

水平2次元1層モデルによる諏訪湖湖流の数値シミュレーション(1)

松永恒雄* 大久保泰邦* 井内美郎**

MATSUNAGA Tsuneo, OKUBO Yasukuni and INOUCHI Yoshio (1994) Numerical Simulation of Current in Lake Suwa Using a Two-Dimensional One-Layer Model (1). *Bull. Geol. Surv. Japan*, vol. 45(1), p. 39-50, 21figs., 3tables.

Abstract: Numerical simulation of current in Lake Suwa, Nagano Prefecture, was carried out using a two-dimensional one-layer model. The authors are developing a numerical material-transport model for a shallow lake and the lake current model used in this study is a part of it. The purpose of this lake current model is to calculate wind-driven flow which dominates in a shallow lake.

Lake currents and water level deviations were calculated under two prevailing wind conditions blowing about twelve hours. In both cases, wind-driven flows formed horizontal circulation currents, whose directions depend on the wind directions. Calculated water levels were high in leeward and low in windward.

Using this model, effects of incoming/outgoing rivers, a bottom friction term, and Coriolis term in the equations of motion on lake current were also evaluated. As expected, the effects of rivers were comparatively small and the dominance of wind-driven flow on the lake current was confirmed. The bottom friction term and Coriolis term did not affect basic features of horizontal circulation significantly, though location and velocity of the circulation were slightly changed.

要 旨

流体の運動方程式に基づく水平2次元1層モデルを開発し、長野県諏訪湖に生じる湖流の数値シミュレーションを行なった。モデルは鉛直方向に積分された水平流を計算する水平2次元1層モデルで、浅い湖で支配的な吹送流の再現を当面の目的としている。シミュレーションでは、諏訪湖周辺地域の2種類の卓越風によって生じる吹送流の計算を行なった。これらは湖全体では風向に応じた水平循環流を形成すること、および流入出河川の湖流に対する影響は小さいことが確認された。また同じモデルを用いて底面摩擦力・コリオリ力の湖流に対する影響の評価を行なった。2つの力の影響は風に比べて小さいが、水平循環流の形状や流速を変化させていることが示された。

* 地殻物理部

** 海洋地質部

1. はじめに

河川から湖沼に供給された懸濁物は、湖流によって移動しつつ、拡散・堆積する。そのため、湖底堆積物の分布は懸濁物の密度・粒径に加え、湖流の流速・流向に大きく左右される。さらに湖流自体は湖底・湖岸地形や河川の流入出水量、風、渦粘性、熱収支、水底摩擦、コリオリ力等に依存する。

また霞ヶ浦・琵琶湖(南湖)・諏訪湖のような浅い湖では、一般に風による吹送流が卓越し、鉛直混合が盛んに行なわれる。そのため底質が容易に再浮上/再移動するとともに、底質中の栄養塩が水中に回帰し、水質汚濁の一因となっている。

このように、様々な要因に規定される湖沼中の物質移動のメカニズムを明らかにすることは、湖底堆積物分布

Keywords: lake current, numerical model, wind-driven flow, horizontal circulation, Lake Suwa, Nagano

の成因の解明に必要なだけでなく、水質汚濁の原因の一つである汚染底質の挙動・除去法の研究にとっても重要である。

以上のような背景を基に、筆者等は現在諏訪湖を対象とした数値潮流/物質移動モデルの開発を行なっている。長野県のはぼ中央に位置する諏訪湖では、過去数年間にわたって湖底堆積物のサンプリングおよびその分析が地質調査所を中心に進められ(例えば齊藤ほか, 1992), 湖底堆積物の粒度や化学組成, 堆積速度の分布等が明らかにされつつある。また諏訪湖全体の懸濁物質の分布・移動の実体把握のため、衛星画像の解析も現在行なわれている(松永ほか, 1993; Matsunaga *et al.*, 1993)。

現在開発中のモデルは数値潮流モデルと物質移動モデルの2つから構成される。前者は風・流入出河川・地形等を考慮した潮流の数値シミュレーションを行ない、後者は先に計算された潮流によって物質がどのように移動・拡散・堆積するかを計算する。

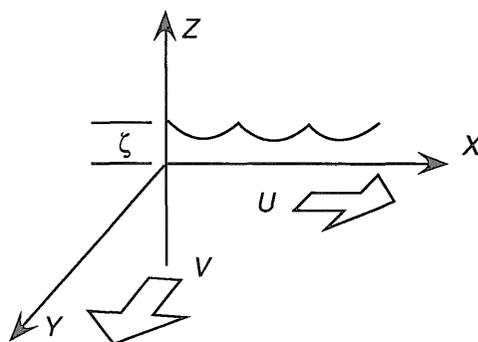
計算結果と現地調査結果の比較を通して、湖内の物質移動を決定する要因を明らかにし、さらに湖底・湖岸地形の変化等の影響を評価するための数値実験を行なうことを数値モデル開発の最終的な目的としている。

本報文は開発中の数値潮流モデルに関する第1報である。今回の数値潮流モデルは、鉛直方向に積分された水平流を計算する水平2次元1層モデルである。このモデルは、浅い湖で卓越する吹送流のシミュレーションを目的として開発された。吹送流は湖上を吹く風によって駆動される流れであり、その向きや流速は風向・風速によって左右される。さらに流入出河川や底面摩擦項、コリオリ項も潮流に影響を及ぼすと考えられる。

第2章では開発した水平2次元1層モデルの概略を述べる。続いて第3章では諏訪湖を想定した潮流の数値シミュレーションを行ない、吹送流を再現するとともに、潮流に対する風・流入出河川・底面摩擦力・コリオリ力の影響を数値実験を通して考察した結果を報告する。

2. 潮流の数値計算について

本章では、潮流を表現する基本方程式とその数値解法について、概略をまとめる。まず流体の運動を記述する方程式を簡略化し、境界条件を考察した後、方程式を差分化する。解法の詳細等については、今里ほか(1971)、岩佐ほか(1978)、村岡・福島(1981)、中田・小林(1982)、岩佐ほか(1986)、岩佐ほか(1987)を参照されたい。



第1図 座標系の定義
Fig. 1 Axis definitions.

2.1 基本式

1) Navier-Stokes の式

一般に流体の運動は Navier-Stokes の式と呼ばれる方程式で記述される。湖沼等の場合、圧力に関して静水圧近似、さらに流体は密度一定かつ非圧縮性と仮定すると、同方程式は次の形で書き表わされる。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} = fv - \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial p}{\partial x} + K_x \nabla^2 u \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} = -fu - \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial p}{\partial y} + K_y \nabla^2 v \quad (2)$$

$$0 = -\frac{1}{\rho_w} \frac{\partial p}{\partial z} - g \quad (3)$$

式(1~3)は、3次元空間における単位質量の水塊の運動方程式である。座標系を Fig. 1 に示す。ここで u, v, w は3次元空間中の x, y, z 方向の流速、 p は水圧、 ρ_w は水の密度、 f はコリオリ係数、 K は渦動粘性係数、 g は重力加速度である。左辺の第1項は流速の時間変化を表わす加速度項、第2~4項は移流項または非線形項と呼ばれる。(1, 2)式において、右辺の第1項はコリオリ項、第2項は水圧差項、第3項は渦動粘性力項(拡散項)である。鉛直方向については、静水圧近似により式(3)の形に表わされる。

また密度を一定としているため、(温度)成層構造、熱対流等は上式では表現されない。

2) 物質保存式

湖沼等における流体の運動は式(1~3)で表わされるが、その運動は物質保存式(4)によって制限される。

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (4)$$

ただし、蒸発・降水等は今回は考慮しない。

3) 水平2次元1層モデル

次に式(1~4)を、今回の対象である浅い湖への適用

を前提に簡略化する。

式(1~4)を鉛直方向に積分すると、平均された水平方向の流れを表わす水平2次元1層モデルの基本式(5~7)が得られる。

$$\frac{\partial U}{\partial t} + u \frac{\partial U}{\partial x} + v \frac{\partial U}{\partial y} = fV - gh \frac{\partial \zeta}{\partial x} + K_x \nabla^2 U + \frac{\tau_{sx} - \tau_{bx}}{\rho_w} \quad (5)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + u \frac{\partial V}{\partial x} + v \frac{\partial V}{\partial y} = -fU - gh \frac{\partial \zeta}{\partial y} + K_y \nabla^2 V + \frac{\tau_{sy} - \tau_{by}}{\rho_w} \quad (6)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} = 0 \quad (7)$$

ここで U, V は x, y 方向の鉛直積分流量、 ζ は基準水位からの偏差、 h は水深、 τ_s, τ_b は水面および水底における摩擦力である。(5, 6)式は底面積 $dx dy$ 、高さ h の水柱に対する運動方程式と考えられる。さらに式(5, 6)において移流項と渦動粘性力項を無視すると、式(5', 6')が得られる。今回は式(5', 6', 7)を浅い湖の流れを表現する基本式として採用する。

$$\frac{\partial U}{\partial t} = fV - gh \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{\tau_{sx} - \tau_{bx}}{\rho_w} \quad (5')$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -fU - gh \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{\tau_{sy} - \tau_{by}}{\rho_w} \quad (6')$$

2.2 各種境界条件

1) 湖岸との境界

湖岸との境界は slip と non-slip に大別される。slip 条件は境界上において境界に直交する流速成分を 0 とするもので、non-slip 条件はさらに境界に平行な成分も 0 とするものである。今回は slip 条件を採用した。

2) 風による水面摩擦力

風による水面摩擦力は浅い湖の流れを支配する吹送流を駆動する力である。風速と摩擦力の関係は様々な形に定式化されているが、今回は式(8, 9)を用いる。

$$\tau_{sx} = \gamma_a^2 \rho_a W_x \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad (8)$$

$$\tau_{sy} = \gamma_a^2 \rho_a W_y \sqrt{W_x^2 + W_y^2} \quad (9)$$

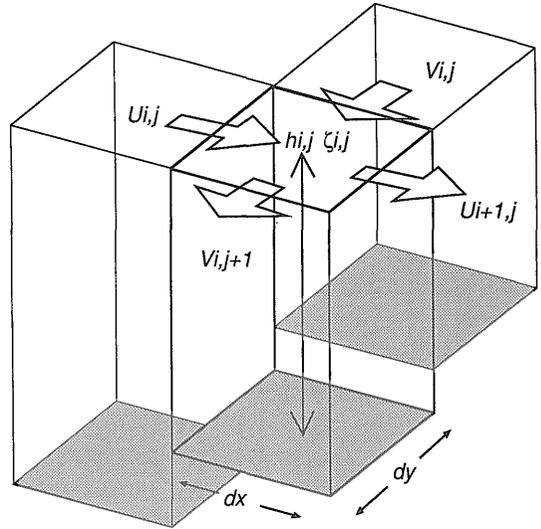
ここで τ_{sx}, τ_{sy} は風が水面に及ぼすせん断応力の x, y 方向成分、 γ_a^2 は水面摩擦係数、 ρ_a は大気密度、 W_x, W_y は風速の x, y 方向成分である。

3) 湖底における摩擦力

今回の数値モデルでは移流項・渦動粘性項を無視しているため、湖底における摩擦力が流れに対する唯一の抵抗力として働く。湖底摩擦力も水面摩擦力同様多様な定式化がなされているが、今回は式(10, 11)を採用する。

$$\tau_{bx} = \gamma_b^2 \rho_w U \sqrt{U^2 + V^2} - \beta \tau_{sx} \quad (10)$$

$$\tau_{by} = \gamma_b^2 \rho_w V \sqrt{U^2 + V^2} - \beta \tau_{sy} \quad (11)$$



第2図 水柱(カラム)と変数の配置
Fig. 2 Water columns and arrangements of variables.

u_b, v_b は湖底における流速の x, y 方向成分、 γ_b^2 は底面摩擦係数、 β は理論的計算や現地観測との比較から定められる定数である。

4) 流入出河川

今回は、物質保存式(7)を解くときに流入出水量を与えることによって河川の影響をモデルに取り入れる。この手法の場合、湖岸との境界条件は変更しないため取り扱いが簡単だが、河川流入出口における流速は 0 になることに注意が必要である。

2.3 数値解法

1) 基本式の差分化

微分方程式(5', 6', 7)を計算機上で取り扱うためには、式を離散化しなければならない。この離散化法については、有限要素法、境界要素法等があるが、今回は取り扱いの比較的簡単な差分法を採用する。

差分格子と変数の配置の概要を Fig. 2 に示す。 h, ζ は格子で区切られた水柱の中央に、 U, V は水柱の側面の中央に定義する。この場合、水柱の底面を構成する4点は同じ深さになる。

基本式(5', 6', 7)を差分化すると式(12, 13, 14)が得られる。

$$\frac{U_{i,j}^{n+2} - U_{i,j}^n}{2\Delta t} = fV_{i,j}^n - gh_{i-\frac{1}{2},j} \frac{\zeta_{i,j}^{n+1} - \zeta_{i-1,j}^{n+1}}{\Delta x} + \frac{\tau_{sx} - \tau_{bx}}{\rho_w} \quad (12)$$

$$\frac{V_{i,j}^{n+2} - V_{i,j}^n}{2\Delta t} = -fU_{i,j}^n - gh_{i,j-\frac{1}{2}} \frac{\zeta_{i,j}^{n+1} - \zeta_{i,j-1}^{n+1}}{\Delta y} + \frac{\tau_{sy} - \tau_{by}}{\rho_w} \quad (13)$$

$$\frac{\zeta_{i,j}^{n+3} - \zeta_{i,j}^{n+1}}{2\Delta t} = -\frac{U_{i+1,j}^{n+2} - U_{i,j}^{n+2}}{\Delta x} - \frac{V_{i,j+1}^{n+2} - V_{i,j}^{n+2}}{\Delta y} \quad (14)$$

$$h_{i-\frac{1}{2},j} = (h_{i-1,j} + h_{i,j}) / 2$$

$$h_{i,j-\frac{1}{2}} = (h_{i,j-1} + h_{i,j}) / 2 \quad (15)$$

2) 差分法による湖流の計算

差分法による数値計算は、ある時刻から Δt 後の U, V, ζ の値を式(12~14)より求める操作を、解を求める時刻まで繰り返すことによって行なわれる。ただし式(12~14)は3種類の時刻の U, V, ζ を使用する leap-frog スキームを用いて差分化されているため、 U, V が計算されるステップ(式(12, 13))と ζ が計算されるステップ(式(14))が交互に繰り返されることになる。また今回は解法として陽解法を採用した。陽解法は陰解法に比べ、アルゴリズムが比較的単純であるという利点を持

つが、安定解を得るためには以下に述べる CFL 条件を満たしていなければならない。

3) 安定解を得るための条件

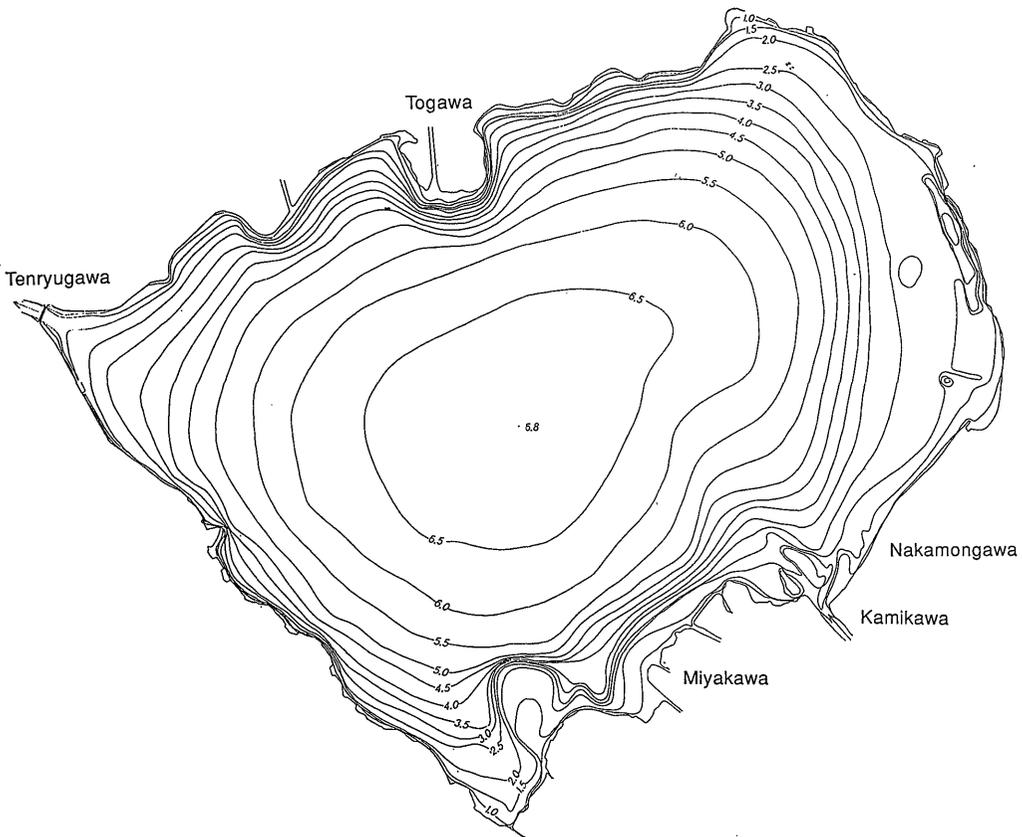
陽解法を用いる差分法の場合、安定な解を得るためには Δx と Δt は次の式で表わされる条件を満たす必要があるとされている(村岡・福島, 1981)。

$$\frac{\Delta x}{\Delta t} \geq \sqrt{2gh_{\max}} \quad (16)$$

式(16)は CFL (Courant-Friedrich-Lewy) 条件と呼ばれる。 h_{\max} は対象水域の最大水深である。ただし厳密には底面摩擦力項等がある場合には条件はより厳しくなる。

3. 2次元1層モデルの諏訪湖への適用

本章では、前章で述べた水平2次元1層湖流数値モデルを用いて諏訪湖を想定した湖流の数値シミュレーションを行ない、その結果について考察する。



第3図(a) 諏訪湖の水深図および主な流入出河川的位置(安田ほか(1993)に加筆)
Fig. 3a Bathymetry of Lake Suwa and incoming/outgoing river locations as of 1965.

3.1 諏訪湖周辺地域と数値シミュレーションの概要

1) 地形と流入出河川

諏訪湖の湖底・湖岸地形及び主な流入出河川の位置を Fig. 3 に示す。諏訪湖は長野県のほぼ中央に位置する湖で面積約13 km²、平均水深約4 m である。最大水深は湖の中央で6~7 m であり、皿状の湖底地形を持つ。また昭和40年代からの浚渫工事により沿岸域は水深3 m まで、湖南西部では約50 cm 掘り下げられた。Fig. 3a は浚渫前の、Fig. 3b は現在の湖底・湖岸地形を示している。

シミュレーションに用いた諏訪湖の流入出河川とその流量を Table 1 にまとめる。これは実測値や推定値を編集したもので、年平均値に対応すると考えられる。天竜川以外はすべて流入河川であり、上川(44%)、碓川(15%)、宮川(11%)、中門川(11%)で全流入水量の8割を占める。

2) 諏訪湖周辺地域の卓越風の風向と風速

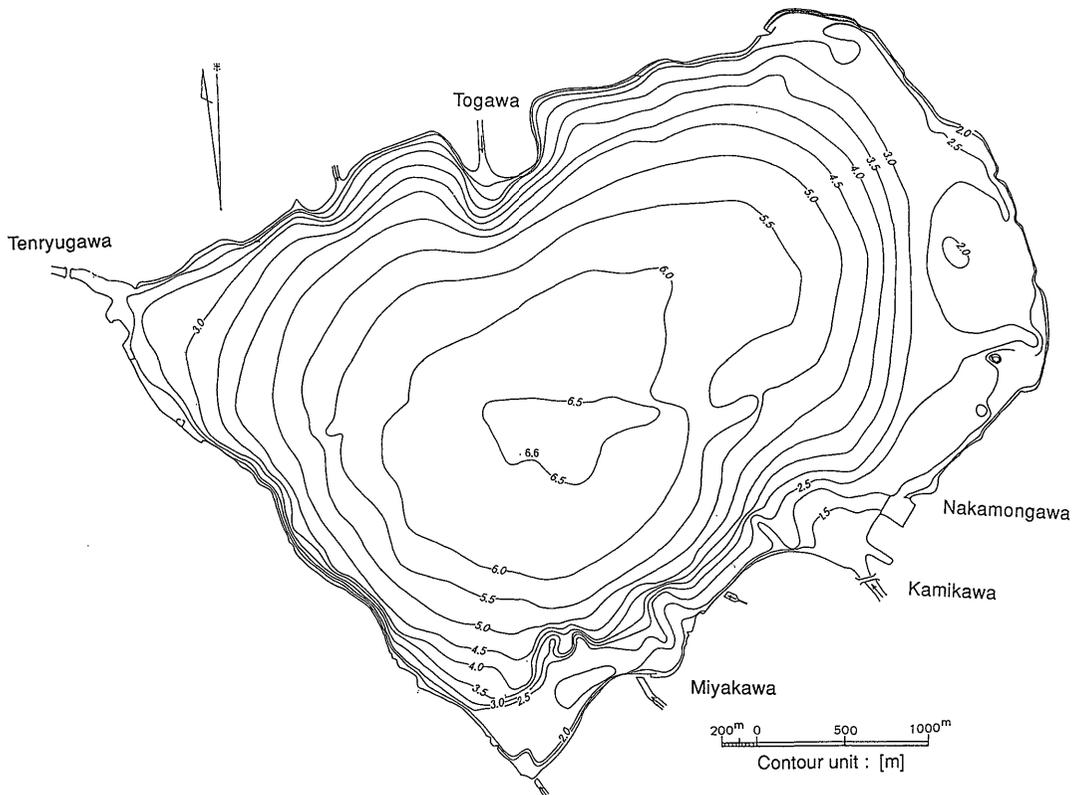
諏訪湖南東湖岸にある諏訪測候所で1990年に観測さ

れた月別および年平均の風向発生頻度[%]を Table 2 に示す(1990年の長野県気象月報より作成)。観測された卓越風は南東~南南東と西~西北西の2種類であり、また年間平均風速は2.6 m/sec である。

ただし同測候所におけるアメダスデータによると、同地域の風には午前4時~6時の弱風と午後3時~5時の強風を繰り返す1日周期の変動成分があり、卓越風が定常的に吹いているわけではない (Matsunaga, *et al.*, 1993)。

3) 差分格子と時間ステップ

今回は差分格子間隔を125 m、時間ステップを5秒とした。格子化された水深と流入出河川の位置を Fig. 4 に示す。全格子数は42×36=1512で、そのうち湖は976である。今回のシミュレーションで用いた湖底地形データは、水深を湖南西部の浚渫が行なわれる前の水深図をもとに、2 m 以深の部分を取り出して作成されたものである。このため実際の諏訪湖とは南西部及び湖岸付近で異なる。座標はx軸がNE53, y軸がSE37の方向となっ



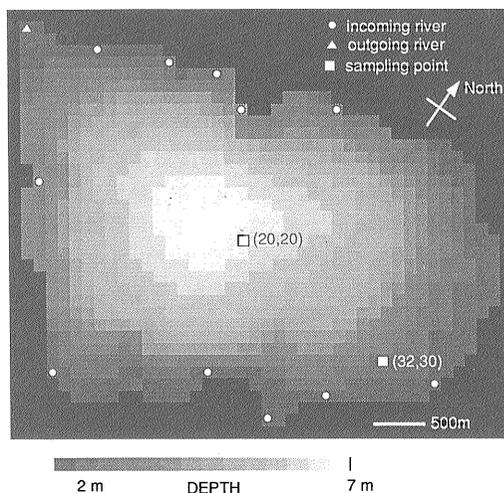
第3図(b) 諏訪湖の水深図および主な流入出河川の位置(安田ほか(1993)に加筆)

Fig. 3b Bathymetry of Lake Suwa and incoming/outgoing river locations as of 1992.

第1表 諏訪湖の主な流入出河川の流量(㈱日本水産資源保護協会, 1990より作成)

Table 1 Flow rates of major incoming/outgoing rivers of Lake Suwa.

In/outflows	Flow [m3/sec]	Flow Ratio [%]
Tsukamagawa	1.12	5.84
Yokokawagawa	0.30	1.57
Togawa	2.80	14.61
Nakamongawa	2.03	10.59
Kamikawa	8.50	44.35
Miyakawa	2.10	10.96
Shinkawa	0.70	3.65
Toshisegawa	0.60	3.13
Okaya City	0.06	0.31
Shimo-Suwa City	0.79	4.12
Suwa City	0.17	0.87
Tenryugawa	-19.17	-100.00



第4図 格子化された諏訪湖の水深図および計算に用いた流入出河川的位置

Fig. 4 Bathymetry of Lake Suwa and incoming/outgoing river locations in the grid systems.

ている。

計算結果のうち、差分式(12, 13)から得られる U, V は格子上的値であるので、出力時に格子と格子の中央(水柱の中心)での値に換算するとともに、水柱の深度で割ることにより流速 u, v に変換した。

また計算結果に対するセイシュ(静振: 湖の固有振動の一種)の影響を軽減するために、計算結果としてある一定時間内の平均値を出力した。今回は諏訪湖のセイシュの最長周期が23分程度(㈱日本水産資源保護協会, 1990)であることより平均時間を2000秒とした。

4) 計算に用いたパラメータ

今回の数値シミュレーションに用いた各種パラメータの値を Table 3 にまとめる。コリオリ係数 f は緯度 ϕ と地球の自転の角速度 Ω を用いて $f=2\Omega \sin \phi$ で計算される。 $\gamma_1^2, \gamma_2^2, \beta$ の数値は岩佐ほか(1978)が琵琶湖南湖の2次元1層モデルに使用した値を用いた。 γ_1^2 については水槽実験でも同様の値が得られている(今里ほか, 1971)ため、強風時以外ではある程度一般的な値と考えられる。また γ_2^2, β については本来潮流の観測値にあうように定められた値であるため、琵琶湖や諏訪湖のよう

第2表 諏訪湖観候所で観測された風向の月別および年平均の発生頻度

Table 2 Percentage of wind direction observed at Suwa Meteorological Observatory.

Direction	N	NNE	NE	ENE	E	ESE	SE	SSE	S	SSW	SW	WSW	W	WNW	NW	NNW	nowind
Monthly average [%]																	
1	6.9	1.2	1.2	0.4	0.0	2.4	3.2	9.3	3.6	1.2	6.9	7.3	14.5	20.2	8.1	7.7	6.0
2	3.6	0.9	0.9	0.4	2.7	1.8	8.0	5.4	1.8	2.2	5.4	18.3	22.3	6.7	6.3	11.6	
3	4.4	2.8	0.0	0.4	2.0	2.8	8.1	7.3	5.6	1.6	4.4	13.7	22.2	12.5	7.3	3.2	
4	2.1	2.1	1.3	0.8	1.3	4.2	10.0	10.4	7.9	1.7	4.2	4.2	12.1	18.8	11.7	5.8	1.7
5	5.6	0.4	2.4	0.8	0.4	1.6	13.3	15.7	6.0	2.8	2.4	2.8	8.5	14.9	13.3	5.2	3.6
6	7.1	0.8	0.8	0.8	0.8	1.7	15.4	9.6	10.0	3.3	3.3	6.7	11.3	8.8	7.1	10.0	2.5
7	3.6	2.0	1.2	1.2	1.2	3.2	18.5	10.9	8.1	2.0	2.8	6.9	13.7	12.5	6.5	4.4	1.2
8	2.8	2.4	0.4	1.6	1.6	6.0	13.7	12.5	6.0	5.6	2.8	6.0	7.7	14.1	6.5	8.1	2.0
9	2.5	1.7	0.4	0.4	1.7	7.5	15.0	12.5	6.7	2.9	1.7	6.7	8.8	13.3	10.8	3.3	4.2
10	2.4	1.2	0.8	0.4	1.2	2.8	14.9	12.1	6.5	1.2	1.6	3.2	12.9	14.1	10.5	6.5	7.7
11	3.3	1.7	0.4	2.5	0.8	4.6	10.0	15.8	7.9	2.5	5.0	4.6	8.8	11.3	12.5	5.0	3.3
12	6.5	2.4	0.8	0.0	1.6	0.4	4.4	13.3	4.0	2.8	4.4	8.5	10.5	13.3	11.3	6.0	9.7
Yearly average [%]																	
	4.2	1.6	0.9	0.8	1.3	3.3	11.2	11.2	6.2	2.5	3.2	5.6	11.7	15.5	9.8	6.3	4.7

第3表 シミュレーションに用いたパラメータの値
Table 3 Parameters used in the simulations.

Calculation Time	44000 [sec]	γ_s^2	0.0013
Wind Velocity	2.6 [m/sec]	γ_b^2	0.0026
dx	125 [m]	β	1.0
dy	125 [m]	ϕ (Latitude)	36.0 [°]
dt	5 [sec]		

な湖沼に適用するのは必ずしも適当ではない。ただし現時点では諏訪湖の実測値がないため、そのままこの値を用いることとする。

3.2 シミュレーション結果と考察

今回は計算時間を約12時間(43000秒)とし、その間一定の風向・風速2.6 m/sec(諏訪測候所での年間平均風速)の風が湖全体で一様に吹き続けるとした。実際には諏訪湖周辺では卓越風向・風速の季節変動に加え、1日周期の強風-弱風の変動があることがわかっている(Matsumaga *et al.*, 1993)。また周辺の地形のため、湖全体で風は一様とは限らない。このように今回用いた計算上の風の仮定は、必ずしも現実に即しているとはいえない。非定常・非一様の風による吹送流の数値シミュレーションについては今後の課題としたい。

計算にあたって、 u, v, ζ の初期値はすべて0とした。計算出力は計算終了時の各カラムの中央における x, y 方向の流速 u, v と基準面からの水位偏差 ζ である。また湖中の2点(Fig. 4中に示す)における u, v, ζ の時間変化も同時に得ている。

1) 無風状態における湖流

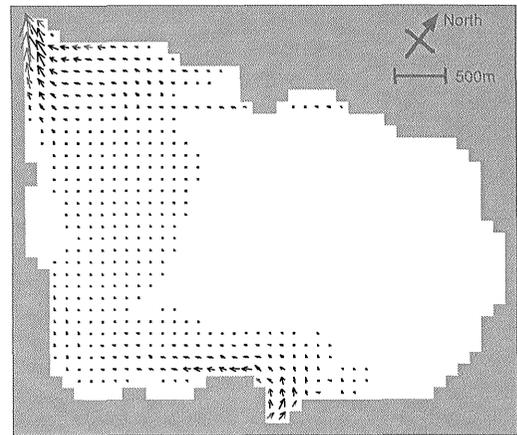
まず始めに無風状態で計算された湖流ベクトルをFig. 5に示す。この流れは、流入出河川によって作られたものであり、流入河川から流出河川(天竜川)に向かう流れが現われている。ただし、流速は極めて小さい。

Fig. 6はFig. 5の等流速線図である。これより無風状態での流速は0.001~0.005 m/sec程度であることがわかる。

ここで仮に全流入水量(19.2 m³/sec)が諏訪湖の南北断面(長さ約3 km, 平均深度約4 m)を通過しているとすると、その平均流速は0.002 m/sec程度となり、シミュレーション結果とよく対応していると言える。

2) 卓越風条件での湖流

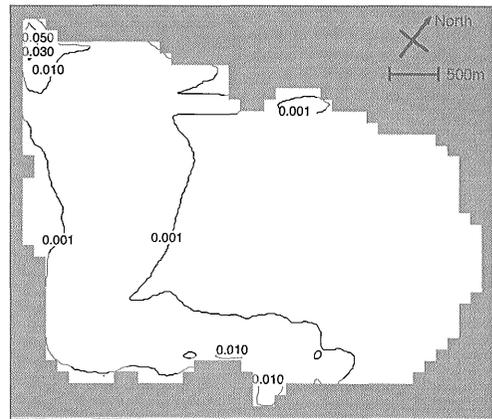
Fig. 7, 8はそれぞれ南東, 南南東の風が吹いた場合の鉛直方向に積分された水平方向の湖流ベクトル図である。これより全体的な傾向として、湖流は浅い湖の南西岸・東岸では風と同じ方向、深い湖中央では逆方向(南東~南南東向き)という水平循環流が生じていることが



→ = 0.055 [m/sec]

第5図 無風状態で計算された諏訪湖の湖流ベクトル図

Fig. 5 Vector plot of the current in Lake Suwa simulated under no-wind condition.



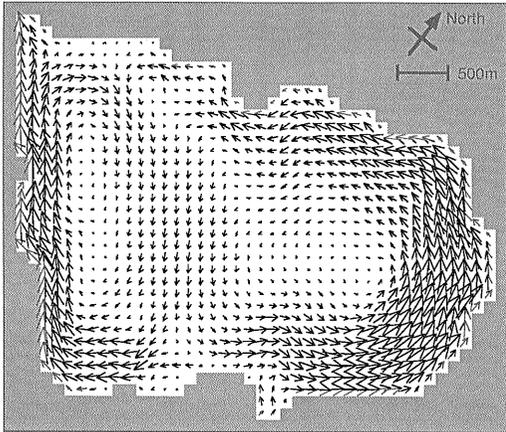
第6図 無風状態で計算された湖流の等流速線図[m/sec]

Fig. 6 Contour plot of the current velocity [m/sec] simulated under no-wind condition.

わかる。また風向に対して流れが反転する場所は、南東風の場合と南南東風の場合でやや異なっている。

Fig. 9は南東風の場合の等流速線図である。流速は0.01~0.07 m/secであり、湖の大部分で無風状態下での流速(Fig. 6)を1桁上回ることがわかる。よって風が吹送流を形成するのに十分な時間吹き続けた場合には、湖流は吹送流によって支配されるといえる。

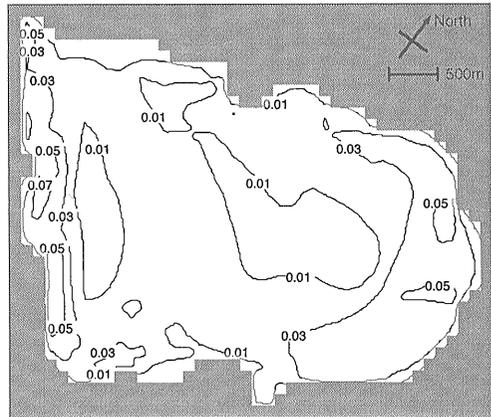
Fig. 10に南東風の場合の水位偏差を示す。これより風下側で水位が高くなっていることがわかる。湖内の水位差は約3 mmである。これは風によって水が風下側



→ = 0.072 [m/sec]

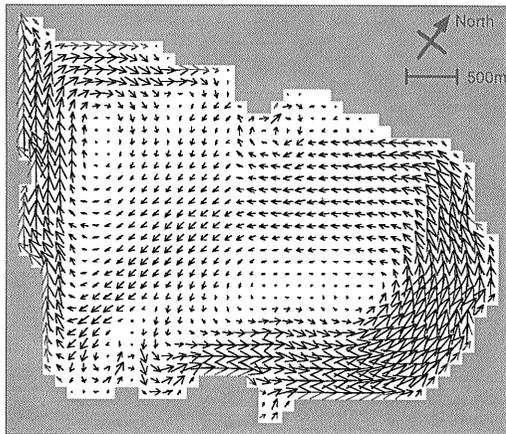
第7図 南東風の場合の湖流ベクトル図

Fig. 7 Vector plot of the lake current simulated under SE wind condition.



第9図 南東風の場合の湖流の等流速線図[m/sec]

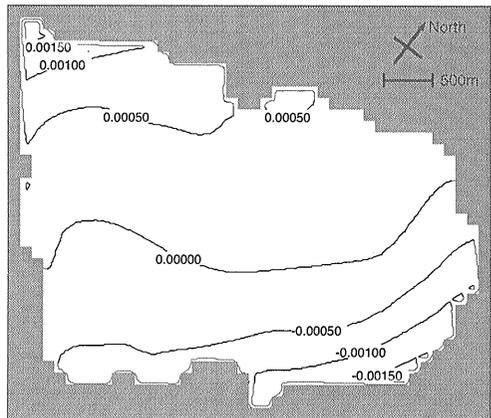
Fig. 9 Contour plot of the current velocity [m/sec] simulated under SE wind condition.



→ = 0.070 [m/sec]

第8図 南南東風の場合の湖流ベクトル図

Fig. 8 Vector plot of the lake current simulated under SSE wind condition.



第10図 南東風の場合の諏訪湖の水位偏差図[m]

Fig. 10 Contour plot of the water level deviation [m] simulated under SE wind condition.

に吹き寄せられたためと考えられる。

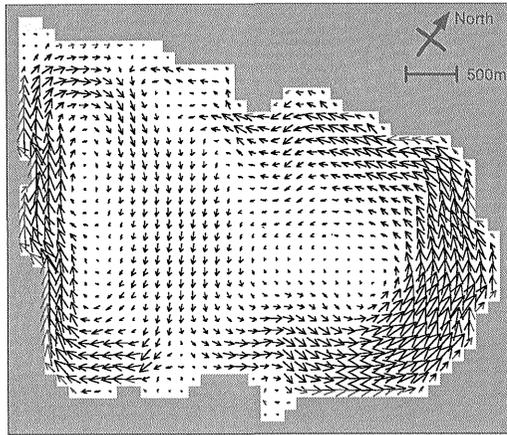
Fig. 11は流入出河川を無視した場合の湖流(風向は南東)を表わす。上川及び天竜川周辺以外ではほとんど湖流パターンはFig. 7と変わっていない。このこともまた諏訪湖湖流の水平パターンは吹送流によってほぼ決められていることを示している。

湖中の2点における流速の時間変化をFig. 12(河川を考慮), Fig. 13(河川を無視)に示す。風向はいずれも南東である。2点とも静止状態から約12時間の計算で流速

の増加は鈍っているものの、完全な定常状態には達していないことがわかる。Fig. 12中の短周期の流速の変動はセイシュによると考えられる。Fig. 13ではこの変動成分がかなり弱くなっていることより、静止状態の湖への河川の流入出の開始がセイシュの主な原因といえる。

西北西～西の卓越風の場合に生じる湖流をFig. 14(西), Fig. 15(西北西)に示す。南東～南南東の卓越風の場合と同様に水平循環流が生じている。ただし風向が異なるため、浅い北・南岸で風と同じ方向の流れに、深い中央部で風と逆方向の西向きの流れになっている。

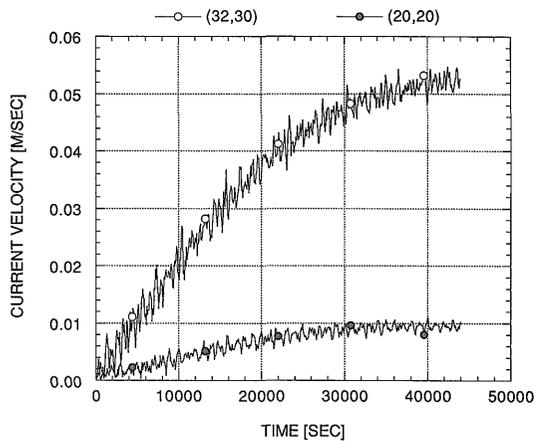
また西北西風の場合の等流速線図と水位偏差図をFig. 16, Fig. 17に示す。水位は風下側で約2mmほど



→ = 0.073 [m/sec]

第11図 流入出河川を無視した場合の湖流ベクトル図(南東風)

Fig. 11 Vector plot of the lake current simulated under SE wind condition excluding the effects of incoming/outgoing rivers.

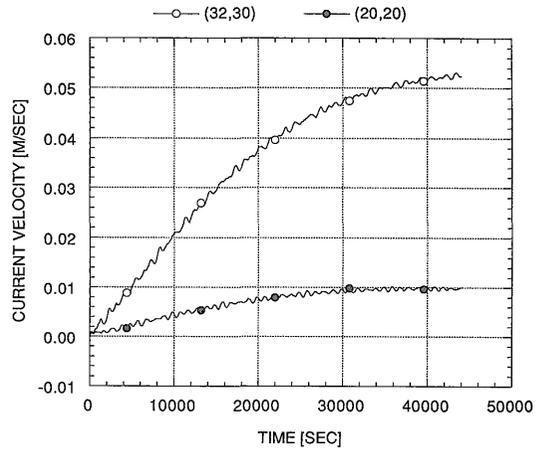


第12図 湖中の2点における流速の時間変化(南東風, 河川を考慮)

Fig. 12 Horizontal current velocity at two points in the lake, simulated under SE wind condition including the effects of rivers.

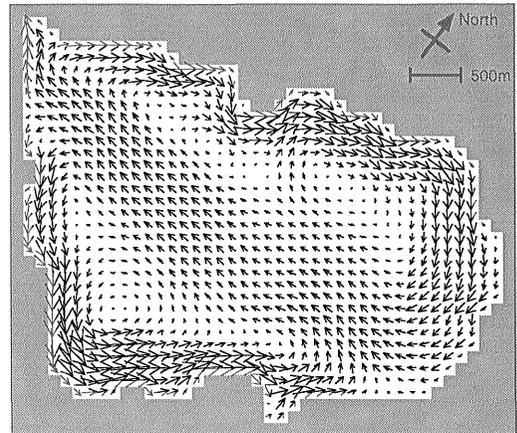
風上側に比べて高くなっている。また流速は湖のほぼ全域で0.01~0.07 m/sec程度になっている。Fig. 9と比較すると、湖の東岸・南西岸がともに高流速域になっていることがわかる。これは諏訪湖の湖底地形と卓越風の風向によって定まるものである。

また西風時に地球観測衛星 LANDSAT によって撮影された画像中には、上川河口から流入した懸濁物が河口



第13図 湖中の2点における流速の時間変化(南東風, 河川を無視)

Fig. 13 Horizontal current velocity at two points in the lake, simulated under SE wind condition excluding the effects of rivers.



→ = 0.062 [m/sec]

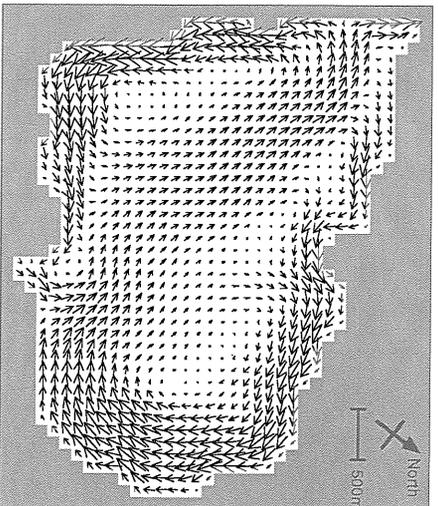
第14図 西風の場合の湖流ベクトル図

Fig. 14 Vector plot of the lake current simulated under W wind condition.

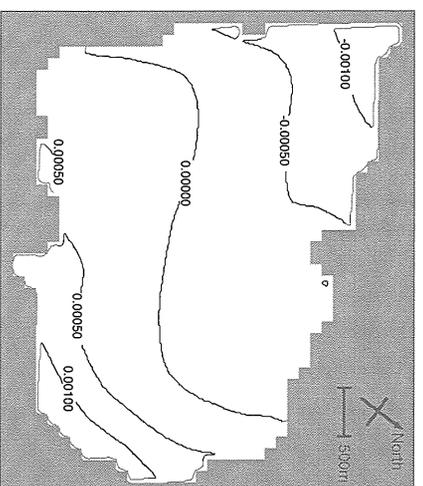
付近では北東~北向きに、湖中央付近では西~南西向きに拡散している様子が観察されている(松永ほか, 1993; Matsunaga *et al.*, 1993). これは Fig. 14, Fig. 15にある程度対応すると考えられる。

3) 底面摩擦力・コリオリ力の影響

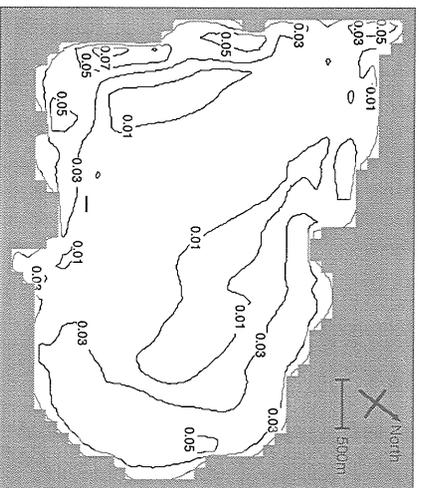
次に底面摩擦項を無視した場合(風向は南東)の湖流ベクトル図を Fig. 18に示す。水平循環流の基本的な形は Fig. 7とあまり変わっていないが、相対的に浅い部分の



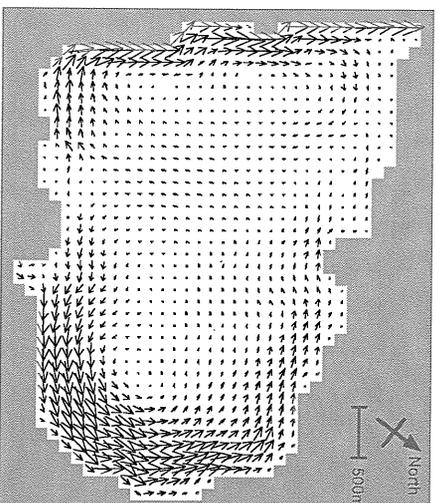
第15図 西北西風の場合の湖流ベクトル図
Vector plot of the lake current simulated under WNW wind condition.



第17図 西北西風の場合の水位偏差図 [m]
Contour plot of the water level deviation [m] simulated under WNW wind condition.



第16図 西北西風の場合の湖流の等流速線図 [m/sec]
Contour plot of the current velocity [m/sec] simulated under WNW wind condition.



第18図 底面摩擦項を無視した場合の湖流ベクトル図 (南東風)
Vector plot of the lake current simulated under SE wind condition excluding the bottom friction term.

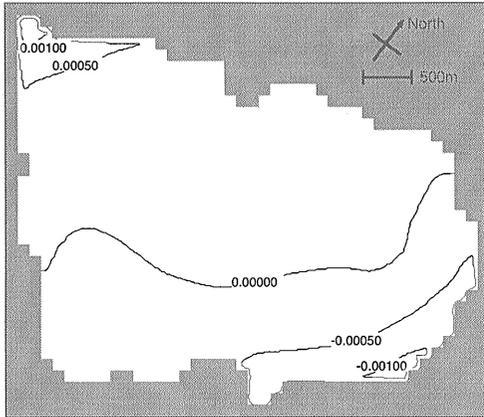
維持する動きがあるといえる。

コリオリ項を無視した場合 (風向は南東) の湖流ベクトル図を Fig. 21 に示す。Fig. 7 と比べて水平循環の傾向は同じであるが、湖中央付近での流れの向きや上川沖の流れの向きが若干異なっている。これよりコリオリ力は諏訪湖のような比較的小さな湖でも水平湖流パターンにある程度の影響を及ぼすことがわかる。

4. まとめ

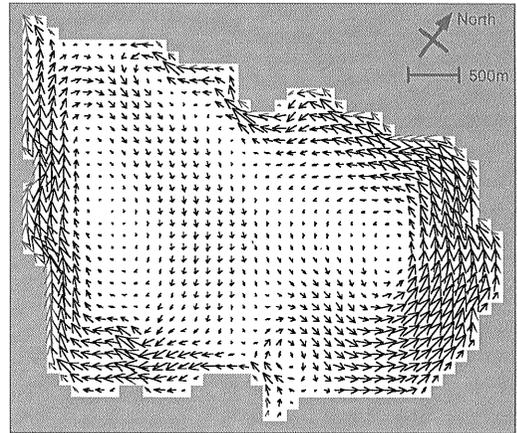
流速が速くなっている。この場合の水位偏差図 (Fig. 19) では、湖中の水位差は約 2 mm で、底面摩擦項を考慮している場合 (Fig. 10) より小さい。これは水位差に対する抵抗力の一つである底面摩擦項がないためと考えられる。湖中の 2 点における流速の時間変化を Fig. 20 に示す。Fig. 12 とは異なり、20000 秒を過ぎても湖流の加速度が減少する傾向が見られない。これは底面摩擦項がないため、水平循環流がまだ定常状態に達していないことを示している。以上より、底面摩擦力は風による水面摩擦力に対する抵抗力として、流速を抑え、水位差を

本報文では、新規に開発された水平 2 次元 1 層湖流



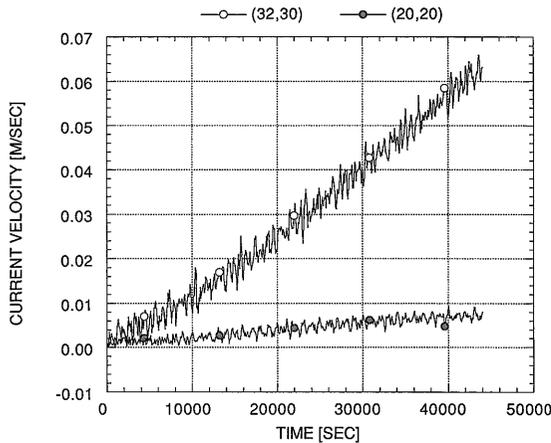
第19図 底面摩擦項を無視した場合の水位偏差図(南東風)

Fig. 19 Contour plot of the water level deviation [m] simulated under SE wind condition excluding the bottom friction term.



第21図 コリオリ項を無視した場合の湖流ベクトル図(南東風)

Fig. 21 Vector plot of the lake current simulated under SE wind condition excluding the Coriolis term.



第20図 底面摩擦項を無視した場合の湖中の2点における流速の時間変化(南東風)

Fig. 20 Horizontal current velocity at two points in the lake, simulated under SE wind condition excluding the bottom friction term.

数値モデルの概略と諏訪湖を想定したシミュレーション結果について報告した。シミュレーション結果は以下のようにまとめられる。

- 1) 諏訪湖周辺地域の卓越風である南東～南南東および西～西北西の風によって生じる吹送流が水平循環流を形成することが示された。
- 2) 吹送流と流入出河川による流れを比較したところ、諏訪湖においては吹送流が支配的であることが明らかになった。

- 3) コリオリ項と底面摩擦項の水平循環流に対する影響は基本的に大きくないことがわかった。ただし、底面摩擦項は流れに対する抵抗力として働いていること、コリオリ項は水平循環流のパターンをやや変形することも確認された。

数値湖流モデルに関する今後の主な課題は以下の通りである。

- 1) 非線形項及び渦動粘性項を導入する。これらの項は水平循環流の位置やセイシュ、非定常状態の湖流の挙動に大きな影響を及ぼすと思われる。
- 2) 水平流の鉛直分布や鉛直流の影響を評価するために、エクマンモデルや3次元モデルの開発を並行して進める。
- 3) 風の空間的非一様性及び非定常性の影響を取り入れたシミュレーションを行なう。
- 4) 湖流に対する、浚渫等による湖底地形の変化の影響を調べる。

以上のような課題を検討するとともに、河川からの懸濁物及び再浮上した底質の拡散/堆積モデルと湖流モデルの結合を今後進める予定である。

謝辞：信州大学理学部附属諏訪臨湖実験所沖野外輝夫所長には諏訪湖に関する資料を、工業技術院資源環境技術総合研究所中田喜三郎主任研究官には数値モデル作成に関する助言を頂いた。記して感謝する次第である。

文 献

- 今里哲久・金成誠一・国司秀明(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—。京都大学防災研究所年報, 第14号 B, p. 451-464.
- 岩佐義朗・井上和也・足立敏之(1978) 琵琶湖南湖の湖流と拡散に関する数値シミュレーション。京都大学防災研究所年報, 第21号 B-1, p. 293-305.
- ・———・劉樹坤・阿部 徹(1983) 琵琶湖湖流の3次元解析。京都大学防災研究所年報, 第26号 B-2, p. 531-542.
- ・多田彰秀・泊 宏(1986) 境界要素法を適用した諏訪湖の湖流に関する数値解析。京都大学防災研究所年報, 第29号 B-2, p. 561-578.
- ・———・福本育央(1987) 数値解析を用いた湖沼の吹送流解析モデルに関する2, 3の考察。京都大学防災研究所年報, 第30号 B-2, p. 551-568.
- 松永恒雄・大久保泰邦・井内美郎(1993) LANSAT TMによる諏訪湖の湖流パターンの観測。日本リモートセンシング学会第14回学術講演会論文集, p. 103-104.
- Matsunaga, T., Okubo, Y. and Inouchi, Y. (1993) Observation of lake current patterns using satellite images and comparison with results from numerical simulations. *Proceedings of 1993 International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS '93)*, vol. 2, p. 494-496.
- 村岡浩爾・福島武彦(1981) 陸水域の富栄養化に関する総合研究(Ⅲ) 霞ヶ浦(西浦)の湖流。国立公害研究所研究報告 第19号, 148p.
- 中田喜三郎・小林三男(1982) 有限要素法を用いたマルチレベル流体力学モデル, 公害, Vol. 17, No. 2, p. 47-59.
- (註)日本水産資源保護協会(1990) 平成元年度赤潮対策技術開発試験報告書 湖沼沿岸帯浄化機能改善技術開発-浄化モデル作成。
- 斉藤文紀・井内美郎・片山 肇・石原丈実・宮田雄一郎・稲崎富士・寺島 滋・寺島美南子・安田 聡・斉藤英二・渡辺和明・宮崎純一・竹内三郎・吉川秀樹・沖野外輝夫・公文富士夫・川村 實(1992) 湖沼汚染底質の浄化手法に関する研究, 平成3年度国立機関公害防止等試験研究成果報告書, p. 47-1~47-17.
- 安田 聡・渡辺和明・井内美郎(1993) 諏訪湖湖底堆積状況図, 地質調査所研究資料集, No. 197.

(受付: 1993年8月30日; 受理: 1993年10月20日)