

山中湖における水温・水質の季節変化と水収支に関する研究

濱田浩美^{1)*} 北川義人²⁾

¹⁾千葉大学教育学部 ²⁾千葉市立千草台東小学校

Investigation of Seasonal change of Water temperature and Water quality and Water balance on Lake Yamanaka-ko

HAMADA Hiromi^{1)*} KITAGAWA Yoshihito²⁾

¹⁾Faculty of Education, Chiba University ²⁾Chiba municipal Chikusadai Higashi elementary school

山中湖は、山梨県甲府市の南東約39km、富士山の東北東約15kmに位置し、富火山の噴火によって流出した鷹丸尾溶岩流が河川を堰き止めて形成した堰止湖で、富士五湖の中で標高が最も高く、湖水面積が最大の湖である。本研究では、年間を通して、湖心の鉛直分布の定期的な測定、主要イオン濃度分析、およびpH4.8アルカリ度測定を行った。また、全面結氷する年を特定するため、積算水温を算出した。これらの観測結果から山中湖における水温・水質の季節変化、結氷および水収支を明らかにした。

The Lake Yamanaka-ko is located about 39km southeast of Kofu-City, Yamanashi Prefecture, and about 15km east-northeast of Mt. Fuji. The lake was formed by the natural damming of rivers the Takamaruo lava flow that began to flow by the eruption of the wealth volcano dammed up and stopped. The altitude above the sea level is the highest among the Fuji Five Lakes and the area of the lake is also the largest among them. In this study, I conducted through the year the periodical measurement of the plumb distribution of the heart of the lake, main ion density analysis and pH 4.8 alkalinity measurement. In addition, I calculated multiplication water temperature to specify the age when the lake is frozen entirely. From these observation results, I clarified the seasonal change of the water temperature of the Lake Yamanaka-ko, the freezing, and the water income and expenditure.

キーワード：水温 (Water temperature) 水質 (Water quality) 水収支 (Water balance)
山中湖 (Lake Yamanaka-ko)

1. 研究目的

湖沼は、生活用水や農業用水、工業用水、発電、貯水など、人間の生活のなかで大きな役割を担っているとともに、治水や経済的機能等を果たすだけでなく、その景観などを生かして、観光やレジャーなどにも利用されている。

本研究の調査地である山中湖は、山梨県甲府市の南東約39km、富士山の東北東約15kmに位置し、富火山の噴火によって流出した鷹丸尾溶岩流 (937年) が河川を堰き止めて形成した堰止湖で、富士五湖の中で標高が最も高く、湖水面積が最大の湖である。本研究では、年間を通して、継続的な水温・水質の調査が行われた研究例のない山中湖において年間の変動を明らかにするとともに、通常は表流水としての流入がなく、相当量の地下水が流入していると推定されるため、その水収支を明らかにしたい。

本研究は年間を通して、湖心の鉛直分布の定期的な測定、主要イオン濃度分析、およびpH4.8アルカリ度測定を行った。また、全面結氷する年を特定するため、積算水温を算出した。これらの観測結果から山中湖における

水温・水質の季節変化、結氷および水収支を明らかにすることを目的とした。

2. 調査地点の概要

2-1 調査地域の位置および概況

調査地域の位置を図1に示した。山中湖は、湖面積約6.4km²、最大水深13.2m、湖岸線長13.5m、集水域62.78km²、貯水量63.92百万m³、湖面標高は982mで、富士山3,776mをはじめ、1,200m～1,500mの山地に周囲を囲まれる富士五湖最大の湖である。かつては、清冽な水質の湖水であったが、今日では湖の周囲に観光施設が林立し、観光客の増加に伴って水質の汚濁が進んでいる。北西には山中湖の流出河川であり、相模川の源流である桂川がある。山中湖は2005年に22年ぶりに全面結氷したが、近年、冬季には、部分結氷にとどまり、全面結氷は見られなくなっている。このことは湖沼の化学的、生物学的要因に大きな影響を与えられ、これからの湖沼環境の変化が懸念される。

2-2 地形・地質

山中湖周辺の地形図および地質図は図2、3に示した。山中湖は1,000mの丘陵に囲まれ、南西側が最も高く、湖の南西約14.5kmには標高3,776mの富士山があり、西

連絡先著者：濱田浩美
Corresponding author :

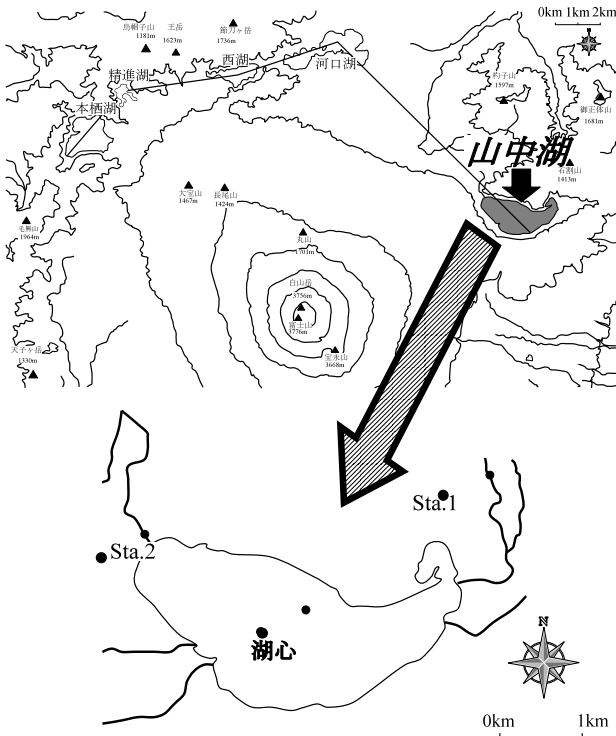


図1 調査地点位置図

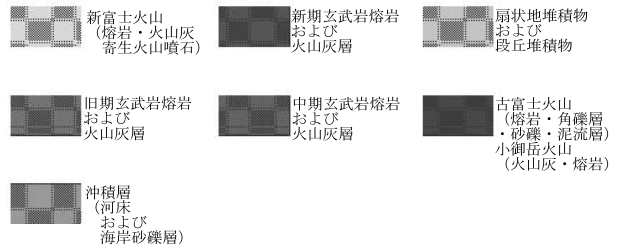
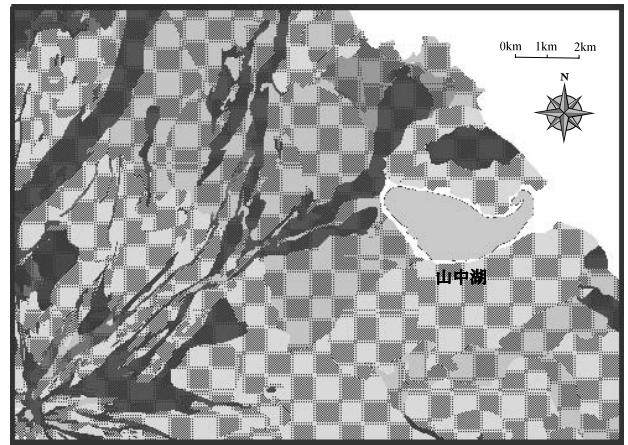


図3 山中湖周辺の地質図

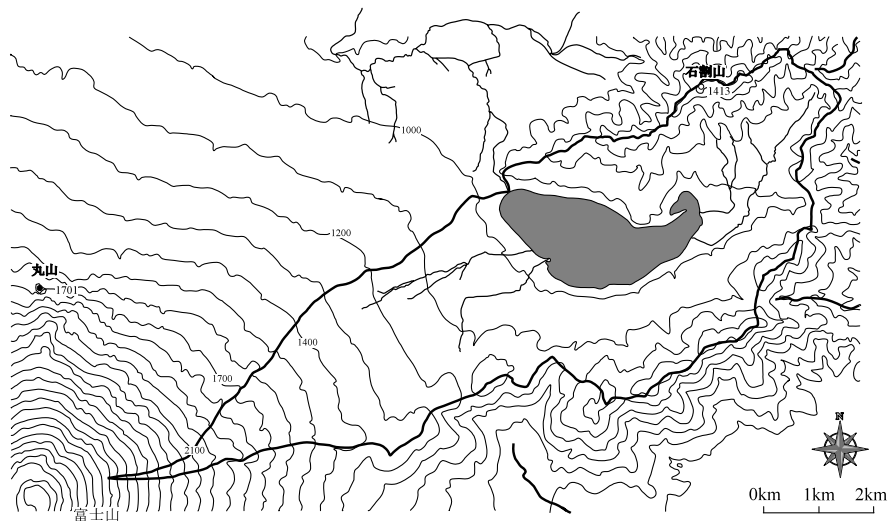


図2 山中湖周辺の地形図と山中湖の集水域図

には標高1,701mの丸山、北東には標高1,413mの石割山が位置し、富士山から稜線が繋がっている。山中湖は、約1500年前に始まった富士山の噴火活動で、937年の鷹丸尾溶岩流が河川を堰き止めて形成したため、新期、中期、後期による玄武岩溶岩がほとんどであり、新期玄武岩溶岩が主体となっている。富士山の裾野は、扇状地堆積物や砂礫層、角礫層によって形成されている。

山中湖は富士山側には透水性の高い新期溶岩が大半を占めるため、湖の保水性は低いと考えられ、特徴のある水収支が考えられる。

3. 研究方法

3-1 現地調査

現地調査は2007年7月15日、7月22日、9月26日、10月27日、11月18日、12月15日、2008年1月19日、2月28日、3月15日、4月17日、6月17日、7月31日、9月11日、9月25日、10月16日、11月13日、12月11日の計17回、全て湖心部において行った。現地調査では水温、水質等の測定時にはHydrolab Co. (U.S.A) 製のQuantaを用いた。また、採水は、Wildlife Supply Co. (U.S.A) 製の採水器Field masterを用いて、2 m毎に行った。

3-1-1 現地測定

a) 山中湖

湖心部における鉛直変化の測定項目は、透明度 (m)・

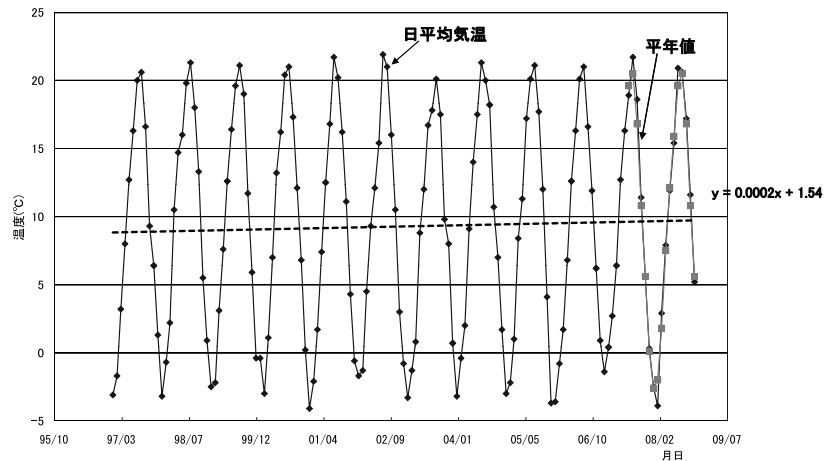


図4 気象庁観測所「山中」の日平均気温と平年値

水温 (°C)・pH・電気伝導度 ($\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$)・溶存酸素量 ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$)・溶存酸素量飽和度 (%)・濁度 (NTU) であった。透明度の測定には、30cm白色セッキー円板を用いた。その他の項目の測定は、Hydrolab Co. (U.S.A) 製のQuantaを用いた。

b) 流入・流出河川

流入河川および流出河川では、水温 (°C)・pH・電気伝導度 ($\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$)・流量 ($\text{L} \cdot \text{sec}^{-1}$) を測定した。

水温・pH・電気伝導度の測定にはWTW (Germany) 製のMultiline P4を使用した。流量の測定にはプライス型小型流速計 (中浅) 製の流速計を用いた。

3-2 室内分析

現地調査にて採水し持ち帰った湖水は、後日、実験室にて濾過をし、SSを求め、イオン濃度分析、pH4.8アルカリ度測定を行った。主要イオン濃度分析には、島津製作所製のパーソナルイオンアナライザPIA-1000を用いた。pH4.8アルカリ度の測定には、0.01Nの硫酸を滴定標準溶液として用いた。試料溶液である湖水25mLの測定前のpHを記録し、滴定を行った。pH4.8になるまでの硫酸の滴定値からアルカリ度を算出した。

算出は以下の式を用いた。

$$X = 0.01 \times F \times 1000 / V \times a$$

$$Y = X \times 50$$

X……酸度 (meq/L)

a……滴定量 (mL)

F……ファクター

V：試料水 (mL) ……25mL

Y……アルカリ度 (mg/L)

この酸標準溶液のファクターを求めるために0.01Nの Na_2CO_3 を用いた。ファクターを算出するためには、以下の式を用いた。

$$F = 25 \times f_1 / x$$

f_1 ……0.01Nの Na_2CO_3 のファクター

x……硫酸の滴定量 (mL)

pHの測定にはWTW (Germany) 製のpH計Multiline P4を用いた。

アルカリ度とは、一定量の試料水を強酸で滴定し、ある一定のpHに達するまでに要する酸の当量数のことで、酸消費量ともいわれる。

3-3 室内作業

3-3-1 諸元データの算出、流域の地形解析

Kashmir3Dおよび国土地理院発行の2万5千分の1地形図「富士吉田」「須走」「御正体山」「駿河小山」を用いて、山中湖の諸元データを計測・算出した。湖の長さ・湖の最大幅・湖岸線の長さ・湖面の面積・湖の最大深度・湖の平均深度・湖の容積・湖の肢節量を算出項目とした。また、同じ図面から集水域を求め、算出した。

3-3-2 気象データの解析と図化

a) 気温・降水量

気象庁観測所「山中」の日平均気温のデータと平年値のデータを用いて作成した変化を図4に示した。調査期間の日平均気温と平年値を比較すると、本研究の対象期間の観測データは平年通りの気温であった。平年値は、1979年～2000年のものである。しかし、山中湖地域は地球全体の気温上昇と同じようにわずかであるが、経年的な温度上昇がみられる。

気象庁観測所「山中」の月降水量のデータと平年値のデータを用いて図5に示した。平年値は、1979年～2000年のものである。降水量は平年値よりも20%程度少なかった。

3-3-3 結氷

結氷した年のデータをもとに、積算温度を算出する。秋季循環により、水温が4°Cになった日から結氷した日までの日最高気温と日最低気温の和の合計と、期間内の平均風速の積算値も算出した。これにより、結氷に必要な積算温度を推定し、結氷年を推定することができる。図6には結氷年の推定のための積算温度の変化を示した。

3-3-4 水収支計算

月蒸発散量の推定は、山中湖における月平均気温の値を用いて、Thorntwaite法によって行った。月平均気温がマイナスとなる1、2月においては、降水はほとんどが降雪によるものであり、雪氷として集水域に溜まると考え、蒸発散量は0mmとした。月蒸発散量eは以下の式により求められる。

$$e = 1.6(10t/I)^a$$

t：月平均気温 (°C)

I：熱示数

aは次の式により求める。

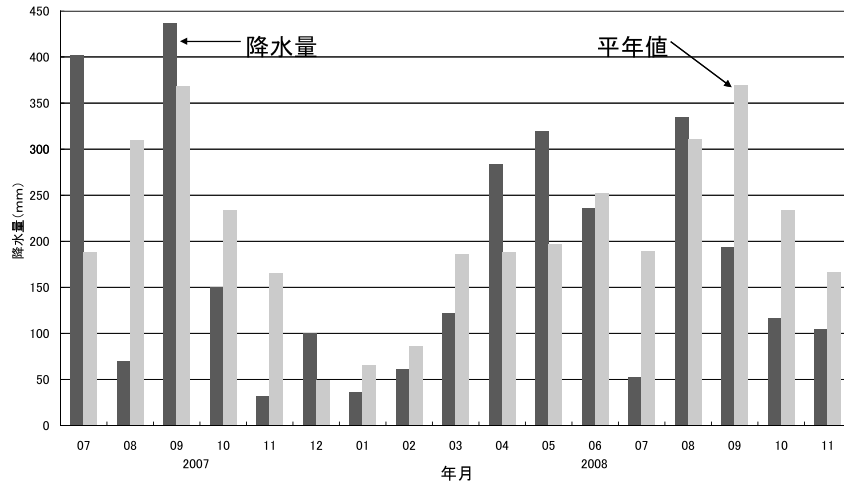


図5 気象庁観測所「山中」の降水量と平年値

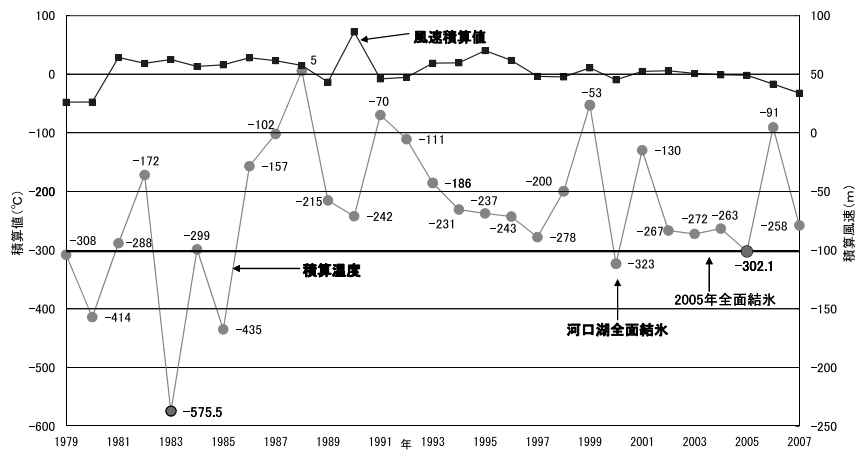


図6 気象庁観測所「山中」の積算温度

$$a = 6.75 \times 10^{-7} \times I^3 - 7.71 \times 10^{-5} \times I^2 + 17.92 \times 10^{-3} \times I + 0.49239$$

また、Iは月示数iの合計であり、月示数iは月ごとに以下の式により求められる。

$$i = (t/5)^{1.514}$$

以上の方法により算出した月蒸発散量を用いて、日蒸発散量を求めた。月蒸発散量を求めた全ての月において、調査期間内を日平均した値を日蒸発散量とした。この値を用いて、地下水流出を求めた。地下水流出とは、漏水である。

地下水流出 = 河川流入 + 地下水流入 + 降雨 - 蒸発量 - 湖からの流出

上記の項目をそれぞれ日単位 (mm・d⁻¹) に変換し、水位として考える。湖流入において、比流量を算出して、最も小さな値を基底流量とし1日の集水量を求めた。

基底流量 × 集水域面積 (湖は除く)

このとき、上記の値は、地下水流入と考えられた。

4. 調査結果

4-1 湖盆形態

湖盆図は図7に示し、湖盆図をもとに算出した湖盆の緒元は、表1に示した。湖盆図の面積を見ると、水深10mの範囲がとても広く、山中湖の北側の5mと10mの等

深線の間隔は狭く、水深5mから崖のように急激に深度が増している。また、南西側からの流入河川近くの湖盆は、東側に浅い部分が見られ、反対に東側からの流入に対しては、河川の地点より東側の湖底に浅い部分が見られる。このことは、山中湖の西側では反時計回り、東側では時計回りの2つの湖流があると推測できる。

集水域図を図2に示した。集水域は湖の南西の富士山麓まで広がっている。

4-2 水温・水質の鉛直変化

現地調査で得られた測定結果をもとに、湖深部における水温・水質の鉛直変化を図8、9に例として示した。グラフには現地調査において測定した透明度・水温・pH・電気伝導度・溶存酸素飽和度・濁度の値を示した。

2007年9月26日の調査結果は図8に示した。透明度は2.50mであり、水温は表層で23.08℃、湖底にかけて徐々に低下し、湖底は21.13℃を示した。pHは表層で7.82、5.5mまで徐々に増大し、湖底に近くなるに従い小さくなり、湖底ではpH6.68であった。電気伝導度は表層から7.5mまで89μS・cm⁻¹で一定であり、湖底では107μS・cm⁻¹と高くなった。

溶存酸素飽和度は表層で105.3%、水深5.5mまで100%以上で、4.0mの108.8%が最高値を示し、その後急激に減少し、湖底ではほぼ0%を示した。

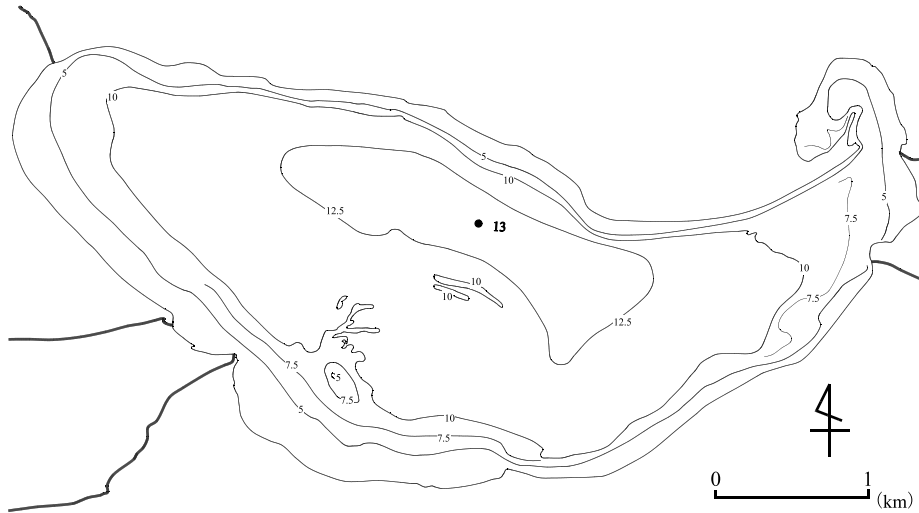


図7 山中湖の湖盆図（国土地理院2.5万分の1地形図「山中湖」より作成）

表1 山中湖の諸元

湖水面積	6.46km ²
湖岸線長	13.5km
最大水深	13.5m
容積	0.069km ³
湖水面標高	982m

この時期、山中湖は水温では顕著な成層は見られないが、DOをみると強固な夏季停滞期を示し、8m以深の底層水は長期間に渡り、酸素の供給がなかったことを示す。そのため、湖底付近は無酸素層による還元状態になり、湖底から1mは酸化還元電位がマイナスを示している。湖底付近は還元状態により、底泥から鉄やマンガンなどが溶出しており、電気伝導度やpHに大きな変化を示している。

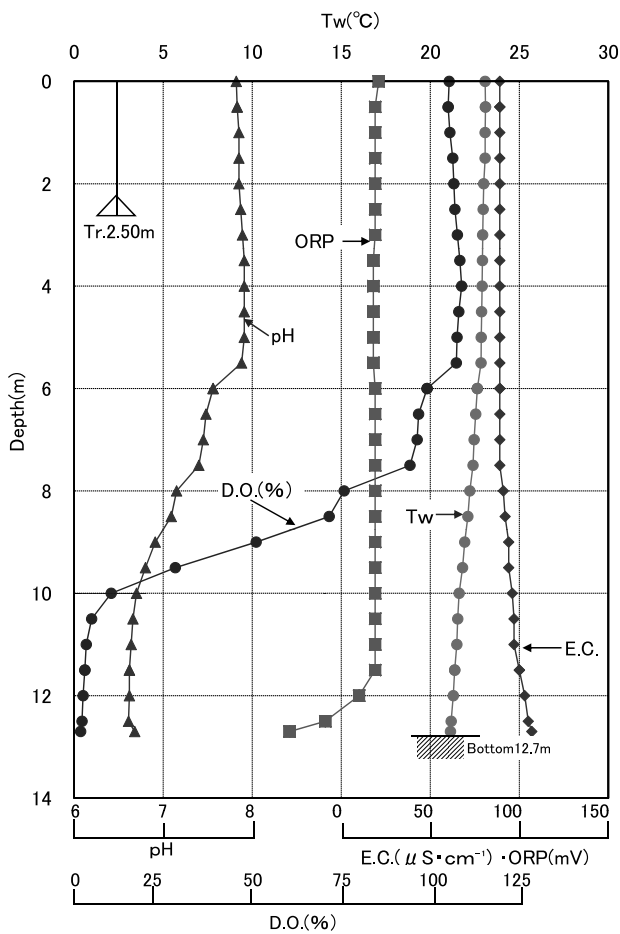


図8 湖心部における水温・水質の鉛直分布
(2007年9月26日)

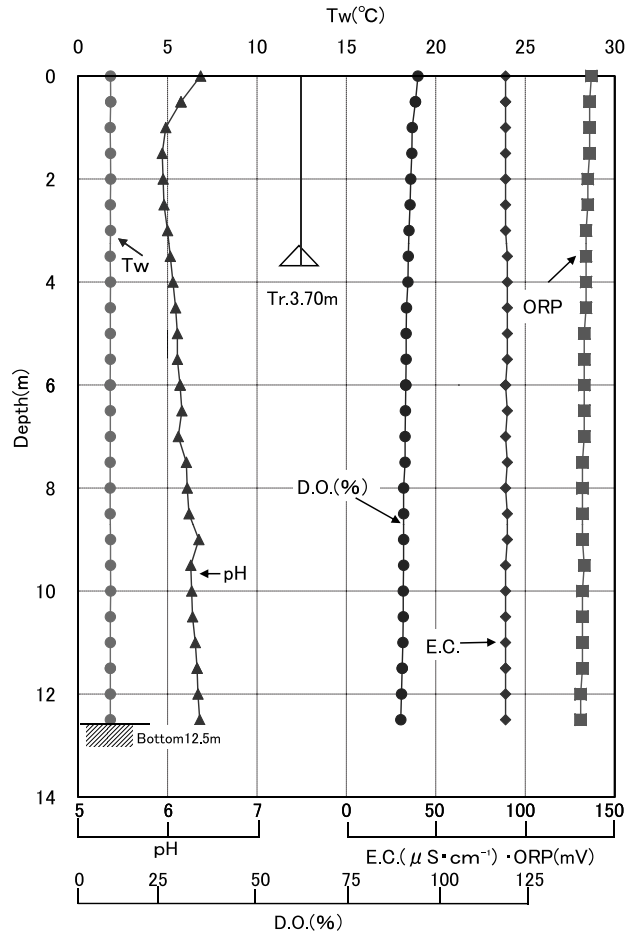


図9 湖心部における水温・水質の鉛直分布
(2008年2月28日)

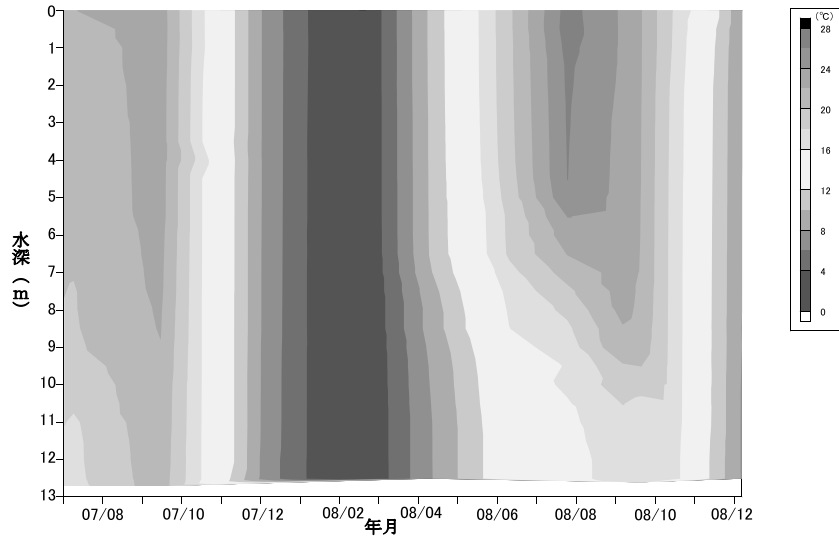


図10 湖心部における水温の季節変化

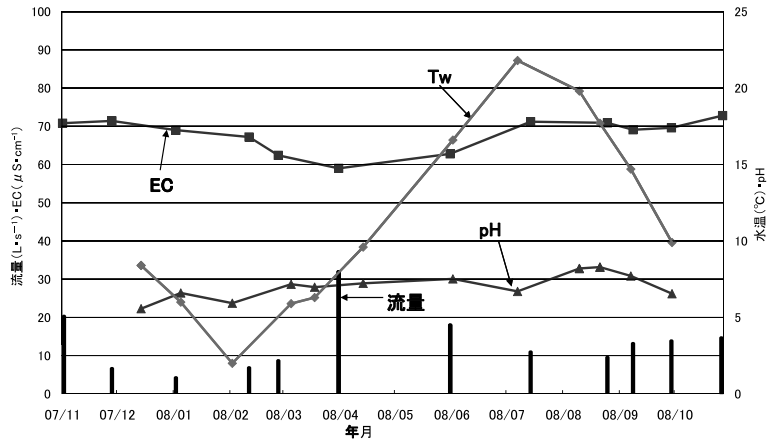


図11 流入河川 (Sta. 1) の水温・水質・流量の季節変化

この結果から、山中湖は中栄養湖から富栄養湖の段階に達していると推定される。

2008年2月28日の調査結果は図9に示した。透明度は3.70m、表層の水温は1.81°C、電気伝導度 $89\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ で、表層から湖底までほとんど差がない。pHは表層6.37で、水深1.5mまで小さくなるが、その後大きくなる傾向のあり、湖底では、表層とほぼ等しく、pH6.36となっている。溶存酸素飽和度は表層95.0%で、湖底90.2%となり、緩やかに減少している。

10月末には湖底の無酸素層が解消され、それ以降、秋季循環期が継続していると考えられ、この循環は4月上旬まで続くと考えられる。このことから、山中湖では冬季成層は認められず、夏季の成層が形成され始めるまで秋季循環が継続していることがわかった。

4-3 水温・水質の季節変化

4-3-1 湖心部における水温・水質

水温は、2008年2月に最低気温1.81°C、2008年7月に最高気温26.98°Cを記録した。平均水温は、15.69°Cであった。電気伝導度は、春季・夏季に $80\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ 前半、秋季・冬季に $80\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ 後半～ $90\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ 前半の値を示している。pHは、秋季循環の時期が最も高く、湖岸の降雪が融雪し始めた、春季循環の時期が最も低い値を

示している。

溶存酸素飽和度は2008年1月に最低の85.4%、2008年7月に最高の105.9%を記録した。

なお、図10に湖心部における水温の季節変化を示した。この図を見ると山中湖は夏期のみ成層する年1回成層年1回の循環湖であることがわかる。

4-3-2 周辺河川の水質・水質

a) 流入河川

流入河川は全て伏流してしまうため、通常、枯渇している。そのため、伏流前の上流まで上り、観測を行った。流入河川における水温・水質の季節変化を図11に示した。水温は、2008年1月に最低気温2.0°C、2008年7月に最高気温21.8°Cを記録した。年間平均水温が11.55°Cである。電気伝導度は平均 $68\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ であり、大きな変化は見られなかった。pHは平均7.0であるが、2007年11月に5.57、2008年9月に8.29であり、変化が大きい。

b) 流出河川

流出河川における水温・水質の季節変化を図12に示した。

2008年2月と3月は欠測した。水温は、2008年1月に最低気温5.0°C、2008年7月に最高気温27.3°Cを記録した。年間平均水温が16.52°Cである。同時期の流入河川の平均水温、湖心表面の平均水温よりも高い値を示した。

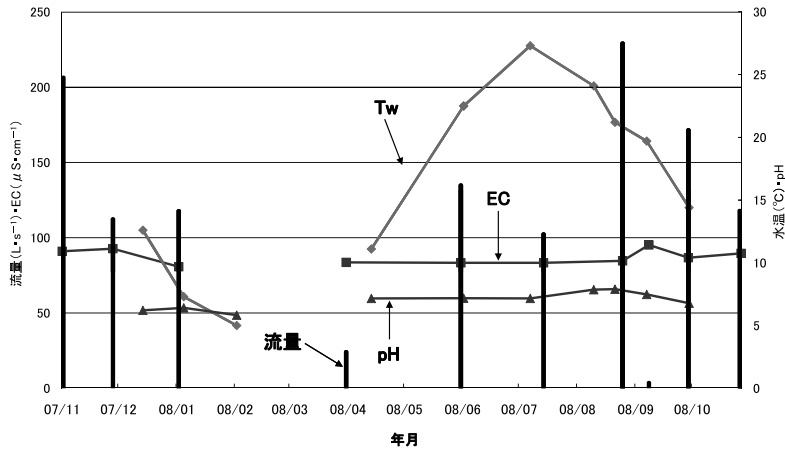


図12 流出河川 (Sta. 2) の水温・水質・流量の季節変化

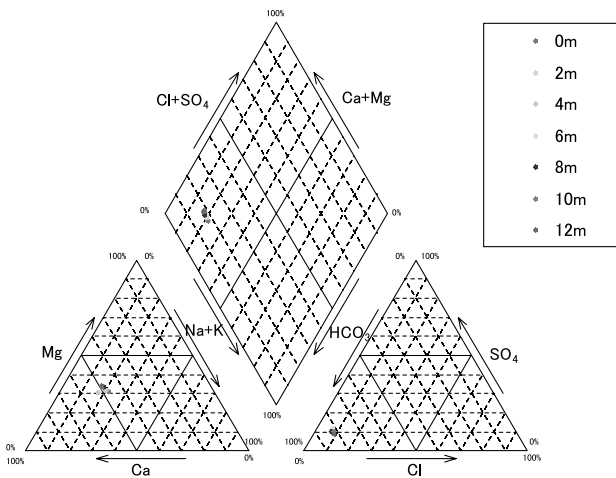


図13 トリリニアダイアグラム (2007年9月26日)

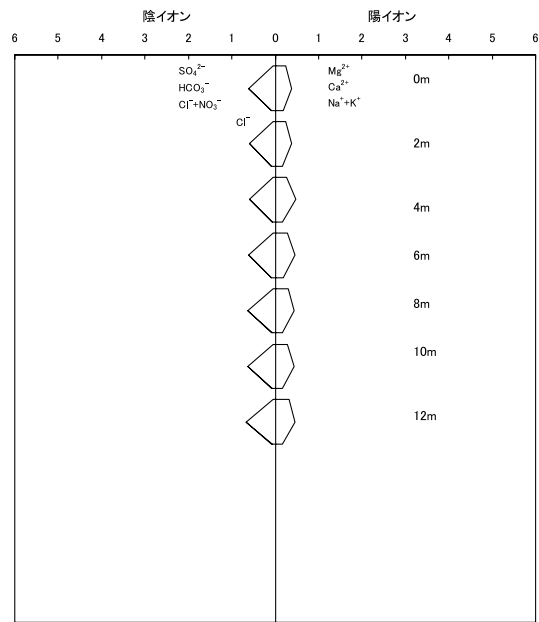


図15 ヘキサダイアグラム (2007年9月26日)

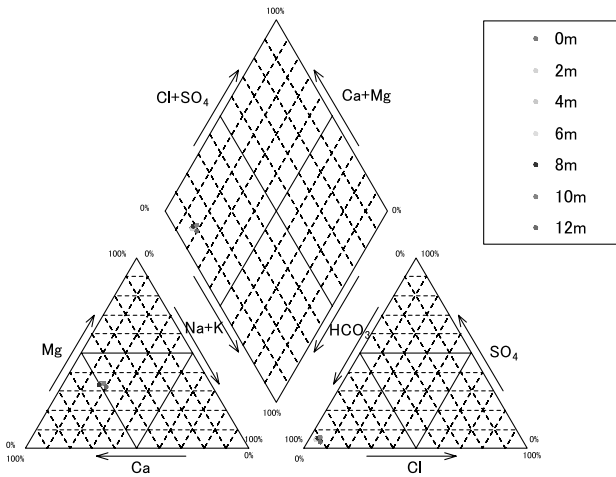


図14 トリリニアダイアグラム (2008年2月28日)

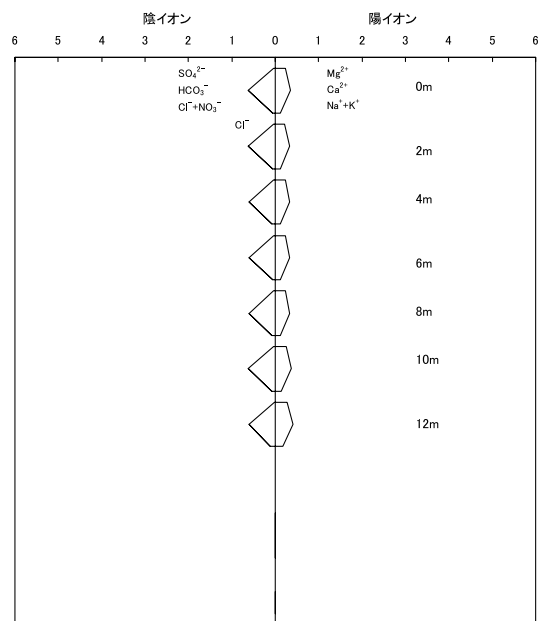


図16 ヘキサダイアグラム (2008年2月28日)

電気伝導度は平均 $87\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ であり、2008年9月には $95\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ と高い値を示した。pHは平均6.99であった。2007年11月に6.21と低い値を示した。

4-4 主要イオン濃度分析

図13～図16に代表的なトリリニアダイアグラム、ヘキサダイアグラムを示した。水質組成をみると、トリリニアダイアグラムでは、年間を通して山中湖は $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$

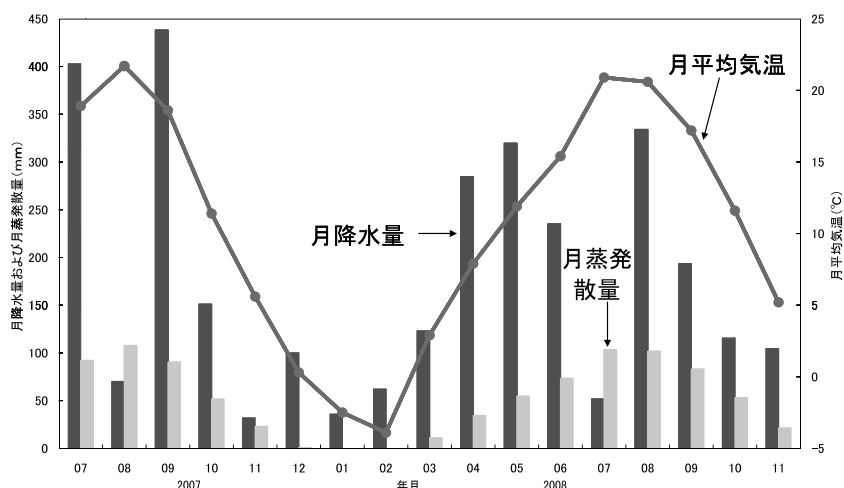


図17 月降水量と月蒸発散量と月平均気温

表2 地下水流出と地下水流入

	日数	地下水流出	湖からの流出量	河川からの流入量	地下水流入	降雨	蒸発量	漏水
2007/11/18	26	0.06	2.10×10^{-3}	1.74×10^{-4}	3.17×10^{-3}	0.42	0.37	—
2007/12/15	35	2.79	1.55×10^{-3}	7.20×10^{-5}	3.17×10^{-3}	2.80	0.01	0.54
2008/1/19	40	2.25	5.16×10^{-4}	8.00×10^{-5}	3.17×10^{-3}	2.25	0.00	—
2008/2/28	16	2.50	0	1.13×10^{-4}	3.17×10^{-3}	2.81	0.31	0.25
2008/3/15	33	7.19	1.58×10^{-4}	2.69×10^{-4}	3.17×10^{-3}	7.92	0.74	4.93
2008/4/17	61	6.60	1.48×10^{-3}	2.86×10^{-4}	3.17×10^{-3}	8.40	1.80	4.35
2008/6/17	44	1.27	1.52×10^{-3}	1.77×10^{-4}	3.17×10^{-3}	4.32	3.05	—
2008/7/31	42	5.64	1.79×10^{-3}	1.43×10^{-4}	3.17×10^{-3}	8.80	3.16	3.38
2008/9/11	14	6.88	3.09×10^{-3}	1.28×10^{-4}	3.17×10^{-3}	9.64	2.77	4.62
2008/9/25	21	3.37	1.67×10^{-3}	1.83×10^{-4}	3.17×10^{-3}	5.38	2.02	1.11
2008/10/16	28	0.12	2.00×10^{-3}	1.91×10^{-4}	3.17×10^{-3}	1.41	1.29	—
2008/11/13								

(単位は全て $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)

型に属し、ヘキサダイアグラムでは、年間を通して中間領域型に属することがわかった。Ca(HCO₃)₂型も中間領域型も日本の循環性地下水によく見られるパターンである。石灰石地域の地下水や河川水および伏流水に多い。

4-5 月降水量と月蒸発散量と月平均気温

月降水量と月蒸発散量と月平均気温の関係を図17に示した。月蒸発散量が最も多いのは2007年8月で107.8 mmであり、月蒸発散量が0となったのは2008年1月、2月であった。蒸発散量は2007年12月に0.8mm、2008年3月に11.1mmと極めて少なかった。2007年8月と2008年7月は月蒸発散量が月降水量を上回る値となった。

4-6 地下水流入と地下水流出

地下水流入と地下水流出の関係を表3に示した。現地調査で得られた測定結果をもとに、地下水流出を計算により算出した。

基底流量×集水域面積（湖は除く）

上記の式より地下水流入は $0.003 \text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ であると考えられる。これを用いて地下水流出を算出した。蒸発散

量の無い期間を地下水流出の基底流量とし、その値は2.25となった。

4-6-3 漏水量の推定

漏水量の推定には下記の式が得られる。

地下水流出 - 基底流量

2007年11月～12月、2008年6～7月、2008年10～11月の期間は漏水が極めて少ない。2008年3月～4月の期間が最も漏水が多い期間であった。

5. 考 察

5-1 水温・水質の鉛直変化

5-2-1 春季（2008年4月）

調査結果をみると3月が春季と考えられるが、3月は現地調査の結果がないため4月のデータから推測することができる。4月になると水温は4℃より高くなるが、表層と湖底ではほぼ変化がみられない。このことは10月中旬以降、循環期が継続していることを示した。4月は循環がほぼ終わり、水温と溶存酸素飽和度は表層と深層で少しの差が認められ、夏季成層期の始まりを示す。

pHは底に向かい徐々に増加している傾向が見られるが、その他の項目は変化がみられなかった。

5-2-2 夏季(2007年7月・8月・9月・2008年6月・7月・8月・9月)

夏季の水温は表層から水深5～9m付近までは一定の値を示し、その下では湖底に向かって下がる傾向がみられた。これは表層が日光の熱で温められ、その温められた湖水が風によって一定の水深までかくはんされているためと考えられる。表層は7m付近で、躍層は水深7～11m付近に形成されていた。pHは5～7m位までは上昇し、そこから湖底までは下降する傾向がみられた。pHの上昇は、植物プランクトンが活発な光合成を行い、二酸化炭素が消費されたためである。これに対し、湖底でのpHの減少は、バクテリアなどの分解者が有機物や死骸等の沈殿物を分解するために二酸化炭素の消費量が増加すること、湖底付近の酸素が欠乏し、底泥から酸性物質が溶出してくるためと考えられる。

溶存酸素飽和度は、5～7m付近まで高い値を示し、それ以深、急速に減少する。表層が高いのは大気からの補給、5～7m層は、植物プランクトンが活発に光合成をしているため、酸素が生産され、溶存酸素飽和度が高くなっている。これに対し、湖底では、バクテリアなどの分解者が有機物や遺骸等の有機物の分解、動物やバクテリアの呼吸に酸素を消費し、酸素が減少するため、溶存酸素飽和度が減少したと考えられる。

太陽光というのは透明度の約2倍の深さである補償深度まで到達するため、山中湖では植物プランクトンが活発に光合成できるのは、5～9mまでなので、植物プランクトンの影響であることがわかる。山中湖は表面積が大きい水深が浅いため、風の影響を受けやすいと考えられる。

5-2-3 秋季(2007年10月・11月・12月・2008年10月・11月・12月)

秋季の水温・水質は表層から湖底までほぼ一定である。これは、外気によって冷やされた表面の湖水が下降し、風による攪拌も合わせて湖水全体が循環しているからだ推定できる。湖底で電気伝導度の値が少し高くなっているのは、この付近の水体が長期間嫌気的の状態におかれ、湖泥から鉄イオンなどの金属イオンが溶出したためだと考えられる。

2007年10月～12月にはみられないが、2008年10月～12月ともに、pHが徐々に上がり、溶存酸素飽和度が徐々に減少していることが読み取れる。2008年は2007年と比較して、水温が少し高い。

5-2-4 冬季(2008年1月・2月)

冬季の水温・水質は表層から湖底までほぼ一定で、冬季には逆列成層を形成する湖沼が存在するが、本湖沼は成層を形成せずに循環が継続することがわかった。2007年1月に部分結氷し、表面が0℃、湖底が4℃であったことを仮定すると、逆列成層を形成したと考えられ、この時期が冬季停滞期であったと考えられる。

5-3 積算温度による結氷解析

2005年度に22年ぶりの全面結氷を観測したことがわかっている。よって、1983年度も全面結氷したというこ

とも明らかである。図6に示した積算気温の変化をみる限り、1985年度と2000年度は2005年度の積算水温よりも低いので、全面結氷しているはずなのだが、全面結氷していない。しかし、1985年度・2000年度ともに、部分的に結氷しなかったが、ワカサギ釣りができるほど結氷したという記録がある。2000年度に至っては、河口湖が十数年ぶりに全面結氷した。

以上のことより、厳密には断言できないが、ほぼ全面結氷を全面結氷に含めるとすると、積算水温-300℃以下で全面結氷すると推定できる。

5-6 水収支

a) 年間流入・流出

山中湖は、流入河川が4本あるが、伏流してしまうため、直接河川には流れ込んでいない。また、流出河川は1本しかない。降水の多い月に、流出河川の流量が多い。しかし、流出河川の流量は1日の集水量に比べ、多いわけではない。地下水流入と地下水流出が、山中湖においての水収支に大きな役割を果たしていると考えられる。水収支の計算結果は図18に模式図として示した。流入河川からの流入は地下から行われることがわかった。降水が少ない時期と、流出河川からの流出が枯渇する時期が、2～3ヶ月ずれている。このことは、地下水として湖に流入するまでに、2～3ヶ月遅延していると考えられる。

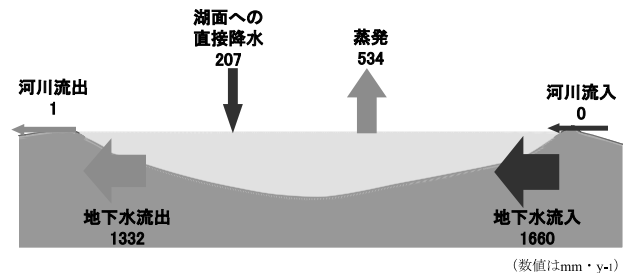


図18 山中湖における水収支

b) 漏水量の予測

山中湖は、一日の集水量に対して蒸発散量など差し引いても、流出河川の流量、地下水流出量が少ない。これらのことより、広域で漏水があると考えられる。降水の多いとき漏水深も増加するという関係がみられた。しかし、漏水が極めて少ないと考えられる月もあった。

6. まとめ

- 1) 山中湖は、現地での湖心部における測定結果より、夏季成層期・秋季循環期の年1回成層、年1回循環の湖沼であることがわかった。夏季成層期は4月頃から始まり、躍層を形成し、10月上旬まで続くことが認められた。
- 2) 秋季循環期には植物プランクトンの活動や湖泥の上昇により、pHの値が高くなることがわかった。また、融雪がある4月頃にpHの値が最も低くなることもわかった。
- 3) 蒸発散量が降水を上回るのは年に1度しかなく、一方、降水が蒸発散量を大きく上回ることが多い。これらより、降水が流入量に大きく影響していることがわ

かった。

- 4) 山中湖が全面結氷するためには積算温度約 -300°C 必要であるということがわかった。正確な結氷予測を行うには長期的なモニタリングが必要である。
- 5) 地下水流入には2～3ヶ月の遅延が考えられた。また、山中湖では、地下水流入・地下水流出が水収支的に大きな役割を果たし、流域の地質の透水性が高いため、伏流しやすいことより、漏水は広範囲であると考えられる。

謝 辞

本研究において資料の提供を頂きました気象庁、国土交通省の皆様、ここに記して心より御礼申し上げます。またご協力いただきました、山口剛正さん、森田沙織

さん、高橋千尋さん、稲見真耶さん、行方春菜さん、竹内弥生子さん、勝又大樹さん、菊池永さん、近藤智子さん、千葉大学山中寮の田村さんにも、この場を借りて御礼申し上げます。

参考文献

- 半谷高久・小倉紀雄 (1995)：第3版 水質調査法，丸善
西條八東・三田村緒佐武 (1995)：新編湖沼調査法，講談社サイエンティフィク
日本分析化学会北海道支部 (2005)：水の分析 (第5版)，
 化学同人
市川正巳 (1986)：水文学の基礎 (第5版)，古今書院