大規模内部静振に伴う湖水混合の数値シミュレーション

Numerical simulation of lake mixture caused by internal seiche

青柳一輝*・田中 仁**・梅田 信***・藤田 豊****・金山 進***** Kazuki AOYANAGI, Hitoshi TANAKA, Makoto UMEDA Yutaka FUJITA and Susumu KANAYAMA

*学生員 修(工) 東北大学大学院 工学研究科(〒980-8579 宮城県仙台市青葉区荒巻字青葉6-6-06) **フェロー 工博 東北大学大学院教授 工学研究科(〒980-8579 宮城県仙台市青葉区荒巻字青葉6-6-06) ***正会員 博(工) 東北大学大学院准教授 工学研究科(〒980-8579 宮城県仙台市青葉区荒巻字青葉6-6-06) ****正会員 博(工) 日本大学准教授 工学部(〒963-8642 福島県郡山市田村町徳定字中河原1) *****正会員 博(工) 五洋建設(株)技術研究所(〒329-2746 栃木県那須塩原市四区町1534-1)

> Lake Inawashiro is located at the center of Fukushima Prefecture, and is the fourth largest freshwater lake in Japan. This lake is well known for its high transparency. Floc generated at the mouth of the Nagase River adsorbs phosphorus, and it constricts the primary production of the phytoplankton. It is reported that deposition of floc can be observed on the entire lake bottom even at the 90m water depth. However, the hydrodynamic mechanism of transport and diffusion of flocculated sediment in the lake is not clarified yet. The aim of this paper is to reproduce internal seiche by using numerical simulation method to clarify hydrodynamics phenomenon that causes large-scale lake water mixing.

Key Words: Lake Inawashiro, internal seiche, numerical simulation, particle キーワード: 猪苗代湖,内部静振,数値計算,中立粒子

1. はじめに

湖沼や貯水池における鉛直方向の水温成層構造は水表 面での熱の授受,流入水の水温及び水量そして風によって 規定される.夏季に水温躍層の形成されるような深水湖で は鉛直方向への流動が制限されてしまうために浅い湖沼 とは流動が大きく異なっている.特に,秋季に,外気温の 低下による水温躍層の劣化と強い季節風の影響によって 発生する内部静振は湖全域での大規模な湖水混合を引き 起こすために,流体力学機構の中でも特に大きな意味を持 っている.従って,内部静振の挙動により生じる大規模湖 水混合過程及び混合量の評価,さらには水質の影響を研究 することは大いに意義があるといえる.

本稿の対象領域である猪苗代湖は環境省の公表におい て、COD 基準における水質が平成 14 年度から 17 年度に かけて4年連続日本一となるなど,非常に清澄な湖として よく知られていた.しかしながら、平成 18, 19 年度の水 質調査の結果では水質ランク外へと転落した.この直接の 原因は大腸菌群が環境基準を大きく上回ったためである が、近年は湖水 pH の上昇、黒色物質浮遊、湖岸に打ち上 げられる大量の水生植物,北部浅水域の堆積有機泥等,水 質汚濁の兆候と考えられる現象が散見されている.このこ とから猪苗代湖では水質汚濁が潜在的に進行しており,大 腸菌群数の環境基準超過は湖水環境悪化の一部が顕在化 したに過ぎないのではないかと危惧されている.

著者らは湖水環境悪化の大きな要因の一つとして,周辺 域からの流入によって限定された場所に集積していた汚 濁が,既往の研究¹⁾によって報告されている大規模内部静 振によって湖全域へ移流・拡散するものがあると考えた. そこで,本研究では秋季における猪苗代湖の内部静振の再 現を数値計算シミュレーションによって行った. さらに, 振動周期の解析,湖水混合過程及び混合量の評価を行った.

2. 研究対象領域の概要

猪苗代湖は琵琶湖,霞ヶ浦,サロマ湖に次いで我が国4 位の大きさを誇る淡水湖である. 湛水面積は 103.9km²,周 囲は 55.32km であり,北部に浅水域を持ち,残りの部分は 最大水深 93.5m のすり鉢上の形状という地形的特長を持 っている.また,滞留期間は 5.4 年であり²⁰,かなり閉鎖 的な湖であるといえる.猪苗代湖には大小 30 の河川が流 入しているが,その中の長瀬川は全流量の凡そ 50%を占 めており,その支川の一つが強い酸性を示している.これ は長瀬川周辺に磐梯山や安達太良山といった火山を有す るためである.このため長瀬川から流入する酸性河川水の 影響によって,猪苗代湖は清澄な湖としてよく知られてい た.湖の COD は 0.5 から 0.6mg/l であり,透明度も非常に



高く,我が国で一,二を競う水質である.これは本湖のリン濃度が0.003mg/lと極めて低く,植物プランクトン等の一次生産量を抑制しているためであると考えられている. このような水質環境が維持されている理由は,長瀬川河口で生成された凝集塊がリンや有機物を吸着し,沈殿しているからである^{3,4}.この凝集塊は水深90mの湖心を含めた湖全域に広がっているという報告がなされているが,その輸送機構は未だ解明に至ってはいない.

猪苗代湖の研究は 1911 年に本多らによって静振の観測 がなされたという記録が残っており⁵,最近では湖浜地形 変化の研究,水質や水温,流動に関する研究,内部静振の 解析⁶,吹送流及び河川流シミュレーション⁷など様々な ものがなされている.

しかしながら近年は湖全体でのpHの上昇が生じており, それに伴った富栄養化問題が懸念されている.そのため, 猪苗代湖の流動現象を明確にし,水質の維持・改善策をと ることは急務であるといえる.

3. 現地観測の概要

本研究でモデルの検証のために用いられたデータは 2000年10月17日から21日にかけて観測を行ったもので ある.図-1に水深コンター図及び水位,水温,風速計の 設置位置を示す.ここで,東西方向にx軸、南北方向にy 軸、水深方向にz軸を取るものとする.図中のWL-Nは北 部水位測定地点,WL-Sは南部水位測定地点を示している. また,StAからStDは水温測定地点を示している.

風速計は湖北東側の天神浜に設置した.風向は 16 方位 で測定され、各測定項目とも測定間隔は 10 分である.風 速計の設置高さは 4.5m であったため、対数則によって 10 mの高さの風速へと変換した⁸⁾.本研究では広大な計算領 域を考慮して、カルマン定数 κ =0.4、空気力学的粗度 z_0 =0.001[m]としている.変換された風速及び風向を図-2 に、風配図を図-3 に示す.図中の U_{10} は海上 10m におけ



る風速である.これらより,18日から19日にかけて強い 風が西北西の風向で吹いていたことが分かる.図-2及び3 で示されたデータは水表面に作用している風のせん断応 力を推定するために,数値シミュレーションに用いられて いる.

4. 数値シミュレーションの概要

対象領域である猪苗代湖は広域であるために内部静振 による湖水混合の全てを観測で捉えるのは困難である. そ こで静水圧近似及びブジネスク近似に基づく準3次元モ デル数値シミュレーションを用いることによって猪苗代 湖全域における内部静振に伴う湖水混合過程の検討を行 った.

(1) 支配方程式

支配方程式では、3つの速度成分、水位を未知数としている. x,y 方向の流速を求める運動方程式を以下に示す.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z}$$
$$= -g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x} \int_z^{\eta} \rho' dz + v_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2}\right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(v_v \frac{\partial u}{\partial z}\right) \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z}$$
$$= -g \frac{\partial \eta}{\partial y} - \frac{g}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial y} \int_z^{\eta} \rho' dz + v_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2}\right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(v_v \frac{\partial v}{\partial z}\right) \quad (2)$$

ここで、(u,v,w)は(x,y,z)方向の流速、 η は自由水表面の高さ、 g は重力加速度、 ρ_0 は湖水の参照密度、 ρ な(u,v,w,t)におけ る水の密度、 v_h 、 v_v は水平、鉛直方向における渦動粘性係 数である.

(x,y)方向への風によるせん断応力 $(\tau_{wx}, \tau_{w,y})$ は以下に示す 吹送方向のせん断応力ベクトル τ_w のx, y方向成分である.

$$\tau_{w} = \rho_{a} C_{f} U_{10}^{2}$$
(3)

ここで ρ_a は空気の密度, C_f は摩擦係数である. C_f は近藤 に倣い⁸以下のように与えている.

$$10 \times C_{f} = 1.08U_{10}^{-0.15} \qquad 0.3(m/s) \le U_{10} < 2.2(m/s)$$

$$= 0.771 + 0.0858U_{10} \qquad 2.2(m/s) \le U_{10} < 5(m/s)$$

$$= 0.867 + 0.0667U_{10} \qquad 5(m/s) \le U_{10} < 8(m/s)$$

$$= 1.2 + 0.025U_{10} \qquad 8(m/s) \le U_{10} < 25(m/s)$$
(4)

鉛直流速wは以下の連続式によって算定される.

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$
⁽⁵⁾

η の計算は自由表面での運動境界条件で連続式の深さ 方向の積分に基づいており、以下の通りになる.

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left[\int_{-H}^{\eta} u dz \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[\int_{-H}^{\eta} v dz \right] = 0$$
(6)

ここで H は境界面の底から自由表面までの水深である.

水の密度は水温を用いて計算されており、以下の通りと なる.

$$\frac{\partial T}{\partial t} + u \frac{\partial T}{\partial x} + v \frac{\partial T}{\partial y} + w \frac{\partial T}{\partial z}$$

$$= \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon_x \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon_y \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\varepsilon_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho_0 C_p} \frac{\partial q_h}{\partial z}$$
(7)

ここで q_h はヒートフラックス, C_p は水の比熱, ε_x , ε_y , ε_z はそれぞれ x, y, z方向の渦動拡散係数である.

 v_v 及び ϵ_z は Galperin et al.⁹に示された QETE(quasi-equilibrium turbulent energy)モデルにより計算 されており、以下の式によって与えられる.

$$\boldsymbol{v}_{v} = lq\boldsymbol{S}_{m} \tag{8}$$

$$\boldsymbol{\varepsilon}_{z} = lq\boldsymbol{S}_{h} \tag{9}$$

ここでIは混合距離, qは乱流速度, $S_m \Delta S_h$ は無次元係数 である. $S_m \Delta S_h$ は Blumberg et al.¹⁰によって以下のように 定められている.



図-4 パーティクル層分割

表-1 各セクションにおける中立粒子数

| Layer | Number of particles |
|--------|---------------------|
| Upper | 74022 |
| Middle | 103771 |
| Bottom | 9627 |

$$S_{m} = \{B_{1}^{-1/3} - A_{1}A_{2}G_{H}[(B_{2} - 3A_{2})]$$
(10)
(1 - 6A_{1} / B_{1}) - 3C_{1}(B_{2} + 6A_{1}]\}
/\{[1 - 3A_{2}G_{H}(6A_{1} + B_{2})](1 - 9A_{2}A_{2}G_{H})\}

$$S_{h} = A_{2} \left(1 - \frac{6A_{1}}{B_{1}} \right) / \left[1 - 3A_{2}G_{H} \left(6A_{1} + B_{2} \right) \right]$$
(11)

ここで G_{H} =-(*Nllq*)², *N*は浮力振動数である.また A_1 , A_2 , B_1 , B_2 , C_1 は定数でありそれぞれ0.92, 0.74, 16.6, 10.1, 0.08 という値を用いている.また, v_h , ε_x , ε_y は1.0×10⁶m²/s という一定値を用いている.

数値モデルに関する詳細は Purwanto et al.¹¹⁾に示されている.また解法は佐藤ら¹²⁾に示される差分法に従っている.

(2) 中立粒子を用いた湖水混合過程及び混合量の検討

本研究では湖水混合を視覚的に評価するという目的から,中立粒子を計算対象領域に配置して,その変動の追跡 を行った.

中立粒子は計算で得られる流速に従って移流するもの とし、乱れ及び浮力は加味していない.

各座標系における中立粒子の位置を示す式を以下に示 す.

$$x_{s}^{n+1} = x_{s}^{n} + \Delta t u_{s}^{n+1} \left(x_{s}^{n}, y_{s}^{n}, z_{s}^{n} \right)$$
(12)

$$y_{s}^{n+1} = y_{s}^{n} + \Delta t v_{s}^{n+1} \left(x_{s}^{n}, y_{s}^{n}, z_{s}^{n} \right)$$
(13)

$$z_{s}^{n+1} = z_{s}^{n} + \Delta t w_{s}^{n+1} \left(x_{s}^{n}, y_{s}^{n}, z_{s}^{n} \right)$$
(14)

ここで、x₅ y₅ z₅は中立粒子のデカルト座標位置である. 領域は上層、中層、底層の3つのセクションとして分割 した.また鉛直方向は、凡そ15mの位置に水温躍層があ ることを考慮した上で水表面から15mで分割を行った. さらに水温がほぼ一定となる65mの箇所で分割を行った. 分割した状態を図-4に示す.

さらに各層に配置した中立粒子の数を表-1に示す.中



立粒子は計算格子上に設置しており、中立粒子数の違いは それを反映したものである.

(3) 計算条件

計算格子として東西方向にx軸,南北方向にy軸を設定 した.格子間隔 Δx, Δy はともに 100m としてある.時間 ステップΔtはCFL条件を考慮したうえで1秒に決定した. 気象データは11月8日の観測結果を用いているが,風速 は対数則によって変換したものを用いている.それぞれの 測定間隔は10分である.また,水温に関しては現地観測 結果を参考にして設定している.

鉛直方向の層分割に関しては、浅水部で細かく、深水部 は粗くなっており、最も深い地点で44層となっている.

5. 計算結果及び考察

(1) 南北水位の結果及び考察

図-5 に北部水位の現地観測結果及び計算結果を,図-6 に南部水位の現地観測結果及び計算結果をそれぞれ示す. 図中の obs.は観測結果を, cal.は数値シミュレーション結 果を示している.

図-5 より,図-2 に示されている 18 日に起こった北西向 きの強風によって,北部の水位が大きく低下しているのが 現地計算によって捉えられており,それを数値シミュレー ションはうまく再現している.またその後水位が上昇して いる様子など,現地観測により得られた値の再現が概ね上 手くいっていることが分かる.また図-6 では現地観測の 結果において 18 日の強風によって水位のわずかな上昇が



見て取れる. これも数値計算によって再現されている.

以上のことから現地観測と計算結果において水位の周 期,振幅に多少の差異見られるものの定性的には概ね再現 できていると言える.これらのことより,風による水位の 時系列変化の凡その全体的な傾向は,数値モデルによって 予想可能であることが分かる.

(2) 水温の結果及び考察

図-7 から 14 に St.A から D における水温の現地観測結 果及び計算結果を示す.

18 日の北西方向の強風によって湖の南北方向を軸とし て大規模内部静振が発生しており、その後数日にわたって 連続的な振動が生じていることが現地観測の結果より分 かる.これらの結果を数値シミュレーションによって再現 することができた.特に StA における内部静振の発生時 期及び振動のタイミングがうまく再現されている.

また、StAにおける振動は大きなものであったのに対し て St.B ではそれほど大きな振動は現れなかった. さらに、 St.C における振動は St.D の振動と比べると小さなものと なっている. これらのことより、St.A 及び St.D は振動の 腹に当たっていたのに対し、St.B 及び C は振動の節に当





たっていたということがわかる.以上のことに観測期間に おいて卓越していた北西方向の強風を踏まえることで振 動の節が湖の中央付近に,腹を南北端に持っ大規模内部静 振が発生していたと結論付けられる.

次にスペクトル解析によって水温を振動周期の観点からモデルの再現性の検討を行った. 図-15, 16 に St.A, Bの水深 25mにおける水温スペクトルを示す. 横軸に振動

数,縦軸にパワースペクトルをとっている.

解析の結果,現地観測における水温振動の卓越周期は StA,Bの両観測地点で19.2時間となった.これに対して, シミュレーションの結果は両地点とも13.7時間となった. 次に結果の妥当性を検討するために,2層モデルにおけ る固有周期の理論解を算出した.理論解は以下の式よりも とめることができる.



図-15 水深25mにおける水温スペクトル比較(St.A)

$$T_i = \frac{2L}{C}$$
(15)

ここで T_i は内部静振の卓越周期, Lは湖のスケール, c_i は 内部波速である. c_i は Csanady¹³によると以下の式で表現 される.

$$c_i = \sqrt{\frac{\varepsilon_{\mathcal{B}}h_1h_2}{h_1 + h_2}} \tag{16}$$

ここで ε は水温 2 層系の相対密度差, h_1 は躍層から水面までの深さ, h_2 は躍層から湖底までの深さである. ε は以下の式によって示される.

$$\varepsilon = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_1} \tag{17}$$

ここで ρ_1 は上層の密度, ρ_2 は下層の密度である.

計算に用いられた各種値及び計算結果を表-2 に示す. 上層の水温は15度,下層の水温は8度として計算を行っている.この結果より,理論値と実測値の結果は同程度になったが,シミュレーションの結果は実測値及び理論値よりも過少評価されていたことが分かる.

(3) 湖水混合過程及び混合量の評価

図-17 から 20 に各層における湖水混合過程の様子を示 す. 各層を代表させる中立粒子として上層として 0.3m, 中層として 16m, 底層として 70m を選択した. また, x=6200m における各層の粒子をそれぞれ南北方向で表示 している. そして, 粒子の移動位置により混合位置の評価 を行った. また代表断面として, x=6200m における南北方 向断面及び水温コンターを記載している.

図-17より計算開始から1日目まででは粒子には殆ど動きがないことが分かる.その後,18日に吹いた北西方向の強風によって、図-18に示される通り、計算開始から2日後には中層の粒子が上層へ、上層の粒子が中層へと移流



図-16 水深25mにおける水温スペクトル比較(St.B)



図-17 中立粒子による湖水混合の様子(1日後)



図-18 中立粒子による湖水混合の様子 (2日後)



図-20 中立粒子による湖水混合の様子(4日後)

したことが分かる.しかしながら、底層の粒子に動きは殆 ど見ることはできない.図-19より3日後には上層へと移 流していた中層の粒子は幾分中層へと戻ってきているこ が分かる.上層に配置した中立粒子は水深20m程度に散 らばっていることが分かる.それに対し底層の粒子は動き 出してはいるものの、まだ移動距離はほんの僅かであると いえる.図-20より計算開始から4日後には上層と中層の 中立粒子は満遍なく水表面から水深25m程度に散らばっ ていることが分かる.底層の粒子は一部が水深40m程度 に移動していたが、上層や中層に比べると、全体としては 大きな動きは見られなかった.

最後に湖水混合の結果として図-21 から 23 に各層にお ける中立粒子の残存率及び鉛直方向への経時変化を示す. *R*_iは以下のように定義される.

$$R_{ii} = N_{ii} / N_{i0} \times 100 \,(\%) \tag{18}$$

ここで N_{ij} はjレイヤーに初期配置されたiレイヤーにある 粒子数, N_{0} はjレイヤーの初期配置粒子総数である. 添え 字i, jは1から3であり,それぞれ,上層,中層,底層を 示している

上層に配置した中立粒子に着目してみると、図-21より 上層の中立粒子は強風が吹いた18日から19日の間で30% 程度中層に移流したことが分かる.その後に、20日の正







午ごろまでかけてゆっくりと 20%程度が上層に戻り,残 り 10%はその後も留まっていることが分かる.これは, 18日から19日にかけての移流は内部静振の時期と一致し ており,さらに初期条件として設定した水温躍層の位置が 水深 15m となっていて,上層と中層の境界となっている ことを踏まえれば,界面の変動に伴った上層の中立粒子の 移流であると考えられる.そのため、20日に上層へと戻 ってきた分は混合ではなく内部界面の変動によって中層 に動いていっただけであるといえる.そして,結果的には 戻ってこなかったのは上層中立粒子の 10%程度であった. このことから内部静振によって上層水の 10%程度が中層 水と混合がなされたことが分かる.また上底層間での湖水 の混合はまったくなされていないことが分かる. 図-22 より中層における上層との混合は上層と同様の 挙動を示し、中層の 10%程度が上層と混合していること が分かる.また、微量ながら底層との混合も確認された.

図-23 より底層における混合は中層のみであることが 確認でき、その混合量は5%程度であった.

6. 終わりに

本研究は福島県猪苗代湖における水温水位風速データ を用いて水温成層が弱まった秋季に数値シミュレーショ ンを行ったものである.

結果として水温の変化を上手く表現することができ、中でも大規模内部静振が上手く再現された. さらに中立粒子を用いた計算によって混合過程および混合量の定量的評価を行い、上層水の凡そ 10%程度が中層水と混合することを示した. また底層水はほとんど混合がなされないことが分かった.

謝辞:本研究に対して学術フロンティア(代表:日本大学・ 長林久夫教授)の補助を受けた.ここに記して謝意を表す る.

参考文献

- 1)藤田 豊,田中 仁,戸塚康則,山路弘人,愛川 薫,沢本 正樹:猪苗代湖における水温変動の観測とその可視化,可視 化情報学会論文集, Vol.22, No8, pp.64-70, 2002.
- 1 千葉 茂:猪苗代湖の水質,学報,野口英世記念館,第6巻, 第1号, pp.7-9, 1984.
- 3)藤田 豊, 中村玄正:猪苗代湖の水質保全に寄与する酸性河 川長瀬川の凝集塊によるリン除去効果,水環境学会誌 30 巻,4 号,pp.197-203,2007.
- 4)藤田 豊、中村玄正:猪苗代湖のリン除去に寄与する酸性河

川長瀬川の凝集塊生成機構,水環境学会誌, 30 巻, 4 号, pp.205-212, 2007.

- 5) Honda, K., Aichi, J., Okubo, J., Yamashita, Y., Sasaki, S., Ogura, Y., Mashima, S., Sato, S. and Nagaoka, H.: On the seiches of Lake Inawashiro, *The Science Reports of the Tohoku Imperial University*, Vol.1, pp.234-249, 1911.
- 6) Aoyanagi, K., Tanaka, H. and Fujita, Y.: Field investigation of internal seiche in Lake Inawashiro, *Proceedings of International Conference on Violent Flows* 2007, pp.213-217, 2007.
- 7) 宮村倫司,文屋言太郎,中林靖,吉村忍:猪苗代湖の吹送流および河川流シミュレーション,シミュレーション,第25巻,2号,pp.48-57,2006.
- 8) 近藤純正:水環境の気象学-地表面の水収支・熱収支-, 浅倉書店, 1994.
- Galperin, B., Kantha, L. H., Hassid, S., and Rosati, A.: A quasi-equilibrium turbulent energy model for geophysical flows, *J. Atmospheric Sci.*, 45, pp.55–62, 1988.
- 10)Blumberg, A. F., Galperin, B., and O'Connor, D. J.: Modeling vertical structure of open-channel flows, *J. Hydr. Engrg.*, ASCE, Vol.118, NO.8, pp.1119–1134, 1992.
- 11)Purwanto, B.S., Tanaka, H., Kanayama, S., Takasaki, M. and Yamaji, H.: Transport mechanism in Nagatsura-ura Lagoon, *Proceedings of* 2nd International Conference on Estuaries and Coasts, pp.615-622, 2006.
- 12)佐藤勝弘, 松岡道男, 小林一光: 効率的な 3 次元朝流計算法 とその適応性について, 海岸工学論文集, 第40巻, pp.221-225, 1993.
- 13)Csanady, G. T., Large-scale motion in the Great Lakes, J Geophys. Res., Vlo72, No16, pp.4151–4162, 1967.

(2009年4月9日 受付)