

陸水物理学会誌

Journal of the Japanese Society of Physical Hydrology

第2巻 第1号

2020年12月



陸水物理学会

The Japanese Society of Physical Hydrology

陸水物理学会誌

第2巻 第1号 2020年12月

目次

巻頭言	北岡豪一 ...	1
論文		
山岳湖沼における結氷現象と気候変動との関係	知北和久, 大八木英夫, 牧野 昌, 漢那直也, 刀根賢太, 坂元秀行, 波多俊太郎, 安藤卓人, 白井裕子 ...	3
短報		
箱根山の火山活動と周辺河川・降水の水質について	堀内雅生, 小寺浩二 ...	15
論文		
青森県・青池の呈色に関する研究：モデルの精緻化	花石竜治, 大坂直人, 知北和久 ...	25
会務報告		47
投稿規程		49
執筆要領		51
査読規程		55
編集後記		58

表紙画の説明：

2019年度信濃大町大会巡検「立山黒部アルペンルート」の中間地点室堂平で撮影された雪化粧した立山三山の遠景写真（前景は山岳遭難者慰霊碑）をモザイク調に加工した画像

巻頭言 (Foreword)

大事なこと

北岡豪一¹

陸水物理は、自然科学に根差しているが、環境問題など、周辺の科学と互いに関連し合っている。養老孟司は、「いちばん大事なこと」(集英社新書, 2003)という本の中で、自然と人工, 人間と環境, 身体と意識という視点から環境論を展開している。われわれの身体は1億以上の生物が棲みついている生態系であり、身体の7割を占める水は、川と同じようにたえず入れ替わり、構成する物質も入れ替わっている。人間の体は自然に属している。

医学は人体という自然を扱うが、わが陸水物理は人体よりもはるかに大きい自然を相手にしている。自然を相手にするとき、単純化して答えを求め、分かったような気になることがあるが、実はそれは本当の意味では正解ではない。単純化を続けてゆくと、かならずどこかに空白ができるはずである。分からないことをブランクのままにし、何割かが分かればまあこんなことだろうと思って辛抱することが多い。

自然の中で、水はどのように存在し、循環しているのだろうか、それをつぶさに見ようと観測するのであるが、つくづく感じられるのは、自分の考えでは理解できないことや、こちらの論理に反するようなことが観測され、事実として認めざるをえないことがしばしばおこることである。大きな自然が相手だからすぐに答えが出ないのは当然として、辛抱強く努力して観測を続ける。

上記の本に述べられているが、生物の進化の歴史の中でいちばん最後に現れた新参者である人類が自然を完全に理解できるとはとても言えない。科学の歴史を垣間見ると、人間は自然を分かろうとして、いろいろな法則を見出してきたが、自然はいつも人間の手の届かない部分を必ず含んでいる。では、分かるということはどういうことなのだろうか。個人的な感想からいえば、不思議なことが観測されたとき、どうしてだろうと、これまで人間が見出した法則に照らし合わせて

納得できるだろうかという行いをする。たとえば、ニュートンの法則に立脚した説明ができれば安心し、それは美しいことだと考える。しかし、そのようなことを目指そうとしても、いつも大きい壁の存在が感じられる。

自然の川や地下水を定期的にあるいは地域的に観測すると、きれいな規則性や系統性に出会って感激することがある。ダルシーの実験においても、カラムの中の砂の内部では複雑な過程が入り組んでいると考えられるが、カラムから出る水には不思議にもきれいな法則性がみられる。熱伝導や拡散などマクロな現象を記述する法則においても同じようなことが言える。われわれは、そういう経験法則から線形といわれる方程式を作って、自然のシステムを少しでも分かろうとする。しかし、それらは、人間が自然を模して行った実験に基づいているので、適用できる条件の範囲には限りがある。室内実験においても、どう扱っていいのか分からない非線形のものごとの方が多いいわれている。観測されたことに対し、方程式を解いて分かった気になるのは、表層のほんの一部分だけであって、その背後に未知の自然が常にあると考えなければならない。

こう考えると、人間は、自然を相手にする場合、本質的に完全に知ることができないし、まして、予測などできることではない。自然は、崇拝すべきものである。だから、われわれは、自然を尊敬し、謙虚にかつ地道に観測を続け、経験を積み重ねることによってしか、自然を肌で感じられるようにはなれないのかもしれない。環境問題は、自然が相手であるから、予測すべき問題ではないと思われる。養老孟司の本によって、“大事なこと”の一端に気付かされた。

終わりに、本学会の前身である陸水物理研究会において、長い間、ご指導を賜った新井 正先生のご冥福をお祈りいたします。

*1 前 陸水物理研究会会長, 岡山理科大学

原著 (Research Article)

山岳湖沼における結氷現象と気候変動との関係

知北和久¹・大八木英夫²・牧野 昌³・漢那直也¹・刀根賢太⁴・
坂元秀行⁵・波多俊太郎⁶・安藤卓人¹・白井裕子¹

Relations between freezing and climate change in a mountainous lake

Kazuhisa A. CHIKITA¹, Hideo OYAGI², Sho MAKINO³, Naoya KANNA¹,
Kenta TONE⁴, Hideyuki SAKAMOTO⁵, Shuntaro HATA⁶,
Takuto ANDO¹ and Yuko SHIRAI¹

摘要 北海道の火山性カルデラ湖である倶多楽湖（くつたらこ）において、2013年～2016年間に計4回の冬季結氷状態を調べ、気候条件との関係を探った。倶多楽湖は毎年、12月下旬に湖水の全層循環が起こり、その後1月～3月に気象条件に応じた結氷現象が生じる。観測期間中、2015年は暖冬で凍結せず、2013年、2014年、2016年の冬は全面結氷期間がそれぞれ83日、52日、33日と2016年冬が比較的暖かかった。倶多楽湖では、1978～2019年における1～3月平均気温の上昇率は0.0280℃/年（信頼度水準97.0%）と見積もられ、この上昇率に基づく湖氷の成長・融解への影響が検討された。ここでは、全面結氷後の雪・氷・水の三層における熱収支を考慮した1次元モデルを適用し、湖氷の厚さの時間変化を再現した。計算された氷厚は2013年と2014年で観測された氷厚とほぼ一致し、熱収支評価が正しいことが裏付けられた。氷厚に対する数値実験の感度を調べるため、10年後に気温が一樣に0.28℃上昇するとした場合の氷厚計算を行った。解析の結果、2013年、2014年、2016年で平均氷厚がそれぞれ、9.1%、57.0%、83.3%減少し、暖冬ほど薄氷化が強いことがわかった。

キーワード 山岳湖沼、結氷、熱収支、気候変動、薄氷化

Abstract Ice-covered conditions of Lake Kuttara, a mountainous lake in Hokkaido, were explored in four winters of 2013–2016. Following the Jan–March mean air temperature (−4.23 °C in 2013, −3.50 °C in 2014, −1.06 °C in 2015 and −2.41 °C in 2016), the lake was completely ice-covered for 83 days, 52 days and 33 days in 2013, 2014 and 2016, respectively, but mostly open in 2015. One-dimensional model for simulating temporal change of ice thickness after complete ice cover was designed by considering the heat budget in three layers of snow, ice and water. Simulated ice thicknesses were very reasonable to observed ones in 2013 and 2014. For detecting a sensitivity of the numerical simulation, the ice thickness under condition of +0.28 °C in air temperature after a decade was calculated for 2013, 2014 and 2016. Calculated mean ice thicknesses were by 9.1 %, 57.0 % and 83.3 % smaller than the original ones in 2013, 2014 and 2016, respectively. The ice thinning thus prevails in relatively warm winter.

Keywords Mountainous Lake, Ice Cover, Heat Budget, Climate Change, Ice Thinning

1. はじめに

IPCC 第5次評価報告書[1]では、近年の地球温暖化によって水循環の活発化による洪水災害の増加、水循環の偏在化による湿潤地域と乾燥地域の降水量格差の

拡大が指摘され、雪氷圏への影響としては大陸氷河や山岳氷河の縮退、海氷の縮小、永久凍土の融解拡大が上げられている。Magnuson et al. [2]は、北半球の26か所の河川と湖沼について、150年間（1846～1995年）の結氷日と解氷日の記録をまとめ、長野県諏訪湖の19

*1 北海道大学北極域研究センター 〒001-0021 札幌市北区北21条西11丁目 Arctic Research Center, Hokkaido University, Sapporo, 001-0021

*2 南山大学総合政策学部 〒466-8673 名古屋市昭和区山里町18 Department of Policy Studies, Nanzan University, Nagoya, 466-8673

*3 (株)建設技術研究所東北支社 〒980-0811 仙台市青葉区一番町4-1-25 Tohoku Branch, CTI Engineering Co., Ltd., Sendai, 980-0811.

*4 (株)福田水文センター 〒001-0024 札幌市北区北24条西15丁目2-5 Fukuda Hydrologic Center Co., Ltd., Sapporo, 001-0024.

*5 ヒグマ博物館 〒059-0551 登別市登別温泉町のぼりべつクマ牧場 Hokkaido Brown Bear Museum, Noboribetsu, 059-0551.

*6 北海道大学低温科学研究所 〒060-0819 札幌市北区北19条西8丁目 Low Temperature Institute, Hokkaido University, Sapporo, 060-0819.

世紀末以降の結氷日の遅れなど、全体として結氷期間が短縮傾向にあることを指摘している。Kim et al. [3]は、1978~2008年間のマイクロ波搭載衛星 Nimbus-7 の画像解析から、北半球の寒帯~亜寒帯域の河川・湖沼に対し未結氷期間の増減に関する空間分布を得た。この場合、衛星画像の解像度が 125 km と低いため小規模の湖沼での判断は難しいが、我が国では北海道~青森県でこの未結氷期間の長期化が判別できる。それによると、北海道ではサロマ湖、網走湖、能取湖、風蓮湖などのオホーツク海沿岸汽水湖群や屈斜路湖、摩周湖、阿寒湖、倶多楽湖、大沼などの火山性湖沼がその対象に含まれる。火山性湖沼の結氷状態として、屈斜路湖と阿寒湖は毎年全面結氷するが、摩周湖は数年に一度の全面結氷、倶多楽湖は数年に一度の部分結氷または全面開水（全く結氷しない状態）となり、湖沼が置かれている気候条件と湖沼自身の貯熱量変化の違いで結氷状態は様々である。1998年頃から温暖化が起こっていないとする“hiatus”の議論もある[4]。しかし、倶多楽湖に未結氷状態が現れたのは 21 世紀になってからであり、しかもその頻度が次第に増えている[5]。本論文では、現在、平均で 4 年に一度未結氷となる倶多楽湖を対象に、結氷・未結氷の臨界条件を探り、結氷した場合には湖水がどのように成長・融解し、その氷厚変化や結氷期間が気候条件とどのような関係にあるかを明らかにする。

2. 対象領域と方法

2.1. 対象領域

Fig. 1 に倶多楽湖の位置、湖盆図上の観測点（最深点の MD 地点：水深 148 m）、および湖周辺の観測点の位置を示す。倶多楽湖（湖面標高 258 m）は活火山である倶多楽火山の東部にあたり、約 4 万年前の倶多楽火山の噴火で形成された陥没型カルデラ湖である。湖岸形状はほぼ円形で、肢節量は 1.05 である。流出河川を持たない閉塞湖だが、年間の水位変化は最大 1.5 m 程度と小さく、その水位調節は主に地下水流出（流出量約 $0.4 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ）によってなされている[5, 6]。

2.2. 観測方法

2012 年 9 月 2 日に、最深点の MD 地点 (**Fig. 1**) で温度ロガー TidbiT v2（オンセット・コンピュータ社製：測定精度 $\pm 0.2 \text{ }^\circ\text{C}$ ）を鉛直方向に計 33 台係留した。

以来、湖の水温の鉛直分布をモニター観測することで湖の貯熱量変化を長期的に求めた[5]。ここでは、湖水の層厚変化を探るため、30 cm 径の表層ブイに水中錘で鉛直方向に係留した水深 0.2 m, 1.2 m, 2.0 m, 3.0 m, 4.0 m, 5.0 m の温度ロガー記録を用いた。なお、温度ロ

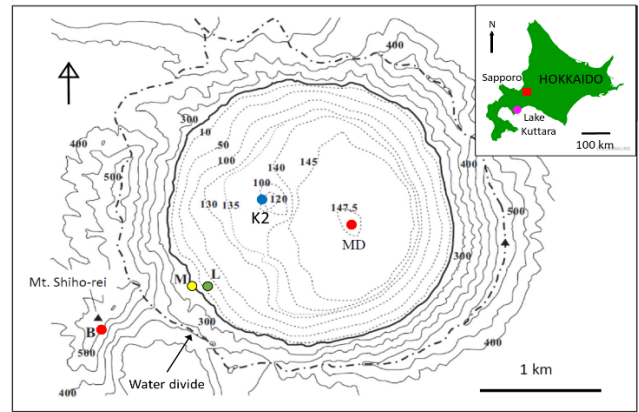


図 1. 北海道・倶多楽湖の位置と湖盆図上および湖周辺の観測点の位置。湖盆図上の数値は水深(m)、湖周辺の数値は標高(m)を表す。

Fig. 1. Location of Lake Kuttara in Hokkaido, and observation sites on the bathymetric map and surrounding topographic map. Numerical values on dotted lines and solid lines show water depth (m) and elevation (m above sea level), respectively.

ガーの検定は、係留中に随時 TCTD プロファイラー（JFE アドバンテック社製；水温と 25°C 電気伝導度の測定精度、それぞれ $\pm 0.01 \text{ }^\circ\text{C}$, $\pm 1 \text{ mS m}^{-1}$ ）を船上から降下させることで行った。また、湖岸の M 地点に米国オンセット・コンピュータ社製気象ステーションを設置し、各気象要素（日射量、風向風速、気温、湿度、気圧）を観測した。また、沖合 L 地点の湖底に圧力ロガー（米国オンセット・コンピュータ社製；測定精度 $\pm 0.3 \text{ cm}$ ）を設置して、同時に測定している気圧との差から水位変化を求めた。いずれも測定間隔は 1 時間である。なお、湖水位は、L 地点の南東 110 m にある国土地理院 1 等基準点（標高 263.682 m）を用い、水準測量により標高(m)に変換した。また、M 地点の気象データに欠測がある場合は、湖の南西 7.2 km にあるアメダス登別地点や同南西 27.3 km にある室蘭地方気象台のデータとの相関関係 ($R^2=0.554\sim 0.989$) から補完した。B 地点（標高 509 m）では、結氷期が近づくと湖面状態を目視とデジタルカメラ撮影で毎日観測し、湖水の湖面被覆率、湖水上積雪の被覆率、完全結氷日、解氷開始日、完全開水日を求めた。また、完全結氷期に入るとスノーモービルで現地入りし、湖水の厚さと氷上積雪深を測定した。同時に、完全結氷時の湖水の安定状態を知るため、MD 地点または K2 地点で氷上から TCTD プロファイラーを下ろし、湖水下の水温と 25°C 電気伝導度（または塩分）の鉛直分布を求めた。これは、湖水の安定度は湖水下の温度分布と密接に関係があるためである[7]。完全結氷後の湖水上積雪深の経日変化は、完全結氷日以後のアメダス登別地点の日最深積雪データを適用した。なお、M 地点とアメダス

登別地点との間には、日雨量について相関係数 $R = 0.967$ ($p < 0.001$) の高い相関があり、降雪量についても同様に議論できると判断した。また、気温・降水量・風速の長期トレンドは、アメダス登別地点や室蘭地方気象台の 1978～2019 年データを利用し検討した。

2.3. 湖氷の成長と融解に関する計算方法

B 地点で湖面の完全結氷が確認された後の湖氷の成長と融解について、水平方向は均質として、Fig. 2 のように積雪、湖氷、湖水の三層構造を考え、次の熱伝導方程式に基づいて湖氷の厚さ h_i (m) の時間変化を求めた。

積雪内と氷内の温度 T (°C) の分布に関する一次元熱伝導方程式は、

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho c T) = \frac{\partial}{\partial z}(\kappa \frac{\partial T}{\partial z} - S_{in}) \quad (1)$$

但し、 t : 時間、 z : 鉛直座標 (上向きを正)、 ρ : 密度 (kg m^{-3})、 c : 比熱 ($\text{J kg}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$)、 κ : 熱伝導率 ($\text{J m}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$)、 S_{in} : 透過光の日射量 (W m^{-2}) である。

(1) 式の境界条件として、積雪表面で、

$$\kappa \frac{\partial T}{\partial z} = Q_{sa} = Q_0 + M \rho_s L_s \frac{dh_s}{dt} \quad (2)$$

積雪～氷の境界面では、

$$\kappa \frac{\partial T}{\partial z} = Q_{is} \quad (3)$$

氷～水の境界面 ($T = T_{wi} = 0 \text{ } ^\circ\text{C}$) で、

$$\kappa \frac{\partial T}{\partial z} = Q_{wi} = Q_w + \rho_i L_i \frac{dh_i}{dt} \quad (4)$$

ここで、 Q_{sa} : 大気～積雪境界面での熱流束 (W m^{-2})、 Q_0 : 積雪表面が大気から受ける正味の熱流束 (W m^{-2}) (ここでは、積雪表面温度 $T_s = 0 \text{ } ^\circ\text{C}$ のとき積雪表面での雪の融解潜熱流束、 $T_s < 0 \text{ } ^\circ\text{C}$ のとき積雪中の熱流束になる)、 Q_{is} : 氷～積雪境界面での熱流束 (W m^{-2})、 Q_{wi} : 氷底面での熱流束 (W m^{-2})、 Q_w : 湖水から氷底面への熱流束 (W m^{-2})、 M : 定数 ($T_s = 0 \text{ } ^\circ\text{C}$ で $M = 1$ 、 $T_s < 0 \text{ } ^\circ\text{C}$ で $M = 0$; 積雪表面は $T_s < 0 \text{ } ^\circ\text{C}$ では融解せず、 $T_s = 0 \text{ } ^\circ\text{C}$ のときのみ融解)、 ρ_s, ρ_i : それぞれ雪と氷の密度 (kg m^{-3})、 L_s : 雪の融解熱、 L_i : 氷の融解熱または凝固熱 ($= 3.35 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$)、 h_s, h_i : それぞれ積雪深と氷厚 (m) である。ここで、積雪

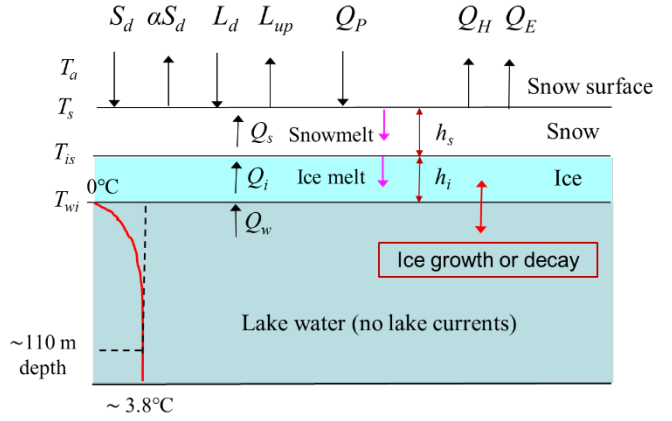


図 2. 熱収支に基づく湖氷の成長・融解モデル。左の赤線は湖水下のおおまかな水温分布を示す。記号は本文を参照。

Fig. 2. Physical model of ice growth or decay based on the heat budget at snow surface. The red line on the left indicates a vertical distribution of water temperature below ice roughly depicted. See the text for the symbols.

中の熱流束 Q_s 、氷体中の熱流束 Q_i とすれば、(2)(4)式は近似的に次式で表せる：

$$Q_s = Q_0 + M \rho_s L_s \frac{dh_s}{dt} \quad (5)$$

$$Q_i = Q_w + \rho_i L_i \frac{dh_i}{dt} \quad (6)$$

ここで熱平衡を考え、 $Q_s = Q_i$ とすれば、(5)(6)式から、

$$\rho_i L_i \frac{dh_i}{dt} = Q_0 - Q_w + M \rho_s L_s \frac{dh_s}{dt} \quad (7)$$

(7)式が最終的な湖氷の厚さ h_i を求める式で、ここでは時間ステップ $\Delta t = 86400$ 秒として、次の(8)式を使って、一日ごとの湖氷厚の増減を計算した：

$$h_i(t + \Delta t) = h_i(t) + \frac{\Delta t}{\rho_i L} (Q_0 - Q_w + M \rho_s L \frac{\Delta h_s}{\Delta t}) \quad (8)$$

ここで、 $L = L_i = L_s$ とした。(8)式では、 Q_0, Q_w は日平均値として扱っており、これに対応して、Fig. 2 の気温 T_a 、積雪表面温度 T_s 、積雪底面～氷上面の境界温度 T_{is} 、氷底面～湖水の境界面温度 T_{wi} は日平均値 ($^\circ\text{C}$) を与えた。積雪表面での熱流束 Q_0 は、次式のように放射項 R_n

と非放射項 Q_E, Q_H で表せる：

$$Q_0 = R_n - Q_E - Q_H \quad (9)$$

$$\begin{aligned} R_n &= K^* + L^* \\ &= (1 - \alpha)S_d + L_d - L_u \\ &= (1 - \alpha)S_d + L_d - \varepsilon\sigma T_s^4 \end{aligned} \quad (10)$$

ここで、 K^*, L^* ：それぞれ正味の太陽放射量と長波放射量、 S_d ：太陽放射量、 α ：アルベド、 L_d, L_u ：それぞれ下向き、上向き長波放射量、 Q_E ：潜熱流束、 Q_H ：顕熱流束、 σ ：ステファン-ボルツマン定数($=5.670 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$)、 T_s ：積雪表面温度(K)、 ε ：平均放射率、である。(10)式のアルベド α は、湖氷上に雪がある場合の日平均値として、山崎[8]に従い降雪後の経過日数に応じて変化させた。先ず、降雪直後のアルベドの最大値 α_{max} として、

$$\begin{aligned} \alpha_{max} &= -0.12T_a + 0.76 \quad (T_a > -1.0 \text{ }^\circ\text{C}) \\ &= 0.88 \quad (T_a \leq -1.0 \text{ }^\circ\text{C}) \end{aligned} \quad (11)$$

ここで、 T_a ：日平均気温 ($^\circ\text{C}$) である。このとき、降雪後 n 日のアルベド α_n は、

$$\alpha_n = (\alpha_{n-1} - \alpha_{min}) \cdot \exp(1/k) + \alpha_{min} \quad (12)$$

$$\begin{aligned} k &= -4.9T_a + 4.5 \quad (T_a \leq 0.1 \text{ }^\circ\text{C}) \\ &= 4.0 \quad (T_a > 0.1 \text{ }^\circ\text{C}) \end{aligned} \quad (13)$$

ここで、アルベドの最小値 $\alpha_{min} = 0.4$ 、である。表面が氷の場合は、 $\alpha = 0.4$ (一定) とした。

(10)式の太陽放射量 S_d は、太陽の南中時の値は基本的に **Fig. 1** の M 地点での観測値を用いた。しかし、本来は湖全体での太陽放射量を知る必要があり、この時には、湖周囲のカルデラ壁による遮蔽効果を考慮した。このため、ここでは湖央の位置での毎日の太陽軌道を 1 年間にわたって求め、カルデラ壁の遮蔽効果 (遅い日の出、早い日没) を考慮した可照時間を求めた。倶多楽湖の場合は、季節を問わず約 90 分遅い日の出、約 90 分早い日没が起こると判断された。得られた可照時間を元に M 地点の S_d 値を補正し、最終的に湖央における日平均太陽放射量と日照時間を求めた。

下向き長波放射量 L_d は、近藤[9]に従い快晴時の下向き長波放射量 L_{df} を求め、次式から算定した：

$$L_d = \sigma T_m^4 \left\{ 1 - \left(1 - \frac{L_{df}}{\sigma T_m^4} \right) A \right\} \quad (14)$$

$$A = \frac{1 - (L_d / \sigma T_m^4)}{1 - (L_{df} / \sigma T_m^4)} \quad (15)$$

ここで、 T_m ：日平均気温(K)、である。(14)式の A は雲の効果を表す係数で、ここでは日照時間 $N(\text{h})$ と可照時間 $N_0(\text{h})$ の比である日照率 $B = N/N_0$ の関数として、次式によって求めた：

$$A = 0.826B^3 - 1.234B^2 + 1.135B + 0.298 \quad (0 < B \leq 1) \quad (16)$$

$$= 0.2235 \quad (B = 0) \quad (17)$$

(10)式の上向き長波放射量 L_u を数値的に得るため、 T_s の値を求めた。また、潜熱流束 Q_E 、顕熱流束 Q_H についても、次のバルク式を使って求めるため、ここでも T_s および T_s に対する飽和水蒸気圧 $e_0(\text{Pa})$ を求めた：

$$Q_H = (c\rho_a a_H u_z) \cdot (T_s - T_a) \quad (18)$$

$$\begin{aligned} Q_E &= l\rho_a \cdot (a_E u_z) \cdot (q_0(T_s) - q_z) \\ &\cong l\rho_a \cdot (a_E u_z) \cdot \{(1 - r)q_0(T_s) + \delta \cdot (T_s - T_a)\} \end{aligned} \quad (19)$$

ここで、 c ：空気の定圧比熱($\text{J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$)、 ρ_a ：空気密度 (kg m^{-3})、 a_H, a_E ：それぞれ顕熱、潜熱に関する無次元バルク輸送係数、 u_z ：高さ z での風速(m s^{-1})、 l ： $T_s = 0 \text{ }^\circ\text{C}$ のとき蒸発の潜熱または $T_s < 0 \text{ }^\circ\text{C}$ のとき昇華の潜熱 (J kg^{-1})、 r ：相対湿度、 $q_0(T_s)$ ： T_s での飽和比湿、 q_z ：高さ z での比湿、 $\delta = dq_0/dT|_{T=T}$ ：気温 $T(^\circ\text{C})$ に対する飽和比湿曲線の $T=T$ での傾き、である。ここでは、**Fig. 1** の M 地点で湖面からの測定高度 $z = 3 \text{ m}$ として、気温、相対湿度、比湿、風速の日平均値を与えた。なお、(18)(19)式における無次元バルク輸送係数 a_H, a_E は、中立大気を仮定して $a_H = a_E$ とし、近藤[10]を参照して、風速・気温・比湿の対数分布を仮定して高さ $z = 3 \text{ m}$ で $a_H = a_E = 1.5 \times 10^{-3}$ (一定) として与えた。

積雪表面温度 T_s は、山崎[8]の方法に従い、(10)式において T_s^4 を T_a の周りで級数展開して、その一次をとり、(9)(10)(18)(19)式に基づく次式を用いて決定した：

$$T_s = T_a + \frac{C}{D} \quad (20)$$

$$\begin{aligned} C &= (1 - \alpha)S_d + L_d - \varepsilon\sigma T_a^4 \\ &\quad - l\rho_a a_E u_z (1 - r)q_0(T_a) + Q_i \end{aligned} \quad (21)$$

$$D = 4\varepsilon\sigma T_a^3 + \rho_a a_H u_z (c + l\Delta) \quad (22)$$

ここで、 ε : 積雪の平均射出率(=0.97), u_3 : 3 m 高風速, である。また, 積雪底面に入る熱量として氷体内の熱流束 Q_i を与えた。なお, 大気の平均射出率は 1.0 とした。

他方, Fig. 1 で積雪面温度 T_s , 積雪~氷の境界面温度 T_{is} , 氷の底面温度 T_{wi} とすれば, 積雪, 氷それぞれの内部での熱流束 Q_s, Q_i は, 近似的に次の(22)(23)式で与えた:

$$Q_s = (\kappa_s/h_s) \cdot (T_{is} - T_s) \quad (23)$$

$$Q_i = (\kappa_i/h_i) \cdot (T_{wi} - T_{is}) \quad (24)$$

ここで, κ_s, κ_i : それぞれ雪と氷の熱伝導率 ($\text{Jm}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$) である。先の $Q_s = Q_i$ を仮定すると, (23)(24) 式から,

$$T_{is} = \left(\frac{T_s \kappa_s}{h_s} + \frac{T_{wi} \kappa_i}{h_i} \right) / \left(\frac{\kappa_s}{h_s} + \frac{\kappa_i}{h_i} \right) \quad (25)$$

以上から, (25)式で T_{is} を任意に与え, 氷厚 h_i と積雪深 h_s の初期条件から, (18)式と(23)式の両式が満たすような T_s を逐次近似法で求めた。なお, ここでは, 氷の熱伝導率 $\kappa_i = 2.24 \text{ W m}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ (一定), $T_{wi} = 0 \text{ } ^\circ\text{C}$ とし

た。

(23)(25)式の積雪の熱伝導率 κ_s は, 雪密度 ρ_s (kg m^{-3}) の関数として, 村上・前野[11], Sturm et al. [12], Riche and Schneebeli [13]などによる経験式がある。他方, 松下・石田[14]によると, 積雪の平均密度は積雪深と平均気温との関数であり, その経験式を用いると, 倶多楽湖の場合は平均密度 $\rho_s \sim 300 \text{ kg m}^{-3}$ が得られた。この値を Sturm et al. [12]の式に適用すると, $\kappa_s = 0.13 \text{ W m}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ と求まり, ここではこの値を一定値として使用した。なお, この値は Aihara et al. [15]が倶多楽湖の氷上積雪に用いた $0.110 \text{ W m}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ とほぼ同値である。

(4)式における湖水から氷底面への熱流束 Q_w は, 完全結氷時は湖流がないものとして水中の熱伝導を考え, 次式によって求めた:

$$Q_w = (\kappa_w/L_w) \cdot (T_{w2} - T_{wi}) \quad (26)$$

ここで, L_w : 氷底面からの距離, T_{w2} : L_w での水温 ($^\circ\text{C}$) である。ここでは, MD 地点の水深 0.2 m の水温(常に $> 0 \text{ } ^\circ\text{C}$)を用い (Fig. 1), 氷底面 ($T_{wi} = 0 \text{ } ^\circ\text{C}$) までの距離 L_w は, 水深 0.2 m, 1.2 m, 2.0 m の水温値を氷底面まで外挿することで求めた。

3. 結果と討論

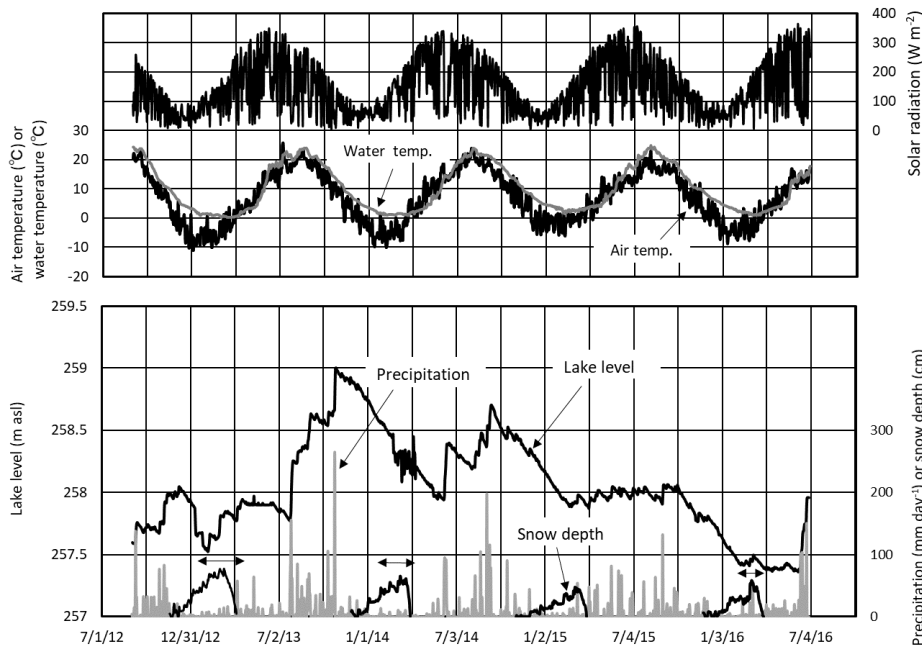


図3. 2012年9月2日~2016年6月30日における日平均太陽放射射量, 日平均気温, 日降水量, 日平均水位, 日最深積雪, およびMD地点の水深0.2mでの日平均水温の時間変化. 最深積雪の上にある矢印は完全結氷期間を示す (Table 1 参照).

Fig. 3. Temporal variations of daily mean solar radiation and air temperature, daily precipitation, daily maximum snow depth, daily mean water level and daily mean water temperature at 0.2 m depth of site MD. The arrows above snow depth indicate periods of complete ice-cover (see Table 1).

表 1. 2013～2016 年における倶多楽湖の結氷状態と関連する積算寒度 FI の値.

Table 1. Ice-covered conditions in Lake Kuttara and associated accumulated freezing index (FI).

Period of complete ice-cover	Days	FI at complete ice-cover (°C · day)	FI after complete ice-cover (°C · day)	Total FI (°C · day)
25 January – 16 April 2013	83	308.75	287.86	596.61
15 February – 7 April 2014	52	303.52	126.64	430.16
2 January 2015 (partially ice-covered)	0	-	-	171.03
23 February – 26 March 2016	33	294.87	81.50	322.14

3. 1. 観測結果と討論

Fig. 3 は、2012 年 9 月 2 日～2016 年 6 月 30 日における、Fig. 1 の M 地点での日平均太陽放射量・日平均気温・日降水量、日平均水位(標高 m)、MD 地点の 0.2 m 深での日平均水温の変動を示す。なお、11 月～翌年 5 月の期間の日降水量と日最深積雪はアメダス登別地点の値を用いた。湖面の全面結氷の開始日は、B 地点での観察によれば Table 1 のようになる。なお、表中では M 地点の気温データを用いた「積算寒度 FI (accumulated freezing index or sum of negative degree-days)」の値も示している。積算寒度の定義は、“日平均気温がマイナスになる日の気温を積算して、絶対値を取った値 (単位は°C · day)”で、湖沼の結氷状態や完全結氷後の氷厚変化、および土壌の凍結深の指標となる [16-20]。

Table 1 から、完全結氷となるのは FI~300 °C · day

のときであり、また結氷後の FI 値は 2013 年が最も大きく、氷厚も大きかったことを示唆する。実際、倶多楽湖の結氷状態に関連する 1~3 月の平均気温は、Fig. 3 の気温データから 2013 年、2014 年、2015 年、2016 年でそれぞれ -4.23 °C、3.50 °C、-1.06 °C、-2.41 °C で 2013 年が最も低かった。他方、Fig. 3 の 0.2 m 深水温の変動に着目すると、観測期間中の最低水温は 2013 年 3 月 19~21 日の 0.18 °C であり、常に正值であった (Fig. 4)。同時に、0.2 m より深いロガーの水温は全て正值であった。他方、氷厚の実測値は 2013 年 3 月 19 日で 0.33 m、2014 年 2 月 21 日で 0.30 m であった。つまり、湖水が厚さ 0.2 m 以上に成長しても 0.2 m 深ロガーを含めた全ロガーは凍結せず、水中に置かれた状態にあったことがわかる。全面結氷観測時に、表層プイの頂部は湖水の表面と同程度の高さかそれよりも下で発見された。また、ここでの 0.2 m 深などのロガー水深は、静水面

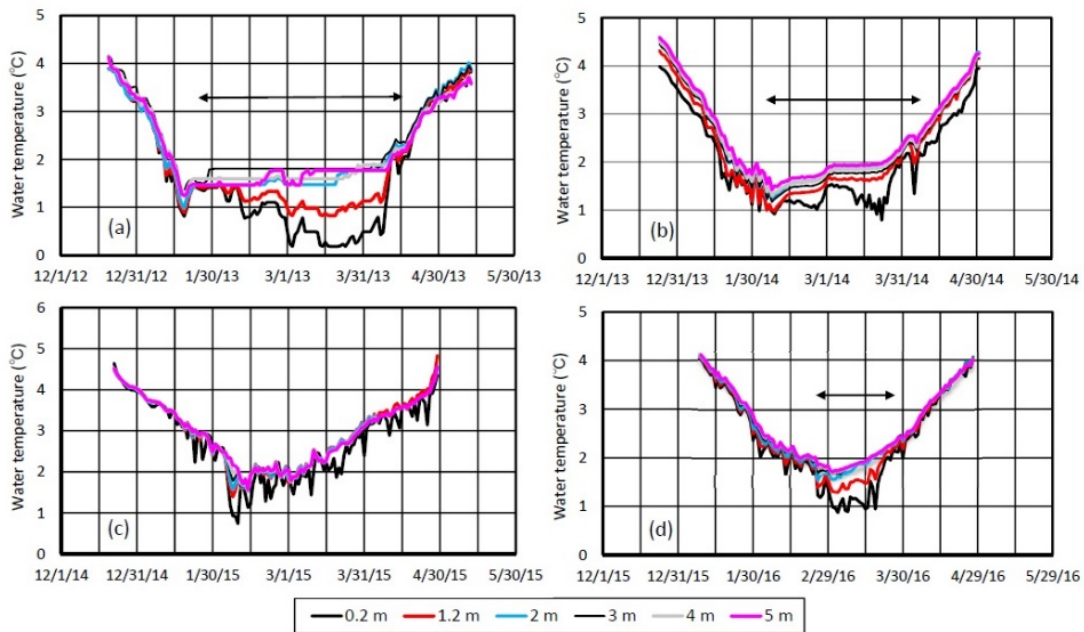


図 4. 2012 年～2016 年における初冬 (12 月～1 月) の湖水の全層循環後から 4 月末の春の全層循環までの 0.2 m～5 m 深での日平均水温変動。矢印は全面結氷期間 (Table 1 参照)。

Fig. 4. Temporal variations of daily mean water temperature at depths of 0.2 m – 5 m between two vertical whole circulations of lake water in each of 2012 - 2016. The arrows indicate periods of complete ice-cover (see Table 1).

での値である。このため、結氷進行時では風浪の影響で、表層ブイはほぼ水中にある状態で結氷したことが推察される。

Fig. 4 は、結氷期を含む 0.2 m~5 m 深における日平均水温の変動を示す。この中で、2015 年は全面結氷しなかったため、風による表層混合が卓越し、水深方向の水温差は最大 0.5 °C 程度とかなり小さい (Fig. 4c)。他の年は全面結氷したため、結氷期間の水温低下は湖氷成長の程度を表す。つまり、0.2 m 深と 1.2 m 深での水温低下は湖氷の下方への成長を意味する。特に 2013 年は、2 月中旬から両水深の水温が低下し始め、3 月中旬には 0.2 m 深水温は 0 °C 近くまで低下する。こうして、4 月上旬まで逆列成層が形成されるが (Fig. 5)、湖氷の成長・融解に応じて水深 2 m より浅部で水温勾配に変化が生じる。

Fig. 5 は最深点の MD 地点または K2 地点における冬季の水温分布を示す。2015 年は完全結氷せず、また 2016 年は結氷前の分布であるため湖面水温は 0 °C 以上である。また、2014 年は完全結氷しているが、2015 年と同様に水深約 60 m の深部まで 3.4 °C 以下の低温層が存在し、ここまで徐々に水温が低下しているのがわかる。この様子は、結氷期における Fig. 4b の各水深での有意な水温の違いからも認められ、結氷前に相

対的に強い風による混合と冷却が盛んで thermobaric convection が卓越したことが推察される [19]。2013 年は、2 日を要して MD 地点と K2 地点の分布を得た。これによると、湖氷直下で急激に増温する顕著な逆列成層が認められるが、両点の水温分布はほとんど同じである。このことから、倶多楽湖の結氷期では傾圧的な流れはほぼ無視できると推察される。なお、結氷期の傾圧流は流出河川を持つ開放湖で見られ、これについては、Chikita et al. [21] の観測例がある。Fig. 5 に示す最大密度を与える水温 T_M は、次の経験式で与えられる [22] :

$$T_M = 3.9839 - 1.9911 \times 10^{-2} \cdot P - 5.822 \times 10^{-6} \cdot P^2 - (0.2219 + 1.106 \times 10^{-4} \cdot P) \cdot S \quad (26)$$

ここで、 P : 圧力 (bar) (水面で $P=0$)、 S : 塩分 (%) で、倶多楽湖では $S=0.034$ ‰ を与えた。Fig. 5 の水温分布は T_M 線と水深約 120 m で交叉しており、これより以深では水温は T_M 値よりやや大きくなる。この差は、湖底で約 0.1 °C 以上で有意に大きい。この要因として、湖底からの比較的高温・高塩分の水塊の湧出が考えられ、密度的には中立よりやや安定した状態にあるといえる [23]。

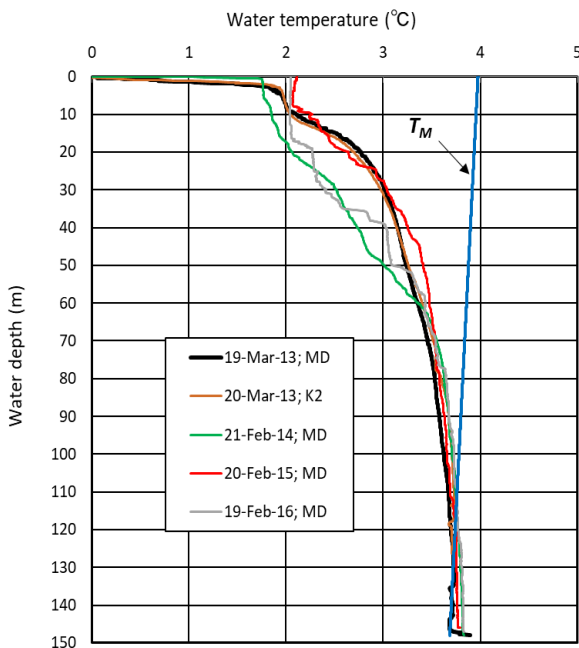


図 5. 2013~2016 年冬季の水温分布(最深点 MD, 西側 K2 地点; Fig. 1 参照). T_M は塩分 0.034 ‰ のときの最大密度を与える水温。

Fig. 5. Vertical distributions of water temperature at site MD or K2 in the winters of 2013-2016. The T_M line shows water temperature giving maximum water density with 0.034 ‰ salinity.

3.2. 計算結果と討論

Fig. 6 は、(8)式によって計算された 2013 年、2014 年、2016 年の結氷期間における氷厚 h_i の変化を示す。ここでの氷上積雪 (Fig. 6 の黒丸) は、全面結氷初日 (Table 1 参照) に湖氷積雪 zero とし、結氷日以降の積雪をアメダス登別地点の毎日の最深積雪データから求めている。Fig. 6 をまとめたものが Table 2 である。ここでの計算日数は、氷厚が zero になった日が終日で、Table 1 に示す完全結氷期間とは長さが前後する。これは、完全結氷期間は表面に少しでも水面が現れれば終了とするが、その時に氷厚が水平的にすべて zero にはならないからである。つまり、湖氷融解の進行には湖氷の割れ目に沿って現れる水面の存在が大きく寄与するため、1 次元的な氷厚変化だけでは議論できなくなる。

Table 2 で、2013 年と 2014 年では後者の計算日数は 10 日ほど短い最大氷厚はどちらも 0.36 m 程度である。氷厚の計算結果は、実測された 2013 年 3 月 19 日の 0.33 m、2014 年 2 月 21 日の 0.30 m の氷厚とよく一致し、このことから、Fig. 6 の氷厚変化は融解後半を除くとほぼ実測に近いと考えられる。2016 年は結氷期間が短く、観測日の 2016 年 2 月 19 日 (Fig. 5 の水温分布参照) の 4 日後から全面結氷となったため、氷厚を実測する機会を逃している。Fig. 6 には、氷上積雪がなかった場合の計算氷厚 (赤丸) も示す。これを見ると、最

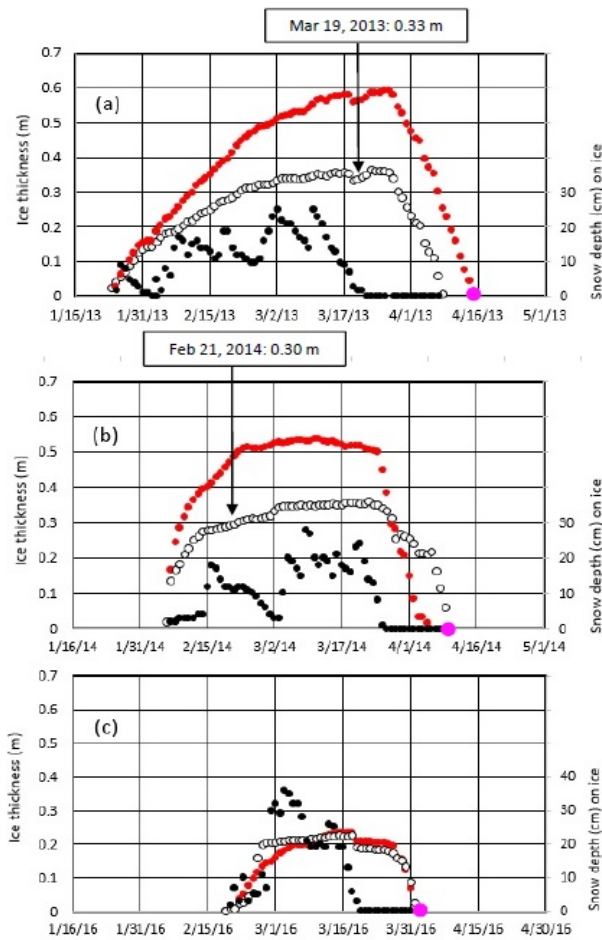


図 6. (8)式を用いて計算された氷厚 (白丸) と与えられた湖上積雪深 (黒丸) の時間変化. (a) 2013 年, (b) 2014 年, (c) 2016 年. 赤丸は湖上積雪深が常に zero とした時の氷厚変化, ピンク丸は, 湖氷の融解が進み湖面の 2/3 以上に水面が現れた日を表す.

Fig. 6. Temporal variations of ice thickness (white circles) calculated by Equation (8) and snow depth on ice (black circles) after complete ice cover in (a) 2013, (b) 2014 and (c) 2016. Red circles show calculated ice thickness without snow depth. The pink circle shows the day when the lake surface is occupied by more than 2/3 water area.

表 2. 2013 年, 2014 年, 2016 年における 1-3 月平均気温, 計算日数, 期間平均積雪深および計算氷厚 (平均値, 最大値).

Table 2. January-March mean air temperature, snow depth averaged over calculation days and calculated ice thicknesses (mean and maximum) in 2013, 2014 and 2016.

Year	Jan-Mar mean air temperature (°C)	Surface condition	Mean snow depth (cm)	Calculation days	Mean ice thickness (m)	Maximum ice thickness (m)
2013	-4.23	Snow cover	9.38	75	0.254	0.363
		No snow cover	-	82	0.380	0.594
2014	-3.50	Snow cover	9.95	64	0.291	0.361
		No snow cover	-	58	0.408	0.539
2016	-2.41	Snow cover	12.6	43	0.180	0.225
		No snow cover	-	43	0.172	0.234

も暖かかった 2016 年では積雪の有無は氷厚にほとんど影響しない。しかし, 2013 年と 2014 年では積雪がある場合は, 積雪がない場合に比べ平均氷厚でそれぞれ 33.2 %, 28.7 % の減少, 最大氷厚でそれぞれ 38.9 %, 33.0 % の減少があり, 低温ほど積雪の断熱効果が顕著であることがわかる。Fig. 6 のピンク丸は湖氷の融解が進み, 湖面の 2/3 以上で水面が現れた観測日を示す。

2014 年と 2016 年では, 計算氷厚 (白丸) が zero になった日付とほぼ一致するが, 2013 年では氷厚 zero になった日が観測日より 6 日早く, これは, 湖氷融解が水平方向に不均一であることを示唆している。

4. 気候変動と結氷との関係

4.1. 気候変動の様子

Fig. 7 は, 日平均気温について湖畔 M 地点とアメダス登別地点との関係を示す。両者の関係はほぼ 1 対 1 に近く, アメダス登別地点の 42 年間の気温データから得る気候変動は, 倶多楽湖にも適用できることを示す。

Fig. 8 はアメダス登別地点データに基づく, 1978~2018 年間の年平均気温と 1~3 月平均気温の変動とトレンドを示す。両気温とも, 97% 以上の信頼度水準で上昇傾向にある。1~3 月平均気温が上昇することは, 今後, 12 月下旬の湖水全層循環後に続く結氷の進行を遅らせ, 結氷しても融解が早く, 結果として, 結氷期間の短縮と薄氷化を招くと推察される。

Fig. 9 はアメダス登別地点での 1989~2019 年間における 2~3 月総降雪量と 1 月降雪量の変動とトレンドを示す。両者とも, 97% の高い信頼度水準で降雪量は減少傾向にある。1 月は, 12 月下旬の全層循環期と 1 月下旬~2 月上旬の全面結氷開始時の間の結氷進行時期に当たる。このため, 1 月降雪量の減少は, 水面への降雪で起こる融解熱放出が抑えられ, より結氷が進

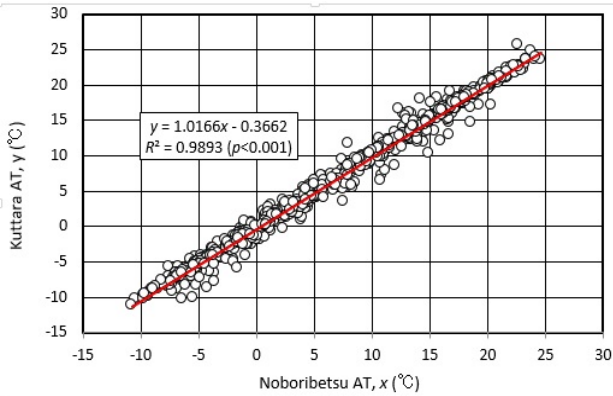


図 7. 日平均気温に対する M 地点とアメダス登別地点の関係.

Fig. 7. Relation between daily mean air temperature at site M and that at the Noboribetsu meteorological station.

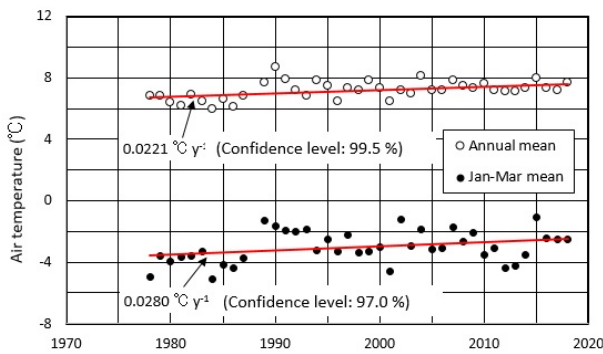


図 8. アメダス登別地点での 1978~2018 年間の年平均気温と 1~3 月平均気温の長期トレンド.

Fig. 8. Secular trends of annual mean and Jan-Mar mean air temperatures in 1978 - 2018 at the Noboribetsu meteorological station.

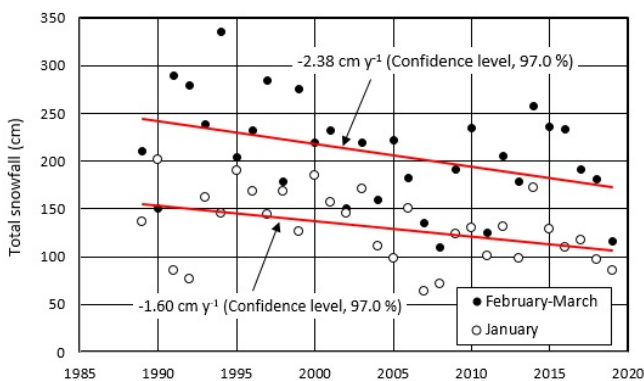


図 9. アメダス登別地点での 1989~2019 年間の 2~3 月総降雪量と 1 月降雪量の長期トレンド.

Fig. 9. Secular trends of February-March total snowfall and January snowfall in 1989 - 2019 at Noboribetsu meteorological station.

行しにくい条件を与えることになる。倶多楽湖におけるこの時期の多降雪の影響を示す例として、Aihara et al. [15]の報告がある。それによると、全面結氷開始前の 1 月 23 日に 45 mm の降雪があり、それが湖面で雪泥 (snow slush) を形成して、翌日に白色のゆき氷を形成させ、全面結氷下での透明氷の成長が開始された。

2~3 月総降雪量はさらに大きな減少傾向にあり、全面結氷後の氷上積雪の減少はある程度の氷の成長を促進させる可能性がある。また、湖面や雪氷面での潜熱流束・顕熱流束に関する風速について、M 地点風速と相関係数 $R=0.744$ ($p < 0.01$) の比較的高い相関を持つ室蘭地方気象台の風速では、有意な長期トレンドは見られなかった。

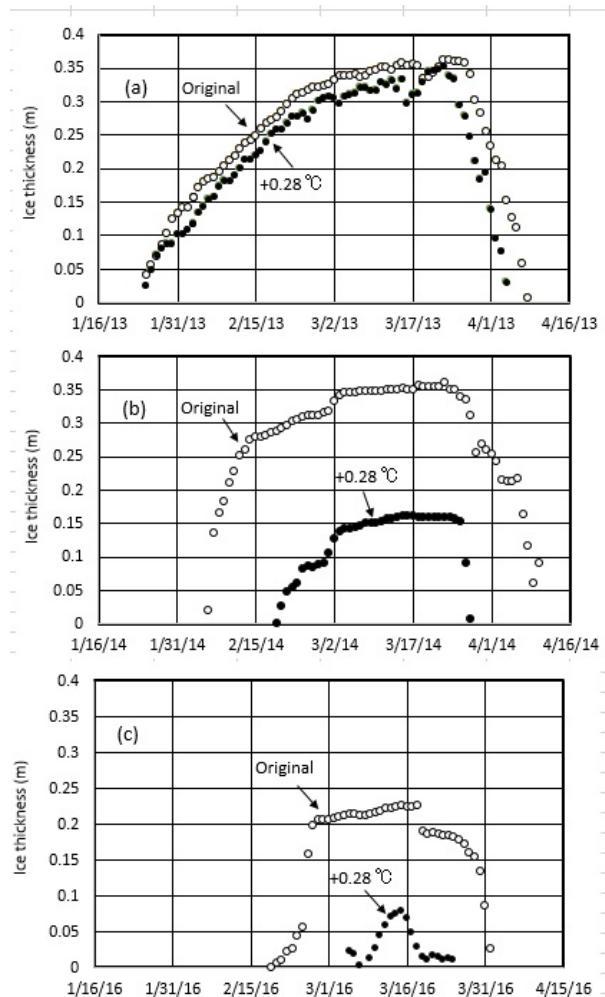


図 10. 結氷期間とその前後の気温を 0.28 °C 上昇させたときの計算氷厚 (黒丸) と上昇前の計算氷厚 (白丸) の時間変化. (a) 2013, (b) 2014, (c) 2016.

Fig. 10. Temporal variation of ice thickness calculated under condition of +0.28 °C (black circles) or original air temperature (white circles) in (a) 2013, (b) 2014 and (c) 2016.

表 3. Fig. 6 の計算氷厚(original)および元の気温を一律 0.28 °C 上昇させた場合の計算日数, 氷厚, 氷上積雪.

Table 3. Calculation days, calculated ice thickness and mean snow depth for original and +0.28 °C air temperature.

Year	Air temperature	Calculation days	Mean ice thickness (m)	Maximum ice thickness (m)	Mean snow depth (cm)
2013	Original	75	0.254	0.363	9.5
	+0.28 °C	71	0.231	0.353	9.1
2014	Original	64	0.284	0.361	9.6
	+0.28 °C	38	0.122	0.162	13.5
2016	Original	43	0.180	0.225	12.6
	+0.28 °C	21	0.030	0.079	0.6

以上から, 結氷に関する気候変動での有意なトレンドとして気温の上昇と降雪量の減少が上げられる。

4. 2. 氷厚変化に及ぼす気温と積雪深の影響

ここでは, Fig. 6 に示した氷厚の時間変動について, 気温上昇や積雪深の変化がどのように影響するかを考える。

Fig. 10 は, 結氷期間とその前後の気温を一律 0.28 °C 上昇させた場合と気温上昇前 (Original) の氷厚の時間変化を示す。この 0.28 °C 上昇は, Fig. 8 の 1~3 月気温の上昇率 $0.028 \text{ }^{\circ}\text{C y}^{-1}$ を考慮して, 10 年後の気温を想定している。なお, +0.28 °C の時の完全結氷の開始日は, 積算寒度 FI が $300 \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{day}$ になった日とした (Table 1)。また, 氷上積雪は, 結氷期間の変化に応じ, 完全結氷開始日を zero としてアメダス登別地点の日最深積雪データから求めた。Fig. 10 を見ると, 暖冬であるほど気温上昇に対して結氷現象が敏感に反応し, 結氷期間の短縮と薄氷化がより進行することがわかる。この結果を Table 3 に示す。気温上昇によって, 2013 年では結氷期間が 5.3% 減少, 氷厚で 9.1 % 減少し, これに対し 2014 年でそれぞれ, 40.6% 減少, 57.0% 減少, 2016 年でそれぞれ, 51.2% 減少, 83.3% 減少となった。なお, 2016 年の場合, +0.28 °C では氷上積雪もかなり小さくなっている。このことから, 積雪断熱効果の減少による凍結促進よりも気温上昇効果による凍結減少の方が大きかったと判断される。これは, Fig. 6c に示すように 2016 年については, 氷上積雪の有無はあまり影響していないことと調和的である。

5. まとめ

2012 年 9 月 2 日~2016 年 6 月に得られた, 倶多楽湖での気象・水位・表層水温のデータセットを基に, 湖面が完全結氷した 2013 年, 2014 年および 2016 年での湖水の成長・融解を熱収支法で再現した。計算で得

られた氷厚は, 2013 年と 2014 年の実測値とはほぼ一致し, 計算で得た氷厚の時間変化も実態を再現していると考えられた。また, 結氷期間と氷厚について, 氷上積雪の有無や気温上昇の効果について数値計算による予測を行い, 相対的に寒い冬で氷上積雪の有無の影響が大きく, 逆に暖かい冬で気温上昇の効果が大きいことがわかった。Chikita et al. [5]によると, 現在, 倶多楽湖の完全結氷しない状態は平均で 4 年に一回の頻度で発生しているが, 20 年後には 2 年に一回の頻度となる可能性がある。今後は, 結氷の進行と湖水の成長・融解に与える降雪量減少の効果も考慮した結氷過程について議論する必要がある。

謝 辞

長年にわたり, 倶多楽湖観測への援助を賜ったレイクキャビン・オーナーの奥寺建夫氏, 「支笏湖・水とチップの会」の相山忠男氏, 岡田 操氏, 板谷利久氏に心から謝意を表します。北海道大学水産学部の小澤友稀氏には船上観測でご協力いただいた。心から感謝いたします。本研究の一部は, 東京大学地震研究所・共同研究プログラムの助成を受けた。

参考文献

1. IPCC第5次評価報告書(2013): 気候変動 2013—技術要約一. 気象庁訳, 115pp.
2. Magnuson JJ, Robertson DM, Benson BJ, Wynne RH, Livingstone DM, Arai T, Assel RA, Barry RG, Card V, Kuusisto E, Granin NG, Prowse TD, Stewart KM, Vuglinski VS (2000): Historical trends in lake and river ice cover in the Northern Hemisphere. *Science* **289**: 1743-1746.
3. Kim Y, Kimball JS, Zhang K, McDonald KC (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.
4. Roberts CD, Palmer MD, McNeill D, Collins M (2015): Quantifying the likelihood of a continued hiatus in global warming. *Nature Climate Change* **5**: 337–342.
 5. Chikita KA, Oyagi H, Aiyama T, Okada M, Sakamoto H, Itaya T (2018): Thermal regime of a deep temperate lake and its response to climate change: Lake Kuttara, Japan. *Hydrology* **5**: 17. DOI 10.3390/hydrology5010017.
 6. 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一俱多楽湖一. 北海道大学地球物理学研究報告 **17**: 47-64.
 7. Farmer DM, Carmack E (1981): Wind mixing and restratification in a lake near the temperature of maximum density. *Journal of Physical Oceanography* **11**: 1516-1533.
 8. 山崎 剛 (1998): 積雪と大気. 水環境の気象学 (近藤純正編著) 第2版, 第10章, 240-260, 朝倉書店, 東京.
 9. 近藤純正(1998): 日射と大気放射. 水環境の気象学 (近藤純正編著) 第2版, 第4章, 55-92, 朝倉書店, 東京.
 10. 近藤純正(1998): 地表面付近の風と乱流. 水環境の気象学 (近藤純正編著) 第2版, 第5章, 93-127, 朝倉書店, 東京.
 11. 村上茂樹・前野紀一(1990): 雪と雪・金属混合物の熱伝導度. 低温科学 物理篇 **48**: 13-25.
 12. Sturm M, Holmgren J, König M, Morris K (1997): The thermal conductivity of seasonal snow. *Journal of Glaciology* **43**:26-41.
 13. Riche F, Schneebeli M (2013): Thermal conductivity of snow measured by three independent methods and anisotropy considerations. *The Cryosphere* **7**: 217–227.
 14. 松下拓樹・石田孝司 (2016): 積雪の全層平均密度と雪温および積雪深との関係. 雪氷研究大会 (2016・名古屋) 予稿集, 226.
 15. Aihara M, Chikita KA, Momoki Y, Mabuchi S (2010): A physical study on the thermal ice ridge in a closed deep lake: Lake Kuttara, Hokkaido, Japan. *Limnology* **11**:125–132, DOI 10.1007/s10201-009-0298-0.
 16. Kärkäs E (2000): The ice season of Lake Pääjärvi in southern Finland. *Geophysica* **36**: 85–94.
 17. Livingstone DM, Adrianb R (2008): Modeling the duration of intermittent ice cover on a lake for climate-change studies. *Limnology and Oceanography* **54**: 1709–1722.
 18. Vermette S, Christopher S (2008): Using the rate of accumulated freezing and thawing degree days as a surrogate for determining freezing depth in a temperate forest soil. *Middle States Geographer* **41**: 68-73.
 19. Kirillin G, Leppäranta M, Terzhevik A, Granin N, Bernhardt J, Engelhardt C, Efremova T, Golosov S, Palshin N, Sherstyankin P, Zdorovenova G, Zdorovenov R (2012): Physics of seasonally ice-covered lakes: a review. *Aquatic Sciences* **74**:659–682. DOI 10.1007/s00027-012-0279-y.
 20. Jevrejeva S (2000): Long-term variability of sea ice and air temperature conditions along the Estonian coast. *Geophysica* **36**: 17-30.
 21. Chikita K, Hattori M, Hagiwara E (1985): A field study on river-induced currents - An intermountain lake, Lake Okotanpe, Hokkaido. *Japanese Journal of Limnology* **46**: 256-267.
 22. Chen CA, Millero FJ (1986): Precise thermodynamic properties for natural waters covering only the limnological range. *Limnology and Oceanography* **31**: 657-662
 23. Chikita K, Ochiai Y, Oyagi H, Sakata Y (2019): Geothermal linkage between a hydrothermal pond and a deep lake: Kuttara Volcano, Japan. *Hydrology* **6**: 4. DOI 10.3390/hydrology6010004.

受付 : 2019年12月23日

受理 : 2020年2月14日

短報 (Note)

箱根山の火山活動と周辺河川・降水の水質について

堀内雅生¹・小寺浩二²

Relationship between a volcanic activity at Mt. Hakone and water quality of surrounding rivers and precipitation

Masaki HORIUCHI¹ and Koji KODERA²

摘要 火山地域を含む流域では、噴火による噴出物や湧水中の溶存成分の増減が、流域の水環境に影響を及ぼすことが考えられる。箱根山では2015年6月29日に大涌谷で噴火が発生し、噴火後、大涌沢や早川で強い濁りがみられた。このため、大涌沢や早川等の周辺河川や降水を継続して1~3か月ごとに採取し、溶存成分の変化を把握した。大涌沢では、噴火後に高ECが観測されたものの、その後、値は徐々に下がった。大涌沢の陰イオン中に含まれるCl⁻の割合を求めた結果、噴火直後は高かったものが1年後には低下する傾向がみられた。また、降水の水質組成には火山ガスの影響が認められ、主な噴気孔である大涌谷との距離に近い観測地点の降水ほど、溶存分量が多いことが明確となった。

キーワード 箱根山、火山活動、火山噴出物、大涌沢、水質

Abstract In the river basins exposed to volcanic activity, volcanic deposits and water quality change of springs may affect the water environment qualitatively. On June 29, 2015, an eruption occurred in Owakudani at Mt. Hakone, and subsequently, strong turbidity was observed in the Owakusawa River and the Hayakawa River. To clarify the cause of these phenomena, river waters and rainwaters were collected in the Hayakawa River basins include Owakusawa River every one to three months for analysis. As for the Owakusawa River, high electrical conductivity was observed after the eruption and subsequently decreased gradually. The ratio of Cl⁻ concentration in anions in the Owakusawa River was found to be high immediately after the eruption but decreased after one year. The geochemical composition of rainwater was affected by volcanic gas, and it was found that the rainwater at the observation points closer to Owakudani, the main fumarole, contains more dissolved components.

Keywords Mt.Hakone, Volcanic activity, Volcanic product, Owakusawa River, Water quality

1. はじめに

火山地域では火山特有の地質構造により多くの水が涵養・貯留されている。一方、日本では活火山に指定されている火山が111山あり(産業技術総合研究所[1])、火山活動により生じる湧水や河川水の水質変化は水利用の際の障害となり得るため、その影響把握は重要である。

噴火が直接的に水環境へ影響を与えた事例は数多く指摘されている。例えば、1991年6月に発生したフィリピン・ピナツボ山噴火では大量の火山性物質が火山周辺部に供給され、ピナツボ山を源流とする河川の周辺では地下水から高濃度のSO₄²⁻が検出された(平井ほ

か[2])。1979年に生じた木曾御嶽山の噴火では、火山泥流が河川に流入することによって河川水が強酸性を呈し、Al³⁺や重金属類の濃度が上昇した(小坂ほか[3])。また、2014年9月27日に発生した木曾御嶽山噴火では、噴火後に河川水質のCl⁻/SO₄²⁻比が増加したことや、噴火の影響が今後長期間におよぶ可能性が指摘されている(浅見ほか[4])。このように、噴火による水環境への直接的影響は大きい。

また、火山地域の中には温泉地として栄えているところも多いが、温泉地からの排水によって河川水質に影響を受けることがあり、平野ほか[5]は、箱根の河川は温泉排水が流入する地点より下流側でSO₄²⁻やCl⁻、BOD値が上昇する箇所のあることを明らかにしている。

*1 法政大学大学院人文科学研究科 〒102-8160 東京都千代田区富士見2-17-1 Graduate School of Humanities, Hosei University, Tokyo, 102-8160

*2 法政大学文学部地理学教室 〒102-8160 東京都千代田区富士見2-17-1 Department of Geography, Hosei University, Tokyo, 102-8160

さらに、噴気孔より放出される火山ガスが降水に溶け込み、降水の水質組成に影響する場合があります。大沢ほか[6]では、九重硫黄山の噴気地帯周辺の雨水の pH や Cl は噴気地帯から離れるに従って指数関数的にそれぞれ上昇、減少することを示している。

このような火山にまつわる物質の移動を把握することは、火山地域における水利用を考えるうえで必要であり、そのための基礎的な研究として河川や雨水の水質データを蓄積することが重要である。本研究では、箱根山で 2015 年 6 月 29 日に発生した小規模な噴火が周辺の水環境に与えた影響を中心に、継続観測より得られた結果に基づいて火山活動が水環境へ与える影響を考察する。

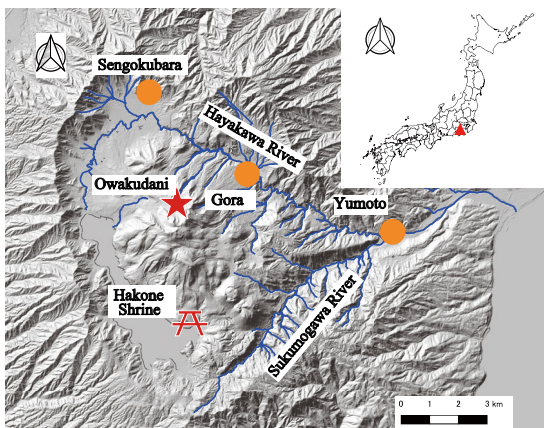


図 1. 調査地域
Fig. 1. Map of study area

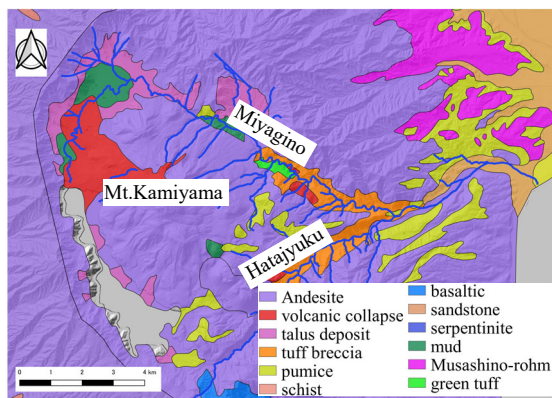


図 2. 調査地域の地質概要(国土交通省土地分類基本調査 20 万分の 1 表層地質図より作成)
Fig. 2. Geological map of study area

2. 地域概要

2.1. 地形・地質・利水

箱根山は、外側を取り囲む古期外輪山、その内側の新期外輪山、そのさらに内側の中央火口丘による三重式火山となっている(Fig.1)。表層地質は安山岩質岩石

が卓越しているが、早川では宮城野周辺から、須雲川では畑宿周辺から湯本にかけて川沿いに凝灰角礫岩が分布している。神山山腹では大涌谷から仙石原にかけて火山性崩壊物が分布している(Fig.2)。

箱根の主要な河川は、芦ノ湖を源流とする早川である。早川はカルデラ北部～東部を時計回りに流れ、湯本でカルデラ南部を流れる須雲川を合わせて流下し、相模湾に注ぐ。流域面積は 107.4 km²である。ただし、水利権に関わる事情から芦ノ湖の早川への流出口には堰が設けられ、大雨によって芦ノ湖の水位が上昇したときのみ早川に放水される。堰の開放は年に数回程度である(小田原土木センター職員談)。

2.2. 火山活動

箱根山では、過去 1 万年間にマグマ噴火が 3 回起きており、水蒸気噴火は 13 世紀までに 6 回発生している(産業技術総合研究所[1])。特に、約 3,000 年前に発生した水蒸気噴火は岩屑なだれを引き起こし、芦ノ湖を生じさせた。昭和(1926)以降では、地震・地殻変動・噴気の活発化や移動などがそれぞれ 2~3 回発生している。

2015 年に発生した小規模水蒸気噴火は、有史以降初めて観測されたものであった。2015 年 4 月より山体の膨張が確認され、5 月には大涌谷で噴気活動が活発になり、6 月 29 日に大涌谷で噴火が発生した。噴火の際には火山灰や噴煙、熱泥流、噴石などが確認された。火山噴出量としては遠方に飛散した量も含めて 40~130 トンと推定されている。この噴出量は御嶽山 2014 年噴火と比較して 3~4 桁少ない。降灰は主に大涌谷の北東側に多く降った(古川ほか[7])。噴火は 7 月 1 日に停止し、その後も噴煙等の噴出現象が確認された(火山噴火予知連絡会[8])ものの、火山活動は次第に減衰した(温泉地学研究所[9])。本稿ではこれ以降、この一連の活動を 2015 年噴火と称する。

3. 研究方法

2015 年噴火から 11 日後の 2015 年 7 月 10 日より、月に 1 度の水質調査を開始した。その後、水質組成の変動が小さくなったため、2017 年 9 月より調査頻度を 2~3 ヶ月に 1 度に変更し、2018 年 6 月 15 日を最終調査とした。調査は河川・湖沼・雨水を対象に 38 地点で行い(Fig.3)、現地にて気温(AT)、水温(WT)、pH、RpH、電気伝導度(EC)、流量を測定し、採水した。

雨水は 2 l ペットボトルの口に漏斗(75 mm)を付けた簡易採取装置(法政方式)を使用した。設置高は 1.2 m として、土壌等の混入を防ぎ、直射日光や温度の影響を抑えるためにボトルをケースに入れ、間に断熱材を詰めた。また、漏斗の口には浮きを取り付け、蒸発を防

ぐ作りとなっている。試料の回収は河川・湖沼の調査に合わせて行い、採取量を計測した。また、採取量と漏斗径より、採水期間の総降水量(mm)を求めた。

採取した水試料は実験室に持ち帰り、ろ紙(ADVANTEC, 孔径6 μm)による簡易ろ過後、メンブランフィルター(ADVANTEC, 孔径0.20 μm)によるろ過を行った上で、Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺, Cl⁻, SO₄²⁻, NO₃⁻の分析をイオンクロマトグラフにより行った(島津製作所: LC-10A)。また、TOCとHCO₃⁻は全有機炭素計(島津製作所: TOC-V_{CSH})を用いて求めた。

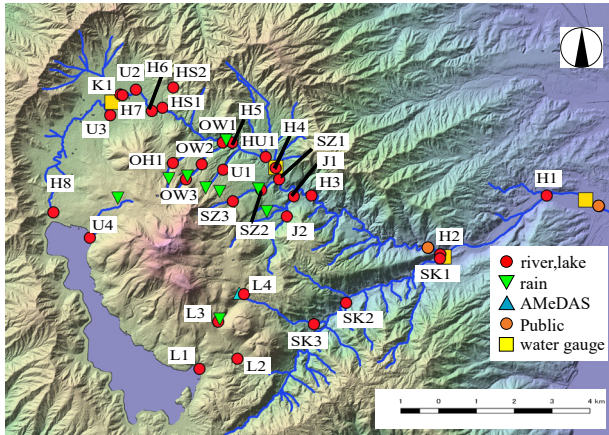


図3. 調査地点

(L:湖沼の地点, Public:公共用水域水質測定点)

Fig. 3. The distribution of sampling points

4. 結果と考察

箱根カルデラ内の河川は、本川である早川に、大涌谷を源流域とする大涌沢(OW1-3, 最下流地点の EC 中央値 269.7 mSm⁻¹, pH 中央値 2.9, 以下同様)、大涌谷の東隣の噴気地帯である早雲地獄の水を集め流下している須沢(SZ1-3, EC60.6 mSm⁻¹, pH7.7), 駒ヶ岳の北東麓を源流域として小涌谷周辺の水を集めつつ流下し、宮ノ下交差点付近で早川に流入する蛇骨川(J1-2, EC42.0 mSm⁻¹, pH7.9), 箱根カルデラ南部を源流域として北東方向に流下する須雲川(SK1-2, EC19.2 mSm⁻¹, pH7.6)などが流入している(図3-7)。カルデラ南部には芦ノ湖をはじめとする大小の湖沼が分布している。芦ノ湖では EC7.0 mSm⁻¹, pH7.3(それぞれ中央値)を観測した。

これ以降、2015年噴火の影響が明瞭に認められた早川の支流である大涌沢や、大涌沢の近くに位置して流域面積が比較的大きい支流(須沢, 蛇骨川), そして本流の早川を中心に結果・考察を述べる。なお本稿では、早川の上流域~下流域の区分をそれぞれ上流域: 入仙橋(H6)より上流側, 中流域: 湯本橋(H2)~H6, 下流域: H2より下流側, とする。

なお、2015年7月調査^{※1}の2週間前より断続的に合

計422.5 mmの降水があり、河川が増水していた。

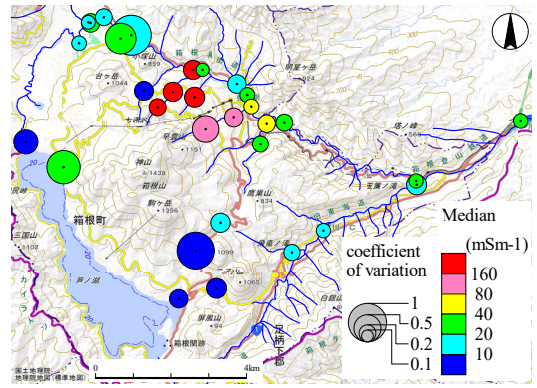


図4. ECの分布

Fig. 4. The distribution of EC

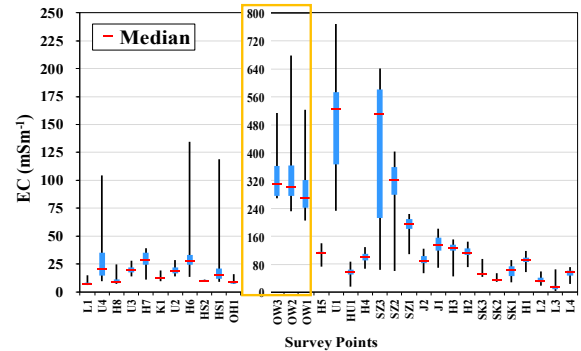


図5. ECの箱ひげ図

(黄色で囲まれた部分は高ECのため軸が異なる)

Fig. 5. Box whisker plot of EC

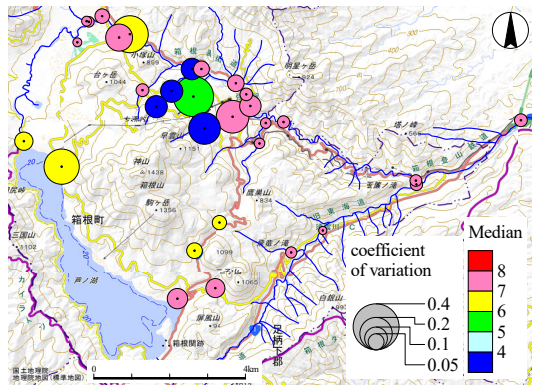


図6. pHの分布

Fig.6. The Distribution of pH

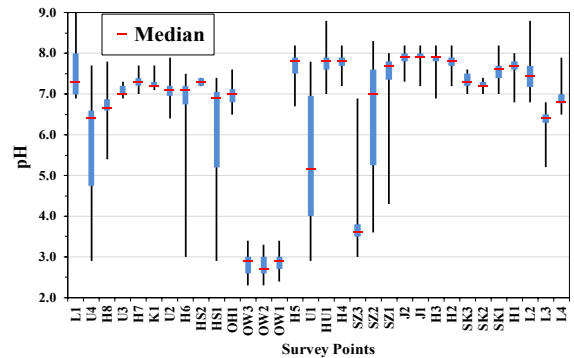


図7. pHの箱ひげ図

Fig. 7. Box-Whisker plot of pH

※1 以降、調査の日付は[YYMM]と表記する(例: 2015年7月の調査→[1507])

[1507]の溶存成分濃度が[1607]~[1806]と比べ、殆どの地点で減少(大涌沢を除く)しているのは、降水により河川水が希釈されたことが要因として考えられる(Fig.15)。

4.1. 大涌沢

2015年噴火から11日後の[1507]では、下湯橋(OW2)においてEC678.0 mSm⁻¹, pH2.4を観測し、早川合流点手前の姫沙羅橋(OW1)でEC523.0 mSm⁻¹, pH2.4を観測した(Fig.10; 堀内ほか[10])。主要溶存成分については、OW2ではCa²⁺が当量比で陽イオンの57.9%を占め、Cl⁻とSO₄²⁻が陰イオンの99.9%を占めた。Cl⁻/Total Anion比(以降、Cl⁻/TAni比)は52.2%となった(Fig.11)。

河川水には強い白濁が見られ(Fig.8上)、早川に合流した後(H5)は黄緑色の濁りへ変化し、下流まで続いていた(H2から約100 m下流の須雲川合流地点においても明確に確認できた; Fig.8下)。大涌沢の白濁の成因については、水試料の簡易ろ過の結果から、粒径6 μm以上の懸濁物質であると考えられる。この時は、前述した[1507]の2週間前からの降水イベントのため、火山噴出物(噴火により火口より供給された降灰や火山泥流など)の河川への流入、流下が促進されていたと考えられる。早川の濁りは、白濁した大涌沢の合流後に生じ、大涌沢の白濁は噴火から時間が経過しない間は特に強かった。よって、これらの濁りは、噴火による火山噴出物の影響と考えられる。

噴火後の公共用水域水質測定結果によると、早川河口付近(P1)において7月8日15:00頃よりSS値が増加し始め、7月9日3:50に極大値(47 mgℓ⁻¹)が観測された(Fig.9)。この時は、8日15:00より降水があり、9日1:00には時間降水量14.5 mmを観測し、降り始めから9日3:00までに53.5 mmの降水が観測された。

P1におけるSS値の増加は、増水による火山噴出物以外の懸濁物質も含んでいると思われるものの、H2付近において火山噴出物による濁りが見られたことと併せて考えると、降水による火山噴出物の流出を捉えたものと考えられる。また、湯本橋(H2)の上流側約1 km地点(P2)でのSS値は7月15日に極大値(15 mgℓ⁻¹)を示した。この地点における観測は、P1で極大値が見られた時点から6日経過しており、本来のピークは表れていないものの、火山噴出物の影響が捉えられている(Fig.9)。また、[1508]では調査前1週間以内の降水は無かったが、大涌沢の河川は同様に白濁していた。このことより、噴火の際に大涌沢流域には大量の火山噴出物が供給されたため、河川の増水がない場合でも大涌沢、そして早川を通じて噴出物が流出していたと考えられる。

大涌沢の濁りは、時間の経過とともに弱くなったものの、強度の高い降水があった後の調査時には濁りが

強くなることもあり、河道や周辺に堆積した火山噴出物の流出であると思われた。



図8. 大涌沢(上:OW1)・早川(下:H2 下流付近)の濁り(7/10/2015)

(下図: 手前が須雲川, 奥は濁った早川)

Fig. 8. Turbidity in Owakusawa River and Hayakawa River (7/10/2015)

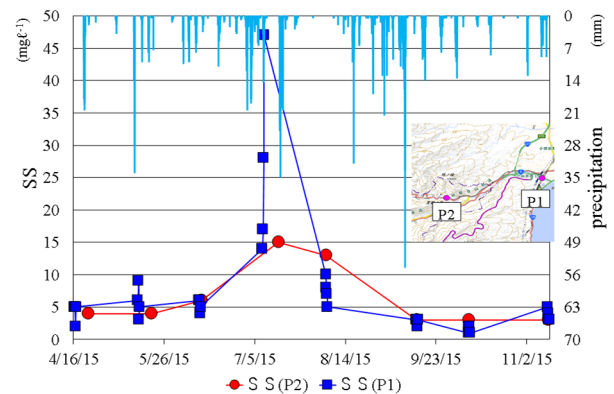


図9. 早川のSS値

(公共用水域水質測定結果を基に作成)

Fig. 9. Suspended solid value of Hayakawa River

OW1の上流に位置し、データが観測初期から得られているOW2の長期変動をみると、[1509]には283.3 mSm⁻¹まで低下、pHは2.7に上昇、Cl⁻/TAni比は24.8%に低下した(Fig.10, 11)。一方、[1512]には再びECが484.2 mSm⁻¹に上昇、pHは2.3に低下、Cl⁻/TAni比は53.7%(最大値)に上昇した。その後、値の増減を何度か繰り返しながら、[1607]にはEC330.0 mSm⁻¹, pH2.7, Cl⁻/Tani比36.9%を観測した。[1607]~[1707]ではECが232.2~330.0 mSm⁻¹で変動し、pHは2.7~3.3を観測した。Cl⁻/TAni比は12.7%~36.9%であった。[1707]~[1806]はそ

れまでの傾向と異なり、OW3や[1607]~[1707]のOW2よりもECが高くpHが低い傾向がみられた(Fig.10)。大涌沢全体の傾向としては、OW2以外の2地点の傾向から、[1707]~[1806]の期間も[1607]~[1707]と同じくECは200.0~300.0 mSm⁻¹付近、pHは2.9前後で推移していたものと考えられる(Fig.10)。また、Cl/TAni比は、[1806]で19.9%であった(Fig.11)。

これらの結果より、ECとCl/TAni比は2015年噴火から時間が経つにつれて値が低下し、pHは上昇する傾向がみられた。このような水質変動が生じた要因としては、河川水に白濁がみられたことから、火山噴出物が河川中に流出したことにより可溶成分が溶け出し、水質に影響を与えたことが考えられる。

各調査回を細かくみると、[1509]のECやCl/TAni比の低下、pHの上昇は、調査3日前に91 mm、2日前に220 mm、前日に0.5 mmの降水があったために河川水が希釈されたためと考えられる。一方で、[1512]のECやCl/TAni比上昇、pHの低下については、調査前日に6.5 mmの降水があったことにより、火山噴出物の河川への流出があったことが要因として考えられる。実際、[1512]の大涌沢の白濁は強くなっていた。

また、万年ほか[11]は、大涌沢南西の園地と呼ばれる地域の湧水について、Cl濃度が2015年噴火の後2ヶ月程度高い値を示し、その後一旦噴火前の値に戻り、11月頃から再び増加に転じたことを観測した。この変動は我々が観測した大涌沢のCl/TAni比変化と傾向が似ている。このことから、上流域の湧水の水質変化も大涌沢の水質変化の要因の1つと思われる。

よって、2015年噴火から約1年後以降のEC、Cl/TAni比の低下やpHの上昇とその後の値の安定は、この噴火によって流域内に供給された火山噴出物が時間の経過とともに流出・減少したことが考えられるほか、上流域の湧水の水質が噴火以前の組成に戻ったことも要因として考えられる。

神奈川県温泉地学研究所が砂防対策の一環として1983~1985年に行った大涌谷の湧水調査結果(Fig.12；杉山ほか[12, 13]，平野ほか[14])を参照すると、大涌谷湧水や大涌沢上流域の沢水のCl/TAni比は0.0%~18.7%であり、2015年噴火後にOW2で観測された52.2%とは大きく異なる(Fig.11-13)。このことから、噴火による大涌沢への火山噴出物供給と湧水の水質変化が大涌沢Cl/TAni比を上昇させ、更にはECやpHの変化を生じさせたと考えられる。

大涌谷湧水のClは地熱活動の状況を反映する重要な指標成分であると指摘されており(杉山ほか[13])、2015年噴火時の湧水のCl濃度上昇は噴火の原因となった熱水貫入イベントによってもたらされたことが示唆されている(万年ほか[11])。本研究の結果も、これまで述べ

てきたように、2015年の熱水貫入イベントの影響を受けて大涌沢のCl/TAni比が変化を受けたことを示唆する。これらのことより、大涌沢のCl/TAni比は火山活動の消長をモニタリングする指標となる可能性が考えられる。

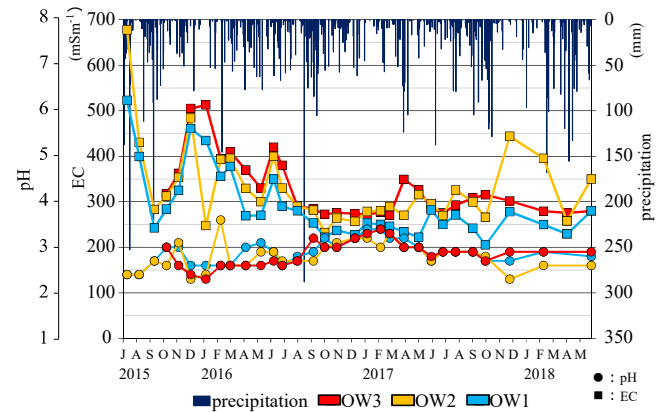


図 10. 大涌沢 EC, pH の長期変動
Fig. 10. Time series of EC and pH in Owakusawa River

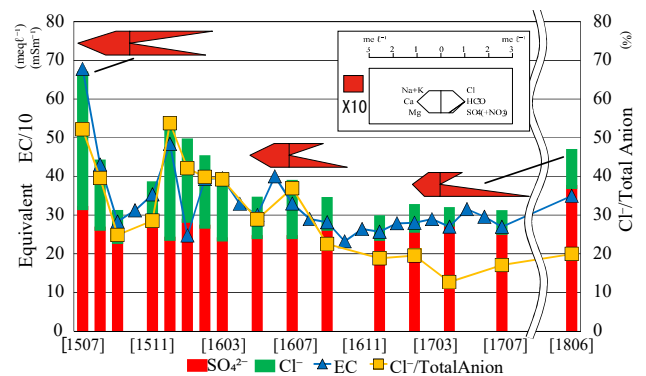


図 11. 陰イオン変化(OW2)
Fig. 11. Time series of Anion concentrations, EC, and Cl/TAni ratio (OW2)

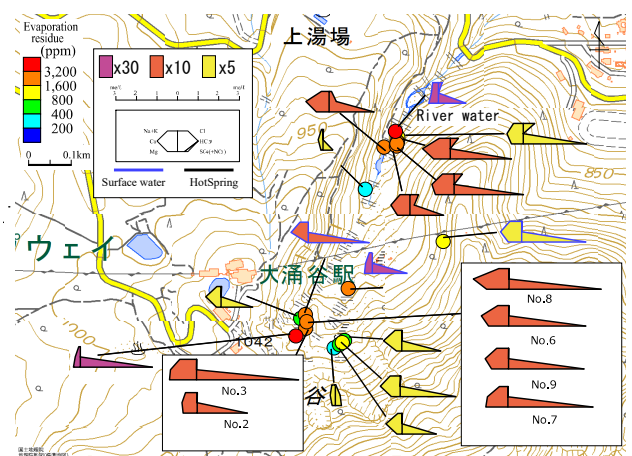


図 12. 大涌沢水質調査結果
(温泉地学研究所調査, 1983~1985)
Fig. 12. Water quality of springs and river in Owakusawa River (1983 to 1985).

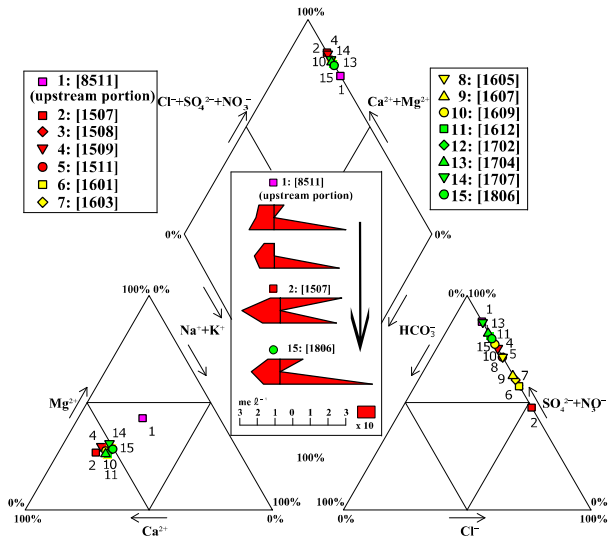


図 13. 大涌沢における水質組成比の変化(OW2)
Fig. 13. Time series of water quality in OW2

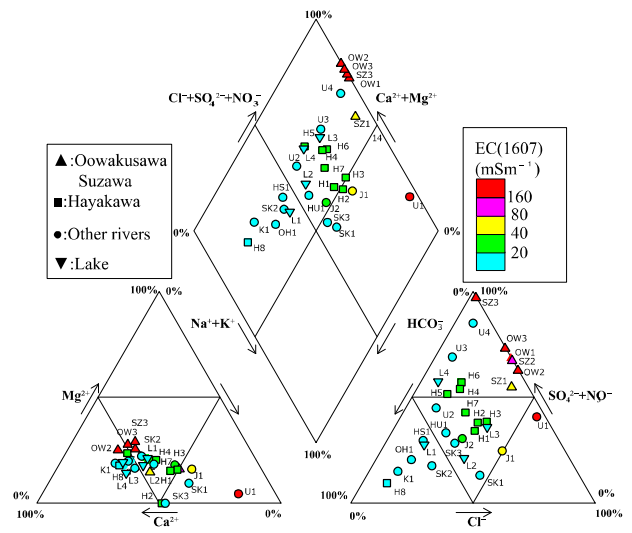


図 14. 各地点における水質組成比[1607]
Fig. 14. Trilinear diagram of samples

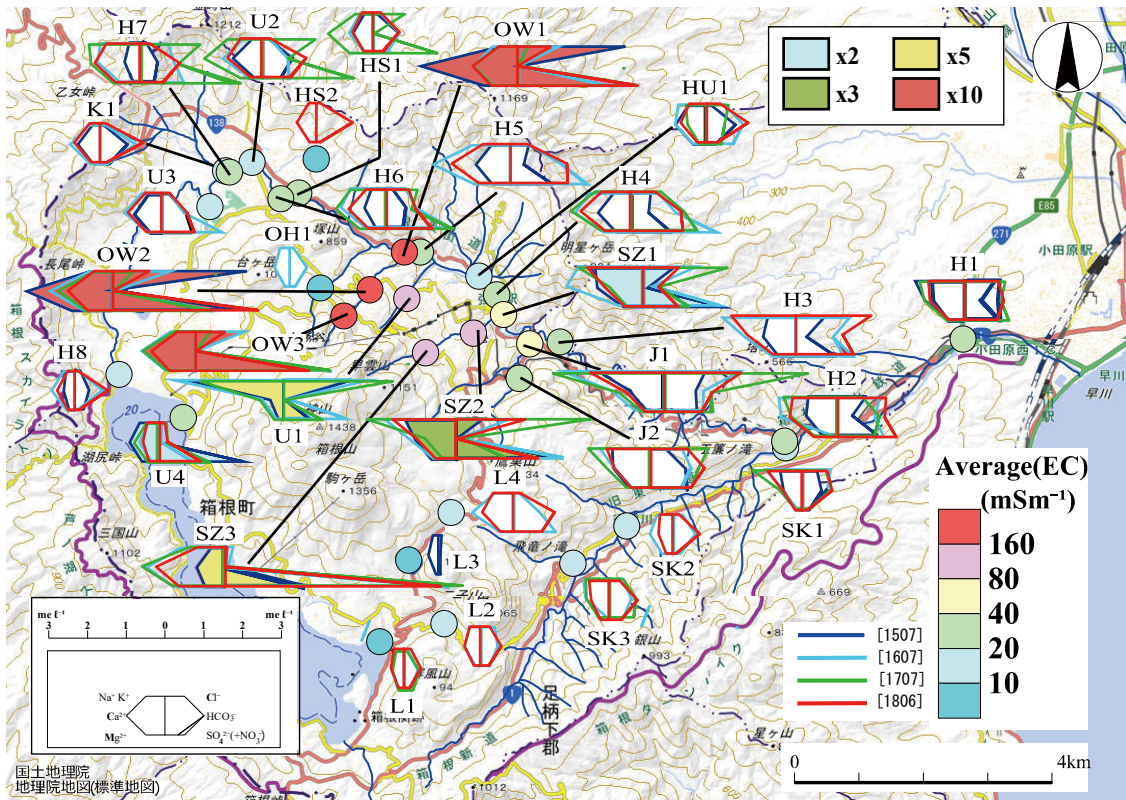


図15. 主要溶存成分組成の空間分布

Fig. 15. Spatial distribution of major dissolved ions (stiff diagram)

4.2. 須沢

早雲橋(SZ3)では、ECは19.7~200.0 mSm⁻¹(中央値159.7 mSm⁻¹), pHは3.0~6.9(中央値3.6)を観測した(Fig.5, 7)。主要溶存成分はCa-SO₄型であった(Fig.15)。SZ3から850 mほど流下した地点である餃子センター横橋(SZ2)では、ECが18.8~125.8 mSm⁻¹(中央値99.7 mSm⁻¹), pHは3.6~8.3(中央値7.0)を観測した。主要溶存成分に

ついては、SZ3よりECは低いものの、SZ3にNa-Clが付加した組成を示した。SZ2から650 m程下流の木賀橋(SZ1)では、33.9~70.0 mSm⁻¹(中央値60.6 mSm⁻¹), pH4.3~8.0(中央値7.7)であった。

地点間での時系列的な変動傾向は異なっていることが多く(Fig.16), 流下の過程での生活排水や温泉排水の流入が要因として考えられる。著者らが須沢のSZ2~3

区間を踏査した際に、生活排水臭がする水や温泉水とみられる水の流入が認められた。温泉排水は利用者の多い時間帯や湯船の清掃時間などに多く河川に流れ込むことが考えられ、観測時間によってECやpHの値が大きく変動することが考えられる。

最も上流側に位置し、温泉・生活排水による影響が3地点で最も小さいと考えられるSZ3では、大涌沢にみられた前述の水質変動は認められなかった。これは、2015年噴火における火山噴出物や熱水貫入(万年ほか[11])の影響が本流域では小さかったことを示唆する。

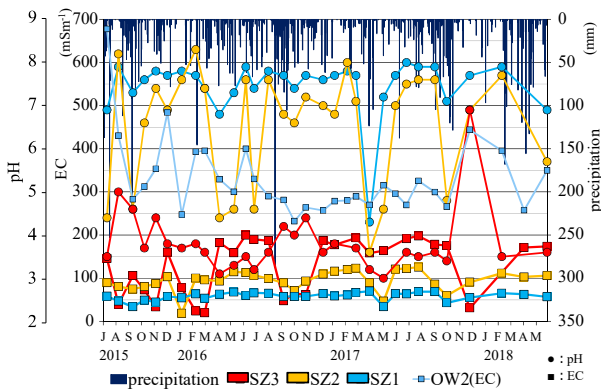


図 16. 須沢 EC, pH の長期変動

Fig. 16. Time series of EC and pH in Suzawa River

4.3. 蛇骨川

蛇骨橋(J2)では、ECが16.6~38.5 mSm⁻¹(中央値31.9 mSm⁻¹), pHは7.3~8.2(中央値7.9)を観測した(Fig.5, 7)。水質組成は主にNa-HCO₃型であるが、[1707]ではNa-Cl型であった(Fig.15)。J2より下流の地点(J1)では、ECが21.9~56.8 mSm⁻¹(中央値42.0 mSm⁻¹), pHは7.2~8.2(中央値7.9)が観測された。水質組成はNa-Cl型であった。J2と比較してNa-Cl濃度の増加がみられることが特徴である(Fig.5, 7, 15)。

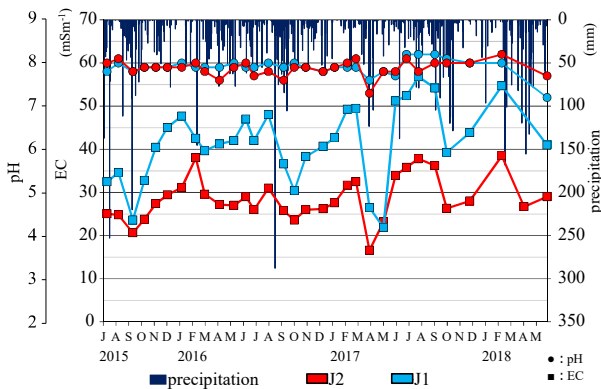


図 17. 蛇骨川の EC, pH の長期変動

Fig. 17. Time series of EC and pH in Jakotsu River

長期変動傾向についてみると、ECに関しては調査前の降水量が多い、または調査中に降水があった日は値が20.0 mSm⁻¹前後まで低下した(特に[1509, 1610, 1704, 1705, 1806]; Fig.17)。pHに関しては、[1704]にJ1が7.6, J2が7.3, [1806]にJ1が7.2, J2が7.7に低下した(Fig.17)。

4.4. 早川

前述のとおり、早川には様々な化学性状を有する支流が流入することから、調査結果を上流側から整理する。ただし、H8は芦ノ湖の水門の下流側(早川側)であり、前述したように大出水時以外は水門が閉鎖されていることから、議論からは除外する。

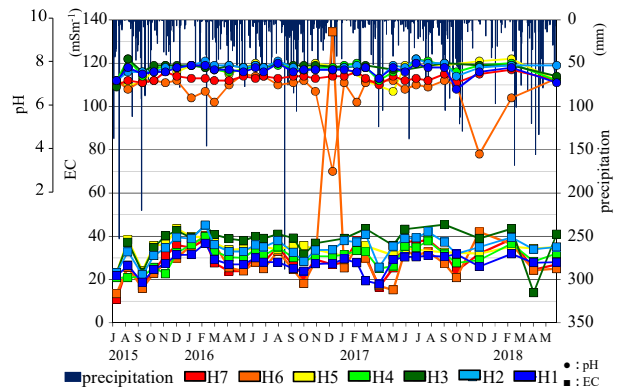


図 18. 早川各地点における EC, pH の長期変動

Fig. 18. Time series of EC and pH in several sampling points (Hayakawa River)

H7はEC中央値が28.0 mSm⁻¹, pH中央値は7.3であった。水質組成は、[1507]や[1806]ではCa-HCO₃型、[1707]はCa-HCO₃型にNa⁺とCl⁻, SO₄²⁻が付加された組成が見られた(Fig.5, 7, 15)。

H6ではEC中央値が27.4 mSm⁻¹, pH中央値が7.1とH7と大きくは変わらないものの、ECの最大値およびpHの最小値が突出している(Fig.5, 7, 18)。両測定値が見られた[1612]では、普段は見えない河床の石が見えるほど水位が低下し、数十m上流から合流する黄白色の濁りを呈する温泉排水(Ca-(Cl+SO₄)型)によって河川水が黄色みを帯びていた。また、河川水の水質組成も温泉排水と同じくCa-(Cl+SO₄)型を示した。

H5では、EC中央値が35.0 mSm⁻¹, pH中央値が7.8であった。H3では、EC中央値が39.2 mSm⁻¹, pH中央値が7.9と、どちらも早川の調査地点内で最高値であった。水質組成はNa-Cl型がみられた。これは、須沢や蛇骨川などNa-Cl型の河川が合流していることが影響していると考えられる。最下流地点のH1では、EC中央値が28.0 mSm⁻¹, pH中央値が7.7であった。

前述したように、火山活動に伴って大涌沢の水質組成が変動したことから、早川の水質組成にも影響が生

じたと考えられる。そこで、早川の流下に伴うCl/TAni比の変化に着目した(Fig.19)。大涌沢合流前の入仙橋(H6)と合流後の箱根パークマンション橋(H5)に着目すると、[1507]~[1512]では両地点間でCl/TAni比が上昇したのに対して、[1601]~[1806]では低下した。両期間中は、先に述べたように幾つかの大きな降水イベントがあり、河川の水質組成はこれらの影響を受けていると考えられるが、大涌沢(OW2)における[1601]~[1806]のCl濃度が350.8~735.9 mg^l⁻¹と高いのに対してCl/TAni比が低下したことは、この期間はすでに2015年噴火の影響が小さくなっていったことを示唆する。

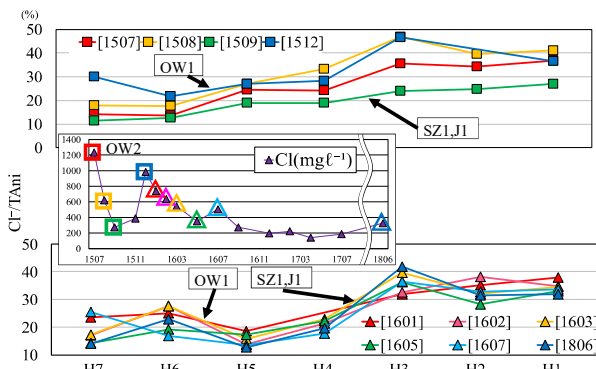


図 19. 早川の陰イオン比変化(7/2015~6/2018)

Fig. 19. Changes of Cl/TAni ratio along the transect of Hayakawa river (Jul., 2015 to Jun., 2018).

4.5. その他の支流

須雲川の須雲川橋(SK2)では、ECが8.8~16.7 mSm⁻¹(中央値10.1 mSm⁻¹)、pHは7.0~7.4(中央値7.2)を観測した。水質組成はCa-HCO₃型を示した。弥栄橋(SK1)では、ECが8.5~28.5 mSm⁻¹(中央値19.2 mSm⁻¹)、pHは7.0~8.2(中央値7.6)を観測した。水質組成はNa-Cl型かNa-(HCO₃+Cl)型を示した(Fig.5, 7, 15)。

大涌沢の北西を平行して流れる大畑沢(OH1)ではCa-HCO₃型の水質組成がみられ、ECが6.9~15.6 mSm⁻¹(中央値8.3 mSm⁻¹)、pHは6.5~7.6(中央値7.0)を観測した(Fig.5, 7, 15)。

U1(河川名不明)では、ECが72.5~240.0 mSm⁻¹(中央値163.4 mSm⁻¹)、pHは2.9~7.8(中央値5.2)を観測し(Fig.5, 7)、水質組成はNa-(Cl+SO₄)型を示した(Fig.15)。この河川の上流には旅館が立地しており、温泉排水が本河川に流入していることが確認できたため、温泉排水の影響を受けたものと考えられることが出来る。

俵石沢のHS1では、ECが8.8~118.9 mSm⁻¹(中央値14.7 mSm⁻¹)、pHは2.9~7.4(中央値6.9)を観測した。水質組成は、[1507]、[1607]および[1806]ではCa-HCO₃型であったが、[1707]ではCl⁻とSO₄²⁻が増加した(Fig.15)。[1707]ではECが39.0 mSm⁻¹、pHは3.6と中央値から外れ

た値が見られた。[1707]の水質組成や、上流に位置するHS2ではECやpHの変動幅が小さいことから(Fig.20, 21)、温泉排水の流入によって水質が変動したものと考えられる。

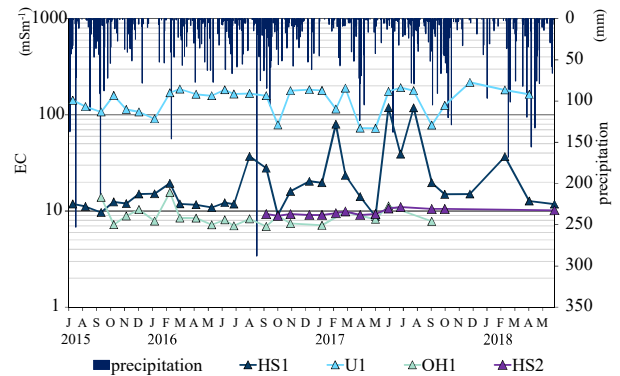


図 20. HS1-2, U1, OH1 における EC の長期変動

Fig. 20. Time series of EC in some sampling points (HS1-2, U1, OH1)

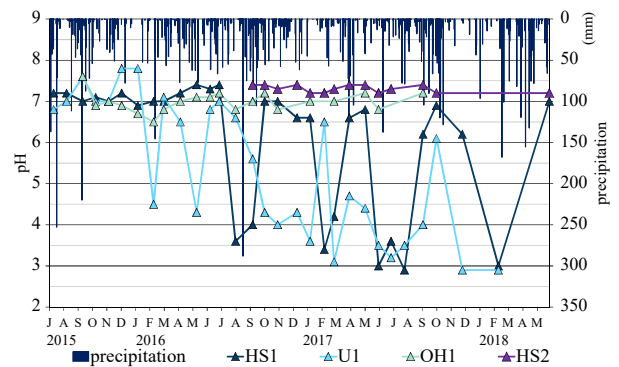


図 21. HS1-2, U1, OH1 における pH の長期変動

Fig. 21. Time series of pH in some sampling points (HS1-2, U1, OH1)

なお、本節で述べた地点の長期変動は、大涌沢の変動傾向とは異なっており、2015年噴火の影響は小さいと考えられる(Fig.20, 21)。

4.6. 雨水

4.6.1. pH

大涌谷周辺の火山ガス濃度を検証した池貝ほか[15]が定めた大涌谷噴気孔の代表点(Fig.23, 図中★)から各採取地点までの距離と、pHの関係を見ると、大涌谷に近い地点ほど、値が小さくなる傾向がみられた(Fig.22)。R13ではR10よりも値が高くなる傾向があるが、この地点は唯一、大涌谷の北西側に位置する。大涌谷周辺部は年間を通じて西南西風が卓越しており(池貝ほか[15])、大涌谷由来の火山ガスがR13に到達しにくいことや、北西側の尾根によりガスの到達が阻まれることが考え

られる。R10ではpH2.7の最低値を観測し、最高値も3.9と他の地点と比較して低い値を示した。H5やR7では鳥の糞などの異物混入により、変動が大きくなっていた可能性がある。

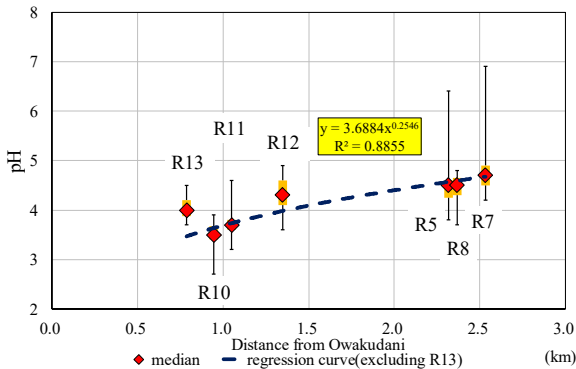


図 22. 各地点の雨水 pH の中央値・平均と変動

Fig. 22. Box-Whisker plot of pH in precipitation with distance from Owakudani (Center of fumaroles)

4.6.2. 溶存成分

R10, R11では SO_4^{2-} や Cl^- が多く含まれ、特にR10では他の地点と比較して高濃度である。陽イオンについては、R12, R7では Na^+ が卓越しているが、これらの地点では陰イオンに HCO_3^- が卓越していることから、全てが海塩の影響とは考えにくい。この点に関しては今後議論が必要である。その他の地点では Ca^{2+} が卓越している。

大涌谷からの火山ガスが相対的に到達しにくいと考えられるR13でも、陰イオンの組成は SO_4^{2-} と Cl^- が多くを占める。一方、大涌谷からある程度離れると、陰イオン中の SO_4^{2-} と Cl^- の卓越は見られなくなる。R5やR6, R7, R8, R11, R13では NO_3^- が見られるが、この地点は道路が近くにあることによる排気ガスの影響やより広域の大気降下物による影響が考えられる(Fig.23)。

各採取器によって計量された降水量に各成分濃度を掛けて求めた日降下物量(各採取期間中の平均値)と、大涌谷からの距離を見ると、 Cl^- , SO_4^{2-} で負の相関がみられた(Fig.24, 25)。また、R13ではR10よりも低い値が観測された。

大場ほか[16]によると、大涌谷の噴気地帯に噴出する火山ガスには、 CO_2 , SO_2 , H_2S や HCl などが含まれている。本研究で観測された降水中の Cl^- や SO_4^{2-} の起源の1つとして、このような火山ガスが考えられる。

一方、風送塩の影響に関しては、噴気地帯から離れた位置にあって、火山ガス由来の Cl^- が少ないと考えられるR6, R7, R8の地点でも Cl^- は $0.008 \sim 0.014 \text{ meq l}^{-1}$ 程度であり(Fig.23), 全体的に海塩の影響を受けていることは考えられるが、その影響は小さいと思われる。

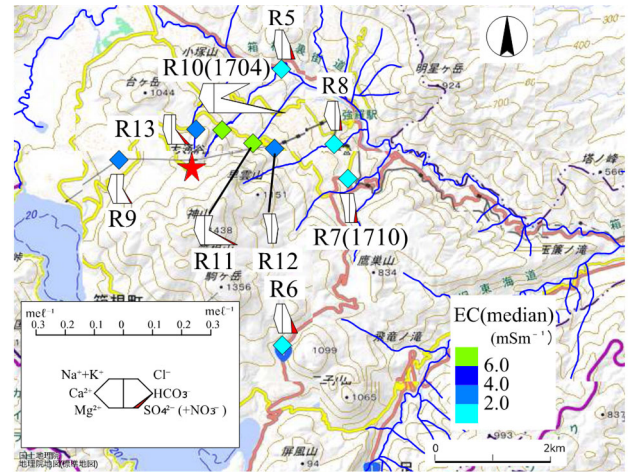


図 23. 雨水の水質組成(stiff diagram) (4/19~5/13/2017 採取, ★は基準点)

Fig. 23. Water quality of rainwater at 4/19~5/13/2017 (stiff diagram)

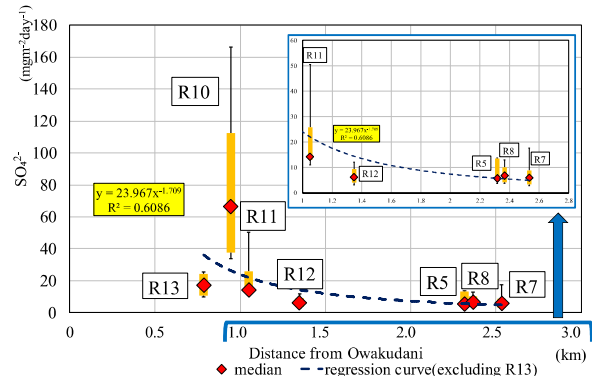


図 24. 大涌谷からの距離と日降下物量(SO_4^{2-})

Fig. 24. Relationship between the distance from Owakudani and the amount of fallout (SO_4^{2-})

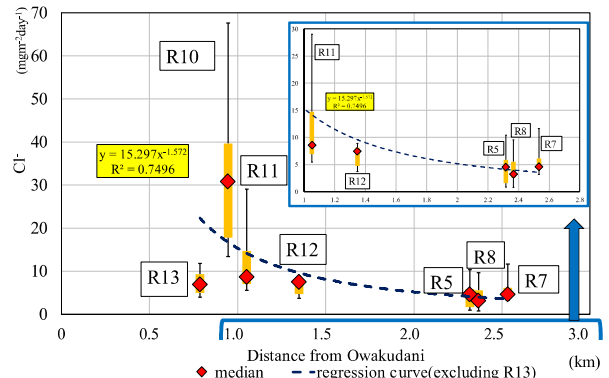


図 25. 大涌谷からの距離と日降下物量(Cl^-)

Fig. 25. Relationship between the distance from Owakudani and the amount of fallout (Cl^-)

5. おわりに

本研究では、箱根山で2015年6月に発生した噴火が周辺河川や降水の水質組成に与えた影響を調査した。そ

の結果、大涌沢では噴火に伴って白濁が強くなり、ECは678.0 mSm⁻¹、pHは2.4を観測した。その後、白濁が弱化するともにECが低下し、pHが上昇する傾向がみられた。また溶存成分に関しては、Cl/TAni比が噴火から時間が経つにつれて低下する傾向がみられた。また、本研究の結果は、大涌沢上流の湧水のCl濃度の変動傾向(万年ほか[11])と調和的であった。これらの結果から、噴火による火山噴出物の流域への供給および河川中への可溶成分の溶出、そして上流域の湧水の水質変動によって大涌沢のCl/TAni比が影響を受けたことが考えられた。

また、火山ガスと降水水質の関係を考察した結果、降水の水質組成に火山ガスの影響が認められた。降水によるCl⁻やSO₄²⁻の降下量は大涌谷近傍地点において多く、大涌谷から離れるほど減少することが明らかとなった。

謝辞

本研究を進めるにあたって、箱根登山鉄道株式会社様、箱根餃子センター様には現地調査の際に雨水サンプラー設置などのご協力を頂きました。また、県西土木事務所小田原土木センター職員の方々には、貴重な資料のご提供や、お話を頂きました。また、法政大学文学部地理学科の学生諸氏には現地調査や分析作業を手伝っていただきました。そして、査読者および編集委員の方々には、大変懇切丁寧なご指摘・ご助言をいただきました。以上の皆様に心より御礼申し上げます。

本研究は2018年度法政大学文学部地理学科卒業論文の内容を修正したものです。

参考文献

- 産業技術総合研究所: 活火山データベース. URL: https://gbank.gsj.jp/volcano/Act_Vol/link.html(2019年1月1日時点)
- 平井重信・渡邊真紀子・衣笠善博・森嶋濟・Rondal JD, Collado MB (2004): フィリピンラハール災害地域 Pasig-Potrero・Porac川流域における地下水流動と地下水涵養. 地学雑誌, **113**: 461-481.
- 小坂丈予・小沢竹二郎・酒井均・平林順一 (1983): 木曾御嶽火山1979年噴火後の活動状況と地球化学的研究. 火山, **28**: 59-74.
- 浅見和希・小寺浩二・猪狩彬寛・堀内雅生 (2018): 御嶽山噴火(140927)後の周辺水環境に関する研究(6). 日本地理学会発表要旨集, 269.
- 平野富雄・栗屋徹・小鷹滋郎・広田茂・伊東博・平賀士郎・大木靖衛 (1975): 箱根カルデラ河川流出水の溶存成分に対す温泉の影響について. 神奈川県温泉研究所報告, **6**: 87-116.
- 大沢信二・由佐悠紀・北岡豪一 (1997): 九重硫黄山の噴気地域から放出される塩化水素・マグマ性水蒸気量の推定. 日本地熱学会誌, **19**: 73-83.
- 古川竜太・石塚吉浩・山崎誠子・萬年一剛・長井雅史・三輪学央・吉本充宏・常松佳恵・内山高・馬場章 (2015): 箱根火山2015年噴火の降灰分布. 日本火山学会講演予稿集, 191.
- 火山噴火予知連絡会 (2015): 箱根山2015年7月21日12時01分の噴出現象(暫定版), 7pp.
- 神奈川県温泉地学研究所 (2015): 2015年箱根山噴火の推移について, 41pp.
- 堀内雅生・小寺浩二・猪狩彬寛・浅見和希 (2018): 箱根山周辺の水環境-噴火(150629)後を中心に-(3). 陸水物理研究会第40回研究発表会要旨集, 13.
- 萬年一剛・菊川城司・原田昌武・本間直樹 (2016): 箱根火山2015年噴火後の火口域における噴気活動と湧泉の変化. 日本火山学会講演予稿集, 57.
- 杉山茂夫・大木靖衛・小鷹滋郎 (1983): 大涌谷地すべり対策調査 (昭和57年度). 神奈川県温泉地学研究所報告, **14**: 1-16.
- 杉山茂夫・大山正雄・小鷹滋郎・平野富雄・栗屋徹・大木靖衛 (1984): 大涌谷地すべり対策調査 (昭和58年度). 神奈川県温泉地学研究所報告, **15**: 1-24.
- 平野富雄・栗屋徹・石坂信之・大木靖衛 (1985): 大涌沢地すべり対策調査 (昭和59年度) 水質調査. 神奈川県温泉地学研究所報告, **16**: 13-24.
- 池貝隆宏・十河孝夫・代田寧・吉田直哉・菅野重和 (2017): 箱根山大涌谷の火山ガス濃度の推移. 神奈川県環境科学センター研究報告, **40**: 1-8.
- 大場武・代田寧・澤毅・平徳泰・攪上勇介 (2008): 箱根カルデラ中央火口丘大涌谷地熱地帯における火山ガス組成の時間変化. 神奈川県温泉地学研究所報告, **40**: 1-10.

受付: 2019年11月15日

受理: 2020年2月21日

原著 (Research Article)

青森県・青池の呈色に関する研究：モデルの精緻化

花石竜治¹・大坂直人²・知北和久³

A study on the coloration of Aoike Pond, Aomori Prefecture: Elaboration of the model

Ryuji HANAISHI¹, Naoto OSAKA² and Kazuhisa CHIKITA³

摘要 青森県・十二湖の一つ青池の青色呈色について、この呈色を再現する既報のモデルを精緻化した。精緻化したモデルでは、水の密度変動散乱係数および体積散乱関数を文献から引用し、立体角の算出法を改良した。また、湖底乱反射および水の密度変動散乱による光強度式を、光束をもとに記述した。画像解析から、青池画像における RGB 値の理論値を観測値に結び付けるスケーリング・ファクタを決定し、これからデジタルカメラ感度係数を分離した。その結果、観測値対理論値の直線関係は高い決定係数を持つことが明らかになり、画像の広い範囲の呈色の観測値がよく再現された。以上により、精緻化したモデルは青色呈色をほぼ定量的に記述でき、その妥当性が示された。

キーワード 青池、乱反射、密度変動散乱、青色呈色、デジタルカメラ感度

Abstract An elaborated model for the blue coloration of Aoike Pond, Aomori Prefecture, was proposed. In the elaborated model, water's density fluctuation scattering coefficients and a volume scattering function were referred from literatures, and calculation methods for solid angles were refined. In addition, formulas for light intensities produced by irregular reflection at lake bottom and by density fluctuation scattering in lake water were described on the bases of light flux. Image analyses enabled us to determine a scaling factor that connected the observed RGB values in the images of Aoike Pond to the theoretically predicted ones, and a sensitivity factor of the digital camera was separated from the scaling factor. As a result, there were highly linear relationships between the observed and theoretically predicted RGB values, and thus the observed colorations were reproduced fairly well in wide areas on the images. Hence, the elaborated model was capable of quantitatively describing the blue colorations with high validation.

Keywords Aoike Pond, Irregular Reflection, Density Fluctuation Scattering, Blue Coloration, Sensitivity of Digital Camera

1. はじめに

湖沼の呈色は、水質の成分が原因である場合、懸濁物質や水以外の着色性溶質に起因すると考えるのが一般的である [1]。これら以外の原因としては、水そのものの固有光学特性(Inherent optical properties)である、可視領域の赤色光吸収 [1] および青色光を強調する密度変動散乱 (Density fluctuation scattering, あるいは分子

散乱ともいう) が挙げられ [2-4]、これらの効果が表れれば、湖沼は青色に呈色するとされる [2]。その例が、米国オレゴン州の Crater 湖である [3]。Morel ほか [3] では、湖底の水深が、光学的深さ(Optical depth)よりも深いことを前提として、分光反射率が密度変動散乱係数と吸光係数の比と近似され、観測値がこれに一致することが示された。

*1 青森県環境保健センター 〒030-8566 青森市東道一丁目 1-1 Aomori Prefectural Public Health and Environment Center, Aomori, 030-8566

*2 青森県原子力センター 〒039-3215 青森県上北郡六ヶ所村倉内字笹崎 400-1 Aomori Prefectural Nuclear Power Safety Center, Aomori, 039-3215

*3 北海道大学北極域研究センター 〒001-0021 札幌市北区北 21 条西 11 丁目 Arctic Research Center, Hokkaido University, Sapporo, 001-0021

DOI: 10.34502/physhydro.2.1_25

一方、湖底の水深が光学的深さよりも浅い場合については、研究例がない。Jerlov [5] は水底が浅い場合、アルベドが高い水底からの反射光の寄与があることを指摘している。これは、水深が浅い場合や透明度が高い場合など、水底に入射光が到達する湖沼では、底質のアルベドを考慮する必要があることを示唆している。

モデル計算の対象とした湖沼は青森県十二湖・青池（じゅうにこ・あおいけ）で、白神山地山麓に位置する湖沼群の一つであり、春から夏にかけての晴天時には、特に鮮やかな青色に呈色する。青池には、以下の四つの点(a)~(d)に特徴がある。

- (a) 山間小湖で、外周 125m [6], 最大水深 8.8m [7] とされており、湖盆形態が比較的単純である。吉村ほか [8] は、その湖盆形態を漏斗型とした。
- (b) 花石ほか [9] は、青池の湖水の可視領域吸収スペクトル測定により、その湖水は、可視領域では光学的に純水と同じと見なせるとした。
- (c) 高貝ほか [6] は青池の透明度が高いことを指摘し、三上ほか [7] は透明度が全透とした。
- (d) 青池の湖底は、晴天時に観察できるほど明るい色をしており、可視光のアルベドが高く、よって、湖底乱反射の寄与があると推定される [10]。

以上の特徴から、本研究が対象とする青池は、湖底の寄与を陽に考慮する必要があり、また、湖水が可視領域で光学的に純水と等しいと見なせるものといえる。

花石ほか [11] は、青池の青色呈色の原因は、Crater湖からの類推として、水による赤色光吸収と水の密度変動散乱による青色光が強調された光散乱によると考えた。また、最大水深が光学的深さよりも浅いことから、湖盆形態とそこからの湖底乱反射を考える必要があることを指摘した。

花石ほか [11] では、最終的に湖面上の青色呈色を、湖底乱反射および湖内密度変動散乱の寄与に分離したが、モデリングの光強度式に課題が残されたため、本研究では、このモデルを以下の三点について精緻化する。

- (a) 絶対的な密度変動散乱光強度の推定
- (b) 立体角の算出法の改良

- (c) 光強度式を光束に基づいて記述し、二次元正規分布密度関数により与える RGB 値を照度単位とする

本研究では、上記のモデルの精緻化により光強度式を改良し、画像解析によりモデル・パラメータをスケールリング・ファクタとともに決定し、撮影した画像がそれらにより定量的に再現できることを示して、モデルの妥当性を検証することとする。ここでは、デジタルカメラの感度の考慮も行う。

なお今回、画像解析をより精度よく行うために、花石の従来のデジタルカメラ画像からの湖面上座標値の取得方法 [12] についても改良を加えた。

2. 研究対象

花石ほか [11] では青森県・青池の水文的条件を述べており、その要点を以下に示す。

- 1) 一連の越口ノ池（こしぐちのいけ）湖群の源泉であり、地下水が湧水流入していると考えられる。
- 2) 地下水の湧水流入量は、湖面にさざ波が立つほど大きく、また隣接する鶏頭場ノ池（けとばのいけ）に伏流し湧出していると考えられる。よって湖水の滞留時間は短いと考えられる。
- 3) 時期・水深を問わず、10 °C前後の水温であり、冬に結氷しない。

Fig. 1 に青池の位置を示す [11]。

3. 青池における湖底乱反射光と湖内密度変動散乱光の撮影

3.1. 画像撮影に用いた機材と撮影条件

画像撮影には、デジタルカメラとして、Panasonic 社 DMC-LZ5 を用いた。画像ピクセル数は、横 640×縦 480 とした。

本項の「木漏れ日」の撮影は、展望台上の定点ではない場所から撮影した。それ以外の画像（項 6 以降の画像解析に用いた画像）は、展望台の定点から撮影した。その位置関係は、項 5.1 に詳述する。

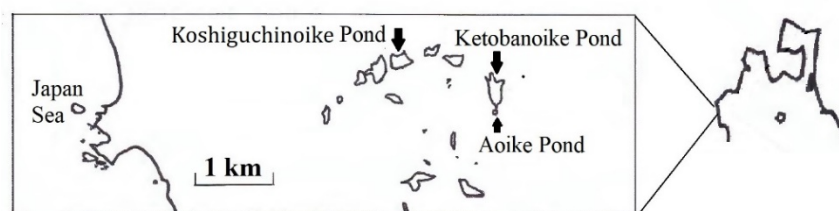


図 1. 青森県・青池と関連湖沼の位置図 [11].

Fig. 1. Location map of Aoike Pond and associated ponds in Aomori Prefecture [11].

3.2. 撮影した画像と解釈

2019年7月7日13:45および13:53に、青池において撮影した「木漏れ日」の画像を、それぞれFig. 2a, Fig. 2bに示す。このときの天候は晴れであった。

Fig. 2aにおいて、湖内における光の進行方向を示した。また、この展望台での画像で、大気中の光の進行方向も分かる。

花石ほか [11] では「木漏れ日」解析について記した。そこでは、湖内に進行した一筋の「木漏れ日」について、光路計算を行った。その結果、湖内を進行する光の軌跡は散乱光に、その末端は湖底乱反射光に帰属することが分かった。

本研究で取り上げた画像 Fig. 2b についても、花石ほか [11] の結果からの類推によって、光束の進行した末端の明るい領域 (Fig. 2b の“A”領域) とその進行中の領域 (同“B”領域) に分類することができた。また、これらAおよびBの領域は、定性的に色調が異なることから、異なる光学的機構で生じた光の効果が現れていたことが考えられる。

Fig. 2b は、「木漏れ日」が花石ほか [11] に記述したような軌跡が細い光束ではなく、これらの光学的機構

由来の光が完全には分離されていない状態を示しており、Aの領域は湖底乱反射光が卓越し、Bの領域は湖内密度変動散乱光が卓越していたと考える。

以上から、これらの木漏れ日の画像では、湖底乱反射および湖内密度変動散乱に由来する光を部分的に分離して観測していたと推定される。このことは、著者が仮説として提唱した、これら二つの光物理機構の存在の傍証となるものと考えられる。

4. モデルの精緻化

ここでは、花石ほか [11] のモデルをどのように精緻化したかを述べる。

4.1. 著者らの既報の課題の整理と本研究での改良点

(1) 密度変動散乱の扱い

花石ほか [11] (該当する光強度式は(13)式) では、密度変動散乱光について、散乱角依存性を考慮せず、散乱角に依存する体積散乱係数、およびこれを立体角で積分して得られる散乱係数を用いなかった。そこでは、密度変動散乱光が可視領域で波長の4乗分の1に比例すると仮定して、光の波長の380nmに対する比の4乗分の1に乗ぜられる因子を求めた。

また、花石ほか [11] の(8)式により、湖底乱反射による光強度式を記述したが、画像解析により決定できるのは、湖底乱反射についての湖底アルベドと乗算因子との積であり、絶対的な湖底アルベドは決定できなかった。

ただし、上記の既報の扱いでは、散乱角の効果を無視する近似の範囲で、湖面の呈色に対する湖底乱反射と密度変動散乱の寄与への分離は可能であった。なぜならば、これら二つの光学現象は、それぞれで強度・色調が湖面上で異なる不均一的分布をし、画像解析で分離できるからであった。

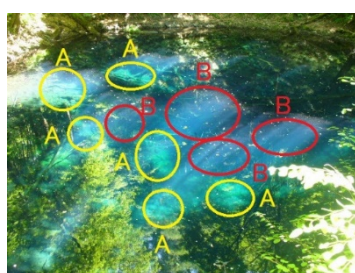
今回、密度変動散乱については、文献値の水の密度変動散乱係数およびそれから導出した体積散乱関数を引用し、散乱角を考慮して、絶対的な散乱光強度の推定を行う。これと湖底乱反射の寄与の和が観測値の光強度となるが、これら二つの光学現象が湖面の呈色へ異なる強度・色調の不均一的分布で寄与することから、画像解析により湖底乱反射の湖底アルベドを決定できると考えた。

(2) 立体角の算出法

観測画像における観測点から見た湖面上の光強度について、湖底乱反射により湖底の面積区間から湖面上になす投影面積区間を見た場合、または湖内密度変動散乱により湖内の体積区間から湖面上になす投影面積



(a) 1345h



(b) 1353h

図2. 青池における木漏れ日の画像, 2019年7月7日撮影。(a) 光の進行方向を示す。(b) “A”の箇所では湖底乱反射光が、“B”の箇所では湖内密度変動散乱光が、それぞれ卓越していると推定。

Fig. 2. Sunbeams seen in Aoike Pond on 7 Jul 2019. (a) Light traveling direction is depicted. (b) Subareas labeled “A” and “B” inferred as predominant areas of lights from irregular reflection at lake bottom and from density fluctuation scattering inside lake, respectively.

区間を見た場合、観測にかかる光束は観測点からの立体角に比例すると考えた。

花石ほか [11] においては、観測点から見た湖面上の投影面積区間が張る立体角を微小面積に対応する立体角として計算した。この算出法では、立体角が微小面積の大きさに比例するとした。

本研究では、湖底乱反射については、項 4.4(1) で後述するように、前述の微小面積がなす立体角の表式を採用した。この扱いは近似的ではあるが、立体角を張る微小面積の大きさに立体角が比例するという線形性は、立体角に関係する因子を考慮する際に有利と判断した。

一方、密度変動散乱光については、花石ほか [11] において散乱光強度を各散乱点からの散乱光強度の単純な和として算出していたところを、本研究では散乱角依存性も含めた体積散乱関数による記述に改めた。この場合、散乱点から見た湖面上への投影面積区間に対応する立体角も同時に評価する必要がある。

なお、密度変動散乱光強度の算出では、湖面直下の体積区間からの散乱光の寄与も考える必要がある。その場合、微小面積がなす立体角の表式では、体積区間の水深が浅い極限で立体角が発散する。このことから、水深が浅い体積区間からの散乱光強度を過大評価する傾向がある。このため、密度変動散乱光強度の算出には長方形に対応する立体角の表式 [13] を採用した。

(3) 光強度式の次元とスケーリング・ファクタ

花石ほか [11] では、光強度式 (湖底乱反射について(8)式、湖内密度変動散乱について(13)式) の記述における次元の考慮が未完成であった。

本研究では、光強度式を、光束をもとに記述し、[光束][波長]³ の次元とした。これにより、湖面上の RGB 値は、等色関数との積の波長についての積分の後に、二次元正規分布密度関数により与えられ、[照度]の次元を持つ。よって、この RGB 値から画像の無次元の RGB 値への変換の因子である、スケーリング・ファクタを決定できると考える。

なお、スケーリング・ファクタとデジタルカメラの感度に関する知見とを組み合わせ、モデルが現実に関測される光強度を与えるかどうかの吟味を行った。

(4) モデルの精緻化の実行

上述の (1)~(3) によりモデルの精緻化を行うが、これらはそれぞれ単独に精緻化に寄与するのではなく、お互いに関連し、全体として、モデルの精緻化が達成されると考えた。

なお、花石ほか [11] においては、散乱日射条件における光強度式も記述したが、本研究では直達日射条件

の議論に限る。花石ほか [11] の (8)式 (湖底乱反射) および(13)式 (湖内密度変動散乱) が、今回、書き換える対象となる光強度式である。

4.2. 湖内密度変動散乱の記述における散乱係数および体積散乱関数

水の密度変動散乱の扱いにおいて、散乱係数を文献 [3] から引用し、また体積散乱関数を文献値 [14] から構築して、固有光学特性として、数値計算に取り入れた。

Morel [4] によれば、波長 λ_i における水の密度変動散乱係数 $b(\lambda_i)$ は、散乱角 θ_s の場合の体積散乱関数 $\beta_{S,ES}(\theta_s, \lambda_i)$ (次元は[長さ]³[立体角]⁻¹) との間に以下の関係式が成り立つ。

$$\beta_{S,ES}(\theta_s, \lambda_i) = \beta_{S,ES}\left(\frac{\pi}{2}, \lambda_i\right) \left(1 + \frac{1 - \delta_1}{1 + \delta_1} \cos^2 \theta_s\right)$$

$$b(\lambda_i) = \frac{8\pi}{3} \beta_{S,ES}\left(\frac{\pi}{2}, \lambda_i\right) \frac{2 + \delta_1}{1 + \delta_1}$$

ここで、 δ_1 は depolarization ratio である。散乱角 θ_s は Fig. 3 のように定義する。単位方向ベクトル \mathbf{A}'' の入射光が散乱されて、観測される散乱光の単位方向ベクトルが \mathbf{B}_1 のとき、 θ_s は次式で与えられる。

$$\cos \theta_s = \mathbf{A}'' \cdot \mathbf{B}_1$$

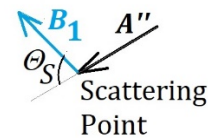


図3. 散乱角 θ_s の定義。

Fig. 3. Definition of scattering angle θ_s .

散乱点 $T_5(x_n, y_n, z_n)$ において、鉛直方向の厚さ Δz をもつ水中の体積素片から、散乱光が散乱光ベクトル \mathbf{B}_1 により湖面上の座標 $T_3(x_3, y_3, 0)$ に投影され、ここでは投影面積 $\Delta S''$ をもつ立体角 $\Delta \omega_1$ とする。Fig. 4 にこれらを図示した。このとき投影面積 $\Delta S''$ への散乱光の強度比 (無次元) の寄与は、体積散乱関数を用いて、 $\beta_{S,ES}(\theta_s, \lambda_i) \Delta z \Delta \omega_1$ となる。さらに、散乱により光路において減衰したあとの強度比は、光路長を L' としたときに、 $\exp\{-b(\lambda_i)L'\}$ と表される。

本研究では、散乱光として水の密度変動散乱光を扱う。これに関連して、Horvath [15] は、大気中エアロゾルによる散乱光に対し、光散乱の場合の体積散乱関数、散乱係数による散乱光強度および光減衰について記述している。

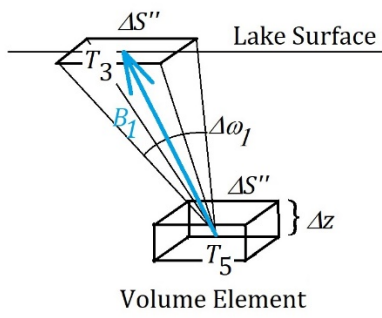


図4. 密度変動散乱が関係する立体角の概念図。
 Fig. 4. Conceptual diagram of solid angle related to density fluctuation scattering.

4.3. 乱反射光および散乱光の記述における立体角の算出法

乱反射光および散乱光は、それぞれ湖底の面積区間、湖内の体積区間から、乱反射光ベクトルあるいは散乱光ベクトルにより湖面に投影される。この投影面積を観測点から見た場合に張る立体角を求めて、湖面の全立体角に対する比を計算し、観測点から見た光強度の因子とする。また、散乱点から投影面積を見た場合に張る立体角を、散乱光強度比を求める際に使用する。これらのために立体角の算出に必要な計算式を整理する。

(1) 長方形の立体角の算出法

ここでは、長方形の立体角算出法 [13] を適用する。観測点 (あるいは散乱点) の座標 (立体角を見る座標) を $K(x_d, y_d, z_d)$ とする。いま xy 平面上にある点 $F(x, y, 0)$ の座標における面積区間が立体角をなすとする。平行移動により立体角を見る座標を z 軸上に移動すると、点 F の xy 平面上の座標は

$$\begin{aligned} x_s &= x - x_d \\ y_s &= y - y_d \end{aligned}$$

と平行移動される。長方形の面積区間を示す座標を次式で定義する。

$$\begin{aligned} x_1 &= x_s \\ x_2 &= x_s + \Delta x \\ y_1 &= y_s \\ y_2 &= y_s + \Delta y \end{aligned}$$

以下、Mathar [13] にしたがって考察する。次式で関数 Ω_s を定義する。

$$\Omega_s(a_M, b_M, d_M) = 4 \cos^{-1} \sqrt{\frac{1 + \alpha_M^2 + \beta_M^2}{(1 + \alpha_M^2)(1 + \beta_M^2)}}$$

ここで、

$$\begin{aligned} \alpha_M &= \frac{a_M}{2d_M} \\ \beta_M &= \frac{b_M}{2d_M} \end{aligned}$$

である。

$$\begin{aligned} \Delta x &> 0 \\ \Delta y &> 0 \end{aligned}$$

としたので、

$$\begin{aligned} A_s &= \min\{|x_1|, |x_2|\} = |x_s| \\ B_s &= \min\{|y_1|, |y_2|\} = |y_s| \\ a_s &= |x_2 - x_1| = \Delta x \\ b_s &= |y_2 - y_1| = \Delta y \end{aligned}$$

であり、求める立体角 Ω_M の表式は

Case I : 長方形が x, y 軸のどちらも跨がない場合

$$\begin{aligned} \Omega_M &= \frac{1}{4} [\Omega_s(2(A_s + a_s), 2(B_s + b_s), z_d) \\ &\quad - \Omega_s(2A_s, 2(B_s + b_s), z_d) \\ &\quad - \Omega_s(2(A_s + a_s), 2B_s, z_d) \\ &\quad + \Omega_s(2A_s, 2B_s, z_d)] \end{aligned} \quad (1a)$$

Case II : 長方形が x, y 軸の片方を跨ぐ場合

(a) x 軸を跨ぐ場合

$$\begin{aligned} \Omega_M &= \frac{1}{4} [\Omega_s(2(A_s + a_s), -2(B_s - b_s), z_d) \\ &\quad - \Omega_s(2A_s, -2(B_s - b_s), z_d) \\ &\quad + \Omega_s(2(A_s + a_s), 2B_s, z_d) \\ &\quad - \Omega_s(2A_s, 2B_s, z_d)] \end{aligned} \quad (1b)$$

(b) y 軸を跨ぐ場合

$$\begin{aligned} \Omega_M &= \frac{1}{4} [\Omega_s(2(B_s + b_s), -2(A_s - a_s), z_d) \\ &\quad - \Omega_s(2B_s, -2(A_s - a_s), z_d) \\ &\quad + \Omega_s(2(B_s + b_s), 2A_s, z_d) \\ &\quad - \Omega_s(2B_s, 2A_s, z_d)] \end{aligned} \quad (1c)$$

Case III : 長方形が x, y 軸の両方を跨ぐ場合

$$\Omega_M = \frac{1}{4} [\Omega_s(-2(A_s - a_s), -2(B_s - b_s), z_d) + \Omega_s(2A_s, -2(B_s - b_s), z_d) + \Omega_s(-2(A_s - a_s), 2B_s, z_d) + \Omega_s(2A_s, 2B_s, z_d)] \quad (1d)$$

となる。

(2) 微小面積の立体角の算出法

ここでは、微小面積区間が張る立体角を算出する [11], [16]。

観測点 $K(x_d, y_d, z_d)$ とし、いま xy 平面上にある点 $F(x, y, 0)$ における微小面積 ΔA に対して設定する立体角 Ω_A を表す式は、観測点 K から湖面 F までの距離 L_A について

$$L_A = \sqrt{(x_d - x)^2 + (y_d - y)^2 + z_d^2}$$

から、 $\Delta A \ll L_A^2$ の場合には、ベクトル \overline{FK} を規格化した単位方向ベクトル \mathbf{B}_A が鉛直方向単位ベクトル \mathbf{k} となす角を Φ として、

$$\left. \begin{aligned} \Omega_A &= \frac{\Delta A \cos \Phi}{L_A^2} \\ \cos \Phi &= \mathbf{B}_A \cdot \mathbf{k} \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

ここで、

$$\mathbf{B}_A = \frac{(x_d - x, y_d - y, z_d)}{\sqrt{(x_d - x)^2 + (y_d - y)^2 + z_d^2}}$$

と表される。

(2)式において、 $\Delta A \gg L_A^2$ の場合、立体角 Ω_A が正の無限大に発散する。よって(2)式は、 $\Delta A \ll L_A^2$ の条件下、適用可能である。

4.4. 観測点から湖面を見た立体角

(1) 湖底乱反射の光強度式における立体角の因子

花石ほか [11] は、湖底における面積区間の考慮においては、その面積区間から、湖面上の微小面積の立体角の算出法により立体角を求め、光強度の因子とした。この方法の利点は、立体角が、湖面上の投影面積に比例するため、観測に関係する乱反射光ベクトルの向きに応じて変化する湖面上の投影面積に対して、同じ割合で反比例して、因子の大きさとして相殺する光束密

度の効果を同時に考慮できることにある。なお、光強度に対する光束密度の効果は、湖面上の投影面積が湖底における面積区間の鉛直方向単位ベクトル \mathbf{k} による xy 平面への投影に等しい場合に、投影による強度比が1になると考える。

これに対して、立体角の算出法として厳密な Mathar [13] の方法を採用する場合、花石ほか [11] が記述したように、面積区間の湖面への投影面積の算出が近似的になるという欠点がある。

本研究における、湖底の面積区間の湖面上の投影面積についての立体角の因子の扱いを述べる。まず、湖底における面積区間を考察する。湖底を花石ほか [11] と同様に回転放物面と仮定し、湖面の半径を r 、最大水深を d として、湖底点座標 $T_1(x_1, y_1, z_1)$ について次式が成り立つものとする。

$$\frac{x_1^2}{g^2} + \frac{y_1^2}{g^2} - (z_1 + d) = 0$$

$$g = \frac{r}{\sqrt{d}}$$

考える湖底の面積区間である格子四角形の大きさ ΔS は、その単位法線ベクトルを \mathbf{n}_0 として、これと鉛直方向の単位ベクトル \mathbf{k} のなす角を θ'' とすると、湖面上から見た (x, y) 直交座標における格子正方形の区間増分を $\Delta x, \Delta y$ とした場合、

$$\begin{aligned} \cos \theta'' &= \mathbf{n}_0 \cdot \mathbf{k} \\ \Delta S &= \Delta x \Delta y / \cos \theta'' \end{aligned}$$

である。湖底の面積区間は、その法線ベクトルが鉛直方向に傾度を持ち、正方形ではなくなる。

微小面積に対する立体角の算出法を適用する場合の条件を確認すると、 $\Delta S = \Delta x \Delta y / \cos \theta'' \cong 4 \text{ m}^2$ 、 $L_R^2 > w^2 + h^2 \cong 67 \text{ m}^2$ から、 $\Delta S \ll L_R^2$ となり、条件を満たす。ここで、 w は湖岸から観測点 $T_4(x_4, y_4, z_4)$ までの水平方向の距離、 h は観測点の高さであり、観測点の方角の西からの偏角を η とした場合、

$$\begin{aligned} x_4 &= -(r + w) \sin \eta \\ y_4 &= -(r + w) \cos \eta \\ z_4 &= h \end{aligned}$$

である。また、湖面上の射出点を $T_3(x_3, y_3, 0)$ として、

$$L_R = \sqrt{(x_4 - x_3)^2 + (y_4 - y_3)^2 + z_4^2}$$

である。

観測点から見て、湖面上の射出点 T_3 における湖底面積区間の投影値の立体角の因子 $\Delta\omega_R$ を、(2)式を参照して、

$$\Delta\omega_R = \frac{\Delta S \cos \Phi_R}{L_R^2}$$

$$\cos \Phi_R = \mathbf{B}_2 \cdot \mathbf{k}$$

とする。ここで、

$$\mathbf{B}_2 = \frac{(x_4 - x_3, y_4 - y_3, z_4)}{\sqrt{(x_4 - x_3)^2 + (y_4 - y_3)^2 + z_4^2}}$$

である。

(2) 湖内密度変動散乱の光強度式における立体角

散乱光を体積区間により考える際に、湖面へのその面積投影値 $\Delta S''$ は、体積区間の (x, y) 直交座標系における格子正方形の区間増分を $\Delta x, \Delta y$ とした場合、体積区間が xy 平面に平行であることから、単に、

$$\Delta S'' = \Delta x \Delta y$$

で表され、湖面への投影も正方形となる。

観測点 T_4 から見た湖面上の射出点 T_3 の $\Delta S''$ に対して設定する立体角を $\Delta\omega_{S,ES}$ として、Mathar の方法を適用して、(1a)~(1d)式で求めることができる。

(3) 湖面の全立体角

観測点 T_4 から見た湖面の全立体角 Ω は、湖面上の $1\text{m} \times 1\text{m}$ の単位格子についての立体角を、Mathar の方法を適用して、(1a)~(1d)式で求め、和を取り計算する。

4.5. 散乱点から湖面を見た立体角

散乱光放射の立体角 $\Delta\omega_1$ は、湖内散乱点 T_5 から湖面における射出点 T_3 の投影面積 $\Delta S''$ を見たときの立体角である。散乱光の場合、前項(2)に準じて、考

える体積区間が xy 平面に平行なため、湖面上の投影は正方形であり、この立体角は、Mathar の方法を適用して、(1a)~(1d)式で求めることができる。

この散乱光については、従来の微小面積に対する扱いでは、湖面直下の体積区間からの散乱光の場合、湖面への距離が小さいことから、その光強度を過大評価する傾向があった。今回の Mathar の方法の適用により、過大評価を避けることができると考える。

4.6. 湖底乱反射および湖内密度変動散乱の光強度式 (1) 光強度式

湖底乱反射および密度変動散乱の光強度をそれぞれ P_R'' , $P_{S,ES}''$ として、次の(3)(4)式で表す。これらの式の次元は[光束][波長]⁻¹である。

ここで、式中の記号の意味は以下のとおりである(花石ほか [11] と同記号)。

θ : 太陽高度

ϕ : 太陽方位角 (北 $0 \rightarrow$ 東 $\pi/2 \rightarrow$ 南 $\pi \rightarrow$ 西 $3\pi/2$)

K_m : 放射量から測光量への変換定数, 683 lm W^{-1}

$f(\lambda_i)$: 波長 λ_i における晴天時の太陽光放射強度 ([仕事率][面積]⁻¹[波長]⁻¹の次元)

$T : T = \mathbf{B} \cdot \mathbf{B}_1$ とするベクトルの内積。 \mathbf{B} は入射光ベクトル \mathbf{A} と湖底の法線ベクトル \mathbf{n}_0 から求められた反射光ベクトル, \mathbf{B}_1 は観測される乱反射光ベクトル。入射光ベクトル \mathbf{A} とは、湖水中における太陽光線の入射の方向ベクトル \mathbf{A}'' の逆の単位ベクトル

$\cos\theta$: 乱反射光ベクトル \mathbf{B}_1 と湖底の法線ベクトル \mathbf{n}_0 のなす角の余弦

$\cos\theta'''$: 湖底の法線ベクトル \mathbf{n}_0 と入射光ベクトル \mathbf{A} のなす角の余弦

$D(\theta, \theta')D(\varphi', \varphi)$: 湖面についての入射および射出時のフレネルの反射透過係数の積。括弧内の角度は入射角または屈折角

ρ : 湖底アルベド

L_1 : 光線の湖面入射点 $T_2(x_2, y_2, 0)$ から湖底反射点 $T_1(x_1, y_1, z_1)$ までの距離

L_2 : 光線の湖底反射点 $T_1(x_1, y_1, z_1)$ から湖面射出点 $T_3(x_3, y_3, 0)$ までの距離

$$P_R''(\lambda_i, \theta, \phi, x_1, y_1) = K_m f(\lambda_i) \pi r^2 T \cdot \frac{\Delta\omega_R}{\Omega} \cos\theta \cdot \cos\theta''' D(\theta, \theta') D(\varphi', \varphi) \rho \cdot \exp[-(L_1 + L_2)\{k_1 + b(\lambda_i) + A(\lambda_i)\}] \quad (3)$$

$$P_{S,ES}''(\lambda_i, \theta, \phi, x_n, y_n, z_n) = K_m f(\lambda_i) \pi r^2 \frac{\Delta\omega_{S,ES}}{\Omega} \cdot D(\theta, \theta') D(\varphi', \varphi) \beta_w(\theta_s, \lambda_i) \Delta z \Delta\omega_1 \cdot \exp[-(L_3 + L_4)\{k_1 + b(\lambda_i) + A(\lambda_i)\}] \quad (4)$$

- L_3 : 光線の湖面入射点 $T_2(x_2, y_2, 0)$ から湖内散乱点 $T_5(x_n, y_n, z_n)$ までの距離
- L_4 : 光線の湖内散乱点 $T_5(x_n, y_n, z_n)$ から湖面射出点 $T_3(x_3, y_3, 0)$ までの距離
- k_1 : 湖内における光線の減衰定数 ([長さ]⁻¹の次元)
- $A(\lambda_i)$: 波長 λ_i における水の吸光係数 ([長さ]⁻¹の次元)

(3)(4)式においては、湖面の面積 πr^2 を乗じることにより、式の次元が [照度][面積][波長]⁻¹=[光束][波長]⁻¹ となり、 $K_m f(\lambda_i) \pi r^2$ の物理的意味は、波長あたりの、湖面に入射する光の光束となる。したがって、この場合、 $K_m f(\lambda_i) \pi r^2$ よりあとの無次元の項を乗ずると、波長あたりの全湖面に入射する光束のうちの観測される光束を示すものとなると考える。

また花石ほか [11] の (8) (13)式では、それぞれ各面積区間あるいは各体積区間の湖面上への投影面積を含めていた。これは、これらの投影面積が近似的に立体角に比例すると考えたからである。

湖底乱反射について、花石ほか [11] の (8)式における近似的な立体角の扱いは、項 4.4(1) で述べた理由から本研究でも採用した。一方、散乱光を記述した花石ほか [11] の (13)式は、本研究では立体角をもとに記述し、改めて(4)式とした。

さらに本研究の(4)式では、体積区間から放射される密度変動散乱光を項 4.2 の方法で記述し、スケーリング・ファクタを含まない光強度式の次元を、湖底乱反射の(3)式と同一である[光束][波長]⁻¹とした。これにより、湖底乱反射および湖内密度変動散乱の寄与を考慮する場合、単純に和を取ることができるようになった。

(2) 水の密度変動散乱係数、体積散乱関数および吸光係数の参照

密度変動散乱の散乱係数および体積散乱関数を与えるパラメータを文献値から参照し、数値計算に取り入れる。これは、水の固有光学特性を数値計算のパラメータとする扱いである。

上記のモデルで、密度変動散乱係数 $b(\lambda_i)$ として Morel ほか [3] の実験値を採用した。また Zhang ほか [14] の純水に対する depolarization ratio $\delta_1 = 0.039$ を用いて体積散乱関数を構築した。

また、水の吸光係数は、Pope ほか [17] の報告値を引用した。

4.7. 湖面上の呈色のRGB値

(1) 湖面上の呈色のRGB値の算出

(a) 湖底乱反射

等色関数法 [11], [16] により、光強度式 (3) から、

次元が [光束] の三刺激値 XYZ を経て、同じく次元が [光束] の RGB 値を得る。

$$X = \sum_{\lambda_i} P_R''(\lambda_i, \theta, \phi, x_1, y_1) \bar{x}(\lambda_i) \Delta\lambda$$

$$Y = \sum_{\lambda_i} P_R''(\lambda_i, \theta, \phi, x_1, y_1) \bar{y}(\lambda_i) \Delta\lambda$$

$$Z = \sum_{\lambda_i} P_R''(\lambda_i, \theta, \phi, x_1, y_1) \bar{z}(\lambda_i) \Delta\lambda$$

$$\begin{pmatrix} R \\ G \\ B \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 3.2410 & -1.5374 & -0.4986 \\ -0.9692 & 1.8760 & 0.0416 \\ 0.0556 & -0.2040 & 1.0570 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} X \\ Y \\ Z \end{pmatrix}$$

ここで、 $\bar{x}(\lambda_i), \bar{y}(\lambda_i)$ および $\bar{z}(\lambda_i)$ は等色関数 [16] であり、 $\Delta\lambda$ は離散的積分における波長の増分である。また

$$\begin{aligned} R(\theta, \phi, x_1, y_1) &= R \\ G(\theta, \phi, x_1, y_1) &= G \\ B(\theta, \phi, x_1, y_1) &= B \end{aligned}$$

であり、この RGB 値が、光線の湖面射出点 $(x_3(\theta, \phi, x_1, y_1), y_3(\theta, \phi, x_1, y_1))$ から分散 σ^2 で二次元正規分布するとし、対応する各面積区間からの寄与が二次元正規分布密度関数 (次元は[長さ]²=[面積]⁻¹) で重ね合わせられるとする。各面積区間からの寄与には、湖面全体における光束と、その面積区間についての立体角の因子および光強度の因子が含まれる。これを二次元正規分布密度関数に乗じて重ね合わせを行うことにより、光束および各面積区間についての因子を考慮できる。

観測点から見た湖面上の座標 (x, y) における RGB 値 (次元は[光束][面積]⁻¹=[照度]) が、次の(5)式のように得られるとする。

(b) 湖内密度変動散乱

(4)式から、 $P_{S,ES}'', R, G, B, x_3$ および y_3 の添え字が $(\theta, \phi, x_n, y_n, z_n)$ となり、RGB 値の式は (6)式のようになる。

(2) RGB 値の式の結合

今回、導出した(5)(6)式は同一次元であるから、湖底乱反射と密度変動散乱の寄与は、単にそれら RGB 値の和を取ることによって求められる。

$$\left. \begin{aligned} R_R''(\theta, \phi, x, y) &= \sum_{x_1} \sum_{y_1} R(\theta, \phi, x_1, y_1) \frac{1}{2\pi\sigma^2} \exp\left[-\frac{\{x - x_3(\theta, \phi, x_1, y_1)\}^2 + \{y - y_3(\theta, \phi, x_1, y_1)\}^2}{2\sigma^2}\right] \\ G_R''(\theta, \phi, x, y) &= \sum_{x_1} \sum_{y_1} G(\theta, \phi, x_1, y_1) \frac{1}{2\pi\sigma^2} \exp\left[-\frac{\{x - x_3(\theta, \phi, x_1, y_1)\}^2 + \{y - y_3(\theta, \phi, x_1, y_1)\}^2}{2\sigma^2}\right] \\ B_R''(\theta, \phi, x, y) &= \sum_{x_1} \sum_{y_1} B(\theta, \phi, x_1, y_1) \frac{1}{2\pi\sigma^2} \exp\left[-\frac{\{x - x_3(\theta, \phi, x_1, y_1)\}^2 + \{y - y_3(\theta, \phi, x_1, y_1)\}^2}{2\sigma^2}\right] \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

$$\left. \begin{aligned} R_S''(\theta, \phi, x, y) &= \sum_{x_n} \sum_{y_n} \sum_{z_n} R(\theta, \phi, x_n, y_n, z_n) \frac{1}{2\pi\sigma^2} \exp\left[-\frac{\{x - x_3(\theta, \phi, x_n, y_n, z_n)\}^2 + \{y - y_3(\theta, \phi, x_n, y_n, z_n)\}^2}{2\sigma^2}\right] \\ G_S''(\theta, \phi, x, y) &= \sum_{x_n} \sum_{y_n} \sum_{z_n} G(\theta, \phi, x_n, y_n, z_n) \frac{1}{2\pi\sigma^2} \exp\left[-\frac{\{x - x_3(\theta, \phi, x_n, y_n, z_n)\}^2 + \{y - y_3(\theta, \phi, x_n, y_n, z_n)\}^2}{2\sigma^2}\right] \\ B_S''(\theta, \phi, x, y) &= \sum_{x_n} \sum_{y_n} \sum_{z_n} B(\theta, \phi, x_n, y_n, z_n) \frac{1}{2\pi\sigma^2} \exp\left[-\frac{\{x - x_3(\theta, \phi, x_n, y_n, z_n)\}^2 + \{y - y_3(\theta, \phi, x_n, y_n, z_n)\}^2}{2\sigma^2}\right] \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

(3) スケーリング・ファクタ

得られた RGB 値は、[照度]の次元であり、計算上は単位が lx である。これから画面表示および理論値算出のための RGB 値を得るため、スケーリング・ファクタ β_{fine}'' (次元は[照度]⁻¹, 単位 lx⁻¹) を乗じて [0, 1] の区間内の無次元の数値とする。なお、スケーリング・ファクタ β_{fine}'' は、照度を取り入れる前のスケーリング・ファクタ β_0'' , 設定照度 E と晴天時の照度 $E_0 = 1.13 \times 10^5$ lx から(7)式で結びつけられる。

$$\beta_{fine}'' = \beta_0'' \frac{E}{E_0} \quad (7)$$

ここで、晴天時の照度 E_0 は、波長 λ_i における晴天時の分光放射強度 $f(\lambda_i)$, 放射量から測光量への変換係数 $K_m = 683 \text{ lm W}^{-1}$, および等色関数 $\bar{y}(\lambda_i)$ により、次式で求められる。

$$E_0 = K_m \sum_{\lambda_i} f(\lambda_i) \bar{y}(\lambda_i) \Delta\lambda$$

(4) 線形 RGB 値と sRGB 値

(5)(6)式で得られた RGB 値にスケーリング・ファクタ β_{fine}'' と 255 を乗じて得た線形 RGB 値は、光強度に比例するため、理論計算値との比較に使用する。

画面表示においては、sRGB 値が用いられる。この算出のため、非線形の 1 対 1 変換を行う。日本工業標準調査会・審議 [18] によって区間 [0, 255] の整数の sRGB 値を求める。この方法では、変換前の RGB の各値 (区間[0, 1]) を t_0 とし、

$$t_1 = \begin{cases} 4.50 \times t_0 & (t_0 < 0.018 \text{ の場合}) \\ 1.099 \times t_0^{0.45} - 0.099 & (\text{上記以外}) \end{cases} \quad (8)$$

として、(8)式の変換を $t_1 = \gamma(t_0)$ とする。

上記により求めた t_1 から、 $255 \times t_1$ を計算し、小数を切り捨てて sRGB を構成する整数値とする。また、 $255t_1 > 255$ の場合、255 とする。

5. 青池画像からの湖面座標値の取得方法

デジタルカメラで撮影された画像のピクセル座標と湖面内座標の対応は、本来ならばカメラの位置情報から一意的に決定できるはずだが、実際には位置情報自体に誤差が生じる。前報 [12] では位置情報に基づいて単純な幾何学的変換を行ったが、本研究では湖岸点など基準となる点の対応をフィードバックして正確に対応させることとした。その前提として、まず対応関係について精密に検討する。

5.1. ピクセル座標と湖面内座標の双方向取得

前報 [12] では、湖面上座標からピクセル画像に投影される中間の段階に考える点 $M(y_m, z_m)$ の座標値 (前報 [12], p.48) の取り扱いが不明瞭であり、(A10) 式 ([12], p.50) における投影パラメータ B の定義に、改善の余地があった。

本研究では、これらについて精査し、ピクセル座標と湖面内座標間の適切な座標変換を検討する。

(1) 写像の考察による投影座標の設定

青池の観測定点 (高さ h , 青池湖岸からの水平方向の距離 w , 真西からの偏角 η) から青池を展望し、そ

の画像を撮影することを考える。このとき、画像には湖岸最遠点および展望台の先端が写ることになる。

湖面上の絶対座標 $(x, y, 0)$ を、観測定点の位置 $H'(-r+w)\sin\eta, -(r+w)\cos\eta, h) = T_4$ から見て、偏角 η による回転を戻した座標を $(x', y', 0)$ とする。これらの座標の関係は(9)式のとおりである。

$$\begin{pmatrix} x' \\ y' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos\eta & -\sin\eta \\ \sin\eta & \cos\eta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} x \\ y \end{pmatrix} \quad (9)$$

(9)式で表される回転により、観測定点の座標はこの座標系で $H''(0, -(r+w), h)$ となる。

いま $x' = 0$ の線上で奥行きおよび鉛直方向の座標を考慮した (y', z) 空間を考える。この場合、円と仮定している湖面を観測定点から眺望したとき、円の最遠点の方向の指す直線で円を切ったときの奥行きの座標は y' 、鉛直方向の座標は z となる。

Fig.5 に示すように、展望台の先端 $(-r, h')$ から見た線上の湖面到達点を $Z_1'(X, 0)$ とし、湖岸最遠点の座標を $Z_2'(r, 0)$ とする。この場合、 (y', z) 部分空間では観測定点は $H(-r+w), h)$ と表される。

まず、上記の2直線の表式を求めると、直線 HZ_1' については、展望台の先端の座標が $(-r, h')$ であるから、

$$X = \frac{w}{h-h'}h - (r+w)$$

が成り立ち、その直線の表式は

$$z = -\frac{h}{X+r+w}(y'-X) \quad (10)$$

である。同様に直線 HZ_2' の表式は、

$$z = -\frac{h}{2r+w}(y'-r) \quad (11)$$

である。

いま直線 HZ_1' 上の点 $Z_1(y_1, z_1)$ および直線 HZ_2' 上の点 $Z_2(y_2, z_2)$ を考える。これらの z 座標 z_1, z_2 から、画像のピクセル座標がそれぞれ A_1, A_2 として与えられるとする。このことは、湖面上の y' 座標の X および r が、画像上のピクセル座標の A_1, A_2 にそれぞれ対応することを意味する。

直線 Z_1Z_2 の傾きを k_{zz} とすると、

$$k_{zz} = \frac{z_2 - z_1}{y_2 - y_1} \quad (12)$$

である。以下、 $Z = k_{zz}$ とする。

次に、直線 Z_1Z_2 上にあり、画像ピクセルの縦位置の中央に対応する点を $Z_0(y_0, z_0)$ とする。

直線 Z_1Z_2 はこの点 Z_0 で、直線 HZ_0 と直交すると仮定する。

また、こうして設定した直線 Z_1Z_2 上の任意の点は、その点の z 座標から一次式により画像ピクセル縦座標を与えられて、投影されるとする。

すなわち、 H_p を画像の縦座標の高さピクセル数としたときに、 z_0, z_1, z_2 がそれぞれピクセル座標 $H_p/2, A_1, A_2$ に投影されるとして、パラメータ A_p, B_p を用いて、

$$\left. \begin{aligned} \frac{H_p}{2} &= A_p z_0 + B_p \\ A_1 &= A_p z_1 + B_p \\ A_2 &= A_p z_2 + B_p \end{aligned} \right\} \quad (13)$$

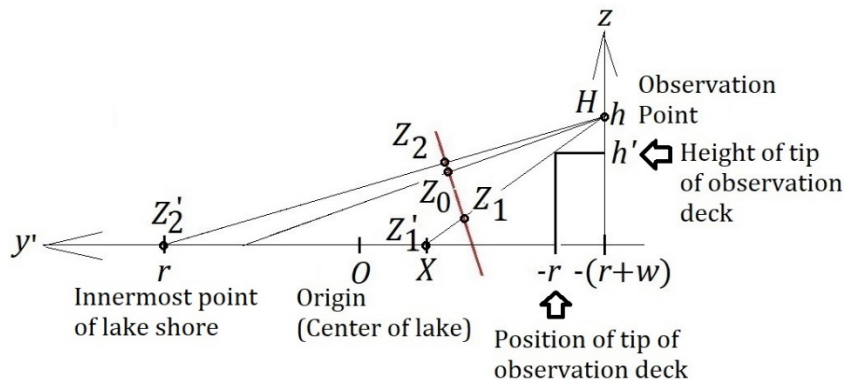


図 5. 青池画像解析に使用する湖面上の点の投影座標の概念図。

Fig. 5. Conceptual diagram of projection coordinates of points on the lake surface used in image analyses on Aoike Pond.

とする。

次に、座標値 z_0, z_1, z_2 を求め、ピクセル座標 A_1, A_2 から、パラメータ A_p, B_p を決定する。

直線 Z_1Z_2 は、点 $Z_0(y_0, z_0)$ をとおり、傾きが $Z = k_{zz}$ であるから、

$$z = Z(y' - y_0) + z_0 \quad (14)$$

と表せる。また直線 HZ_0 は点 $H(-(r+w), h)$ をとおり、直線 Z_1Z_2 との直交条件から傾きが $-1/Z$ であるから、

$$z = -\frac{1}{Z}(y' + r + w) + h \quad (15)$$

(10)(14)式から、点 $Z_1(y_1, z_1)$ の座標の関係式を求めるが、見通しをよくするため、次の変換を行う。

$$E = \frac{Xh}{X + r + w}$$

$$F = \frac{h}{X + r + w}$$

これらにより、次式が成り立つ。

$$\left. \begin{aligned} y_1 &= \frac{-z_0 + Zy_0 + E}{F + Z} \\ z_1 &= -Fy_1 + E \end{aligned} \right\} \quad (16)$$

同様に、(11)(14)式から、点 $Z_2(y_2, z_2)$ についての、次の置き換え

$$C = \frac{rh}{2r + w}$$

$$D = \frac{h}{2r + w}$$

を用いると、次式が成り立つ。

$$\left. \begin{aligned} y_2 &= \frac{-z_0 + Zy_0 + C}{D + Z} \\ z_2 &= -Dy_2 + C \end{aligned} \right\} \quad (17)$$

また、点 $Z_0(y_0, z_0)$ については、次の置き換え

$$G = -(r + w)$$

を用いると、(15)式から次式が成り立つ。

$$y_0 = G + Z(h - z_0) \quad (18)$$

これまでで、座標値の関係式が得られた。次に、これらとピクセル座標のパラメータから、これらの座標値を決定する。

(13)式に(16)(17)(18)式を適用すると、次の等式が得られる。

$$\frac{A_1 - B_p}{-F \frac{-z_0 + Z(G + Z(h - z_0)) + E}{F + Z} + E} = \frac{A_2 - B_p}{-D \frac{-z_0 + Z(G + Z(h - z_0)) + C}{D + Z} + C}$$

この式を Z についての方程式として整理すると、三次方程式となる。パラメータの初期値を、 $B_p = H_p/2, z_0 = 0$ としてカルダノの式により三次方程式を解き、その実解 Z および(18)式により y_0 を求めて、(16)(17)式により、 y_1, z_1, y_2, z_2 を求める。これより次式からパラメータ A_p を算出する。

$$A_p = \frac{1}{2} \left(\frac{A_1 - B_p}{z_1} + \frac{A_2 - B_p}{z_2} \right) \quad (19)$$

次に行うことは、パラメータ B_p の更新である。

(y', z) 空間の y' 座標 $q = 0$ のピクセルへの投影値 Y_0 が、更新される B_p となる。注意すべき点は、直線 Z_1Z_2 上の仮想的な z_0 のピクセルへの投影値は $H_p/2$ であることである(繰り返し計算が収束したとき、一般的に $z_0 \neq 0$)。

ピクセルの任意の縦位置座標 Y_0 から、次式で定義される z_q を考える。

$$z_q = \frac{Y_0 - B_p}{A_p} \quad (20)$$

点 $Z_Q(y_q, z_q)$ は直線 Z_1Z_2 上にあり、次式が成り立つ。

$$z_q = Z(y_q - y_1) + z_1 \quad (21)$$

よって、

$$y_q = \frac{z_q - z_1}{Z} + y_1 \quad (22)$$

点 $Z_q(y_q, z_q)$ と観測点 $H(-(r+w), h) = (G, h)$ を通る直線において $z = 0$ となる y' 座標 q が求まる y' 座標である。その直線は

$$z - h = \frac{h - z_q}{G - y_q}(y' - G)$$

と表される。上式に $y' = q, z = 0$ を代入して整理すると

$$q = -h \frac{G - y_q}{h - z_q} + G \quad (23)$$

(21)(23)式から、

$$y_q = \frac{(q - G)(h - z_1 + Z \cdot y_1) + hG}{h + (q - G) \cdot Z} \quad (24)$$

である。

(24)(21)式から z_q を求め、次式からピクセルの縦位置座標を求める。

$$Y_0 = A_p z_q + B_p \quad (25)$$

このようにして、湖面上の座標値 q とピクセルの縦位置座標 Y_0 が関連付けられる。

この方法で $q = 0$ として得られた Y_0 を B_p として更新し、続いて、(19)式から A_p を更新し、最後に、(13)式から得られる次式により、 z_0 を更新する。

$$z_0 = \frac{\frac{H_p}{2} - B_p}{A_p}$$

更新された A_p, B_p, z_0 を用いて、繰り返し計算を、三次方程式を解くところから行い、パラメータ A_p, B_p を収束させる。なお、十分に収束した場合、(20)式の z_q は、 $z_q \rightarrow 0$ となる。

上記により、画像ピクセルへの投影のパラメータを決定できる。

(2) 画像上ピクセル座標から湖面上座標の取得

画像上のピクセル座標 (X_0, Y_0) から湖面上の座標 (p, q) を与える方法を考察する。

前項(1)の方法により、最初にピクセルへの投影のパラメータ A_p, B_p を求めておく。

次に、ピクセルの縦位置座標 Y_0 から、(20)式により z_q を、(22)式から y_q を、(23)式から q を求める。

x' 座標については、画像上の座標 X_0 から、次なる投影前の x_q を計算する。画像への写像は等 y' 面への投影によることから、 y' 座標に依存した変換となる。 X_1 を湖岸最奥部および展望台先端のピクセル横座標の平均値とすると、平面内の比例関係から、求める x' 座標 p は、

$$x_q = \frac{X_0 - X_1}{A_p}$$

$$p = x_q \frac{q - G}{y_q - G} \quad (26)$$

となる。

(3) 湖面上座標から画像上ピクセル座標の取得

湖面上の座標 (p, q) から、画像上のピクセル座標 (X_0, Y_0) を与える方法を考察する。

項(1)で述べた方法により、投影のパラメータ A_p, B_p を求めておく。

y' 座標 q から、(24)(21)(25)式により、 Y_0 を求める。

x' 座標についても、同時に使用する q および y 座標についての計算で y_q を求め、(26)式から成り立つ式

$$x_q = p \frac{y_q - G}{q - G}$$

から、次式により A_p を用いて画像上の座標を算出する。

$$X_0 = A_p x_q + X_1$$

5.2. 湖岸点の読み込みによるパラメータの改良

前項では、画像における湖岸最遠点のピクセル座標を既知のパラメータとして使用した。実際の青池画像では、湖岸最遠点の位置を一点のみで正確に決めることが困難であることから、その数点のピクセル座標から円周と仮定した湖岸線のパラメータを算出し、これを改良する方法を示す。

いま、画像のパラメータ・セットとして、 $(A_1, A_2, X_1, A_p, B_p)$ が与えられたとする。これらにより前項の方法で、観測定点からの観測として逆回転済みの湖岸線の湖面上座標系での複数の座標を求め、それを $(x'_{obs,i}, y'_{obs,i})$ とする。これらの理論値 $(x'_{theo,i}, y'_{theo,i})$ は、湖面中心の (x', y') 座標の原点 $(0, 0)$ からのずれである (a, b) により、近似的に次式で表される。

$$\begin{aligned} x'_{thoe,i} &= r \cos \theta_i + a \\ y'_{thoe,i} &= r \sin \theta_i + b \\ \theta_i &= \tan^{-1} \left(\frac{y'_{obs,i}}{x'_{obs,i}} \right) \end{aligned}$$

湖面円中心のパラメータ a , b はデータの和の差の平均に帰着される。すなわち、

$$\begin{aligned} a &= \frac{1}{n} \left(\sum_i x'_{obs,i} - r \sum_i \cos \theta_i \right) \\ b &= \frac{1}{n} \left(\sum_i y'_{obs,i} - r \sum_i \sin \theta_i \right) \end{aligned}$$

を得る。ここで n は湖岸データの個数である。

なお、上式により湖面円の中心の補正ができたので、これらから湖岸最遠点の補正座標値 (\bar{x}'_2, \bar{y}'_2) について、

$$\begin{aligned} \bar{x}'_2 &= a \\ \bar{y}'_2 &= r + b \end{aligned}$$

を得る。

湖岸最遠点の座標 (\bar{x}'_2, \bar{y}'_2) から前項の方法により、複数の湖岸点を考慮した湖岸最遠点のピクセル座標 (X_2, Y_2) を得て、パラメータ・セットのうち、 $X_1 = X_2$, $A_2 = Y_2$ として更新する。

この操作を、湖岸点を追加しながら繰り返し、円周を再決定して、パラメータ・セット (A_1, A_2, X_1, A_p, B_p) を逐次、高精度化していく。

6. 画像解析

6.1. 解析に用いた画像データ

(1) 青池画像とその標準化

花石ほか [11] で述べた 2017 年 5 月 2 日 10:07 および 11:35 に加えて、2018 年 5 月 26 日 12:06 (いずれも晴天時の直達日射条件) に撮影した青池画像を、その既報と同様に上谷 [19] によって ISO 感度および露光時間について標準化し (それぞれ 100, 1/100 秒), 解析した。

なお、上谷 [19] は、画像の標準化におけるホワイトバランスの重要性を記している。本研究では撮影時には、自動設定モードとした。事後確認ではあるが、解析に供した 3 枚の画像において、この設定が同一と示

されることは、項 6.5 で記述する。

また、画像は、JPEG 形式により、sRGB 値として保存されたファイルから画素を抽出して解析した。

(2) 解析に供した RGB 値の、青池画像からの抽出法

画像のピクセル(640×480)を縦横に 40 ピクセルごとに区切り、1 区間から 10 ピクセル×10 ピクセルの 1 個の正方形を選択した。この正方形は、白く呈色する湖面反射の影響がなく、データとしての使用に耐えうるものを目視で判断し、選択した。正方形 1 個の範囲の画素 (100 画素) の sRGB 値から一つの平均値の線形 RGB 値 (対応する色を「画素色」という。) を決定した。このとき、正方形の中心のピクセル座標に対応する湖面上の座標を、前項の方法で算出した。

3つの撮影日時の2017年5月2日10:07および11:35、2018年5月26日12:06の青池画像から得られた90個の線形RGBデータのうち、 $R > 15$ のデータは、湖面反射の影響が多いと判断して使用しなかった。また、上記の R 値の制限を課したあとで、次項で述べる当てはめを試行し、RGB 値の B 値について、全体の観測値の当てはめ (当てはめ「その1」とする。後述) による計算値からの B 値の標準偏差を s とした場合に、計算値からの偏差の絶対値が $2s$ を超えるデータを除外した。これらの操作により、当てはめに用いたデータ数は 69 個となった。

Fig.6 に、原画像、標準化した画像および RGB 値の解析を行った 69 個の画素色を示した。

(3) 画像上ピクセル座標から湖面上座標の算出のパラメータの決定

デジタルカメラ画像のピクセル値から湖面上座標を取得する際のパラメータ・セットが、Table 1 のとおり求められた。

表 1. 青池画像 (図 6) から湖面上の座標を取得する際のパラメータ・セット。「No.」は図 6 に対応する。

Table 1. Parameter sets used in acquisitions of coordinates on the lake surface from the pictures displayed in Fig. 6. Nos. 1 - 3 correspond to those in Fig. 6.

No.	A_1	A_2	X_1	A_p	B_p
1	85	374	329	33.6	275
2	95	345	300	28.8	260
3	99	386	333	33.7	288

(4) 光強度計算における照射光条件

測光量としての照射光強度は $E = 1.13 \times 10^5$ lx とし、波長 λ_i における分光放射強度 $f(\lambda_i)$ は花石ほか

か [10] のデータを用いた。

6.2. スケーリング・ファクタの分離

(1) デジタルカメラ感度係数の決定

標準化委員会 [20] の方法により、反射率 18%の灰色標準紙 (Necwer 社) を用いた。ここで、灰色標準紙は、ニュートラルな色 (分光反射率の波長依存性がない) であることから、その反射率については、分光反射率やアルベドという用語を用いずに、単に反射率と称することにする。

青池の画像撮影に用いたデジタルカメラ (Panasonic 社 DMC-LZ5) および照度計 (Zhangzhou WeiHua Electronic 社 LX-1010B) を用いて、ハロゲン電球 (Panasonic 社 JD110V65W-NP/E-W) の照度を測定し、またその灰色標準紙からの反射光をデジタルカメラで撮影した。

ハロゲン電球の照度は $E_E = 747$ lx, デジタルカメラ出力は線形 RGB 値換算で $(R, G, B) = (175, 159, 127)$, このときのデジタルカメラ条件は絞り $f/2.8$, ISO 感度 100, 露光時間 $T_E = 1/30$ 秒であった。

次にこのデジタルカメラ出力から輝度相当の出力値を、標準化委員会 [20] により求めた。線形 RGB 値を

255 で除して得られた区間[0, 1]の (R, G, B) 値から、輝度相当の出力値 Y_{out} を求める式は、

$$Y_{out} = 0.2126R + 0.7152G + 0.0722B$$

である [20]。上記のデジタルカメラ出力を輝度相当の線形値に変換すると、 $O_E = 0.628$ であった。

基準とする照度は $E_S = 2000$ lx, デジタルカメラ条件は絞りおよび ISO 感度は同一で、露光時間 $T_S = 1/100$ 秒に取った。これらは、花石ほか [11] に述べた画像解析において、標準化の方法 [19] の条件であった。

sRGB 換算の標準出力値 118 は、線形値で $O_S = 0.225$ である [20]。なお、この計算は、標準出力値の 118 を、sRGB 値の一つの要素と考へて扱い、区間[0, 1]の値を得るものであり、計算式は(8)式の非線形変換 γ の逆変換を用いて

$$O_S = \gamma^{-1} \left(\frac{118}{255} \right)$$

である。


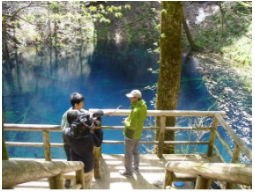
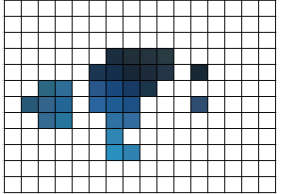
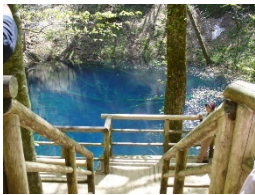
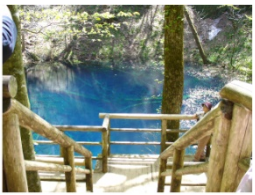
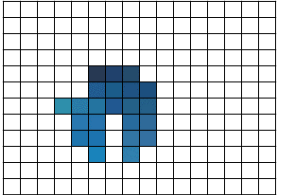
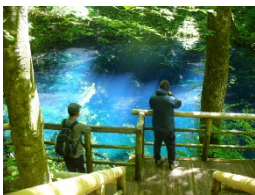
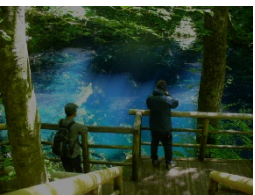
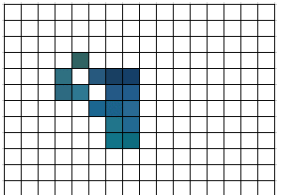
No.	Time	Original picture	Standardized picture	Displays of utilized image elements
1	1007h, 2 May			
2	1135h, 2 May			
3	1206h, 26 May			

図 6. 青池画像とその感度補正後画像および解析に使用した画素色の表示。画像は 2017 年 5 月 2 日および 2018 年 5 月 26 日撮影。

Fig. 6. Original pictures of Aoike Pond, standardized pictures and displays of colors of image elements utilized for analyses. The pictures were taken on 2 May 2017 and on 26 May 2018.

上記のデータから、出力値に比例し、かつ照度と露光時間との積に反比例する比をデジタルカメラ感度係数 β_1 とし(27)式から、 $\beta_1 = 2.24$ が得られた。

$$\beta_1 = \frac{O_E}{O_S} \cdot \frac{E_S T_S}{E_E T_E} \quad (27)$$

(2) 標準出力感度によるスケーリング・ファクタからのデジタルカメラ感度係数の分離

スケーリング・ファクタが、前項で求めたデジタルカメラ感度係数と、標準出力感度、および画像観測値の理論値に対する強度比の積になると考える。すなわち、前の2者を決めれば、画像解析から得られるスケーリング・ファクタから、画像観測値の理論値に対する強度比を求めることができると考えた。

ここで標準出力感度は、標準出力値に比例し、設定照度と灰色標準紙の反射率の積に反比例すると考えた。

標準出力値の線形値 $O_S = 0.225$ とこの測定照度の $E_S = 2000 \text{ lx}$ 、灰色標準紙の反射率 $R_S = 0.18$ とすると、標準出力感度は(28)式で与えられ、 $F_S = 6.25 \times 10^{-4} \text{ lx}^{-1}$ と求められた。

$$F_S = \frac{O_S}{E_S R_S} \quad (28)$$

デジタルカメラ感度係数を β_1 として、実際の画像観測値の理論値に対する強度比を β_2 とした場合、スケーリング・ファクタ β_0'' は(29)式で表される。

$$\beta_0'' = F_S \beta_1 \beta_2 \quad (29)$$

6.3. モデルによる当てはめ (その1)

(1) 当てはめの方法

観測値の RGB 値を、観測点の真西からの偏角により逆回転して絶対座標系表示に戻し、理論計算により得られた湖面格子上的 RGB 値から按分により、観測値と比較すべき RGB 値を得る。これらのうち GB 値を用いてスケーリング・ファクタを決定し、理論値にスケーリング・ファクタを乗じて得られた計算値について、RGB 値の観測値との差の残差平方和が極小になるパラメータを求める。この当てはめの方法を「その1」ということにする。

以下に具体的な方法を述べる。

湖面上の座標 (x, y) は、(9)式により観測定点からの見かけの座標 (x', y') と結ばれる。画像解析で得られた湖面座標 (x', y') における線形 RGB 値を、 $R'_{obs}(x', y')$ 、 $G'_{obs}(x', y')$ 、 $B'_{obs}(x', y')$ と表し、これから(9)式により、 $R_{obs}(x, y)$ 、 $G_{obs}(x, y)$ 、 $B_{obs}(x, y)$

と表記する。

湖底乱反射および湖内密度変動散乱にそれぞれ対応する(5)式および(6)式から得られた lx 単位の RGB 値の和を取り、下式の理論的な RGB 値とする。ここで (x_j, y_k) は $1 \text{ m} \times 1 \text{ m}$ の単位格子上の湖面上の座標である。

$$\begin{aligned} R''_{theo}(x_j, y_k) &:= R''_R(\theta, \phi, x_j, y_k) + R''_S(\theta, \phi, x_j, y_k) \\ G''_{theo}(x_j, y_k) &:= G''_R(\theta, \phi, x_j, y_k) + G''_S(\theta, \phi, x_j, y_k) \\ B''_{theo}(x_j, y_k) &:= B''_R(\theta, \phi, x_j, y_k) + B''_S(\theta, \phi, x_j, y_k) \end{aligned}$$

次に、観測値との比較を行うために、格子上の理論値から湖面上の座標 (x, y) における RGB 値を求めるため、理論値の按分を行う。ここで、 x_j, y_k は、それぞれ x, y より小さく、かつ最近接の格子座上座標である $(x_j \leq x < x_{j+1}, y_k \leq y < y_{k+1})$ 。

$$\begin{aligned} \Delta R'_K &:= R''_{theo}(x_j, y_k) \\ &\quad + \frac{x - x_j}{x_{j+1} - x_j} \{R''_{theo}(x_{j+1}, y_k) \\ &\quad - R''_{theo}(x_j, y_k)\} \\ \Delta R'_{K+1} &:= R''_{theo}(x_j, y_{k+1}) \\ &\quad + \frac{x - x_j}{x_{j+1} - x_j} \{R''_{theo}(x_{j+1}, y_{k+1}) \\ &\quad - R''_{theo}(x_j, y_{k+1})\} \end{aligned}$$

として、

$$\begin{aligned} R'_{theo}(x, y) &:= \Delta R'_K + \frac{y - y_k}{y_{k+1} - y_k} (\Delta R'_{K+1} - \Delta R'_K) \\ R_{theo}(x, y) &:= 255 \times F_S \beta_1 R'_{theo}(x, y) \end{aligned}$$

上式で、GB 値についても同様である。ここで、 $R_{theo}(x, y)$ 、 $G_{theo}(x, y)$ 、 $B_{theo}(x, y)$ を理論値と呼ぶ。これらは線形 RGB 値である。

次に、晴天時のスケーリング・ファクタの因子 β_2 の決定法を示す。

いま画像データの観測値 $R_{obs}(x_l, y_l)$ 、 $G_{obs}(x_l, y_l)$ 、 $B_{obs}(x_l, y_l)$ を線形 RGB 値とする。(30)式により、湖面の線形 GB 値の観測値と理論値の対数の差を取る。添え字 l は湖面上の GB 値のデータ点番号を示す。ここで、 R 値は今回の画像データでは小さく、これをスケーリング・ファクタ決定に供すると、その誤差が大きくなることから、相対的精度の高い GB 値で β_2 を決定した。

$$\begin{aligned} \Delta G_l &= \log_{10}\{G_{obs}(x_l, y_l)\} - \log_{10}\{G_{theo}(x_l, y_l)\} \\ \Delta B_l &= \log_{10}\{B_{obs}(x_l, y_l)\} - \log_{10}\{B_{theo}(x_l, y_l)\} \end{aligned} \quad (30)$$

として、湖面上のデータ点について(31)式によりスケールリング・ファクタの因子 β_2 を求める。ここで、 N はデータ点数である。

$$\left. \begin{aligned} U &= \frac{1}{2N} \sum_{l=1}^N (\Delta G_l + \Delta B_l) \\ \beta_2 &= 10^U \end{aligned} \right\} \quad (31)$$

(3)(4)中のパラメータのうち、 σ , ρ , k_1 を離散的に走査して、その都度、スケールリング・ファクタの因子 β_2 を(31)式により決定する。以上から、RGB 値についての(32)式の残差平方和 V を極小にするパラメータの組み合わせを求めた。

$$\begin{aligned} V &= \sum_{l=1}^N \{ [R_{obs}(x_l, y_l) - \beta_2 R_{theo}(x_l, y_l)]^2 \\ &\quad + \{ G_{obs}(x_l, y_l) \\ &\quad - \beta_2 G_{theo}(x_l, y_l) \}^2 \\ &\quad + \{ B_{obs}(x_l, y_l) \\ &\quad - \beta_2 B_{theo}(x_l, y_l) \}^2 \} \end{aligned} \quad (32)$$

ここで、理論値の RGB 値に β_2 を乗じた $\beta_2 R_{theo}(x_l, y_l)$, $\beta_2 G_{theo}(x_l, y_l)$, $\beta_2 B_{theo}(x_l, y_l)$ を計算値と呼ぶ。(32)式で定義した残差平方和は、観測値を計算値で当てはめるためのものである。

(32)式の残差平方和の収束可能性は必ずしも証明されていないが、この (σ, ρ, k_1, V) の4次元空間内の適切な σ , ρ , k_1 の範囲で V は下に凸になり、最適な σ , ρ , k_1 のセットを求めることができた。

(2) モデル・パラメータの決定 (その1)

Table 2 の Part 1 には、設定して(32)式によりモデルの当てはめを行って求めたパラメータを示す。ここで β_2 , Δx , Δy 以外は、花石ほか [11] と定義が同じである。この当てはめにより、 $\beta_2 = 1.39$ と求められた。

(3) モデルによる当てはめ (その1) の状況

Fig. 7a~Fig. 7c に、モデルの当てはめ (その1) の状況を、RGB 値の観測値対計算値で、3つの撮影日時に分けて示した。

当てはめの散布図においてプロットが $y = x$ の直線上に集中し、当てはめの決定係数 (R^2) は G 値で

$R^2 = 0.702$, B 値で $R^2 = 0.786$ であり、高い値が得られた。これらのことは、当てはめが高い精度でなされたことを示す。

求められた $\beta_2 = 1.39$ が 1 の桁であり、桁の推定 (Order estimation) で、理論値は観測値と同一桁であった。

この当てはめ (その1) では、モデル・パラメータを離散的に走査し、残差平方和(32)式を極小にするように、観測値対理論値の係数 β_2 を数値的に求めた。モデル・パラメータが残差平方和を極小にするということは、そのモデル・パラメータにより、呈色の物理現象が最も確からしく記述されることを意味する。よって、その条件で得られた β_2 の桁が 1 であることは、モデルが観測値を最も確からしく、かつほぼ定量的に再現できることを示す。正確に $\beta_2 = 1$ になるということよりも、桁の推定ができたことに注目すべきと考える。

6. 4. モデルによる当てはめ (その2)

(1) 当てはめ方法の改良

β_2 は、1に近いほど、デジタルカメラ感度の決定も含めた解析が定量的に近いと考えられるが、1 から乖離した場合は、それ以上の解釈が困難となる。

例えば、 $\beta_2 > 1$ の場合、モデルで算出される RGB 値の理論値が観測値よりも小さいことを示すが、これがモデリングにおいて、新たにさらなる光物理機構を考慮し、組み入れることを必要とするかどうかの判断は、最小二乗法のモデル式にその新たな機構の寄与を考慮しない限りは、不可能である。なぜならば、最小二乗法は、当てはめの残差を極小にする方法であり、その残差に誤差以外の物理的意味を持たせることができないからである。

よって、ここでは、「当てはめ (その2)」として、 $\beta_2 = 1$ とおいた残差平方和の(33)式を極小にすることにより、「当てはめ (その1)」と同じ画像 RGB データを用いて、モデル・パラメータ σ , ρ , k_1 を再決定した。(33)式で定義した残差平方和は、観測値を理論値で当てはめるためのものである。

$$\begin{aligned} V' &= \sum_{l=1}^N \{ [R_{obs}(x_l, y_l) - R_{theo}(x_l, y_l)]^2 \\ &\quad + \{ G_{obs}(x_l, y_l) \\ &\quad - G_{theo}(x_l, y_l) \}^2 \\ &\quad + \{ B_{obs}(x_l, y_l) \\ &\quad - B_{theo}(x_l, y_l) \}^2 \} \end{aligned} \quad (33)$$

なお、 $\beta_2 = 1$ とおくことは、前項(当てはめその1)の結果を否定するものではなく、むしろその結果から、

β_2 が 1 の桁であることを確認した上で、新たな残差平方和の評価式を提案するということである。

(2) モデル・パラメータの決定 (その2)

Table 2 の Part 2 に、設定して(33)式によりモデルの当てはめを行って求めたパラメータを示す。

(3) モデルによる当てはめ (その2) の確からしさ

Fig. 7d~Fig. 7f に、モデルの当てはめ (その2) の状況を、RGB 値の観測値対理論値で、3つの撮影日時に分けて示した。

当てはめの決定係数はG値で $R^2 = 0.693$, B値で $R^2 = 0.788$ であり、高い値が得られた。また、回帰式の相関係数の有意確率 p 値が、GB 値について、0に近かった。これらのことは、湖面上に不均一な呈色を与えるモデルが、ほぼ定量的に、画像の比較的幅広い範囲で、正確に呈色を再現したことを示す。このことにより、今回、精緻化した青池の青色呈色のモデルの妥当性が検証されたと考えた。

なお、Fig. 7d~Fig. 7f のプロットにおいて、3つの撮影日時で、直線 $y = x$ からのずれの偏り (真度の違い) が同程度であった。今回の解析では、異なる日時のデータを合わせて扱った。撮影日時が異なり、日射の条件が変わると、湖面上の呈色が変わるが、このプロットには明瞭な偏りがなかった。このことは、画像データおよび理論値の双方が適切であることを示唆する。すなわち、解析した3つの日時の画像について撮影条件の違いによる基準化が正しく行われ、かつ、理論計算で日時の違いによる日射条件の違いが適切に組み入れられたことを示唆すると考えられた。

(4) 湖底アルベドについての考察

ここで、湖底アルベド $\rho = 0.033$ が得られた。この物理量は、花石ほか [11] では不定であったが、本研究で初めて決定できた。なお、湖底アルベド ρ と、項 4.6(1) に記述した、湖底乱反射の場合の強度因子 $T = \mathbf{B} \cdot \mathbf{B}_1$ (ここで、 \mathbf{B} は反射光ベクトルで、入射光の方向と湖底傾度から決まる方向を示し、 \mathbf{B}_1 は乱反射光ベクトルであり観測にかかる乱反射光の方向ベクトル) により、強度因子を含めた乱反射光強度 (無次元) を $\rho T = \rho \mathbf{B} \cdot \mathbf{B}_1$ と表した。ベクトル \mathbf{B} と \mathbf{B}_1 のなす角の余弦が $T = \mathbf{B} \cdot \mathbf{B}_1$ である。

青池の湖底は明るい色を呈しており、花石ほか [10] は、付近の地質の状況から「十二湖凝灰岩」からなる可能性を指摘した。凝灰岩は、火山灰が堆積して形成された岩石であり、シルト質の細粒な火山灰の分光反射率は、山本ほか [21] が報告している。

その報告によれば、灰白色の火山灰の分光反射率は

10%~20%である。また、この値は、酸化マグネシウム (MgO) の分光反射率を 100%とした場合のものである。

本研究では、湖底アルベドを白色的湖底反射率と仮定して求めた。ここで白色的とは、波長に依存しないことを指す。得られた湖底アルベド $\rho = 0.033$ (3.3%) は MgO を対照として算出したものではない。また、細粒な火山灰と異なり、湖底粗度の影響もあると考えられる。よって単純に比較すべきではないが、アルベドとして、火山灰のそれを上回る大きさではなかった。

なお、本研究で決定した湖底アルベドとは別に「地表水のアルベド」が地表面の熱収支の議論において定義されている [22]。これは、大気から水面への光入射において、入射光強度に対する水面で反射される光強度の比であり、水面に波がない場合、本研究の(3)(4)式に現れるフレネルの反射透過係数 $D(\theta, \theta')$ [23] に関係する。ここで θ は太陽高度、 θ' は水面で入射した後の屈折角であり、花石ほか [11] で、Fig. 2 および項 3.1(1) (オ) に定義した。

地表水のアルベドは、水面における反射光強度に関するものであり波長に依存する。本研究の湖底反射に基づくアルベドは、波長に依存しない飽和した底質表面での反射光強度に関するもので、物理的に異なる。

6.5. 画像解析に供した3枚の画像におけるホワイトバランス条件の一致の確認

(1) 確認の考え方と方法

デジタルカメラ画像において、ホワイトバランスの調整とは、その画素のRGB値それぞれに係数を乗じ、赤色で低く、青色で高い色温度の調整を行うものである。

今回の画像解析では、晴天時の3枚の青池画像を用いたが、これらはホワイトバランス自動調整の設定で撮影した。

もし、これらの画像の中で異なったホワイトバランス処理がされている画像があれば、観測値のRGB値の理論値による当てはめで、RGB値にほかとは異なった係数が乗じられていることが明らかになると考えた。

そこで、画像解析に供した3枚の画像において、そのホワイトバランス条件の設定に差がないことを、有意差検定により示す。

方法は以下のとおりである。3枚の画像の画素データをまとめて、項 6.4 の「モデルによる当てはめ (その2)」を行い、観測値RGB値を理論値RGB値で当てはめた。観測値と、3枚同時の当てはめで得られた理論値により、3枚それぞれの理論値対観測値を、切片を0とした比例式で線形回帰し、その係数 (傾き) を求め

表 2. 画像解析における設定パラメータと与えられた値. 一部のパラメータについては, 花石ほか [11] を参照. Part 1 と Part 2 は, 残差平方和の式の定義が異なる.

Table 2. Parameters for the image analyses and their given values. For some parameters, Hanaishi et al. [11] should be referred. In part 1 and 2, definitions of the sum of squares of residuals differ as cited in the text.

Symbol	Meaning and unit	Part 1	Part 2
r	Radius (m) of the paraboloid	15.6	15.6
w	Horizontal distance (m) from the lake shore to the observation point	4.0	4.0
d	Maximum depth (m) of Aoike Pond	8.8	8.8
h	Height (m) of observation point	7.2	7.2
h'	Height (m) of tip of observation deck	4.2	4.2
ξ	Height (m) of the cliff	20	20
δ	Slope angle (degree) of the cliff	60	60
η	Observation point angle (degree) from the west direction	60.5	60.5
$\Delta\lambda$	Increment of wavelength (nm) in the wavelength integral	5	5
β_2	Non-dimension	1.39	1
σ	in m	5.7	5.7
k_1	in m^{-1}	0.20	0.18
ϱ	Non-dimension	0.027	0.033
Δx	Increment (m) of horizontal x-coordinate at which the bottom points are scanned	2	2
Δy	Increment (m) of horizontal y-coordinate at which the bottom points are scanned	2	2
Δz	Increment (m) of vertical points at which scattering points are scanned	0.2	0.2
n_{12}	Refractive index (non-dimension) of water to atmosphere	1.333	1.333

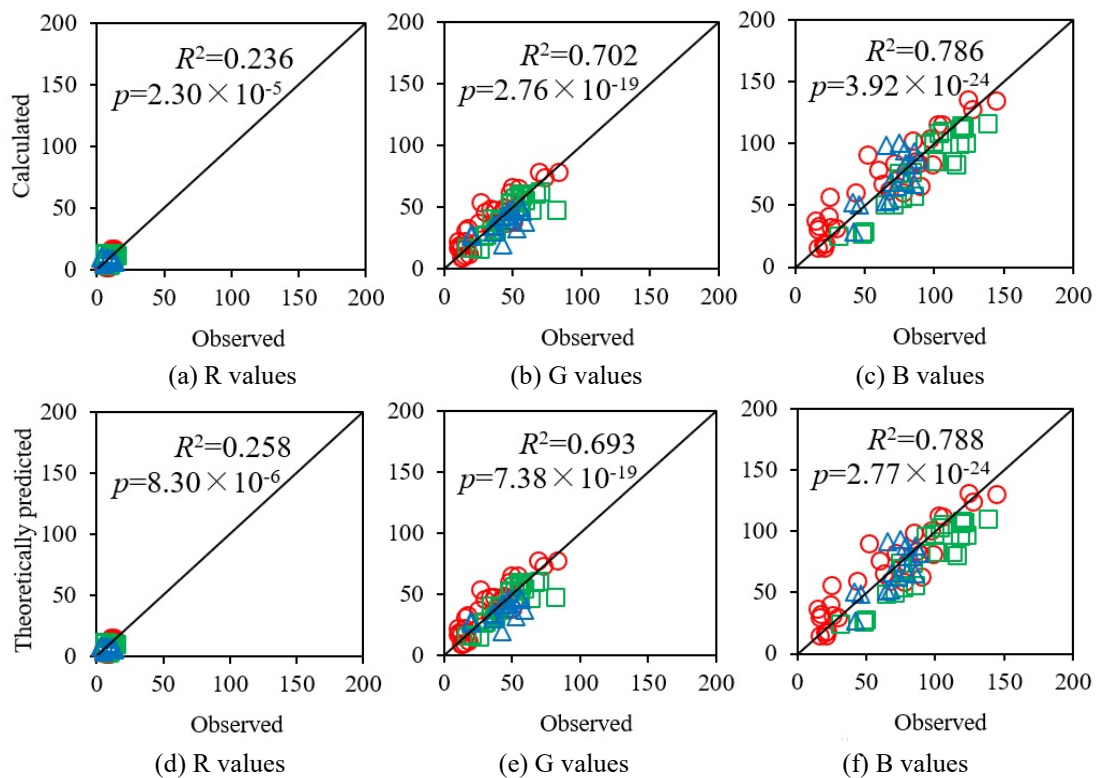


図 7. 画像解析におけるモデルの当てはめの線形 RGB 値について観測値と計算値, または理論値との関係. (a) ~ (c): 観測値対計算値, (d) ~ (f): 観測値対理論値. \circ 5月2日 10:07 ($n=30$), \square 5月2日 11:35 ($n=23$), \triangle 5月26日 12:06 ($n=16$).

Fig. 7. Relations between observed and calculated RGB values ((a) – (c)) and between observed and theoretically predicted RGB values ((d) – (f)) for linear RGB levels obtained in the fittings. The marks \circ , \square and \triangle indicate RGB values at 1007h, 2 May ($n=30$), at 1135h, 2 May ($n=23$) and at 1206h, 26 May ($n=16$), respectively.

た。この傾きはホワイトバランス処理の乗算係数を含むはずである。ここで、RGB 値のうち、R 値は小さく、相対誤差が大きいため、GB 値について検討した。係数のほかに、回帰分析における回帰からの平方和などの諸量も求め、これらを用いて、比例式の傾きについて3枚の画像のうち2枚の間で t 検定を行い、危険率5%の有意差検定とした [24]。そのすべての組み合わせ(3通り)について、これを行った。

(2) 有意差検定結果

Table 3 に3枚の画像の理論値対観測値のプロットの比例式における傾きを示した。

有意差検定の結果、3枚の画像のうちの組み合わせ3通りの GB 値について、理論値対観測値のプロットの比例式の傾きに、危険率5%で有意差がなかった。

(3) 考察

有意差検定結果から、ホワイトバランス処理としての GB 値に対する不均等な係数の乗算はなかったことが示された。よって、今回用いた3枚の画像については、ホワイトバランス処理の効果を考慮せずに行った画像解析が有効であることが示された。

表 3. 画像解析に供した3枚の画像について、観測値を理論値で当てはめたときの比例式の傾き。「No.」は Fig. 6 の No. 1~3 に対応する。

Table 3. Slopes of the proportional equations when applying the theoretically predicted values to the observed ones for the three images subjected to image analyses. Nos. 1-3 correspond to those in Fig. 6.

No.	Slope (non-dimension)		Number of data
	G value	B value	
1	0.876	0.964	30
2	1.09	1.17	23
3	1.17	1.00	16

6. 6. モデル・パラメータを使用した青池画像のシミュレーション

(1) シミュレーション結果

Fig. 8 に、画像解析により決定したモデル・パラメータ (Table 2 の Part 2) から理論的に計算した晴天時の5月2日 11:35 の青池画像を、実際の青池画像を標準化したものとともに示す。

(2) 考察

Fig. 8 に示した、湖面平均照度の相対値について、湖底乱反射および密度変動散乱の寄与の比は 1:0.252 で

あり、花石ほか [11] の結果である 1:1.19 と比較して、湖底乱反射の寄与が相対的に大きくなった。これは、モデルの精緻化が影響したためと考えられる。

なお、Fig. 8 では、設定した日時の青池の呈色を、画像解析により求めたモデル・パラメータにより、湖底乱反射と水による密度変動散乱の二つの寄与に分離した。これにより、その呈色が緑色を帯びた青色の湖底乱反射と深い青色の密度変動散乱との混色である、という花石ほか [11] の結果を、さらに精密化することができた。本研究では、青池の呈色が、これら二つの異なる色調を与える物理機構に因るということ、精緻化したモデルにより検証できたと考える。

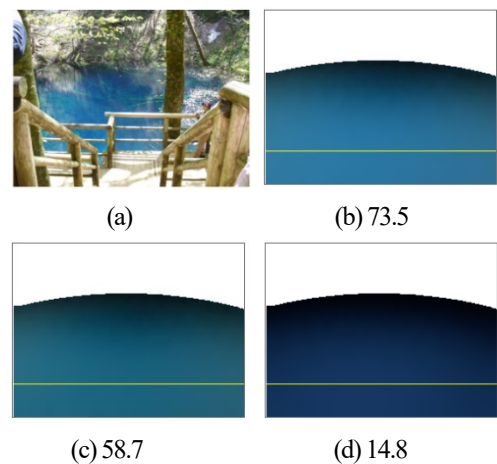


図 8. 5月2日 11:35 の青池画像およびモデル・パラメータからシミュレーションされた画像。(a) 基準化した青池の実際の画像、(b) 「湖底乱反射」および「密度変動散乱」によるシミュレーション、(c) 前者のみの機構によるシミュレーション、(d) 後者のみの機構によるシミュレーション。シミュレーション画像の下の数字は湖面平均照度(相対値)。

Fig. 8. Original image of Aoike Pond, and images calculated theoretically by using model parameters at 1135h, May 2. (a) An image actually taken and standardized, (b) a simulated image by both “irregular reflection” and “density fluctuation scattering”, (c) a simulated image by the former only, and (d) a simulated image by the latter only. Numerical values below the simulated images indicate the relative mean illuminances averaged over the lake surface.

7. 結論

本論文では、青池の青色呈色について、湖盆形態を回転放物面と近似し、湖底乱反射および水による密度変動散乱とそれらの前後の水による光吸収が要因とした既報のモデルを精緻化した。ここでは、水の密度変動散乱の散乱係数および体積散乱関数を与えるパラメ

一夕の値を文献から引用した。また、散乱光の立体角の評価を改めた。さらに、湖面面積の乗算因子を与え、光束を用いることにより光強度式を整理した。加えて、データ解析の基礎となる青池画像からの湖面上座標の取得について、既報の記述を改良した。

まず、光強度式から得られる lx 単位の RGB 値を実測の線形 RGB 値と結びつけるスケーリング・ファクタを因子に分解した。この因子は、デジタルカメラ感度係数と、観測値対理論値の比を含む。

次に、モデルによる画像解析から、湖底アルベドを含むパラメータを求め、同時に観測値対理論値の比を決定したところ、この値の桁が1の桁であり、当てはめは、ほぼ定量的であった。さらに、この比を1とおき、計算 RGB 値=理論 RGB 値として、再度、当てはめを行い、観測値と理論値のプロットを得た。その結果、青池画像の観測 RGB 値が、理論 RGB 値との間に高い決定係数をもって再現された。このことは、画像の広い範囲で、理論が正確に色彩を再現できたことを示す。

以上から、本論文で精緻化された呈色モデルは、ほぼ定量的に、しかも画像の広い範囲で正確に青池の色彩を再現することが示された。このことから、著者らが仮説として提唱した青池の呈色モデルの妥当性が検証されたと考える。

謝辞

本研究の初期の段階で、国立環境研究所 田中 敦先生から、有益なご指導をいただきました。また、福島大学教授 塘 忠顕先生から、貴重な文献の提供をしていただきました。同じく福島大学名誉教授 渡邊 明先生には、有意義なご示唆をいただきました。鹿児島大学特任准教授 古里栄一先生には、光学に関する文献のご教示をしていただきました。お世話になりました先生方に、この紙面をお借りし、厚くお礼申し上げます。

参考文献

1. Kirk JTO (2010): *Light and Photosynthesis in Aquatic Ecosystems*, 3rd ed., Cambridge University Press, Cambridge, UK, 649pp. ISBN 978-0-521-15175-7.
2. Davies-Colley RJ, Vant WN, Smith DG (1993): *Colour and Clarity of Natural Waters Science and Management of Optical Water Quality*, Blackburn Press, Caldwell, USA, 310pp. ISBN 1-930665-71-7.
3. Morel A, Prieur L (1977): Analysis of variations in ocean color. *Journal of Limnology and Oceanography* **22**: 709-713.
4. Morel A (1974): Optical Properties of Pure Water and Pure Sea Water. *Optical Aspects of Oceanography*, Jerlov NG and

- Nielsen ES eds., Academic Press, New York. USA, 494pp, ISBN 978-0-123849502.
5. Jerlov NG (1976): *Marine Optics*, 2nd ed., Elsevier, Amsterdam, Netherlands, 231pp. ISBN 0-444-55294-4.
6. 高貝慶隆・遠藤 新・岡本香奈・阿部遼太 (2015): 五色沼湖沼群の青色要因の調査を目的とする日本各地の青色湖沼との共通点と相違点. 磐梯朝日遷移プロジェクト 3: 裏磐梯五色沼湖沼群の環境調査報告書, 福島大学理工学群共生システム理工学類, 福島, 177pp.
7. 三上 一・石塚伸一・佐藤真理子・今 俊夫・野呂幸男・対馬和浩・阪崎俊豊・早狩敏男・小山田久美子・高柳和弘・澤山修悦・奈良忠明 (1992): 青森県の湖沼 (I). 青森県環境保健センター研究報告 **3**: 50-59.
8. 吉村信吉・木場一夫・尾原信彦・長津一郎 (1934): 津軽十二湖の湖盆形態 (上) 津軽十二湖研究 (I). 地理学評論 **10**: 968-989.
9. 花石竜治・大坂直人・柴田めぐみ・野澤直史・佐藤裕久 (2017): 十二湖青池の呈色機構に関する研究 (第三報): 光測定結果の解析について. 青森県環境保健センター年報 **28**: 56-62.
10. 花石竜治・大坂直人・知北和久 (2018): 十二湖青池の呈色機構に関する研究 (第四報): 青色呈色のシミュレーション. 青森県環境保健センター年報 **29**: 26-52.
11. 花石竜治・大坂直人・知北和久 (2019): 青森県・青池の呈色に関する研究: 画像解析とモデリング. 陸水物理学会誌 **1**: 3-23.
12. 花石竜治 (2018): <付録> 青池のデジタルカメラ画像から湖面各点の座標の取得およびその逆. (報文 十二湖青池の呈色機構に関する研究 (第四報): 青色呈色のシミュレーション 所収) 青森県環境保健センター年報 **29**: 48-51.
13. Mathar RJ (2015): Solid Angle of a Rectangular Plate. *Technical Note*, Max-Planck Institute of Astronomy, Heidelberg, Germany.
14. Zhang X, Hu L (2009): Estimating Scattering of Pure Water from Density Fluctuation of the Refractive Index. *Optics Express* **17**: 1671-1678.
15. Horvath H (2014): Basic optics, aerosol optics, and the role of scattering for sky radiance. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer* **139**: 3-12.
16. 大田 登 (2001): 色彩工学 第2版. 東京電機大学出版局, 東京, 310pp. ISBN 4-501-61890-6.
17. Pope RM, Fry ES (1997): Absorption spectrum (380-700 nm) of pure water. II. Integrating cavity measurements. *Applied Optics* **36**: 8710-8723.
18. 日本工業標準調査会・審議 (2004): 日本工業規格 JIS X9204:2004 高精細カラーデジタル標準画像 (XYZ/SCID). 日本規格協会, 東京, 24pp.

19. 上谷芳昭 (2001): ビデオ測色法とその応用. *Journal of the Illuminating Engineering Institute of Japan* **88**: 479-483.
20. 標準化委員会 編 (2004): カメラ映像機器工業会規格 CIPADC-004-2004 デジタルカメラの感度規定. 有限責任中間法人 カメラ映像機器工業会. URL: http://www.cipa.jp/std/std-sec_j.html. (2020年2月11日時点)
21. 山本晴彦・鈴木義則・早川誠而 (1993): 分光反射特性による火山灰の葉面体積量の推定. *日本リモートセンシング学会誌* **13**: 44-52.
22. 近藤純正 (1994): 水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—. 朝倉書店, 東京, 350pp. ISBN 4-254-16110-7.
23. 鶴田匡夫 (1990): 応用光学I 応用物理工学選書 1. 培風館, 東京, 322pp. ISBN 4-563-02331-0.
24. 藤森利美 (1995): 分析技術者のための統計的方法 第2版. 丸善, 東京, 396pp. ISBN 4-931340-26-1.

*本研究では、回転放物面近似の湖盆形態を持つ湖沼について、湖底の白色的乱反射と湖水の密度変動散乱に湖水の光吸収を組み合わせたモデルを構築し、呈色計算が可能になった。著者の一人（花石）は、このモデルをMicrosoft社エクセルマクロで組み、一般の人でも呈色計算できるようにした。このマクロと使用方法は下記の個人ウェブサイトで公開している。

URL: <http://rhanaishi.world.coocan.jp/> (2020年7月23日公開)

受付：2020年3月3日

受理：2020年7月7日

2020 年度会務報告

運営委員長・知北和久

I. 全国大会の中止

陸水物理学会 2020 年度鹿児島大会を 12 月 5 日(土)～6 日(日)に開催予定であったが、コロナ禍の影響により中止となった。

II. 運営委員会報告

1) 学会誌の J-Stage への公開

2020 年 6 月 10 日付で、「陸水物理学会誌」が J-Stage に正式に登録された。URL は下記の通り。

<https://www.jstage.jst.go.jp/browse/-char/ja/>

2) 編集委員長の交代

2021 年 3 月をもって、北海道大学の石井吉之氏が編集委員長を退任することとなった。次期委員長は奈良教育大学・藤井智康氏で、任期は 2024 年 3 月まで。また、2021 年 4 月より新たな編集委員として、南山大学の八木英夫氏が加わることとなった。

3) 来年度の大会について

陸水物理学会 2021 年度大会は名古屋市の南山大学で 2021 年 11 月 13 日(土)～14 日(日)に開催予定(世話人・八木英夫氏)。

「陸水物理学会誌」投稿規程

陸水物理学会誌（英文名：Journal of the Japanese Society of Physical Hydrology）は陸水物理学会の機関誌で年1回から数回発行される。本誌には、広く陸水学に関する報文、その他を掲載する。本誌の発行は、学会のホームページ上に pdf ファイルの形で公開される。

1. 投稿者

第一著者あるいは責任著者は正会員に限る。ただし、編集委員会が依頼する原稿についてはその限りではない。

2. 投稿の種類

陸水およびその関連分野の報文（原著，総説，短報，報告）および書評とする。

(a)原著：独創性あるいは新規性のある研究論文で、価値ある結論あるいは事実を含む未発表のものとする。

(b)総説：その分野の研究の進捗状況，現状，展望などを総括した論文で、全体として一つのまとまった主張が展開されている未発表のものとする。

(c)短報：新しい事実や価値ある内容を含む論文，あるいは速報的価値のある内容やデータを含む論文で、未発表の比較的短いものとする。

(d)報告：陸水学に関する野外調査報告，講演記録，シンポジウム報告などの学術的な報告とする。

(e)書評：書籍などの書評。対象書籍等の著者が会員，または書評執筆者が会員とする。

3. 用語と制限ページ

投稿原稿で使用する言語は日本語と英語の両方とし，日本語の場合は英語のタイトルとアブストラクトをつける。図表中の言語は英語とし，本文で日本語を使用の時は図表の説明は英語と日本語の併記とする。

原著および総説の刷上りは 20 ページ程度以内，短報および報告は 10 ページ以内，報告は 5 ページ以内とする。カラーの図・写真は掲載可能で，これによる著者へ負担は生じない。書評の刷上りは 2 ページ以内とする。

4. 原稿の作成

学会ホームページから Microsoft Word ファイル形式の投稿用テンプレートと投稿票をダウンロードし，別に定める執筆要領に従い本文，図表，引用文献など作成する。また，必要事項を投稿票に記入する。

5. 原稿の投稿と受付

(a) 投稿方法

原稿および投稿票を電子メールに添付して編集委員長に送信する。

(b) 受付通知

受付の可否は、原稿が投稿用テンプレートの様式に従って作成されているかどうかの審査後、原則として1週間以内に、編集委員長から投稿者に通知される。期間を過ぎても受付通知が到着しない場合は、編集委員長に連絡すること。

6. 原稿の査読と受理または却下の通知

受け付けられた原著、総説、短報、報告の原稿は、複数の専門家による査読を受け、掲載の可否が判断される。査読の過程では原稿ごとに担当編集委員が置かれ、著者との連絡を行う。査読に要する期間は3週間程度以内である。査読の結果、修正を要すると判断された場合、担当編集委員はその内容を著者に伝え、修正を求める。修正原稿または査読結果への反論は、原則として3週間以内に再投稿しなければならない。修正原稿提出の際、著者は査読者からの修正意見毎に修正内容、修正箇所、反論などを明示した修正リストを提出すること。特別の理由なく1ヶ月を経過した場合は、その原稿は著者が取り下げたものと判断される。陸水物理学会誌への報文の掲載可否は、査読の最終結果を踏まえ、編集委員長が最終的に判断する。著者への受理または却下の通知は、編集委員長が行う。

7. 清書原稿の作成と校正

原稿が受理された場合、著者は編集委員会による英文校閲結果を含めて速やかに校正を行い、清書原稿を編集幹事に送付する。清書原稿における文章や図表の変更は、編集委員の指示によるもの以外は認められない。印刷原稿の著者校正は、原則として初校のみとし、再校以後は編集委員会が行う。

8. 掲載原稿の著作権

- (a) 本誌に掲載された原稿の著作権は、陸水物理学会に帰属する。
- (b) 陸水物理学会による著作権の行使は、電子化および電子ネットワーク上での公開を含む。
- (c) 本誌に原稿を投稿する者は、著作権に関する条項を事前に承諾したものとみなされる。

9. 附則

本規程は、2020年4月1日より施行する。

「陸水物理学会誌」執筆要領

1. 文章の作成

陸水物理学会ホームページにある投稿用テンプレート（Microsoft Word ファイル）をダウンロードし、その様式に従って原稿を作成する。テンプレートにおいては、日本語摘要は1行48字でMS明朝10pt、英語摘要はTimes New Romanの10ptで作成のこと。本文は2段落1行21字で、日本語はMS明朝10.5pt、英語はTimes New Roman 10.5ptで作成のこと。原稿における式の使用はテンプレートでのWordファイルで「挿入」「数式エディタ」から行うこと。

2. 原稿の構成

(a) 投稿の種別

最初のページの1行目左に投稿の種別（原著論文・短報・報告・総説）を明記する。

- (b) 原著論文・短報・報告・総説の種別に続けて、次の順序で記述する。①和文表題，②和文著者名，③英文表題，④英文著者名，⑤和文摘要，⑥英文摘要，⑦和文の所属と住所，⑧英文の所属と住所

ただし，⑦和文の所属と住所，および⑧英文の所属と住所はテンプレート1ページ目下の脚注に記載のこと

(c) 摘要とキーワード

和文摘要は300字以内，英文摘要は200語以内で，いずれも10ptを使用のこと。

キーワードは和文・英文とも5語以内で，いずれも10ptを使用のこと。

- (d) 本文は「はじめに」と記して書き始める。原著論文と短報は、「方法（材料と方法，観測，調査など）」、「結果」「考察」（または，「結果と考察」「結果と討論）」「まとめ」（または「結論）」「謝辞」「参考文献」の順で記載し，各項目に番号付けを行う。各項目の中には必要に応じて小項目を置くことができる。小項目にも番号を付ける。総説の構成は「はじめに」以外の部分は特に指定しないが，内容が理解されやすいように適宜項目や小項目を設定する。

3. 活字指定と表示法

テンプレートではMicrosoft Wordを使用しており，本文の日本語はMS明朝体の10.5pt，図表中のすべての英数字はTimes New Roman体とする。図は鮮やかな画像ファイル(拡張子jpg, gif, pngなどのファイル)を使用し，表は字体のサイズが変更できるオリジナルを挿入のこと。句読点は（。）および（，）とし，和文中は全角，英文中は半角とする。図表の番号は，“**図 1.**”や“**Fig. 1.**”のようにMS明朝体とTimes New Romanの**ボールド表示**で10ptとし，この後に続く図表の説明文は，普通字体で和文・英文共に10ptで書くこと。

図表を本文中で引用する場合、**Fig. 1, Figs. 2-4, Table 1** などと Times New Roman の**ボールド表示 10.5pt** で記すこと。写真は図として扱う。表は画像ファイルではなく、編集可能なオリジナルを挿入する。

4. 単位や日付などの表記

本文、図表ともに SI 単位を用いる。 m s^{-1} , $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ のような半角空白を挿入した指数表示とし、 m/s , J/kg/K のような表現は使わない。数字や欧文表記は半角文字を使用する。日付の表示は西暦を用い、図表中やその英語説明文では mm/dd/yyyy や mm/dd の形式とする。

5. 引用文献の記載

(a) 本文中の引用

本文中の文献の引用は、引用順に[1],[1-3]のように記して、最後の「参考文献」にこの順番で記載する。本文中で引用する場合は“奥田[4]によれば...”のような表記とする。著者が多い文献は、“中尾ほか[5]によれば.....”のような表記とし、「参考文献」には著者全員の名を記載すること。

(b) 文献リストの作成

「文献」の項目には本文中に引用されたものすべてを記載する。記載順序は引用順とする。雑誌名は省略しないで表記し、英語の雑誌名はイタリック体にする。

記入方法

ア. 論文

和文の場合

「著者名(年号): 題目. 雑誌名, 巻: ページ.」の順に記載する。著者と著者の間は「・」でつなぐ。数字と()は、Times New Roman を使用のこと。

例: 福富孝治・中尾欣四郎・三好日出夫・田上龍一 (1968): 登別温泉大湯沼の水収支および熱収支. 北海道大学地球物理学研究報告 **19**: 1-19.

英文の場合

「著者名(年号): タイトル. 雑誌名, 巻: ページ.」の順に記載する。著者が 2 名以上の場合は「,」でつなぐ。first name と middle name はイニシャルのみで「.」は省略する。

例: McMahan A, Moore RD (2017): Influence of turbidity and aeration on the albedo of mountain streams. *Hydrological Processes* **31**: 4477–4491.

イ. 単行本の場合

和文の場合

「著者名(年号): 書名. 出版社, 発行地, 総ページ」の順に記載する。

例：吉村信吉（1937）：湖沼学. 三省堂，東京，520pp.

英文の場合

「著者名（年号）：書名. 出版社，発行地，国名，総ページ」の順に記載する。

例：Dingman SL (2002): *Physical Hydrology*, 2nd ed., Prentice Hall, Upper Saddle River, USA, 646pp.

ウ. 単行本の章または分冊

和文の場合

「著者名（年号）：表題. 書名（編著者），引用ページ. 出版社，発行地.」の順に記載する。

例：奥田節夫 (1985): 土砂災害の危険範囲予測. 扇状地の土砂災害（芦田和男編），第 5 章，155-191，古今書院，東京.

英文の場合

例：Mosley MP, McKercher AI (1993): Stremflow. In *Handbook of Hydrology*, Chapter 8, Maidment DR, ed., McGraw-Hill, New York, USA, pp. 8.1-8.39.

エ. WEB ページ

和文の場合

例：気象庁 (2018)：日本活火山総覧（第 4 版）. URL: https://www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/STOCK/souran/menu_jma_hp.html (2019 年 1 月 8 日時点)

英文の場合

例：National Weather Service (2019): Snow depth. URL: https://www.weather.gov/nerfc/snow_depth_im (2019 年 1 月 7 日時点)

「陸水物理学会誌」査読規程

1. 目的

この規程は、陸水物理学会誌の質を高め、陸水物理学および関連分野の一層の発展をはかるために定めるものである。

2. 論文の受付

論文の投稿があった場合、編集委員長は投稿論文の内容や原稿形式等を確認し、受付の可否を判断する。受付可と判断された場合には、担当編集委員を定めて論文の査読を依頼するとともに、投稿者に論文の受付日を連絡する。担当編集委員は査読者 2～3 名に論文の査読を依頼する。

3. 査読内容

査読者は、以下の基準 1) ～6) に基づいて査読し、客観的に掲載適否の判定を行うこととする。査読結果は別紙 1 の査読報告書にまとめて担当編集委員に送付する。査読に要する期間は概ね 3 週間とする。

- 1) 査読者は専門的見地から「論点及び事実の新規性」、「論拠の明示性」、「方法の再現性」、「考察の妥当性」、「全体を通した論理性」について意見及び判定案をまとめる。
- 2) 査読は内容の批判や討議を行うものではない。したがって見解の相違は掲載不適の理由とはならない。
- 3) 査読者は、著者に対して研究指導する立場にない。よって、投稿された原稿に対して、新たな調査や実験等の追加要求は極力避けなければならない。
- 4) 投稿された成果ができるだけ早く公表されるよう、査読者は査読期間を遵守しなければならない。
- 5) 査読者は査読により知り得た掲載前の原稿の内容を、いかなる形でも利用・剽窃・漏洩してはならない。
- 6) 個々の投稿原稿についての査読者名は原則として公表しない。また、著者との折衝はすべて編集委員会が行うこととし、査読者が著者と直接に折衝してはならない。

4. 査読結果の報告

担当編集委員は、査読者の査読報告書を参考として投稿論文の審査を行う。この審査で修正等が必要と判断された場合には、担当編集委員は投稿者に修正内容を連絡するとともに査読報告書を送付し修正原稿の提出を依頼する。修正原稿の提出のないまま特別の理由なく 1 ヶ月を経過した場合は、その原稿は著者が取り下げたものと判断される。

5. 再審査

担当編集委員は、投稿者から提出された修正原稿の再審査を行い修正が十分に行われて受理可能と判断された場合には、編集委員長にその審査結果を報告する。再審査の結果、査読者による再査読が必要と判断された場合には、査読者による再査読を行い、その結果を投稿者に連絡する。

6. 論文の受理

編集委員長は、担当編集委員から提出された審査報告書を基に担当編集委員と協議して論文の受理を決定する。論文が受理された場合には、編集委員長は投稿者に受理通知を送付する。論文が受理できない場合には、その理由を投稿者に連絡する。

7. 最終原稿の提出

投稿者は論文が受理された後、編集委員長に受理論文の最終原稿を電子ファイルで提出する。なお、編集委員長は最終原稿について、原稿の訂正を投稿者に求めることがある。

8. 印刷原稿の校正

オンライン版原稿の訂正を行う場合、印刷上の誤り以外の字句の訂正、挿入、削除は原則として認めない。

9. 査読規程の制定及び変更

この規程の制定及び変更は運営委員会の決議を経て行うものとする。

2019年3月1日制定

別紙1（査読報告書様式）

別紙1（査読報告書様式）

年 月 日

査読報告書（査読者 A 第1審）

受付番号：XXXX（原稿番号）

投稿分類：■ 原著

総説

短報

報告

書評

表 題：

著 者：

査読者：

判定結果： このまま掲載してもよい

指摘箇所を編集委員会で修正し掲載してよい

著者に戻して修正させ、編集委員会で確認し掲載してよい

著者に戻して修正させ、再度査読する必要がある

掲載は不適当である

編集委員会への意見（著者に対しては開示されません）

著者へのコメント：

1) 全体的意見

2) 個別的意見（ページ・行、指摘事項）

編集後記

陸水物理学会誌第2巻をお届けします(表紙絵は昨年度巡検の立山室堂での1カット)。会員の皆様の熱心な論文ご投稿により、今巻も充実した誌面が出来上がりました。また、2020年6月からは受理済み論文が逐次J-Stageに掲載されるようになり、本誌で論文発表する意義も何ランクもアップしています。会員の皆様のごさらなるご尽力をよろしくお願い致します。

コロナ禍の影響で海外調査や国際学会への参加ができず、国内でも学会は中止かオンライン開催、野外調査も不要不急の外出の自粛云々があり、難儀な事の上ありません。早く元の生活に? いやいやもう元へは戻れないでしょう。新しい生活様式に馴染んで行く

しかありません。本会のように小さな学会でもそうです。新しい運営策を手探りしつつ進んで行きましょう。

この編集後記は、3人の編集委員の持ち回りで執筆する予定でしたが、第1巻に続き私が書かせて頂きました。と言うのも、私事で恐縮ですが、2021年3月末で編集委員長を退任させて頂くからです。ずいぶん昔から学会誌刊行の話があり、紆余曲折もあり、今般ようやく軌道に乗りつつある状況に感慨もひとしおです。個性ある学会誌を作り続けるために会員の皆様のご協力をよろしくお願い致します。

(編集委員長 石井吉之)

陸水物理学会

事務局	会長	鈴木 啓助 (信州大学)
	運営委員長	知北 和久 (北海道大学)
編集委員会	委員長	石井 吉之 (北海道大学)
	委員	柴田 智郎 (京都大学)
	委員	藤井 智康 (奈良教育大学)

陸水物理学会誌 第2巻 第1号

2020年12月1日発行

発行 陸水物理学会
〒001-0021 札幌市北区北21条西11丁目
北海道大学北極域研究センター知北和久気付
電話・FAX TEL: 011-706-9074(代) FAX: 011-706-9623
E-mail chikita@sci.hokudai.ac.jp
URL http://jsph.sub.jp

※本冊子内容の無断の複製・転載を禁ず

Journal of the Japanese Society of Physical Hydrology

Vol. 2, No. 1

December, 2020

Contents

Foreword	Koichi KITAOKA	... 1
Original Paper		
Relations between freezing and climate change in a mountainous lake Kazuhisa A. CHIKITA, Hideo OYAGI, Sho MAKINO, Naoya KANNA, Kenta TONE, Hideyuki SAKAMOTO, Shuntaro HATA, Takuto ANDO and Yuko SHIRAI		... 3
Note		
Relationship between a volcanic activity at Mt. Hakone and water quality of surrounding rivers and precipitation	Masaki HORIUCHI 1 and Koji KODERA	... 15
Original Paper		
A study on the coloration of Aoike Pond, Aomori Prefecture: Elaboration of the model Ryuji HANAISHI, Naoto OSAKA and Kazuhisa CHIKITA		... 25
Announcements		47
Instructions for Authors		49
Submission Guidelines		51
Peer Review Regulations		55
Editor's Postscript		58

Published by

The Japanese Society of Physical Hydrology

Hokkaido University Arctic Research Center

Kita-21 Nishi-11 Kita-ku, Sapporo 001-0021, Japan

<http://jsph.sub.jp/>