理や偽層の発達した堆積物より構成される(北村, 1990)。このうち砂礫質の堆積物はマール形成時の爆発で基盤が破碎されて生じたとみられる角礫や砂からなるが、これらの他に、安山岩質の軽石、かんらん石や普通角閃石の団塊も含まれる(林, 1955; 青木, 1972)。一ノ目潟の湖岸壁には中新世の火山岩および堆積岩が露出し(藤岡, 1959)、火口壁の外側では、一ノ目潟火山噴出物は主に火口壁の低い南東側に広がっている(北村, 1990)。一ノ目潟の東方約0.5 kmに位置する露頭においては、一ノ目潟火山噴出物は厚さ1.5 m程度の三ノ目潟火山噴出物によって覆われているのが観察されている(北村, 1990)。また、湖底面から湖底面下37.8 mにかけて採取されたボーリングコアによると、湖底堆積物は主に

泥・砂からなり、湖底面からの深度26.5~31.7 mには三ノ目潟火山噴出物が堆積している(秋田県, 2007)。

一ノ目潟の湖水は、水田の灌漑用水ならびに、1964年から水道水源としても利用されている。水道用水・灌漑用水の取水は一ノ目潟東岸の取水口から行われているが(Fig. 1)、それぞれの取水口は異なった位置にある。両用水の取水口の標高は湖水位の変動に伴って変化するが、いずれの時期においても水面下数m程度の深度から取水されている。本研究の調査期間においては、灌漑用水は標高約82~87 m程度から、水道用水は標高82~90 m程度から取水された。一方で、その水量の確保のため、毎年一定の期間において野村川の河川水が導水されており、一ノ目潟南岸の導水流入地点(Fig. 1)の湖水面より湖内に流入す

る。北浦一ノ目潟土地改良区によると、野村川からの導水が始まったのは江戸時代末期とされる。水道水源としての取水は一年を通じて行われるが、灌漑用水としての取水は5月～8月に実施され、野村川からの導水は非灌漑期である9月～翌年4月に行われる。したがって、湖水位はこれらの用水利用や導水により、取水量が増加する5月～8月にかけて低下し、導水が行われる9月～4月に上昇する。

Ⅲ. 調査手法

筆者らは、2008年5月から2009年3月にかけて1～3ヶ月ごとに、一ノ目潟の湖心部において調査を行った (Fig. 1)。これに加えて、導水路の湖岸流入部 (Fig. 1, N1) および導水路の上流部 (同, N2) においても調査を行った。

湖心部では、湖上から水温・圧力ロガー (RBR製 TDR-2050, 分解能0.001°C, 精度±0.02°C, 時定数0.1秒) を沈め、水深0～20 mまでは2 m間隔で、20 m以深から湖底までは5 m間隔で計測した。各深度では5分間以上の時間をかけ、水温センサーが十分に周辺の水温を反映するまで待ってから、センサーを次の深度に移動させた。また、同様の深度から水中ポンプ (大起理化製 DIK-665A, DIK-666A) を用いて採水を行い、EC計 (横河電機製 SC82) にてECを計測した。2008年9月以降の導水期間中においては、導水 (N1, N2地点) についても原則として湖水と同日に調査を行った。

Ⅳ. 結果

1. 湖水位・湖水温の鉛直分布の季節変化

湖心部における湖水温の鉛直分布の季節変化を Fig. 2と Fig. 3に示す。2008年には4月末日まで導水が行われ、5月から灌漑用水の取水が始まり8月末日まで継続された。これに伴い、湖水位は2008年5月～8月に5.5 m低下した。9月からは導水が再開され、2009年4月まで継続された。

Fig. 2 Seasonal variation of vertical temperature profile measured at the center of Lake Ichinomegata.

Temperature profiles in a) depth from the water surface, and b) elevation are shown.

これにより、湖水位は2008年9月から2009年3月にかけて7.3 m上昇した (Fig. 3)。このような水位変化から、Fig. 2aに湖水面を基準とした水温の鉛直分布を示すとともに、Fig. 2bおよび Fig. 3では標高を基準とした水温の鉛直分布を示す。2008年5月から9月にかけては、気温の上昇に伴って湖水面から表水層にかけての水温が上昇し、水温躍層の温度勾配が増加していく様子が認められた。観測を行った各月における最大の水温勾配は、5月には湖水面下5.5 m～6.9 mにおいて3.1°C/m、7月には同3.7 m～5.8 mにおいて4.3°C/m、9月には同3.8 m～6.1 mにおいて4.3°C/mを示した。また、水温躍層が形成され始める深度は5月には水深6 mほどであったが、7月および9月には水深2 m以浅であった。

Fig. 2bおよび Fig. 3をみると、5月から9月に

Fig. 3 Annual water temperature distribution of Lake Ichinomegata.

Dots and numbers show elevation and observed temperature, respectively. Solid contours were drawn based on dots, while dashed contours were drawn by estimation from relationship between observed lake water temperature and air temperature shown in Fig. 4.

かけての約5.5 mの湖水位の低下に伴って、水温躍層が形成される標高は5月から9月にかけて5 mほど低下していた。10月には9月よりも湖水面の水温が約9°C低下するとともに、表水層が湖水面下6 mまで形成され、水温躍層がそれ以深に形成されている。しかし、水温躍層以深の水温の鉛直分布は9月と同様であり、水温躍層が形成される標高にも大きな変化は見られない (Fig. 2b, Fig. 3)。11月には表水層の水温が10月よりもさらに約9°C低下するとともに、表水層の厚さは14 mに達し、水温躍層が形成される標高も約10 m低下した。

Fig. 2aとFig. 2bを比較すると、5月から10月までの湖水位の低下に伴って水温躍層が形成される標高が低下していく様子が見られるが (Fig. 2b)、湖水面下からの形成深度に大きな変化は見

られない (Fig. 2a)。また、湖水面を基準とした湖水温の鉛直分布を比較すると、5月から10月にかけての水温躍層以深の湖水温鉛直分布に大きな変化は見られない。しかし、10月から11月にかけては湖水面を基準とした水温躍層の形成深度が深くなり、5月～10月には水温の変化が小さかった水深約10 m～15 mにおいても水温が2.2°C上昇した (Fig. 2a)。このように、5月から11月にかけては水温躍層が形成され、湖水は水温によって密度成層していた。また、表水層および水温躍層の形成深度には変動がみられた。

冬季には、2009年2月および3月には全層の水温が4°Cよりも低く、ほぼ均一となった (Fig. 2, Fig. 3)。2月には水深15 m程度までの水温は約2.5°C、それ以深の水温は約2.6°Cを示しており、わずかに水温差が見られた。3月には全層の

Fig. 4 Seasonal variation of daily mean air temperature at Oga (Japan Meteorological Agency, 2014) and water temperature at the center of the lake (depth: 0.5 m and 35 m), N1, and N2.

水温が約3.6°Cまで上昇し、水温差は見られなかった。なお、冬季の湖面の結氷については、2008年12月から2009年3月にかけて毎月末に目視による確認を行い、2009年1月、2月に湖面の一部に結氷が確認された。また2009年2月28日に水温調査を行った際には、午前中は湖面の一部が薄く結氷していたが午後には氷が溶けてなくなる様子が観察され、3月29日の調査時には結氷は確認されなかった。近隣の気象庁アメダス観測所である男鹿観測所（39°N54.7′, 139°E54.0′, 標高20 m）においては、調査期間中に日平均気温が2日以上にわたって0°Cを下回った期間は5回あり（Fig. 4）、それらの継続日数は2日～4日であった。これらの結果から、本調査期間においては、湖面の結氷が長期間継続することはなかったと考えられる。

2. 湖水温と導水の水温の比較

湖心部における水深0.5 m、35 mの水温、N1、N2地点における導水の水温、気象庁アメダス男鹿観測所における日平均気温の比較をFig. 4に示す。先述のように、水深0.5 mの水温は季節によって大きく変動したが、Fig. 4から、水深0.5 mの水温の変動は気温の季節変動と同様であ

ることがわかる。導水の水温も気温と同様の季節変動を示すが、その変動幅は湖の水深0.5 mにおける水温変化よりも小さい。導水の水温は、2008年9月から11月にかけては水深0.5 mにおける水温よりも低く、水深35 mよりも高い値を示した。2009年2月、3月には湖水と導水の水温差は小さくなっている。2009年2月におけるN1地点における導水の水温は3.2°Cであるのに対し、湖心部における湖水温は2.5～2.6°Cを示した。2009年3月におけるN1地点での導水の水温が欠測しているが、N2地点における水温は4.2°Cであった。これに対し、3月の湖水温は全層で3.6°Cであった。

V. 考察

1. 湖水の循環機構

一般に湖水の循環は、湖水面の冷却に伴う対流だけでなく、風や流入河川などの影響も受ける（ホーン・ゴールドマン, 1999）。一ノ目潟では、導水の流入はN1付近の湖水温の鉛直分布や循環機構に影響を与えている可能性があるが、本研究において湖水温の計測を行ったのは湖心部のみであったため、導水の流入による湖水の循環機構への影響を評価することは困難である。以下では、湖水全体に影響を与えると考えられる気温ならびに風速と、湖水の水温鉛直分布の関係に基づいて、湖水の循環機構について検討を行った。

男鹿半島の北西端に位置し、一ノ目潟から約6.2 kmの距離にある海上保安庁入道崎観測所（Fig. 1）での2008年4月～2009年3月の風速の観測結果をFig. 5に示す。Fig. 5aには日平均値（点線）ならびに7日間の移動平均値（太線）を、Fig. 5bには月平均値（2008年4月～2009年3月）を示した。またFig. 5bには、1985年から2012年までの風速の月平均値の変動幅も示した。入道崎での風速データを、そのまま一ノ目潟に適用できるわけではないが、Fig. 5から、この地域の風速の季節変動の特徴として、風速が春季から夏季に小さく秋季から冬季に大きいことがわかる。

Fig. 5 Wind velocity measured at Nyudozaki (Japan Oceanographic Data Center, 2014).

a) Daily average and moving average of 7 days. b) Monthly average from April 2008 to March 2009 (dotted line) and ranges of monthly mean wind velocity from 1985 to 2012 (box plot). Data in 1977, 2010, and from January to March in 1985 are not included because of lack of observed data.

前章で述べたように2008年5月から9月にかけては湖水面の水温上昇とともに水温躍層が形成され始める深度が浅くなり、水温躍層内の温度勾配も増加している。Fig. 5より、5月から7月にかけては、日平均風速および月平均風速ともに低下傾向にある。従って、この期間において湖水面の水温上昇に伴い水温躍層がより浅い深度から形成された要因の一つとして、用水としての表層水の取水および、湖面への風の影響が小さかったために表水層内の湖水の鉛直循環が進まなかったこと、が考えられる。

9月から11月にかけては、湖水面から表水層にかけての水温の低下とともに水温躍層が形成され始める深度が水深約15 mまで増している。なお、9月以降は、農業用水としての取水は行われていない。気温が低下していくとともに (Fig.

4) 日平均風速が増加していく (Fig. 5) ことを考慮すると、表水層の冷却に伴う対流による混合だけでなく、日平均風速の増加によって表水層内の湖水の鉛直循環が活発化したため、水温躍層の形成深度が深くなったと考えられる。

2009年2月には、水深約15 m (標高79 m付近) を境に、より浅部では水温が2.5°Cであるのに対し、より深部では2.6°Cを示しており、わずかに温度差がみられるものの、水温は全層においてほぼ均一となっていた。11月～2月にかけての気温の低下に伴い、表水層内の湖水の冷却が進んだと考えられるが、表水層の水温と気温の関係 (Fig. 4) を考慮すると、表水層の水温は2008年12月末頃に4°Cまで低下し、表水層と深水層の密度差が解消されたと考えられる。また、2008年12月末～2009年3月にかけては、一年で最も風速が大きくなった時期であることが推測される (Fig. 5a)。2008年11月末から2009年2月末までの期間に全層の水温がほぼ均一に2.5°C～2.6°Cまで低下した要因の一つとして、冬季の強い風の影響によって強制的な鉛直循環が生じたことで、湖水面付近で4°C以下に冷却された (密度の低下した) 湖水と深部の約4°Cの (密度の大きい) 湖水との混合が進み、全層が4°C以下までほぼ均一に低下したことが推測される。

なお、第IV章1節に述べたように、本調査期間においては湖面の結氷が長期間継続することはないと考えられたことや、2月の水温鉛直分布にみられた水温差はわずかに0.1°Cであり、全層でほぼ均一に冷却が進んだことを併せて考えると、11月末～2月までの期間において顕著な逆列成層が長期にわたって形成されていたとは考えにくく、冬季の風の影響により強制的な鉛直循環が生じやすい期間が継続していたと考えられる。

以上に示したように、本調査期間においては12月末～2月および2月～3月にかけて全循環が生じたと考えられたこと、および2月には微小な水温差が観測されたものの、冬季において顕著な逆列成層が形成されていたとは考えにくく、強制的な鉛直循環が生じやすい期間が継続していたと

Fig. 6 Variations of average January air temperatures at Akita and Oga (Japan Meteorological Agency, 2014).

考えられることから、本研究期間における一ノ目潟の循環型は1回循環湖に分類できる。冬季における水温の逆列成層が形成されずに全層が4°C以下まで冷却された事例は、東北・北海道地方では支笏湖（小関・吉田，1972）、津軽十二湖湖沼群の落口の池、中の池（大高ほか，2010）でも報告されている。

秋田地方気象台および気象庁アメダス男鹿観測所における気温の長期変動（Fig. 6）をみると、過去には1月における月平均気温が0°C以下を示す年が多くみられ、長期的には上昇傾向にあることがわかる。またFig. 5bでは冬季の各月の平均風速の最大値・最小値に大きな差があることが示されている。このように年によって気象条件が異なることから、冬季の結氷の頻度や期間の長さ、および冬季における風速の大きさや強風の頻度によって、全循環が生じる期間に差異が生じることや、水温鉛直分布およびその変化のパターンが異なることが考えられる。特に、1月における月平均気温が長期的には上昇傾向にあることから、冬季における水温の鉛直分布も長期的に変化していることが示唆される。また、本研究では詳細な検討は行っていないが、気象条件や結氷期間の有無に加えて、導水の流入量およびその水温の長期的な変動が湖水温の鉛直分布および循環機構に影響を与えることも考えられる。

2. 湖水への導水の混合機構

一般に湖水の循環は気温の季節変化、風などの

気象条件だけではなく、流入河川の流量、水温等の影響も受けるとされる。一ノ目潟においても、導水の流入量や水温が少なくともN1地点付近の湖水温の鉛直分布に影響を与えることが推測されるが、本研究においては湖心部以外における水温の鉛直分布の観測を行っておらず、導水の流入量の季節変化も明らかではないため、導水が湖水の水温鉛直分布および循環機構に与える影響について検討することは容易でない。以下では、湖水温と導水温の比較、および湖水の成層・循環機構に関する考察に基づいて、導水の湖水への混合過程について検討を行う。

導水期間は2008年9月～2009年3月であり、この期間における導水と湖水のECは、それぞれ17.8 mS/m～20.6 mS/m、17.2 mS/m～17.9 mS/mであり、大きな差異はみられなかった。また、導水には懸濁物もほとんど含まれていないことから、湖水と導水の密度差は主に水温差に起因すると考えられる。2008年9月～11月の密度成層期には、導水の水温は各月の水温躍層と同程度であり、深水層の水温よりは高い温度を示している（Fig. 2, Fig. 4）。以上から、2008年9月～11月にかけての導水の密度は深水層の湖水よりも小さいと考えられ、導水は水温躍層以深には流入しなかったと考えられる。

前述のように、2008年11月～2009年2月に全循環が生じたと考えられたことから、これ以前の期間に水温躍層以浅に流入した導水、および全循環が生じている期間中に湖内に流入した導水は、全循環にともなって湖水に混合されたと考えられる。

一方、2009年2月における導水の水温は3.2°Cであるのに対し、湖心部における湖水温は2.5～2.6°Cを示しており、導水は湖水よりも密度が大きい。そのため、導水の流入量によっては、導水は密度流として湖内に流入して密度成層を形成する場合が考えられる。導水の流入地点（N1）付近における湖水温の鉛直分布は明らかではないが、上述のように湖心部における2月の湖水温は標高約79 m（水面下からの深度約15 m）を境に深部の水温は2.6°C、より浅層の水温は2.5°Cを

示し、わずかな水温差がみられた。この要因として、結氷など湖水面の冷却に加え、より水温が高く、密度の大きい導水が深層に流入した（9月からの湖面標高の上昇量は7.3 m）ことによって、深層においてわずかに高い温度を示した可能性も考えられる。

2009年3月におけるN1地点での導水の水温が欠測しているが、導水路の上流部（Fig. 1中のN2）における水温は4.2°Cを示している。いずれの時期においてもN1ではN2よりも低い水温を示す傾向にあり、冬季である2008年11月～2009年2月に観測されたN1とN2の水温差は0.25～1.13°Cであったことから、2009年3月においても、N1の水温はN2よりも0.2～1°C程度低い水温、すなわち約3～4°Cであったと推定される。3月における全層の湖水は3.6°Cであり、N1地点から流入する導水の水温によっては、湖水と導水の間に密度差が生じたと考えられるが、湖心部の水温は全層で均一であり、この期間における水温の異なる導水の流入によって湖水が成層していた様子は見られない。また、2009年2月～3月にかけても全循環が生じたと考えられたことから、この期間中に湖内に流入した湖水は全循環に伴って全層の湖水に混合されたと考えられる。

なお、湖内に流入した導水が湖水温の鉛直分布にどのような影響を与えるかについて検討するには、湖心部だけでなくN1付近を含む湖内の複数地点において水温の計測を行う必要がある。また、密度成層している期間に流入した導水が、水温躍層以浅において水平方向にどの範囲までの湖水と混合されるか、湖水の全循環によって導水が湖水と均一に混合されるかについては、導水の流入量の計測および湖内の複数地点における湖水の水温、水質、同位体組成などの鉛直分布の計測により、湖水に対する導水の混合過程について検討を行う必要がある。

V. まとめ

本研究では、男鹿半島の北西に位置するマール

である一ノ目潟において、年間を通じて湖水温の鉛直分布を調査し、冬季の温度分布を初めて明らかにした。湖水温鉛直分布の季節変化や導水の水温・ECの季節変動の観測結果とともに、海上保安庁入道崎観測所における風速データを参照して、湖水の成層・循環機構ならびに湖水の成層・循環に伴う導水の湖水への混合機構について検討した。

本研究で明らかとなった、冬季における一ノ目潟の湖水温鉛直分布の特徴として、湖水の全層が4°C未満まで低下し得ることが挙げられる。本研究の観測期間では、2月に2.5～2.6°Cまで低下していた。このような温度分布の成因として、以下に示す循環機構が考えられた。

一ノ目潟では、春季から秋季にかけては水温による成層構造を有し、水温差によって密度成層している。一方、冬季には全層の水温がほぼ均一となって密度差が解消されていたことより、全循環が生じたと考えられた。また、冬季の強風が全循環を引き起こす要因の一つとなっていることが推測された。本研究の観測期間においては、冬季は年間で最も風速が大きい時期であることが推測されたことや、また湖面の結氷期間が短く顕著な水温の逆列成層が形成されていたとは考えにくいことから、冬季においては強制的な鉛直循環が生じやすい期間が継続していたと考えられ、本研究期間における一ノ目潟の循環型は1回循環湖に分類された。また、湖水が水温によって成層している時期に湖内に流入した導水は湖水全体に混合されずに温度躍層より浅部に貯留されるが、全循環が生じることで全層の湖水と混合されたと考えられた。

長期的にみると、秋田地方気象台における1月の月平均気温は上昇傾向にあり（Fig. 6）、今後とも冬季の気温上昇が継続することで冬季の表水層の水温が4°Cまで冷却されない場合には、冬季の循環が深水層まで達しないことが予想される。そのような循環機構が長期間維持されれば、深水層の水温分布にも影響が表れることが推測される。さらに、温暖化による気候変動に伴って流入する

導水の水温や流量が長期的に変化することによっても、湖水の循環機構に影響を与える可能性がある。湖水の利用および湖沼環境の保全のためには、湖水の循環機構ならびに導水との混合機構を明らかにすることに加えて、気候変動に伴う湖水および導水の物理・化学性状や導水の流量の長期的な変化も把握・評価していく必要がある。今後、導水の流入量や湖水および導水の水質・同位体組成と水温の観測結果を併せて検討することで、より詳細な循環・混合機構を解明できると期待される。

謝辞

本研究を進めるにあたり、北浦一ノ目潟土地改良区、男鹿市企業局水道工務課、秋田県自然保護課自然公園班より貴重な資料をご提供いただきました。また、本論文の作成に当たり2名の匿名査読者より有益なコメントを頂きました。ここに記して深く感謝申し上げます。

参考文献

青木謙一郎 (1972) : マントルからきた物質——目潟火山の噴出物——. 科学, **42**(11), 615–621.

秋田県 (2007) : 環境資源のワイズユースによる地域コミュニティの再生と持続可能な地域づくりに関する調査研究報告書, 77–93.

新井 正 (2009) : 気候変動と陸水の水温度および氷況の変化. 陸水学雑誌, **70**(2), 99–116.

アレキサンダー, J, ホーン・チャールズ, R, ゴールドマン著, 手塚泰彦訳 (1999) : 陸水学 (原著第2版). 京都大学学術出版会, 638 p.

大高明史・神山智行・長尾文孝・工藤貴史・小笠原嵩輝・井上栄壮 (2010) : 津軽十二湖湖沼群・越口の池湖群における湖水循環と底生成物の深度分布. 陸水学雑誌, **71**(2), 113–127.

奥元かおり・原口 強・吉永佑一 (2007) : 音波

の目潟を例として—. 日本応用地質学会平成19年度研究発表会講演論文集, 189–190.

気象庁 (2014) : 過去の気象データ検索. <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>, 2014年1月20日参照.

北村 繁 (1990) : 男鹿半島目潟の形成年代. 東北地理, **42**(3), 161–167.

久野 久 (1955) : 火山および火山岩. 岩波書店, 255 p.

小関迪子・吉田順五 (1972) : 支笏湖俱多楽湖の水温鉛直分布. 低温科学. 物理篇. 資料集, **29**, 1–14.

佐藤典人・船山幸夫・佐藤正史・吉田武則 (1986) : 男鹿半島目潟に関する二, 三の湖沼学的知見. 東北地理, **38**(2), 143–153.

田中阿歌麿 (1925) : 男鹿半島の湖沼研究紀行. 地理教育, **2**, 422–430.

永田 俊・熊谷道夫・吉山浩平 (2012) : 温暖化の湖沼学. 京都大学学術出版会, 289 p.

日本海洋データセンター (2014) : 沿岸海上気象データ検索. <http://jdoss1.jodc.go.jp/cgi-bin/2001/wave.jp>, 2014年1月20日参照.

林 宏 (1955) : 秋田県男鹿半島一ノ目潟周辺の火山放出物について. 地質学雑誌, **61**(717), 240–248.

速水祐一・藤原建紀 (1999) : 琵琶湖深層水の温暖化. 海の研究, **8**(3), 197–202.

藤岡一男 (1959) : 5万分の1地質図幅「戸賀・船川」, 同説明書. 地質調査所, 61 p.

吉村信吉 (1935) : 男鹿半島三火口湖の湖沼学的予察研究. 地理学評論, **11**(10), 872–892.

吉村信吉 (1937) : 湖沼学 (増補版). 産業技術センター, 439 p.

(原稿受付 : 2014年3月17日)

(原稿受理 : 2015年1月13日)

この論文に対する「討論」を2015年8月31日まで受け付けます。

湖水温鉛直分布の季節変動からみた一ノ目潟の水循環機構

草野 由貴子・林 武司

要旨

秋田県男鹿半島に位置する火口湖である一ノ目潟の湖水は、灌漑用水および水道水として利用されており、その水量の確保のために、秋季から春季にかけて河川水が導水されている。本研究では、一ノ目潟の湖水の停滞・循環機構ならびに導水との混合機構を明らかにすることを目的として、湖水温の鉛直分布の季節変動を把握した。湖水は、春季から秋季にかけて水温による密度成層が形成されていたが、晩冬季には全層の水温は4°C以下でほぼ均一となり、水温による密度差が解消されていたことより、全循環が生じたと考えられた。また、冬季の強風が全循環を引き起こす要因の一つとなっていることが推測された。本研究期間の冬季においては結氷の期間が数日程度と短かったことが推測され、湖水は風による鉛直混合の影響を受けやすい状態が継続されたと考えられた。そのため、本研究期間における一ノ目潟の循環型は1回循環湖であるといえる。また、水温によって成層が形成されている期間に湖内に流入した導水は湖水全体に混合されずに温度躍層より浅部に貯留されるが、冬季に湖水の全循環が生じることで湖水と導水が混合されると考えられた。

キーワード：一ノ目潟，湖水温，温度成層，全循環，導水涵養