



HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	洞爺湖の内部静振
Author(s)	浦野, 慎一; 小泊, 重能; 板垣, 昭彦
Citation	環境科学 : 北海道大学大学院環境科学研究科紀要, 6(1), 213-228
Issue Date	1983-12-20
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/37143
Type	departmental bulletin paper
File Information	6(1)_213-228.pdf



洞 爺 湖 の 内 部 静 振

浦野 慎一*・小泊 重能**・板垣 昭彦*

* 北海道大学大学院環境科学研究科環境基礎学研究室

** 北海道大学理学部地球物理学科陸水学講座

Internal Seiches in Lake Toya

Shin-ichi Urano*, Shigeyoshi Kodomari**
and Akihiko Itagaki*

* Laboratory of Fundamental Research, Division of Environmental
Structure, Graduate School of Environmental Science,
Hokkaido University, Sapporo, 060

** Department of Geophysics, Faculty of Science,
Hokkaido University, Sapporo, 060

は じ め に

湖沼に温度成層が形成されているとき、その躍層付近でしばしば水温の周期的変動がみられる。これは、温度差で生じる湖水の密度境界面に内部波が生じているためであり、このような湖沼内部の定常的な水の流動形態を内部静振と称している。内部静振は風や気圧変化などが原因となって発生する。その周期は、湖沼の形、大きさ、深度等で決定され、振幅は加えられた外力、すなわち風などの強さに関係している。

湖沼の内部静振は、20世紀初頭に Watson (1903, 1904) によって観測されて以来、多くの研究がなされてきた。近年、観測や数値計算などから、内部静振が内部ケルビン波や内部ポアンカレ波として説明されるなど (例えば, Csanady, 1972; Kanari, 1975; Schwab, 1977), その流動形態がよりはっきりしてきた。また、その流動には湖盆形態が影響することが知られており、様々な形の湖沼で観測がなされている。しかし、例えば洞爺湖のように、中央に島を有するドーナツ型の湖沼を対象とした研究例はほとんどない。

内部静振に伴う水温変化あるいは湖水の流動は、湖水に生息する生物の生息形態・行動等を支配する物理的環境要因の一つとしても重要である (例えば, Demoll, 1922)。このことは、陸水科学のみならず、湖沼の漁業への利用という応用面にもあらわれている。最近、洞爺湖では生簀による姫鱒の養殖が行なわれている。従来、生簀の設計は経験的になされていたが、現在では、深さ決定にあたって躍層の深さとその付近の水温変化の把握が、対象魚類の生物学的研究とともに重要視されつつある。

洞爺湖の内部静振は、過去に海洋気象台 (1934) が約4時間の周期と5m程度の水分子の鉛直振動を報告している。しかし、観測期間が約10時間と短いため、特に周期に関してはその精度は低い。以後、洞爺湖では内部静振の観測はほとんど行なわれていない。

そこで筆者らは、洞爺湖を対象に、内部静振の流動形態およびそれに伴う水温変動の実態を明らかに

することを目的として、1982年6月から7月にかけて水温観測および風の観測を実施し、検討を行なった。また、二層モデルによる数値計算を行ない、観測結果と対比させながら、島の影響などについて検討した。

I. 洞爺湖の概要

洞爺湖は北海道後志火山地帯に生じたカルデラ湖で、東西長約11 km、南北長約9 km (元田ら, 1971) のほぼ円形の輪郭を有する湖である。湖の中央には、中島、観音・弁天島、饅頭島があり、湖面の海拔高度は84 m、最大水深は約180 mである。湖岸の総延長は約46 kmで、湖面面積は島の面積を除いて69.4 km²に及び、北海道の淡水湖としては屈斜路湖、支笏湖に次いで第3位の大きさを有している。また、北海道では比較的温暖な南西部に位置しており、水体が大きいことなどから、冬期でも結氷をみない。

湖の周囲は、その大部分が洞爺軽石流で形成された比高200 m以上の台地からなり、この台地上と湖岸ではかなりの気候差が存在する。例えば、1978年5月の観測 (板垣, 1980) では、湖岸の気温が内陸1.6 kmの台地上の気温に比べて、7°C近くも低くなった例がみられた。

II. 観測方法

水温変動の観測は、Fig. 1 に示す洞爺湖西側の湖岸から約80 mの点P₁で行なった。この点の水深は約18 mであり、測定は、水深5 m、15 mの2点で行なった。測定方法は湖上の浮きから重りをつけたロープを湖底へ降ろし、そのロープに温度センサーを設置し、湖岸で記録した。センサーは防水加工した4.0 φのC-C熱電対を現場で検定して使用し、出力をデジタル記録計 (Yodac 8) で記録した。測定は10分間隔で、1982年6月23日から7月3日まで11日間連続して行なった。また、7月3日に点P₁の水温垂直分布を測定し、内部静振の観測期間に前後して、湖中央部の点P₂で計5回の水温垂直分布の測定を行なった。これらの測定には、サーミスタ水温計 (ET-5 型) を使用した。

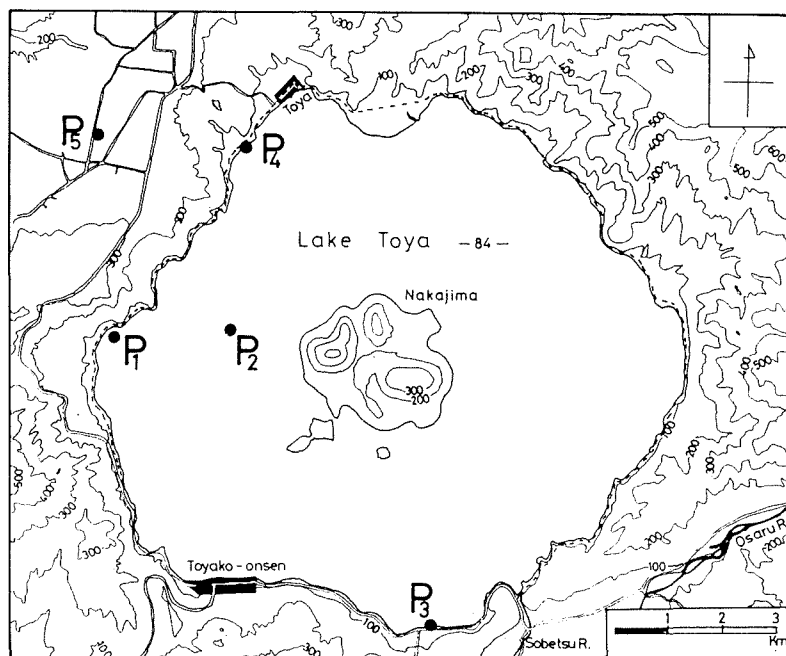


Fig. 1. Topography of Lake Toya and observation points.

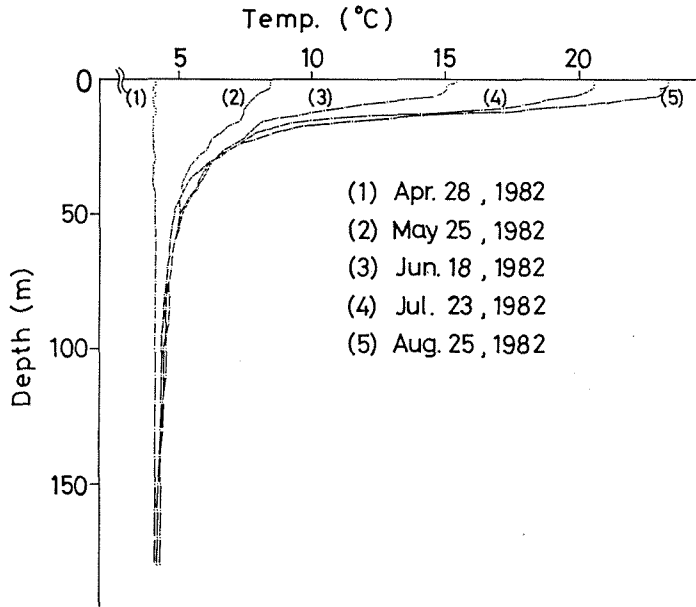


Fig. 2. Vertical profiles of temperature at P_2 in Lake Toya.

風向・風速は Fig. 1 に示す点 P_3 , P_4 , P_5 で観測した。湖岸の P_3 , P_4 では光電式風向・風速計を使用し、台地上の点 P_5 では超音波風向・風速計を使用した。データはペン型および打点式記録計でそれぞれ連続記録されたが、解析にあたっては10分間の平均値を1時間毎に読みとり、それを時間平均値として使用した。

また、点 P_1 に近い湖岸で、エコー日射計 (MS-60 型) を用いて観測期間中の全日射量を測定した。

III. 結果および考察

1. 観測結果

1) 水温変動

Fig. 2 に、点 P_2 で測定した水温垂直分布の4月から8月にかけての変化を示す。図には4月中旬以降の湖水浅層部における水温上昇傾向と、6月、7月、8月の温度成層が明瞭に示されている。温度躍層はおおむね水深5 mから

20 m の間に形成され、その最大温度勾配の位置は6月、7月、8月の各測定日で、それぞれ水深7 m, 12 m, 13 m の位置であった。内部静振の測定期間中における点 P_1 の水温垂直分布 (7月3日測定) は、Fig. 3 に示す

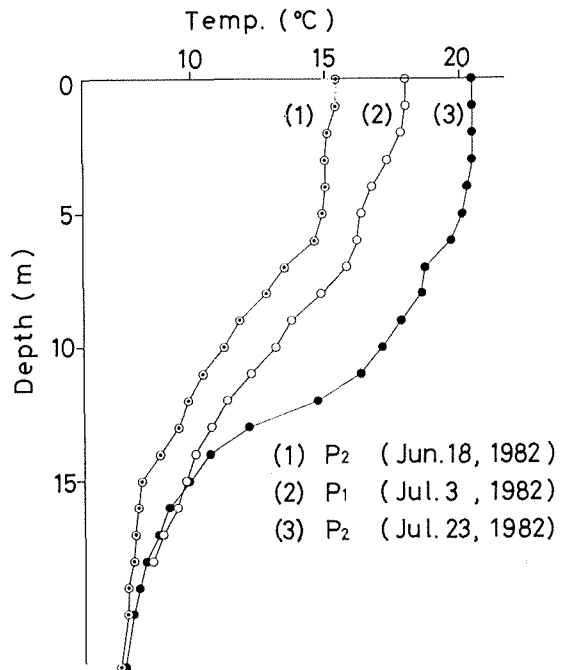


Fig. 3. Vertical profiles of temperature at P_1 and P_2 in Lake Toya.

ように、点 P_2 の水温が 6 月 18 日の分布から 7 月 23 日の分布へ移行する、その移行途中の分布パターンを示していた。

Fig. 4, 5 は、点 P_1 における観測初期 (6 月 24 日～26 日) および全観測期間の水温変動を示したものである。Fig. 4 は 10 分間隔の測定値を、Fig. 5 は 30 分毎の平均値を使って作成した。観測期間中の水深 5 m, 15 m の 2 点の水温平均値は、それぞれ 15.8°C , 12.3°C であった。

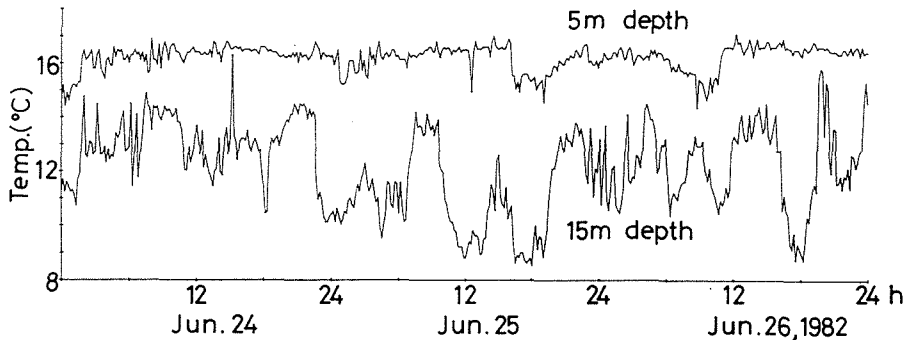


Fig. 4. Water temperature changes of 5 m and 15 m depth at P_1 in Lake Toya for June 23-June 26, 1982. Data: values of 10 min. interval.

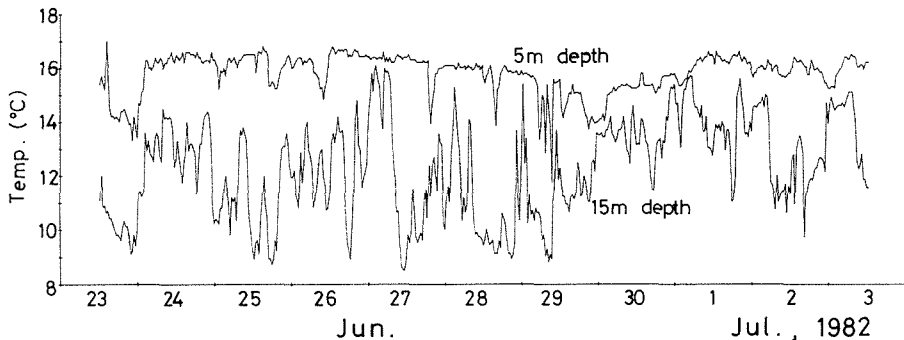


Fig. 5. Water temperature changes of 5 m and 15 m depth at P_1 in Lake Toya for June 23-July 3, 1982. Data: mean values of 30 min. interval.

Fig. 5 にみられるように、水深 5 m の点の水温は、6 月 27 日頃から 29 日にかけて低下し、30 日から再び上昇した。この傾向は、水深 15 m の点ではみられない。Fig. 6 は、点 P_1 に近い湖岸で測定した全日射量の日積算値の変化である。全日射量は、26 日頃から 28 日にかけて低下し、29 日から再び上昇している。したがって、水深 5 m の点の 27 日から 29 日にかけての水温低下、および 30 日からの水温上昇は、上層 (表水層) と大気の熱収支に関係したものであると考えられる。

水深 5 m, 15 m の 2 点の水温は、その 2 点がともに温度躍層内に位置していれば、内部静振により類似した変動パターンを示すはずである。しかし、Fig. 4, 5 では、水深 5 m の点の水温は水深 15 m の点の水温低下とはときどき対応がみられるものの、水温上昇とはほとんど対応していない。また、特に観測後期では、水温低下時の対応すらほとんどみられない。このことは、水深 5 m の点が、Fig. 2, 3 からわかるように、上層 (表水層) と温度躍層の境界付近に位置しているためであろう。

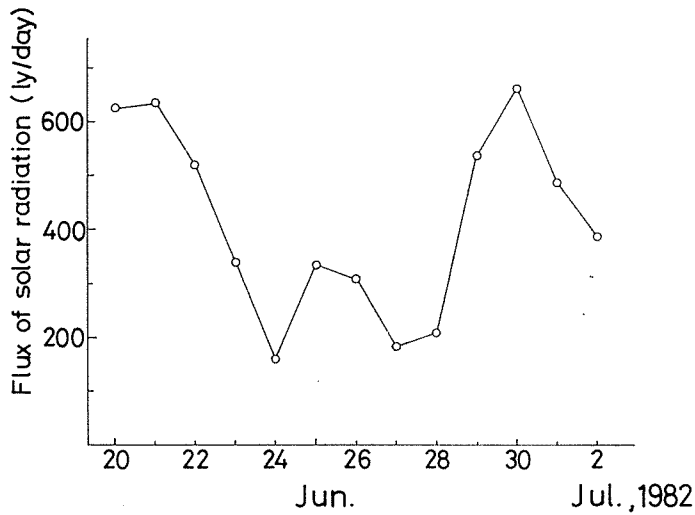


Fig. 6. Flux of solar radiation at west side shore near P_1 in Lake Toya for June 20-July 2, 1982.

2) 内部静振

① 周期

Fig. 7 は、水深 5 m, 15 m の 2 点の水温変動をフーリエ解析した結果である。データは 10 分間隔の測定値すべてを用い、測定期間を考慮して計算周期は最大 2,000 分 (33 時間 20 分) とした。図の縦軸はフーリエ係数を、横軸は周期を表わしている。図から、水深 5 m の点の水温変動にはほとんど卓越周期がみられない。水深 15 m の点では、最も卓越しているピーク (T_a で表わす) は、周期が 1,410 分 (23 時間 30 分) であった。その他周期 870 分 (14 時間 30 分) の点にもかなり卓越したピーク (T_b で表わす) がみられる。

内部静振の周期 T^0 は、等深の矩形湖で二層モデルの振動を考えた場合、次式で示される (例えば Proudman, 1953)。

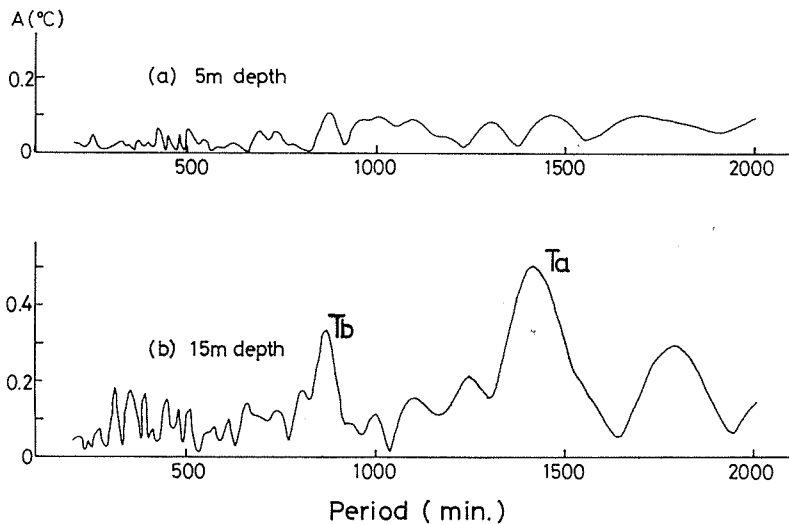


Fig. 7. Amplitude spectra of temperature at
a) 5 m depth and (b) 15 m depth.

$$T_0 = 2L \left\{ \frac{\rho_2}{\rho_2 - \rho_1} \cdot \frac{1}{g} \cdot \left(\frac{1}{h_1} + \frac{1}{h_2} \right) \right\}^{1/2} \quad (1)$$

但し L : 湖の長さ
 g : 重力の加速度
 ρ_1, ρ_2 : 上層, 下層の水の密度
 h_1, h_2 : 上層, 下層の厚さ

ここで, 例えば洞爺湖の平均長径 $L=11$ km, 上層 16°C , 下層 4°C の水の密度 $\rho_1=0.99894$, $\rho_2=0.99997$, 上層の厚さ $h_1=7$ m, 下層の厚さ $h_2=115$ m (平均水深 122 m として計算) として, (1) 式から周期を計算すると, T_0 は約 $1,400$ 分 (23 時間 20 分) となる。この値は, Fig. 7(b) に示されたピーク T_a の周期 $1,410$ 分と近似している。このことから, T_a の振動は, 湖全体の大きさに関連した主たる内部静振であると推察される。

また, 洞爺湖には湖中心部に中島が存在するため, 中島に関係した短周期の振動も考えられる。西側湖岸から中島までの距離約 3.5 km を用いて, 上と同様に (1) 式から T_0 を求めた結果は約 450 分であった。Fig. 7(b) では周期 300 分から 500 分あたりにかけて小さなピークがみられるものの, 卓越してはいない。

② 振 幅

水深 5 m から 20 m (P_1 では 18 m) の温度躍層内の平均水温勾配は, 7 月 3 日 P_1 で $0.60^\circ\text{C}/\text{m}$, 6 月 18 日 P_2 で $0.49^\circ\text{C}/\text{m}$ であった。Fig. 5 に示す水深 15 m の点の水温変動から, 卓越周期 ($1,410$ 分) 以内の振動で山から谷の変化幅をみると, 6 月 27 日にその最大値, 約 7°C が示されている。この変化幅から内部静振の最大振幅を見積ると, 平均水温勾配を $0.60^\circ\text{C}/\text{m}$ として片側振幅約 6 m, 同 $0.49^\circ\text{C}/\text{m}$ として約 7 m となる。

内部静振の振幅が, このように片側で 6 m から 7 m という最大値をとるのは, 全観測期間中でもほとんどない。水温の変化幅は 4°C から 6°C のものが多く, 内部静振の振幅は片側で約 3 m から 5 m 程度となる。これは, 1932 年 8 月の観測値 (海洋気象台, 1934) とほぼ同じ値であった。

③ 風との対応

6 月 20 日から 7 月 1 日までの風の変動パターンを, Fig. 8, 9, 10 に示す。Fig. 8, 9 は, それぞれ湖岸 P_3, P_4 の, Fig. 10 は台地上 P_5 の測定結果である。棒グラフの数値は, 1 時間間隔で測定した風速の風向別日積算値である。

期間中の風のパターン変化は, Fig. 10 に明瞭に示されている。すなわち, 内部静振の観測開始日 (6 月 23 日) 以前は, 一定の風向はみられず弱風が続いた。6 月 24 日には SE の風があらわれ, そのパターンは 26 日まで続いている。このとき風速は 4 m/s から 6 m/s であった。また 27 日には風向が NNW に変化し, このパターンは 28 日のピーク (風速 $4\sim 6$ m/s) を経て 29 日まで続き, 30 日以後は再び弱風へと変化している。

これに対し湖岸の測定結果は, P_3 (Fig. 8) におおむね同様な変化がみられるものの, P_4 (Fig. 9) ではほとんどその変化はみられない。 P_4 では前半の主風向 SE のパターンが強調され, 逆に P_3 では後半の NNW のパターンが強く示されている。洞爺湖岸の風のパターンが台地上のそれと異なる様相は加藤 (1980) がその詳細を報告しているが, 本観測でも同様な結果が示された。

ここでは, 台地上 P_5 に示された風のパターン変化に対応して, 観測期間を (a) 前期 SE 系強風期 (6 月 23 日～27 日), (b) 中期 NNW 系強風期 (6 月 27 日～30 日), (c) 後期静穏期 (6 月 30 日～7 月 3 日) の 3 期に分けて水温変化のフーリエ解析を行なった。その結果を Fig. 11 に示す。

強風は躍層面を深くし, 結果的に内部静振に影響を与えることが考えられる。しかし, 主たる内部静振である T_a の振動は, 風が強かった前期, 中期でその周期があまり変化していない。このことから, 本観測中

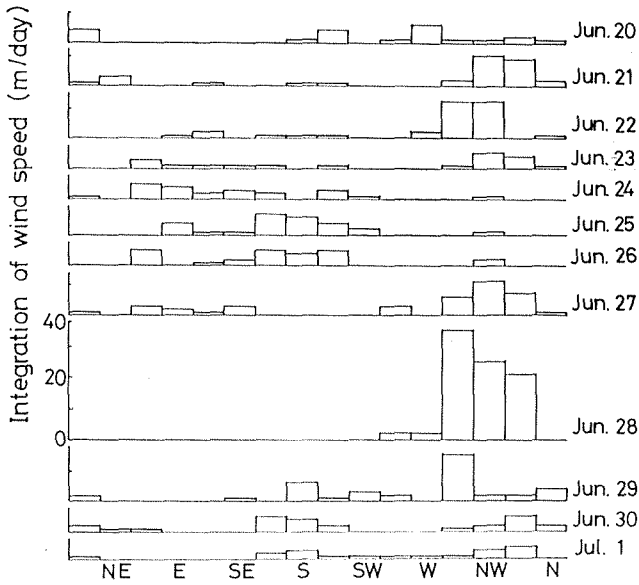


Fig. 8. Wind flow patterns at P_3 for June 20–July 1, 1982.

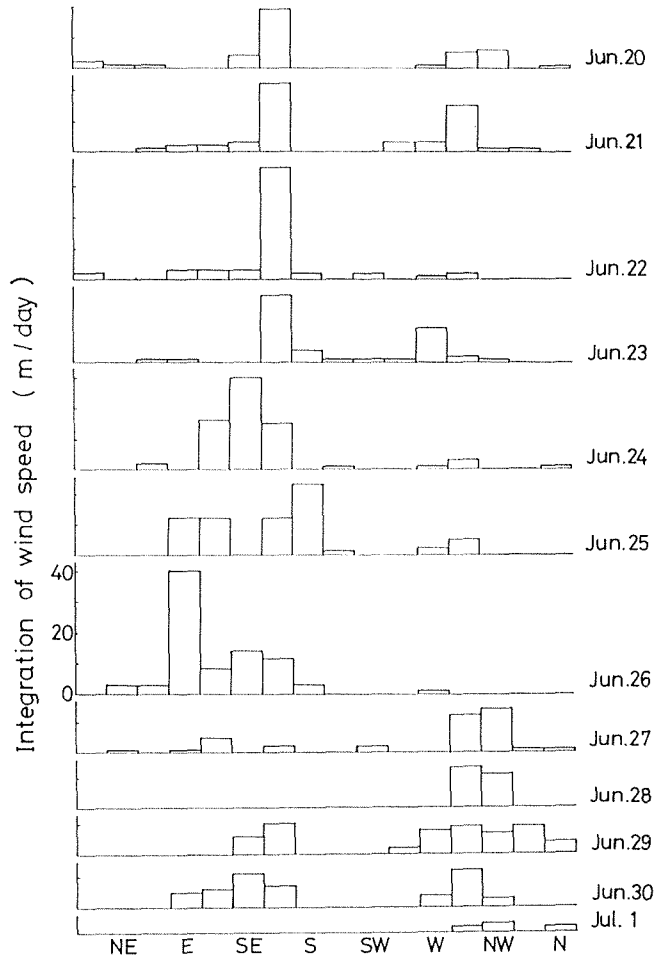


Fig. 9. Wind flow patterns at P_4 for June 20–July 1, 1982.

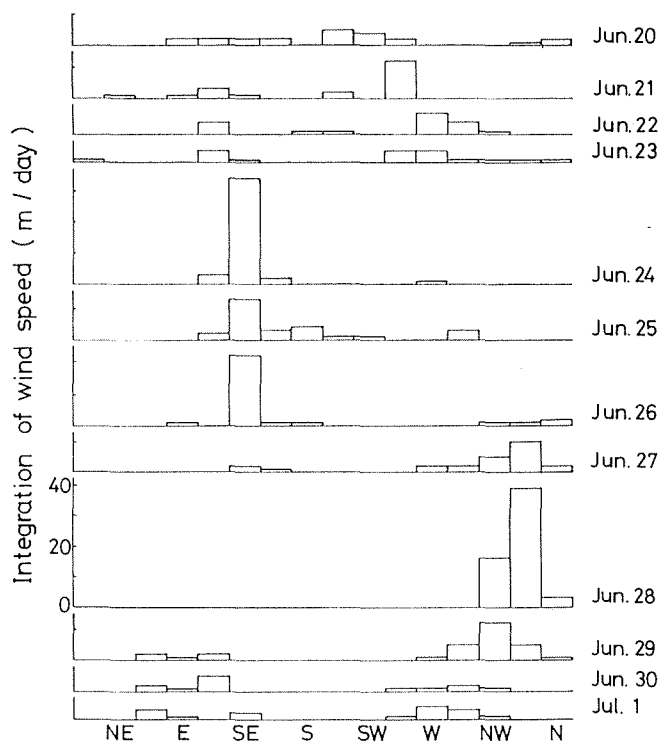


Fig. 10. Wind flow patterns at P_5 for June 20-July 1, 1982.

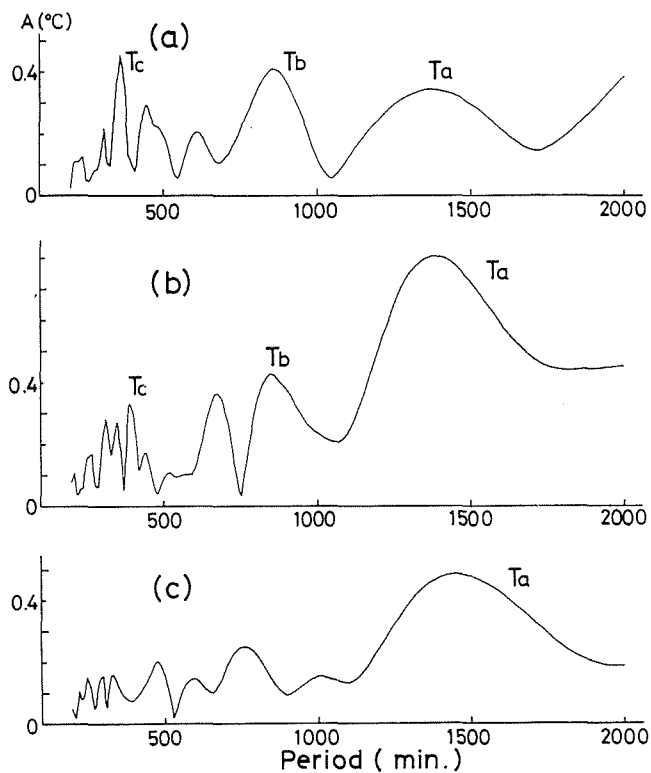


Fig. 11. Amplitude spectra of temperature at 15 m depth for (a) June 23 (15:00)-June 26 (20:10), (b) June 26 (20:20)-June 30 (1:30), (c) June 30 (1:40)-July 3 (6:50).

にみられた SE 系, NNW 系の風は温度躍層を深くする程強くはなかったと考えられる。

Fig. 11 では, Fig. 7 で示されたピーク T_a の振動は常に存在している。この振動は, 前期ではフーリエ係数が 0.4°C 以下であったのが, 中期に 0.8°C まで増大し, 後期に再び減衰して 0.5°C 程度になっている。これは, 前期 SE 系の風の影響が残っている中期に, その減衰を補ない, かつ振動を増強する形で NNW 系の風が吹いたためと思われる。

T_b の振動は, 前期, 中期ともにみられるもののグラフの形は若干異なり, また後期には明らかに減衰している。また, 前中期には短周期 (360 分) の振動 T_c が現われているが, これも後期には減衰している。このことから, T_b , T_c の振動は風向・風速によってその振動形態が影響されていることが推察される。

ところで, 全観測期間中, 最大の風速は 6 月 28 日に P_3 で観測された 8.0 m/s (風向 NNW) であった。この時 P_4 での風は欠測となっているが, 上述したように風向が NNW の場合には, 一般に北部湖岸では風速は小さい。 P_3 付近で躍層に何らかの擾乱が発生した場合, その擾乱が卓越周期 1,410 分の内部静振とともに伝播するとき, もしこの流動が後に数値計算の項で述べるように反時計回りで Fig. 14 のような位相分布を示すとすれば, P_1 に到達するまでの時間は 17 時間から 18 時間と見積られる。Fig. 5 の水温変動をみると, 6 月 29 日の 9 時前後に水深 5 m, 15 m の点の水温はともに低下している。特に水深 5 m の点ではそれまでのゆるやかな低下傾向とは異なる急激な低下を示している。これが日射量の影響でないことは, Fig. 6 にみられるように 6 月 29 日の日射量が前日より大であることから明らかである。このようなことからみて, 6 月 29 日の 9 時前後に生じた水温低下は, 6 月 28 日の強風に影響されたものである可能性が高い。

2. 二層モデルによる数値計算

1) 計 算 方 法

湖沼の内部静振についての数値計算は, 幾人かの研究者によってなされている (例えば, Kanari, 1973, 1975; Schwab, 1977) が, ここでは筆者らの一人が先に用いたもの (小泊, 1981) と同じ方法を使用した。

慣性項を省略し, 密度を一定とすれば, 上層 (添字 1 で表わす) での基礎式は,

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial U_1}{\partial t} - fV_1 &= -g(h_1 + \zeta_1 - \zeta_2) \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} + F_{x1} \\ \frac{\partial V_1}{\partial t} + fU_1 &= -g(h_1 + \zeta_1 - \zeta_2) \frac{\partial \zeta_1}{\partial y} + F_{y1} \\ \frac{\partial U_1}{\partial x} + \frac{\partial V_1}{\partial y} &= -\frac{\partial}{\partial t} (\zeta_1 - \zeta_2) \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

$$\text{但し} \quad U_1 = \int_{-\zeta_1}^{h_1 - \zeta_2} u_1 dz$$

$$V_1 = \int_{-\zeta_1}^{h_1 - \zeta_2} v_1 dz$$

下層 (添字 2 で表わす) では,

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial U_2}{\partial t} - fV_2 &= -\frac{\rho_1}{\rho_2} g(h_2 + \zeta_2) \frac{\partial \zeta_1}{\partial x} - \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} g(h_2 + \zeta_2) \frac{\partial \zeta_2}{\partial x} + F_{x2} \\ \frac{\partial V_2}{\partial t} + fU_2 &= -\frac{\rho_1}{\rho_2} g(h_2 + \zeta_2) \frac{\partial \zeta_1}{\partial y} - \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2} g(h_2 + \zeta_2) \frac{\partial \zeta_2}{\partial y} + F_{y2} \\ \frac{\partial U_2}{\partial x} + \frac{\partial V_2}{\partial y} &= -\frac{\partial \zeta_2}{\partial t} \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

$$\text{但し} \quad U_2 = \int_{h_1 - \zeta_2}^{h_1 + h_2} u_2 dz$$

$$V_2 = \int_{h_1 - \zeta_2}^{h_1 + h_2} v_2 dz$$

u, v は流速の x, y 成分, f はコリオリ係数, g は重力の加速度, F は応力項, ρ は密度, ζ は湖表面および内部境界面での変位 (上方を正とする), h は平均状態の層厚をそれぞれ表わしている。ここで次のような変数を考える。

$$\left. \begin{aligned} U_m &= \alpha_m U_1 + U_2 \\ V_m &= \alpha_m V_1 + V_2 \\ \zeta_m &= \alpha'_m \zeta_1 + \beta'_m \zeta_2 \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

添字 m が s の場合にはバロトロピック・モードを, i の場合にはバロクリニック・モードを表わす。(2), (3), (4) より, 次式が導びかれる。

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial U_m}{\partial t} - f V_m &= -C_m^2 \frac{\partial \zeta_m}{\partial x} + F_{mx} \\ \frac{\partial V_m}{\partial t} + f U_m &= -C_m^2 \frac{\partial \zeta_m}{\partial y} + F_{my} \\ \frac{\partial U_m}{\partial x} + \frac{\partial V_m}{\partial y} &= -\frac{\partial \zeta_m}{\partial t} \end{aligned} \right\} \quad (5)$$

但し, ρ を湖全体の平均密度として,

$$\left. \begin{aligned} \alpha_s &= \alpha'_s = 1 - (\rho_2 - \rho_1) h_2 / \rho (h_1 + h_2) \\ \beta'_s &= (\rho_2 - \rho_1) h_2 / \rho (h_1 + h_2) \\ C_s &= \sqrt{g(h_1 + h_2)} \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

$$\left. \begin{aligned} \alpha_i &= \alpha'_i = -h_2 / h_1 \\ \beta'_i &= 1 + h_2 / h_1 \\ C_i &= \sqrt{(\rho_2 - \rho_1) g h_1 h_2 / \rho_2 (h_1 + h_2)} \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

(5) 式中の応力の項は, 内部境界での項を無視すると次のようになる。

$$\left. \begin{aligned} F_{mx} &= \frac{1}{\rho_1} \alpha_m \tau_{sx} - \frac{1}{\rho_2} \tau_{bx} \\ F_{my} &= \frac{1}{\rho_1} \alpha_m \tau_{sy} - \frac{1}{\rho_2} \tau_{by} \end{aligned} \right\} \quad (8)$$

ここで, τ_s は湖表面での風の応力, τ_b は湖底摩擦を表わし, それぞれ次式で与えられるものとする。

$$\tau_s = \rho_a \tau_a^2 \mathbf{W} |\mathbf{W}| \quad (9)$$

$$\tau_b = \rho_w K_w \mathbf{U} - \beta \tau_s \quad (10)$$

ρ_a は空気の密度 (0.0012 g/cm³), τ_a^2 は定数 (0.0026), $\mathbf{W}$ は平均風速, ρ_w は湖水の密度, K_w は定数 (0.026 cm/sec), $\mathbf{U}$ は湖水の流れのベクトル, β は 1.0 である。

(4)~(10) 式を用いて, 差分形式で数値計算を行なった。境界条件としては, 岸に直角な方向の流速をゼロとした。また, 初期条件は湖全域が静止状態にあるものとして, $\zeta_1 = \zeta_2 = 0$, $u_1 = u_2 = v_1 = v_2 = 0$ を与えた。

計算に使用した洞爺湖モデルを Fig. 12 に示す。格子間隔は 1 km で, 図中の点 Pic は, Fig. 13, 15, 16 の解析例に使用した地点を示す。モデルの深度は洞爺湖の平均水深 122 m を与えた。Fig. 3 の水温垂直分布から, h_1 を 7 m, h_2 を 115 m とした。 ρ_1 は 0.9986 g/cm³, ρ_2 は 1.0000 g/cm³, f は 9.8×10^{-5} /sec, g は 9.8

m/secである。外力としては、観測期間中に卓越していた南東風と、洞爺湖のもう一つの卓越風向である南西風を想定し、風速を5 m/secとして100分間、湖全域にわたって一様に吹かせた。また、計算の時間間隔はバロトロピック・モードの計算の場合は6秒、バロクリニック・モードの計算の場合には600秒とした。計算は風を与えてから10,000分後まで行ない、200分以降の内部境界面での変位を40地点で10分毎に出力し、それをフーリエ解析して周期や位相の検討を行なった。

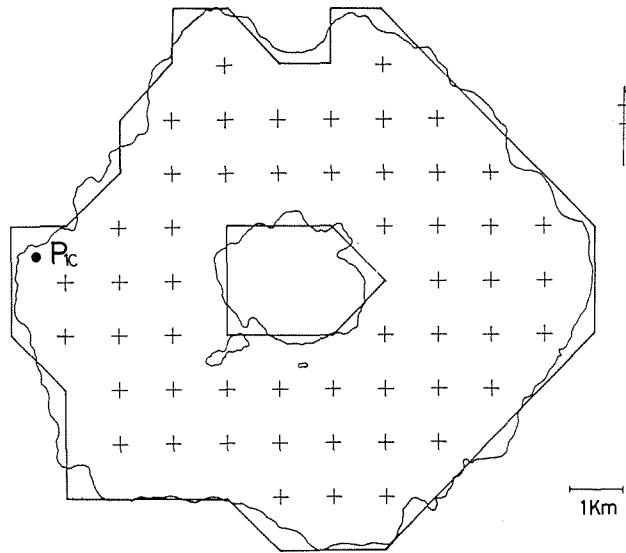


Fig. 12. Computational grid on Lake Toya. P_{1c} indicates the sampling point.

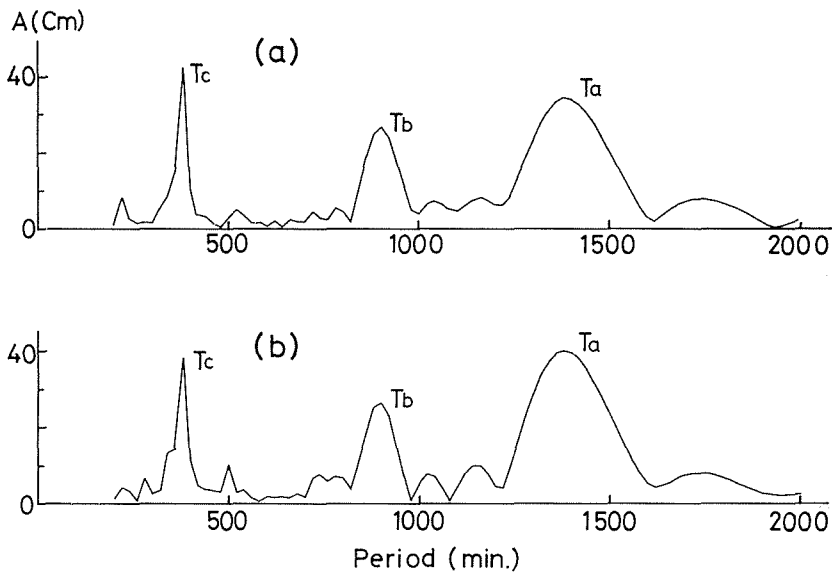


Fig. 13. Amplitude spectra at P_{1c} , (a) wind direction of SE, (b) wind direction of SW.

2) 計算結果

Fig. 13 に結果の1例を示す。これは、Fig. 12 に示す点 P_{1c} の位置での変位をフーリエ解析したもので、横軸は周期を表わし、20 分毎に計算してある。南東風 (a)、南西風 (b) とともに、卓越周期として 1,380 分、900 分、380 分の三つが得られた。このうち、1,380 分の周期の振動について、南東風の場合の位相変化を図示したのが Fig. 14 である。図中の点線は 45 度毎の位相を表わしており、この周期の流動が反時計回りの方向へ動いていることを示している。このパターンは南西風の場合もほとんど同じであった。これとは逆に、900 分の周期の流動は時計回りの方向へ動いている。このように、時計回りと反時計回りの二つの流動が卓越して現われるような計算結果は、倶多楽湖においても得られている (小泊, 1981)。ただし、倶多楽湖の場合では、フーリエ解析した場合のピークは時計回りの流動の方が大きく、Fig. 13 の状態とは異なっている。

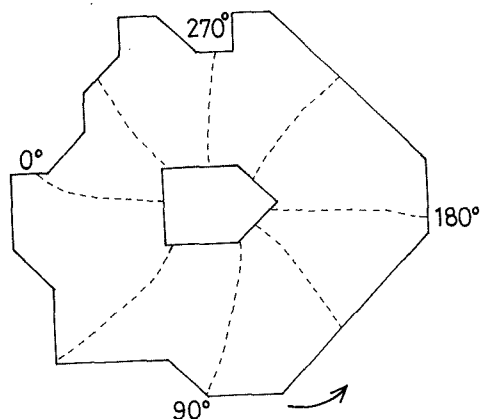


Fig. 14. Calculated phase distribution in the case of SE wind.

ところで、倶多楽湖の例 (小泊, 1981) では、与える湖の深度による周期の違いはほとんどなく、与える躍層深度による周期の違いが大きかった。しかし、倶多楽湖は比較的平坦な湖底形状であるのに対し、洞爺湖は場所によって水深にかなりの差がある。そこで、湖南部の浅い部分を念頭に置いて、水深を 65 m として計算してみた。これは今までの計算に使用した 122 m の約半分である。その結果、得られた卓越周期は 1,420 分、920 分、400 分であった。各周期とも 122 m の場合より長くなっているが、その差は小さい。反時計回りの流動の場合、その差は 3% にしか過ぎない。逆に湖北部の深い部分を念頭に置いて、175 m の水深を与えて計算すると、卓越周期は 1,360 分、880 分、380 分であった。水深 122 m の場合より短くなっているが、その差は 2% 程度である。これに対し、水深は 122 m として与える躍層深度を 7 m から 8 m、10 m に変えてみると、卓越周期は、8 m の場合は 1,280 分、840 分、360 分、10 m の場合は 1,140 分、780 分、340 分であった。反時計回りの流動の場合、8 m の場合で 7%、10 m の場合で 17% も周期が短くなっている。このように、一定水深を与えて計算を行なう場合は、その水深が 2 倍以上になっても卓越周期には大差がなく、躍層深度の影響の方がはるかに大きい。

3) 観測結果との比較

① 周 期

今回の観測で最も卓越していた周期は、Fig. 7 にみられるように 1,410 分であった。数値計算で得られた周期は、与えた水深によって若干異なるが、1,360~1,420 分であり、観測値とはほぼ一致している。このことから、ピーク T_a に対応する流動は、反時計回りに回転しているものと考えられる。また、数値計算で得られた 880~920 分の周期の振動に対応するものとして、観測からピーク T_b の 870 分という値が得られている。数値計算に比べるとわずかに短かいものの、ほとんど同じ値である。したがって、この周期は時計回りの流動によるものと考えてよい。

数値計算で得られた周期 380 分から 400 分の振動は、Fig. 7 では明瞭に現われていないが、Fig. 11 では T_c のピークとして現われている。この周期の振動については、それがどのような流動に対応しているかも含めて今後検討する必要がある。

② 振 幅

Fig. 15 に、数値計算で得られた内部境界面の変位の 1 例を示す。これは、与える水深を 122 m, 風向を南東, 上層の厚さを 7 m として計算し、計算開始後 500 分から 2,500 分までの変位を 10 分おきに図示したものである。図からわかるように内部境界面は、平衡の深さ (7 m) の上下約 2.5 m の間で振動している。これに対して、観測から推測された変位は、3~5 m であった。両者の値はほとんど等しいと言える。

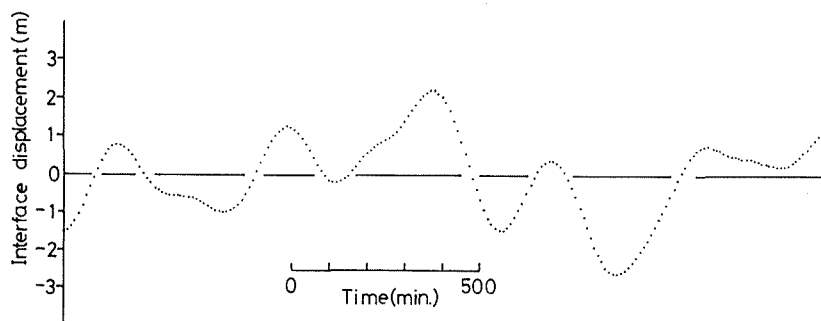


Fig. 15. Calculated interface displacement at P_{1c} .

4) 島の影響について

湖沼内に島が存在する場合、表面静振の周期は島がないとして考えた場合よりも長くなる (小泊, 1976; Kodomari, 1982)。そこで内部静振に対しては島がどのような影響を与えているかを見るために、数値計算を行なった。

計算は、Fig. 12 と同じ湖の外形を与え、島の部分も含めて一定水深 122 m を与えて計算した。結果の打ち出しは、島であった部分を加えて 44 地点となった。外力として南西風を与えた場合、 P_{1c} での内部境界面

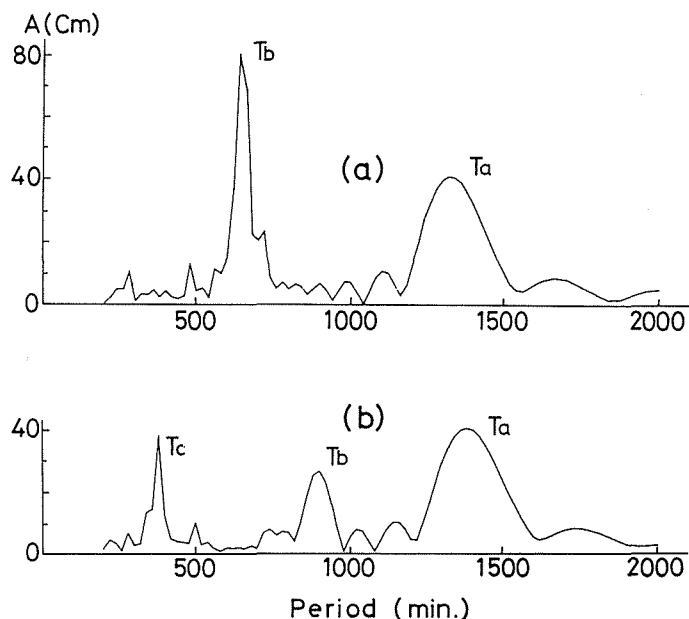


Fig. 16. Amplitude spectra at P_{1c} in the case of SW wind, (a) with no island, (b) with an island.

での変位をフーリエ解析したものを Fig. 16(a) に示す。Fig. 16(b) は島がある場合で、Fig. 13(b) と同じである。図の (a) には周期 1,320 分と 640 分に大きなピークが示されている。周期 1,320 分の流動に関する位相分布は、Fig. 17 のようになる。Fig. 17 は Fig. 14 と同様の流動パターンで、この流動は反時計回りに回転している。また 640 分の周期の流動は、位相分布から時計回りに回転していることがわかった。すなわち、島がある場合、卓越する内部静振の周期は表面静振の場合と同じく長くなる傾向にある。この洞爺湖の例では、反時計回りの流動で約 4%、時計回りの流動で約 40% も周期が長くなっている。

さらに、もう一つの特徴として、時計回りの流動に対応するピークが非常に大きいことがあげられる。島がある場合には、反時計回りの流動のピークの方が大きかったが、ここでは時計回りの流動のピークの方が約 2 倍の大きさになっている。このように時計回りの流動のピークが反時計回りのそれより大きいという結果は、倶多楽湖の数値計算でも得られている (小泊, 1981)。その際、ピークが二つ現われることについては、湖盆形態の影響が大きいことが述べられているが、ここでも島の存在という湖盆形態によって、卓越する内部波が大きく影響されていることが明らかになった。また、島の存在は、時計回りの流動の方に、より大きな影響を与えていることもわかった。これは、今後内部静振の流動状態を検討する場合に、一つの指標になるであろう。

さらに、島がない場合には、Fig. 11 の T_e に対応するピークがみられない。このことは、 T_e に対応する流動が島の存在によって大きく影響されていることを示している。

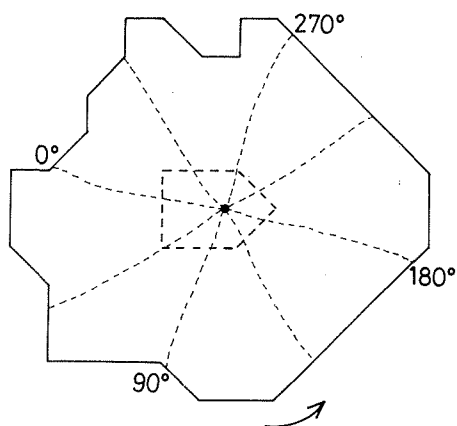


Fig. 17. Calculated phase distribution in the case of no island for SW wind.

IV. 摘 要

洞爺湖を対象に、内部静振による水の流動形態および水温変動を明らかにすることを目的として、水温観測、風の観測、および二層モデルによる数値計算を実施し、検討を行なった。その結果、以下のことが明らかになった。

- (1) 水温変動の観測から、卓越周期 1,410 分、870 分の内部静振の存在が認められた。また、強風時には 360 分の短周期の振動が確認された。
- (2) 卓越周期 1,410 分の振動は、湖の大きさに関係した主たる内部静振であり、周期 870 分、および 360 分の短周期の振動は、風向・風速による影響が大きい振動であることが推察された。
- (3) これら三つの振動は、数値計算からも認められ、その周期は観測値とよく対応した。
- (4) 数値計算から、内部静振による水の流動には時計回りと反時計回りの方向があることが示され、周期 1,410 分の振動は反時計回り、870 分の振動は時計回りの流動方向をもつ振動であることが明らかになった。
- (5) 内部静振の振幅は、最大 6 m から 7 m であり、平均 3 m から 5 m 程度であることが観測により確かめられ、数値計算でも同程度の振幅が得られた。
- (6) 数値計算の結果から、島の存在は内部静振の周期を長くしていることが認められ、またその影響は、時計回りの流動に対して大きいことがわかった。

以上、洞爺湖の内部静振について、その周期、振幅、流動方向、風との対応など、かなりの部分が明らかにされた。しかし、短周期の振動については、その流動方向など不明な点が多い。この点をさらに明らかに

し、また長周期の流動を実測で確認するためにも、今後観測点を増加して研究を進めていく予定である。さらに、プランクトン、魚類など生物との対応についても、今後研究が進められるべきであろう。

謝 辞

本研究を行なうにあたって、観測の場を提供していただき、また有益な御教示を下された北海道大学水産学部付属洞爺湖臨湖実験所の黒萩尚助教授に深く感謝いたします。また、観測に多大な御協力をいただいた同実験所の春名寛幸技官に厚く御礼を申し上げます。

なお、計算には北海道大学大型計算機センターの HITAC M-200H を使用した。

参 考 文 献

- Csanady, G. T. (1972): Response of large stratified lakes to wind. *J. Phys. Oceanogr.*, **2**, 3-13.
- Demoll, R. (1922): Temperaturwellen (=Seiches) und Planktonwellen. *Archiv für Hydrobiologie*, **13**, 313-320.
- 板垣昭彦 (1980): 湖沼が周辺の気温に及ぼす冷却効果について. 環境科学・北海道大学大学院環境科学研究科紀要, **3** (2), 185-197.
- 海洋気象台 (1934): 洞爺湖観測報告. 海洋時報, **7** (1), 299-330.
- Kanari, S. (1973): Internal waves in Lake Biwa (II) —Numerical experiments with a two layer model—. *Bull. Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ.*, **22**, 69-96.
- Kanari, S. (1975): The long-period internal waves in Lake Biwa. *Limnol. Oceanogr.*, **20**, 544-553.
- 加藤央之 (1980): 洞爺湖における風系. 環境科学・北海道大学大学院環境科学研究科紀要, **3** (1), 17-33.
- 小泊重能 (1976): 湖水の周期的流動 (I). 陸水学雑誌, **37** (4), 123-130.
- 小泊重能 (1981): 小湖沼における内部波—俱多楽湖の場合—. 北海道大学地球物理学研究報告, **40**, 1-22.
- Kodomari, S. (1982): On the Studies of the Periodic Motions in a Lake (II) Effect of the Lake Basin Shape on the Periodic Motion. *Jour. Fac. Sci., Hokkaido Univ.*, **7** (2), 185-226.
- 元田 茂・大友 渉・川村輝良 (1971): 洞爺湖臨湖実験所, 北海道大学水産学部付属実習施設. 陸水学雑誌, **32**, 1-14.
- Proudman, J. (1953): *Dynamical Oceanography*. Methuen & Co. Ltd, London, 409 pp.
- Schwab, D. J. (1977): Internal free oscillations in Lake Ontario. *Limnol. Oceanogr.*, **22**, 700-708.
- Watson, E. R. (1903): Internal oscillation in the waters of Loch Ness. *Nature*, **69**, 174.
- Watson, E. R. (1904): Movements of the waters of Loch Ness, as indicated by temperature observations. *Geogr. J.*, **24**, 430-437.

Summary

The internal seiches in Lake Toya, Hokkaido were investigated by the observations and the numerical calculations. The water temperatures were observed at a point near the west shore of the lake during June 23-July 3, 1982. The wind speeds and directions were observed at three points near the lake. Two-dimensional model with two-layers was used for numerical calculations.

The results obtained from this study are as follows:

(1) Two typical periods of internal seiches, 1,410 min. and 870 min. were confirmed throughout observations. The short periods of internal seiches, typically 360 min., were also recognized while the wind was strong.

(2) It was considered that the fundamental oscillation of 1,410 min.-period was related to the lake size and that the oscillations of 870 min.- and 360 min.-period were affected by the wind speed and direction.

(3) These typical oscillations were also found in the numerical calculation results. The

typical periods obtained from observations and calculations coincide with each other.

(4) By the numerical calculations, it was indicated that the periodic motion of lake water occurred by internal seiches had two principal flow patterns, the counterclockwise direction and the clockwise direction. The former corresponds to 1,410 min.-period and the latter to 870 min.-period for the observation.

(5) The amplitude of internal seiche in this lake was 6-7 m at maximum and 3-5 m in general. The similar results were also obtained from numerical calculations.

(6) It was clear from numerical calculations that the effect of the lake basin shape together with the existence of an island prolonged the internal seiche periods. The island effect was strong for the clockwise flow pattern.