



Title	洞爺湖に流入した泥流の拡散
Author(s)	中尾, 欣四郎; NAKAO, Kinshiro; 瀬戸口, 泰史 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 41, 1-15
Issue Date	1982-11-30
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.41.1
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14091
Type	departmental bulletin paper
File Information	41_p1-15.pdf



洞爺湖に流入した泥流の拡散

中尾欣四郎・瀬戸口泰史*・知北 和久

北海道大学理学部地球物理学教室

(昭和57年6月28日受理)

The Dispersions of Suspended Matter in Lake Toya

by Kinshiro NAKAO, Yasushi SETOGUCHI
and Kazuhisa CHIKITA

Department of Geophysics, Faculty of Science,
Hokkaido University

(Received June 28, 1982)

Lake Toya is situated near the Usu volcano erupted on August 7, 1977. And the ash fell directly on the lake surface to cause the abrupt increase of suspended matter in the lake water.

Its morphometric features are : 69.5km² in lake area, 102km² in surrounding basin area, 179.7m in maximum depth and 117m in mean depth.

Thereafter, the setting cloud of suspended matter by the direct impacts mostly reached to the lake bottom for 50 days. But the falling ash in the lake basin is yet the source of suspended matter.

The dispersions of suspended matter and sedimentary processes are studied on the relation between the grain-size distributions of the bottom sediments and lake currents.

And the lake bottom is partially covered by the sediments originated with the directly falling ash or sediment gravity flow raised by the severe rain storm on October 24, 1978.

I. 緒 言

洞爺湖流域の南方分水界に接して位置する有珠山は、1977年8月7日に始まり、1週間継続した大噴火を起した。その際、多量の火山灰および軽石が洞爺湖の湖面および湖流域に降下し、湖面は一時、軽石と火山灰で覆われた。

湖に齎らされた多量の水の中懸濁物の沈降過程は、中尾ら(1978)、中尾(1982)によれば、噴火前の7月18日の透明度は12.4mであったが、噴火後の8月19日は0.65mと急減し、表層水懸濁物の急激な増大を示している。その後、懸濁物は徐々に沈降し、噴火後50日を経過した時点で

*現在、芙蓉情報センター株式会社勤務

は 5.5μ 以上の大粒子は既に湖底に達し、それ以下の細粒子が 140 m 以深に細粒懸濁物の沈降雲を形成していた。この沈降距離は 5.5μ 以下の粒径粒子の自然沈降速度から見てやや大き過ぎる。この原因として、大粒径粒子の沈降に伴って細粒子の連行沈降が生じたものと判断した。

いずれにしても、噴火降灰で湖面に入った懸濁物は翌年の 1978 年 1 月までにほとんど湖底に沈降した。然し、洞爺湖流域に堆積した厚い火山灰は大雨の度毎に泥流を発生し、湖周から濁水を供給し続けている。特に、1978 年 10 月 24 日の雨は、 38.5 mm/day , $21\text{ mm}/10\text{ min}$ と降雨強度が大きく、洞爺湖温泉町に多大の被害を与えた大泥流を発生させた。この際、泥流は南西湖岸の温泉街方向から直接湖に流入した。

更に、その後、温泉街の山手には泥流を軽減するため砂防ダムが建設され、ダムに溜った大量の土砂処理として、洞爺湖畔が埋め立てられた。この埋め立て地からも、風雨の際には、波浪による湖岸浸食が激しく起り濁水を発生させている。

噴火から現在までの火山噴出物の湖底に至る堆積過程には次の 3 つの場合が考えられる。

i) 懸濁物が湖流の影響を受けながら沈降し湖底に達する場合。噴火時の湖面降灰や比較的低濃度の濁水流入がこれにあたる。

ii) 泥流などによって湖岸に流入した高濃度の濁水が乱泥流を形成し、躍層や底層に貫入する場合で、比較的下層水の流れの影響を受けて拡散する。

iii) 泥流が直接湖に流入し、湖底斜面を流下する水中土石流の場合で、湖盆地形が最も影響する。

いずれにしても、湖水中に流入した懸濁物粒子は湖流によって拡散されながら堆積する。

II. 湖水の流動

湖水は風による吹送流や水温分布に起因する地衝流平衡が成り立つ流れの外に、表面静振や内部静振に伴う短周期、長周期の流動擾乱(小泊, 1978, 1982) などの複合結果として湖流を生じる。

洞爺湖の湖水面積は 69.5 km^2 、周囲の流域面積 102 km^2 で、湖盆はほぼ円形、中央部は中島、観音島、饅頭島で占められている。湖は中島を廻るドーナツ状の水域を成し、その北半分は 175 m 以上の深部(最大水深 179.7 m、平均水深 117 m)で、南側の壮瞥温泉沖は 100 m 以下と浅い(図 1)。

この様な特長的湖盆形状にもかかわらず、これまでの調査で、島を廻る一定の環流は存在せず複雑な流れが観測されている。

1. 湖流測定

湖流を測定する方法として、一般に漂流板追跡法が行われるが、ここでは、この方法に加えて全く新しい方法であるフロート上昇による湖流の輸送量測定を試みた。この方法は、湖底から水面までの流速の積分値を測定するもので、本研究の目的である懸濁物が湖底に達するまでの拡散過程の大局を把握するためには、湖水の水平輸送量を見積ることが重要である。

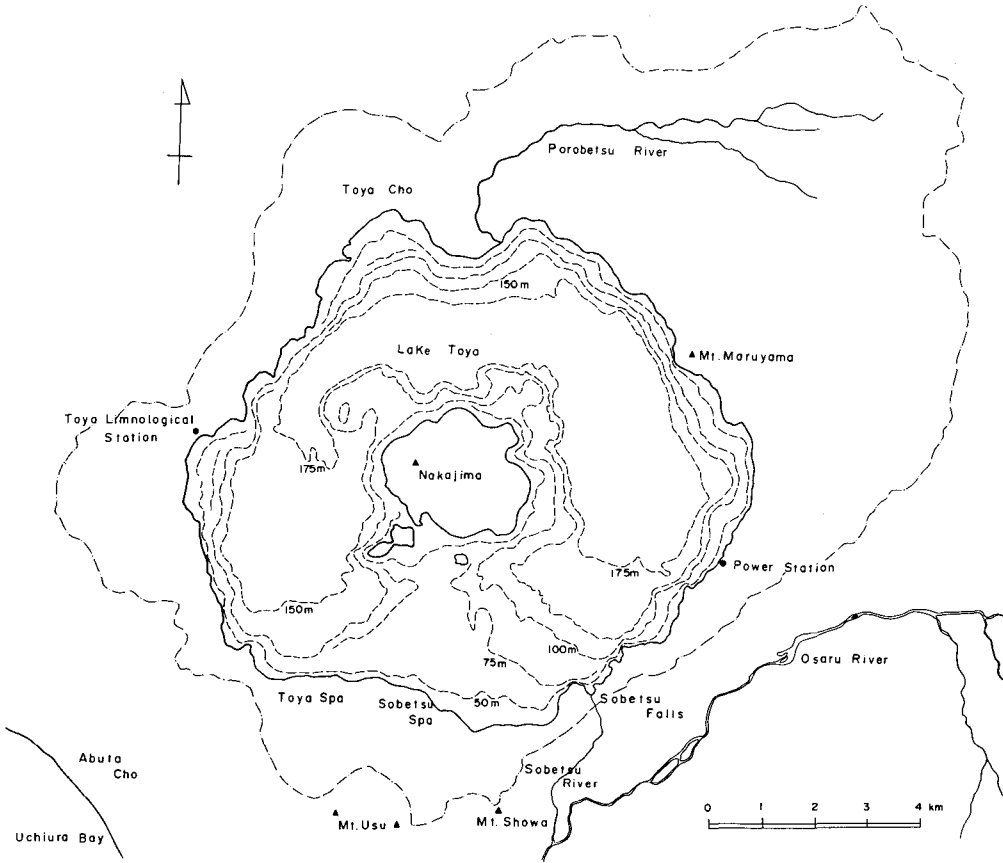


Fig. 1. Outline of Lake Toya. Chain line indicates lake watershed and water depth in meters is contoured with broken lines.

方法の原理は、フロート上昇による河川流量測定法を提案した Dyer (1970) に従い、

$$x = \int_0^t u dt \tag{1}$$

ここで、 x ; 湖底から水面までのフロートの水平変位、 u ; 水平流速、 t ; フロート上昇時間。フロートの上昇速度を w 、湖底から上方に z 軸をとれば、

$$w = dz / dt \tag{2}$$

フロートが終速度 w_t に達した後、 $w_t = const.$ で、

$$x = \frac{1}{w_t} \int_0^z u dz \tag{3}$$

終速度が既知であれば、浮上中の流下距離から単位巾断面の正味の輸送量 Q を求めることが出来る。水深を h 、湖底から水面までの平均流速を \bar{u} とすれば、 $Q = h\bar{u}$ である。

然し、洞爺湖の如く深い湖では湖底の上昇地点から水面出現地点までの距離を正確に測定する

ことは難しい。そこで、上昇速度が w_{t_1} , w_{t_2} と異なる 2 々のフロートを同時に湖底から切離し、水面での流送距離 x_1 , x_2 の差 Δx を測定する。

$$\Delta x = x_2 - x_1 = \left(\frac{1}{w_{t_2}} - \frac{1}{w_{t_1}} \right) \int_0^z u dz \quad (4),$$

$$Q = \int_0^z u dz = \frac{w_{t_1} \cdot w_{t_2}}{w_{t_1} - w_{t_2}} \Delta x \quad (5),$$

となり、2 々のフロートの相対距離から Q が求められる。

フロートの上昇速度は浮力と抗力が等しくなると、終速度に達する。

球体のフロートが終速度になるとき、

$$\frac{1}{2} C_D \rho w_t^2 \pi r^2 = \frac{4}{3} \pi r^3 (\rho - \sigma) g \quad (6),$$

ここで、 C_D ; 抗力係数, ρ ; 水の密度, r ; フロート半径, σ ; フロート密度, π ; 円周率, g ; 重力加速度, 従って、

$$w_t = \sqrt{\frac{8r(\rho - \sigma)g}{3C_D\rho}} \quad (7).$$

また、 C_D はレイノルズ数 R_e , $R_e = w_t 2r / (\eta / \rho)$ により変化する。 η は水の粘性係数である。

ただ、球体の場合、これまでの実験によれば、 $R_e = 10^3 \sim 10^5$ の範囲では $C_D = 0.5$ の値で一定となることが知られている。従って、フロートの設計は R_e がこの範囲になる様にする。

フロートは外径 20 cm の中空球形耐圧ブイを利用し、密度の調整はブイの上部に小穴を開け、中空部分に鉛の散弾を入れることによった。小穴は水压 150~200 気圧まで水密性が保証されたオーリング付きの蓋で密封された。

色分けされた 3 種類のフロートの特性を表 1 に示した。なお、実測の結果、上昇速度は予想より遅く、 C_D 値は 0.5 以上となった。

Table 1. Physical characteristic of rising floats.

	σ (g/cm ³)	w_t (cm/sec)		R_e	C_D
		calculated	observed		
Float 1	0.880	80.0	64.1	1.3×10^5	0.76
Float 2	0.970	40.0	26.8	5.4×10^4	1.09
Float 3	0.985	28.0	19.1	3.8×10^4	1.07

その理由として、フロートは切離し用の 50 cm 長、直径 1 cm のロープと底部にはロープを結ぶ約 5 cm の耳を持ち、また、表面が印字などにより、粗度が大きい為と考えられる。

また、フロート 2 を用いて上昇時間、上昇高を実測し、図 2 に示した。上昇速度は $w_t = const.$ として扱えることがわかる。なお、この際の $w_t = 29.8$ cm/sec は、洞爺湖の湖流観測の際、得られた $w_t = 26.8$ cm/sec より、やゝ大きく、アクアラング潜水による測定誤差であろう。

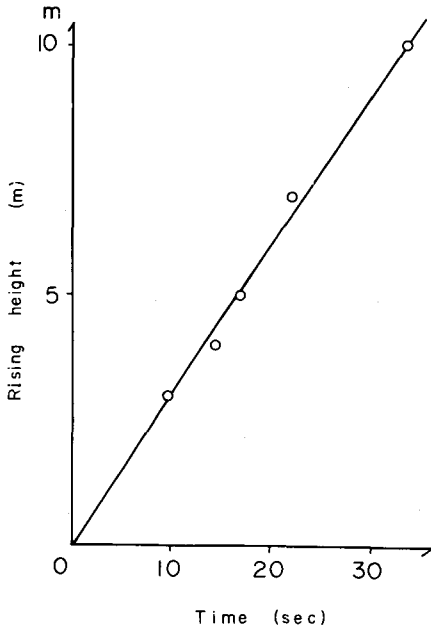


Fig. 2. Rising test of float 2.

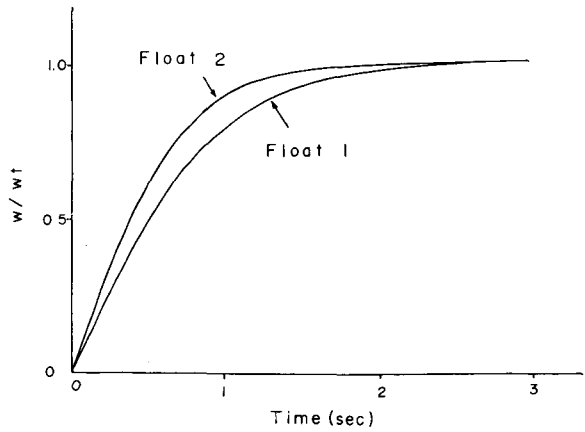


Fig. 3. Approach to terminal velocity on floats 1 and 2.

フロートの上昇開始から終速度に達するまでの時間が長ければ、上昇速度が終速度で一定として取扱った誤差が大きくなる。

上昇速度は次式によって終速度に近づく、

$$w = w_t \tanh at \quad (8).$$

ここで、

$$a = \frac{1}{\sigma + \rho/2} \sqrt{\frac{3C_D \rho (\rho - \sigma) g}{8r}}.$$

用いたフロート 1, 2 について終速度への接近を (8) 式で計算し、図 3 に示した。フロートは浮上開始後 2 ~ 3 秒で終速度に達する。水深 170 m の湖底からフロートを上昇させると、上昇速度の早いフロート 1 でも、水面まで 265 秒を要する。従って、終速度に達するまでの流速変化は充分に無視出来る。

フロート上昇法による湖流測定は次の手順で実施した(図 4)。3ヶのフロートを切り離し装置に繋ぎ、定置船上からワイヤーウインチで湖底に設置した。切り離し装置はタイマーで作動し、切離しはガスカートリッジの爆発によりロックが解除される方式である。

フロート浮上点は定置船から 5 m 間隔にブイを取り付けたマーカーを流し、移動船から上げた係留気球に付けたカメラで浮上の瞬間を次々に撮影し、マーカーと浮上フロートの相対位置で計測された。マーカーの方向は定置船より六分儀で計測した。

気球はほぼ 50 m の高度を保ちながら、予想浮上点上にあるように操船した。また、ジンバルを介して気球に吊されたカメラは常に直下を向き、レンズの焦点距離は 35 mm で、無線により

シャッターを切り、フィルムは自動巻きであった。

1981年8月20~21日に、A, B, Cの3地点でフロート上昇法による湖流測定を実施した。この時の風向は両日もとも南南東から南南西の微風であった。各点の水温および消散係数で示した懸濁物濃度の垂直分布を図5に示した。懸濁物濃度は25 cm 光路長の Martek 社製濁度計を用い、透過率 T_e を測定した。また、透過率より消散係数 E_x は次の如く求められる。 I_0 は入射光、 I_l は光路長 l (0.25 m) での出力光とすると、

$$I_l = I_0 e^{-E_x l} \quad (9),$$

従って、

$$E_x = \frac{1}{l} \ln\left(\frac{1}{T_e}\right) \quad (10).$$

懸濁物濃度の垂直分布はA, B, Cの3点でいずれも、15 m深の温度躍層中心で小極大を持つが、一般に、深さとともに増大する傾向にある。また、D点を測定した前日の8月23日は、洞爺湖温泉で119 mm/dayの雨量を記録した台風が通過し、多量の濁水が湖に流入した。このため、D点の垂直分布に見られる如く、深層まで懸濁物濃度が著しく増大し、濁水が乱泥流として下層に貫入したことを示している。

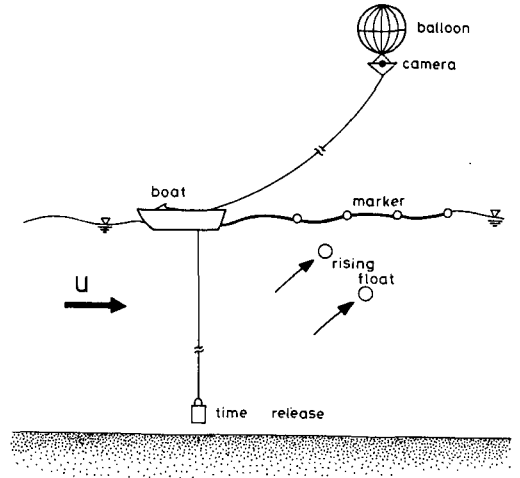


Fig. 4. Schematic diagram of operation system for rising float measurements.

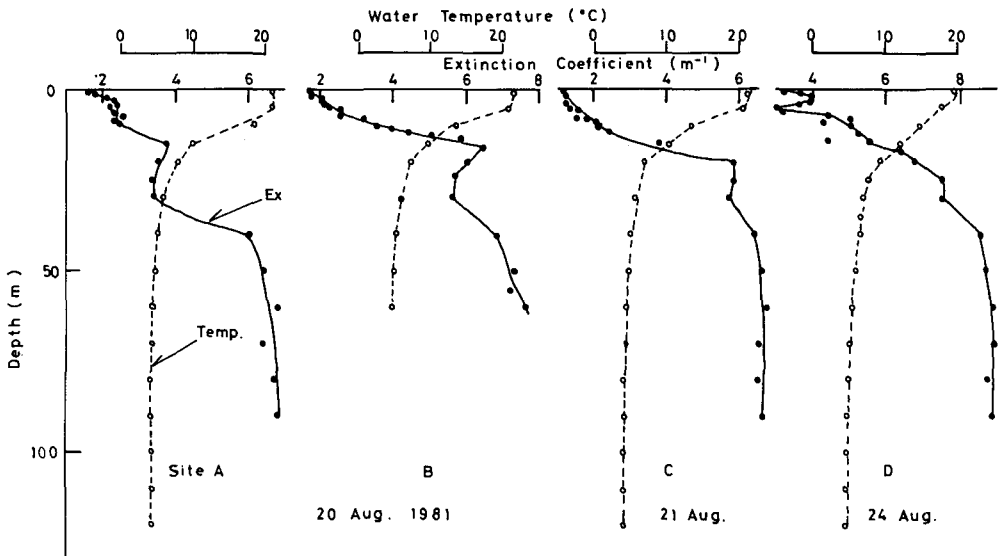


Fig. 5. Vertical profiles of water temperature and extinction coefficient (Aug. 20-24, 1981).

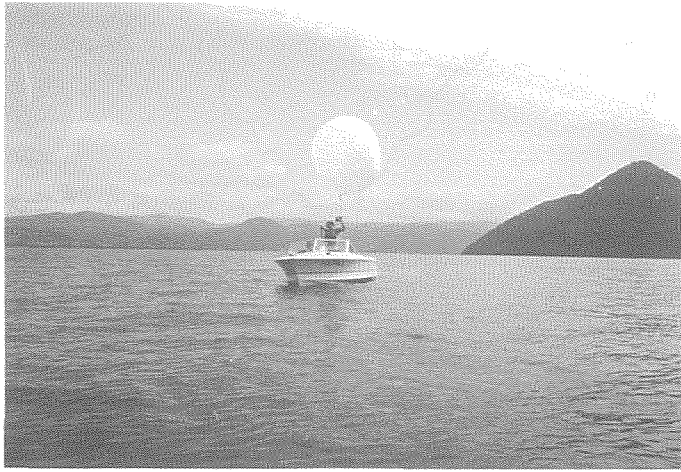


Photo. 1. Aspect of rising float measurements.



Photo. 2. Aspect of rising float measurements.

Table 2. Lake currents measured by rising float method.

Site	Released Depth (m)	Net Flow Rate ($\text{m}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$)	Mean Velocity ($\text{cm} \cdot \text{sec}^{-1}$)
A	170	1.96	1.15
B	65	0.10	0.15
C	176	1.83	1.04

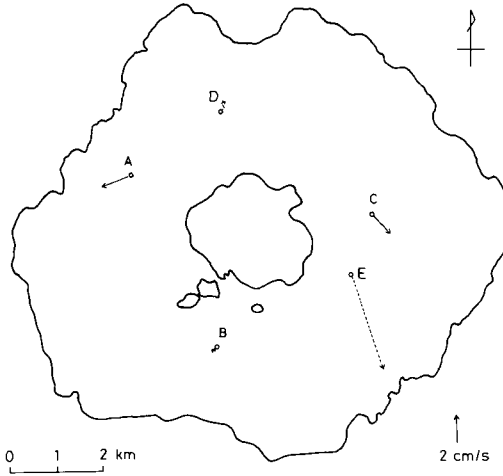


Fig. 6. Net mean velocity from bottom to surface (sites A, B and C) and surface velocity (sites D and E) of lake currents.

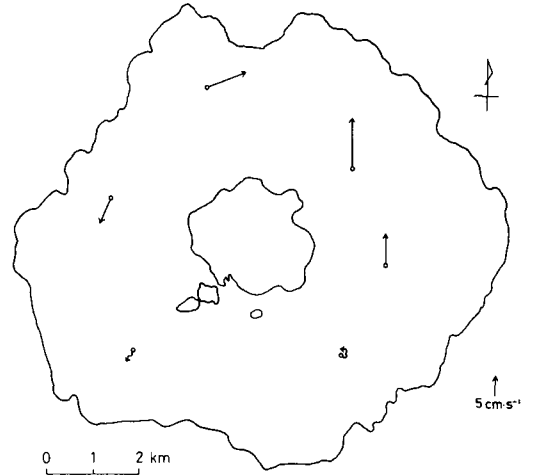


Fig. 7. Surface velocity measured by drifting float (Sept. 18, 1981).

なお、台風前は透明度4.5~5.3 mで、水色はIV~Vであったが、台風通過後透明度2.0 m、水色Vを示した。湖流の測定結果を表2、図6に示した。

この時、湖流は湖西部(A点)、湖東部(C点)には顕著な正味の南向きの成分を持つ流れが観測された。また、湖底から水面までの平均流速は約1 cm/secで、同時に観測されたE点の表面流速7.3 cm/secに較べてもかなり大きな値である。これに反して、南部と北部では顕著な流れは認められない。なお、表面流の測定には船から六分儀を用いて漂流板を追跡した。使用した漂流板は70 cm×50 cmの塩化ビニール板を十字に組み合せ、中心が水面下50 cmになる様にし、フロートに吊した。また、風の影響を無くするため、フロートがほぼ水面下にある様に密度調整した。

更に、1981年9月18日に再び漂流板の追跡により表面湖流を測定した。風向は南から南南西の微風であったが、湖西部では南向きの顕著な流れがあるが、南部では弱く不明瞭な流れを示し、前回と同様な流況であった。然し東部では逆に北向の流れが認められた(図7)。

2. 数値計算による湖流解析

湖流を引き起す最大の要因は風である。洞爺湖の風系に対して、どのような湖流が生じるかを数値計算により検討した。計算は2次元1層非定常モデルによった。1層としたのは、フロート上昇法による湖流測定で、正味輸送量が一定方向に大きな値を示したことによる。

基本の運動方程式は、水平の x 、 y 軸方向で、

$$\frac{\partial Q_x}{\partial t} = -g(h+\xi) \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{\tau_{sx}}{\rho} - \frac{\tau_{bx}}{\rho} + f Q_y + \varepsilon(h+\xi) \left(\frac{\partial u^2}{\partial x} + \frac{\partial uv}{\partial y} \right) \quad (11),$$

$$\frac{\partial Q_y}{\partial t} = -g(h+\xi) \frac{\partial \xi}{\partial y} + \frac{\tau_{sy}}{\rho} - \frac{\tau_{by}}{\rho} - f Q_x + \varepsilon(h+\xi) \left(\frac{\partial uv}{\partial x} + \frac{\partial v^2}{\partial y} \right) \quad (12).$$

連続の方程式は、

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\frac{\partial Q_x}{\partial x} - \frac{\partial Q_y}{\partial y} \quad (13),$$

こゝで、 z ；平均水面を0とする水深方向の座標軸、 h ；平均水面での水深、 ζ ；平均水面からの水位、 f ；コリオリパラメーター、 Q_x 、 Q_y ； x 、 y 方向の輸送量、 ε ；慣性項常数、 τ_s 、 τ_b ；水面及び湖底の摩擦応力。

Hay (1955) によれば、粗い水面の場合の風速分布は、 z 軸を水面から上方にとれば、

$$\frac{W}{W_*} = \frac{1}{k} \ln\left(\frac{z+z_0}{z_0}\right) \quad (14),$$

となる。こゝで、 W ；風速、 W_* ；摩擦速度、 $W_*^2 = \tau_s/\rho_a$ 、 k ；カルマン常数、 z_0 ；粗度示数。

従って、

$$\tau_s = \rho_a \gamma_a^2 W^2 \quad (15),$$

となる。ただし、 ρ_a は空気密度で、

$$\gamma_a^2 = k^2 / \left(\ln \frac{z+z_0}{z_0} \right)^2.$$

こゝで、 $k=0.4$ を与え、Montgomery & Wüstによれば、中程度以上の強さの風で、 $z_0=0.6$ cm、風速測定高を15 mと与えると、 $\gamma_a^2=0.0026$ である。こゝでは、国司(1963)の実験値0.0013を用いた。

また、湖底面の摩擦応力は、

$$\tau_b = \rho \gamma_b^2 U^2 - \beta \tau_s \quad (16),$$

こゝで、湖底面摩擦係数 γ_b^2 は今里(1970)に従い、 $\gamma_b^2=0.0026$ を用い、 ε 、 β はそれぞれ1.0を与えた。また、 U は水平流の平均流速で、 $\rho_a=1.2 \times 10^{-3}$ g/cm³、42°35'Nの洞爺湖で、 $f=0.984 \times 10^{-4}$ sec⁻¹となる。数値計算には、図8の如く洞爺湖を外形近似し、格子間隔を500 m、時間ステップは8 secとした。

洞爺湖の風系は、加藤(1980)によれば、洞爺湖を吹く風の出入口は北西の洞爺村の台地、南東部の壮瞥町と南西部の国道230号線に通じる低い鞍部の3方向である。

また、1977年まで洞爺村の農業気象観

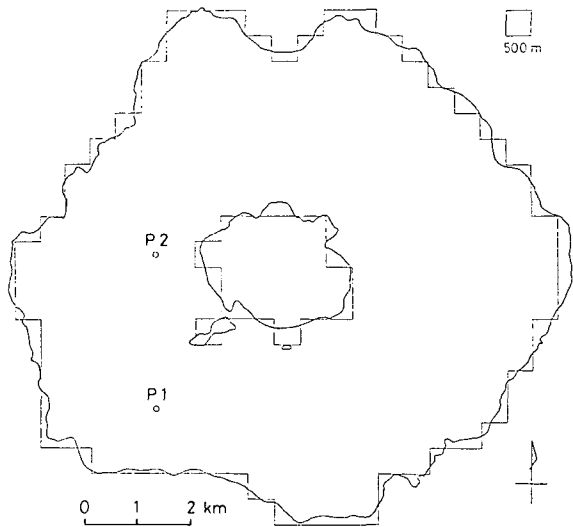


Fig. 8. Shoreline used approximately for numerical calculation of wind-driven flow in lake Toya.

測所で9時に定時測風観測を実施していた。1977年について見ると、8月は南西、南東および南風の日数が2/3を占め、積算風速もこれらの風向が70%強に当る。

さらに、洞爺湖を囲み点在する大岸、伊達、真狩測候所でも、8～9月には南寄りの風が卓越している。現地観測や気象資料から判断して、夏期、洞爺湖では南寄りの風向が卓越すると考えられる。なお、湖の中央に在る中島が風系に与える影響も予想されるが、今回の数値計算では、風は全湖面に一様に吹くものと考えた。

計算は5 m/secの風を10時間吹かせ、流動パターンを検討した。風向は南西、南および南東風で図9(a)～(c)に、流向、流速の計算結果を示した。南西風の場合は反時計廻り、南東風では時計

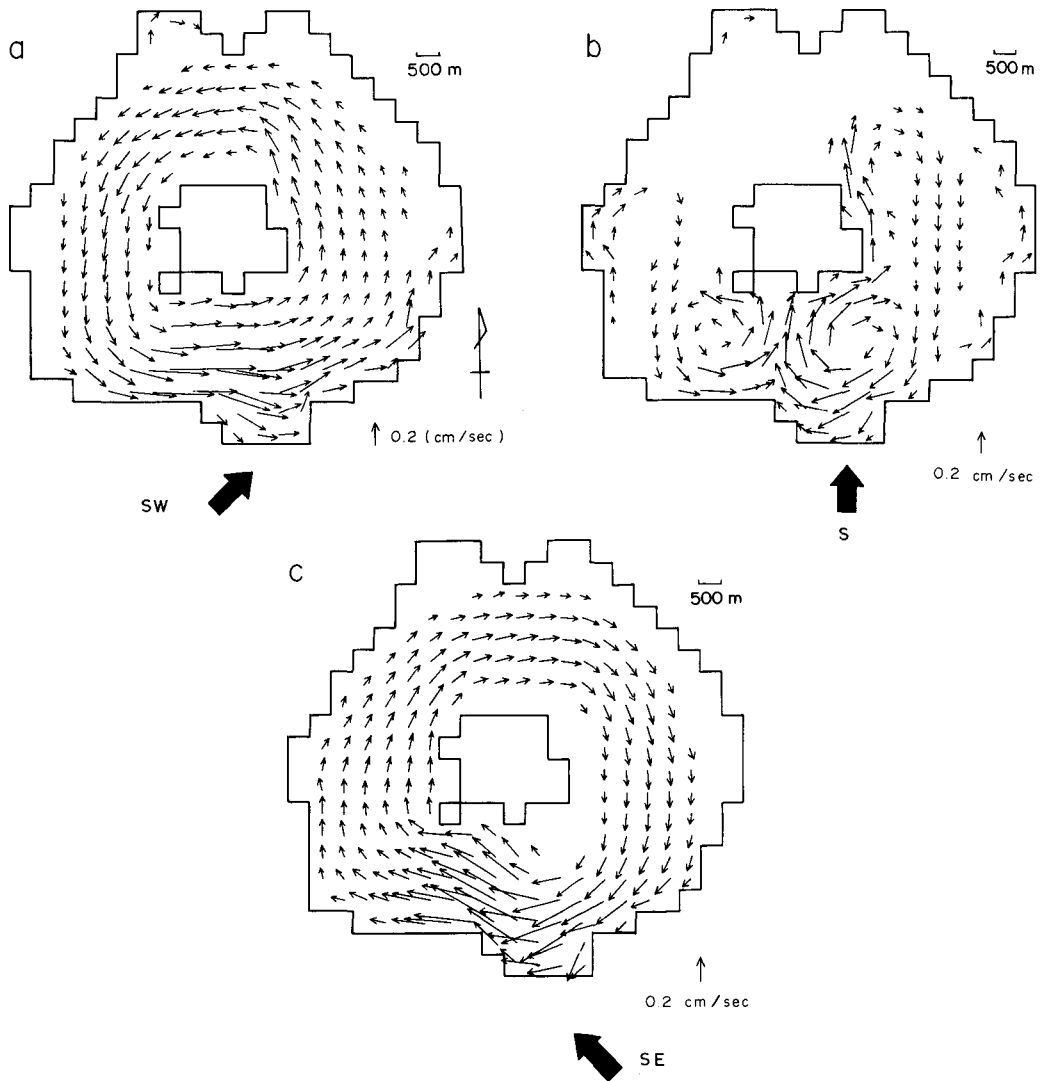


Fig. 9. Numerically calculated wind-driven flow in lake Toya (wind velocity 5 m/sec).

a) South west wind. b) South wind. c) South east wind.

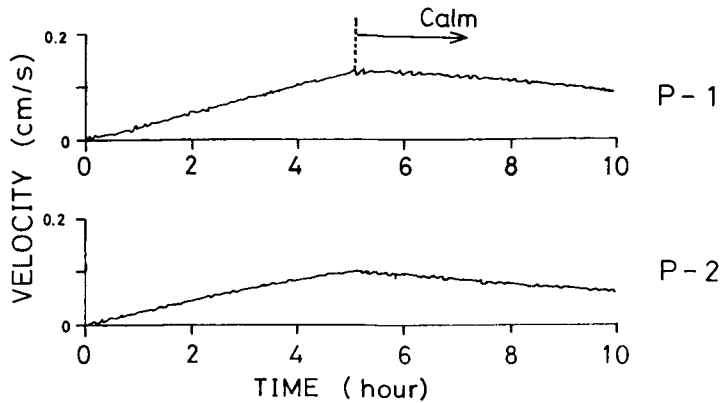


Fig. 10. Time variation of current velocities calculated by duration of 5 hours with south east wind of 5 m/sec at sites of P1 and P2 in Lake Toya.

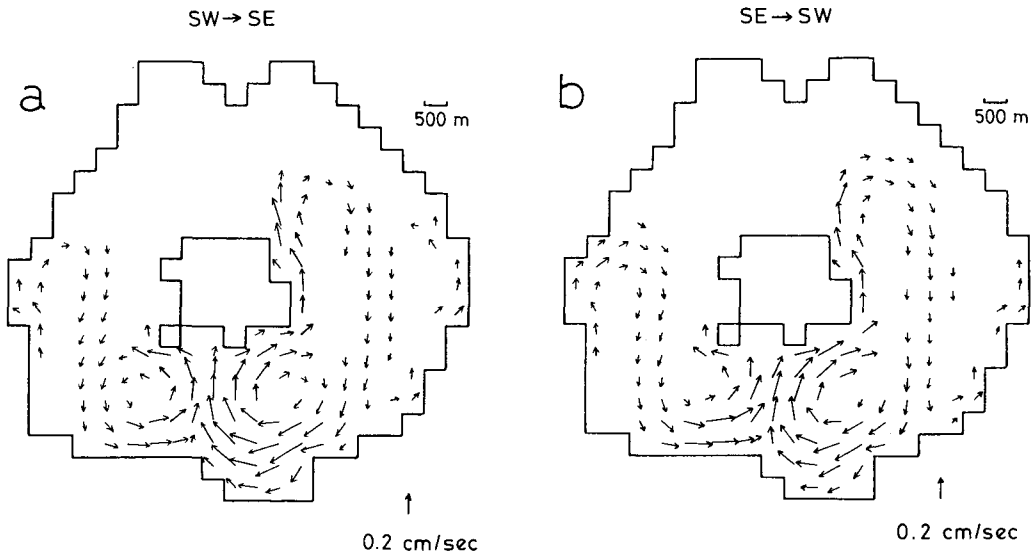


Fig. 11. Numerically calculated wind-driven flow as wind direction changes alternately (wind velocity 5 m/sec).

a) From south west wind to south east. b) From south east wind to south west.

廻りの中島を囲る環流となるが、この様な様な環流はこれまでの湖流調査で実測されていない。

然し、南風の場合には、流れは中島の影響を強く受け、湖西部、湖東部の中央で南向きの流れと湖南部での環流と湖の北北西域での停滞を示し、湖流観測結果と調和的である。

次に、流れの持続性について検討する。今、5 m/secの南東風を5時間吹かせた後、風を停止した。その時、P1、2点(図8)の流速を図10に示した。一旦生じた湖流が、風を停止した後も長時間持続する。

そこで、風向を南東から南西と逆の南西から南東に5時間で変え湖流を計算した(図11)。この

場合も南風の場合と同様に観測結果をある程度説明することが出来る。

従って、洞爺湖の場合、夏期には南風あるいは南西、南東に風向が変動するため観測で見られる如き複雑な流向の湖流を生じているものと考えられる。

ただ、計算流速とフロート上昇法で測定された積算流速を比較すると浅い南部では、ほぼ一致するが、西側、東側の南行流の計算流速は約1桁小さい。与えた常数の吟味も必要であるが、この水域では深部において湖水が停滞していることを予想させる。

III. 湖底堆積物

噴火時に湖面に降った軽石や火山灰とその後、泥流による濁水によってもたらされた懸濁物などの様に湖底に堆積したかを調査するため、1980年10月27~29日の期間に湖底堆積物を採取した。一般に、深い火山性のカルデラ湖では湖底堆積物は粘土質でかなり締っている上に、湖底表面に軽石が堆積していることが多く、グラビティあるいはグラビティピストンコアサンプラーなどで堆積物コアを採取することが極めて難しい。こゝでも、当初、グラビティコアサンプラーで堆積物採取を試みたが成功せず、結局、ドレッジ方式で表層堆積物を採取した。

採取地点は洞爺湖温泉町から湖の北北西、洞爺村に向う方向に選んだ(図12)。採取した堆積物は光透過式粒径分析器セイシン SKN500型で測定した。粒径分布は正規確率紙上(図13, 14)に示し、分布特性はInman(1952)に従い、平均粒径： $M\phi = \frac{1}{2}(\phi_{16} + \phi_{84})$ 、中央粒径： $Md\phi = \phi_{50}$ 、分散度： $\sigma\phi = \frac{1}{2}(\phi_{84} - \phi_{16})$ 、歪度： $\alpha\phi = (M\phi - Md\phi) / \sigma\phi$ 、尖度： $\beta\phi = \{ \frac{1}{2}(\phi_{95} - \phi_5) - \sigma\phi \} / \sigma\phi$ 、で求め表3に示した。 ϕ_m は累加値 $m\%$ の *Phi scale* の粒径である。

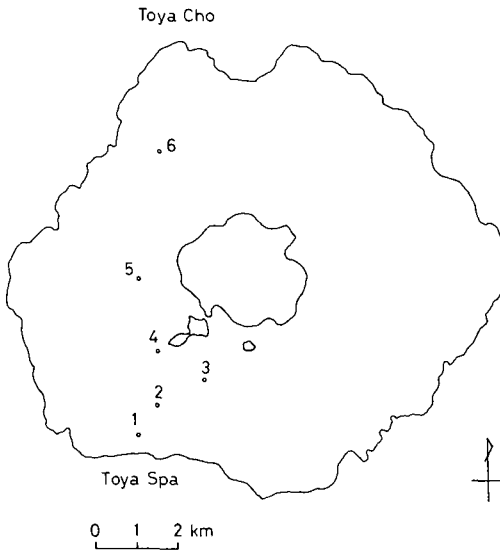


Fig. 12. Sampling sites of bottom sediments in lake Toya.

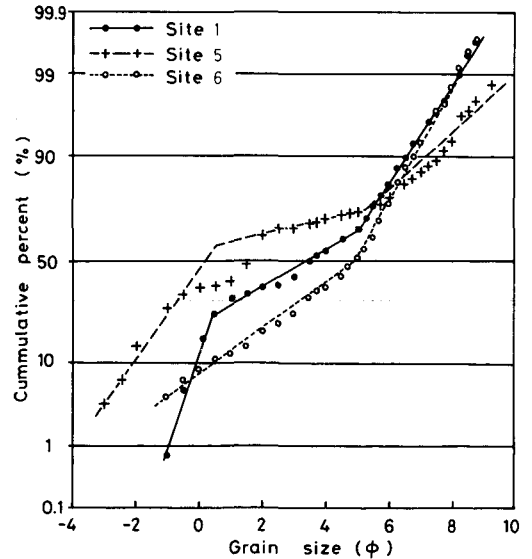


Fig. 13. Grain-size distributions of bottom sediments dragged at sites 1, 5 and 6.

中央粒径で見ると、泥流が直接流入した洞爺湖温泉町沖から採取点1、3、4と遠ざかるにつれて急に細粒化する傾向にある。然し、月浦沖の地点5では、 $Md\phi = 1.6\phi$ 、ときわだって粗い粒子が堆積し、さらに地点6では再び細粒となる。また、堆積物の粒子密度は、地点5で 2.55 g/cm^3 と月浦の北海道大学水産学部洞爺湖臨湖実験所内で採取した火山灰堆積物の粒子密度 2.53 g/cm^3 (中尾ら, 1978)に近い値であった。

また、粗い堆積物である1、5、6地点の粒径組成は、2又は3つの *Sub-population* を持つ分布を示し、ほぼ、対数正規分布を示す3、4地点の粒径組成と対照的である。このことは、粗粒堆積物地点の堆積が比較的短い一連の事変で起ったことを暗示している。

採取ヶ所が少く、推論の域を出ないが、以上の結果から次の如く判断される。噴火時には有珠山に近い洞爺湖温泉沖から粗い粒子が湖面に降下し、この南部水域が北向の拡散傾向が弱いこともあって、北方の洞爺村方向に順次細粒化する様に堆積した。然し、その後の泥流発生による濁水の流入、特に、洞爺湖温泉町を襲った泥流災害時には温泉街から泥流が直接湖に流入した。この時、泥流は湖底斜面を土石流として流下するとともに、それに伴う乱泥流を発生したと考えられる。従って、洞爺湖温泉町に近い湖底では噴火時の湖底堆積物は、土石流、乱泥流堆積物に被われた。然し、月浦沖まではその影響は及ばず、5、6地点の表層堆積物は主として噴火時の粗い沈降粒子からなっていると考えられる。

さらに、同時に測定した懸濁物濃度を示す消散係数の分布(図15)を洞爺湖温泉町から洞爺村の測線について見ると、温泉側では高濁水が深層に貫入している。

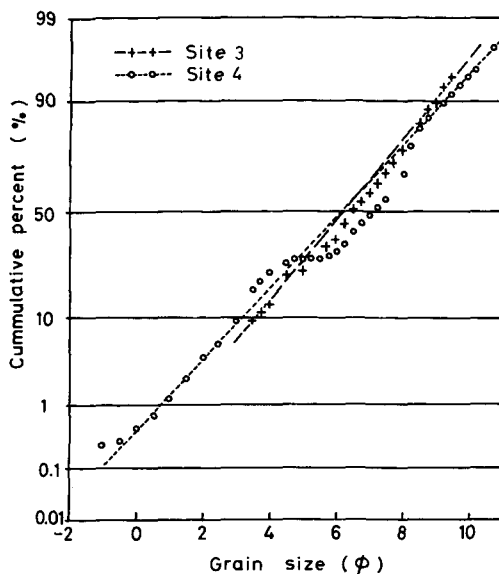


Fig. 14. Grain-size distributions of bottom sediments dragged at sites 3 and 4.

Table 3. Parameters on grain-size distributions, and grain density of bottom sediments (ϕ :Phi scale).

Site	Median Diameter $Md\phi$	Mean Diameter $M\phi$	Sorting $\sigma\phi$	Skewness $\alpha\phi$	Kurtosis $\beta\phi$	Density (g/cm^3)
1	3.60	3.10	2.95	-0.17	0.30	2.65
3	6.45	6.23	2.13	-0.11	(0.58)	2.64
4	7.20	5.98	2.53	-0.49	0.54	2.60
5	1.60	2.45	4.25	0.20	0.28	2.55
6	4.90	4.03	2.28	-0.38	0.78	2.58

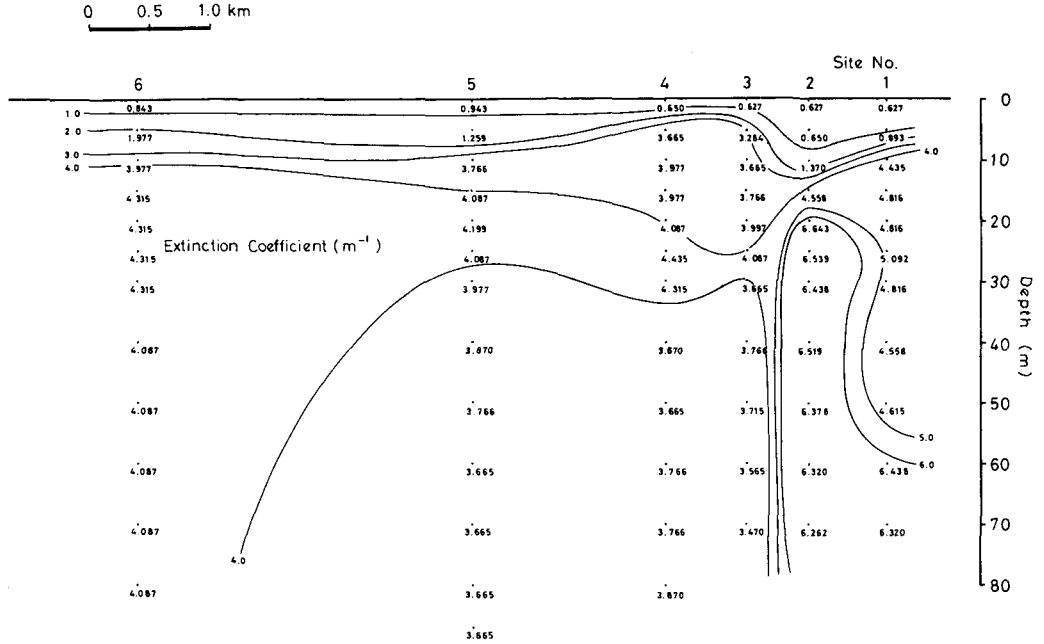


Fig. 15. Vertical profiles of extinction coefficient(m^{-1}) on cross section from Toya Spa to Toya Cho in Toya Lake (Oct. 28-29 1980).

IV. 結 語

湖流測定および湖流の数値計算から判断すると、南寄りの風が卓越する夏期には、洞爺湖温泉、壮瞥温泉沖の南部水域は局所的な環流が生じ、また、西部および東部水域の中央部には南行流が存在するため、濁水の主たる発生源である洞爺湖温泉町、壮瞥温泉町寄りの浅い南部水域から他の深い水域への懸濁物の拡散は活発には行なわれないと判断される。

最後に、湖岸の埋め立について付記する。洞爺湖の如き大湖では、強風時にはかなり大きな風波が生じ、台風通過時などには、湖岸埋め立地が激しく侵食されているのが実見されるところである。このため、長期にわたり、なしくずし的に濁水を供給し続けている。特に、他水域への懸濁物の拡散が活発に行われぬ温泉側の南部水域はその影響が大きい。

謝 辞 調査の際、御協力いただいた北海道大学理学部地球物理学教室の大学院生、石井吉之、松原三喜、倉茂好匡、西田宏の諸氏ならびに数値計算について適切な助言をいただいた小泊重能博士に深く感謝致します。また、係留気球の使用に際しては、同地球物理学教室、菊地勝弘教授、谷口恭助手には、機器をお借りした上、機器の操作も御教授いただいた。さらに、北海道大学水産学部附属洞爺湖臨湖実験所の黒萩尚所長、春名寛幸技官には、調査船、実験施設の使用など、多くの便宜を計っていただいた。これらの方々に深く感謝致します。

なお、研究費の一部は1980, 1981年度自然災害特別研究(代表者 門村浩), 有珠山における泥流災害とその対策に関する研究によった。数値計算は北大大型計算機センターのHITAC, M-200Hを使用した。

文 献

- Dyer, A. J., 1970. River Discharge Measurement by the Rising Float Technique. *Journal of Hydrology*, **II**, 201-212.
- Imasato, N., 1970. Study of Seiche in Lake Biwako. *Spec. Contr. Geophys. Inst., Kyoto Univ.*, **10**, 93-103.
- Inman, D. L., 1952. Measures for describing the Size Distribution of Sediments. *Jour. Sedimentary Petrology*, **22**, 125-145.
- 加藤央之, 1980. 洞爺湖における風系. 北大大学院環境科学研究科紀要, **3**, 17-33.
- 小泊重能, 1978. 洞爺湖の静振について. 北大地球物理学研究報告, **37**, 1-8.
- Kodomari, S., 1982. On the Studies of the Periodic Motions in a Lake(II), Effect of the Lake Basin Shape on the Periodic Motion. *J. Fac. Sci. Hokkaido Univ., Ser. VII*, **7**, 27-39.
- Kunishi, H., 1963. An Experimental Study on the Generation and Growth of Wind Waves. *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **61**, 1-41.
- 中尾欣四郎他, 1978. 有珠山噴火の降灰で齎された洞爺湖水中懸濁物の沈降過程. 有珠山噴火と環境変動, 北海道大学, 257-273.
- 中尾欣四郎, 1982. 火山噴火に伴う湖環境の変動—洞爺湖, 地理, Vol. **27**, No. 5, 23-30.