湖水の周期的流動 (I)

——湖水の島の存在が静振周期に及ぼす影響——

小 泊 重 能

On the Studies of the Periodic Motions in a Lake (I)

Shigeyoshi KODOMARI

Abstract

When the lake water moves periodically, stationary oscillations of the water level are observed. They are known as seiches. It is to be expected that islands have some effects on the seiche.

To investigate these effects, oscillations of the lake surface and velocities have been calculated numerically using two-dimensional models. The results of these calculations show that the island makes the period of the seiche longer. The experimental equations for this period prolongation are presented.

1. 序

湖水の周期的流動には、静振と内部静振とがある。これらを考えると、今までは振動の面から一次元的な流動としてとらえられてきた。ところが近年、金成の研究 (1974a, 1974b) により、内部静振を一次元的にとらえた場合の欠点が明らかになってきた。静振についても、今里・金成・國司 (1971) は琵琶湖の数値計算により、二次元的なひろがりを考えることの重要性を指摘した。また筆者 (1975) も屈斜路湖における観測と数値計算により、静振を一次元的に見た場合の欠点を示した。この屈斜路湖の例に見られるように、静振を二次元的な流動として見た場合、湖中の島が大きな影響を及ぼす。その他、半島や岬などの湖の外形による影響も大きい。しかし、現在までのところ、静振を二次元的にとらえて、これらの影響を見積もった研究はほとんどない。そこで、二次元モデルの数値計算を行なうことにより、これらがどのように影響するかを検討することにした。ここではまず一層モデルを考え、湖中に島がある場合の静振について考察を行なう。したがって、以下の文中で流動と述べた場合には、静振による周期的な流動のみを指すものとする。

2. 基礎方程式と境界条件

湖沼や湾における流動の数値計算は多くの人によっ

て行なわれている。(たとえば, IMASATO, 1971; KANARI, 1974a; TRONSON, 1974)

ここでは二次元の一層モデルを考え、運動方程式と連続の式は次のようにする。

$$\frac{\partial Q_x}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x}(Hu^2) - \frac{\partial}{\partial y}(Huv) + \frac{1}{\rho_w}(\tau_{sx} - \tau_{bx}) + f \cdot Q_y - gH \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (1)$$

$$\frac{\partial Q_y}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x}(Huv) - \frac{\partial}{\partial y}(Hv^2) + \frac{1}{\rho_w}(\tau_{sy} - \tau_{by}) - f \cdot Q_x - gH \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (2)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = -\left(\frac{\partial Q_x}{\partial x} + \frac{\partial Q_y}{\partial y}\right) \quad (3)$$

ここで、 H , Q_x , Q_y は

$H = h + \eta$ (h は平均水面からの深度)

$$Q_x = \int_{-\eta}^h u \, dz = Hu$$

$$Q_y = \int_{-\eta}^h v \, dz = Hv$$

である。

ただし、原点は静止水面におき、左まわりに直角座標の x 軸と y 軸をとる。 t は時間、 u , v はおのおの x , y 方向の流速、 ρ_w は湖水の密度 ($1.0g/cm^3$ とする)、 τ_s は風の応力、 τ_b は湖底摩擦、 f はコリオリ係

数 ($1.0 \times 10^{-4}/\text{sec}$ とする), g は重力の加速度 (980 cm/sec^2 とする), η は静止水面からの水位変化 (上方を正) とする. 応力の項は次式で与える.

$$\tau_s - \tau_b = (1 + \beta) \cdot \rho_a \cdot \gamma_a^2 \cdot |\mathbf{W}| \cdot \mathbf{W} - \rho_w \cdot \gamma_b^2 \cdot |\mathbf{V}| \cdot \mathbf{V}$$

ρ_a は空気密度 (0.0012 g/cm^3 とする), $\mathbf{W}$ は平均風速, $\mathbf{V}$ は湖水の平均流速である. ここで β , γ_a^2 , γ_b^2 にどのような値を与えるかが問題となる (今里・金成・國司, 1971). 今回の計算の場合, $\mathbf{W}$ は静振を引き起こす外力として与えるだけで, 一定時間後にはゼロとするので, 風の影響そのものを考察する時に比べれば, β と γ_a^2 はゆるやかな近似でもよいと思われる. γ_b^2 は湖底の粗度や流況によって異なるが, ここでは一応, 一定として計算を行なった. おおのの値は今里ら (1971) に従い, $\beta = 1.0$, $\gamma_a^2 = 1.3 \times 10^{-3}$, $\gamma_b^2 = 2.6 \times 10^{-3}$ とした.

初期条件としては, 湖全域が静止の状態にあるとして $\eta = u = v = 0$ を与える. さらに境界条件としては, 岸に直角な方向の流速をゼロとする.

以上の条件の下で, $\mathbf{W}$ として 7 m/sec の風を 20 分間与え, その後の湖水の流動状態を (1), (2), (3) の式の差分形を計算することによって求める. 計算は Fig. 1 のような 4 つのモデルについて行なった. 図中の + 印は格子点の位置である. モデル 3 と 4 はともに正方形

Fig. 1. 計算に使用した湖のモデル
図中の + 印は格子点を表わす.
格子間隔は 1 km , 深さは 10 m .

であるが, 湖中に島を考えた場合に, 島と湖の大きさの比率を変えるために計算した. また湖の外形が流動に影響を及ぼすが, その点については将来の問題とし, 島の影響を重点的に考察するためにここでは図のような単純な形にした. この場合各モデルとも, 深度は一

定の 10 m である. 計算の格子間隔は 1 km , 時間間隔は 10 秒 とした.

また, 得られた水位変動の 1 分おきの値を用いて, フーリエ解析によって周期を求めた.

3. 数値計算の結果と考察

3-1. 周期的流動のパターン

まず最初に, 周期的流動のパターンが計算結果にどのように現われるかを示す. Fig. 2 はモデル 3 の湖において, 風速をゼロにしてから 2 時間経過後, 5 分おきに湖中の 13 点での流速を書いたものである. 与え

Fig. 2. モデル 3 の湖における周期的流動のパターンの変化
風停止 120 分後より 5 分おきの流速図. 図中の点線は水位変動がゼロの線. + 印は水位変動が正の部分. 上部の矢印は風向 (風速は 7 m/sec).

た風は西風で、図中の点線はその時間の水位変動がゼロの線であり、+印の部分では水位が上昇している。

図に見られる流動パターンは静振の各成分が合成されたものであるが、中では東西成分が卓越していることがよく分かる。この図の例のように、計算結果のうちで流速が大きい場合をとれば、大体の流動パターンとそれに伴う卓越成分は判断できる。

3-2. 島の影響について

Fig. 3 に湖中に島がある場合の例を示した。図中の符号は Fig. 2 と同じで、風速をゼロにしてから 380 分後の図である。

Fig. 3. モデル 3 の湖で島がある場合の流動パターン
風停止後 380 分、図中の記号は Fig. 2 と同じ。

この両者を比べてみると、流動パターンは明らかに異なっている。島がない場合には流動の方向が湖の対角線方向にかたよっているのに対し、島がある場合には東西の岸の中央部で収斂、発散をしている。ではこのように流動パターンに差がある場合、静振の周期はどうか。Fig. 2 においては卓越周期は 30 分であるが、Fig. 3 では 36 分と 1.2 倍になっている。このように、島がある場合に静振の周期が長くなるのは屈斜路湖の数値計算でも同様であった（小泊, 1975）。そこで、モデル 1～4 の湖で、島の大きさ、位置等を変化させて計算を行ってみた。

計算結果をグラフにしたものの例として Fig. 4 を示す。この場合には島の大きさを表わすものとして島

Fig. 4. 静振の周期と島の面積の関係

S_0 : 島を含む湖の面積, S : 島の面積

T_0 : 島がない場合の静振の周期

T : 島がある場合の静振の周期

の面積をとってみた。縦軸には島を含む湖の面積(S_0)と島の面積(S)の比、横軸には島のない場合の卓越周期(T_0)と島がある場合の卓越周期(T)の比をとった。ここで、 T_0 は各モデルにおいて計算を行なったが、その結果は一次元の式である MERIAN の式で求めた単節振動の周期と一致した。(単節の場合の MERIAN の式は次の通りである。

$$T_0 = 2L / \sqrt{gh} \quad (4)$$

ただし、湖の長軸の長さを L 、深さを h 、重力の加速度を g とする。)

Fig. 4 を見て分かる通り、島があると静振の卓越周期は長くなる。しかし単純に島の面積に比例して長くなるわけではないので、島の大きさを表わすものとして面積のみをとるのは適当ではない。

モデル 1 の湖において、同面積で形状の異なる島を考えてみる。ただし、その位置は島の中心部がほぼ同じ地点にあるようにする。Fig. 5 に与えた島の形と得られた周期を示す。この場合の T_0 は 50 分であり、どの島の場合でも周期は長くなっているが、形状の違いによる周期の差はかなり大きい。この場合流動パターンから見ると、静振の卓越している成分に直交している島の軸が長い方が周期も長くなっている。この関係を示したものが Fig. 6 である。縦軸には周期の比(T/T_0)をとり、横軸には卓越している流動方向の湖の長さ($L_0(x)$)とそれに直交する島の軸の長さ($L(y)$)の比をとった。図では、まだかなりのばらつきが見られる。

次に、卓越している流動方向と平行な島の軸の長さ

Fig. 5. モデル1の湖における同面積 (9km²) の島の形状と静振の周期の関係

Fig. 6. 卓越する流動方向に直交する島の軸の長さ
と静振の周期の関係

T_0 : 島がない場合の静振の周期
 T : 島がある場合の静振の周期
 $L_0(x)$: 流動方向の湖の軸の長さ
 $L(y)$: 流動方向に直交する島の軸の長さ

と周期の関係を見てみる。Fig. 7 にその例を示した。縦軸は周期の比 (T/T_0)、横軸は島の軸の長さ ($L(x)$) である。この図は、モデル1の湖で島の y 軸が 5 km

Fig. 7. 卓越する流動方向に平行な島の軸の長さ
と静振の周期の関係 (モデル1の湖において)

T_0 : 島がない場合の静振の周期
 T : 島がある場合の静振の周期
 $L(x)$: 流動方向に平行な島の軸の長さ
ただし流動方向に直交する島の軸の長さは
5 km, 図中の点線は(6)式によって計算した
もの

の場合である。図に見られるように、やや上に凸になっている。なお、図中の点線は求めた実験式 (6) によって計算したものである。

モデルの変数を Fig. 8 に示したように、湖の軸の長さを X , Y , 島の軸の長さを x , y , 島と湖岸との距離を a , b , c , d とする。ただし、卓越している流動方向は X 軸方向である。

Fig. 8. 島のある湖のモデル
おのおのの距離を図のように表わす

計算結果から次のようなことが分かった。

- 1) 島の面積が同じ場合、 y が大きい方が周期は長い。
- 2) x が一定の場合、 y が大きくなると周期は長くなる。
- 3) y が一定の場合、 x が大きくなると周期は最大値を持つような変化をする。

ここで、これらの島による影響を一般的に表現できるように実験式を求めてみる。1), 2), 3) を表現するような式はいろいろあるが、それらを試行錯誤的に

検討した。

島がある場合の周期を T ， ない場合の周期を T_0 とし， 島による周期比の変化 ΔT_1 を次のように定義する。

$$\Delta T_1 = T/T_0 - 1.0 \quad (5)$$

現在までに得られた， 最もよい ΔT_1 の実験式は次の通りである。

$$\begin{aligned} \Delta T_1 &= \frac{Y}{Y-y} \cdot \frac{X-x}{X} \cdot \frac{1}{2} \cdot \left(\frac{y}{X} + \frac{x}{Y} \cdot \frac{Y}{X} \right) \\ &= \frac{Y}{Y-y} \cdot \frac{X-x}{X} \cdot \frac{x+y}{2X} \end{aligned} \quad (6)$$

$Y = y$ の場合には， 湖が島によって完全に分割され， X 軸の長さが変化するので T_0 自体も変化する。したがって $Y \neq y$ として (6) 式を与えた。一方， $X = x$ の場合には $\Delta T_1 = 0$ ， すなわち $T = T_0$ となることを意味する。

(6) 式を使って計算した結果の一例を Fig. 7 に点線で示した。この場合には， $L(x)$ が小さい方で数値計算の値と (6) 式の値がずれてきている。

次に島の位置の問題を考える。(6) 式のままでは ΔT_1 は島の位置に無関係となる。そこで， 島の位置による影響を含めた表現として ΔT を考え， 次のようにおく。

$$\Delta T = \Delta T_1 \cdot (1.0 + \Delta T_2) \quad (7)$$

この ΔT_2 を求める。

Fig. 9 に島の位置を変化させた場合の例を示した。

Fig. 9. モデル 1 における島 (3km × 3km) の位置と静振の周期の関係
 T : 静振の周期
 D : 島の中心と湖岸との距離
 図中の矩形は島の位置関係を表わす

これはモデル 1 の湖において， 3 km × 3 km の島の位置を移動させて計算したものである。図の横軸には， 島の中心と長軸方向の湖岸との距離のうち短い方をとった。この場合， 卓越している流動の方向は湖の長軸方向と一致している。この図から， 長軸方向の移動では島が中央部にある方が周期は長いことが分かる。湖の短軸方向に島を移動させた場合には， 島が中央部に

あるときの方が周期は短い。ただしその影響の度合いは長軸方向に移動させたときの方がやや大きい。

これらを表現する ΔT_2 の実験式として， 現在までのところで最もよいのは次の式である。記号を Fig. 8 の通りとして

$$\Delta T_2 = - \left\{ \left(\frac{b-a}{X-x} \right)^2 + \left(\frac{c}{Y-y} \right)^2 \cdot \frac{Y}{X} \right\} \quad (8)$$

この場合， $X \neq x$ ， $Y \neq y$ とする。この式では島が非常に小さい ($x \rightarrow 0$ ， $y \rightarrow 0$) と， 島の位置により ΔT_2 はかなり変化してしまう。しかし， $x \rightarrow 0$ ， $y \rightarrow 0$ ならば (6) 式により $\Delta T_1 \rightarrow 0$ となり， (7) 式によって $\Delta T \rightarrow 0$ となる。したがって， ΔT_2 の与える影響はあまり関係なくなる。

(8) 式によって修正した例を図にしたのが Fig. 10 である。これはモデル 2 の湖における例で， 図中の白丸が修正前， 黒丸が修正後の値である。 T/T_0 が 1.5 位になると， ずれがやや大きくなる。

Fig. 10. モデル 2 の湖において島の位置を修正した結果
 白丸が修正前， 黒丸が修正後の値
 $T/T_{0(cal.)}$: 実験式によって求めた値
 $T/T_{0(mod.)}$: 数値計算で得られた値

以上の式をまとめて， 島が静振の周期に与える影響の式を作ると次のようになる。

$$\begin{aligned} T/T_0 &= 1.0 + \Delta T \\ &= 1.0 + \Delta T_1 \cdot (1.0 + \Delta T_2) \\ &= 1.0 + \frac{Y}{Y-y} \cdot \frac{X-x}{X} \cdot \frac{x+y}{2X} \cdot \left\{ 1.0 - \left(\frac{b-a}{X-x} \right)^2 - \left(\frac{c}{Y-y} \right)^2 \cdot \frac{Y}{X} \right\} \end{aligned} \quad (9)$$

ただし, $Y \neq y$, $X \neq x$

数値計算によって得られた $T/T_{0(mod.)}$ を横軸にとり, (9) 式にしたがって計算した $T/T_{0(cal.)}$ を縦軸にとって両者の関係を図にしたのが Fig. 11 である. 横

Fig. 11. 数値計算で得た値と実験式で得た値の関係
 $T/T_{0(cal.)}$: (9) 式によって求めた値
 $T/T_{0(mod.)}$: 数値計算で得られた値

軸で 1.5 を越えると (9) 式による計算値がかなり小さくなるものの, 実験式としてはかなり妥当なものであることを示していると思われる.

4. 自然の湖との比較

4-1. 屈斜路湖の場合

屈斜路湖のモデルとして次のような値を与える. 記号は Fig. 8 のとおりである.

$$X=13.0 \text{ km} \quad Y=8.0 \text{ km}$$

$$x=3.0 \text{ km} \quad y=2.0 \text{ km}$$

$$a=4.0 \text{ km} \quad b=6.0 \text{ km}$$

$$c=2.5 \text{ km} \quad d=3.5 \text{ km}$$

(6), (8) 式にしたがって ΔT_1 , ΔT_2 を求めると

$$\Delta T_1=0.20$$

$$\Delta T_2=-0.15$$

ゆえに (9) 式より

$$(T/T_0)_{cal.}=1.17$$

(4) 式において $L=13 \text{ km}$, $h=29 \text{ m}$ とすれば, 単節振動の周期として 26 分が求まる. これをこの場合の T_0 とする. 実測より T としては 30 分が与えられる (小泊, 1975). したがって,

$$(T/T_0)_{obs.}=1.15$$

両者はかなりよく一致する.

4-2. 洞爺湖の場合

LAMB (1932) によれば, 円形湖における最も長い

振動の周期は次式で与えられる.

$$T = \frac{2\pi}{1.841} \cdot \frac{a}{\sqrt{gh}} \quad (10)$$

(a は円形湖の半径, g は重力の加速度, h は湖の深度である).

洞爺湖を半径 5.4 km, 深度 117 m の等深な円形湖と考えると, (10) 式より $T=9.1$ 分が求まる. これを T_0 とする.

肥沼 (1933) によれば洞爺湖の静振の最長周期は 10.93 分であるから, これを T として $(T/T_0)_{obs.}$ は 1.20 となる.

洞爺湖には大小 3 つの島が存在するが, このうち最大の島である中島のみを考えると, (9) 式から求められる値は $(T/T_0)_{cal.}=1.20$ となり, 両者は一致する.

4-3. その他の湖について

このように, 島のある湖について島と湖を長方形で近似して (9) 式の計算を行ない, 実測から得られた周期と比較してみた. ただし, 複数の島がある場合には最大の島のみを考えた. 計算の結果は Table 1 のとおりである. かなりよく一致するものもあるが, 大きく異なるものもある. この場合, 近似の仕方や (9) 式の妥当性はもちろんであるが, 一つには T_0 の計算に問題がある. ここでは T_0 を MERIAN の式あるいは DEFANT の方法 (DEFANT, 1961) で求めているが, どのような方法によるものが最適であるかが問題となる. 湖の形状が単純な場合であれば 3-2 節で述べたように, MERIAN の式で十分であるが, 複雑な外形をした自然の湖ではそういうわけには行かない. ただ, 現在のところでは第一近似として使用してみた. しかし, (9) 式の妥当性を調べるには T_0 の値が問題となるので, 目下, T_0 の最適値を求めるべく検討中である.

Table 1 の中で, Douglas Lake の場合は観測値として 2 節のものしかないのを, それを $T_{obs.}$ として計算した. しかし, (9) 式で求めた値をそのまま 2 節の静振にあてはめてもよいかどうかは, 現在のところ分からない. 参考のため, 琵琶湖 (IMASATO, 1970; IMASATO, TANAKA & KUNISHI, 1973) と Erie 湖 (PLATZMAN & RAO, 1964) で得られた多節の静振の観測結果を Table 2 に示す. しかしこれだけでは, 静振の周期の観測値と計算値の比が, 節の数にどう関係しているかは分からない. これは今後の問題点である.

5. 摘 要

4 つの湖のモデルについて二次元の数値計算を行な

Table 1. 自然の湖における実測値と(9)式によって求めた値の比較

Lake	$T_{\text{Obs.}}$	T_0	Author	$(T/T_0)_{\text{obs.}}$	$(T/T_0)_{\text{cal.}}$	Remarks
Baikal	4.64 ^h	¹⁾ 4.5 ^h	PROUDMAN (1952)	1.03	1.07	
Biwa	229.8 ^m	²⁾ 212.0 ^m	IMASATO, <i>et al.</i> (1973)	1.08	1.04	T_0 is quoted from IMASATO (1970).
Chiemsee	41 m	¹⁾ 33.8 ^m	ENDRÖS (1903)	1.21	1.07	According to HUTCHINSON (1957)
Douglas	14.2 ^m	²⁾ 13.6 ^m	GANNON & FEE (1970)	1.04	1.14	Bi-nodal seiche
Erie	14.4 ^h	³⁾ 14.1 ^h	PLATZMAN & RAO (1964)	1.02	1.01	
Kawaguchi	22.98 ^m	¹⁾ 20.1 ^m	NAKAMURA & HONDA (1911)	1.14	1.06	
Kutcharo	30 m	¹⁾ 26 ^m	KODOMARI (1975)	1.15	1.17	
Lappajärvi	93 m	¹⁾ 86 ^m	SIMOJOKI (1961)	1.08	1.16	
Pyhäjärvi	101 m	²⁾ 98.8 ^m	SIMOJOKI (1961)	1.02	1.02	
Toya	10.93 ^m	9.1 ^m	KOENUMA (1933)	1.20	1.20	T_0 is calculated by KODOMARI.
Vättern	178.99 ^m	¹⁾ 177.94 ^m	BERGSTEN (1926)	1.01	1.05	According to HUTCHINSON (1957)
Winnipeg	13 h	¹⁾ 12.9 ^h	EINARSSON & LOWE (1968)	1.01	1.07	Seiche in northern basin

1) Calculated by MERIAN's formula

2) Calculated by DEFANT's method

3) Calculated by numerical integration

Table 2. 多節の静振の場合

Lake	$T_{\text{Obs.}}/T_0$				$(T/T_0)_{\text{cal.}}$
	Mode-1	Mode-2	Mode-3	Mode-4	
Biwa	1.08	1.02	1.07	1.08	1.04
Erie	1.02	1.02	1.04	1.01	1.01

うことにより、湖水の周期的な流動状態を考察した。

湖中に島がある場合には、その流動パターンが島のない場合と異なるだけでなく、静振の卓越周期が長くなる傾向にあることが分かった。その場合の周期は(9)式によって、近似的に求められる。

文中でも触れたように、今後の問題点は多々あるが、その幾つかをあげておく。湖の形状や水深分布を考慮して最適の T_0 を求めること、多節の静振の場合の検討、島が複数個ある場合にはどうなるか、島の複雑な形状はどのように影響するか等である。

謝辞：本研究を行なうにあたり、適切な御助言をいただいた北海道大学理学部地球物理学教室の中尾欣四郎教授と藤木忠美助教授に厚く感謝いたします。

なお、計算には北大大型計算機センターの FACOM 230-75 を使用した。

文 献

- DEFANT, A. (1961): *Physical Oceanography*, 2. Pergamon Press.
- EINARSSON, E. and A. B. LOWE (1968): Seiches and set-up on Lake Winnipeg. *Limnol. Oceanogr.*, 13: 257-271.
- GANNON, J. E. and E. J. FEE (1970): Surface seiches and currents in Douglas Lake, Michigan. *Limnol. Oceanogr.*, 15: 281-288.
- HUTCHINSON, G. E. (1957): *A Treatise on Limnology*, 1. Wiley.
- IMASATO, N. (1970): Study of seiche in Lake Biwa-ko (I) —On the numerical calculation by Defant's method—. *Spec. Contr. Geophys. Inst. Kyoto Univ.*, 10: 93-103.
- IMASATO, N. (1971): Study of seiche in Lake Biwa-ko (II) —On a numerical experiment by nonlinear two-dimensional model—. *Contr. Geophys. Inst. Kyoto Univ.*, 11: 77-90.
- 今里哲久・金成誠一・國司秀明(1971): びわ湖の水の流動に関する数値実験的研究——主として1層2次元モデルについて——. 京大防災研究所年報,

- 14B: 451-464.
- IMASATO, N., TANAKA, K. and H. KUNISHI (1973): Study of seiche in Lake Biwa-ko (IV) —Observation with a new portable long-period water level gauge—. *Cotr. Geophys. Inst. Kyoto Univ.*, 13: 65-72.
- KANARI, S. (1974a): On the study of numerical experiments of two layer Lake Biwa. *Jap. J. Limnol.*, 35: 1-17.
- KANARI, S. (1974b): Some results of observation of the long-period internal seiche in Lake Biwa. *Jap. J. Limnol.*, 35: 136-147.
- 小泊重能(1975): 屈斜路湖の水位観測および二次元モデルによる数値計算. 北大地球物理学研究報告, 34: 1-14.
- 肥沼寛一(1933): 洞爺湖の静振について. 海と空, 13: 133-146.
- LAMB, H. (1932): *Hydrodynamics*. Cambridge Univ. Press.
- NAKAMURA, S. and K. HONDA (1911): Seiches in some lakes of Japan. *J. College Sci., Imp. Univ. Tokyo*, 28 (5).
- PLATZMAN, G. W. and D. B. RAO (1964): The free oscillations of Lake Erie. *Studies on oceanography*, Univ. Tokyo Press: 359-382.
- PROUDMAN, J. (1952): *Dynamical Oceanography*. METHUEN & CO LTD.
- SIMOJOKI, H. (1961): On seiches in some lakes in Finland. *Geophysica*, 7: 145-150.
- TRONSON, K. (1974): The hydraulics of the South Australian Gulf system. I. Circulation. *Aust. J. Mar. Freshwat. Res.*, 25: 413-426.

(著者: 小泊重能, 北海道大学理学部地球物理学教室, 札幌市北区北十条西八丁目; Shigeyoshi KODOMARI, Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University, Kitaku, Sapporo 060, Japan)