



Title	火口湖の水収支とその地下流出特性 : 北海道 橘湖
Author(s)	知北, 和久; CHIKITA, Kazuhisa; 百木, 慶郎 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 51, 1-13
Issue Date	1988-09-30
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.51.1
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14192
Type	departmental bulletin paper
File Information	51_p1-13.pdf



火口湖の水収支とその地下流出特性 —北海道 橘湖—

知北 和久・百木 慶郎・出川 保彦*

北海道大学理学部地球物理学教室

(昭和63年5月25日受理)

Water Balance of a Crater Lake and Its Leakage - Lake Tachibana, Hokkaido

Kazuhisa CHIKITA, Yoshiro MOMOKI and Yasuhiko DEGAWA*

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received May 25, 1988)

Flowing passages of groundwater, leaking from a closed lake, are examined by using particular fine minerals less than 2μ as natural tracers. The small crater lake, Lake Tachibana, Hokkaido at 410 m a. m. s. l. was formed from the volcanism about 10,000 years ago, the geological remnant of which is "Lake Tachibana Lava". Field observations on water balance of the lake, performed in July 1986, showed that the water level lowered consecutively at 0.14-1.2 mm/h before a rainfall. Correcting the water level effected by seiches, the water leaking from the lake bottom is estimated at more than $7 \times 10^{-3} - 2 \times 10^{-2}$ m³/s from the equation of water balance.

Spatial distribution of spring water discharge on slopes outside the crater rim shows maximums of 4×10^{-3} m³/s and 3.5×10^{-3} m³/s on the western and eastern slopes, respectively at 360 m a. m. s. l. The two springs with the maximum discharge are located on the extension of an imaginary line, dividing the lake into northern and southern parts. Moreover, the spring waters uniquely contain suspended matters composed of much of montmorillonite and alunite. Much containment of the two minerals is peculiar to eluviums of "Lake Tachibana Lava", limited to the lake basin and its neighborhood. These suggest that lake water is leaking out partly through eastern and western fractures of the lake basin to the spring sites.

* 現所属：名城大学附属高等学校

* Present affiliation : The Senior High School, Attached to Meijo University

I. はじめに

北海道南西部に位置する橘湖 ($42^{\circ} 31' N$ $141^{\circ} 8' E$) は、約一万年前と考えられる火山の噴出活動によって形成された小火口湖である(山崎, 1985)。この湖は、橘池、カルルス沼またはウバシアントーとも呼ばれ、オロフレ山系の一つ加車山(897.5 m)の南に連なる尾根上に存在する(Fig. 1)。この湖の周囲は、陥没型火口湖の典型的な様相を呈し、比高 90–190 m の急峻な環壁(傾斜角 $16-28^{\circ}$) が迫る(Fig. 2)。橘湖は、流出河川をもたない閉塞湖で、降雨時以外、表流水の流入もない。この環壁を越えた西側の深い谷は、登別川の上流部にあたり、カルルス温泉がある。また東側の谷は、登別川の支流、紅葉谷の源流部に当たり、その下流 2.8 km に登別温泉がある。橘湖もかつては、南側湖縁に噴気活動があったことが報告されているが(田中, 1922)、現在は認められない。湖の年間水位変動は 1 m 程度であり(Fig. 3)、湖面形は、高水時で長さ 441 m・幅 305 m のほぼ楕円形、湖面の海拔高度は、約 410 m である (Table 1 and Fig. 4)。

ここで報告するのは、1986 年の夏期(7月)に実施した、この湖の水収支に関する調査結果である。火口湖の水収支については、橘湖の東南東 5.0 km、紅葉谷を隔てて対峙する倶多楽湖で、

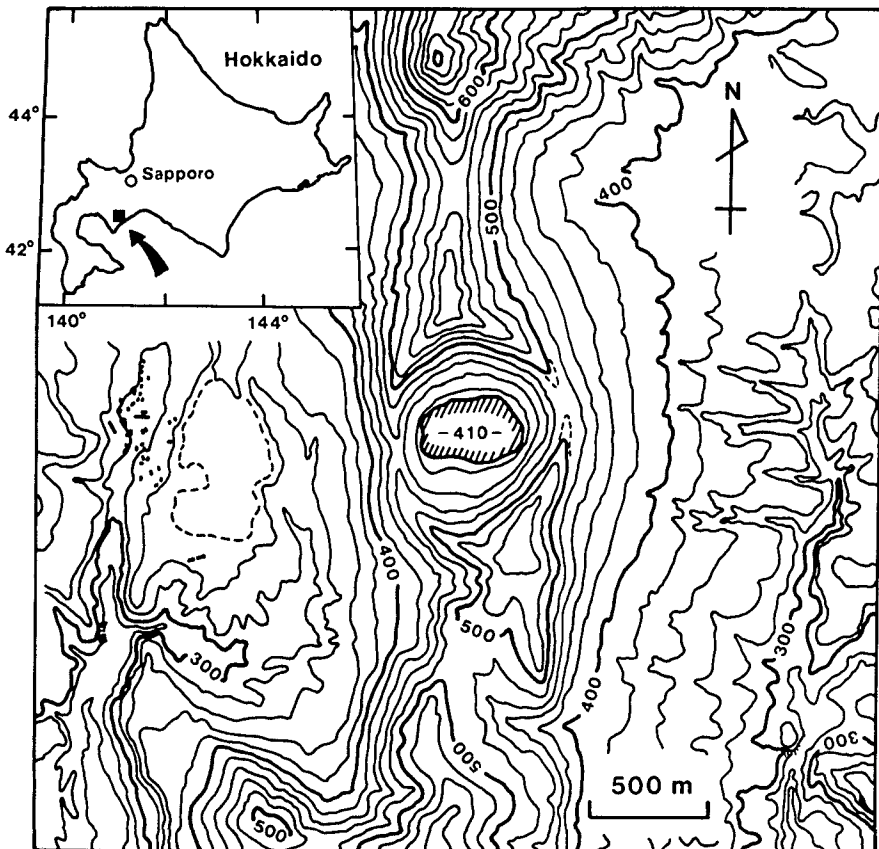


Fig. 1. Location of Lake Tachibana, Hokkaido and topography around the lake. The Karurusu spa is seen at the bottom of a western valley.

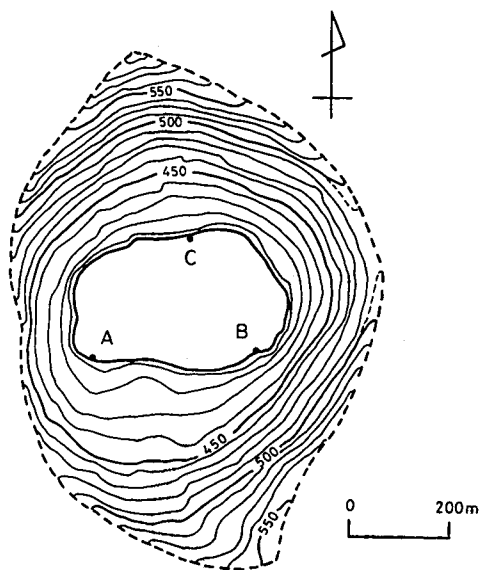


Fig. 2. Topography of the drainage basin of Lake Tachibana. Three plots, A, B and C show stations where water level was measured in July 1986.

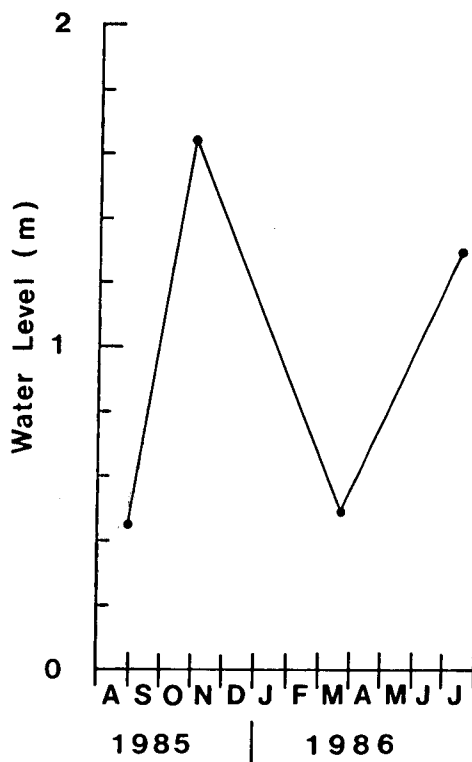


Fig. 3. Long-term variation in water level of Lake Tachibana from August 1985 to July 1986.

中尾ら (1966, 1967) が、観測結果をもとに検討を行っている。それによると、結氷期と夏期の両期に、湖水が湖底から地下水として流出することが認められ、特に結氷期でのその量を、 $0.44 \text{ m}^3/\text{s}$ と見積っている。ここでは、水収支観測に基づく橘湖の湖底からの地下水流出について述べ、

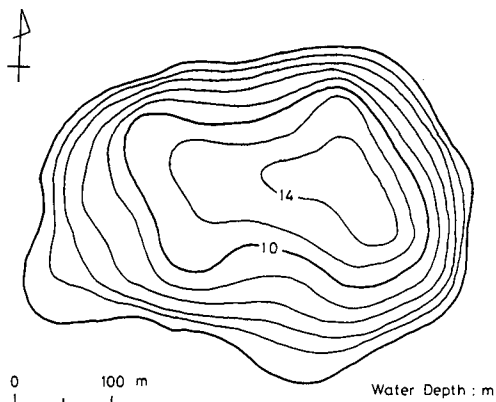


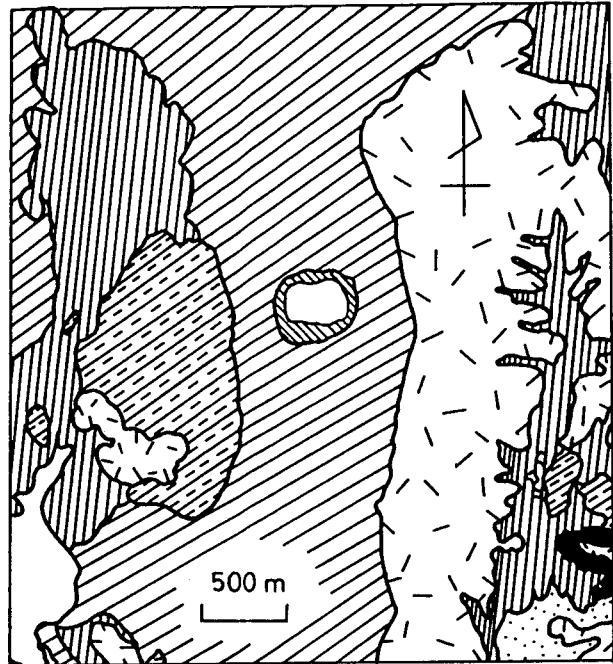
Fig. 4. Bathymetry of Lake Tachibana at high water level of October 1985 (Fig. 3).

Table 1. Morphometry of Lake Tachibana, Hokkaido at high water level of October 1985 (Fig. 3) and its drainage basin.

Lake: Area (A)	0.12 km ²
Volume (V)	$9.27 \times 10^5 \text{ m}^3$
Length	441 m
Breadth	305 m
Maximum depth	14.3 m
Mean depth (V/A)	7.7 m
Shore line (L)	1.32 km
Shore line development	
$D_L = L/2 \cdot \sqrt{\pi A}$	1.08
Drainage area	
excluding lake	0.45 km ²

これに伴う周辺流域への涵養の様子を、微細鉍物を地下水トレーサーとして用い、明らかにする。

なお、橘湖周辺の表層地質 (Fig. 5) は、大部分が両輝石安山岩で、基盤となる来馬山・ポントコ山溶岩の他、倶多楽火山の噴出物から成る。また、約1万年前、この湖を形成させた火山活動に基づく橘池溶岩*は、分布が湖盆とその周辺に限定される (山崎, 1985)。また、東西の谷には、登別軽石質堆積物 I によって堰止められ形成された湖沼堆積物 (カルルス粘土層) が存在する (五十嵐ら, 1983; 山崎, 1985)。



- Alluvium
- Mt. Hiyori Lava Dome (Dacitic)
- Lake Tachibana Lava (a. 10,000 y. B.P.; Pyroxene Andesitic)
- Noboribetsu Base Surge Deposit ()35,000 y. B.P.; Fine Scoria, Volcanic Ash etc.)
- Karurusu Clay Bed ()35,000 y. B.P.; Lacustrine Sediment)
- Noboribetsu Pumiceous Deposit I (a. 40,000 y. B.P.; Dacitic)
- Rampage Pumice Fall Deposits I Ia & I Ib ()42,000 y. B.P.; Pyroxene Andesitic)
- Mts. Raiba & Pontoko Lava (Early Pleistocene; Pyroxene Andesitic)

Fig. 5. Geology around the lake after Yamazaki (1985).

II. 橘湖の水収支

閉塞湖である橘湖の水収支は、収支時間を Δt として、次式で表わされる。

$$\Delta h = (Q_{in} - Q_{out}) \cdot \Delta t / A - E \cdot \Delta t + P \quad (1)$$

ここで、 Δh : Δt 間の水位変化 (m), Q_{in} : 流域からの表流水及び地下水の流入量 (m^3/s), Q_{out} : 湖の地下流出量 (m^3/s), E : 湖面蒸発量 (m/s), P : Δt 間の降水量 (m), A : 湖水面積 (m^2), である。無降雨時 ($P=0$) には、 Q_{in} は地下水流入のみとなる。湖面蒸発量 E は、次の修正 Shulyakovskiy 式 (Ryan and Stolzenbach, 1973) で与えられる E_0 から見積られる。

*地質についてふれるときのみ、従来の名称にならない“橘池溶岩”と記す。

$$E_o = (0.112 u + 0.094 (\Delta\theta_v)^{1/3}) (e_o - e_1) \quad (2)$$

$$\Delta\theta_v = (\theta_0 + \delta) / (1 - 0.378 e_o/P) - (\theta_1 + \delta) / (1 - 0.378 e_1/P) \quad (3)$$

$$\approx (\theta_0 - \theta_1) + (0.378/P) \cdot \{(\theta_0 + \delta) e_o - (\theta_1 + \delta) e_1\} \quad (4)$$

ここで、 E_o : 湖面蒸発量 (mm/day), u : 水面上 2 m での風速 (m/s), θ_0, θ_1 : それぞれ湖面水温及び水面上 2 m での気温 (°C), $\delta=273.15$, e_o : θ_0 に対する飽和水蒸気圧 (mb), e_1 : 水面上 2 m での水蒸気圧 (mb) ($=e_2 \cdot H/100$, e_2 : θ_1 に対する飽和水蒸気圧 (mb), H : 相対湿度 (%)), P : 気圧 (mb), である。

なお、もとの Shulyakovskiy 式 (Shulyakovskiy, 1969) は、(3)式で、 $0.378 e_o/P$, $0.378 e_1/P \sim 10^{-2} \ll 1$ から、 $\Delta\theta_v \approx \theta_0 - \theta_1$ とし、(2)式右辺の〔 〕内が $(0.15 + 0.112 u + 0.094 \cdot (\theta_0 - \theta_1)^{1/3})$ の形をとる。修正式(2)-(4)では、それぞれ水面と 2 m 高の比湿に関係する $0.378 e_o/P$ と $0.378 e_1/P$ が含まれている。

III. 水収支観測

1. 測定方法

1986年7月15-18日の夏期、橘湖で野外観測を実施し、(1)-(4)式をもとにその水収支を調べた。まず、ダイヤル・ゲージ (読取精度 1/100 mm) 付きの触針式水位計を Fig. 2 の A 地点に設置し、水位の連続観測を行った。また、湖面蒸発量を(2)-(4)式から見積もるため、A地点付近の湖岸で、風向・風速、気温・湿度、湖面水温そして気圧を、それぞれコンパス付ピラム風速計、アスマン通風乾湿計、サーミスター温度計及びアネロイド自記気圧計 (精度 ± 0.5 mb) によって連続測定した。なお風によるセイシュ等、湖の固有振動がこの水位変化へ影響することを考慮し、Fig. 2 の B, C 地点に自記式水位計を設置した。また降雨を予想し、転倒ます型自記雨量計 (感度 0.5 mm/パルス) を A 地点付近の湖岸に設置した。

2. 結果

Fig. 6 に、今回得られた観測結果を示す。水位 h は、最低水位からの高さ (mm) を取っている。なお、雨量・気圧以外は一時間ごとに測定した結果である。この期間中の降雨は、7月16日 22:30-7月17日 00:15 で 0.5 mm, 7月17日 20:06-7月18日 07:30 で 37.5 mm の雨量が観測された (Fig. 6-b)。後者の降雨により、A地点水位は、雨量計の記録に先立つ7月17日 19:00 頃より上昇ははじめ、結局、18日 07:30 で最低水位より 34.4 mm の上昇があった。この間、周囲斜面の沢筋を通し、表流水の流入が認められた。この降雨以前では、観測当初に若干の変動があるが、水位は $-1.2 \sim -0.14$ mm/h の範囲で漸次低下した。この水位低下、及び Fig. 6-b の湖面蒸発量・降水量を考慮して(1)式より求められる $-(Q_{in} - Q_{out})$ は、 $4 \times 10^{-3} - 4.5 \times 10^{-2}$ m³/s で、湖底からの地下水流出が認められる。

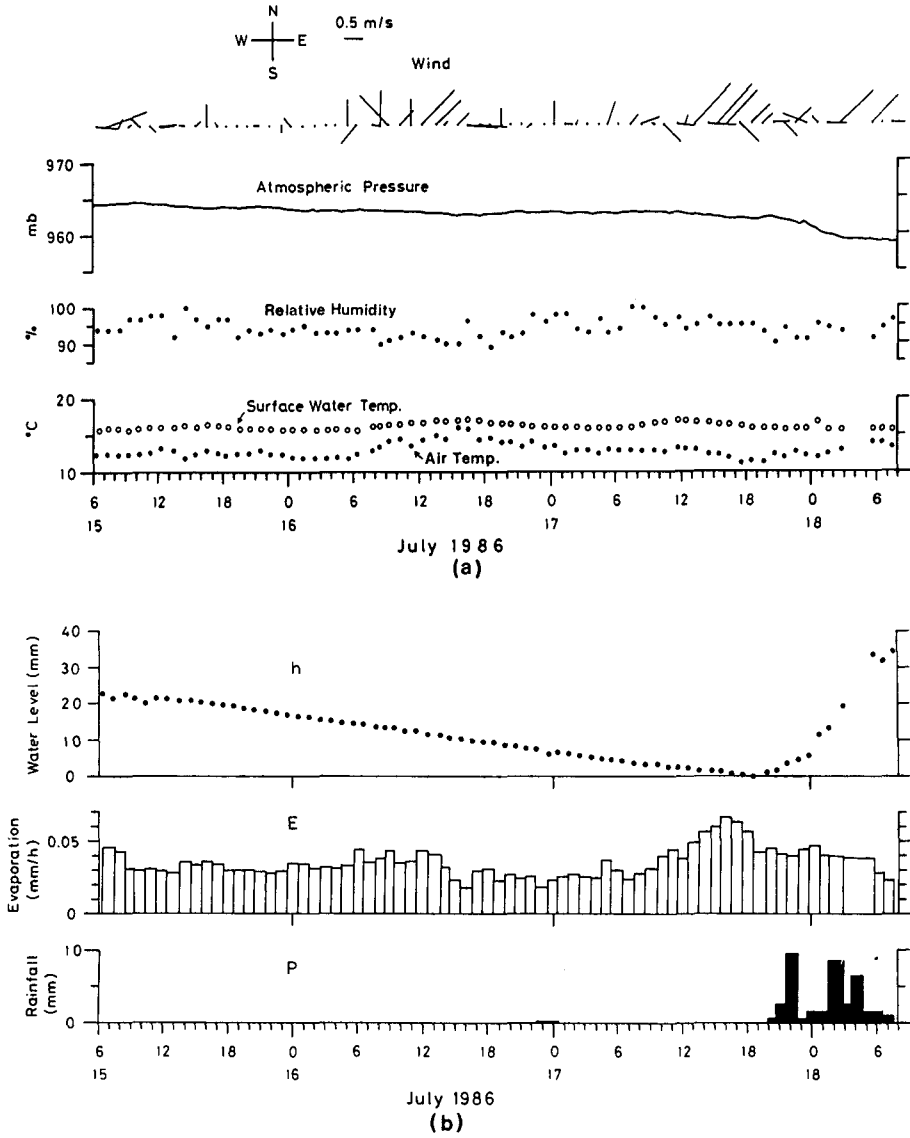


Fig. 6. (a) Meteorological data and water temperature at lake surface, and (b) lake water level, h , evaporation, E from the lake and rainfall, P for July 15-18, 1986.

自記水位計によって得られた、B、C地点水位の変化傾向は、系統的にA地点水位のそれと変わらなかった。しかし、17日夜、降雨直前に最低水位を記録した時間は、A地点で同日18:30、B地点で20:45、C地点で21:30であり、各点間で45分-3時間のずれがあった。また、この降雨前、3地点での同時測定がはじまった時刻(7月15日11:30)の水位は、A、B、C地点でそれぞれ21.43 mm、14.56 mm、14.28 mmであり、特にA-B間、A-C間で水位の違いが大きかった。他方、観測当時、最深点での水温分布は、表面で、18.0°C、湖底付近(水深13.9 m)

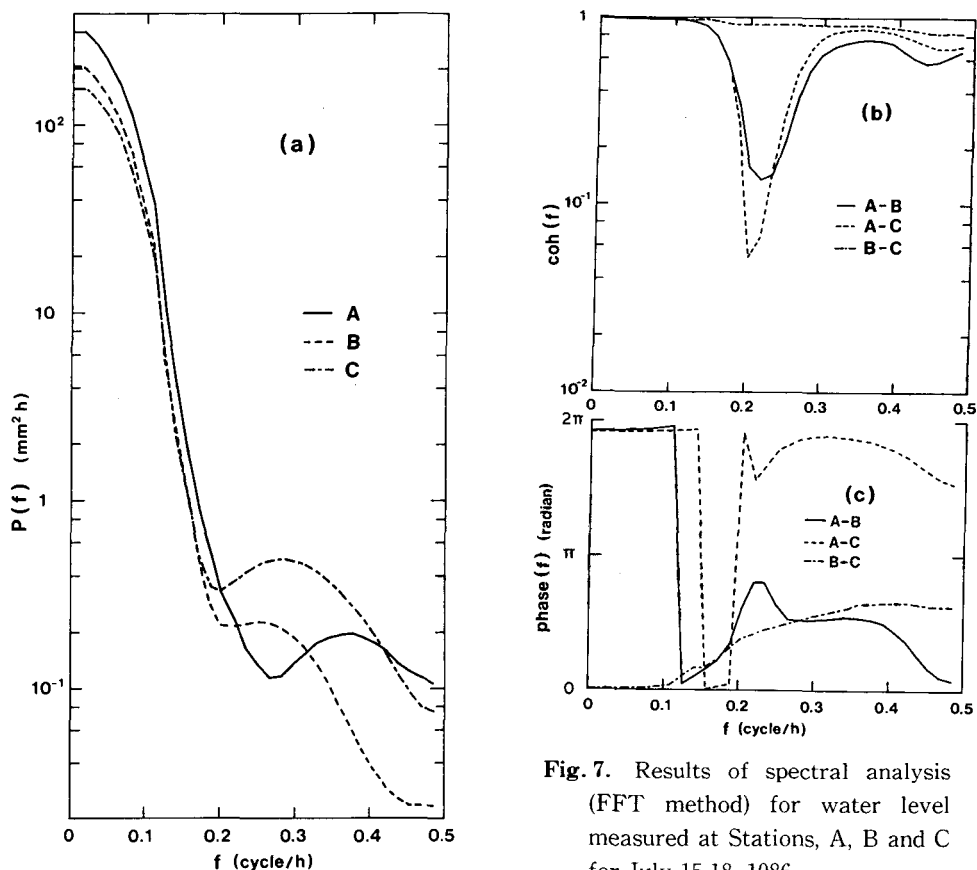


Fig. 7. Results of spectral analysis (FFT method) for water level measured at Stations, A, B and C for July 15-18, 1986.

で 11.0°C であり、顕著な躍層は存在しなかった。また、水位観測の開始前及びその期間中、卓越風向が北東、風速 $0-1.4\text{ m/s}$ の風が吹いていた (Fig. 6-a)。以上のことから、北東風による南西岸への吹き寄せとそれに伴う表面セイシュが、3点間の水位変化の違いに影響していたことが考えられる。また、これにより、A地点の水位は湖水位を代表しておらず、その水位変化が他地点より大きいことから、水位低下時の $(Q_{out} - Q_{in})$ 値も過大評価されていることが予想される。

Fig. 7はA, B, C地点の水位に関するスペクトル解析の結果である。サンプリング・タイムが1時間と分解能は低いが、今回得た長周期の水位変動の様子は、十分に描かれている。Fig. 7-bのコヒーレンスから明らかのように、A-B間、A-C間は、周波数 0.21 cycle/h (周期 4.8 時間) 付近を境に、エネルギーの大きな長周期成分とエネルギーの小さな短周期成分とに分かれる (Fig. 7-a)。Fig. 7-cから、その長周期成分のうち、周波数 0.1 cycle/h 以下 (周期 10 時間以上) で、位相角は共に $346-353^\circ$ のほぼ一定の値を取る。一方、B-C間では、全周波数域で高いコヒーレンスを示し、エネルギーの大きな周波数 0.1 cycle/h 以下の位相角はほぼ零である。これは、B-C間では、主要な長周期変動がほぼ同時に起こったことを示す。長周期成分では、Aのエネルギーが他より常に大きく (Fig. 7-a)、A-B間、A-C間の直線距離がほぼ等しいこと (Fig. 2) を考慮すると、以上の結果は、主な長周期変動 (一貫した水位低下と降雨に

よる水位上昇)に、南西岸への吹き寄せによる水位変動が重なったことが考えられる。また、コヒーレンスの高い短周期成分、特に周波数 0.28 cycle/h 以上 (周期 3.6 時間以下) では、A-B、B-C、A-C 間の順で位相角は大きくなる。これは、その波が反時計回りの回転運動をしていることを示し、最低水位を記録した A、B、C の順の時間のずれは、この成分波の伝播によると考える。

Fig. 8 は、水位低下の期間について、A、B、C 地点の位置を考慮して得た代表的な湖水位 (\bar{h}_r) の 1 時間平均値 (\bar{h}_r) とそれに基づいて得られる

($Q_{out} - Q_{in}$) 値との間の関係を示す。 \bar{h}_r の減少は、ほぼそのまま観測開始からの時系列を表わす。カルルス温泉にある AMeDAS によれば、今回の観測に先立つ 7 月 12 日と 13 日、それぞれ 127 mm/day、62 mm/day の雨量が観測されている。このため、3 点での水位観測開始からの ($Q_{out} - Q_{in}$) の急増は、この降雨後の地下水流入 (Q_{in}) の減少を反映したものと見える。しかし、7 月 16 日 01:30 以後、($Q_{out} - Q_{in}$) 値はほぼ一定となり、その後わずかの降雨により、 $7 \times 10^{-3} - 2 \times 10^{-2} \text{ m}^3/\text{s}$ の範囲で変動している様子がわかる。湖底から流出する地下水の一部は、後述のように、湖周辺の溶岩中のフラクチャーを流路とし、環壁外の東西谷斜面へ流出していることが考えられる。この流量 Q_{out} は、被圧地下水の流れとして湖水位の低下と共に減少することが予想されるが、今回の観測では、降雨による Q_{in} の変動が大きく、その傾向を Fig. 8 からとらえることは困難である。

なお、気圧変化 ΔP に伴う水位変動 Δh は、Jacob(1940)による気圧効率 $BE = \rho g \Delta h / \Delta P$ (ρ : 水の密度、 g : 重力加速度)として与えられる。水位低下期間について、代表的な水位 (\bar{h}_r) から 7 時間移動平均によってトレンドを除去し、その変動分と気圧との関係が得られる。セイシュの影響で相関は高くない ($r = -0.29$) が、 $BE = -0.00865$ ($= -0.0882 \text{ mm}/\text{mb}$ 相当) が得られる。この期間中、気圧は 964-967 mb とわずかの範囲で変化し (Fig. 6-a)、この気圧変化による水位への影響は、水位変化分の 1.8% と極めて小さい。また、この気圧効率から、湖盆周辺の地層の透水性はかなり低く、来馬山・ポイントコ山溶岩及び橘池溶岩の不透水性をそのまま反映しているといえる。

IV. 湖の地下流出に伴う周辺流域への涵養

1. 調査方法

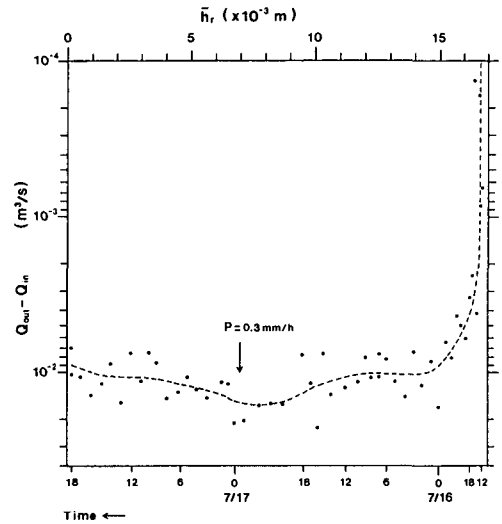


Fig. 8. Relationship between the representative, hourly water level, \bar{h}_r , and ($Q_{out} - Q_{in}$) from Eq. (1).

降雨の影響が少ない時、 $(Q_{out} - Q_{in})$ は $7 \times 10^{-3} - 2 \times 10^{-2} \text{ m}^3/\text{s}$ の値を取り、湖からの地下流出が明瞭に認められた。橋湖流域周辺の地形的特徴から、その地下水が湖の環壁外側の東西斜面に湧出していることが考えられる (Fig. 1)。そこで、その実態を調べるため、7月15・16日の無降雨時、東西の谷斜面から出る泉の湧出量及びそれによって涵養される小河川の流量を測定し、その空間分布を得た。また湖からの地下水は、その流下過程で、流路周辺の微細粒子を侵食し、また地下水中の浮遊粒子も流路周辺に吸着され、粒子同士の交換を行う。結果として、湧水中の浮遊粒子の鉱物組成は、地下水の通過する地層の風化生成物のそれを強く反映していることが予想される。そこで、Fig. 9の地点で得た次の微細粒子に対して、X線回折法により鉱物分析を行い、その鉱物組成の違いから、湧水の流出経路について検討を行った。

a) 湖水 (A)、湧水 (C, D) 及び河川水 (B) を 10–20 l 採取し、 0.45μ メッシュのミリポア・フィルターを用いた吸引ろ過によって得たその浮遊粒子 (粒径 $d < 2 \mu$)。

b) 湧出地点 (C, D) と湖底 (A) の堆積物、橋湖流域内の表層土壌 (E, F)、及び橋池溶岩 (Fig. 5) とその風化残留物 (G) を採取し、橋池溶岩については細かく粉碎して、水ひによって得た粒径 2μ 以下の粒子。

2. 結果

Fig. 10に、東西谷斜面での湧出量と河川流量との空間分布を示す。西側には小河川があり、破線はその流路、破線上の点はその流量観測地点を示す。河川流量の流下に伴う増大は、途中の側方斜面からの湧出量によってほぼ量的に説明される。これは、その流域地質が、主に、不透水性のカルス粘土層 (層厚約 13 m) から成り (Fig. 5)、このため、川への流出成分が、河床の約 10 m 高にある表層土壌とカルス粘土層との境界から流出する側方浸透流によって支配されているためと考えられる。なお、この川には、途中1本の支川が入っており、それを涵養する河道最上流部 (Fig. 9のD地点) での湧出量は $4 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ で、風化層底部より滲出していた。一方、東側斜面での地質は、倶多楽火山起源のベースサージ堆積物であり (Fig. 5)、水の湧出は、表面の腐植層とその下の火山灰層との間でみられた。結局、これらの湧出は、東西斜面とも海拔 360 m 付近でみられ、その量は、 $1.1 \times 10^{-4} - 4 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ で、特に橋湖を東西に切る線上で大きい。これは、来馬山・ポイントコ山溶岩下に湖を東西に走るフラクチャーがあり、この線上の全湧出量 $7.5 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ から、湖の地下流出量 $Q_{out} > 7 \times 10^{-3} - 2 \times 10^{-2} \text{ m}^3/\text{s}$ の一部がこれを主な流出経路

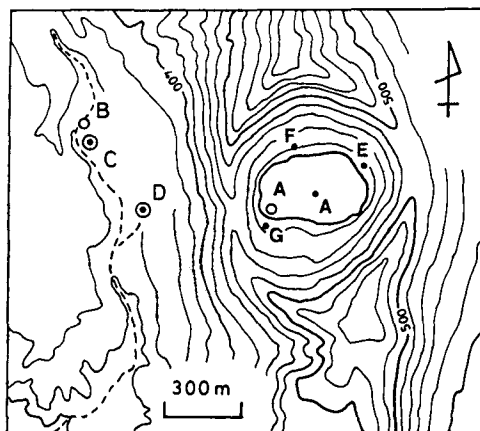


Fig. 9. Sampling locations of lacustrine sediments (A, C), surface soils (D, E, F), and a rock fragment (G) of Lake Tachibana Lava (Fig. 5) and its eluvium (G), shown by black circles, and lake water (A), spring water (C, D) and river water (B), shown by white circles.

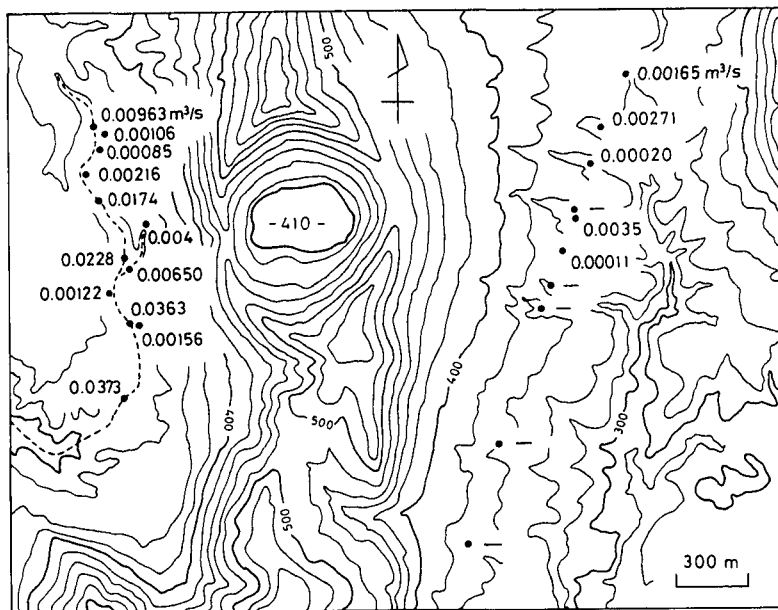


Fig. 10. Spatial distribution of spring and river water discharges (m^3/s) around the lake, measured on July 15 and 16, 1986.

とし、上述の側方浸透流となって湧出している可能性を示す。しかし、前述のように、7月12-13日に大きな降雨があり、斜面上の湧水は、この雨水の浸透による土壌内の水分貯留からの流出に基づくことが十分考えられる。そこで、上述の粘土鉱物分析の結果から、湧水中の微細鉱物をトレーサーとして、その流出経路についてより細かな検討を行った。

Table 2は、上のa)とb)の微細粒子に対する鉱物分析結果である。各試料の主要な粘土鉱物である、モンモリロナイト、イライト、緑泥石 (chlorite)、カオリナイトの量については、記録紙上でそれぞれ、 15 \AA 、 10 \AA 、 7 \AA 、 7 \AA の反射ピーク面積を求め、Sudo *et al.* (1961)とOinuma (1968)の方法により、その間の重量百分率を与えている。また、その他の主要な粘土鉱物のパイロフィライトや特徴的な非粘土鉱物の明ばん石 (alunite) については、そのピーク高から大まかな存在量を表している。

風化度が高いほど多いといわれるモンモリロナイトに着目すると、橘池溶岩を除く堆積試料は、5.03-47.46%の大きなバラツキをもつ。これは、その試料が、古い来馬山・ポントコ山溶岩の風化層 (D)、降下した倶多楽火山噴出物 (E, F)、カルルス粘土層 (C) 及び橘池溶岩の風化残留物 (eluvium; G) であり (Fig. 5)、その形成年代や起源が大きく異なるためと考える。しかし、その最大値 47.46%を示す試料は、最古のDではなく、最も新しい橘池溶岩の風化残留物である。これは、火山活動後溶岩が冷却固化するとき、特にその表層が大きな熱的変化を受け、風化が進行しやすい状態にあったことを示唆する (私信：東海大学 石井次郎教授)。また、C地点のカルルス粘土層とD地点の風化土壌は、カオリナイトの含有率が高く、さらに前者では、特徴的な粘

Table 2. Five clay minerals and one mineral ($d < 2\mu$) characteristic of suspended matters in the sampled waters and the sampled sediments (Fig. 9), identified by X-ray diffraction method, and concentrations (mg/l) of the suspended matters. The numerical values for four clay minerals show the percentage in weight among them. +++, ++, + and tr. show reflection intensities on a chart, very strong, strong, weak and very weak (or traceable), respectively.

Sampling Point	Montmorillonite	Illite	Chlorite	Kaolinite	Pyrophyllite	Alunite	Concentration of suspended matters (mg/l)
Water							
A (Lake)	2.95	38.31	10.18	48.57		tr.	2.32
B (River)	2.87	10.14	5.98	81.00		tr.	0.555
C	23.30	11.37	2.22	63.13	++	tr.	1.60
D	26.56	9.70	2.35	61.38		++	3.75
Sediment							
A (Lake)	13.09	20.83	3.72	62.37		+	
C	1.52	22.47	3.41	72.60	++		
D	10.36	18.44	7.58	63.62			
E	13.78	43.48	17.73	25.01			
F	5.03	53.47	21.57	19.93		++	
Lake Tachibana Lava							
G (eluvium)	47.46	9.17	20.07	23.31		+	
G (Rock)	5.23	25.60	25.96	43.20		+++	

土鉱物、パイロフィライトが見られる。これらの特徴は、かつてこの付近に、熱水作用による変質帯があったことを示唆する(五十嵐ら, 1983)。なお湖底堆積物(A)の粘土鉱物組成は、D地点のそれとよく似ており、その起源が、主に来馬山・ポントコ山溶岩の風化層であることを示す。また、橋湖流域内試料の鉱物学的特徴として、熱水作用による岩石変質の際生成される、明ばん石(alunite)が認められ、表から、それが橋池溶岩を起源とすることが分かる。

試水中の粘土粒子については、C、Dの湧出地点で、そこでの堆積試料と同様、カオリナイトの含有率が高い。特にC地点では、この付近の地質(カルルス粘土層)に特徴的なパイロフィライトもみられる。これは、その水が、湧出点近傍で周辺地層中の微細粒子を侵食し流出していることを示す。他方、湧水中のモンモリロナイトについては、その含有率がC、Dそれぞれ、23.30%、26.56%であり、堆積試料(C、Dそれぞれ、1.52%、10.36%)よりもかなり高く、流出過程でモンモリロナイト含有率の高い物質(ここでは、橋池溶岩の風化残留物)を取り込んで来た可能性を示唆する。さらに、D地点の湧水には、橋湖流域内にもみ存在する、橋池溶岩起源の明ばん石が顕著にみられる。橋湖とD地点の間には、不透水性の厚い来馬山・ポントコ山溶岩があり(Fig. 5)、さらにその風化物(D)のモンモリロナイト含有率が低いことから、雨水がその溶岩上またはその内部を通過して側方流としてD地点に達することは考えづらい。以上のことは、モンモリ

ロナイトや明ばん石を殆ど含まない湖水が、来馬山・ポントコ山溶岩下に広がる橘池溶岩中のフラクチャーをその主な流出経路とし、D地点に達する過程で、モンモリロナイトと明ばん石を多く含むその風化生成物を取り込んで来た可能性が強い。一方、C地点の湧水は、モンモリロナイトの含有率は高いが、明ばん石の量は少なく、そこでの地質固有のパイロフィライトも顕著にみられる。これは、その湧水が、湖水と周辺斜面表層内の降雨浸透に基づく貯留水の両方に起源をもつ可能性を示す。

X線回折法では、試料中の特定鉱物の全体に対する重量比を求めることは困難である。そのため、現段階では、Table 2 に示す湧水の浮遊物質濃度から、その涵養源の寄与率を評価することはできない。しかし、以上の結果から、流域の地質特性を生かし、地下水の涵養源やその主要な流出経路を調べる一手法として、細粒鉱物（ここでは、モンモリロナイトと明ばん石）を地下水トレーサーとして用いることは有効であるといえる。

V. ま と め

北海道橘湖での夏期の水収支観測から、湖からの地下水流出 (Q_{out}) と流域からの地下水流入 (Q_{in}) との差、($Q_{out} - Q_{in}$) が $7 \times 10^{-3} - 2 \times 10^{-2} \text{ m}^3/\text{s}$ と評価され、湖からの地下流出が認められた。他方、無降雨時、湖環壁外側の東西谷斜面で湧水の流出量を測定し、結果として湖を東西に走る線上で最大値を取った。これは、その合計量 $7.5 \times 10^{-3} \text{ m}^3/\text{s}$ から、橘湖からの地下水の一部が、地表下の湖の東西方向に延びるフラクチャーを流出経路とし、湧水を涵養している可能性を示唆する。そこで、湖周辺の地質の特徴から、細粒鉱物を地下水トレーサーとして、湧水の流出経路を明らかにすることを考えた。このため、湖水、河川水、湧水に含まれる浮遊粒子、及び堆積物中の微細粒子 ($d < 2 \mu$) の鉱物組成を、X線回折法によって調べた。結果として、最大湧出量を示す地点で、湧水中の微細粒子のモンモリロナイト含有率が高く、特徴的な明ばん石 (alunite) を多く含んでいた。この2点は、橘湖周辺にのみ分布する橘池溶岩の風化残留物固有の特徴である。このことから、湖を起源として、地下水が橘池溶岩内のフラクチャーを通過する際、その流路周辺の風化粒子を侵食し湧出したことが考えられる。今後は、X線回折法による鉱物の定量化と共に、東側斜面の湧水について検討を加え、さらに、橘湖への地下水流入 Q_{in} の評価、及び湖周辺流域の地下構造を明らかにすることで、湖水の流出過程を解析的に明らかにする必要がある。

謝辞 本研究をまとめるに当たり、有益な御助言を頂いた陸水学講座 中尾欣四郎教授に深く感謝致します。また、X線回折法による鉱物同定について、終始懇切な御指導を賜った東海大学石井次郎教授に深く感謝の意を表します。調査に当たっては、陸水学講座 浜田和雄・島寄雄介・納屋美也子・吉田正則・藤田明宏の諸氏及び新登別温泉荘 川出紘史氏にお世話になりました、心から感謝致します。

文 献

- 五十嵐八枝子・石井次郎・河内晋平・山崎哲良・宮坂省吾, 1983. 北海道登別市カルルス粘土層の花粉組成と粘土鉱物組成. 第四紀研究, **22**, 11-18.
- Jacob, C. E., 1940. On the flow of water in an elastic artesian aquifer. *EOS Trans. Amer. Geophys. Union*, **21**, 574-586.
- 中尾欣四郎・愛沢行三・大槻 栄, 1966. 倶多楽湖の水収支. 北海道大学地球物理学研究報告, **15**, 21-31.
- 中尾欣四郎・大槻 栄・田上龍一・成瀬廉二, 1967. 閉塞湖からの分水界漏出—倶多楽湖—. 北海道大学地球物理学研究報告, **17**, 47-64.
- Oinuma, K., 1968. Method of quantitative estimation of clay minerals in the sediments by X-ray diffraction analysis. *J. Tokyo Univ., General Education (Natural Science)*, **10**, 1-15.
- Ryan, P. J. and K. D. Stolzenbach, 1973. Environmental heat transfer. *M. I. T. Summer Session Text*, Chapter 1.
- Shulyakovskiy, L. G., 1969. Formula for computing evaporation with allowance for the temperature of the free water surface. *Soviet Hydrology*, No. 6, 566-573.
- Sudo, T., K. Oinuma and K. Kobayashi, 1961. Mineralogical problems concerning rapid clay mineral analysis of sedimentary rocks. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica Supplementum*, **1**, 189-219.
- 田中阿歌麿, 1922. 趣味の湖沼学. 実業之日本社, 735 pp.
- 山崎哲良, 1985. 北海道南西部, クッタラ火山の地質. 地球科学, **39**, 416-428.