

湖沼における生物地球化学的循環モデルの開発

中田喜三郎 東海大学海洋学部

日野修次 山形大学理学部

植田真司 (財)環境科学技術研究所

今年度前半は主として流体力学モデルについて開発を行った。

湖沼やダム流体力学モデルは水位変化が大きいことから、鉛直 2 次元で扱われている場合が多い。しかし朱鞠内湖の場合は冬の結氷期を除くと、水位変化は大きくないので、ここではエスチャリーに適用されている 3 次元レベルモデルを適用する事とした。

3次元レベルモデルの基本式を以下に示す。

<連続の式>

$$\nabla \cdot \vec{v} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$
$$\nabla = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y} \right), \vec{v} = (u, v)$$

<運動方程式>

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla u + w \frac{\partial u}{\partial z} - fv = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial u}{\partial z} \right) + F_x$$
$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla v + w \frac{\partial v}{\partial z} + fu = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M \frac{\partial v}{\partial z} \right) + F_y$$
$$\rho g = -\frac{\partial p}{\partial z}$$

<熱の保存式>

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla \theta + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + F_\theta$$

ここで、

x, y, z : 右手系の直交座標系、上向きを正

u, v, w : x, y, z 方向の流速成分

p : 圧力, θ : 水温

f : コリオリ係数, ρ_0 : 代表密度

ρ : 密度

K_M : 鉛直渦動粘性係数, K_H : 鉛直渦拡散係数

A_M : 水平渦動粘性係数, A_H : 水平渦拡散係数

g : 重力加速度, t : 時間

である。

朱鞠内湖の流動は集水域からの水の流入と、湖からの流出、そして風、熱収支から形成される水温勾配によって駆動されると考えられる。水の流入・流出、風は境界条件としてモデルに与えられる。一方水温は河川の流入水の水温、日射量、赤外放射、湿度、気温、乱流熱伝導など水面の熱収支に関わるパラメータが境界条件としてモデルに与えられる。これらの駆動力の時間変動を考慮する事で、湖内流動場の時間変化がシミュレートできる事になる。人為的な影響で流入量の変化が生じた場合、このモデルを適用する事でその変化に応じた湖内の流動場の変化が予測できる。そして計算された流速や水温場が生物地球化学的物質循環を表現する生態系モデルに使われ、例えば水質の変化や植物プランクトン種組成の変化が予測されるというしくみになる。

朱鞠内湖を含むほぼ $8\text{km} \times 15\text{km}$ の範囲を格子間隔は 100m 、鉛直方向の層区分は 8 層として表現した。各層の層厚は水温の鉛直分布に基づいて、基本的に表面から第 5 層までは 2m 間隔、第 6 層と 7 層は 5m 間隔で、8 層目はそれ以深と設定した。流動計算は、現地調査が行われた 2004 年とした。2000 年～2004 年の朱鞠内湖の水位、および流量の時系列変化をみると、朱鞠内湖では、3-5 月の融雪出水に備えて 1 月～2 月にかけて水位を低下させる。2003 年は、台風時の出水に備えて 7-8 月にも水位を低下させているが、通常夏季は、満水位に近い状態で運用している。最終的には、融雪出水にともなう影響を評価することが必要であるが、ここでは、実測の環境データが揃っていない、水位変動の小さい 2004 年の 5-11 月を計算期間とした(図 1)。

表面の熱収支を計算するための気象条件は以下の項目について日平均値を設定した。

(1) 雲量：旭川地上気象観測結果

- (2) 全天日射量：朱鞠内アメダス
- (3) 平均気温：旭川地上気象観測結果
- (4) 湿度：旭川地上気象観測結果
- (5) 平均風速：朱鞠内アメダス

国土交通省による流域分割データによると朱鞠内湖周辺流域は、河川経由の4流域と2つの残流域に分かれる。河川経由の流域は、

流域1	6区分	泥川
流域2	1区分	ブトカマベツ川
流域3	9区分	モシリウンナイ
流域4	1区分	赤石川

となる。

残流域は2分割されるが、残流域1は4地点、残流域2は2地点から流入させた。流量は流域からの総流入量(北海道電力調査、日流量)を表1に示す流域面積比で配分した。

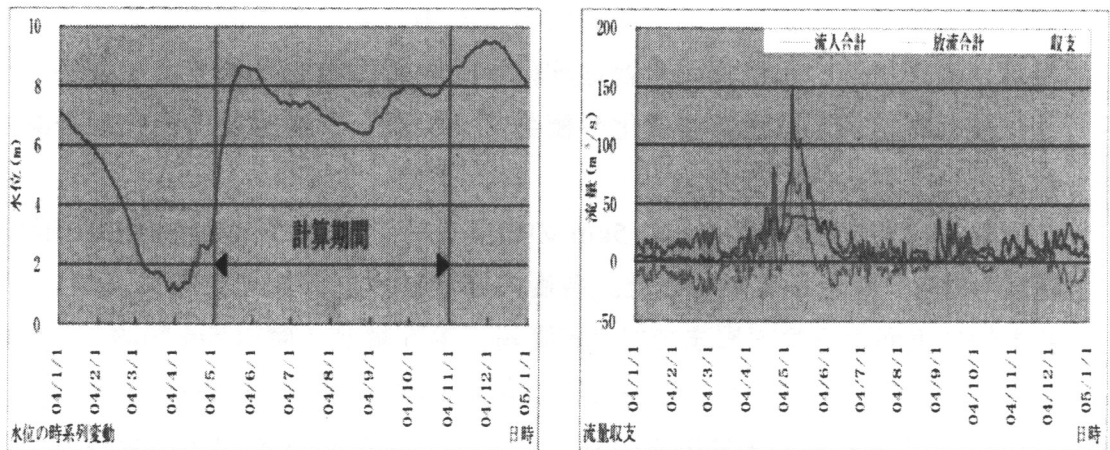


図 1 朱鞠内湖の水位・流量の変動(2004年)

表 1 流域面積

流入点	比率	面積 (km ²)
残流域 (1)	6%	11.54
	6%	11.54
	6%	11.54
	6%	11.54
残流域 (2)	5%	9.62
	5%	9.62
流域 (1)	18%	36.10
流域 (2)	20%	40.87
流域 (3)	26%	52.95
流域 (4)	5%	9.80
合計		205.13

湖内の密度成層を再現するために重要なパラメータである鉛直拡散係数を求めるために次のような感度解析を行った。

- ケース 1 1 cm²/s
- ケース 2 0.01 cm²/s
- ケース 3 0.0001 cm²/s
- ケース 4 Richardson 数 から設定

水温の初期値は 2004 年 5 月の実測結果に基づいて与えた。

モデルに与える水温の境界条件である流入河川水温の設定については、データは泥川下のデータのみ利用可能であったので、気温との相関から求めた。

4 つのケースで計算した結果と観測された水温の鉛直分布との比較してみる。現在朱鞠内湖では月 1 回ではあるが定期的な観測が行われている。観測点の配置は図 2 に示されている。この観測点で得られた水温の鉛直分布と計算結果を比較した例を図 3 に示す。これによればケース 1 は大きく観測結果とはずれているが、他の 3 ケースは比較的良く一致している事がわかる。これより少なくとも鉛直拡散係数は表層の躍層近くでは 0.01 cm²/s 程度である事がわかる。観測では混合層が見られるが、モデルでははっきり見られない。これは後述するが日平均で風速を与えたためと思われる。

相対的にはケース 4 の Richardson 数から設定する方法が最も観測に近い事がわかった。

次に観測点での水温の時系列変化についてモデルと測定結果を比較した例を図 4 に示す。表面での比較〔観測点 3〕と底層での比較〔観測点 2〕について例

を示した。表層では再現性は比較的良いが、底層では特に台風が通過した9月9日で水温が混合により急激に上昇しているのが観測結果では見られるが、モデルでは見られない事がわかる。他の観測点でも傾向は同じであった。これはモデルに入力した風のデータが日平均値を利用したことが原因であると考えられる。実際には $10\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上の風が数時間吹いていたにもかかわらず、モデルでは日平均を使ったため、当該日は $5\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以下になっているので、鉛直混合が実際には底層にまで及んでいたにも関わらず、モデルではごく表層でしかおこっていないためにこのような不一致が生じた。従って風の入力は少なくとも時間スケールまで解像する必要がある。しかし、これまでの解析で、まだ改良の余地はあるが、上流の開発によって生じる流入流量の変化に対応できる流動モデルについて大筋はでき上がったと考える事ができる。

計算された流動場の出力例を図5に示す。表層の流動場は流入する領域と流出する領域を結んだ線の付近は相対的に早いですが、それ以外の領域は停滞域となっている事がわかる。検証を更に行うためには、流速計による連続測流結果との比較が必要となる。今後の課題である。

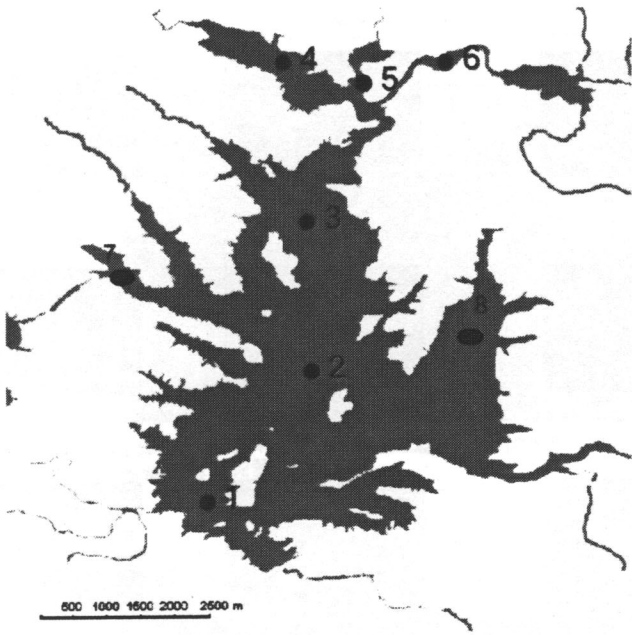
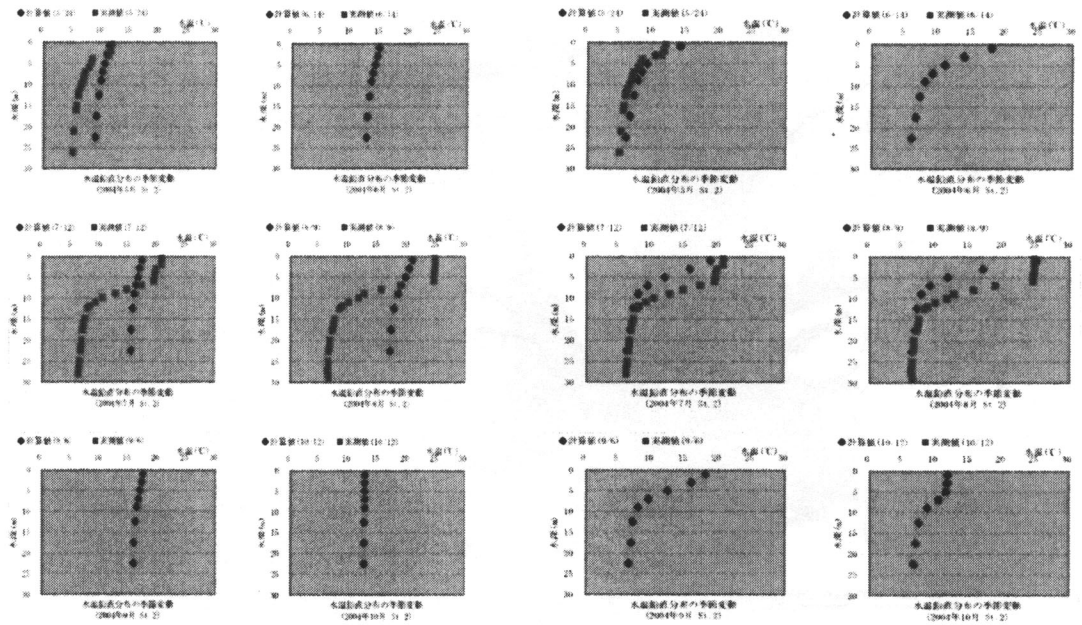
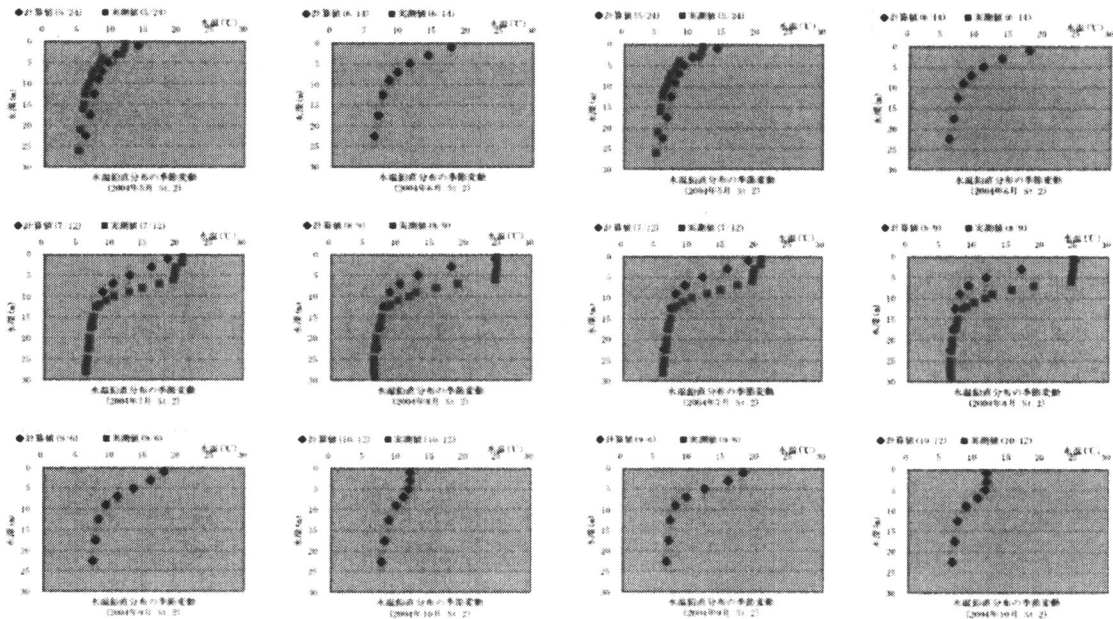


図 2 朱鞠内湖における定期観測点



ケース1

ケース3



ケース2

ケース4

図3 水温の鉛直構造の観測結果とモデル結果の比較。4つのケースについて示した。

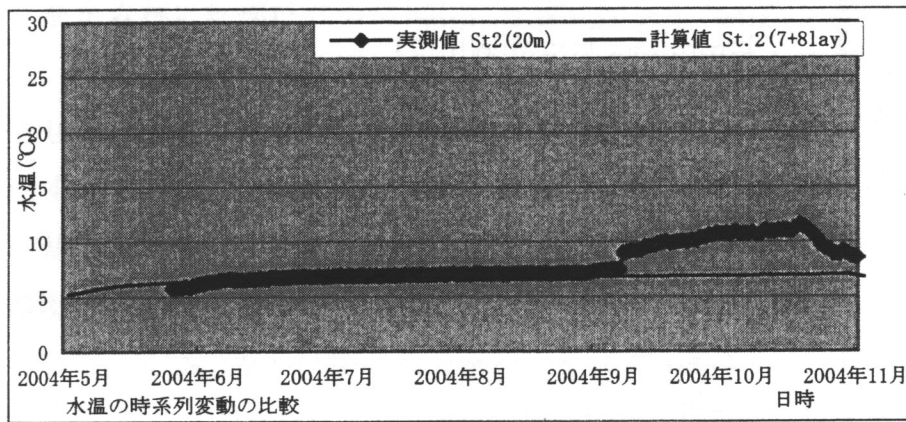
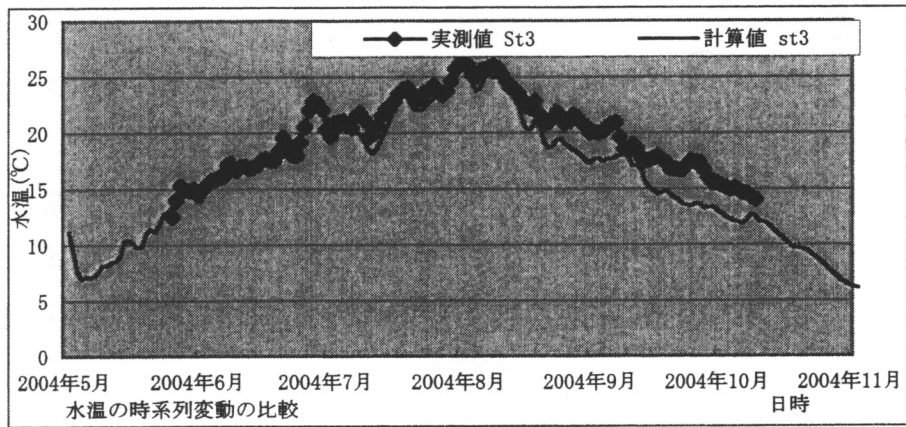


図4 水溫の時系列変化 太い線は観測値、細い線は計算値を示す。
 上のパネルは stn.3 の表層、下のパネルは stn.2 の水深 20m での観測
 結果と対応する層での計算結果

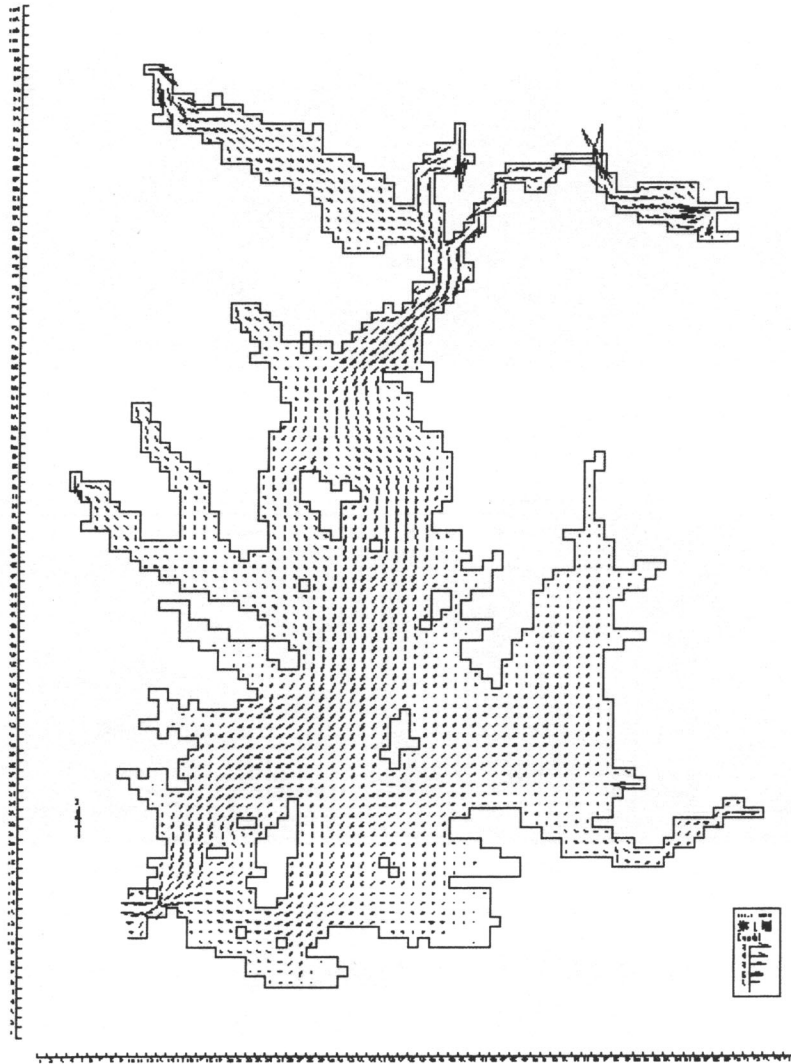


図5 朱鞠内湖の流動パターン計算結果。例として8月の平均値を示した。