

児島湖の流動と輸送現象

Hydraulics and Transport Phenomena in Kojima Lake

河 原 長 美

Osami KAWARA

1. 児島湖の概要^{1) 2)}

児島湖は、全国でもワースト・テンに入る汚濁湖沼であり、高度処理を備えた下水道整備や底泥の浚渫を含む様々な浄化対策が活発に進められている。歴史を振り返ってみると、児島湖は、瀬戸内海の一部であった瀬戸の穴海が、高梁川、旭川並びに吉井川からの土砂供給による浅海化を背景に干拓され児島湾となり、さらにこの児島湾の大規模な干拓により造成された農地に農業用水を供給するために児島湾の湾奥が締め切られて淡水化された日本最初の人造河口湖である。平安時代時代には既に干拓がなされていたとの報告があるが、干拓の中心的時期は、江戸時代から昭和初期にかけてである。潮止め完了は昭和31年(1956)であり、完了後約7カ月で灌漑用水として利用できる程度に淡水化し、昭和37年(1962)に淡水化事業は完了した。図-1に干拓の様子を示す。

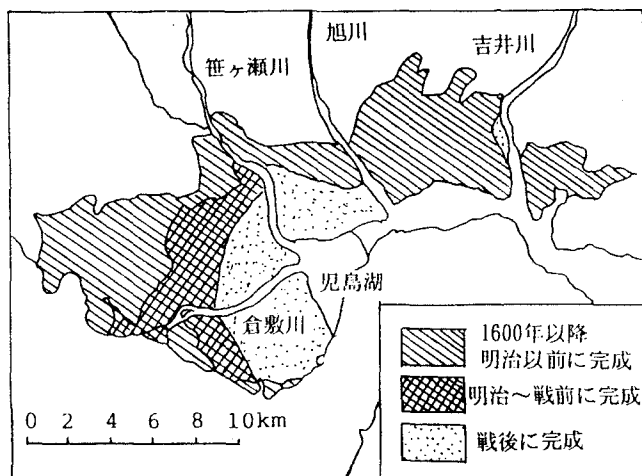


図-1 児島湾干拓の変遷

締め切り堤防の建設により、周辺干拓地帯は農業用水不足や塩害の解消、水位を低く保つことによる浸水被害の軽減等多くの便益が

得られたが、一方で水質汚濁が急速に進行し、また、近年の減反政策の中で水稻から畑作への転換や農地の転用が進み、この両者が渇水時を除けば、児島湖の農業用水源としての価値を低下させている。

表-1に児島湖の諸元と水質環境基準とを示す。

児島湖は、浅くて容量の小さい湖沼であるにもかかわらず流域面積は大きく、単位面積あたりの窒素やリンの負荷量はきわめて大きい。しかしながら、灌漑期を中心に農業用水が、高梁川と旭川から大量に流域に流入し、流域の自流量は小さいが総流入流量はかなり大きく、その結果滞留時間が短く、このことが幸いして、プランクトンの異常発生は比較的少なく、かつ非灌漑期に汚濁しやすい傾向がある。

表-2に児島湖の水質の変化を示す^{1) 3)}。表-2を見ると、昭和48年まではCODのアルカリ性法で測定されており、昭和49年以降は酸性法で測定されており、アルカリ性法は、小さい値を与え

表-1 児島湖の諸元と水質環境基準

湖 面 積	950ha (七区遊水池を除き、水位が及ぶ河川域を含む湖面積)	
管 理 水 位 (T. P.)	灌 漑 期	-0.385m
	非 灌 漑 期	-0.685m
平 均 水 深	1.6m (最大水深9m)	
流 域 面 積	532km ² (山地 256km ² 、平地 276km ²)	
環 境 基 準 値	C O D	5mg/l以下
	T - N	1.0mg/l以下
	T - P	0.1mg/l以下

ることに注意する必要がある。昭和49年には両方法で測定されており、括弧内の値が、酸性法による値である。これによれば、アルカリ性法によるCODは、酸性法によるCODのおおよそ半分であるので、この比率が変わらないとすると、締め切りから4年後には、今の児島湖の水質を越えており、昭和40年代の中ごろには今の児島湖の3倍程度に汚れていたと推測される。

児島湖は外部負荷の影響が大きい湖沼であるので、水質は水文量の影響を大きく受ける。このため水質変化の全体的傾向を判断するときには、水文量に注意する必要がある。旭川と高梁川の平水量を目安に流量の少ない年を判定すると、昭和53年、59年、61年、平成6年等が該当し、表でもこのような年にはCODが高くなっている。これらを考慮すると、最近の水質の変化の様子は、CODと窒素ではほぼ横ばいであり、リンでは減少傾向にあると考えられる。

近年、児島湖においては、締め切り堤防および樋門の付け替え、湖内の浚渫など次々と事業が進められており、形状が変化しつつある。ここで述べる結果は、これらの事業が児島湖の形状に影響を及ぼす以前の状態を前提にしている。

2. 児島湖における密度成層

児島湖では、締め切り堤防付近において、水深が深くなっており、常に塩水が存在する汽水湖である。青山ら⁴⁾による水温および電気伝導度の観測結果を図-2に示す。観測された年は渇水で、農作物に塩害が発生した年であり、夏季の流入水量が極端に少なかったことが関係して、電気伝導度が表層を中心に高くなっていると考えられる。図-2によれば、水深2～4m付近に塩分躍層が存在し、湖内の塩分布は観測時期によって変化している。また、水温躍層は、夏季にあまり明確とならず4月に顕著に現れている。湖内における塩水は、船の通行に伴う流入や締め切り堤防の漏水をによる塩水の侵入（現在では改修により改善されていると考えられる。）により塩水が増加し、他方、湖内水位を一定に保つための湖水の放流に伴って底層に存在する

表-2 児島湖（樋門前）の水質の経年変化

年 月 日	全窒素	全リン	COD
昭和35・6・9			7.2
41・11・30			10.4
44・6・13			16.4
45・7・3			14
46・2・12			13.2
46・8・29			10.8
47・1・17			8
48年度			4.4
49 "			3.9(7.7)
50 "			11
51 "			11
52 "			9.6
53 "	1.7	0.47	11
54 "	1.9	0.32	9.6
55 "	1.7	0.26	8.6
56 "	1.8	0.24	9
57 "	1.7	0.22	8.9
58 "	1.5	0.23	10
59 "	1.8	0.21	11
60 "	1.9	0.19	10
61 "	1.8	0.21	9.6
62 "	1.8	0.24	10
63 "	1.8	0.19	9.5
平成 元年度	1.7	0.2	9
2 "	1.8	0.22	10
3 "	1.9	0.18	8.7
4 "	1.8	0.2	8.8
5 "	1.7	0.17	9
6 "	1.5	0.2	10

注：児島湖発達史、公共用水域水質測定結果より引用。
年度と表示されているのは、各月の測定値の平均。
水質濃度の単位はmg/lである。

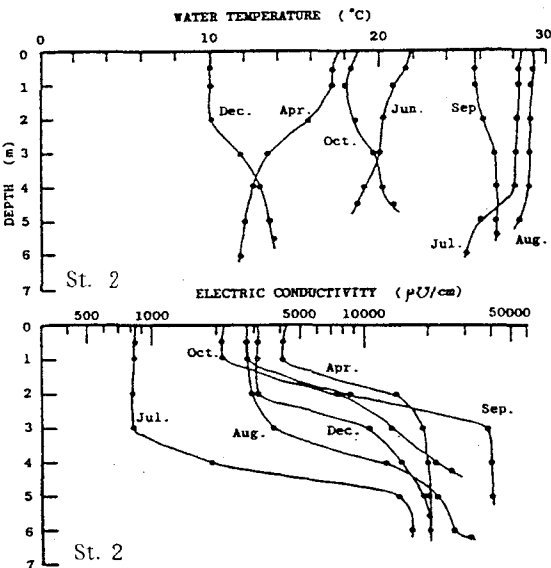


図-2 水温と電気伝導度の分布

塩水が減少する。このバランスが、季節的な流入流量や水位の変化によって変化するためだと考えられる。児島湖への流入流量は、農業用水の比重が高く、灌漑期は $2.0 \text{ m}^3/\text{s}$ 強であるが、非灌漑期では $1.0 \text{ m}^3/\text{s}$ 強と推定される。なお、灌漑期は6月中旬から10月中旬までである。水温躍層が形成されるべき時期に明確な温度成層が観測されていないのは、既に述べたように、観測が実施された年に、渇水が生じたことが関係していると推定される。

3. 流動及び拡散に関するモデル

3. 1 流動及び拡散の基礎式

本研究で対象としている流れでは、水平方向の流れが卓越する。鉛直方向の加速度や粘性項に比べて、重力加速度および圧力項が卓越するとして、静水圧分布の仮定を用いている。従って、連続式、運動方程式は次のようになる。

①連続の式

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

②運動方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial (uu)}{\partial x} + \frac{\partial (uv)}{\partial y} + \frac{\partial (uw)}{\partial z} \\ = f v - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial z} \right) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial (vu)}{\partial x} + \frac{\partial (vv)}{\partial y} + \frac{\partial (vw)}{\partial z} \\ = -f u - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \tau_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial z} \right) \end{aligned}$$

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g$$

ここに f : コリオリ係数

また、塩分濃度などのような保存性物質の拡散に対しては、次のような拡散方程式を用いる。

③拡散方程式—保存性物質（塩分）

$$\begin{aligned} \frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial (cu)}{\partial x} + \frac{\partial (cv)}{\partial y} + \frac{\partial (cw)}{\partial z} \\ = \frac{\partial}{\partial x} \left(D_x \frac{\partial c}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(D_y \frac{\partial c}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(D_z \frac{\partial c}{\partial z} \right) \end{aligned}$$

密度 ρ に関しては、塩分濃度 S と温度 T の関数として、次のような状態方程式を用いている。

④状態方程式

$$\rho = P_0 / (\lambda + \alpha_0 P_0)$$

ここに

$$\lambda = 1779.5 + 11.25T - 0.0745T^2 - (3.80 + 0.1) S$$

$$P_0 = 5890 + 38T - 0.375T^2 + 3S$$

$$\alpha_0 = 0.6980$$

3. 2 マルチレベルモデル

マルチレベルモデルは、対象とする水域を水深方向にいくつかの層に分割し、各層を鉛直方向に積分して、

水の流れを取り扱うモデルである。分割された各層では2次元的な取扱いをし、各層間において運動量および物質の交換を考慮することにより、全体としては水の流れを3次元的表現しようとするものである。

ここではまず水域を、水面を境界に持つ最上層、底面を境界に持つ最下層および最上層と最下層にはさまれた中間層に分けて考える。水面および底面の式をそれぞれ $Z=\zeta(x, y, t)$ 、 $Z=-\eta(x, y)$ として、各層ごとに上述の流動及び拡散の基礎式を積分すると、次のようなマルチレベルモデルの基礎式が得られる^{5) 6)}。

(a) 最上層 ($Z=-h_1 \sim \zeta(x, y, t)$)

①連続の式

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x}(H_1 u) + \frac{\partial}{\partial y}(H_1 v) - (w)_{-h_1} = 0$$

②運動方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(H_1 u) + \frac{\partial}{\partial x}(H_1 u u) + \frac{\partial}{\partial y}(H_1 u v) - (u w)_{-h_1} \\ = f H_1 v - \frac{H_1}{\rho_0} \left\{ \frac{\partial P_0}{\partial x} + \rho_1 g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{1}{2} H_1 g \frac{\partial \rho_1}{\partial x} \right\} \\ + \frac{1}{\rho_0} \left\{ \frac{\partial}{\partial x}(H_1 \tau_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y}(H_1 \tau_{yx}) + \tau_x^s - (\tau_{zx})_{-h_1} \right\} \\ \frac{\partial}{\partial t}(H_1 v) + \frac{\partial}{\partial x}(H_1 v u) + \frac{\partial}{\partial y}(H_1 v v) - (v w)_{-h_1} \\ = -f H_1 u - \frac{H_1}{\rho_0} \left\{ \frac{\partial P_0}{\partial y} + \rho_1 g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{1}{2} H_1 g \frac{\partial \rho_1}{\partial y} \right\} \\ + \frac{1}{\rho_0} \left\{ \frac{\partial}{\partial x}(H_1 \tau_{xy}) + \frac{\partial}{\partial y}(H_1 \tau_{yy}) + \tau_y^s - (\tau_{zy})_{-h_1} \right\} \end{aligned}$$

③拡散方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(H_1 c) + \frac{\partial}{\partial x}(H_1 c u) + \frac{\partial}{\partial y}(H_1 c v) - (c w)_{-h_1} \\ = \frac{\partial}{\partial x} \left(H_1 D_x \frac{\partial c}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(H_1 D_y \frac{\partial c}{\partial y} \right) - \left(D_z \frac{\partial c}{\partial z} \right)_{-h_1} \end{aligned}$$

(b) 中間層 ($Z=-h_k \sim -h_{k-1}$)

①連続の式

$$\frac{\partial}{\partial x}(H_k u) + \frac{\partial}{\partial y}(H_k v) + (w)_{-h_{k-1}} - (w)_{-h_k} = 0$$

②運動方程式

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial t}(H_k u) + \frac{\partial}{\partial x}(H_k u u) + \frac{\partial}{\partial y}(H_k u v) + (u w)_{-h_{k-1}} - (u w)_{-h_k} \\ = f H_k v - \frac{H_k}{\rho_0} \left\{ \frac{\partial P_0}{\partial x} + \rho_1 g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + g \sum_{i=1}^{k-1} H_i \frac{\partial \rho_i}{\partial x} + \frac{1}{2} g H_k \frac{\partial \rho_k}{\partial x} \right\} \\ + \frac{1}{\rho_0} \left\{ \frac{\partial}{\partial x}(H_k \tau_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y}(H_k \tau_{yx}) + (\tau_{zx})_{-h_{k-1}} - (\tau_{zx})_{-h_k} \right\} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial}{\partial t}(H_k v) + \frac{\partial}{\partial x}(H_k v u) + \frac{\partial}{\partial y}(H_k v v) + (v w)_{-h_{k-1}} - (v w)_{-h_k} \\
& = -f H_k u - \frac{H_k}{\rho_0} \left\{ \frac{\partial P_0}{\partial y} + \rho_l g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + g \sum_{i=1}^{k-1} H_i \frac{\partial \rho_i}{\partial y} + \frac{1}{2} g H_k \frac{\partial \rho_k}{\partial y} \right\} \\
& + \frac{1}{\rho_0} \left\{ \frac{\partial}{\partial x}(H_k \tau_{xy}) + \frac{\partial}{\partial y}(H_k \tau_{yy}) + (\tau_{zy})_{-h_{k-1}} - (\tau_{zy})_{-h_k} \right\}
\end{aligned}$$

③拡散方程式

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial}{\partial t}(H_k C) + \frac{\partial}{\partial x}(H_k c u) + \frac{\partial}{\partial y}(H_k c v) + (c w)_{-h_{k-1}} - (c w)_{-h_k} \\
& = \frac{\partial}{\partial x} \left(H_k D_x \frac{\partial c}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(H_k D_y \frac{\partial c}{\partial y} \right) + \left(D_z \frac{\partial c}{\partial z} \right)_{-h_{k-1}} - \left(D_z \frac{\partial c}{\partial z} \right)_{-h_k}
\end{aligned}$$

(c)最下層 ($Z = -\eta(x, y) \sim -h_{b-1}$)

①連続の式

$$\frac{\partial}{\partial x}(H_b u) + \frac{\partial}{\partial y}(H_b v) + (w)_{-h_{b-1}} = 0$$

②運動方程式

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial}{\partial t}(H_b u) + \frac{\partial}{\partial x}(H_b u u) + \frac{\partial}{\partial y}(H_b u v) + (u w)_{-h_{b-1}} \\
& = f H_b v - \frac{H_b}{\rho_0} \left\{ \frac{\partial P_0}{\partial x} + \rho_l g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + g \sum_{i=1}^{b-1} H_i \frac{\partial \rho_i}{\partial x} + \frac{1}{2} g H_b \frac{\partial \rho_b}{\partial x} \right\} \\
& + \frac{1}{\rho_0} \left\{ \frac{\partial}{\partial x}(H_b \tau_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y}(H_b \tau_{yx}) + (\tau_{zx})_{-h_{b-1}} - \tau_{zx}^b \right\}
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial}{\partial t}(H_b v) + \frac{\partial}{\partial x}(H_b v u) + \frac{\partial}{\partial y}(H_b v v) + (v w)_{-h_{b-1}} \\
& = -f H_b u - \frac{H_b}{\rho_0} \left\{ \frac{\partial P_0}{\partial y} + \rho_l g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + g \sum_{i=1}^{b-1} H_i \frac{\partial \rho_i}{\partial y} + \frac{1}{2} g H_b \frac{\partial \rho_b}{\partial y} \right\} \\
& + \frac{1}{\rho_0} \left\{ \frac{\partial}{\partial x}(H_b \tau_{xy}) + \frac{\partial}{\partial y}(H_b \tau_{yy}) + (\tau_{zy})_{-h_{b-1}} - \tau_{zy}^b \right\}
\end{aligned}$$

③拡散方程式

$$\begin{aligned}
& \frac{\partial}{\partial t}(H_b C) + \frac{\partial}{\partial x}(H_b c u) + \frac{\partial}{\partial y}(H_b c v) + (c w)_{-h_{b-1}} \\
& = \frac{\partial}{\partial x} \left(H_b D_x \frac{\partial c}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(H_b D_y \frac{\partial c}{\partial y} \right) - \left(D_z \frac{\partial c}{\partial z} \right)_{-h_{b-1}}
\end{aligned}$$

ただし、 $\zeta + h_1 = H_1$ 、 $h_k - h_{k-1} = H_k$ 、 $-\eta + h_{b-1} = H_b$ であり、流速および濃度は層平均値を示している。

このマルチレベルモデルの基礎式を、差分法を用いて解析する。差分のスキームは、空間的には中央差分を用いる。また、時間的には運動方程式の移流項、コリオリ項、圧力項と、拡散方程式の移流項に対しては、リープ・フロッグスキーム（中央差分）を用い、運動方程式の粘性項、拡散方程式の拡散項に対しては、オイラースキーム（前方差分）を用いる。

児島湖を対象とした、メッシュ分割及び変数の定義位置を図-3、4に示す。

3.3 諸係数について

①コリオリ係数

コリオリ係数 f は、地球の自転に関する応力項であり、次式で表される。

$$f = 2\omega \sin\phi \quad \omega: \text{地球自転の角速度}$$

$$\phi: \text{対象領域の緯度}$$

計算対象領域が広範囲にわたる場合には、各々の点で与えられるが、対象領域が狭い場合には、ある一点で与えることができる。

②風による水面応力

湖沼や湾内での循環は、主として風による水面応力によって引き起こされる。風による水面応力については、次式を適用した。

$$\tau_x^s = k \rho_a W^2 \sin\phi$$

$$\tau_y^s = k \rho_a W^2 \cos\phi$$

ここに k : 無次元定数

ρ_a : 空気密度

W : 水面上10m付近の風速

τ_x^s, τ_y^s : x 方向、 y 方向の水面せん断応力

ϕ : y 軸と風向のなす角度

$$\gamma_s = 0.051$$

③底面でのせん断応力

底面でのせん断応力は、バルク公式によって次のように表される。

$$\tau_x^b = \rho \gamma_b u \sqrt{u^2 + v^2}$$

$$\tau_y^b = \rho \gamma_b v \sqrt{u^2 + v^2}$$

ここで、 $\gamma_b = 0.051$ を用いている。

④層間のせん断応力

層間のせん断応力は、前述のバルク公式の u 、 v の代わりに層間の流速差 Δu 、 Δv を用いて表現するか、次のように、鉛直方向の渦動粘性係数を用いて表現した⁵⁾。

$$\nu = \nu_0 \exp(-1.5R_i)$$

ここで、 R_i はリチャードソン数、 ν_0 は中立状態の渦粘性係数である。

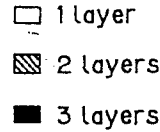


図-3 児島湖のメッシュ分割

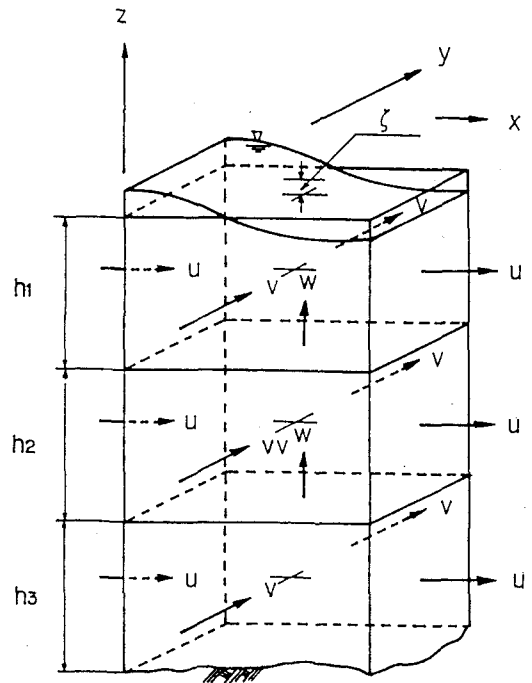


図-4 グリッドと変数の定義位置

4. 児島湖における流動と拡散⁷⁾

4. 1 樋門の開閉に伴う水位と流速

観測は1980年8月7日に行われた。各観測地点を図-5に示す。樋門は、開門開始が12時15分で、閉門完了が14時50分であった。水位の観測は次の通りであった。11時30分から12時までと15時から16時まで、セイシュの周期を考慮して5分間隔で、開門中を中心とするの12時から15時まで15分間隔で行った。樋門での流量は、12時30分から14時30分まで、30分間隔で測定された流速に基づいて、区分法により算定された。結果を図-6に示す。

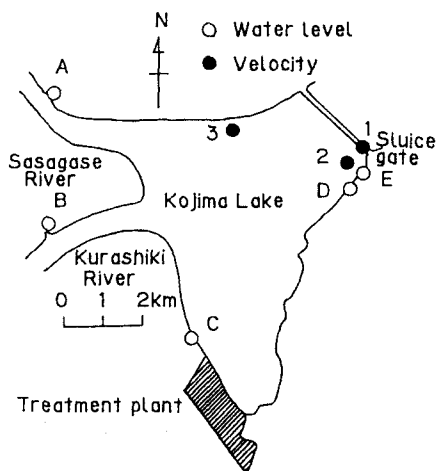


図-5 観測地点と児島湖の概要

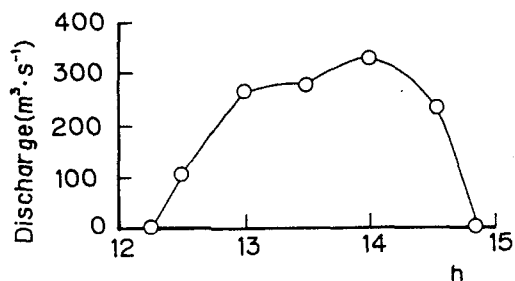


図-6 樋門からの放流量

湖内の各地点における流向・流速は、11時30分から16時まで、30分間隔で、鉛直方向に50cm間隔で観測された。

水位の観測結果を図-7に示す。図より伺えるようにこの時の水位低下は約21cmである。開門開始直後の各地点の水位変化の特徴は次のとおりである。樋門に近いD地点では速やかに水位低下が生じているが、樋門より約4km離れたA地点およびB地点では、30分程度遅れて水位低下が生じている。樋門に最も近いE地点では、開門後わずかながら水位上昇が認められる。これは、地点Eの地形条件により樋門に向かう流れにより、水位がせり上がったものと考えられる。

開門中の水位変化は、ほぼ直線的であるが、C地点の水位変化に顕著に現れているように幾分振動が振動が認められる。閉門にともない水位差2cm弱のセイシュが発生する。このセイシュの周期は振幅が小さいので正確に算定することは困難であるが、30分程度

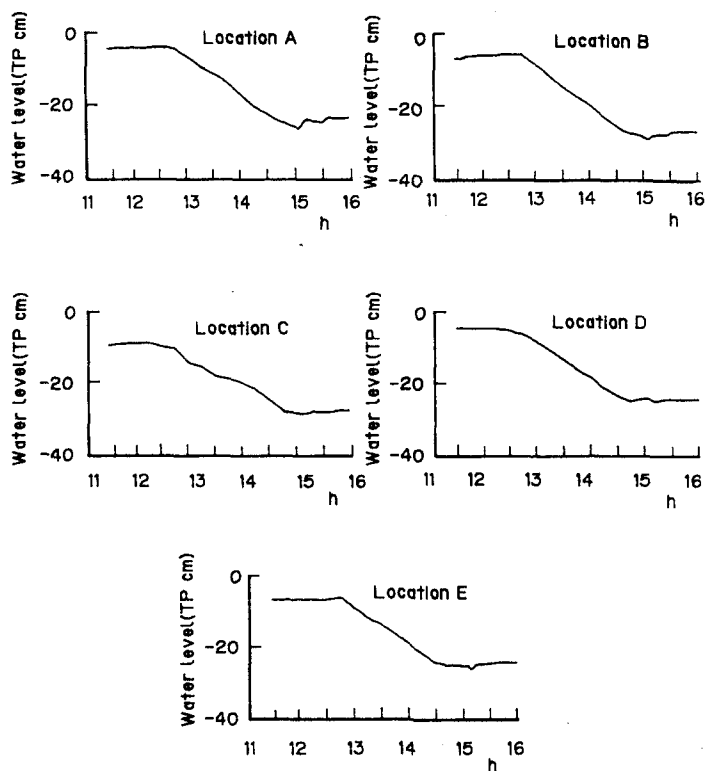


図-7 樋門の開閉に伴う水位変化

である。長波の伝播速度は $(gh)^{1/2}$ であり、セイシュの周期 T は、水深を h 、水域の振動方向の距離を L 、節の数を s とすると、 $T=2L/s(gh)^{1/2}$ であり、 $s=1$ とし平均水深、地点間距離を代入して得られる値は、30分強であり、この値は観測から得られた周期と良く一致している。なお、閉門により発生したセイシュによる水位変動が判定できなくなるに要する時間は、約1時間であった。

流速の観測結果を、図-8、9に示す。いずれの図においても、樋門方向の流れを正としている。地点2は樋門に近く、水深の深い部分に位置する。他方、地点3は、樋門の開門時に河川からの流れが通過する地点に相当する。児島湖は、湖心付近が浅くなっており、河川から樋門に向かう流れは、湖心を外れて岸側を流れるものと推定される。

樋門が開く前の12時30分までは、複雑な流れを示している。表層の流れは、風によるもので、風向と一致した方向の流れであり、ほぼ西に向かっているが、中・下層は、北東ないし東北東に向かって流れている。開門後は、全層にわたって樋門方向に流れている。なお、風の影響のためか表層より中層の方が大きな流速で

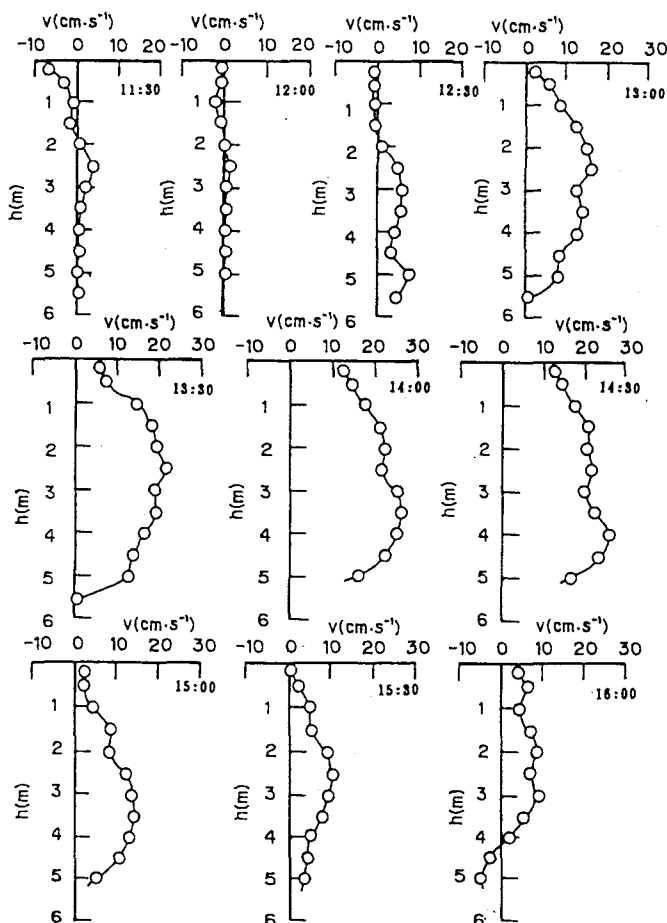


図-8 地点2における流速分布

ある。閉門直後の16時においても、全体としては樋門方向の流れが続いているが、地点2の下層において逆流が認められる。

4. 2 数値シミュレーションによる流動の検討⁸⁾

地点Dおよび地点Eにおける水位の再現性を図-10に示す。図-10を得るに際しては、湖底に作用するせん断力と渦動粘性係数を何通りか変化させて、最適な場合を選択した。セイシュの再現に不十分さが残るが、おおそ再現されているものと考えられる。閉門に伴うセイシュには、樋門の閉鎖過程における流出流量変化が大きく関与するが、これを正確に把握するには長すぎる観測時間間隔であったので、精度が十分でないことが影響していると推測される。なお、図には200mメッシュと75mメッシュの2通りのメッシュで計算を行ったので、2通りの結果が示されている。

ある程度の流況の再現が確認されたので、数値シミュレーションにより各種条件下における流況を検討した。ここでは、樋門の開閉に伴う流況、季節風下における流況について、結果を示す。

図-11は、樋門開放中および閉鎖直後の流況を示す。なお、夏期を想定しており、南東もしくは東南東の風を入力している。樋門開放中は、ほぼ全域にわたって樋門に向かう流れが卓越し、底層の部分も樋門に向かって流れ、塩水が減少する様子が伺えよう。閉鎖すると、A-A断面では鉛直循環が、南部よりでは水平循環流が発生することが伺える。

冬季及び夏季の季節風のもとでの流況を図-12、13に示す。これらは、同じ風向・風速の風が1時間継続した場合の流況である。冬の強い季節風のもとでは、中央部と南側に反時計回りの還流が生じている。これにより、下層の塩水層の混合も生じている。夏季の弱い季節風のもとでは、中央部に時計回りの還流が認められる。塩水層の混合は明確でない。

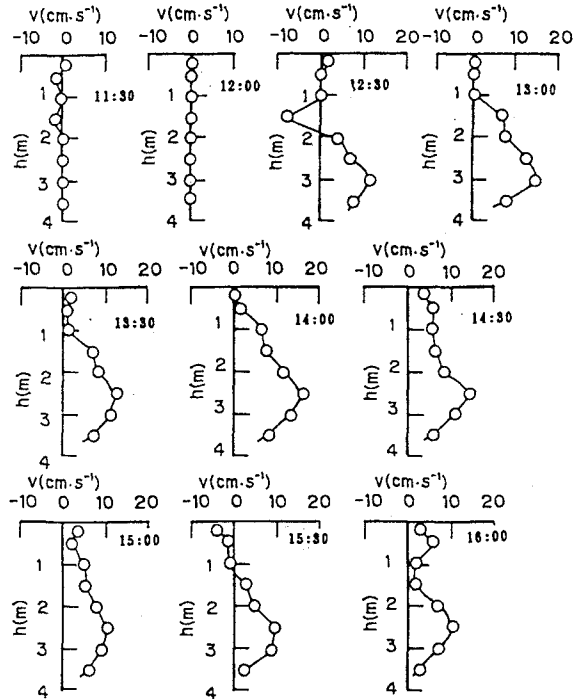


図-9 地点3における流速分布

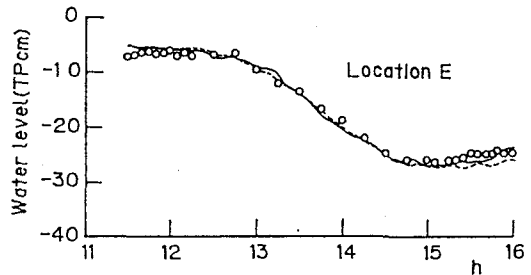
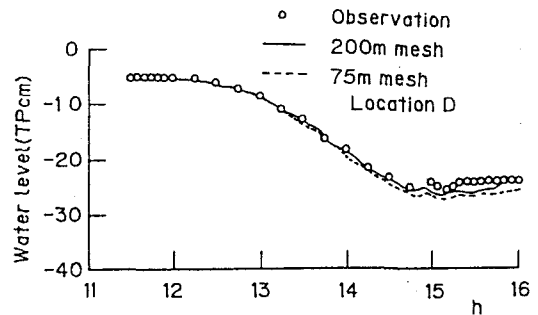


図-10 水位の再現性

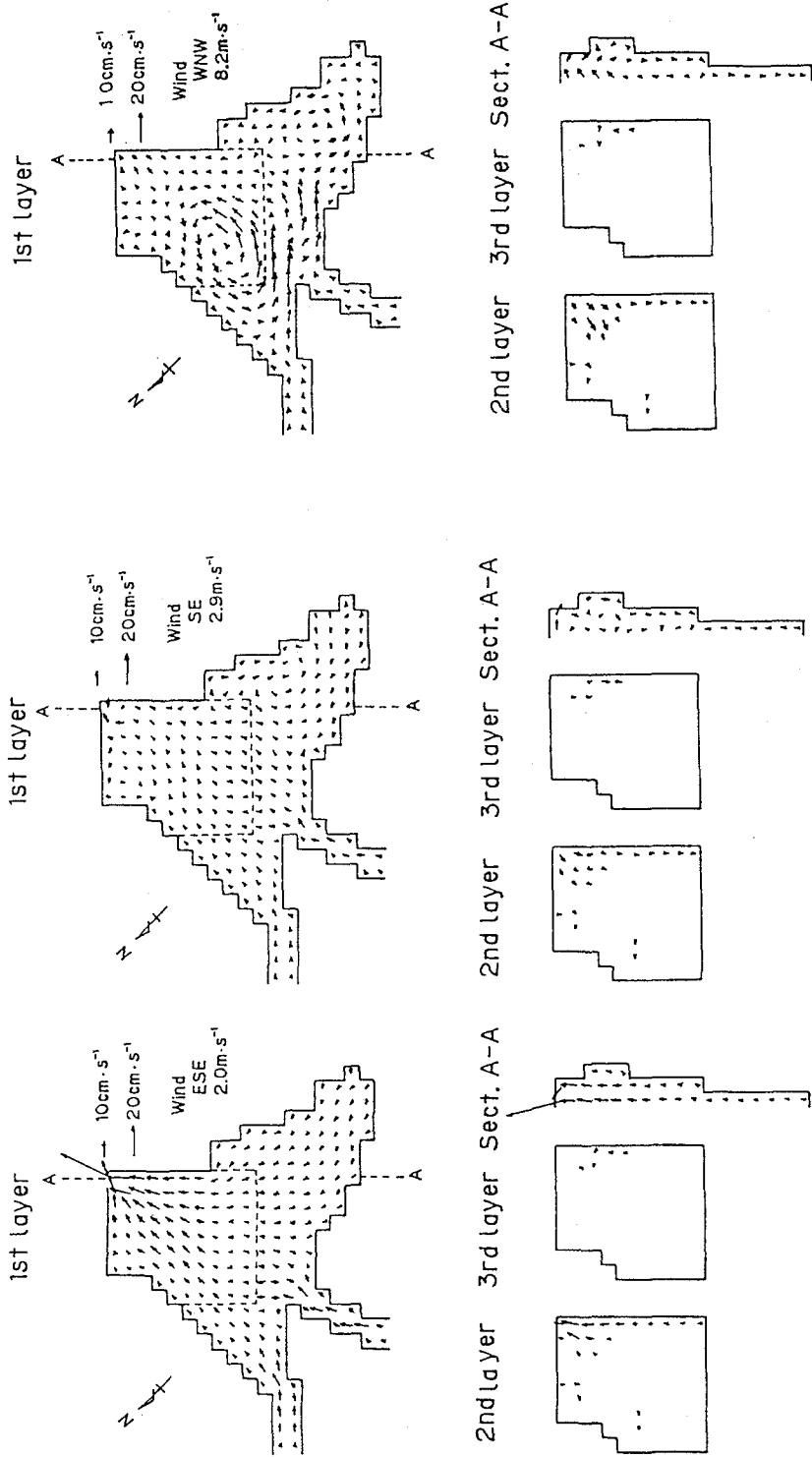


図-11 機門の開放中及び閉鎖直後の流況

図-12 冬季の季節風下における流況

4. 3 数値シミュレーションによる拡散の検討⁹⁾

児島湖における拡散特性を検討するために、表-3に示すように、河川流量と季節風を変えて水質分布がどうなるかを検討した。既に述べたように、児島湖においては農業用水の影響が大きいので、流量として年間平均流量、灌漑期の平均流量及び非灌漑期の平均流量の3種類の流量を、季節風として冬季と夏季の季節風を取り上げた。拡散物質については、10mg/lの保存性物質を含む仮想的な下水処理水が、 $6\text{m}^3/\text{s}$ 流入すると仮定し、河川からの流入水には、この成分は含まれていないと仮定している。このことにより、計算により得られる濃度の計算結果は、下水処理水の混合割合を示すことになる。なお、実際の下水処理水の放流条件が、流量ならびに放流地点の点で、完全に一致しているわけでないので、拡散特性の検討の為のシミュレーションであることを断ておく。

既に述べたように、児島湖では水位を一定の範囲内に制御するために、制限水位の上限を越えると樋門から湖水が放流されている。そのため、樋門の操作から操作までを1周期とし、1周期の間の保存性成分の流入、流出がほぼ一致する事を基準に計算時間を決めた。また、海水の流入については、底層の塩水が維持されるために、31パーミルの塩分濃度の海水が常に $0.5\text{m}^3/\text{s}$ 流入するとし、毎回150分の樋門の操作により、260万 m^3 の湖水が放流されるとした。ここでは、初期条件に最終的な計算結果にある程度近い条件を入力しているので、周期的な定常状態が達成されるまでに要した時間は2週間前後であった。

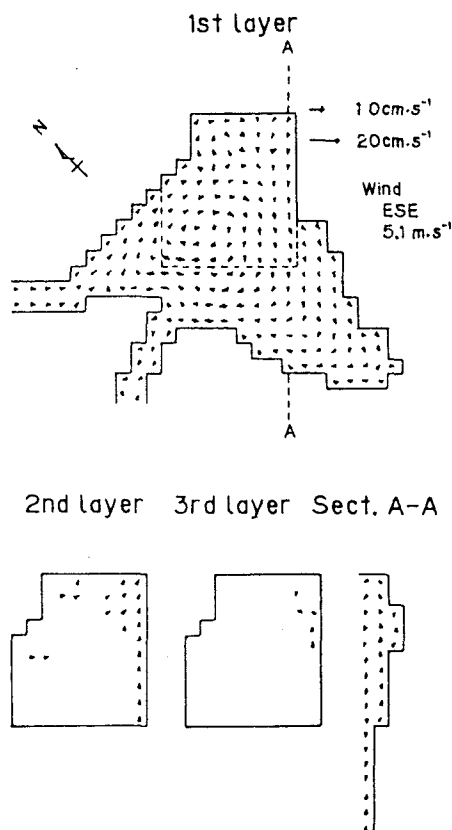


図-13 夏季の季節風下における流況

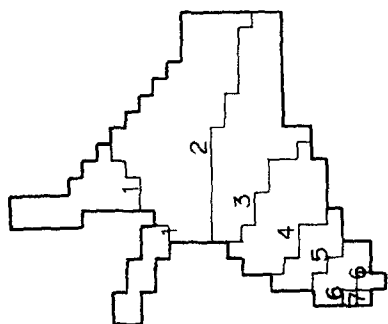
表-3 水質分布計算の計算条件

Case No.	River discharge	Wind
1	Yearly average Sasagase River; $12.3\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ Kurashiki River; $4.5\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	Summer wind*
2	Same as case 1	Winter wind*
3	Average during irrigation period Sasagase River; $15.8\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ Kurashiki River; $7.9\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	Summer wind*
4	Average during non-irrigation period Sasagase River; $8.0\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ Kurashiki River; $3.9\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	Winter wind*

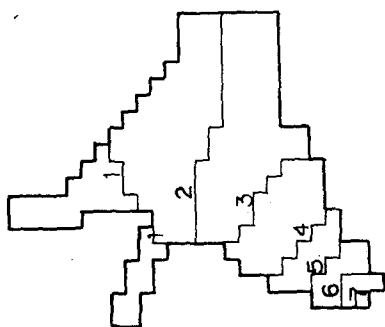
*Summer wind and winter wind data were obtained at Enami near Kojima Lake in August, 1984 and January, 1984.

計算結果を図-14ら図-17に示す。結果の特徴は次の通りである。下水処理水の放流地点周辺では、5mg/l以上の高い値である。河川の河口に近づくにつれ濃度は低下する。このような分布は、樋門操作、季節風

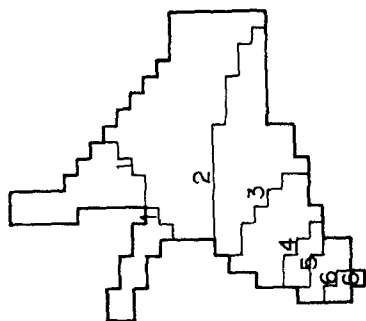
(a) Just after closing the gate



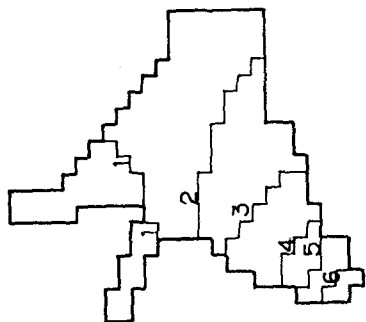
(b) After 8.3 hours



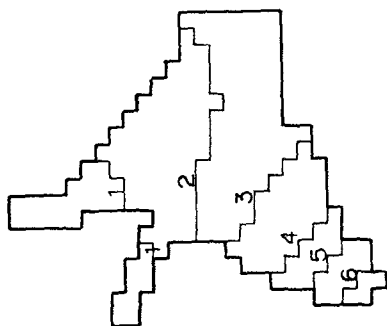
(a) Just after closing the gate



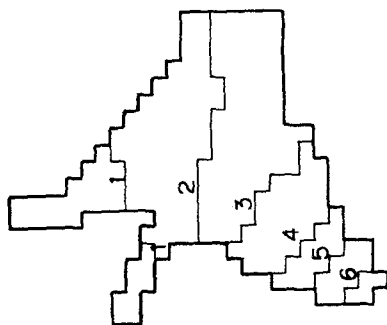
(b) After 8.4 hours



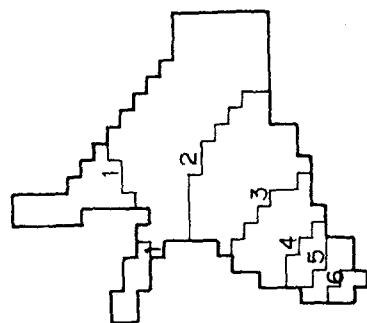
(d) Just before opening the gate
(after 28.7 hours)



(c) After 20.3 hours



(c) After 20.4 hours



(d) Just before opening the gate
(after 28.7 hours)

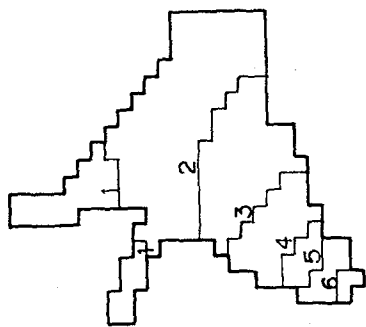
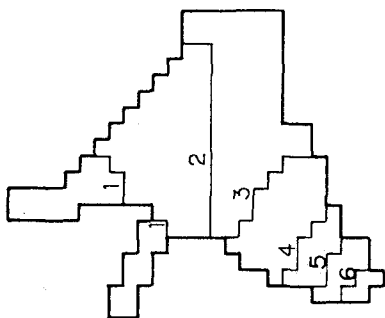


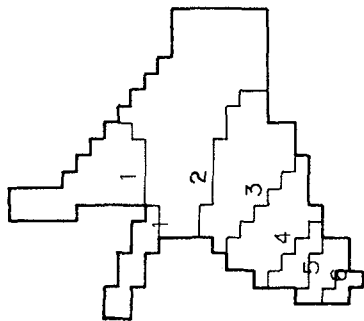
図-14 Case 1 の水質分布

図-15 Case 2 の水質分布

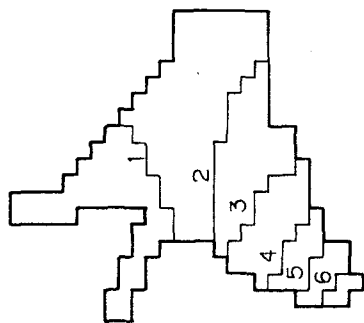
(a) Just after closing the gate



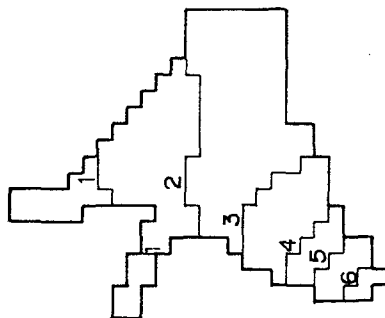
(b) After 7.8 hours



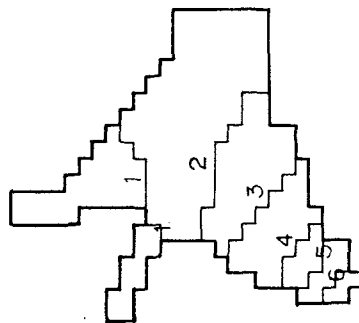
(c) Just after closing the gate



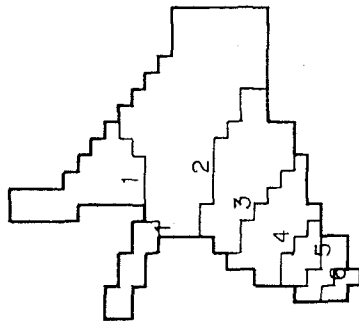
(d) Just before opening the gate
(after 37.2 hours)



(a) After 19.8 hours



(b) Just before opening the gate
(after 21.4 hours)



(c) After 24.1 hours

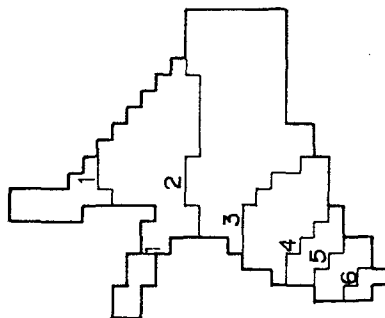


図-17 Case 4の水質分布

図-16 Case 3の水質分布

および河川流量によらず、ほぼ同じである。大きく変化するのは、2mg/lの等濃度線であり、流量が少ない場合や強い季節風の場合には、処理場側に、流量が少ない場合や風が弱い場合には、河口側に移動する。なお、ここには示していないが、無風状態で計算を行うと、2mg/lの等濃度線が夏の季節風の場合よりも全体的に更に河口側に移動する。

6. 富栄養化モデルを用いた水質予測^{9), 10), 11), 12)}

保存性物質の拡散特性に基づいて、児島湖を滞留時間が大きく異ならない5 Boxに分割し、富栄養化モデルを用いて、各種水質保全対策がどの程度の効果を有するかを検討した。ここで採用したBoxの分割法を図-18に示す。

Boxモデルにおいては、拡散項と移流項のいずれも、流量と濃度との積でフラックスが表現される。移流項にはBox間の正味の移動流量が用いられ、拡散項に相当するものとして交換流量が用いられる。Box iとBox jとの間の交換流量を考えると、i→jの交換流量とj→iの交換流量は等しい値を持ち、交換流量によっては正味の移動流量は生じない。

水域を複数のBox分割してBoxモデルを採用する場合には、交換流量の推定が重要となる。交換流量の推定には、流れのシミュレーション結果を用いて、各Box間の境界において流入流出を計算する方法や、保存性物質の拡散シミュレーションによって、詳細な濃度分布の変化を把握しておき、Box平均濃度の変化量とBox間の濃度差とから求める方法¹³⁾などがある。ここでは、拡散シミュレーションの結果を用いて交換流量を算定した。児島湖の場合、樋門操作が関係して定期的な取扱いが困難であるが、樋門操作から次の樋門操作までを1周期として、周期平均的な交換流量を算定した。

本研究で用いた富栄養化モデルの構造を図-19に示す。また、モデル式の形を表-4に、各種変数及び係数の説明を表-5に示す。このモデルは、簡単な構造であるが、公共用水域水質測定において観測されている

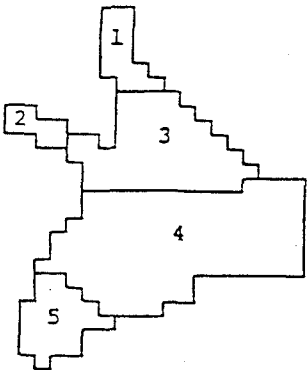


図-18 Box分割

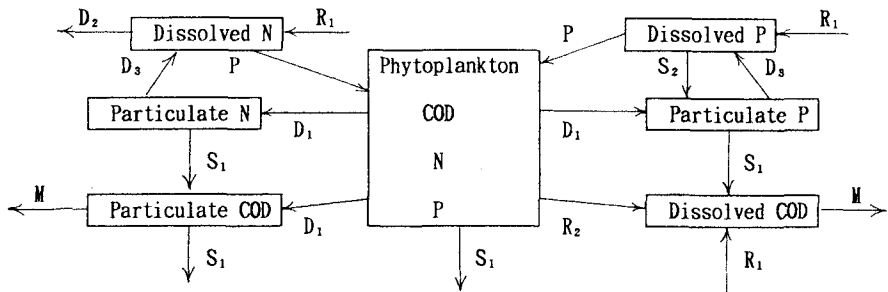


図-19 モデルの構造

D₁: decay, D₂: denitrification, D₃: decomposition, M: mineralization,
P: photosynthesis, R₁: release from sediment, R₂: respiration, S₁: sedi-
mentation, S₂: sinking

定において、水質項目だけを取り上げてモデル化したものである。但し、溶解性並びに粒子性成分の分離については推定により求めた。

最初に、現況水質の再現性の検討例を図-20に示す。観測値は、1980年のものであり、冷夏の影響で水質が良好であるが、ある程度水質が再現されている様子が伺えよう。

次に、下水道整備が完了した時点での水質と、下水道整備がされなかった場合の水質の比較の例を図-21

表-4 生態学的水質予測モデル式

$$\begin{aligned}
 d(ch)/dt &= Q_i \cdot ch/V + G_p \cdot ch - k_d \cdot T \cdot ch - Q_o \cdot ch/V \\
 G_p &= \mu_{\max} (N_d / (K_N + N_d)) (P_d / (K_P + P_d)) (E / (K_E + E)) K \\
 COD_t &= COD_{ch} + COD_p + COD_d \\
 COD_{ch} &= \xi_{COD} \cdot ch \\
 d(COD_p)/dt &= Q_i \cdot COD_p/V + \xi_{COD} \cdot k_d \cdot T \cdot ch - f_c \cdot COD_p \\
 &\quad - k_s \cdot A \cdot COD_p/V - Q_o \cdot COD_p/V \\
 d(COD_d)/dt &= Q_i \cdot COD_d/V + k_{COD} \cdot \xi_{COD} \cdot G_p \cdot ch - f_c \cdot COD_d \\
 &\quad + A \cdot D_{COD}/V - Q_o \cdot COD_d/V \\
 N_t &= N_{ch} + N_p + N_d \\
 N_{ch} &= \xi_N \cdot ch \\
 d(N_p)/dt &= Q_i \cdot N_p/V + \xi_N \cdot k_d \cdot T \cdot ch - f_c \cdot N_p - k_s \cdot A \cdot N_p/V \\
 &\quad - Q_o \cdot N_d/V \\
 d(N_d)/dt &= Q_i \cdot N_d/V - \xi_N \cdot G_p \cdot ch + f_c \cdot N_p + A \cdot D_N/V \\
 &\quad - k_{dN} \cdot N_d \cdot \theta^{T-20} - Q_o \cdot N_d/V \\
 P_t &= P_{ch} + P_p + P_d \\
 P_{ch} &= \xi_P \cdot ch \\
 d(P_p)/dt &= Q_i \cdot P_p/V + \xi_P \cdot k_d \cdot T \cdot ch - f_c \cdot P_p - k_s \cdot A \cdot P_p/V \\
 &\quad - Q_o \cdot P_p/V \\
 d(P_d)/dt &= Q_i \cdot P_d/V - \xi_P \cdot G_p \cdot ch + f_c \cdot P_p + A \cdot D_P/V \\
 &\quad - Q_o \cdot P_d/V
 \end{aligned}$$

表-5 変数とパラメータの意味

Symbol	Definition	Value
A	bottom area	
COD	chemical oxygen demand	
ch	chlorophyll-a	
D_{COD}	release rate of COD from sediments	0.13mg/m ² /d
D_N	release rate of nitrogen from sediments	14mg/m ² /d
D_P	release rate of phosphorus from sediments	2.0mg/m ² /d
E	light intensity	
f_c	inorganization rate for detritus	0.01/d
f_c	inorganization rate for dissolved organics	0.01/d
K	correction factor of growth rate for water temperature	0<K≤1
K_E	Michaelis constant for light intensity	100cal/cm ² /d
K_N	Michaelis constant for nitrogen	0.3mg/l
K_P	Michaelis constant for phosphorus	0.02mg/l
k_{COD}	coefficient of COD increase by metabolism of phytoplankton	0.05g/g
k_d	death rate of phytoplankton	0.0015/°c/d
k_{dN}	denitrification rate	0.03/d
k_s	sedimentation rate	0.03m/d
N	nitrogen	
P	phosphorus	
Q_i	inflow rate	
Q_o	outflow rate	
T	water temperature	
V	water volume	
θ	temperature coefficient	1.06
$\mu_{\max}$	maximum growth rate of phytoplankton	0.1/d
ξ_{COD}	ratio of COD/chlorophyll-a in phytoplankton	0.06mg/μg
ξ_N	ratio of N/chlorophyll-a in phytoplankton	0.01mg/μg
ξ_P	ratio of P/chlorophyll-a in phytoplankton	0.001mg/μg

Meaning of subscript

ch : phytoplankton d : dissolved
p : paticulate t : total

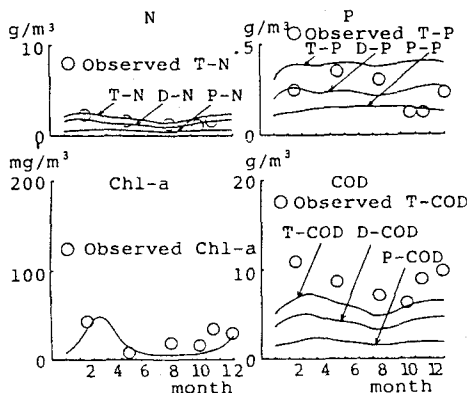


図-20 モデルの再現性

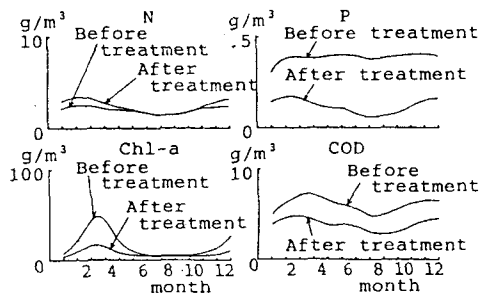


図-21 下水処理の効果 (Box 4)

に示す。ここで示している計算例は、児島湖の中央部であるBox 4における水質の予測値である。計算結果には、下水処理水の放流流量及び放流水質の将来想定値が用いられており、この値の影響は極めて大きい。ここでは、流量は $6\text{m}^3/\text{s}$ 、水質については、CODに $6\text{g}/\text{m}^3$ 、T-Nに $7\text{g}/\text{m}^3$ およびT-Pに $0.3\text{g}/\text{m}^3$ の値が用いられている。なお、平成6年度における放流水質の実績値は、CODで $5.9\text{g}/\text{m}^3$ 、T-Nで $3.4\text{g}/\text{m}^3$ 並びにT-Pで $0.05\text{g}/\text{m}^3$ であり、窒素とリンの濃度に関しては、本計算で予測に用いた水質条件よりもかなり改善されており、この状態が続くとすれば、将来水質はここで計算された結果よりもかなり改善されることが期待される。

参考文献

- 1) 児島湖発達史編纂委員会：児島湖発達史、1972.
- 2) 河原長美、若林衛：児島湾干拓・淡水化事業が水環境並びに地域社会に及ぼした影響、環境システム研究、20巻、pp. 391-398、1992.
- 3) 岡山県：公共用水域水質測定結果、昭和46年度～昭和63年度；公共用水域及び地下水の水質測定結果、平成元年度～平成6年度.
- 4) 青山勲、西崎日佐夫、浦上佳子、森井ふじ：児島湖における水質物質の分布と動態、文部省環境科学特別研究「児島湖集水域」研究報告、pp. 1-25、1981.
- 5) J. J. Leendertse and Shiao-Kung Liu: A Three-Dimensional Model for Estuaries and Coastal Sea, Vol. 2, Aspect of Computation, Rand Corporation, 1975.
- 6) 堀江毅：沿岸海域の水の流れと物質の拡散に関する水理学的研究、港湾技術研究所資料、No. 360、1980.
- 7) 名合宏之、河原長美：児島湖の流動特性、文部省環境科学特別研究「児島湖集水域」研究報告、pp. 141-155、1981.
- 8) Osami KAWARA and Kiyotaka NASU: Influence of Sewage Treatment System on Water Quality in Kojima Lake, Memoir of the School of Engineering, Okayama University, Vol. 21-2, pp. 9-19, 1987.
- 9) 河原長美：下水道整備に伴う児島湖内水質変化の検討、文部省環境科学特別研究「閉鎖水域における下水道の効果とその評価」研究報告、pp. 30-34、1987.
- 10) Osami KAWARA and Masayuki FUJII: Influence of Sewage Treatment System on Water Quality In Kojima Lake, Proc. of 2nd IAWPRC Asian Conf. on Water Pollution Control, pp. 164-172, 1988.
- 11) 河原長美、藤井雅之：閉鎖性水域の水質保全計画に関する研究－児島湖に関するケーススタディー、環

境システム研究、17巻、pp. 164-172、1989.

1 2) 松岡譲：霞ヶ浦の富栄養化モデル、国立公害研究所研究報告第54号、pp. 53-242, 1984.

1 3) 村岡浩爾、福島武彦：ボックスモデルを用いた水質予測方式に関する研究、土木学会論文報告集、第336号、pp. 85-94、1983.

1 4) 河原長美、山下尚之：誤差を含む流入汚濁負荷量を用いて同定された生態学的水質評価モデルの予測誤差、環境工学研究論文集、第29巻、pp. 135-145, 1992.