

## 6.4 霞ヶ浦の水理・水質特性

### 6.4.1 湖沼の概要

#### (1) 霞ヶ浦の地勢、地形、水質の特性

霞ヶ浦の平面図を図 6.4.1 に示す。霞ヶ浦は茨城県南東部に位置する淡水湖である。元来は西浦、北浦、外浪逆浦とそれらを連結する水路を含んだ水域の総称だが、現在は西浦のみを指すことも多い。西浦はいくつかの水域からなり、図中に示す名称で呼ばれている。三湖を合わせた面積は約 220km<sup>2</sup>、西浦だけの面積は約 170km<sup>2</sup> だが、いずれにしても琵琶湖に次いで我が国 2 番目の湖面積を有する。しかし平均水深は約 4 m と、極めて浅い湖である。湖水の体積は  $8 \times 10^8 \text{m}^3$  で、全国で 12 位である。約 600 年前までは、利根川下流低地に沿って入り込んだ内海の一部であったが、江戸時代中期からの内海口の海底隆起と利根川での土砂堆積により、現在に近い形状の汽水湖に転換された。昭和 38 年には、利根川からの洪水の逆流及び塩水の遡上を防ぐため、利根川との合流点に常陸川水門が設置され、昭和 50 年より水門操作による水位調節が開始されるとともに、淡水湖となった。<sup>1)</sup>



図 6.4.1 霞ヶ浦の平面図

図 6.4.1 の A-A 線における断面図を図 6.4.2 に示す。同図には湖底の地質も記入している。霞ヶ浦は極めて扁平な湖盆地形をもっているが、これは、長年にわたる土砂堆積の結果であり、湖深部における細粒の沖積堆積物厚さは約 35m に達している<sup>2)</sup>。最近行われた Pb210 法による底泥年代調査<sup>3)</sup>の結果を図 6.4.3 に示すが、これによれば

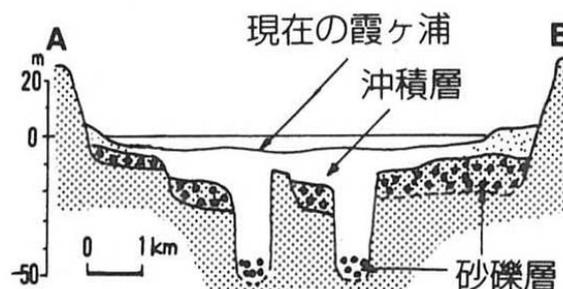


図 6.4.2 A-A'断面図

近年の土砂堆積速度は約 10mm/年である。ただし、その成分には、昭和 45 年以降の富栄養化に伴って有機物や栄養塩が多量に含まれている。表層の強熱減量は約 20% である。

霞ヶ浦の流域は、八溝山系南部から稲敷台地に至る 2157 km<sup>2</sup> で、その 20% は森林に覆われた起伏の多い急斜面、60% は緩やかな起伏を持つローム台地で畑作・畜産等に利用され、20% は沖積低地で主に水田に利用されている。また湖岸付近の低地は蓮田としても利用されている。西浦への主な流入河川は、土浦入りの桜川、高浜入りの恋瀬川、北浦の巴川で、三河川の流域面積で全流域の 32% を占める。その他に約 50 の河川が分散して流入している。湖への直接降雨も含めた年間の淡水流入量は約  $14 \times 10^8 \text{m}^3$  であり、湖水の平均回転率はほぼ 1.8 回/年である。

一方、西浦の流出河川は常陸利根川のみで、北浦の排水河川である鱒川と外浪逆浦で合流する。常陸利根川は利根川の 18.5K 地点に合流するが、そこには常陸川水門があり、利根川からの洪水の逆流及び塩水の遡上を防ぐため、水門操作による水位調節がされている。このため、霞ヶ浦全体は閉鎖性の強い水域である。

霞ヶ浦周辺の低平地は以前から開発が進んでおり、水質の悪い排水が多く流入するが、閉鎖性が強いために富栄養化が進んでいる。最近の年間平均 COD は  $8(\text{mg/l})$  程度となっている。

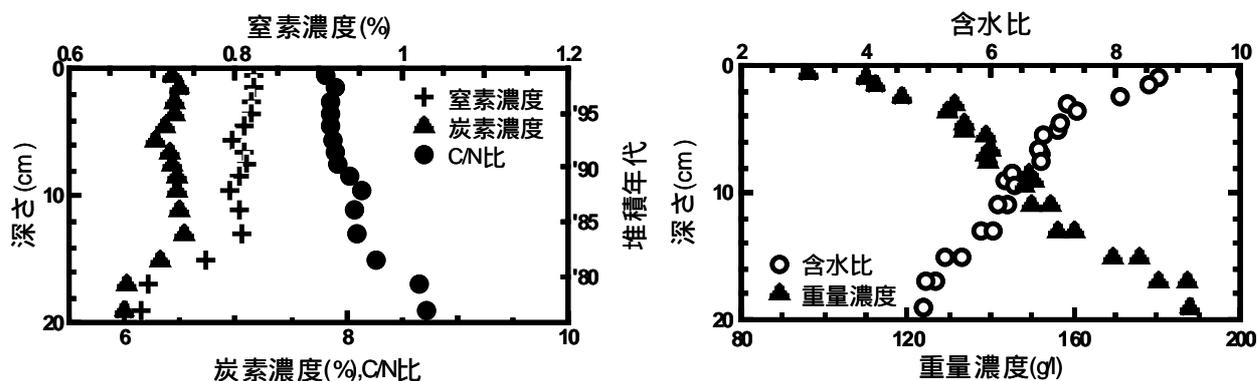


図 6.4.3 重量濃度及び含水比の鉛直分布

## (2) 調査対象項目

霞ヶ浦の一つの特徴は、湖面が非常に広く水深が小さいということである。したがって風による平面的流動が卓越している。また風（及び風浪）による擾乱が湖底まで及びやすい。もう一つの特徴は、出口である常陸川に設置されている水門により水位がコントロールされていることである。このため、水門操作によって強い流れが生じることがある。そこで、この2つの特徴に関連する調査的を絞って解説する。

### 1) 潮止め堰（常陸川水門）開閉に伴う流動

霞ヶ浦の出口にある常陸川水門は、利根川からの洪水の逆流及び塩水の遡上を防ぐため、水門操作（潮汐位相に応じたゲートの開閉）による水位調節がされている。一方、霞ヶ浦はいくつかの水域が連結しているため、ゲートの開閉により水域間で連成振動（サージング）が発生する。実際、常陸川水門操作期間中に北浦の一部で魚網が流されたという報告があり、水門操作との因果関係が問題とされた。そこで、既存の水位及び流量データの解析と次元不定流計算による振動解析、及び北浦当該水域における現地観測と平面二次元流動解析により、この現象を調査した事例を紹介する。

### 2) 湖上風の特徴

霞ヶ浦は広く浅い湖であるから、風が湖流の大きな外力となる。一方、霞ヶ浦の湖盆地形は平坦であるから、いわゆる浅水流的な意味の地形効果よりも、湖内での風の非一様性が湖流のパターンに影響を及ぼしている可能性がある。霞ヶ浦周辺の地形は緩やかだが、湖面積が大きいので、湖上風が一様でない可能性があり、また海岸に近い平野部に在るため、風フロント通過に伴う時空間的変動が存在することも十分考えられる。現在は湖内3地点で風観測が実施されているが、湖全体の風の時空間分布は必ずしも明らかでない。そこで、湖周辺の観測所における風データの解析と現地観測により、風フロント通過に伴う風場変動を調査した事例を紹介する。

## 3)湖上に作用する風応力

水面を介して大気から湖水に応力が伝達され、吹送流が誘起される。吹送流は霞ヶ浦の流れの主要成分である。したがって、霞ヶ浦での湖流とそれによる物質輸送を推定するには、湖水に作用する風応力を適正に評価する必要がある。風応力の評価方法は海洋学の分野で経験的に検討されてきており、風速の一価関数として表現されることが多い。しかし、湖では海洋に比べてフェッチが短く、また風波も未成熟であることから、海洋における経験的關係をそのまま使用できるかどうか必ずしも明らかでない。そこで、ここでは霞ヶ浦における吹送流と波浪の計測結果から風応力を逆推定した事例を紹介する。

## 4)日成層の形成と水質変化

霞ヶ浦の最大水深は7 mしかないので、季節的な水温成層は生じない。しかし、昼間の時間帯には水温差が1 °Cのオーダの弱い水温躍層が形成されていることが多い。これを日成層と呼ぶ。日成層は数時間程度で消滅することが多い。しかし、その間は躍層において乱流混合が抑制されるため、上下方向の物質輸送が減少するので、上層と下層の水質に差が生じてくる。霞ヶ浦湖底には被酸化物質をたくさん含む底泥が堆積し、また湖水中の有機物濃度も高いので、躍層により溶存酸素の移動が妨げられると底層水が貧酸素化するとともにリンの溶出等が発生する。ここでは湖心観測所での短期集中観測によりこのような水質変化を捉えた事例を紹介する。

## 5)日成層形成時の吹送流と湾水交換

日成層が形成されると上下方向の運動量輸送が抑制され界面傾斜が生じるので、全層混合時よりも吹送流速が大きくなる。また日成層が消滅すると復元力がなくなるので、吹送された湖水は「ゆきっぱなし」になる。このため日成層形成時には物質輸送が活発化する。ここでは、高浜入りと湖心部の境界にある霞ヶ浦大橋における吹送流の現地観測と  $k-\epsilon$ 乱流モデルによる数値シミュレーションから、日成層形成時の吹送流を調査した事例を示す。また、これらのデータをもとに、閉鎖的な水域である高浜入りと湖心部の年間湖水交換量を推定した事例を紹介する。

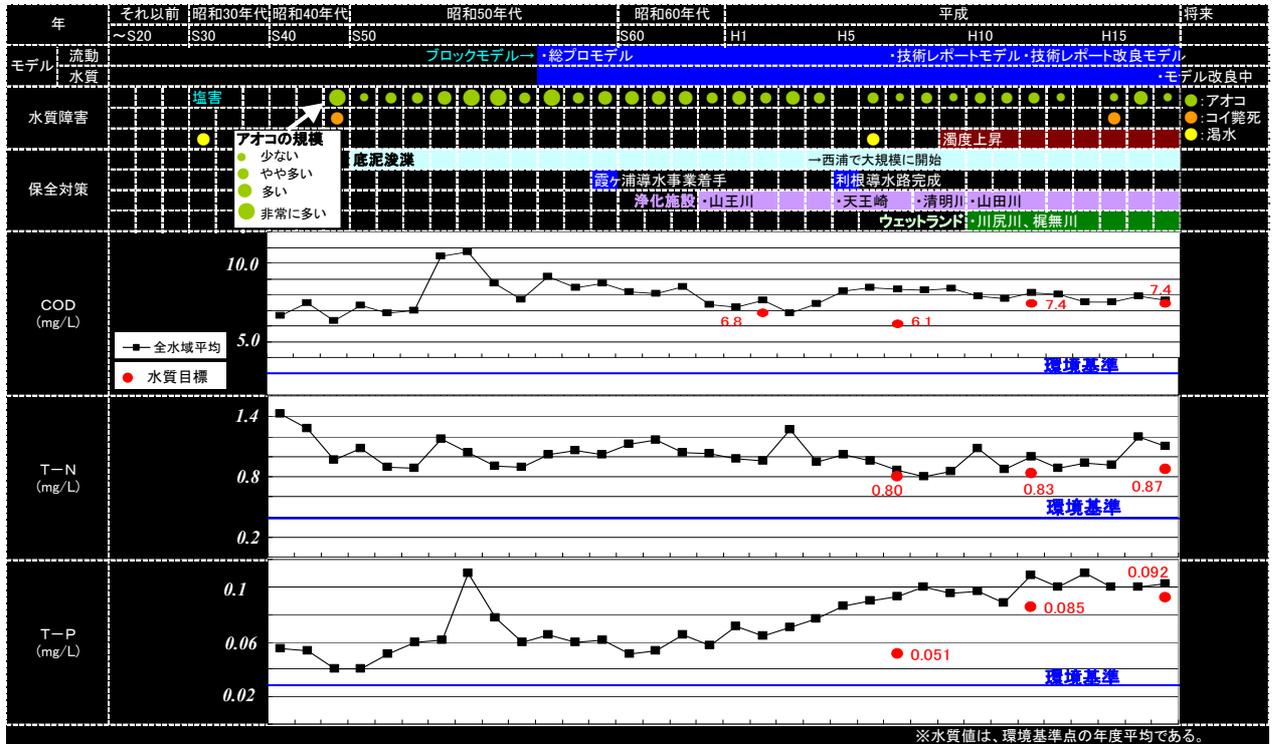
## 6)風浪による底泥の巻き上げ

強風時には水温成層が消滅し、吹送流は日成層形成時より弱くなるが、その一方で湖面に発達する風浪がもたらす振動流及び乱流運動が湖底に到達するようになる。富栄養化した霞ヶ浦の湖底堆積物は、表層含水率が1000%以上の流体泥で、多量の有機物や栄養塩を含んでいる。これらが水中に浮遊すると、含有物や付着物が水中に回歸するため、水質変化を生じるものと考えられる。そこで、湖心観測所において強風時の濁度上昇を観測し、同時に観測された波浪・流速データと対比することにより、底泥巻き上げの定式化を試みた例を紹介する。

(3) 水理・水質管理の状況

霞ヶ浦における水質の変遷および湖沼管理施策の経緯を表 6.4.1に示す。

表 6.4.1 霞ヶ浦における水質の変遷および湖沼管理施策の経緯



6.4.2 水理・水質特性の調査技術

(1) 観測技術

霞ヶ浦の現地調査に使われた主な機器と使用方法について、ここで一括して述べておく。ただし小川原湖調査で述べたものについては省略する。また、風や日射などの一般的な計測についても省略する。霞ヶ浦の調査は長い期間行われているので、その間に計測方法も変化しているが、ここでは後述の調査で使用された主な機器について述べることにする。(中にはもはや旧式になったものもある。)

表 6.4.2 計測方法の分類と主な測定機器

		流速 (変動)	波浪	水温	濁度	DO
設置型	一点	3D-EMC	容量式波高計	自記式水温計	自記式濁度計	自記式 DO 計
	分布	ADCP, 2D-EMC	—	(サミスタ・チェーン)	—	直読式 DO 計
移動型		ADCP	—	多項目水質計	多項目水質計	—

1)三次元電磁流速計 (3D-EMC)

EMC とは電磁流速計の略称である。底泥巻き上げ観測において、平均流だけでなく風浪による振動流及び乱流を計測するため、実験室用の三次元小型電磁流速計をステンレス製架台に取り付け湖底に沈めた。この装置は AC 電源と外部記憶装置を必要とする。そこで、湖心観測所屋内にパソコンを設置し、装置の制御とデータ取り込みを行った。センサー部は直径 2 cm の球形で、応答周波数 20Hz である。強風時における湖心部での風波卓越周期は 2 ~ 3 秒であるので、波動現象は十分捉えられる。しかし乱流変動に対しては必ずしも十分とはいえない。

2)ADCP

設置型及び移動型 ADCP については、小川原湖調査の 6.3.2(1)4) ,5) を参照のこと。

3)二次元電磁流速計 (2D-EMC)

日成層時の流れ計測において、変動も含めた水平流速の鉛直分布を計測するために、実験室用の電磁流速計をウィンチ付きの架台に取り付け、人力により上下させて計測した。基本的な構造と特性は 3D-EMC と類似している。

4)容量式波高計

霞ヶ浦の観測所には波高計が設置されているが、これらは原データから有義波高、有義周期などを求めて定時に記録するものである。そのため風速変動に対応した波浪変動を解析することはできない。そこで、実験室用の容量式波高計を湖心観測所に設置した。電源供給とデータ収録は、電磁流速計と共用させた。この装置では、波形そのものを 20Hz で記録するので、波浪の統計解析なども行うことができる。波向きについては感知できないが、電磁流速計により捉えられる流速振動方向を波向きとして、両者の結果を組み合わせる解析する。

5)自記式水温計、多項目水質計

小川原湖調査の 6.3.2(1)3) ,6) を参照のこと。

6)自記式 DO 計

径 20cm、長さ 80cm の円筒形状の本体の先に隔膜式ガルバニック式のセンサーが付いている。本体にはバッテリーとメモリーが内蔵され、60 分ごとの計測で約 60 日間連続計測が可能である。ただしセンサーの膜が劣化するので、1 ヶ月に一度程度の交換が必要とされる。湖底に沈めたアンカーから水中ブイでロープを鉛直に立ち上げて所定の深度に取り付ける。データ収録及び点検時には、アンカーごとセンサーを引き上げる必要がある。

7)自記式濁度計

DO 計と類似の大きさを持つ。先端から発射された光が水中で散乱して戻る光量を計測する。

8)直読式 DO 計

径 5cm、長さ 20cm の円筒形センサーを水中に 1 分程度固定して、インディケータに表示される値を読み取る。計測が簡易で重量も小さい。

(2)解析技術

1)一次元不定流モデル

サージ現象については次のような一次元不定流モデルを用いた。基礎方程式は次のように書かれる。

[運動方程式]

$$A \frac{\partial Q}{\partial t} - 2Q \frac{\partial A}{\partial t} - \frac{Q^2}{A} \frac{\partial A}{\partial t} + gA^2 \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{gn^2 |Q|Q}{R^{\frac{4}{3}}} = 0 \quad \dots\dots\dots (6.4.1)$$

[連続式]

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad \dots\dots\dots (6.4.2)$$

ここに、 $H$  は水位、 $Q$  は流量、 $A$  は断面積、 $R$  は径深、 $g$  は重力加速度、 $n$  はマンニングの粗度係数である。以上の方程式を一次元有限要素法により完全陰形式で離散化し、 $\Delta t$  間の増分 $\Delta H$  と $\Delta Q$ の方程式を作成した。ただし非線形項については荷重項に移して逐次近似で収束させた。

2)二次元流動モデル

三次元の運動方程式及び連続式を、湖底から水面まで鉛直方向に積分すると次式を得る。

[ x 方向運動方程式]

$$\begin{aligned} \frac{Du}{Dt} = & -g \frac{\partial \eta}{\partial x} + gI_x - \frac{C_f}{\eta+h} u \sqrt{u^2 + v^2} \\ & + \frac{1}{\eta+h} \frac{\partial}{\partial x} \left\{ 2v_t(\eta+h) \frac{\partial u}{\partial x} - \frac{2}{3} k(\eta+h) \right\} + \frac{1}{\eta+h} \frac{\partial}{\partial y} \left\{ v_t(\eta+h) \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right\} = 0 \end{aligned} \quad \dots\dots\dots (6.4.3)$$

[ y 方向運動方程式]

$$\begin{aligned} \frac{Dv}{Dt} = & -g \frac{\partial \eta}{\partial y} + gI_y - \frac{C_f}{\eta+h} v \sqrt{u^2 + v^2} \\ & + \frac{1}{\eta+h} \frac{\partial}{\partial y} \left\{ 2v_t(\eta+h) \frac{\partial v}{\partial y} - \frac{2}{3} k(\eta+h) \right\} + \frac{1}{\eta+h} \frac{\partial}{\partial x} \left\{ v_t(\eta+h) \left( \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right\} = 0 \end{aligned} \quad \dots\dots\dots (6.4.4)$$

[連続式]

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \{(\eta+h)u\} + \frac{\partial}{\partial y} \{(\eta+h)v\} = 0 \quad \dots\dots\dots (6.4.5)$$

ここに、 $h$  は静水時の水深、 $u$ 、 $v$  は  $x$ 、 $y$  方向の流速、 $\eta$  は水位上昇量、 $I_x$ 、 $I_y$  は  $x$ 、 $y$  方向の湖底勾配、 $C_f$  は湖底摩擦係数である。また、 $v_t$  は水平渦拡散係数で、以下の位置方程式モデルで求めた<sup>3)</sup>。

$$\frac{Dk}{Dt} = \frac{1}{\eta+h} \frac{\partial}{\partial x} \left\{ (\eta+h) \frac{v_t}{\sigma_t} \frac{\partial k}{\partial x} \right\} + \frac{1}{\eta+h} \frac{\partial}{\partial y} \left\{ (\eta+h) \frac{v_t}{\sigma_t} \frac{\partial k}{\partial y} \right\} + v_t \left[ 2 \left( \frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + 2 \left( \frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 + \left( \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right)^2 \right] + \left( \frac{C_f}{\eta+h} \right) (u^2 + v^2)^{1.5} - \varepsilon = 0$$

$$v_t = C_\mu \frac{k^2}{\varepsilon} \quad \varepsilon = C_d \frac{k^{1.5}}{l} \quad \dots\dots\dots (6.4.6)$$

ここに、 $k$ は乱れの運動エネルギー、 $\varepsilon$ はエネルギー逸散率、 $l$ は乱れの代表スケールで、ここでは水深の0.1倍としている。

### 3) 三次元流動モデル

霞ヶ浦の調査での三次元流動数値シミュレーションには、小川原湖と同じ三次元  $k$ - $\varepsilon$ モデルが用いられているので、そちらを参照のこと。

### 4) ボックスモデル

霞ヶ浦では、底泥浚渫事業や導水事業の水質改善効果を試算することを目的として、昭和50年代から水質予測モデルの開発を行っている。事業効果の試算では、湖水質（主としてCOD）の長期的な変化を期間平均値レベルで予測することを目的としているため、ボックスモデルを採用している。図6.4.4に水質予測モデルの開発経緯の概要を、表6.4.3に各モデルの特徴を示す。

#### a) モデル開発の視点

##### i) モデル開発の経緯

水質予測モデルは以下の観点から、ボックスモデルを採用している。水質予測モデルはボックスモデルを基本とし、霞ヶ浦の水質現況や湖内利用（例えば内水面漁業）の実態に合うように、計算指標の選定、物理現象のモデル化を行ってきた。水質予測モデルの開発経緯の概要を図6.4.4に、各モデルの特徴を表6.4.3に示す。

湖水質（主としてCOD）の長期的な変化を期間平均値レベルで予測することを目的とする。霞ヶ浦は平均水深約4m、最大水深約7mと比較的浅い湖沼であり、鉛直混合が大きい。吹送流により水平循環流が生じ、1日程度の時間スケール及び高崎沖・土浦沖程度の空間スケールでは水平混合が生じると考えられる。

ブロック分割は図6.4.5に示すとおりであり、ブロック間での水収支・物質収支をとるとともに、各ブロック内を完全混合（均一）であるとして、ブロック内での物質の増減を計算する。

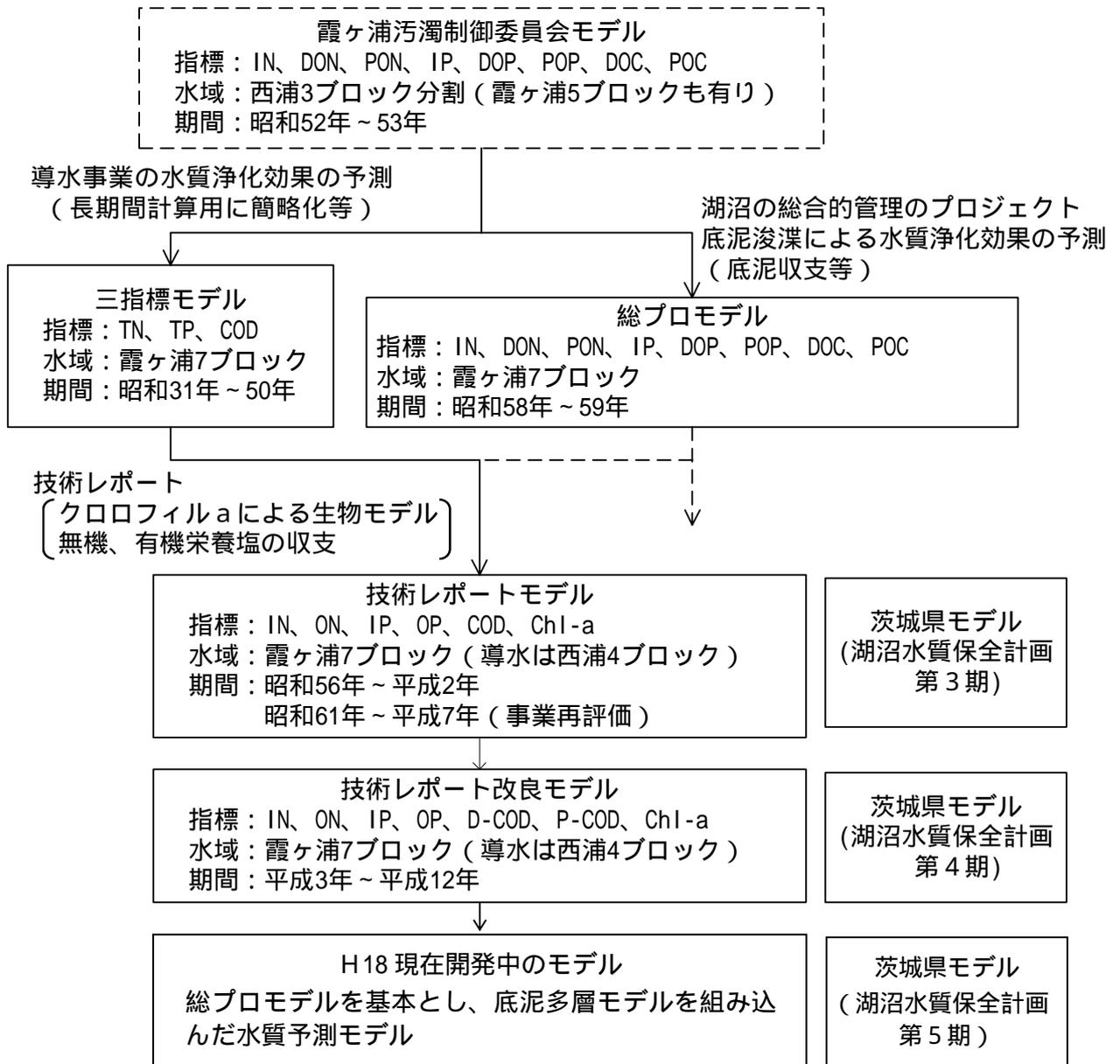


図 6.4.4 霞ヶ浦水質予測モデルの開発経緯

表 6.4.3 霞ヶ浦水質予測モデルの特徴

モデル名	主な特徴等
霞ヶ浦汚濁制御委員会モデル	昭和 50 年代に開発された物理モデル。必要とする条件量が多い。
三指標モデル	導水事業の水質浄化効果予測を目的とし、を簡略化して発展させたもの。
総プロモデル	湖沼の総合的水管理技術の開発の一環としての汎用的モデルの開発を目的としており、底泥の浚渫の長期的な効果を把握できるように、他のモデルと異なり、底泥収支も行っている。
技術レポートモデル	導水事業の技術レポート用にを改良したもの。クロロフィル a による生物モデルであることが最大の特徴。
技術レポート改良モデル	を改良し、COD を溶解態と粒子態に分けたほか、漁獲による取出を考慮したもの。
H18 現在開発中のモデル	総プロモデルを基本とし、底泥多層モデルを組み込んだ水質予測モデル

注) 総プロモデルは、「湖沼の総合水管理技術開発委員会」での指導を受けている。



図 6.4.5 霞ヶ浦の水質予測モデルのブロック分割

ii) 技術レポート改良モデルでの物理現象のモデル化等

技術レポート改良モデルは図 6.4.4に示したとおり、いくつかのモデル開発を経ているが、計算水質指標の選定の考え方、物理現象のモデル化は次のとおりで整理できる。

[ 計算水質指標の選定の考え方 ]

内部生産を精度良く計算するために藻類の増殖過程を考慮し、藻類指標としてクロロフィル a を用いている。

湖沼の環境基準に COD が用いられていること、各種事業効果が COD で整理されることから、有機物指標は COD を用いている。また、近年、湖沼における難分解性溶存有機物の増加が指摘されていることから、COD は溶存態(DCOD)と粒子態(PCOD)に分けている。

窒素、リンの指標については、底泥への沈降、藻類の増殖・死滅分解の諸過程を考慮するために、無機態(I-)と有機態(O-)の2態としている。

[ 物理現象のモデル化 ]

内水面漁業が盛んであり、漁獲による取出を考慮している。

霞ヶ浦は水深が浅いため、波浪により底泥が巻き上がりやすく、静置溶出(静穏な状態で間隙水から湖水へ栄養塩類が拡散する現象)と浮上溶出(底泥が巻き上がった際に、栄養塩類を含んだ間隙水が湖水に移流する現象)の割合が同程度であると考えられ、両者を考慮している。ただし、巻き上げ溶出(巻き上げに伴い粒子態物質が湖水滞留中に溶存態物質に分解・脱着されることによる現象)はわずかであると考えられるため無視している。

静置溶出は、静置溶出実験より温度と底泥濃度の関数としている。また、底泥浚渫後は、表層底泥濃度が減少し、溶出速度も減少するとしている。

浮上溶出は、日平均風速が閾値(ブロック毎に設定)を超えた時に発生するとしている。浮上溶出量は、底泥を用いた攪拌溶出実験より評価し静置溶出の倍数で与える。また、底泥浚渫後は静置溶出と同様に減少するとしている。

底泥浚渫後に高濃度の泥が再堆積している可能性があるが、浚渫直後の溶出量(静置溶出、浮上溶出)は変化しないと仮定している。

6.4 霞ヶ浦の水理・水質特性

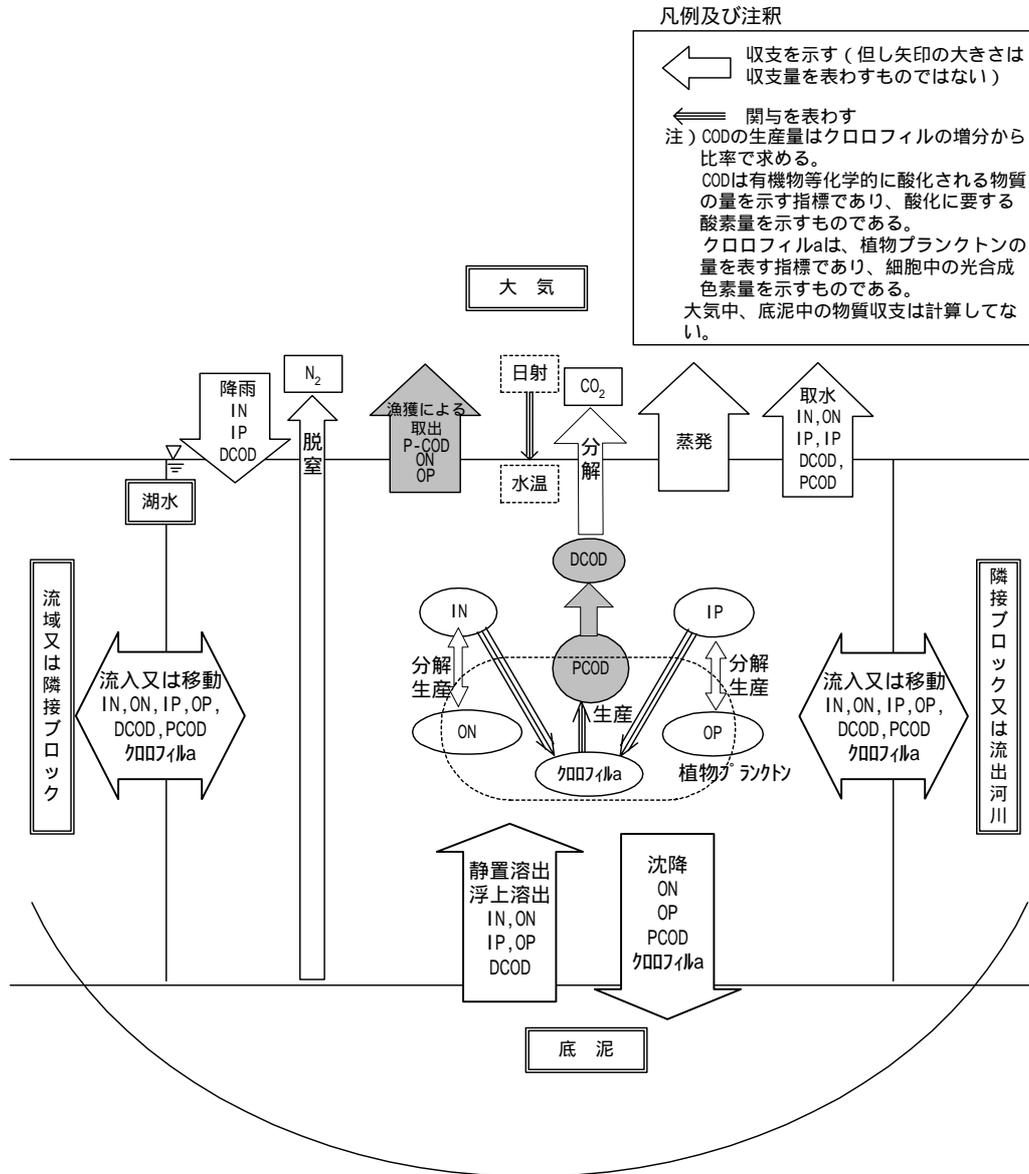


図 6.4.6 霞ヶ浦の水質予測モデル（技術レポート改良モデル）の物質収支概念図

## b) モデルの諸元

技術レポート改良モデルの諸元は表 6.4.4と表 6.4.5に示すとおりである。

表 6.4.4 水質予測モデルの諸元（技術レポート改良モデル）

項目	諸元	備考
モデルの種類	ブロックモデル	
空間分解能	湖内を7ブロックに分割	図 6.4.5参照
水質計算指標	Chl-a、DCOD、PCOD、IN、ON、IP、OP	
基礎式	表 6.4.5参照	詳細は表 6.4.6参照
計算時間間隔	1日	
計算に要する時間	1分（10年計算）	

表 6.4.5 ブロックモデルの基礎式の計算項（技術レポート改良モデル）

水量・水質 計算指標	計 算 項								
	河川流入 及び導水	湖面降雨	網生簀	取水	流出	底泥溶出	沈降	無機化 分解	生産
水量	●	●		●	●				
Chl-a	●			●	●		●	●	●
DCOD	●	●	●	●	●	●		●	
PCOD	●			●	●		●	●	●
IN	●	●	●	●	●	●		●	●
ON	●			●	●	●	●	●	●
IP	●	●	●	●	●	●		●	●
OP	●			●	●	●	●	●	●

注) ●印は水量・各水質計算指標の基礎式で考慮している計算項である。詳細は表 6.4.6参照。

表 6.4.6 水質予測モデル (技術レポート改良モデル) の基礎式

		河川流入 及び導水	湖面降雨	網生質	取水	流出	底泥溶出	沈降	無機化分解	生産
[水量]	$\frac{d}{dt} V_i =$	$(Q_i + Q_D)$	$Q_{R_i}$		$-Q_{S_i}$	$-Q_{M_i}$				
[クロロフィル a]	$\frac{d}{dt} (Ch_i \cdot V_i) =$	$LICh_i$			$-Q_{S_i} \cdot Ch_i$	$-Q_{M_i} \cdot Ch_i$		$-\frac{WS_i}{D_i} \cdot Ch_i \cdot V_i$	$-K_{DN} \cdot Ch_i \cdot V_i$	$+P \cdot Ch_i \cdot (D_P \cdot A_i)$
[DCOD]	$\frac{d}{dt} (C_{Di} \cdot V_i) =$	$LIC_{Di}$	$+LRC_i$	$+LAC_i$	$-Q_{S_i} \cdot C_{Di}$	$-Q_{M_i} \cdot C_{Di}$	$+ \mu_C \cdot RC \cdot (\theta_{RC})^{T-20} \cdot A_i$		$-K_{DCD} (\theta_{DCD})^{T-20} \cdot C_{Di} \cdot V_i + K_{DCP} (\theta_{DCP})^{T-20} \cdot C_{Pi} \cdot V_i$	
[PCOD]	$\frac{d}{dt} (C_{Pi} \cdot V_i) =$	$LIC_{Pi}$			$-Q_{S_i} \cdot C_{Pi}$	$-Q_{M_i} \cdot C_{Pi}$		$-\frac{WS_i}{D_i} \cdot C_i \cdot V_i$	$-K_{DC} (\theta_{DC})^{T-20} \cdot C_i \cdot V_i$	$+P \cdot \delta_{COD} \cdot CH_i \cdot (D_P \cdot A_i)$
[I-N]	$\frac{d}{dt} (IN_i \cdot V_i) =$	$LIIN_i$	$+LRN_i$	$+LAN_i$	$-Q_{S_i} \cdot IN_i$	$-Q_{M_i} \cdot IN_i$	$+ \mu_N \cdot RIN \cdot (\theta_{RIN})^{T-20} \cdot A_i$		$-K_{DEN} \cdot A_i$ $+ K_{DN} (\theta_{DN})^{T-20} \cdot ON_i \cdot V_i$	$-P \cdot \delta_N \cdot CH_i \cdot (D_P \cdot A_i)$
[O-N]	$\frac{d}{dt} (ON_i \cdot V_i) =$	$LION_i$			$-Q_{S_i} \cdot ON_i$	$-Q_{M_i} \cdot ON_i$	$+ \mu_N \cdot RON \cdot (\theta_{RON})^{T-20} \cdot A_i$	$-\frac{WS_i}{D_i} \cdot ON_i \cdot V_i$	$-K_{DN} (\theta_{DN})^{T-20} \cdot ON_i \cdot V_i$	$+P \cdot \delta_N \cdot CH_i \cdot (D_P \cdot A_i)$
[I-P]	$\frac{d}{dt} (IP_i \cdot V_i) =$	$LIP_i$	$+LRP_i$	$+LAP_i$	$-Q_{S_i} \cdot IP_i$	$-Q_{M_i} \cdot IP_i$	$+ \mu_P \cdot RIP \cdot (\theta_{RIP})^{T-20} \cdot A_i$		$+K_{DP} (\theta_{DP})^{T-20} \cdot OP_i \cdot V_i$	$-P \cdot \delta_P \cdot CH_i \cdot (D_P \cdot A_i)$
[O-P]	$\frac{d}{dt} (OP_i \cdot V_i) =$	$LIOP_i$			$-Q_{S_i} \cdot OP_i$	$-Q_{M_i} \cdot OP_i$	$+ \mu_P \cdot ROP \cdot (\theta_{ROP})^{T-20} \cdot A_i$	$-\frac{WS_i}{D_i} \cdot OP_i \cdot V_i$	$-K_{DP} (\theta_{DP})^{T-20} \cdot OP_i \cdot V_i$	$+P \cdot \delta_P \cdot CH_i \cdot (D_P \cdot A_i)$

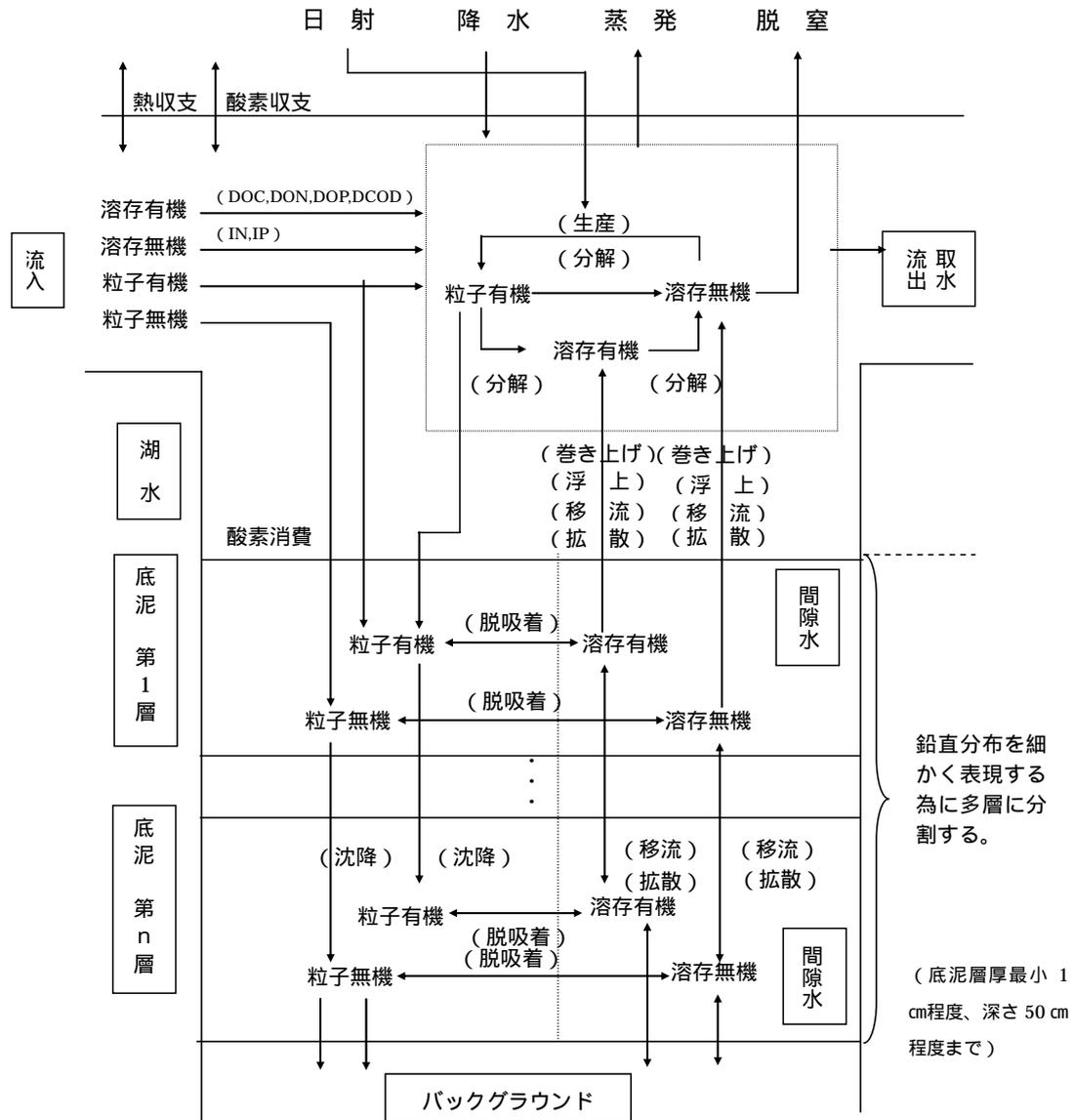
ここに 下添字 i ; 水域番号  
t ; 時間 (日)  
V<sub>i</sub> ; 水域容量 (m<sup>3</sup>)  
Q<sub>I</sub> ; 流入量 (m<sup>3</sup>/日) = 河川流入量 + 湖面降水量 - 湖面蒸発量  
Q<sub>D</sub> ; 導水量 (m<sup>3</sup>/日)  
Q<sub>S</sub> ; 取水量及び逆送量 (m<sup>3</sup>/日)  
Q<sub>M</sub> ; 他水域への移動水量 (m<sup>3</sup>/日)  
Ch<sub>i</sub>, C<sub>D</sub>, C<sub>P</sub>, IN, ON, IP, OP ; 物質 a, D-COD, P-COD, IN, ON, IP, OP の水質 [mg/l]  
LICh<sub>i</sub>, LIC<sub>D</sub>, LIC<sub>P</sub>, LIIN, LION ; 物質 a, D-COD, P-COD, IN, ON, IP, OP の河川及び導水による流入負荷量 [g/日]  
LRC, LRN, LRP ; D-COD, P-COD, IN, IP の降雨負荷量 [g/日]  
LAC, LAN, LAP ; D-COD, P-COD, IN, IP の網生質負荷量 [g/日]  
f<sub>n</sub>, f<sub>p</sub>, f<sub>c</sub> ; 浮上溶出量 [g/m<sup>2</sup>/日]  
RC, RIN, RON, RIP, ROP ; 20℃における D-COD, IN, ON, IP, OP の静置溶出速度 [g/m<sup>2</sup>/日]  
θ<sub>RC</sub>, θ<sub>RIN</sub>, θ<sub>RON</sub>, θ<sub>RIP</sub>, θ<sub>ROP</sub> ; D-COD, IN, ON, IP, OP の静置溶出温度定数  
A ; 水域面積 (m<sup>2</sup>)  
WS ; 有機物沈降速度 [m/日]  
WS' ; 藻類の沈降速度 (m/日) (=0.5×WS)  
D ; 水域平均水深 [m]

P ; 生産速度 [1/日] =  $PK(T) \cdot \frac{SR}{MKS+SR} \cdot \frac{IN_i}{MKN+IN_i} \cdot \frac{IP_i}{MKP+IP_i}$   
PK (T) ; 最大生産速度定数 [1/日] =  $PKK \left( \frac{T}{T_s} \cdot e^{\frac{T-T_s}{T_s}} \right)^2 + PKKO$   
D<sub>P</sub> ; 生産を代表させる層の厚さ (m)  
SR ; 日射量 [cal/cm<sup>2</sup>/日]  
T, T<sub>s</sub> ; 水温, 最適水温 [℃]  
MKS ; 日射量ミカエリス定数 [cal/cm<sup>2</sup>/日]  
MKN, MKP ; IN, IP のミカエリス定数 [mg/l]  
δ<sub>cod</sub>, δ<sub>N</sub>, δ<sub>P</sub> ; 藻類の COD, N, P / クロロフィル a 比  
D<sub>P</sub> ; 生産を代表させる層の厚さ (m)  
K<sub>DCD</sub>, θ<sub>DCD</sub> ; 20℃における COD 分解速度 [1/日], 温度定数  
K<sub>DCP</sub>, θ<sub>DCP</sub> ; 20℃における COD 分解速度 [1/日], 温度定数  
K<sub>DEN</sub> ; 脱窒速度 [g/m<sup>2</sup>/日]  
K<sub>DN</sub>, θ<sub>DN</sub> ; 20℃における ON 無機化分解速度定数 [1/日], 温度定数  
K<sub>DP</sub>, θ<sub>DP</sub> ; 20℃における OP 無機化分解速度定数 [1/日], 温度定数  
K<sub>D</sub> ; クロロフィルの死滅分解速度 [1/日]

である。

c) 底泥モデルの組み込み

霞ヶ浦では底泥からの負荷が湖内水質に及ぼす影響が大きいと考えられていることから、この現象の精度向上を図るため、底泥内も多層に分割し、層間の物質の移動を考慮することができる底泥多層モデルの水質モデルへの組み込みを行っている。底泥多層モデルを組み込んだモデルの概念図を図 6.4.7に示す。



底泥表面を基準面としていることによる見かけ上の移動と圧密による移動を含む。

図 6.4.7 底泥多層モデルを組み込んだ水質予測モデルの物質収支概念図

表 6.4.7 (1) 底泥多層モデルを組み込んだ水質予測モデルの基礎式 (湖水)

		河川流入 及び降水	湖面降雨	網生質	取水	流出	静置溶出	浮上溶出	沈降	無機化分解	生産	その他
(クロロフィル a)	$\frac{d}{dt}(\text{Chl}_i \cdot V_i) =$	LiCh <sub>i</sub>			-QS <sub>i</sub> · Chl <sub>i</sub>	-QM <sub>i</sub> · Chl <sub>i</sub>			$-\frac{WS_i}{D_i} \cdot \text{Chl}_i \cdot V_i$	$-K_{DC} \cdot \text{Chl}_i \cdot V_i$	+P · Chl <sub>i</sub> · (D <sub>r</sub> · A <sub>i</sub> )	
[DCOD] 溶存態 COD	$\frac{d}{dt}(\text{C}_{DI} \cdot V_i) =$	LiC <sub>DI</sub>	+LRC <sub>i</sub>	+LAC <sub>i</sub>	-QS <sub>i</sub> · C <sub>DI</sub>	-QM <sub>i</sub> · C <sub>DI</sub>	$+D_{DCOD} \frac{X_{DCOD}^{SI} - C_{DI}}{\frac{1}{2} \Delta Z_U} \frac{S_U^I}{100} \cdot A_i$	$+\frac{H_f}{dt}(X_{DCOD}^{SI} - C_{DI}) \frac{S_U^I}{100} \cdot A_i$		$-\frac{K_{DCOD}(\theta_{DCOD})^{T-20}}{100} \cdot C_{DI} \cdot V_i$ $+\frac{K_{DCOD}(\theta_{DCOD})^{T-20}}{100} \cdot C_{DI} \cdot V_i$		
[PCOD] 粒子態 COD	$\frac{d}{dt}(\text{C}_{PI} \cdot V_i) =$	LiC <sub>PI</sub>			-QS <sub>i</sub> · C <sub>PI</sub>	-QM <sub>i</sub> · C <sub>PI</sub>			$-\frac{WS_i}{D_i} \cdot C_{PI} \cdot V_i$	$-K_{DCP}(\theta_{DCP})^{T-20} \cdot C_{PI} \cdot V_i$	+P · δ <sub>cod</sub> · Chl <sub>i</sub> · (D <sub>r</sub> · A <sub>i</sub> )	
[I-N] 無機窒素	$\frac{d}{dt}(\text{IN}_i \cdot V_i) =$	LiIN <sub>i</sub>	+LRIN <sub>i</sub>	+LAIN <sub>i</sub>	-QS <sub>i</sub> · IN <sub>i</sub>	-QM <sub>i</sub> · IN <sub>i</sub>	$+D_{IN} \frac{X_{IN}^{SI} - \text{IN}_i}{\frac{1}{2} \Delta Z_U} \frac{S_U^I}{100} \cdot A_i$	$+\frac{H_f}{dt}(X_{IN}^{SI} - \text{IN}_i) \frac{S_U^I}{100} \cdot A_i$		$-\frac{K_{DEN}}{100} \cdot A_i$ $+\frac{K_{DEN}(\theta_{DEN})^{T-20}}{100} \cdot \text{ON}_{DI} \cdot V_i$ $+\frac{K_{DEN}(\theta_{DEN})^{T-20}}{100} \cdot \text{ON}_{PI} \cdot V_i$	-P · δ <sub>N</sub> · Chl <sub>i</sub> · (D <sub>r</sub> · A <sub>i</sub> )	
[DON] 溶存態有機窒素	$\frac{d}{dt}(\text{ON}_{DI} \cdot V_i) =$	LiON <sub>DI</sub>	+LRON <sub>i</sub>	+LAON <sub>i</sub>	-QS <sub>i</sub> · ON <sub>DI</sub>	-QM <sub>i</sub> · ON <sub>DI</sub>	$+D_{DON} \frac{X_{DON}^{SI} - \text{ON}_{DI}}{\frac{1}{2} \Delta Z_U} \frac{S_U^I}{100} \cdot A_i$	$+\frac{H_f}{dt}(X_{DON}^{SI} - \text{ON}_{DI}) \frac{S_U^I}{100} \cdot A_i$		$-\frac{K_{DON}(\theta_{DON})^{T-20}}{100} \cdot \text{ON}_{DI} \cdot V_i$ $+\frac{K_{DON}(\theta_{DON})^{T-20}}{100} \cdot \text{ON}_{PI} \cdot V_i$		
[PON] 粒子態有機窒素	$\frac{d}{dt}(\text{ON}_{PI} \cdot V_i) =$	LiON <sub>PI</sub>			-QS <sub>i</sub> · ON <sub>PI</sub>				$-\frac{WS_i}{D_i} \cdot \text{ON}_{PI} \cdot V_i$	$-\frac{K_{DON}(\theta_{DON})^{T-20}}{100} \cdot \text{ON}_{PI} \cdot V_i$ $-\frac{K_{DON}(\theta_{DON})^{T-20}}{100} \cdot \text{ON}_{PI} \cdot V_i$	+P · δ <sub>N</sub> · Chl <sub>i</sub> · (D <sub>r</sub> · A <sub>i</sub> )	
[I-P] 無機リン	$\frac{d}{dt}(\text{IP}_i \cdot V_i) =$	LiIP <sub>i</sub>	+LRIP <sub>i</sub>	+LAI <sub>P</sub> <sub>i</sub>	-QS <sub>i</sub> · IP <sub>i</sub>	-QM <sub>i</sub> · IP <sub>i</sub>	$+D_{IP} \frac{X_{IP}^{SI} - \text{IP}_i}{\frac{1}{2} \Delta Z_U} \frac{S_U^I}{100} \cdot A_i$	$+\frac{H_f}{dt}(X_{IP}^{SI} - \text{IP}_i) \frac{S_U^I}{100} \cdot A_i$		$+\frac{K_{DCP}(\theta_{DCP})^{T-20}}{100} \cdot \text{OP}_{DI} \cdot V_i$ $+\frac{K_{DCP}(\theta_{DCP})^{T-20}}{100} \cdot \text{OP}_{PI} \cdot V_i$	-P · δ <sub>P</sub> · Chl <sub>i</sub> · (D <sub>r</sub> · A <sub>i</sub> )	
[DOP] 溶存態有機リン	$\frac{d}{dt}(\text{OP}_{DI} \cdot V_i) =$	LiOP <sub>DI</sub>	+LROP <sub>i</sub>	+LAOP <sub>i</sub>	-QS <sub>i</sub> · OP <sub>DI</sub>	-QM <sub>i</sub> · OP <sub>DI</sub>	$+D_{DOP} \frac{X_{DOP}^{SI} - \text{OP}_{DI}}{\frac{1}{2} \Delta Z_U} \frac{S_U^I}{100} \cdot A_i$	$+\frac{H_f}{dt}(X_{DOP}^{SI} - \text{OP}_{DI}) \frac{S_U^I}{100} \cdot A_i$		$-\frac{K_{DOP}(\theta_{DOP})^{T-20}}{100} \cdot \text{OP}_{DI} \cdot V_i$ $+\frac{K_{DOP}(\theta_{DOP})^{T-20}}{100} \cdot \text{OP}_{PI} \cdot V_i$		
[POP] 粒子態有機リン	$\frac{d}{dt}(\text{OP}_{PI} \cdot V_i) =$	LiOP <sub>PI</sub>			-QS <sub>i</sub> · OP <sub>PI</sub>	-QM <sub>i</sub> · OP <sub>PI</sub>			$-\frac{WS_i}{D_i} \cdot \text{OP}_{PI} \cdot V_i$	$-\frac{K_{DOP}(\theta_{DOP})^{T-20}}{100} \cdot \text{OP}_{PI} \cdot V_i$ $-\frac{K_{DOP}(\theta_{DOP})^{T-20}}{100} \cdot \text{OP}_{PI} \cdot V_i$	+P · δ <sub>P</sub> · Chl <sub>i</sub> · (D <sub>r</sub> · A <sub>i</sub> )	
[DOC] 溶存態有機炭素	$\frac{d}{dt}(\text{OC}_{DI} \cdot V_i) =$	LiOC <sub>DI</sub>	+LROC <sub>DI</sub>	+LAOC <sub>DI</sub>	-QS <sub>i</sub> · OC <sub>DI</sub>	-QM <sub>i</sub> · OC <sub>DI</sub>	$+D_{DOC} \frac{X_{DOC}^{SI} - \text{OC}_{DI}}{\frac{1}{2} \Delta Z_U} \frac{S_U^I}{100} \cdot A_i$	$+\frac{H_f}{dt}(X_{DOC}^{SI} - \text{OC}_{DI}) \frac{S_U^I}{100} \cdot A_i$		$-\frac{K_{DOC}(\theta_{DOC})^{T-20}}{100} \cdot \text{OC}_{DI} \cdot V_i$ $+\frac{K_{DOC}(\theta_{DOC})^{T-20}}{100} \cdot \text{OC}_{PI} \cdot V_i$		
[POC] 粒子態有機炭素	$\frac{d}{dt}(\text{OC}_{PI} \cdot V_i) =$	LiOC <sub>PI</sub>			-QS <sub>i</sub> · OC <sub>PI</sub>	-QM <sub>i</sub> · OC <sub>PI</sub>			$-\frac{WS_i}{D_i} \cdot \text{OC}_{PI} \cdot V_i$	$-\frac{K_{DOC}(\theta_{DOC})^{T-20}}{100} \cdot \text{OC}_{PI} \cdot V_i$	+P · δ <sub>oc</sub> · Chl <sub>i</sub> · (D <sub>r</sub> · A <sub>i</sub> )	
[ISS] <sup>※1</sup> 無機 SS	$\frac{d}{dt}(\text{IS}_i \cdot V_i) =$	LiIS <sub>i</sub>			-QS <sub>i</sub> · IS <sub>i</sub>	-QM <sub>i</sub> · IS <sub>i</sub>		$+\frac{H_f}{dt} a(v)^3$	$-\frac{WS_i}{D_i} \cdot \text{IS}_i \cdot V_i$	$+\frac{K_{IN}(\theta_{IN})^{T-20}}{100} \cdot \text{OS}_i \cdot V_i$		
[OSS] 有機 SS	$\frac{d}{dt}(\text{OS}_i \cdot V_i) =$	LiOS <sub>i</sub>			-QS <sub>i</sub> · OS <sub>i</sub>	-QM <sub>i</sub> · OS <sub>i</sub>			$-\frac{WS_i}{D_i} \cdot \text{OS}_i \cdot V_i$	$-\frac{K_{IN}(\theta_{IN})^{T-20}}{100} \cdot \text{OS}_i \cdot V_i$	+P · δ <sub>ss</sub> · Chl <sub>i</sub> · (D <sub>r</sub> · A <sub>i</sub> )	
[DO] 溶存酸素	$\frac{d}{dt}(\text{O}_i \cdot V_i) =$	LiO <sub>i</sub>	+LRO <sub>i</sub>		-QS <sub>i</sub> · O <sub>i</sub>	-QM <sub>i</sub> · O <sub>i</sub>					$+(1-\rho_{cc}) \cdot R_{cc} \cdot P \cdot \text{Chl}(D_r \cdot A_i)$ $+R_{cc}(\theta_{cc})^{T-20} (DQ - DQ') V_i$ (両ばっ気) $-R_{cc}(\theta_{cc})^{T-20} \cdot C_i \cdot V_i$ (CODによる消費)	

ここに 下添字 i : 水域番号  
t : 時間 (日)  
V<sub>i</sub> : 水域容量 (m<sup>3</sup>)  
Q<sub>I</sub> : 流入量 (m<sup>3</sup>/日) = 河川流入量 + 湖面降水量 - 湖面蒸発量  
Q<sub>S</sub> : 取水量及び逆送量 (m<sup>3</sup>/日)  
Q<sub>M</sub> : 他水域への移動水量 (m<sup>3</sup>/日)

Chl, C<sub>D</sub>, C<sub>P</sub>, IN, ON, IP<sub>D</sub>, OP<sub>D</sub>, OC<sub>D</sub>, OC<sub>P</sub>, S, O : 物質 a, DCOD, PCOD, IN, DON, PON, IP, DOP, POP, DOC, POC, SS, DO の水質 (mg/l)  
LiCh<sub>i</sub>, LiC<sub>DI</sub>, LiC<sub>PI</sub>, LiIN, LiON, LiIP, LiOP, LIS, LIO : 物質 a, D-COD, P-COD, IN, ON, IP, OP の河川及び降水による流入負荷量 (g/日)  
LRC, LRN, LRP : D-COD, P-COD, IN, IP の降雨負荷量 (g/日)  
LAC, LAN, LAP : D-COD, P-COD, IN, IP の網生質負荷量 (g/日)  
D<sub>DCOD</sub>, D<sub>IN</sub>, D<sub>DON</sub>, D<sub>IP</sub>, D<sub>DOP</sub>, D<sub>DOC</sub> : D-COD, IN, DON, IP, DOP, DOC の拡散速度 (m<sup>2</sup>/日)  
X<sup>U</sup> : 上層間隙水濃度 (g/m<sup>3</sup>)  
ΔZ : 底泥層厚 (m)  
Sr : 体積含水率 (%)  
A : 水域面積 (m<sup>2</sup>)  
H<sub>r</sub> : 浮上溶出深さ (m)

WS : 有機物沈降速度 (m/日)  
WS' : 藻類の沈降速度 (m/日) (=0.5×WS)  
D<sub>i</sub> : 水域平均水深 (m)  
K<sub>DCM</sub> : クロロフィルの死滅分解速度 (1/日)  
K<sub>DCD</sub>, θ<sub>DCD</sub> : 20℃における COD 分解速度 [1/日], 温度定数 (溶存態→無機態)  
K<sub>DCP</sub>, θ<sub>DCP</sub> : 20℃における COD 分解速度 [1/日], 温度定数 (粒子態→溶存態)  
K<sub>DDI</sub>, θ<sub>DDI</sub> : 20℃における分解速度 [1/日], 温度定数 (溶存態→無機態)  
K<sub>DPI</sub>, θ<sub>DPI</sub> : 20℃における分解速度 [1/日], 温度定数 (粒子態→無機態)  
K<sub>DDP</sub>, θ<sub>DDP</sub> : 20℃における分解速度 [1/日], 温度定数 (粒子態→溶存態)  
K<sub>DEN</sub> : 脱窒速度 (g/m<sup>2</sup>/日)  
P : 生産速度 [1/日]  
T : 水温 [℃]  
δ<sub>cod</sub>, δ<sub>N</sub>, δ<sub>P</sub>, δ<sub>oc</sub> : 藻類の COD, N, P / クロロフィル a 比  
D<sub>P</sub> : 生産を代表させる層の厚さ (m)

※1 粒子径を複数に分割する

である。

表 6.4.7 (2) 底泥多層モデルを組み込んだ水質予測モデルの基礎式 (底泥内の物質収支)

底泥最上層 (U, j=1に相当)

	湖水との拡散	下層 j=2 との拡散	湖水への移流	下層 j=2 からの移流	脱吸着	無機化分解	無機物減少	浮上溶出	沈降
[溶解態無機成分の濃度]	$\frac{d}{dt}(C_{\text{Dox}}^U \cdot A \cdot \Delta Z^U) = -\left(\frac{S_{\text{Dox}}^U \cdot A}{100}\right) \cdot D_{\text{Dox}}^U \frac{X_{\text{Dox}}^U - C_{\text{Dox}}^U}{\frac{1}{2}\Delta Z^U} + \left(\frac{S_{\text{Dox}}^U \cdot A}{100}\right) \cdot D_{\text{Dox}}^U \frac{X_{\text{Dox}}^U - X_{\text{Dox}}^U}{\frac{1}{2}(\Delta Z^{U+1} + \Delta Z^U)}$		$-U^U \cdot C_{\text{Dox}}^U \cdot A$	$+U^U \cdot C_{\text{Dox}}^U \cdot A$	$+K_{\text{XPr}}^U (X_{\text{Pr}}^U - a_{\text{XPr}}^U \cdot X_{\text{Dox}}^U) \cdot A \cdot \Delta Z^U$	$+K_{\text{XPr}}^U \cdot C_{\text{Dox}}^U \cdot A \cdot \Delta Z^U$	$-K_{\text{XPr}}^U \cdot C_{\text{Dox}}^U \cdot A \cdot \Delta Z^U$	$-\frac{S_{\text{Pr}}^U}{100} \cdot H_f (X_{\text{Dox}}^U - C_{\text{Dox}}^U) \cdot A \cdot \frac{1}{dt}$	
[溶解態有機成分の濃度]	$\frac{d}{dt}(C_{\text{Dox}}^U \cdot A \cdot \Delta Z^U) = -\left(\frac{S_{\text{Dox}}^U \cdot A}{100}\right) \cdot D_{\text{Dox}}^U \frac{X_{\text{Dox}}^U - C_{\text{Dox}}^U}{\frac{1}{2}\Delta Z^U} + \left(\frac{S_{\text{Dox}}^U \cdot A}{100}\right) \cdot D_{\text{Dox}}^U \frac{X_{\text{Dox}}^U - X_{\text{Dox}}^U}{\frac{1}{2}(\Delta Z^{U+1} + \Delta Z^U)}$		$-U^U \cdot C_{\text{Dox}}^U \cdot A$	$+U^U \cdot C_{\text{Dox}}^U \cdot A$	$+K_{\text{XPr}}^U (X_{\text{Pr}}^U - a_{\text{XPr}}^U \cdot X_{\text{Dox}}^U) \cdot A \cdot \Delta Z^U$	$-K_{\text{XPr}}^U \cdot C_{\text{Dox}}^U \cdot A \cdot \Delta Z^U$		$-\frac{S_{\text{Pr}}^U}{100} \cdot H_f (X_{\text{Dox}}^U - C_{\text{Dox}}^U) \cdot A \cdot \frac{1}{dt}$	
[粒子態無機成分の濃度]	$\frac{d}{dt}(C_{\text{Pr}}^U \cdot A \cdot \Delta Z^U) =$				$-K_{\text{XPr}}^U (X_{\text{Pr}}^U - a_{\text{XPr}}^U \cdot X_{\text{Dox}}^U) \cdot A \cdot \Delta Z^U$				$+L_{\text{Pr}}^U$ (河口沈降) $+C_{\text{Pr}}^U \cdot A \cdot w^U$ (湖内沈降) $-C_{\text{Pr}}^U \cdot A \cdot w^U$ (下層への沈降)
[粒子態有機成分の濃度]	$\frac{d}{dt}(C_{\text{Pr}}^U \cdot A \cdot \Delta Z^U) =$				$-K_{\text{XPr}}^U (X_{\text{Pr}}^U - a_{\text{XPr}}^U \cdot X_{\text{Dox}}^U) \cdot A \cdot \Delta Z^U$				$+L_{\text{Pr}}^U$ (河口沈降) $+C_{\text{Pr}}^U \cdot A \cdot w^U$ (湖内沈降) $-C_{\text{Pr}}^U \cdot A \cdot w^U$ (下層への沈降)

底泥中間層(第 j 層, j=2 ~ n-1)

	上層 (j-1) との拡散	下層 (j+1) との拡散	上層 (j-1) への移流	下層 (j+1) からの移流	脱吸着	無機化分解	無機物減少	浮上溶出	沈降
[溶解態無機成分の濃度]	$\frac{d}{dt}(C_{\text{Dox}}^j \cdot A \cdot \Delta Z^j) = -\left(\frac{S_{\text{Dox}}^j \cdot A}{100}\right) \cdot D_{\text{Dox}}^j \frac{X_{\text{Dox}}^j - C_{\text{Dox}}^j}{\frac{1}{2}\Delta Z^{j+1}} + \left(\frac{S_{\text{Dox}}^j \cdot A}{100}\right) \cdot D_{\text{Dox}}^j \frac{X_{\text{Dox}}^j - X_{\text{Dox}}^j}{\frac{1}{2}(\Delta Z^{j+1} + \Delta Z^j)}$		$-U^{j-1} \cdot C_{\text{Dox}}^j \cdot A$	$+U^j \cdot C_{\text{Dox}}^j \cdot A$	$+K_{\text{XPr}}^j (X_{\text{Pr}}^j - a_{\text{XPr}}^j \cdot X_{\text{Dox}}^j) \cdot A \cdot \Delta Z^j$	$+K_{\text{XPr}}^j \cdot C_{\text{Dox}}^j \cdot A \cdot \Delta Z^j$	$-K_{\text{XPr}}^j \cdot C_{\text{Dox}}^j \cdot A \cdot \Delta Z^j$	$-\frac{S_{\text{Pr}}^j}{100} \cdot H_f (X_{\text{Dox}}^j - C_{\text{Dox}}^j) \cdot A \cdot \frac{1}{dt}$	
[溶解態有機成分の濃度]	$\frac{d}{dt}(C_{\text{Dox}}^j \cdot A \cdot \Delta Z^j) = -\left(\frac{S_{\text{Dox}}^j \cdot A}{100}\right) \cdot D_{\text{Dox}}^j \frac{X_{\text{Dox}}^j - C_{\text{Dox}}^j}{\frac{1}{2}\Delta Z^{j+1}} + \left(\frac{S_{\text{Dox}}^j \cdot A}{100}\right) \cdot D_{\text{Dox}}^j \frac{X_{\text{Dox}}^j - X_{\text{Dox}}^j}{\frac{1}{2}(\Delta Z^{j+1} + \Delta Z^j)}$		$-U^{j-1} \cdot C_{\text{Dox}}^j \cdot A$	$+U^j \cdot C_{\text{Dox}}^j \cdot A$	$+K_{\text{XPr}}^j (X_{\text{Pr}}^j - a_{\text{XPr}}^j \cdot X_{\text{Dox}}^j) \cdot A \cdot \Delta Z^j$	$-K_{\text{XPr}}^j \cdot C_{\text{Dox}}^j \cdot A \cdot \Delta Z^j$		$-\frac{S_{\text{Pr}}^j}{100} \cdot H_f (X_{\text{Dox}}^j - C_{\text{Dox}}^j) \cdot A \cdot \frac{1}{dt}$	
[粒子態無機成分の濃度]	$\frac{d}{dt}(C_{\text{Pr}}^j \cdot A \cdot \Delta Z^j) =$				$-K_{\text{XPr}}^j (X_{\text{Pr}}^j - a_{\text{XPr}}^j \cdot X_{\text{Dox}}^j) \cdot A \cdot \Delta Z^j$				$+C_{\text{Pr}}^j \cdot A \cdot w^{j-1}$ (上層からの沈降) $-C_{\text{Pr}}^j \cdot A \cdot w^j$ (下層への沈降)
[粒子態有機成分の濃度]	$\frac{d}{dt}(C_{\text{Pr}}^j \cdot A \cdot \Delta Z^j) =$				$-K_{\text{XPr}}^j (X_{\text{Pr}}^j - a_{\text{XPr}}^j \cdot X_{\text{Dox}}^j) \cdot A \cdot \Delta Z^j$				$+C_{\text{Pr}}^j \cdot A \cdot w^{j-1}$ (上層からの沈降) $-C_{\text{Pr}}^j \cdot A \cdot w^j$ (下層への沈降)

底泥最下層(D, j=nに相当)

	上層 (n-1) との拡散	バックグラウンドとの拡散	上層 (n-1) への移流	バックグラウンドからの移流	脱吸着	無機化分解	無機物減少	沈降
[溶解態無機成分の濃度]	$\frac{d}{dt}(C_{\text{Dox}}^D \cdot A \cdot \Delta Z^D) = \left(\frac{S_{\text{Dox}}^D \cdot A}{100}\right) \cdot D_{\text{Dox}}^D \frac{X_{\text{Dox}}^D - X_{\text{Dox}}^D}{\frac{1}{2}(\Delta Z^D + \Delta Z^{n-1})} + \left(\frac{S_{\text{Dox}}^D \cdot A}{100}\right) \cdot D_{\text{Dox}}^D \frac{X_{\text{Dox}}^D - X_{\text{Dox}}^D}{\frac{1}{2}\Delta Z^D}$		$-U^{n-1} \cdot C_{\text{Dox}}^D \cdot A$	$+U^D \cdot C_{\text{Dox}}^D \cdot A$	$+K_{\text{XPr}}^D (X_{\text{Pr}}^D - a_{\text{XPr}}^D \cdot X_{\text{Dox}}^D) \cdot A \cdot \Delta Z^D$	$+K_{\text{XPr}}^D \cdot C_{\text{Dox}}^D \cdot A \cdot \Delta Z^D$	$-K_{\text{XPr}}^D \cdot C_{\text{Dox}}^D \cdot A \cdot \Delta Z^D$	
[溶解態有機成分の濃度]	$\frac{d}{dt}(C_{\text{Dox}}^D \cdot A \cdot \Delta Z^D) = \left(\frac{S_{\text{Dox}}^D \cdot A}{100}\right) \cdot D_{\text{Dox}}^D \frac{X_{\text{Dox}}^D - X_{\text{Dox}}^D}{\frac{1}{2}(\Delta Z^D + \Delta Z^{n-1})} + \left(\frac{S_{\text{Dox}}^D \cdot A}{100}\right) \cdot D_{\text{Dox}}^D \frac{X_{\text{Dox}}^D - X_{\text{Dox}}^D}{\frac{1}{2}\Delta Z^D}$		$-U^{n-1} \cdot C_{\text{Dox}}^D \cdot A$	$+U^D \cdot C_{\text{Dox}}^D \cdot A$	$+K_{\text{XPr}}^D (X_{\text{Pr}}^D - a_{\text{XPr}}^D \cdot X_{\text{Dox}}^D) \cdot A \cdot \Delta Z^D$	$-K_{\text{XPr}}^D \cdot C_{\text{Dox}}^D \cdot A \cdot \Delta Z^D$		
[粒子態無機成分の濃度]	$\frac{d}{dt}(C_{\text{Pr}}^D \cdot A \cdot \Delta Z^D) =$				$-K_{\text{XPr}}^D (X_{\text{Pr}}^D - a_{\text{XPr}}^D \cdot X_{\text{Dox}}^D) \cdot A \cdot \Delta Z^D$			$+C_{\text{Pr}}^D \cdot A \cdot w^{n-1}$ (上層からの沈降) $-C_{\text{Pr}}^D \cdot A \cdot w^D$ (バックグラウンドへの沈降)
[粒子態有機成分の濃度]	$\frac{d}{dt}(C_{\text{Pr}}^D \cdot A \cdot \Delta Z^D) =$				$-K_{\text{XPr}}^D (X_{\text{Pr}}^D - a_{\text{XPr}}^D \cdot X_{\text{Dox}}^D) \cdot A \cdot \Delta Z^D$			$+C_{\text{Pr}}^D \cdot A \cdot w^{n-1}$ (上層からの沈降) $-C_{\text{Pr}}^D \cdot A \cdot w^D$ (バックグラウンドへの沈降)

ここに  
 T 下添字 I ; 水域番号  
 T 時間 (日)  
 C<sub>Dox</sub>, C<sub>Pr</sub>, C<sub>Fix</sub>, C<sub>Pox</sub> ; 水質 (g/m<sup>3</sup>) (Dox=溶解性無機態 Dox=溶解性有機態 Fix=粒子無機態 Pox=粒子有機態)  
 D<sub>Dox</sub>, D<sub>Pr</sub>, D<sub>Fix</sub>, D<sub>Pox</sub> ; 拡散速度 (m<sup>2</sup>/日)  
 X ; 間隙水濃度 (g/m<sup>3</sup>)  
 ΔZ ; 底泥層厚 (m)  
 Sr ; 体積含水率 (%)

U ; 間隙水移流速度 (m/日)  
 K<sub>XPr</sub>, K<sub>XPr</sub> ; 脱吸着速度 (1/s)  
 K<sub>XPr</sub> ; 無機化分解速度 (1/s)  
 K<sub>XPr</sub> ; 無機物減少速度 (1/s)  
 H<sub>f</sub> ; 浮上溶出深さ (m)  
 a<sub>XPr</sub> ; 脱吸着平衡定数 (m<sup>3</sup>/g)

である。

右下の添字 X はそれぞれ N、P、C を表し、右添字はそれぞれ L: 湖水、U: 底泥最上層、D: 底泥最下層、Mj: 底泥中間 j 層、B: バックグラウンド(境界)を示す

表 6.4.7 (3) 底泥多層モデルを組み込んだ水質予測モデルの基礎式（底泥内の物質収支）

底泥最上層 (U)

		河口沈降項	湖内沈降項	下層 (j=2) への沈降項	脱吸着
[不溶性粒子]	$\frac{d}{dt}(C_{SU}^U \cdot A \cdot \Delta Z^U) =$	$L_{SU}$	$+ C_{SU}^U \cdot A \cdot W^U$	$- C_{SU}^U \cdot A \cdot W^U$	
[可溶性無機態粒子]	$\frac{d}{dt}(C_{SI}^U \cdot A \cdot \Delta Z^U) =$	$L_{SI}$	$+ C_{SI}^U \cdot A \cdot W^U$	$- C_{SI}^U \cdot A \cdot W^U$	$- \tau_{SI} \cdot K_{XPI}^U (X_{PIN}^U - a_{XPI}^U \cdot X_{DNI}^U) \cdot A \cdot \Delta Z^U$
[可溶性有機態粒子]	$\frac{d}{dt}(C_{SO}^U \cdot A \cdot \Delta Z^U) =$	$L_{SO}$	$+ C_{SO}^U \cdot A \cdot W^U$	$- C_{SO}^U \cdot A \cdot W^U$	$- \tau_{SO} \cdot K_{XPO}^U (X_{PON}^U - a_{XPO}^U \cdot X_{DON}^U) \cdot A \cdot \Delta Z^U$

底泥中間層(第j層、j=2~n-1)

		上層 (j-1) からの沈降	下層 (j+1) への沈降	脱吸着
[不溶性粒子]	$\frac{d}{dt}(C_{SU}^j \cdot A \cdot \Delta Z^j) =$	$+ C_{SU}^{j-1} \cdot A \cdot W^{j-1}$	$- C_{SU}^j \cdot A \cdot W^j$	
[可溶性無機態粒子]	$\frac{d}{dt}(C_{SI}^j \cdot A \cdot \Delta Z^j) =$	$+ C_{SI}^{j-1} \cdot A \cdot W^{j-1}$	$- C_{SI}^j \cdot A \cdot W^j$	$- \tau_{SI} \cdot K_{XPI}^j (X_{PIN}^j - a_{XPI}^j \cdot X_{DNI}^j) \cdot A \cdot \Delta Z^j$
[可溶性有機態粒子]	$\frac{d}{dt}(C_{SO}^j \cdot A \cdot \Delta Z^j) =$	$+ C_{SO}^{j-1} \cdot A \cdot W^{j-1}$	$- C_{SO}^j \cdot A \cdot W^j$	$- \tau_{SO} \cdot K_{XPO}^j (X_{PON}^j - a_{XPO}^j \cdot X_{DON}^j) \cdot A \cdot \Delta Z^j$

底泥最下層(D)

		上層 (n-1) からの沈降項	バックグランドへの沈降	脱吸着
[不溶性粒子]	$\frac{d}{dt}(C_{SU}^D \cdot A \cdot \Delta Z^D) =$	$+ C_{SU}^{n-1} \cdot A \cdot W^{n-1}$	$- C_{SU}^D \cdot A \cdot W^D$	
[可溶性無機態粒子]	$\frac{d}{dt}(C_{SI}^D \cdot A \cdot \Delta Z^D) =$	$+ C_{SI}^{n-1} \cdot A \cdot W^{n-1}$	$- C_{SI}^D \cdot A \cdot W^D$	$- \tau_{SI} \cdot K_{XPI}^D (X_{PIN}^D - a_{XPI}^D \cdot X_{DNI}^D) \cdot A \cdot \Delta Z^D$
[可溶性有機態粒子]	$\frac{d}{dt}(C_{SO}^D \cdot A \cdot \Delta Z^D) =$	$+ C_{SO}^{n-1} \cdot A \cdot W^{n-1}$	$- C_{SO}^D \cdot A \cdot W^D$	$- \tau_{SO} \cdot K_{XPO}^D (X_{PON}^D - a_{XPO}^D \cdot X_{DON}^D) \cdot A \cdot \Delta Z^D$

ここに 下添字 I ; 水域番号  $K_{XPI}, K_{XPO}$  ; 脱吸着速度 (1/s)  
 T ; 時間 (日)  $K_{XOI}$  ; 無機化分解速度 (1/s)  
 $C_{SU}, C_{SI}, C_{SO}$  ; SS 水質 (g/m<sup>3</sup>) (su=不溶性粒子 si=可溶性無機態粒子 so=可溶性有機態粒子)  $K_{XI}$  ; 無機物減少速度 (1/s)  
 X ; 間隙水濃度 (g/m<sup>3</sup>)  $a_{XPO}$  ; 脱吸着平衡定数 (m<sup>3</sup>/g)  
 $\Delta Z$  ; 底泥層厚 (m)

である。

※ 右添字はそれぞれ L : 湖水、U : 底泥最上層、D : 底泥最下層、Mj : 底泥中間 j 層、B : バックグランド(境界)を示す

熱量保存式

	移流	拡散	湖内収支項
熱量保存式	$\frac{\partial H T}{\partial t} =$	$-\frac{\partial}{\partial x} (H T u_x) - \frac{\partial}{\partial y} (H T v_y)$	$\frac{\partial}{\partial x} (H K T_x \cdot \frac{\partial T}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (H K T_y \cdot \frac{\partial T}{\partial y}) + (1 - \beta) \phi_o \cdot f / (\rho \cdot \gamma) + (\beta \phi_o - \phi_r - \phi_s - \phi_k) / (\rho \cdot \gamma)$

ここに H ; 水深  $\phi$  ; 輻射熱到達量 (気象要因による熱のフラックス) (cal/m<sup>2</sup>/s)  
 T ; 水温 (°C)  $\beta$  ; 水面吸収率  
 $K_{Tx}$  ; X 方向の水温拡散係数 (m<sup>2</sup>/s)  $\phi_r$  ; 有効長波放射 (cal/m<sup>2</sup>/s)  
 $K_{Ty}$  ; Y 方向の水温拡散係数 (m<sup>2</sup>/s)  $\phi_s$  ; 蒸発による熱損失 (潜熱交換) (cal/m<sup>2</sup>/s)  
 $\rho$  ; 水の密度 (g/m<sup>3</sup>)  $\phi_k$  ; 熱伝導による熱の移動 (顕熱交換) (cal/m<sup>2</sup>/s)  
 $\gamma$  ; 水の比熱 (cal/g/°C)  $f$  ; 水中到達輻射熱の水中吸収率  
 $\phi_o$  ; 水面に吸収される輻射熱 (= (1 -  $\alpha$ )  $\phi$ ) (cal / m<sup>2</sup> / sec)  $\eta$  ; 減衰係数 (1/m)  
 $\alpha$  ; 水面反射率

である

6.4.3 特徴的な現象の調査・解析

(1) 潮止め堰（常陸川水門）開閉に伴う流動

霞ヶ浦の出口にある常陸川水門は、塩水進入を防ぐために常時は閉ざされているが、出水前後には、塩水遡上を防止するため、潮汐位相に応じたゲートの開閉が行われる。一方、霞ヶ浦はいくつかの水域が連結しているため、ゲートの開閉により水域間で連成振動（サージング）が発生する。実際、常陸川水門操作期間中に北浦の一部で魚網が流されたという報告があり、水門操作との因果関係が問題とされた。そこで、既存の水位及び流量データの解析と一次元不定流計算による振動解析、及び北浦当該水域における現地観測と平面二次元流動解析により、この現象を調査した事例を紹介する。

1) 水位・流量記録の分析

図 6.4.8 に示す地点で流量( )と水位( )が計測されている。流量は5分ごと、水位は日川、鰐川、潮来で5分ごと、他の地点では1時間ごとである。

平成10年9月に大きな出水が2回あり、湖水位を低下させるために、数週間にわたって毎日放流が行われた。ただし、霞ヶ浦への塩分侵入を防ぐために、潮位の高い時にはゲートが閉じられた。その結果、ほぼ連日にわたってサージングが生じた。

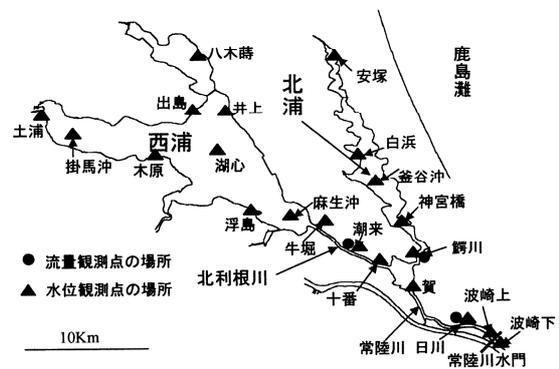


図 6.4.8 流量・水位観測点の位置

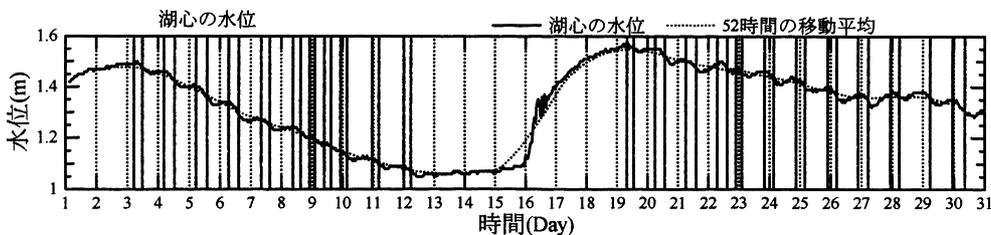


図 6.4.9 湖心の水位変化

図 6.4.9 に西浦湖深部の水位変動を示す。霞ヶ浦の水位は、通常はY.P.+1.1mを管理目標に操作されているが、8月29日に通過した台風4号により、Y.P.+1.5mまで上昇した。その後、毎日の段階的放流でY.P.+1.1mまで低下したが、9月16日の台風5号により再びY.P.+1.55mまで上昇し、平水位に戻ったのは10月下旬であった。

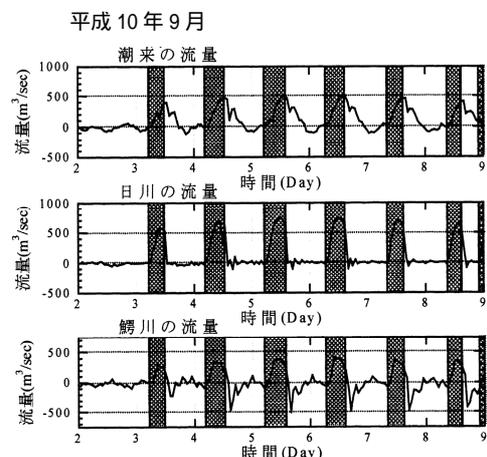


図 6.4.10 水門開閉と流量の変化

最初の出水における潮来、鰐川、日川の流量記録を図 6.4.10 に示す。正の値が順流(下流に向かう流れ)、負の値が逆流を示す。なお網掛けをした時間帯には水門が開放されていた。水門に最も近い日川の流量は、水門開放時に順流、閉塞時には概ねゼロとなっている。ところが北浦の口にあたる鰐川の記録では、水門閉塞の約 1 時間後に強い逆流を生じている。この逆流は 3~4 時間程度の周期で繰り返し発生しており、対応する振動は日川の記録にも微小ながら現われている。一方、西浦の口にあたる潮来の記録では、水門閉塞後も 10 時間にわたって順流が継続している。ただし鰐川の逆流の第一波にあたる時刻に順流が一時弱まっていることがわかる。

以上の記録から、現象の機構を図 6.4.11 のように推察した。常陸川水門が開放されると、水門に近い北浦の水位が西浦に比べて低下する。水門閉塞に伴い発生する遡上波は、主に水位の低い北浦に流入する。この時、西浦からの流れは多少弱まるものの、西浦の水位が十分高いために、逆流に転じることはない。したがって、水門からの遡上波と西浦からの流れが合流して北浦に流入し、そこで強い逆流が生じるものと考えられた。

6.4.2(2)1) で述べた一次元不定流モデルを用いて、北浦の逆流現象の再現が試みられた。本水域には分岐(外浪逆浦)がひとつある。この部分では、以下の連続条件式で接続する。

$$A \frac{\partial H}{\partial t} = (-Q_1 + Q_2 + Q_3) \quad (6.4.7)$$

ここに、 $A$  は外浪逆浦の平面積、 $Q_i$  は合流する 3 本の水路の流量である。一方、境界条件は以下のように設定した。西浦と北浦の最上流断面では  $Q=0$  とした。最下流断面である常陸川水門では、ゲートが開放されている時間帯では水位制御として利根川水位を与え、ゲート閉塞時には  $Q=0$  の条件を与えた。計算時間ステップ  $\Delta t$  は 300sec とした。空間ステップは、水路部については 250m、湖部においては 1000~2000m とし、平成 10~11 年度に建設省が実施した測量結果に基づいて断面形状を与えた。図 6.4.12(a)、(b) に計算結果と実測結果の比較を示す。両者はほぼ一致していることから、本現象は図 6.4.11 に示した一元的流動機構によっていると考えられる。

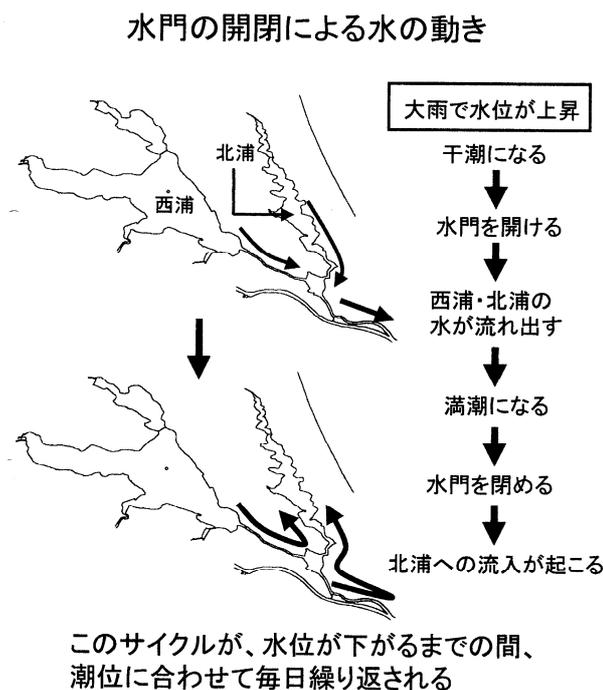


図 6.4.11 水門開閉による流れの概念図

6.4 霞ヶ浦の水理・水質特性

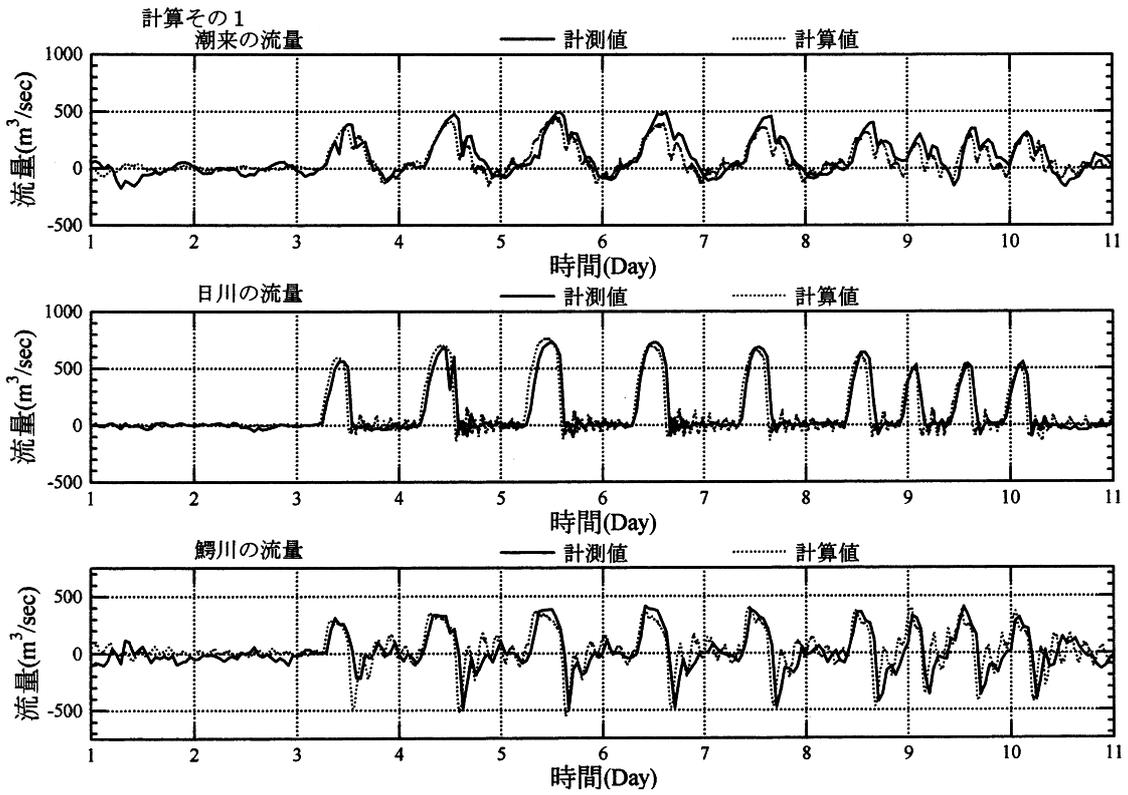


図 6.4.12 (a) 一次元不定流計算結果(流量)

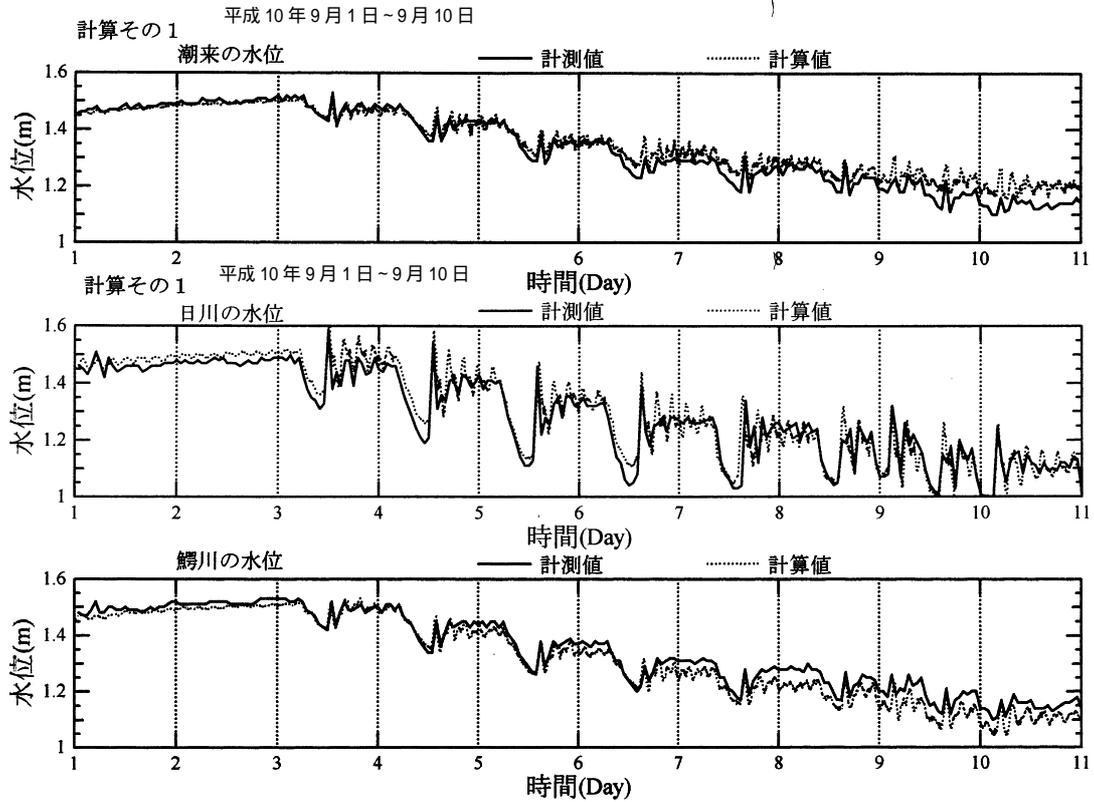


図 6.4.12(b) 一次元不定流計算結果(水位)

2) 逆流時における北浦の流れ

平成 11 年 10 月 27 日の降雨により、霞ヶ浦の水位は Y.P.+1.34m まで上昇し、数日間にわたって常陸川水門の操作が行われることとなった。そこで、魚網の被害が過去に報告されている北浦の「爪木の鼻」付近の水域において、11 月 1、2 日に現地観測を実施した。図 6.4.13 に現地の湖岸形状と観測線を示す。観測船に ADCP を取り付け、測線上を一定速度で走行し、水平流速の鉛直分布を計測した。船の位置は GPS で求めた。なお、11 月 1 日は

の順に 8 の字型に走行し、2 日にはの順に走行した。遡上波による逆流第一波の継続時間は 3 時間程度で且つ非定常性が強いことから、水門閉塞時から数時間、上記の周回計測を継続した。

11 月 2 日の逆流がピークに達していた時間帯の計測結果（鉛直平均の水平ベクトル）を図 6.4.14 の左側に示す。当日は風が強く、観測船が風波で動揺したため計測結果はばらついていいる。そこで、各測線ごとに最小自乗法で 2 次曲線をフィッティングした結果を右側に示す。爪木の鼻の先端部で 30cm/sec 程度の流速が生じていることがわかる。

北浦の主要部分（鱈川 3 km 地点より上流）の流れを、6.4.2(2)2) に示した計算法により再現した。下流側境界の水位及び流速は、6.4.2(2)1) に示した一次元不定流計算の結果から与えた。その他の境界については不透過条件を与えた。11 月 2 日についての計算結果を図 6.4.15 に示す。観測結果と同様に、爪木の鼻の先端部で 30cm/sec 程度の流速が生じていることがわかる。以上から、常陸川水門の閉塞により遡上する波が作る流れが、湖岸平面形状の効果により、爪木の鼻先端付近で高流速を発生させるものと結論された。

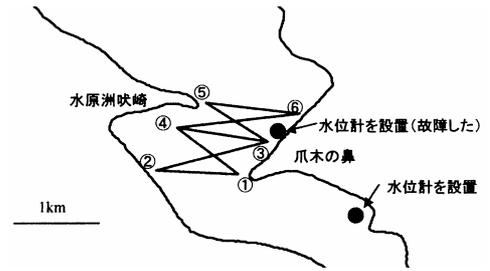


図 6.4.13 観測の測線と水位計の設置地点

北浦流速観測11月2日

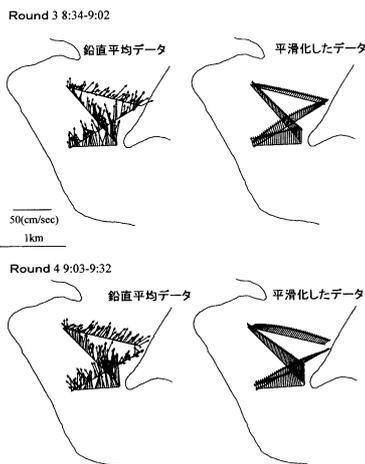


図 6.4.14 現地観測結果

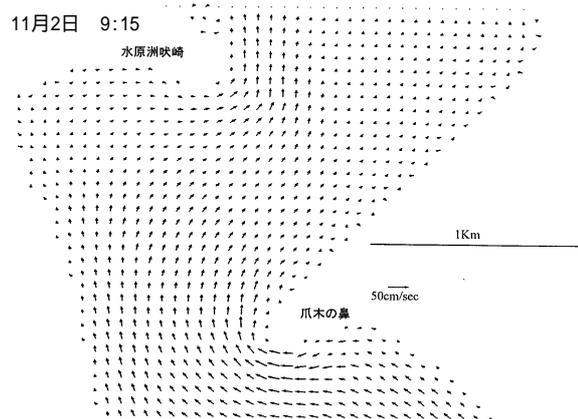


図 6.4.15 平面二次元流計算結果

## (2) 霞ヶ浦湖面に作用する力

## 1) 風フロントの伝播特性

霞ヶ浦は浅い湖であるから、風が湖流の大きな外力となる。風場が空間的に一様である場合には、風応力と水圧傾斜が概ねバランスするので、湖流速はそれほど大きくなる。一方風向風速が場所的に変化すると、湖面に水平トルクが作用するので、還流が発達することになる。このような風場の非一様性には、周囲地形によって生じるものと、風フロントの通過または滞留によるものがある。本節では、風フロント通過に伴う風場変動を調査した事例<sup>5)</sup>を紹介する。

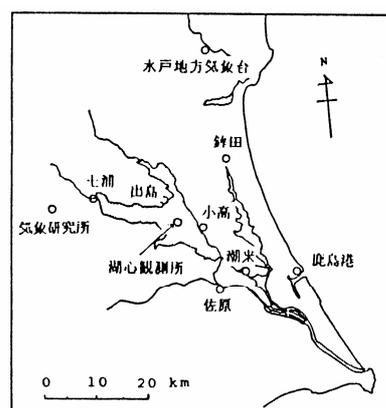


図 6.4.16 霞ヶ浦周辺の風データ観測所

## a) 風記録から読み取れる風フロントの特性

この調査は昭和 60 年に行われた。当時の風観測所の配置を図 6.4.16 に示す。また図 6.4.17 に湖心観測所のアナログ記録の一部を示す。こらからわかるように、風の吹き始めは吹き終わりに比べて風速変化が急である。この傾向は年間のデータ全般についてみられた。そこで風の吹き始めが空間的にどのように伝わっていくかを調べた。各観測所のアナログ記録から、同一と思われる風の吹き始めの時刻を読み取り、その時差に従って、同一時刻に吹き始めたと思われる地点を地図上で内分して求めると、図 6.4.18 に示すように風の不連続面がほぼ一定速度で進行していく様子が現れる。この不連続面を風フロントと呼ぶことにする。

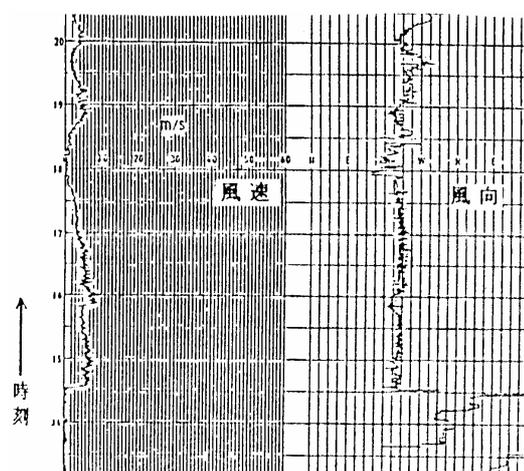


図 6.4.17 湖心観測所の風データ

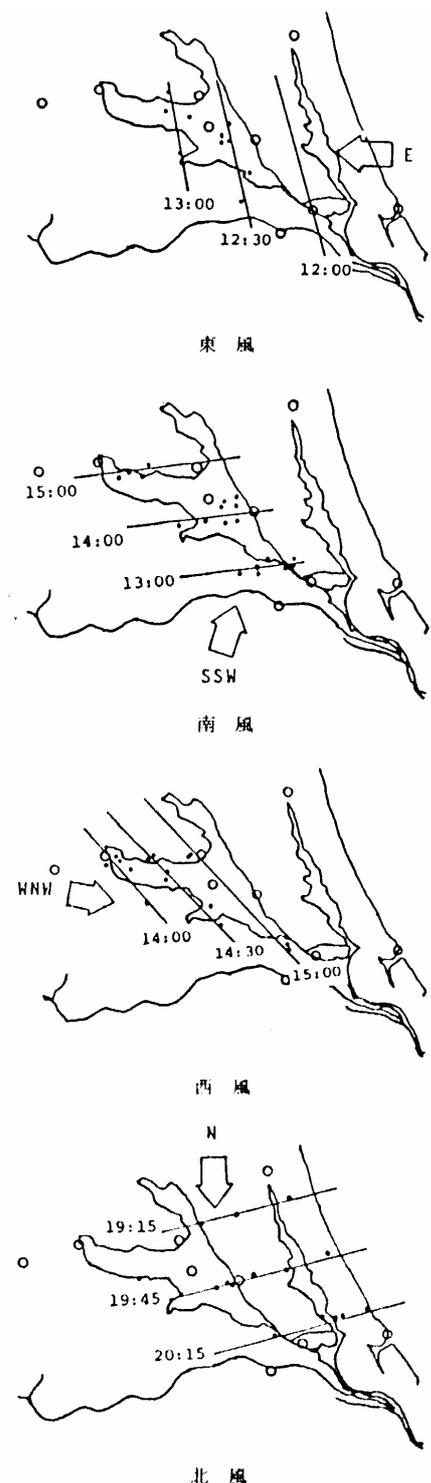


図 6.4.18 風フロントの移動状況  
この図から、西風と北風のフロントは晩秋から早春にかけて多いことから季節的要因によるものであると考えられる。また東風と南風のフロントは年間を通して日中に多いことから、日変化要因による風であり風向からして海風フロントであると推察される。

図中の は主風向を示している。どのケースにおいても、風向はフロント面に対して直角ではなく、右に傾いていることがわかる。これはコリオリ力の影響であると考えられる。さて、風フロントが霞ヶ浦の湖面上にある時間は1時間半から2時間程度のものだが、この間には風場の不均一性が著しく高い。図 6.4.18の二番目のケースで14:00の状態をみると、フロントより南側ではフロントに対して右斜め45度に風が吹いているから、全体としては反時計まわりのトルクが作用していることになる。このようなトルクは、風フロントが完全に通過した後には作用しない。したがって、このような「過渡期」に湖の還流が形成されている可能性がある。

b) 風フロントの発生頻度と伝播特性

図 6.4.19に、湖心観測所における風向別のフロント発生頻度を整理した。縦軸が季節(旬単位)、横軸が時刻である。図中の は風の吹き出しが急で図 6.4.18に示したようにフロント移動状況が明確に捉えられたケース、 は風の吹き出しがそれほど急でなく移動状況は把握できなかったが恐らくフロントと考えられるケース、 は風向のみが急激に変化したケースである。このように、風フロントはあらゆる方向からやってくる。また非常に頻度の高い現象である。

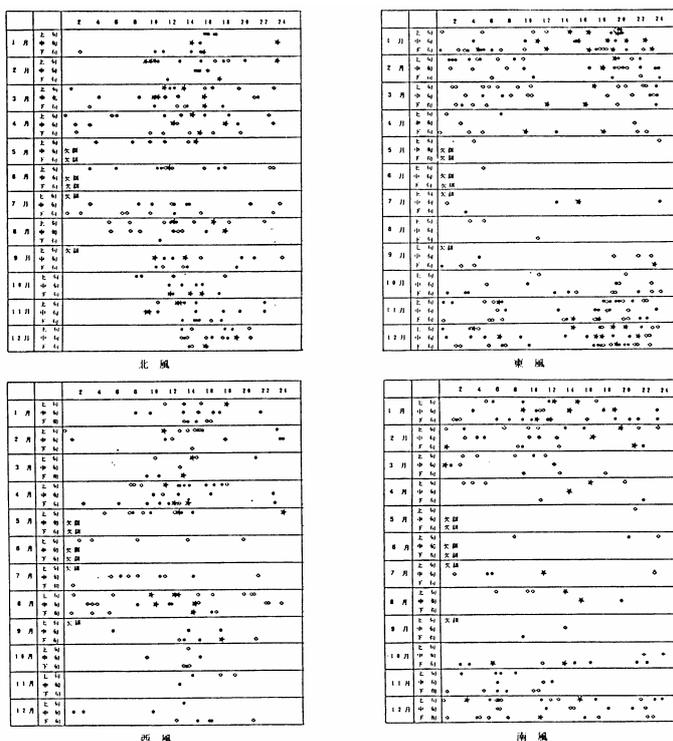


図 6.4.19 風フロントの年間発生状況

図 6.4.19の のケースについては図 6.4.18のようなフロント移動図が得られたので、各々の伝播速度を算出して風速と比較した。その結果を図 6.4.20に示す。この図から2つのことがわかる。一つは風向別の違いである。すなわち、西風と北風ではデータの散らばりが大きく、東風と南風では散らばりが小さい。このことから、東風と南風のフロントは類似の規模と構造を持っていると推測される。いま一つは、フロントの伝播速度が風速より大きいことである。このことは、フロントにおいて上昇流が生じていることを意味している。Goff<sup>6)</sup>によれば、サンダーstormの冷気流の流れ出しでは、フロント移動速度は風速の7割程度である。この図でも平均的には概ね一致していることがわかる。

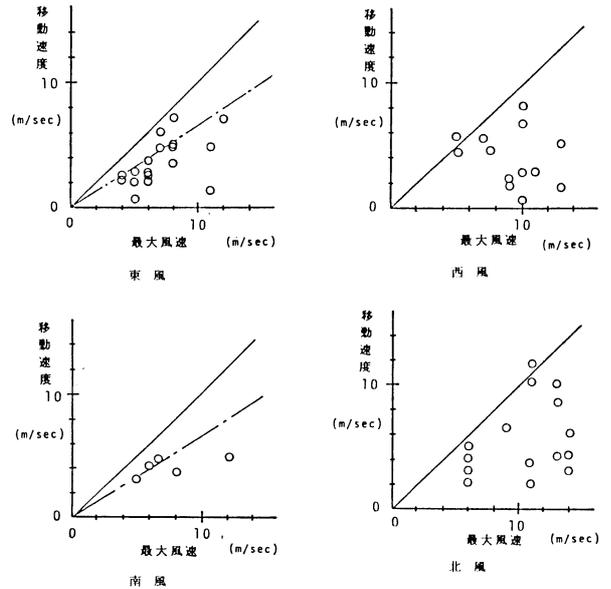


図 6.4.20 最大風速と移動速度の比較

c) 東風フロントの発生条件

東風フロントは夏季の日中に多く発生しているが、この時期は霞ヶ浦の水質が悪化するので、湖流の把握が特に重要な時期である。そこで東風フロントの発生条件を調べた。湖心観測所における東風フロントの通過・不通過と気象条件の関係を数量化解析 類で調べた。まず湖心観測所でデータが得られている270日について、(I)8:00 から 17:00 の間に東風フロントが通過した日、( )通過しなかった日、の2クラスに分類した。次に予備解析(単相関解析)から適当と思われる気象因子を以下のように設定した。

- a . 日照時間 (1) 7 時間未満 (2) 7 時間以上
- b . 9:00 における気圧傾度 (1) 6.8hPa/100km 以上 (2) 1.4 ~ 6.8hPa/100km (3) 1.4hPa/100km 未満

a は水戸地方気象台の記録によった。また b は一般の天気図から読み取った。

図 6.4.21の左上に各因子の得点分布を示す。プラスの得点が高いほど日中に東風フロントが発生しやすい。その下に各得点別の発生割合を示している。これから、日照時間が長く、気圧傾度が小さい方が東風フロントの発生頻度が高いことがわかる。

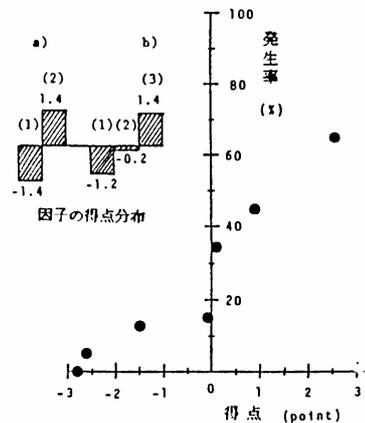


図 6.4.21 海風と気象因子の関係

d) 海風フロントの現地観測

アナログ記録を用いた上述の解析は、記録紙上でのフロントの同定に若干の曖昧さが残る。そこで、次

のような現地観測によりフロントの特性を調査した。湖上の無風地帯に風フロントが進入すると、写真 6.4.1 に示すように、湖面の波立ちの状況からフロントの平面形状と伝播の様子が観察できる。そこで、図 6.4.22 に示すように、湖岸の高台にカメラを設置してフロントを撮影し、対岸の水際線との関係から、フロントの形状を幾何学的に求めていく。

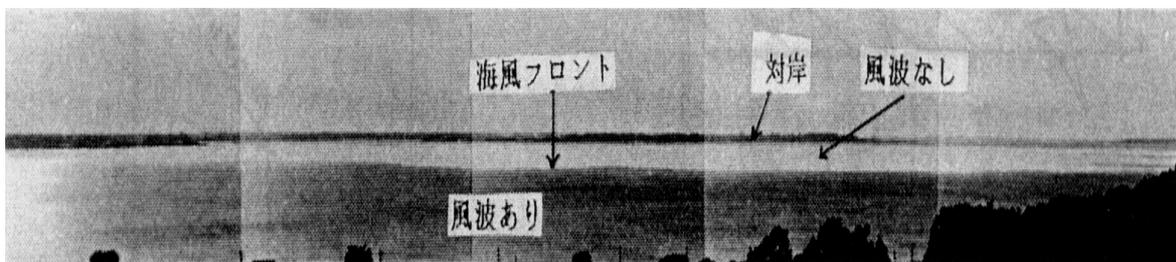


写真 6.4.1 現地観測で撮影したフロント

測定結果の一例を図 6.4.23 に示す。以下のような特徴が見られる。(a) 横断方向には多少周期性のある凸凹が存在する。その空間スケールは約 1000m である。(b) 平面的なフロント位置より前方に“先走りの”風が吹き、それを追いかけるようにフロントが前進する。この“先走り距離”のスケールも約 1000m である。これらの特性は、別に行われた密度流実験と良く似ていた<sup>5)</sup>。図 6.4.24 は、平均的フロント位置の走時曲線である。図中の点は図 6.4.23 の各時刻におけるフロントを直線で近似して得られた観測地点からの距離である。(図 6.4.23 では、図を明瞭にする目的からデータを間引いているが、写真はほぼ 3 分間隔で得られている。) これからフロント移動速度はかなり一定 (3.5m/s) していることがわかる。これは風速の約 7 割になっていた。

図 6.4.25 は、霞ヶ浦湖岸の小高観測所の記録だが、フロント通過後にパルスの風速変化が見られる。パルスの平均的時間間隔は 4.2 分であり、これに上述の移動速度を乗じて距離に換算すると約 900m となる。これは先述の空間変動スケールに概ね一致している。別に実施された密度流実験の結果<sup>5)</sup>でも、この空間変動は対流セルの大きさに対応し、また大気混合層の厚さの 3/2 に相当する。実際、筑波館野の高層気象台で当日観測された大気混合層の厚さは 1500m であった。

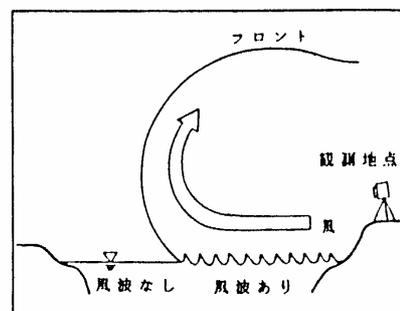


図 6.4.22 現地観測の方法

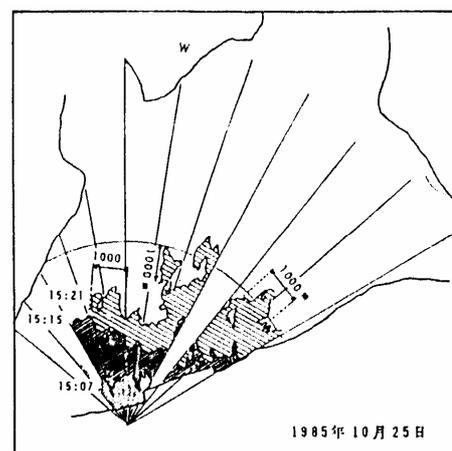


図 6.4.23 海風フロントの移動状況

## 6.4 霞ヶ浦の水理・水質特性

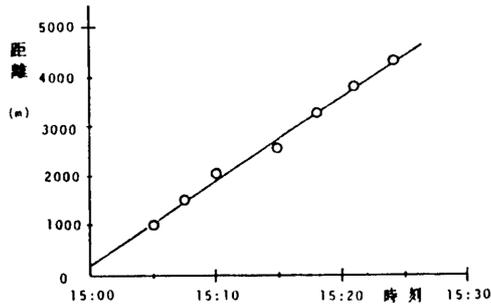


図 6.4.24 昭和 60 年 10 月 25 日のフロントの走時曲線

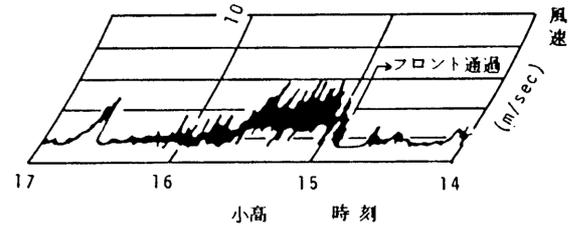


図 6.4.25 昭和 60 年 10 月 25 日の風速記録

### 2) 湖上に作用する風応力

近年は、流体数値シミュレーションモデルが高度化してきており、これにより湖流特性を推定することが考えられつつある。しかし、湖流の主たる外力である風応力については必ずしも十分明らかでないことから、各湖沼での風応力を調べておく必要がある。そのためにはタワーを建設して多段に風向風速計を設置することが望ましいが、現実的には難しい。そこで、流れや波と風速との対応から風応力を推定することが考えられる。ここでは霞ヶ浦における吹送流と波浪の計測結果から風応力を逆推定した事例を紹介する<sup>7)</sup>。

### a) 観測方法

本観測は昭和 62 年の夏に実施された。図 6.4.26 に示すように、湖心観測所に 2-D と 1-D の EMC、容量式波高計及びサーミスタを設置した。EMC とサーミスタはトラバース装置により上下できるようになっている。

観測原理は以下の通りである。霞ヶ浦では、夏季の晴天日には日成層（後述）が形成されている。そこに風が吹くと、水温躍層より下部には運動量が伝達されず、しばらくの間は上層のみが運動する。したがって上層の運動量の時間変化を流速プロファイルから計算することにより、その時間に作用した風応力を推定することができる。なお、風から輸送される運動量（すなわち風応力）は、吹送流と波動の二つの形態をとることから、それぞれを観測結果から算定し、既往の風応力式から算定される値と比較した。

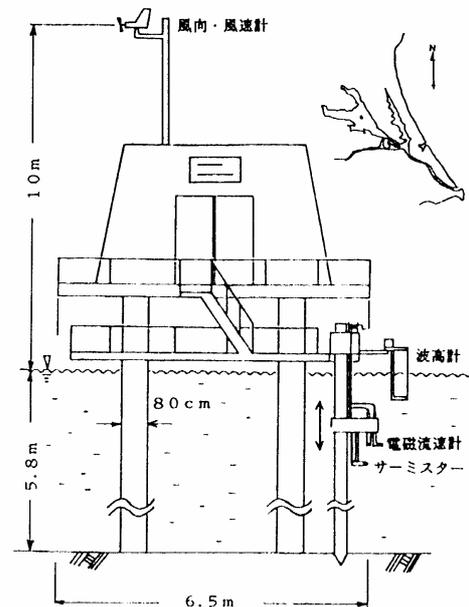


図 6.4.26 霞ヶ浦湖心観測所の側面図

### b) 風応力の算定

まず吹送流の運動量に転じた風応力成分を考える。図 6.4.27 に流速分布と水温分布の観測例を示す。

13:15 頃に風が吹き始めると、水温躍層より上部の層の運動量が増加し始めるとともに界面が低下していくことがわかる。一方、下層の流速はほとんど変化していない。これは、風の

吹き始めは水面も界面もほとんど傾斜していないこと、界面を介した運動量輸送がほとんどないことを示している。そこで、次式から風応力を推定できる。

$$\frac{d}{dt}(h_1 U_1) = \frac{\tau_f}{\rho_1} + U_2 \frac{dh_1}{dt} \dots\dots (6.4.8)$$

ここに、 $h_1$ は混合層(上層)の厚さ、 $U_1$ 、 $U_2$ は上層及び下層の平均流速、 $\rho_1$ は上層水の密度、 $\tau_f$ は風応力である。

次に、波動に転じた風応力成分を考える。図6.4.28は30sec間の平均自乗波高の時間変化を示している。風波は指数関数的に発達している。これより、波の発達率を求め、次式から風応力を推定できる。

$$\tau_w = \frac{dS}{dx} = \frac{\beta}{C} E \dots\dots (6.4.9)$$

ここに、 $S$ は波の運動量フラックス、 $E$ は波のエネルギー、 $C$ は波速である。なお波速は、微小振幅波を仮定して平均周期から求めた。

以上から推定された合計の風応力と風速の関係を図6.4.29に示す。各点を結ぶ矢印は時間の順番を示している。また図中の曲線は既往の風応力算定式<sup>8)</sup>である。

$$\tau_a = \frac{\rho}{2} C_{10} U_{10}^2$$

$$C_{10} = 0.5(U_{10})^{1/2} \times 10^{-3} \dots\dots (6.4.10)$$

( $U_{10} > 3\text{m/s}$ )

ここに、 $C_{10}$ は風応力係数、 $U_{10}$ は10m高さの風速(m/s)である。どのケースにおいても後半に風応力係数が減少するが、これは吹き寄せによる水面勾配の増加により式(6.4.8)が成立しなくなるための誤差である。そこで前半のデータのみをみると、従来の風応力算定式を用いても大きな誤差は生じていないことが確認できる。

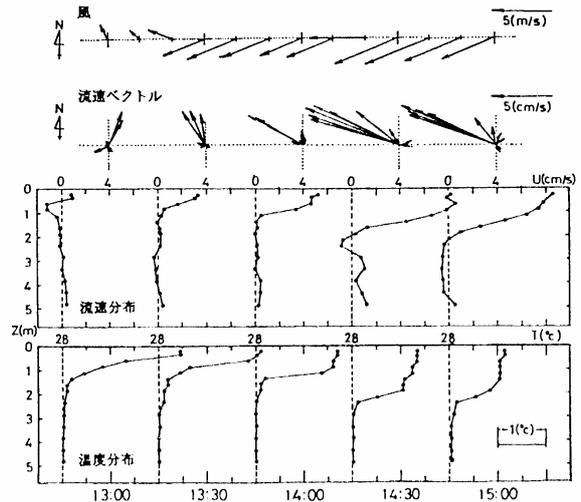


図 6.4.27 水温・流速分布の一例 (昭和62年8月24日)

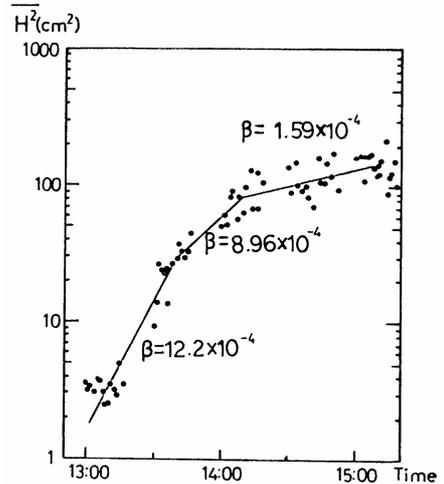


図 6.4.28 平均波高の2乗の時間変化

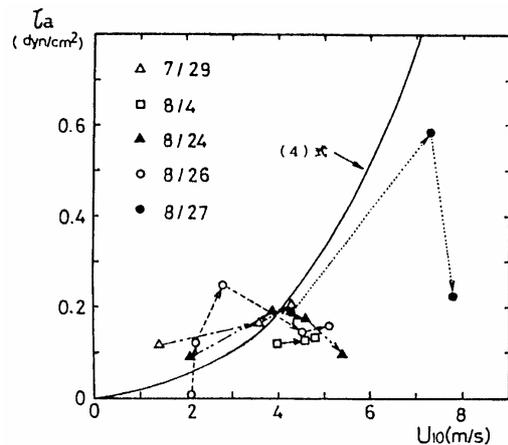


図 6.4.29 観測から得られた波、流れのトータル運動量の変化

## (3) 日成層現象と湖流

湖に自然に形成される水温成層には、日射のサイクルに対応して、1年単位の成層(季節成層)と一日単位の成層(日成層)がある。霞ヶ浦のように浅い湖では、風による混合で水温躍層がすぐに湖底に達するため、季節成層が安定に形成されることはない。このような湖を「水理的に浅い湖」、略して「浅い湖」という。浅い湖では日成層のみが存在する。日成層の上下の水温差は1のオーダーで、人間の皮膚では感知できないほど小さい。相対密度差では1/1000のオーダーである。したがって、風速4~5 m/sの風でも、その日のうちに消滅してしまうことが多い。しかし後に述べるように、形成時には上下方向の運動量輸送や物質輸送が抑制されるために、湖流や湖底付近の水質にかなりの影響を及ぼしている。特に吹送流は、日成層が発達している時間帯には一様な時間帯より遥かに大きな流速を持つ。そこで、ここでは、日成層が水質変化に及ぼす影響を観測により捉えた事例と、湖流に及ぼす影響を現地観測と数値シミュレーションで検討した事例を紹介する。

## 1) 日成層の形成と水質変化

## a) 日成層形成の様子

成層が風などの作用で消滅する過程は2通り考えられる。一つは極めて弱い成層が強いせん断を受ける場合で、乱れによって密度差が拡散的に消滅する。もう一つは成層度が強い場合で、躍層の低下とともに密度差が減少していく。後者は「連行」現象と呼ばれる。そこで、霞ヶ浦における日成層がどちらの過程を辿るかをまず調べておかなければならない。

そこで、図 6.4.26に示した観測システムを用いて、日成層の消滅過程に関する調査が行われた<sup>9)</sup>。図 6.4.30に観測結果を例示する。(a)は日成層が形成された後に風速3~4m/sの風が吹き始めた場合、(b)は同様に7~8m/sの風が吹き始めた場合、(c)は成層が十分形成される前から風速8m/s程度の風が吹いている場合である。(a)と(b)においては明確な水温躍層が形成され、上層水が下層水を連行する形で鉛直混合が進行している。一方(c)では、わずかの水温変化は認められるものの、躍層は形成されていない。どちらの場合が普通かという、霞ヶ浦では晴天日には前者の方が圧倒的に多かった。図 6.4.31は、霞ヶ浦の上下層水温とその水温差の年間変動を示しているが、12月から2月を除いた期間では1以上の水温差の日成層が頻繁に形成されている様子が見て取れる。その原因は風の吹き方にある。

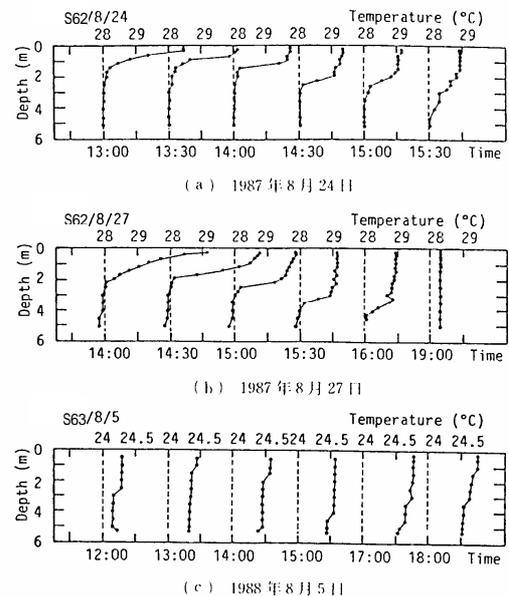


図 6.4.30 日成層の水温分布

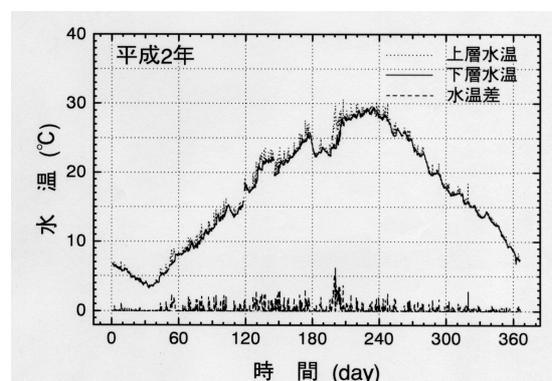


図 6.4.31 上下層水温の季節変動

図 6.4.32は、湖心観測所の風記録をアンサンプル平均して得られた風速の日変化を示している。風は日中の特に午後に強く、夜間に弱い。これは、前章で述べた風フロントの通過特性によっている。また一般に、日射により大地が暖められると大気が不安定になり動揺しやすくなるからである。特に霞ヶ浦の場合は海岸に近いので、大地の加熱により海風フロントが形成されやすくなる。

霞ヶ浦で日成層の躍層強度が強められるもう一つの原因は、富栄養化に伴う透明度の減少である。図 6.4.33は、午前中無風の際に観測された水温の鉛直分布を片対数表示したものである。片対数グラフで直線ということは、水温上昇が深さ方向に指数関数的に減少することを示している。熱量が微小の場合、相対浮力は熱量に比例するから、次式で定式化される。

$$\varepsilon g = -\frac{\Delta\rho}{\rho_0} g = \varepsilon_0 g \exp\left(-\frac{z}{H}\right) \quad (6.4.11)$$

ここに、 $\Delta\rho$  は相対密度差、 $g$  は重力加速度、 $z$  は鉛直下向き座標、 $H$  は相対浮力の重心深度で透明度の約 1/2 であることが知られている。

そこで、図 6.4.34に示すように、指数関数的な水温分布が形成されているところに風が吹いて、水深  $h$  の位置に躍層が形成された場合を考え、ポテンシャル・エネルギーの増大分  $P$  を計算してみると、次式のようになる。

$$\frac{P}{\varepsilon_0 g H h} = \frac{1}{2} \left\{ 1 + \exp\left(-\frac{h}{H}\right) \right\} - \frac{H}{h} \left\{ 1 + \exp\left(-\frac{h}{H}\right) \right\} \quad (6.4.12)$$

これをグラフ化すると図 6.4.35となる。霞ヶ浦の現在(本調査時)の透明度は 1m であるから  $H$  は 0.5m、平均水深は約 4m であるから相対水深は 8 となる。一方、富栄養化以前の透明度は少なめにみても 2m はあったであろうから、相対水深は 4 以下となる。その結果、躍層が消滅する(湖底に達

する)に必要なエネルギーは、1.5 倍以上に増加していることになる。つまり、それだけ余分の時間、日成層が存在することになる。

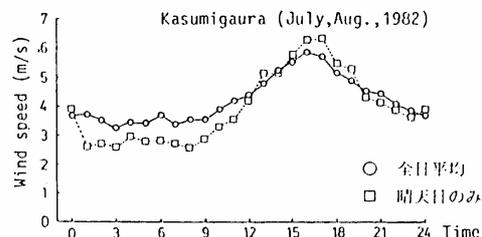


図 6.4.32 代表的な風速の日変化

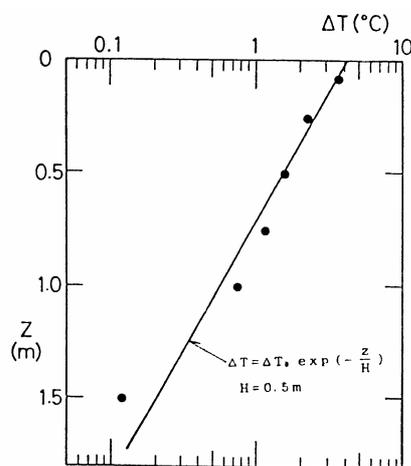


図 6.4.33 無風時の水温差の鉛直分布

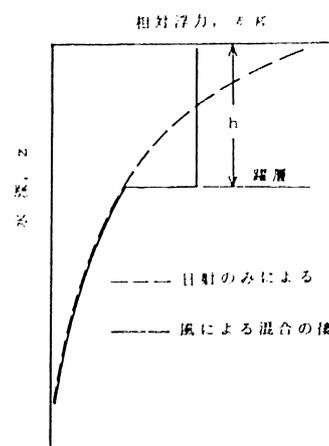


図 6.4.34 日成層の混合に伴う相対浮力の変化

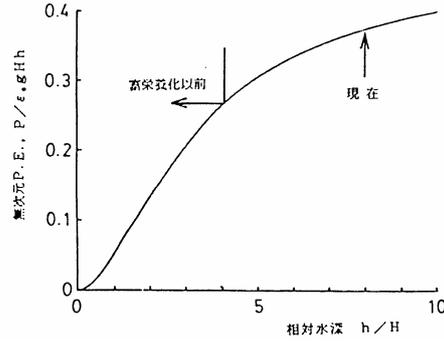


図 6.4.35 日成層が消滅するに要するポテンシャルエネルギー

b) 日成層の停留に伴う水質の変化

日成層の存在が水質変化に及ぼす影響を調べるために、図 6.4.36に示す計測器を湖心観測所に設置した<sup>10)</sup>。右側にある電磁流速計とサーミスタはトラバース装置で上下に移動できる。計測器の出力は室内のパソコンに取り込まれる。左側の水質計測器はウィンチで上下させ、インディケータの出力を読み取り野帳に記録した。(現在は、より簡単に計測できるようになった。)また、図の中央に示すように、鉛直5点で1日採水ビンを用いて12時間ごとに採水し、その場で過処理を行い冷蔵し、事後に各種水質項目を分析した。いずれの計測も人力が必要であり、観測員が湖心観測所に滞在した。

観測は、昭和63年7月中旬から8月上旬にかけて、3週間ほぼ連続で行われた。3人ずつの2チームが、それぞれ24時間ずつ一日交代で観測を行った。

また陸上に別のチーム(2人)が待機し、採水を分析機関に輸送して、保存及び分析を実施した。以下では、特に顕著な変化を示した pH、DO、及びオルトリン酸について、8月1日から8月8日のデータを用いて解説する。

図 6.4.37は、水温、pH、DOの鉛直分布変化の一例である。水温が急変する躍層部分で pH も DO も不連続的に変化している。この場合の水温差は 2-3 であるが、躍層を

介した鉛直混合がほとんど生じていないことがわかる。したがって、躍層が存在する間は、上層と下層が別々の水質変化を辿ることになる。このことは、特に下層水の DO の減少をもたらすので重要である。

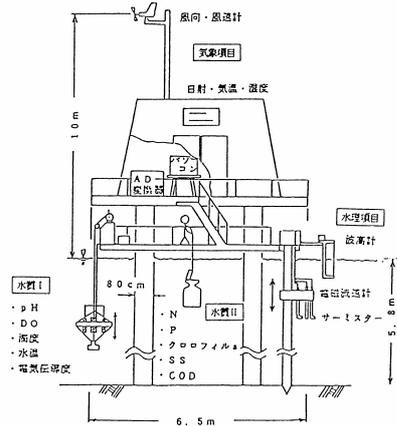


図 6.4.36 測定装置の設置状況

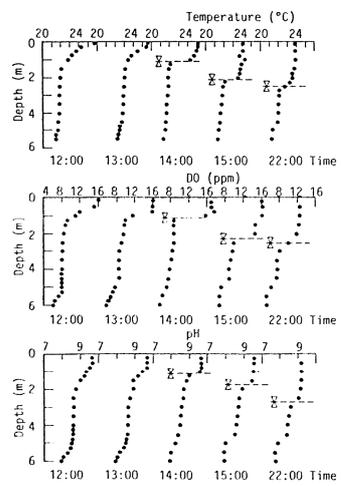


図 6.4.37 水温分布と水質分布の相関 (昭和63年8月1日)

8月1日から8日までの主要な観測結果を図 6.4.38に総括する。上段から順に、日射、風速、水温成層状態、表層と底層の DO、中層と底層のオルトリン酸濃度である。8月1日には比較的強い水温成層が形成され、躍層はその日のうちに消滅せず翌朝も水深 2m 付近に残っていた。8月2日には日射量が少なく、午後には比較的強い風が吹いたが、躍層は 4.5m 付近まで低下したものの消滅しなかった。8月3日は日射量が少なかったが風も弱かったため、上層に新たな躍層が形成された。このように躍層が二段になると、風が吹いても上層と中層しか混合しないので、最下層の水塊は8月1日から4日まで”隔離”された状態にあった。その結果、底層の DO が急激に減少している。一方、上層の DO は、日射に伴う植物プランクトンの光合成による過飽和状態と、躍層低下時の希釈による飽和状態の間で、日変化を生じている。

8月4日から5日にかけて、台風の通過により風速 15-18m/s の風が吹き続けたため、水温成層は消滅し、上下層とも DO は飽和状態となった。8月6日は再び日射が強かったので日成層は消滅せず、7日には二段の躍層が形成された。下の躍層は8日まで滞留し、その結果、底層の DO はほとんどゼロとなった。また、DO が 4 mg/l を下回った時点で底層のオルトリン酸濃度が急激に増加している。一方、中層のオルトリン酸が上昇していないことから、底層のリンの上昇は底質からの溶出によっていたと推測される。

ところで、8月3日 - 4日の DO 減少時にはオルトリン酸濃度の上昇は認められていないが、これは躍層位置と採水位置の関係によっていると考えられる。図 6.4.39は、湖底からの躍層高さの時間変化を示している。ただし躍層は厚みをもっているので、水温分布を三本の線で近似した交点の高さを

を求め、これらを躍層上端・下端とし、その中点を躍層位置とした。

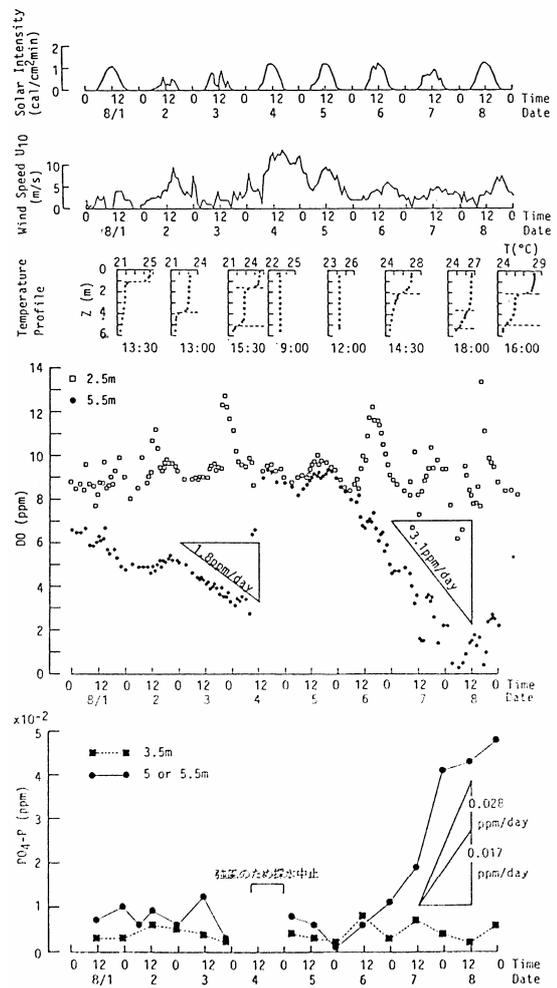


図 6.4.38 日成層の変化と湖底付近の水質変化の相関 (昭和 63 年 8 月 1 日 ~ 8 日)

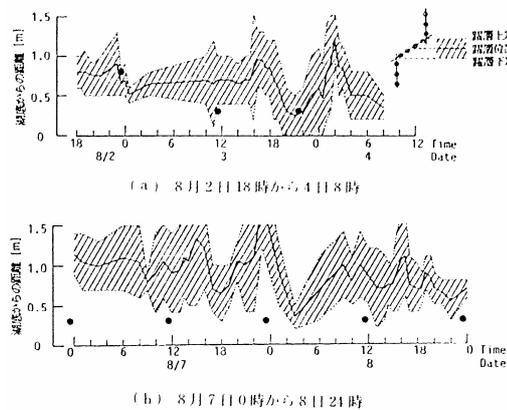


図 6.4.39 最新躍層の位置

躍層位置は内部セイシュなどによって変動するが、この間の躍層位置はほとんど変わっていなかったことがわかる。さて、図中の が底層水の採水位置を示している。8月7 - 8日には躍層より下で採水が行われているが、3 - 4日には躍層の中で採水が行われてしまっている。つまり採水深度が適切でなかったために現象を取り損ねたと言える。採水にあたっては、水温分布を参照しながら、採水深度をその都度考える必要があると言える。

以上のように、気象条件によっては日成層が数日間滞留する場合があること、及び底層のDOの減少やオルトリン酸の溶出など水質変化に大きな影響が生じるということが、この調査で明らかにされた。また、このような状況の出現が、富栄養化に伴う透明度の減少によって増加することが示された。なお、図 6.4.38に示した溶存酸素の減少率及びオルトリン酸の溶出速度が、室内実験の結果と概ね一致することも示されている<sup>10)</sup>。

## 2) 日成層形成時の吹送流と湾水交換

日成層が形成されると上下方向の運動量輸送が抑制される。このため上層のみが風応力を受けるので、全層混合時よりも吹送流速が大きくなる。また、風応力と水面傾斜が平均的にはバランスする状況においても、上層及び下層のそれぞれは力学的にバランスできないので、界面傾斜を伴った流動が生じる。一方、日成層が消滅すると重力による復元力がなくなるので、吹送された湖水は「ゆきっぱなし」になる。このため日成層形成時には物質輸送が活発化する。ここでは、湖心域及び霞ヶ浦大橋における吹送流の現地観測と k-ε乱流モデルによる数値シミュレーションから、日成層形成時の吹送流を調査した事例を示す。また、これらのデータをもとに、閉鎖的な水域である高浜入りと湖心部の年間湖水交換量を推定した事例を紹介する。

### a) 日成層形成時の流速分布パターン

日成層形成時の流況は、図 6.4.26に示した計測システムにより昭和62年に初めて明らかにされた<sup>8)</sup>。図 6.4.40に観測期間の風向・風速及び観測時間帯を示す。この観測は主に日帰りで行われたが、比較的強い日成層が形成された7月29日と8月26、27日には臨時に徹夜を含む連続観測を実施した。

図 6.4.41に8月26 - 28日の水温変化を等値線図で示す。図の上端には風速時系列を付している。26、27日とも午前中から日射によって成層が形成され始め、正午過ぎには下層と表層の水温差は2 - 3 に達した。26日には15:30分頃に風速3m/s、17:30頃に5m/sの風が吹き出し

ている。前者は東風フロントの通過で、後者は南風フロントの通過である。27日の14:50頃には南風フロントの通過により7m/sの風が吹き出した。いずれの場合にも、風の変化に伴って鉛直混合が生じ、明確な水温躍層が形成された。図からわかるように、躍層は時間とともに

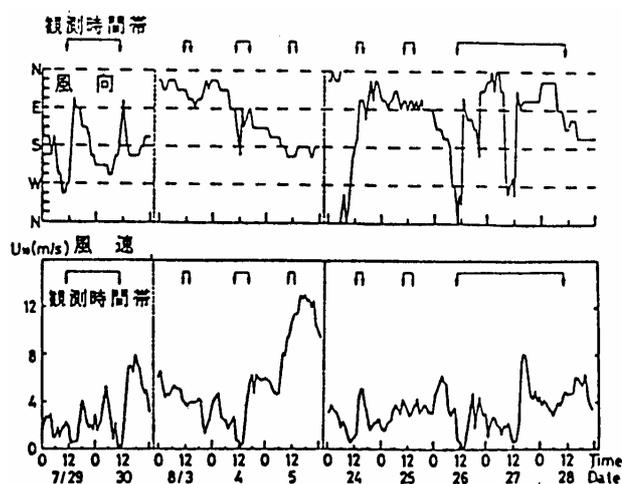


図 6.4.40 観測期間風向・風速及び観測時間帯

に低下し、数時間でほぼ全層混合状態に達した。

図 6.4.42に、日成層形成時の流速鉛直分布の例を3つ示す<sup>11)</sup>。おのおの上段から、風ベクトル、深度ごとの流向、主流速鉛直分布、水温鉛直分布である。(a)は風速が3-4mと弱い場合(この場合、白波は立たない。)(b)は7-8mと比較的強い場合(この場合は、白波が立っている。)(c)は夜間に弱い躍層が残存している場合である。流速分布図の中の矢印は水温躍層の位置を示している。これらの図からわかるように、水温躍層の部分で流速が急激に変化する。この理由は、躍層によって乱流混合が抑制されるので運動量が伝達されないからである。また(b)と(c)では躍層を挟んで流向が反転しているが、これは上層が風下側に吹送されて生じた圧力勾配により、下層が風上側に移動するからである。この状態が強くと、下層水が風上側水面に達し、いわゆる「悪水現象」が生じる。

以上の観測結果は全て湖心観測所で得られているが、他の地点でも同様の流速分布が生じているかどうかを調べるために、湖心北部の水域で、ADCPを装着した船を走行させ、日成層形成時の流速鉛直分布を捉えた。観測は平成8年と平成9年の夏に数度にわたって行われた。図 6.4.43(a)に高浜入り湾口における計測結果を、(b)に土浦入り湾口での計測結果を示す。いずれの場合も日中に行われたので躍層は比較的浅く、水深2-3mにおいて流向が変化していることがわかる。ただし、上下層の流向は完全に180°反転しているわけではない。これは地形の効果によるものではないかと考えられる。図 6.4.44に高浜入り湾口における流速と水温の鉛直分布及びアンモニアと全リンの分布を示す。上下で流速が反転する水深2-3mには水温躍層上端に対応していることがわかる。また下層ではアンモニアとリンが急増していることがわかる。

以上のように、日成層形成時には上下の流れが非常に異なり、大きな移流分散が生じる。この現象は霞ヶ浦のかなり広い範囲にわたって生じている可能性が示された。

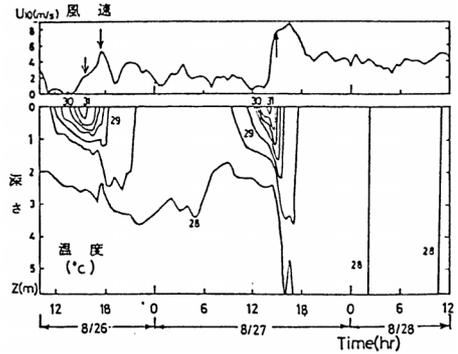
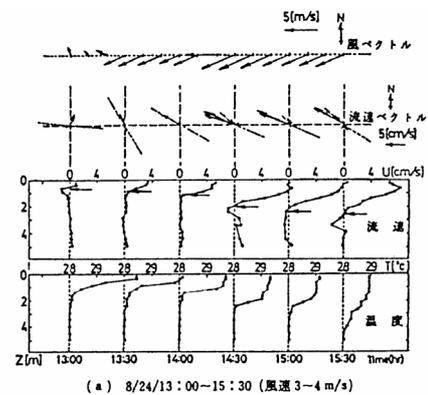
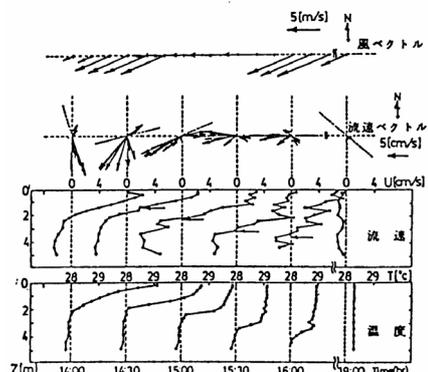


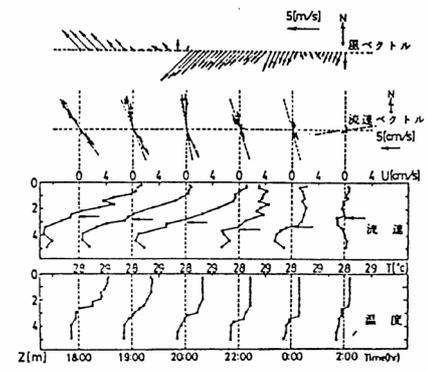
図 6.4.41 水温分布の一例 (8月26日~8月28日)



(a) 8/24/13:00-15:30 (風速3-4 m/s)



(b) 8/27/14:00-16:00, 19:00 (風速7-8 m/s)



(c) 8/26/18:00-8/27/2:00 (風速0-6 m/s)

図 6.4.42 流速及び温度の鉛直分布

6.4 霞ヶ浦の水理・水質特性

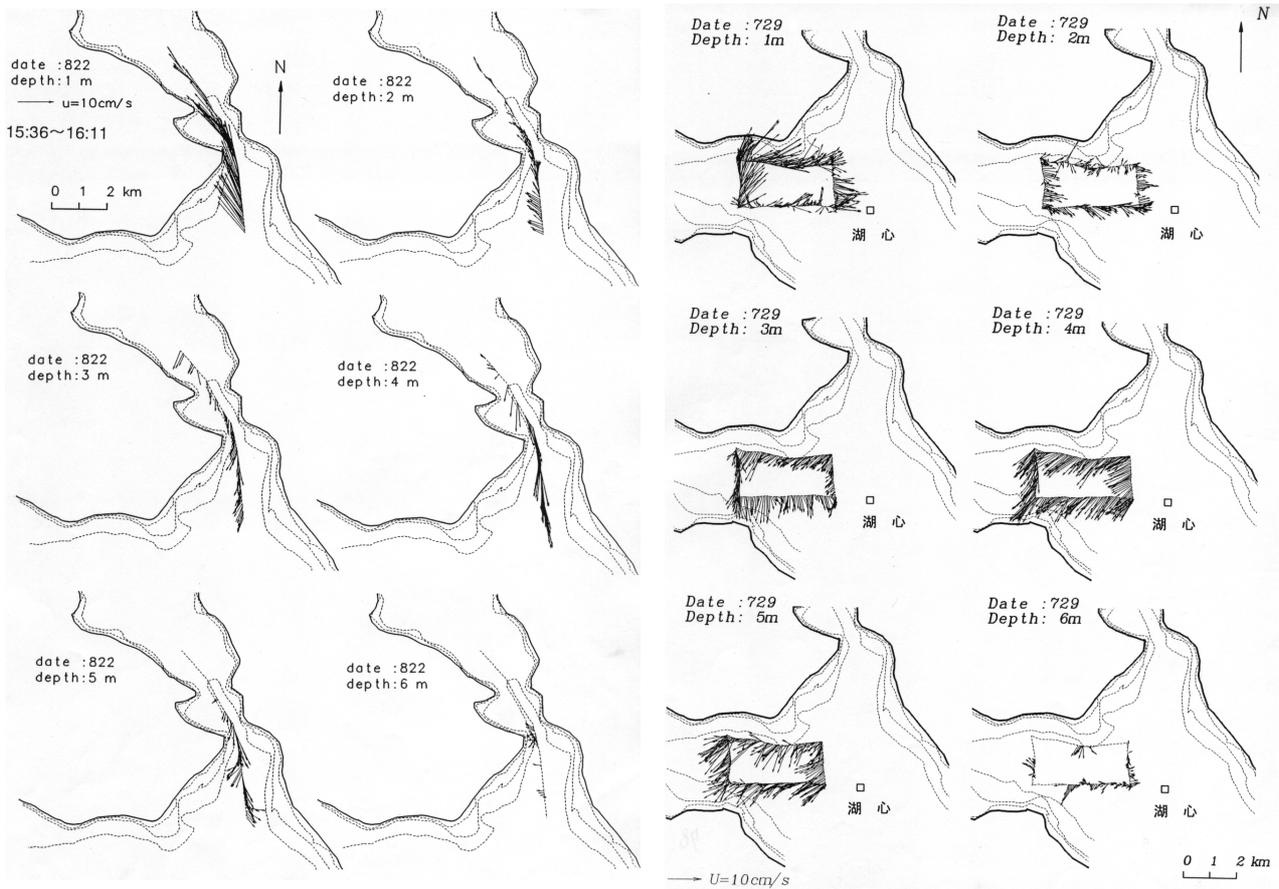


図 6.4.43 (a) ADCP の観測結果 (平成8年8月22日) 図 6.4.43 (b) ADCP の観測結果 (平成9年7月29日)

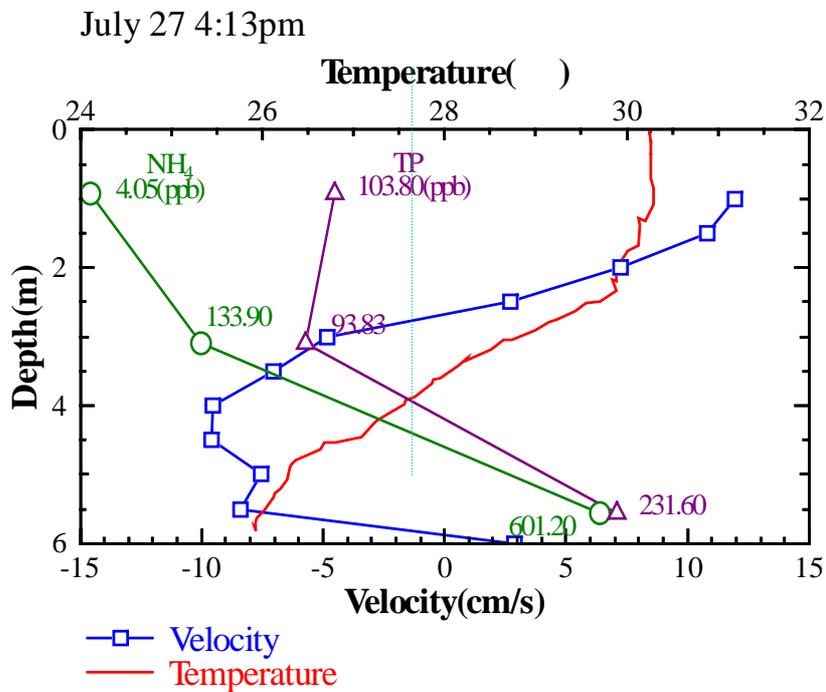


図 6.4.44 高浜入り湾口での流速、水温、水質分布

## b) 高浜入り湾水交換に及ぼす日成層の影響

前節で述べた流れパターンは、湖心部と入江間の水交換に寄与している可能性がある。そこで、霞ヶ浦大橋直下に ADCP とサーミスタ・チェーンを設置し、流速及び水温変動のモニタリングを実施した<sup>12)</sup>。同橋を管理する茨城県道路公社の許可をいただき、電源を橋中央部まで敷設し、パソコンとアンプを橋梁下の管理用スペースに設置して装置の制御とデータ収録を行った。

図 6.4.45に観測結果の一例を示す。この期間(夏)には、日中には東ないし南の風が卓越するので、日成層が形成されると上層水は高浜入りに流入し、下層水は湖心部に流出する。日成層が消滅してしまうと流れは止まり、交換した水がもとへ戻ることはない。このような状態が毎日繰り返されることにより、かなりの体積の水が交換されることになる。そこで、吹送流速のオーダと継続時間を考察し、高浜入りの年間湾水交換量を検討した。

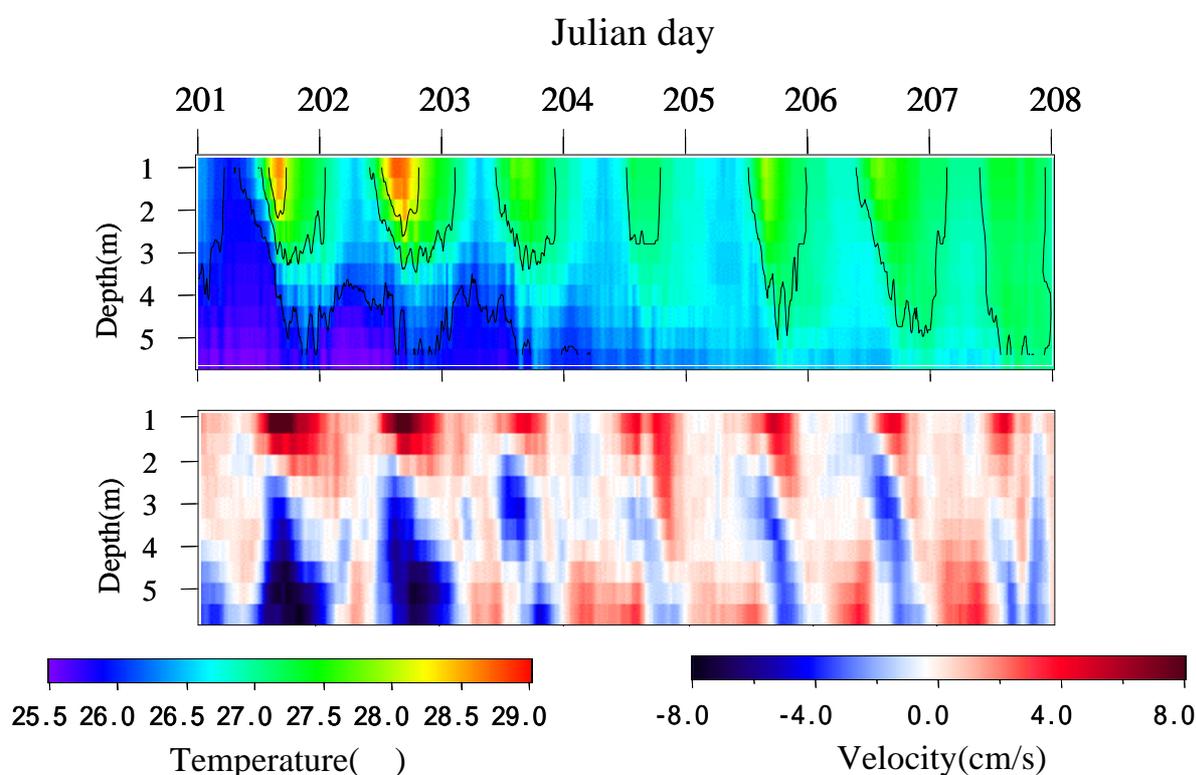


図 6.4.45 霞ヶ浦大橋観測結果

混合層が存在する場での吹送流に関する既往の研究成果によれば<sup>13)、14)</sup>、次式で定義されるリチャードソン数  $Ri$  は概ね一定の値をとる。

$$R_i = \frac{B}{\Delta u^2} = \text{const} \quad \dots \dots \dots (6.4.13)$$

ここに、 $\Delta u$  は上下の流速差、 $B$  は混合層の浮力である。したがって、日成層上下の流速差は次式で表される。

$$\Delta u = C\sqrt{B} \quad (6.4.14)$$

比例係数  $C$  は研究者によって多少異なった値が示されているが、いずれも 1 に近い。図 6.4.46 は、高浜入り観測データから得られた吹送流速と相対密度差の関係である<sup>15)</sup>。 $C$  の値の平均は 0.9 となっている。この値を採用して、長期間存在する水温データより  $\Delta u$  を推定した。

一方、既往の研究<sup>14)</sup>の結果を利用すれば、日成層の持続時間を次式から推定できる。

$$w = U_*^2 \Delta u / B \quad \dots\dots\dots (6.4.15)$$

$$\int_0^\tau U_*^2 \Delta u / B \cdot dt = H$$

ここに、 $w$  は連行速度、 $U_*$  は風応力の摩擦速度である。したがって、 $B$  と  $U_*$  から交換流量  $Q$  を求めることができる。

$$Q = \frac{1}{4} \Delta u \cdot \tau \cdot A \quad \dots\dots\dots (6.4.16)$$

ここに、 $A$  は湾口の断面積である。

一方、相対浮力  $B$  は次式で表される。

$$B = -\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dT} H_s \cdot g \quad \dots\dots\dots (6.4.17)$$

ここに、 $\rho$  は密度、 $T$  は水温、 $H_s$  は相対浮力に対応する蓄熱量である。したがって、 $H_s$  が分かればよいわけだが、これについては長期間の詳細なデータが(この調査が行われた時点では)存在しなかった。そこで、長期的に計測されている上下の水温差と  $\Delta T$  と  $H_s$  の相関を調べたところ、図 6.4.47 に示すように高い相関が認められたので、図中の回帰式を用いて  $H_s$  を推定した。

以上の諸式を用いて推定された平成 2 年から平成 6 年までの湾水交換量をアンサンブル平均して得られた季節変化を図 6.4.48 に示す。実線は各日の交換量、点線は累積曲線である。累積曲線の最後の値が年間の湾水交換量の平均値である。この値は、 $2.2 \times 10^8 \text{m}^3$  であり、その半分は 5 月～8 月の受熱期に生じる。一方、高浜入りの湖水体積は  $0.7 \times 10^8 \text{m}^3$  であり、日成層形成に伴う湾水交換はその数倍に及んでいることがわかる。

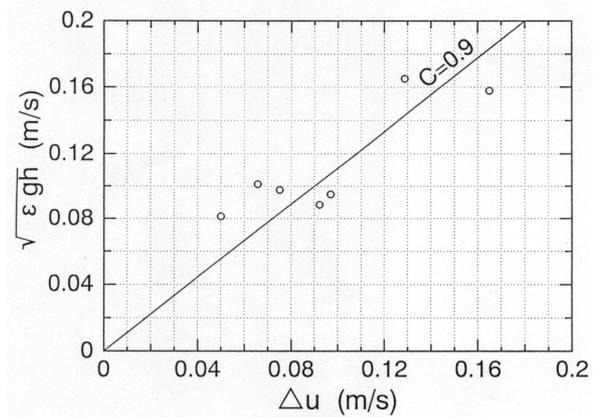


図 6.4.46 吹送流速差と相対総浮力の関係

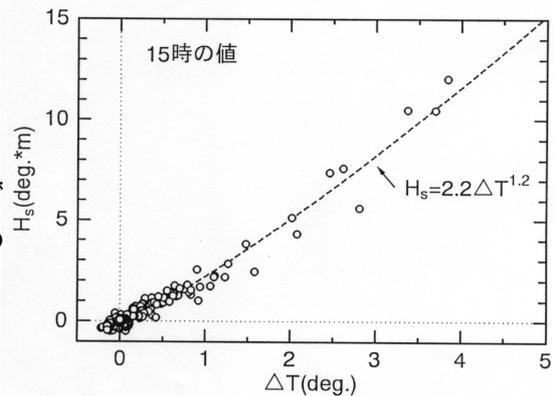


図 6.4.47 上下層水温差と蓄熱量の関係

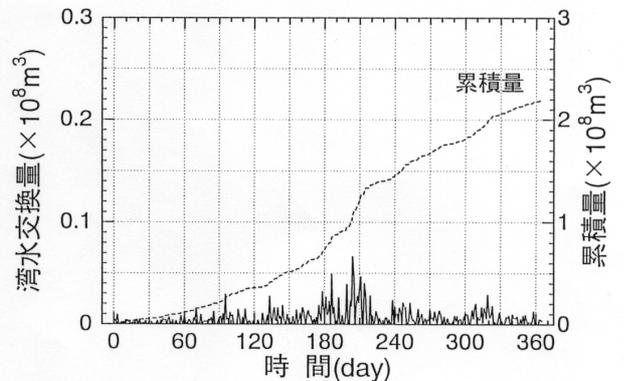


図 6.4.48 湾水交換量の季節変化と累積値

3) 湖水流動の数値シミュレーション

a) 計算方法

6.4.2(2)1)に述べた流動モデルを用いた。流速の境界条件は以下のように設定した。水面でのせん断応力が風応力に等しいものとして次式を用いた。

$$v_T \frac{\partial u}{\partial z} = (U_*^2)_x, \quad v_T \frac{\partial v}{\partial z} = (U_*^2)_y \quad \dots\dots\dots (6.4.18)$$

ここに $(U_*^2)_x$ 、 $(U_*^2)_y$ は風応力の $x$ または $y$ 方向成分である。また湖底と湖岸ではスリップを認め、境界面に垂直な成分のみをゼロとした。ただしスリップ流速とせん断応力の関係を次式で設定した。

$$v_T \frac{\partial u}{\partial z} = f_b u \sqrt{u^2 + v^2}, \quad \dots\dots\dots (6.4.19)$$

$$v_T \frac{\partial v}{\partial z} = f_b v \sqrt{u^2 + v^2} \quad \dots\dots\dots (6.4.20)$$

ここに $f_b$ は摩擦係数であり、湖底では田中ら<sup>16)</sup>の推定値( $5 \times 10^{-4}$ )とし、湖岸ではゼロとした。

西浦全体を計算領域とし、水平メッシュを500m、鉛直メッシュを0.3m(最大20層)、時間ステップは60秒とした。計算期間は平成8年9月11日~13日(ユリウス日で255~257)の3日間とした。計算期間内に湖心観測所で記録されている風、気温及び日射のデータを図6.4.49に示す。初期流速はゼロとし、水温は湖心観測所で得られた鉛直分布を湖内一様に与えた。 $k$ と $\theta$ の初期値は、試行計算の結果を参考にして、計算が不安定にならない範囲で十分小さな値を与えた。

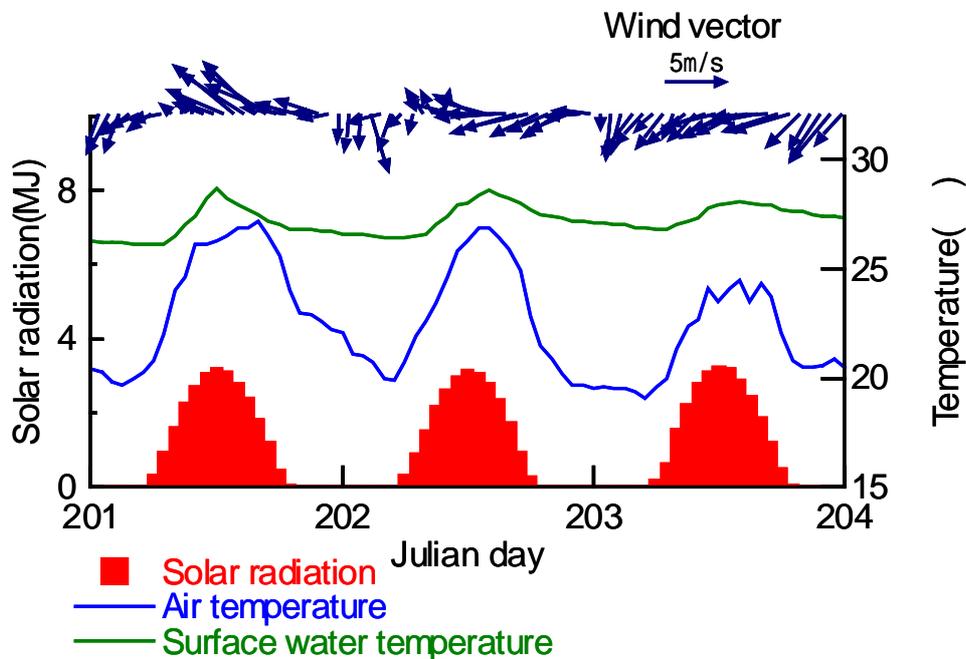


図 6.4.49 計算日の気象条件

ところで、日成層の計算では熱移動量を時間単位で正確に見積もる必要があるが、湖面での短時間熱収支を精度よく求めるには、現在の知見及び現地基礎データが十分でない。そこで、湖心観測所における日射、気温、表面水温データから、水柱の全熱量を推定する経験式を作成した。

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = a_1 \cdot S_r + a_2(T_a - T_w) + a_3 \dots\dots\dots (6.4.21)$$

ここに  $Q$  は水柱の全熱量、 $t$  は時間、 $S_r$  は日射量、 $T_a$  は気温、 $T_w$  は表面水温、 $a_1$ 、 $a_2$ 、 $a_3$  は経験定数である。図 6.4.49 示したデータを用いて求めた熱保有量と観測値を図 6.4.50 に比較する。かなりよく一致することがわかる。

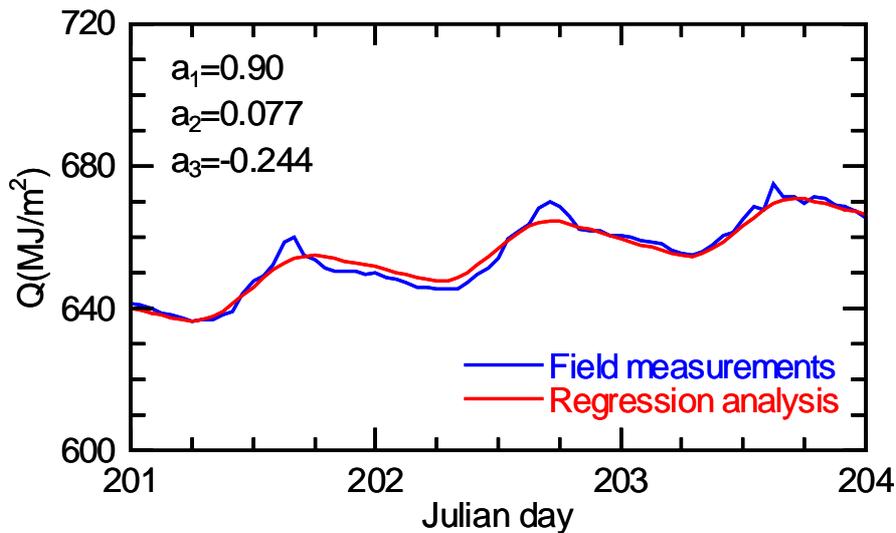


図 6.4.50 水柱全熱量の回帰結果

一方、日射の透過による水温上昇  $S_r$  の鉛直分布は、図 6.4.33 に示した一般則に基づき、次式で設定した。

$$\frac{\partial \delta}{\partial t} = -\frac{dp}{dT} \frac{\kappa S_r}{C_p \rho_r^2} \exp(-\kappa z) \dots\dots\dots (6.4.22)$$

ここに、 $\delta$  は相対密度、 $\rho$  は密度、 $T$  は水温、 $\rho_r$  は基準密度、 $C$  は比熱である。減衰係数は透明度の逆数に比例するが、ここでは代表透明度を 0.8m と仮定し、 $\kappa = 2.4 (/m)$  とした。なお、式(6.4.21)の第二項と第三項による水温変化は、水面に接した第一層で与えた。

b) 計算結果

湖心観測所における3日間の水温変化の観測値と計算値を図 6.4.51 に比較する。両者はほぼ一致しており、移流と鉛直混合による水温変化を  $k$ -モデルで良好に再現できることがわかる。

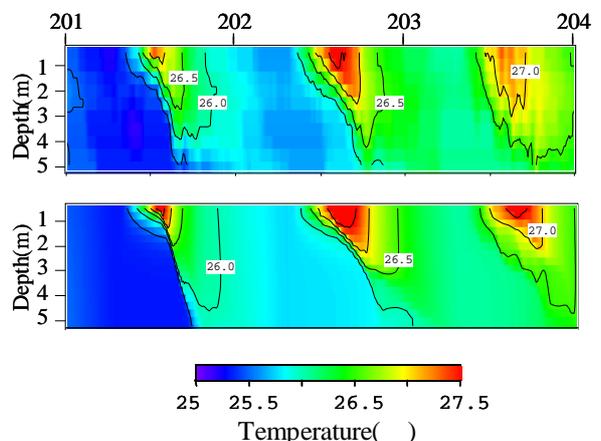


図 6.4.51 湖心観測所の水温変化

図 6.4.52は、霞ヶ浦大橋における流速の観測値計算値を比較したものである。連行に伴う"斜め構造"やセイシュの発達する様子もある程度再現できていることがわかる。図 6.4.53に、9月12日の湖内流況(計算値)を示す。水温成層の生じていない05:00には流れは非常に弱い。成層の発達した16:00には表層で風方向に10cm/s程度の吹送流が発生し、底層では逆方向の流れが卓越している。また、成層がほぼ消滅した20:00には流れが再び弱くなっている。図 6.4.49に示した風データからわかるように、この日の風向が変化しているものの風速はほぼ一定であった。すなわち、風速の大小よりも日成層の発達の具合が吹送流速を規定していることが明らかとなった。

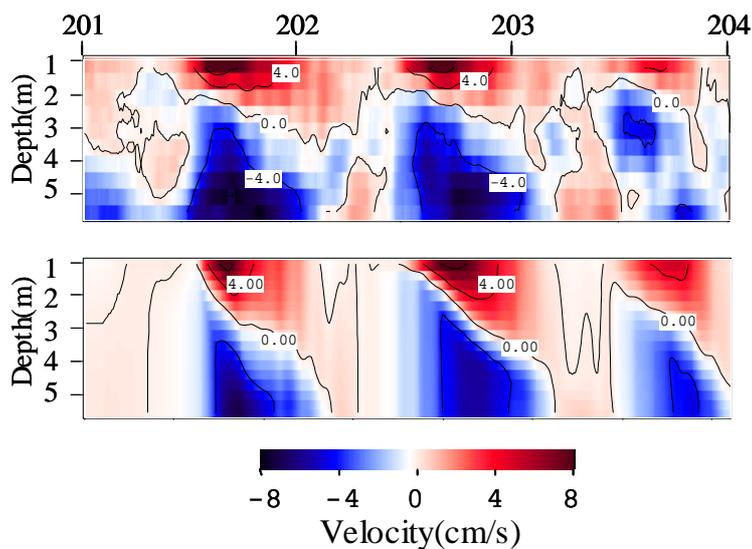


図 6.4.52 霞ヶ浦大橋の流速変化

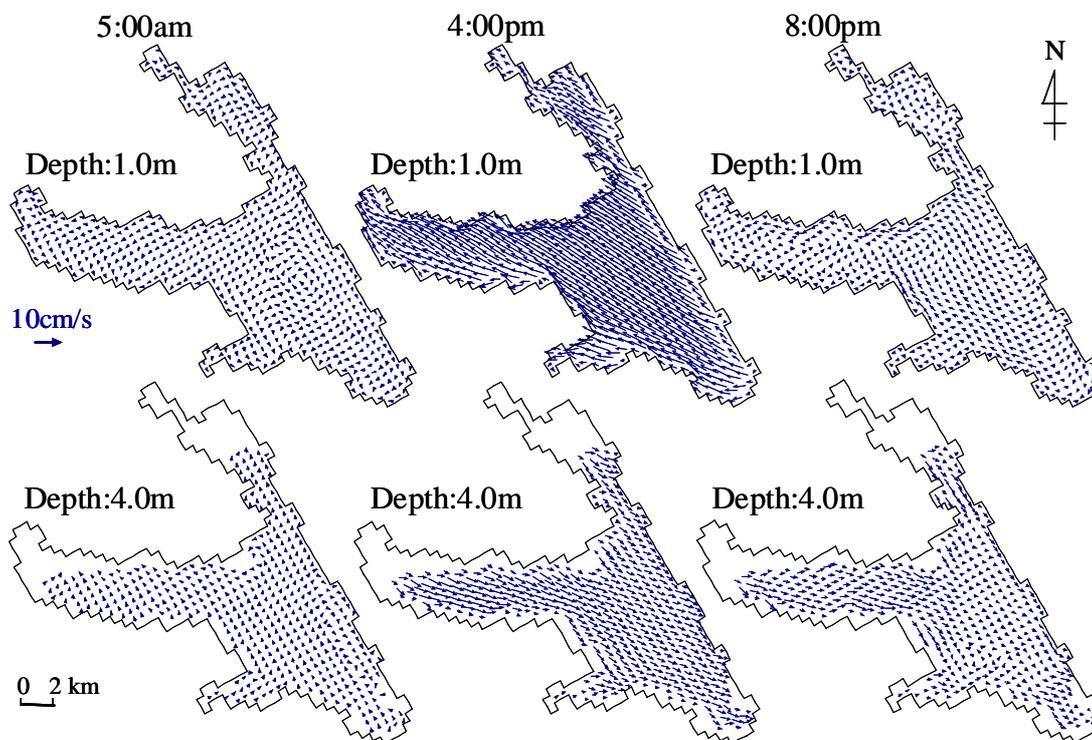


図 6.4.53 流速ベクトル

(4) 風浪による底質の巻き上げ

1) 現地観測

霞ヶ浦湖心観測所に、図 6.4.54に示すように計測装置を設置した。水深 1 ~ 5 m まで 1 m おきにメモリー式多項目水質計を取り付け、30 分間隔で濁度、DO、水温を計測した。また、湖底から 30cm の位置に三次元電磁流速計を設置して底泥直上の流体運動を計測するとともに、容量式波高計により波浪形状を計測した。どちらもサンプリング周波数は 20Hz で、30 分ごとに 4096 個のデータを収録した。水質計測は平成 12 年 10 月から、水理計測は平成 12 年 3 月から実施している。なお、電磁流速計はもともと室内実験用のものであるため、写真 6.4.2に示す架台を製作して設置した。観測結果の例を図 6.4.55に二つ示す。

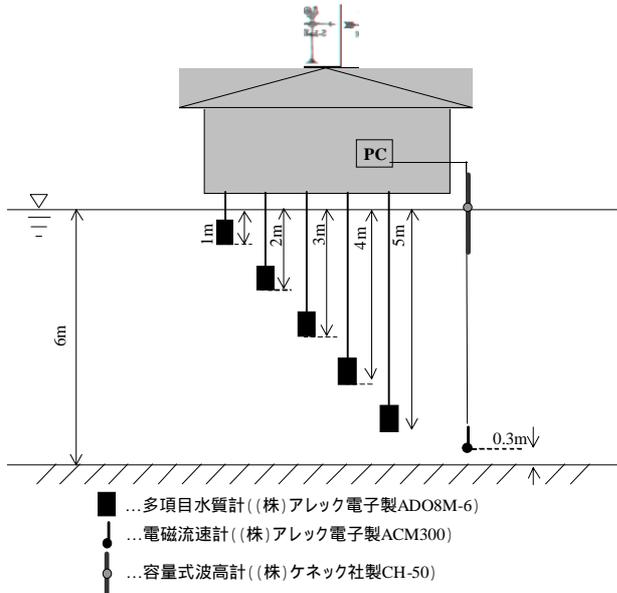


図 6.4.54 計測機器の設置状況 (断面図)



写真 6.4.2 電磁流速計の架台

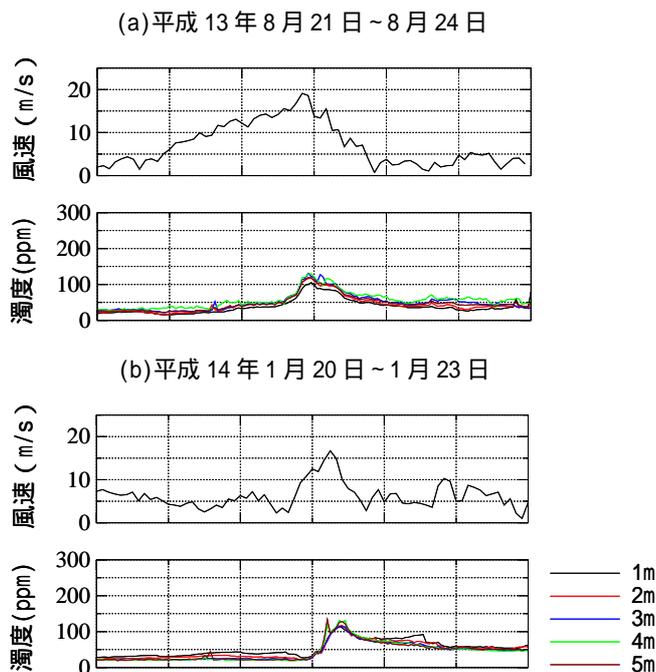


図 6.4.55 観測結果

上段は風速、下段が各深度の濁度変化である。なお、キャリブレーションの結果をもとに濁度はSS(ppm)に換算してある。どちらの場合も、風速が約12m/sを超えると濁度が上昇している。また、どの深度の濁度もほとんど同じ変化を示しており、鉛直方向にほぼ均質な濁度分布になっていることがわかる。霞ヶ浦の底質は、湖岸の一部を除いて非常に細かいために、一旦巻き上がった底質は水柱内で急速に拡散すると考えられる。参考までに、湖心部の底質の粒度分布曲線を図6.4.56に示す。平均沈降速度は $4.2 \times 10^{-4}$ m/sであり、水深6mを下降するに要する時間は約4時間である。ただし細粒分や有機性粒子の沈降はさらに時間を要する。このため、風が吹く以前から20ppm程度の濁度が存在し、風が吹き止んだ後も50ppm程度から下がるにはかなりの時間がかかる。

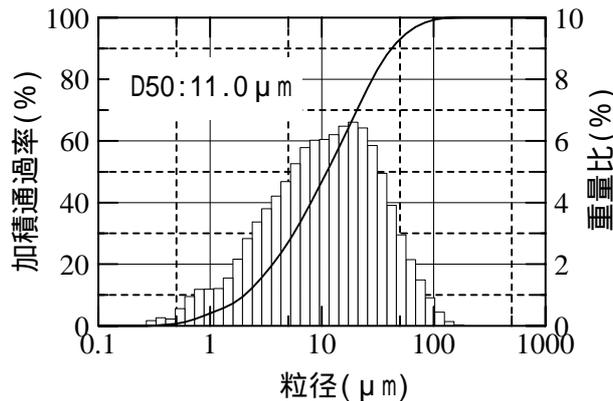


図 6.4.56 底泥の粒度分布

図6.4.55と同様の観測結果が既に10例ほど得られているが、基本的特性は同じであり、風速12m/sを超える辺りから濁度が上昇する。また濁度のピーク値はせいぜい数100ppmである。水深を6mとすると、濁度100ppmの時の浮上底質重量は600gr/m<sup>2</sup>であり、湖底表層堆積物の含水比を1000%、粒子比重を2.6とすると、洗掘深さは約6mmである。図6.4.57は、底泥含水比の鉛直分布の例である。コアサンプルを採取後すぐにドライアイスで冷却しスライスして層ごとに分析した。冷却時の2次流のため極表層の値は信用できないが、しかし10mmより上で含水比が減少している様子がわかる。これらのことから、水中に頻繁に回帰する底質の厚さは10mm程度であることはほぼ確実と考えられる。

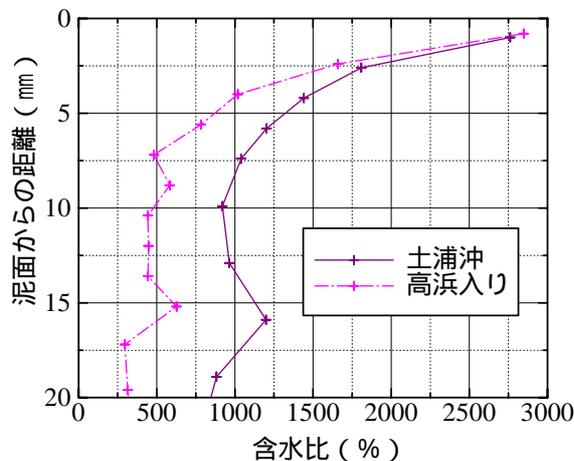


図 6.4.57 霞ヶ浦現地底泥の含水比測定結果

2) 巻き上げ現象の特性

濁度が鉛直方向にほぼ一様であることから、平均濁度  $C$  を用いて次式から「巻き上げ率(速度)」を逆算できる。

$$h \frac{\partial C}{\partial t} = E - Cw_s \quad \dots\dots\dots (6.4.23)$$

ここに、 $E$ は巻き上げ率、 $h$ は水深、 $w_s$ は沈降速度である。

ところで、流速変動時系列は、恒流成分と波動成分と乱れ成分を含んでいる。そこで、流速計測値から移動平均により恒流成分を求め、これを差し引いた後に、水位変動と流速変動のスペクトルから、LFT(Linear Filtration Technique)を用いて両者を分離した。なお、波形データからは、ゼロアップクロス法により有義波高と有義周期を算定した。参考までに、種々の風向及び風速のもとでの波浪データから無次元波高及び無次元周期の無次元フェッチに対する依存性を調べたところ、図 6.4.59に示すように、かなり一定した関係が得られた。

以上の方法により解析した結果の一例を図 6.4.58に示す。5段目の「ストローク」とは、波動成分の流速振幅である。最下段に底質巻き上げ率を示している。

風と巻き上げ率の関係をみると、図 6.4.55から推定されたように、風速 12m あたりを境にして急激に増加することがわかる。また、有義波高及び平均流速との対応を見ると、平均流速よりも有義波高との相関の高いことがわかる。また、図 6.4.60に示すように、有義波高とストロークは高い相関を持っていることから、底質の巻き上げは、主に風波が湖底付近に誘起する「振動流」に起因するのではないかと考えられる。ただし、風波の高い時には乱れ成分も大きくなっているため、振動流と乱れの両者の影響であることも考えられる。

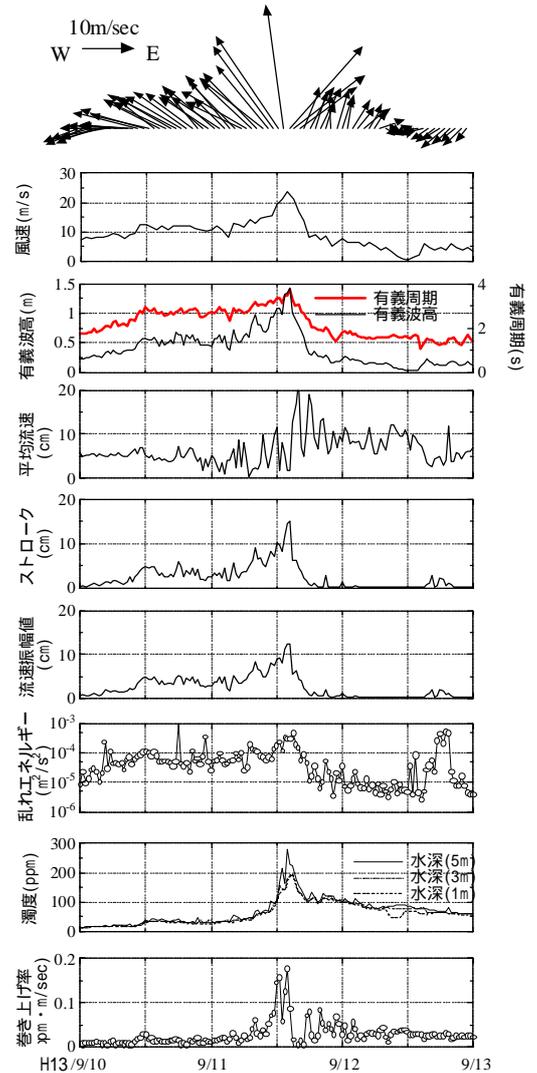


図 6.4.58 巻き上げイベント

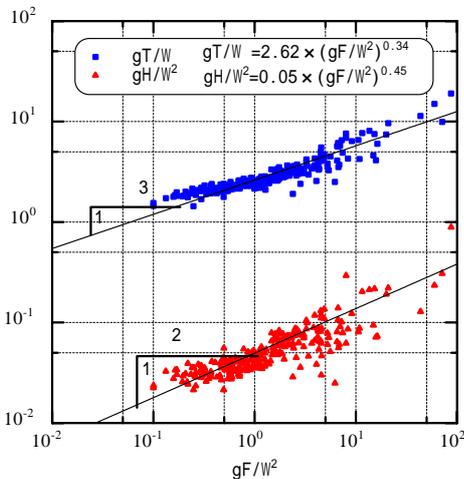


図 6.4.59 無次元フェッチと無次元波高、周期の関係

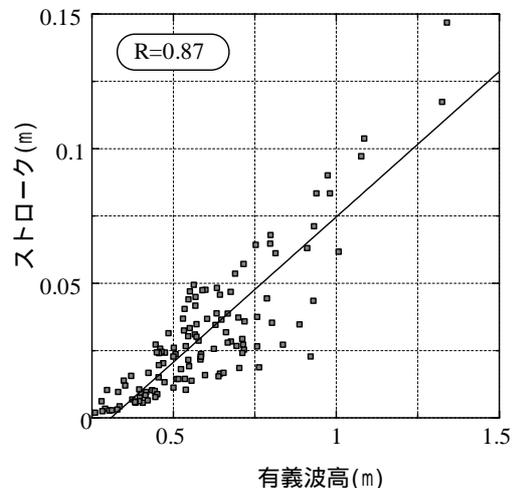


図 6.4.60 有義波高と往復流のストローク

そこで、図 6.4.61に示すように、両者に対する巻き上げ率の影響を一つのグラフにプロットした。巻き上げ率の等級を色で示しているが、この図から判断する限り、波動成分の影響が大きいものと考えられる。すなわち、ストロークが $8 \times 10^{-2} \text{m}$ を越えると大きな巻き上げ率が観測されるが、それ以下では、乱れが存在しても巻き上げ率が小さい。

ただし、過去の室内実験<sup>17)</sup>によれば、振動流だけでは湖底付近に高濁度層（もやもや層）が形成されるだけで上方に拡散されることはなく、これに乱れが加わって始めて水柱全体の濁度上昇が観察される。したがって、乱れは「副次的因子」として不可欠である可能性が高い。そこで、図中にZという合成座標を設定し、Zと巻き上げ率の相関を取ると図 6.4.62を得る。これらの知見と風波発達に関する知見を組み合わせることにより、底質の巻き上げを推定することが可能になったといえる。

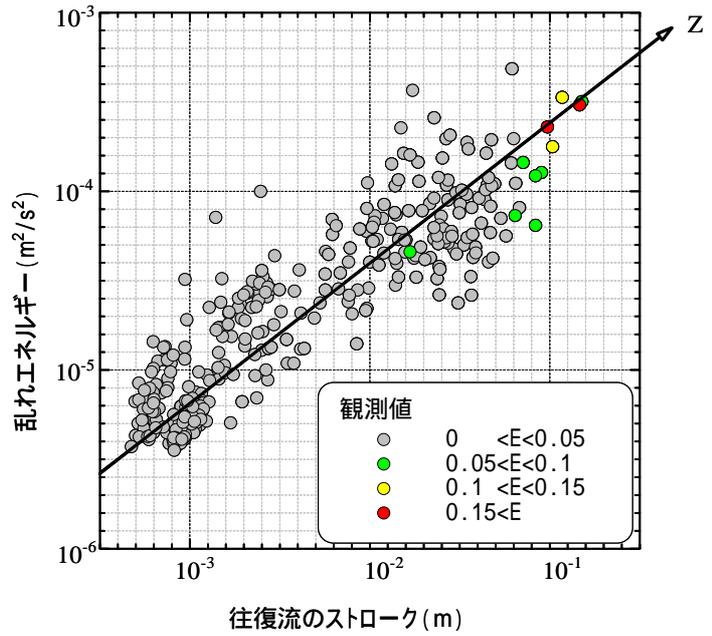


図 6.4.61 往復流のストロークと乱れエネルギーに対する巻き上げ率

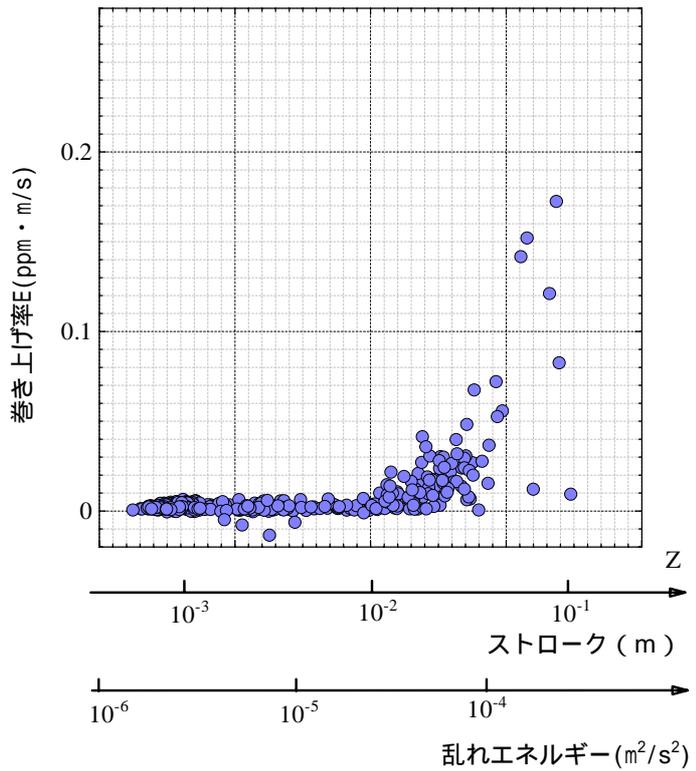


図 6.4.62 強度 Z に対する巻き上げ率

(5) 湖内における富栄養化

1) モデルの概要

モデルの概要（技術レポート改良モデル）については、6.4.2(2)4) ボックスモデルに記述しているので参照されたい。

2) モデル定数の設定

水質予測モデルには多くの定数が含まれており、図 6.4.63のフローで設定している。また、主な定数の設定方法を以下に述べる。

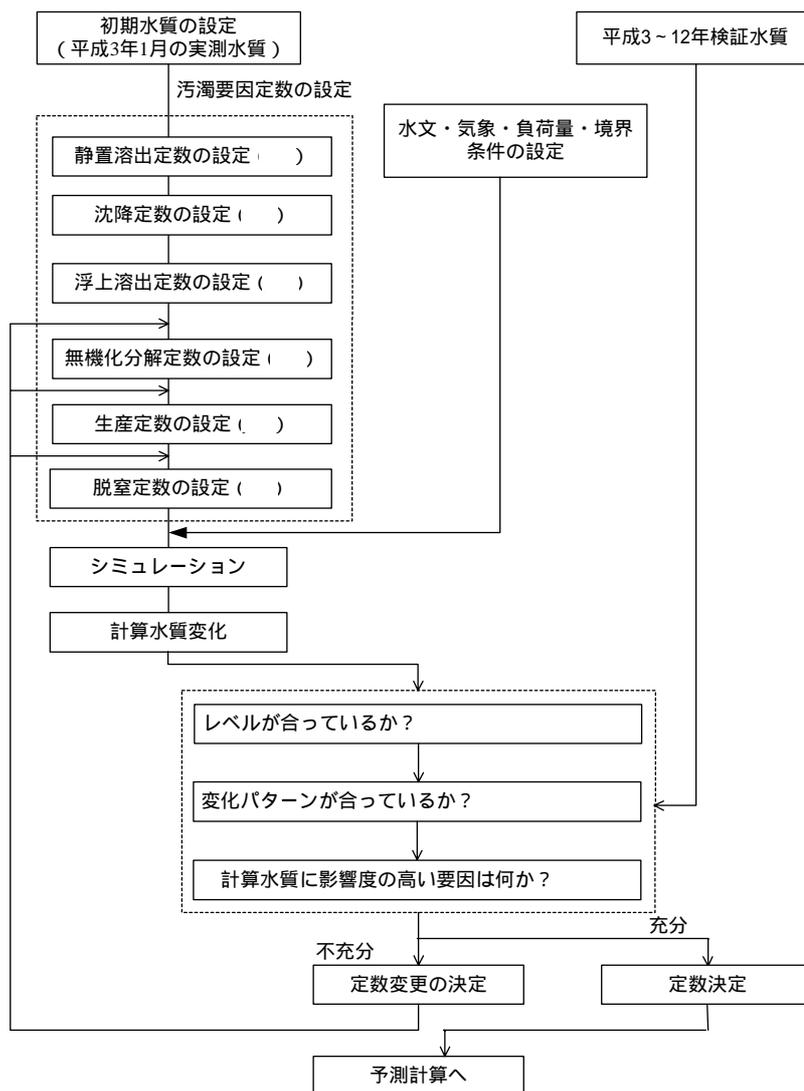


図 6.4.63 水質予測モデルの定数設定フロー

## 6.4 霞ヶ浦の水理・水質特性

### a) 静置溶出定数

霞ヶ浦の現地底泥を用いた室内実験（嫌気、20℃）より、底泥濃度との関係で図 6.4.64 のように与えた。なお、底泥浚渫が大規模に行なわれており、それによる濃度変化も考慮した。

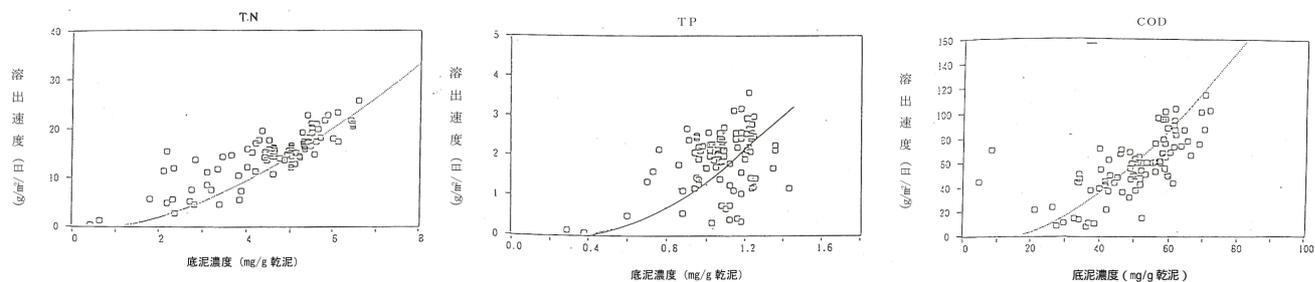


図 6.4.64 底泥濃度と溶出速度の関係

### b) 沈降定数

霞ヶ浦における調査結果より、POC における 0.04 ~ 0.14 (m/日) を目安として湖水質の再現を通じてブロック別に設定した。

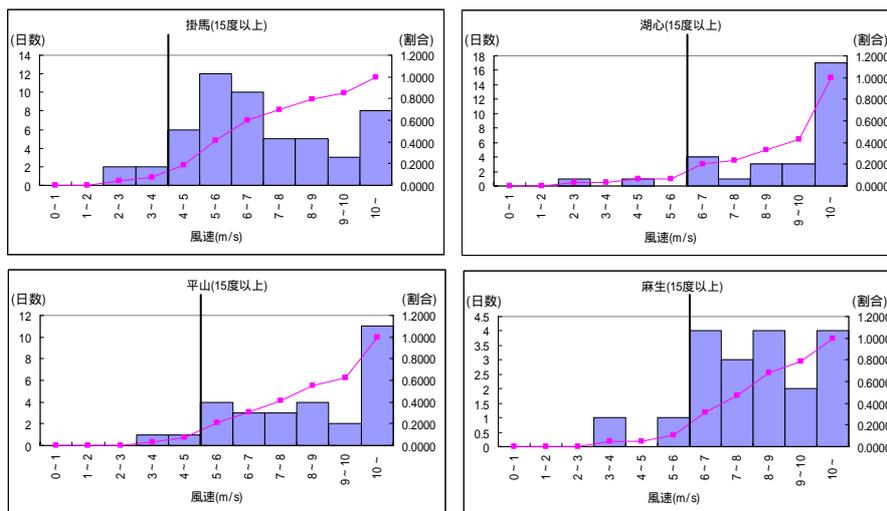
表 6.4.8 沈降定数

沈降物	測定水位	夏季平均	秋季平均	冬季平均
藻類	2m	0.026	0.042	0.044
	5m	0.025	0.042	0.062
非藻類	2m	0.440	0.208	0.461
	5m	0.707	0.400	1.408
POC	2m	0.041	0.061	0.074
	5m	0.092	0.083	0.142

単位は[m/日]

c) 浮上溶出定数

霞ヶ浦における濁度の自動監視結果を用いて、日平均の濁度が大きく変化した時に浮上溶出が生じると考えた。15度以上の濁度変化を判断基準として風速の閾値をブロック別に設定した。また、前日に閾値以上の風速があった場合は浮上溶出は生じないとした。さらに、浮上溶出の生じる日には静置溶出は生じないとした。浮上溶出1回当たりの溶出量は霞ヶ浦の底泥を用いた攪拌溶出実験より、1日当りの静置溶出量に対してCODが4.5倍、N、Pが9倍とした。

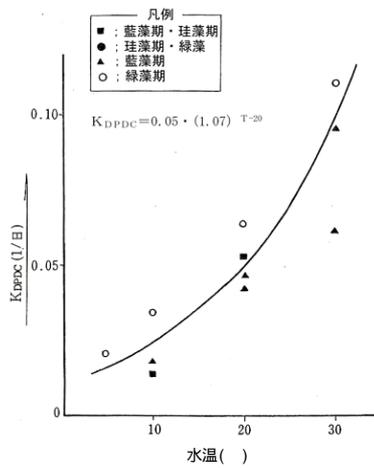


水質項目	浮上溶出量 (g/m <sup>2</sup> /日)	静置溶出量 (mg/m <sup>2</sup> /日)	浮上 / 静置	設定値
炭素 (C)	0.25 ~ 0.75 (0.5)	60 ~ 160 (110)	$0.5 \times 1000 / 110 = 4.5$	4.5
窒素 (N)	0.08 ~ 0.30 (0.19)	12 ~ 28 (20)	$0.19 \times 1000 / 20 = 9.5$	9
リン (P)	0.01 ~ 0.025 (0.0175)	0.8 ~ 3.0 (1.9)	$0.0175 \times 1000 / 1.9 = 9.2$	9

図 6.4.65 風速に対する濁りの発生状況 (上段) と浮上溶出量の設定 (下段)

d) 無機化分解定数

霞ヶ浦の湖水を用いた室内実験による平均値を用いた。COD については、炭素の値を用い、湖水質の再現を通じて設定した。



成分	定数項	分解係数 (20)	決定値
炭素 (C) (COD に 適用)	POC DOC $K_{DPDC}$	0.040 ~ 0.065 (0.053)	0.040
	DOC IC $K_{DDIC}$	0.02 ~ 0.04 (0.03)	0.035
窒素 (N)	PON IN $K_{DPIN}$	0.015 ~ 0.04 (0.028)	平均 0.021
	DON IN $K_{DDIN}$	0.0075 ~ 0.02 (0.014)	
リン (P)	POP IP $K_{DPIP}$	0.01 ~ 0.05 (0.03)	平均 0.0275
	DOP IP $K_{DDIP}$	0.01 ~ 0.04 (0.025)	

( ) は平均値

図 6.4.66 水温と無機化分解速度の関係 (左図) と無機化分解定数の設定値

e) 生産速度定数

霞ヶ浦では、近年オシラトリア、フォルミディウム或いはケイ藻のように水温の低い時期にも増殖する藻類が優占種となっている。このため、既存の文献に見られる増殖速度を参考に低い水温でも増殖速度が維持される関数を設定した。

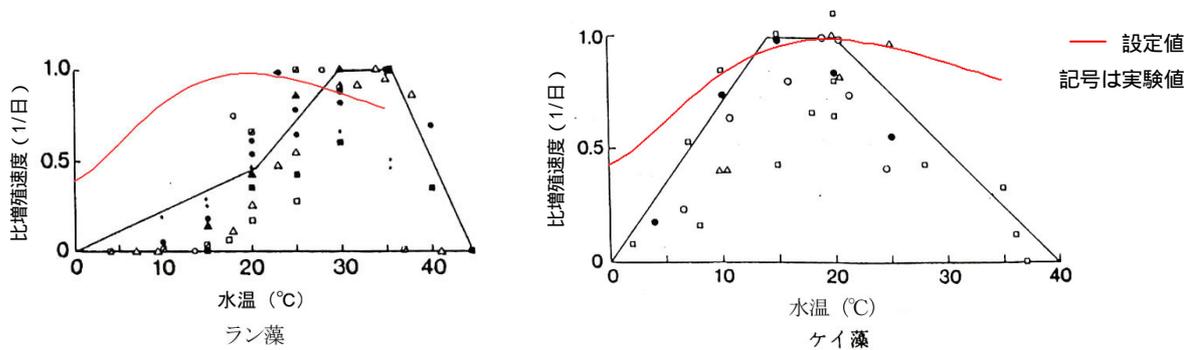


図 6.4.67 藍藻およびケイ藻の増殖速度と水温の関係

f) 脱窒定数

霞ヶ浦の湖内における窒素濃度の変化及び流入河川河口部における追跡調査の結果では、40 ~ 600mg/m<sup>2</sup>/日程度の値が得られている。文献では 300 ~ 1370mg/m<sup>2</sup>/日の値が得られている。これを参考に湖水質の再現を通じて設定した。

表 6.4.9 計算条件の設定方法 (技術レポート改良モデル)

定数同定において考慮した値

定数	単位	設定値							霞ヶ浦実測値 (国交省の調査) (*は実験値)	他湖沼・ 一般文献値			
		土浦	高崎	湖心( )	湖心( )	北浦( )	北浦( )	外浪逆浦					
水文	河川流入量 Q <sub>IN</sub>	m <sup>3</sup> /s	ブロック別半旬平均値、実績流入河川流量より比流量にて算定								湖沼水質保全計画		
	降水量 R	mm/日	ブロック別月平均値、流域内観測所雨量よりティーセン平均にて算定								湖沼水質保全計画		
	蒸発量 E	mm/日	ブロック別月平均値、流域内観測所蒸発量よりティーセン平均にて算定								湖沼水質保全計画		
	取水流量 Q <sub>SS</sub>	m <sup>3</sup> /s	ブロック別半旬平均値、上工水について実績取水流量を集計								湖沼水質保全計画		
	湖水位 H	Y.P.m	ブロック別半旬末値							湖心の実測値			
気象等	水温 T		ブロック別月平均値							湖心の実測値			
	日射量 SR	cal/cm <sup>2</sup> /日	ブロック別月平均値、流域内観測所日射量より算定								湖沼水質保全計画		
負荷量	河川流入	kg/日	ブロック別半旬平均値、L-Q 式								湖沼水質保全計画		
	降水	kg/日	降水水質 (DCOD : 2.00mg/l, IN : 1.74mg/l, IP : 0.05mg/l) × 降水量								湖沼水質保全計画		
	下水処理水	kg/日	ブロック別年間平均値、下水処理場の実績値								湖沼水質保全計画		
	網生質	kg/日	ブロック別月平均値、実績養殖生産量 × 原単位で算定、N,P は無機態とした。								湖沼水質保全計画		
	底泥濃度	COD	mg/g 乾泥	42.898 ~ 48.724	60.463 ~ 60.799	64.618	34.454	58.134	47.21	16.522	平成 4 年度調査結果 (毎年の浸漬量より推定した値を考慮) 、ブロック別平均 N、P は無機態とした。		
		TN		3.780 ~ 4.372	5.486 ~ 5.520	5.887	3.12	5.198	4.448	1.372			
		TP		0.928 ~ 1.035	1.826 ~ 1.290	1.37	0.73	1.233	0.873	0.387			
	溶出係数	COD	mg/m <sup>2</sup> /日	K <sub>R</sub> =0.29(COD - 15) <sup>1.5</sup> (1.096) <sup>T-20</sup> + f COD:底泥濃度(mg/g 乾泥),T:水温( ) ,f:浮上溶出量							溶出係数の定数は実験値(*)を補正無機態と有機態の比は実測値		
		TN		K <sub>R</sub> =1.79(TN - 1.0) <sup>1.5</sup> (1.121) <sup>T-20</sup> + f [ IN:ON=0.75:0.25 ] TN:底泥濃度(mg/g 乾泥),T:水温( ) ,f:浮上溶出量									
		TP		K <sub>R</sub> =3.00(TP - 0.4) <sup>1.5</sup> (1.115) <sup>T-20</sup> + f [ IP:OP=0.9:0.1 ] TP:底泥濃度(mg/g 乾泥),T:水温( ) ,f:浮上溶出量									
浮上溶出			ブロック毎に風速 4m/sec、5m/sec、6m/sec、6m/sec 以上で、前日に同程度以上の風が吹いていないとき 20 静置溶出の 9 日分 (COD は 4.5 日分) が溶出							実測値及び攪拌溶出実験により設定			
境界	下流端水質	mg/l	常陸利根川息柵地点水質										
初期値	湖水質	mg/l	各ブロック平成 3 年 1 月の測定値										
	湖水位	Y.P.m	平成 2 年 12 月 31 日の値										
生産速度 K <sub>P</sub>	水温係数 PK(T) (μ <sub>max</sub> )	-	PK(T)=0.6(T/20 × e <sup>1-(T-20)</sup> ) <sup>2</sup> +0.4							μ <sub>max</sub> = 1.2 *	μ <sub>max</sub> = 0.45 ~ 2.53		
	日射量定数	cal/cm <sup>2</sup> /日	400										
	限界日射量	cal/cm <sup>2</sup> /日	35										
	窒素のミカ入り定数	mg/l	0.140 (実測平均値)							0.03 ~ 0.25 *	0.014 ~ 0.7		
クロロフィル a 死滅分解速度 K <sub>D</sub>	燃のミカ入り定数	mg/l	0.011 (実測平均値)							0.002 ~ 0.02 *	0.001 ~ 0.1		
	定数 K <sub>DC</sub>	1/日	P D 0.040 D I 0.035							0.06 ~ 0.12 *	0.015 ~ 0.15		
COD 分解速度 K <sub>DC</sub> · DC <sup>T-20</sup>	温度定数 DC	-	1.08							P D 0.040 ~ 0.065 * D I 0.02 ~ 0.04 *	0.0 ~ 0.031		
	定数 K <sub>DN</sub>	1/日	0.021 (実測平均値)							1.07 ~ 1.08 *			
窒素無機化分解速度 K <sub>DN</sub> · DN <sup>T-20</sup>	温度定数 DN	-	1.08							0.0075 ~ 0.04 *	0.0 ~ 0.082		
	定数 K <sub>DP</sub>	1/日	0.0275 (実測平均値)							1.07 ~ 1.08 *			
リン無機化分解速度 K <sub>DP</sub> · DP <sup>T-20</sup>	温度定数 DP	-	1.08							0.01 ~ 0.05 *	0.006 ~ 0.089		
	定数 K <sub>WS</sub>	m/日	0.05	0.06	0.08	0.03	0.07	0.03	0.03	0.025 ~ 1.408			
沈降速度 WS (フランクトン) は 1/2 W <sub>s</sub>													
脱窒速度 K <sub>DEN</sub>	g/m <sup>2</sup> /日	0.1 × CIN × 1.02 <sup>T-20</sup>							0.35 × CIN × 1.02 <sup>T-20</sup>	0.2 × CIN × 1.02 <sup>T-20</sup>	0.1 × CIN × 1.02 <sup>T-20</sup>	0.036 ~ 0.65g/m <sup>2</sup> /日	
植物プランクトン中の COD 物質とクロロフィル a 量の比	mgCOD/μ <sub>g</sub> -chl <sub>a</sub>	0.046							0.03 ~ 0.08(頻度分布より)(C/P で 55 ~ 123)		0.023 ~ 0.049		
植物プランクトン中の窒素とクロロフィル a 量の比	mgN/μ <sub>g</sub> -chl <sub>a</sub>	0.007							0.002 ~ 0.012(頻度分布より)(N/P で 5 ~ 15)		0.0042 ~ 0.01		
植物プランクトン中のリンとクロロフィル a 量の比	mgP/μ <sub>g</sub> -chl <sub>a</sub>	0.0010							0.0002 ~ 0.0016 (頻度分布より)		0.00063 ~ 0.00194		

## 3) 計算結果と評価

ブロックモデルというマクロな収支モデルであり、実測水質の代表性、後述する流入量・負荷量等入力条件の精度などを考え合わせると、平均値の予測では、概ね妥当な再現性が得られている。

一方、年変動パターン（季節変化）でみると実測水質と計算水質で一致しないケースが認められる。

## a) 平均値の評価と問題点

COD については、西浦平均、北浦平均、霞ヶ浦平均の 10 ヶ年平均値では、ほぼ計算水質と実測水質は同程度である。窒素についても、TN、IN、ON とともに、10 ヶ年平均値はほぼ実測水質を再現出来ている。リンについても、10 ヶ年平均値はほぼ実測水質を再現出来ているが、各ブロック別に見ると（計算/実測）の値が 1 からかなりはずれている。

表 6.4.10 (1) 実測値と計算値の 10 ヶ年平均値の比較(H3~H12)

項目		サンプル数	実測値	計算値	計算 - 実測	計算 / 実測	自乗平均誤差
COD	土浦	120	7.657	7.794	0.137	1.018	1.437
	高崎	120	8.783	9.542	0.759	1.086	1.998
	湖心1	120	7.839	7.888	0.049	1.006	1.526
	湖心2	120	8.421	7.475	-0.946	0.888	1.813
	北浦1	120	7.359	7.674	0.315	1.043	1.341
	北浦2	120	7.607	7.393	-0.214	0.972	1.195
	外浪逆浦	120	8.013	7.118	-0.895	0.888	1.616
	西浦	120	7.957	8.003	0.046	1.006	1.359
	北浦	120	7.496	7.519	0.023	1.003	1.135
	霞ヶ浦	120	7.866	7.869	0.003	1.000	1.171
TN	土浦	120	1.062	1.048	-0.014	0.987	0.279
	高崎	120	1.419	1.558	0.139	1.098	0.395
	湖心1	120	0.960	0.904	-0.056	0.942	0.270
	湖心2	120	0.985	0.913	-0.072	0.927	0.275
	北浦1	120	1.079	1.088	0.009	1.008	0.373
	北浦2	120	0.860	0.952	0.092	1.107	0.241
	外浪逆浦	120	0.926	0.894	-0.032	0.965	0.216
	西浦	120	1.039	1.013	-0.026	0.975	0.259
	北浦	120	0.958	1.013	0.055	1.057	0.275
	霞ヶ浦	120	1.018	1.008	-0.010	0.990	0.245
TP	土浦	120	0.093	0.097	0.004	1.043	0.026
	高崎	120	0.130	0.119	-0.011	0.915	0.040
	湖心1	120	0.091	0.100	0.009	1.099	0.027
	湖心2	120	0.091	0.092	0.001	1.011	0.028
	北浦1	120	0.101	0.101	0.000	1.000	0.045
	北浦2	120	0.087	0.102	0.015	1.172	0.035
	外浪逆浦	120	0.084	0.087	0.003	1.036	0.019
	西浦	120	0.096	0.100	0.004	1.042	0.024
	北浦	120	0.093	0.101	0.008	1.086	0.037
	霞ヶ浦	120	0.095	0.100	0.005	1.053	0.022
chl	土浦	120	67.554	73.058	5.504	1.081	27.218
	高崎	120	99.795	93.029	-6.766	0.932	43.055
	湖心1	120	69.099	75.762	6.663	1.096	29.203
	湖心2	120	65.022	68.268	3.246	1.050	28.456
	北浦1	120	72.738	69.855	-2.883	0.960	33.907
	北浦2	120	55.718	66.803	11.085	1.199	23.074
	外浪逆浦	120	59.852	64.184	4.332	1.072	26.432
	西浦	120	71.654	76.201	4.547	1.063	26.566
	北浦	120	63.326	68.167	4.841	1.076	24.834
	霞ヶ浦	120	69.494	74.092	4.598	1.066	24.156
DCOD	土浦	120	4.637	4.573	-0.064	0.986	0.887
	高崎	120	4.917	5.511	0.594	1.121	1.120
	湖心1	120	4.934	4.817	-0.117	0.976	0.729
	湖心2	120	4.934	4.414	-0.520	0.895	0.916
	北浦1	120	4.791	4.470	-0.321	0.933	0.772
	北浦2	120	4.791	4.278	-0.513	0.893	0.918
	外浪逆浦	120	4.934	4.222	-0.712	0.856	1.036
	西浦	120	4.858	4.790	-0.068	0.986	0.707
	北浦	120	4.791	4.364	-0.427	0.911	0.829
	霞ヶ浦	120	4.847	4.681	-0.166	0.966	0.650

1.05 ~ 0.95  
1.10 ~ 0.90  
1.20 ~ 0.80

6.4 霞ヶ浦の水理・水質特性

表 6.4.10 (2) 実測値と計算値の10ヶ年平均値の比較(H3~H12)

項目		サンプル数	実測値	計算値	計算 - 実測	計算 / 実測	自乗平均誤差
PCOD	土浦	120	3.020	3.220	0.200	1.066	0.961
	高崎	120	3.865	4.032	0.167	1.043	1.397
	湖心1	120	2.905	3.072	0.167	1.057	1.107
	湖心2	120	3.487	3.062	-0.425	0.878	1.262
	北浦1	120	2.568	3.205	0.637	1.248	1.248
	北浦2	120	2.816	3.115	0.299	1.106	0.921
	外浪逆浦	120	3.079	2.897	-0.182	0.941	1.135
	西浦	120	3.099	3.213	0.114	1.037	0.958
	北浦	120	2.705	3.155	0.450	1.166	0.999
霞ヶ浦	120	3.018	3.189	0.171	1.057	0.847	
IN	土浦	120	0.368	0.325	-0.043	0.883	0.345
	高崎	120	0.597	0.639	0.042	1.070	0.417
	湖心1	120	0.221	0.186	-0.035	0.842	0.243
	湖心2	120	0.210	0.222	0.012	1.057	0.259
	北浦1	120	0.392	0.325	-0.067	0.829	0.366
	北浦2	120	0.155	0.144	-0.011	0.929	0.227
	外浪逆浦	120	0.200	0.229	0.029	1.145	0.225
	西浦	120	0.298	0.274	-0.024	0.919	0.266
	北浦	120	0.261	0.225	-0.036	0.862	0.273
霞ヶ浦	120	0.287	0.262	-0.025	0.913	0.250	
ON	土浦	120	0.695	0.723	0.028	1.040	0.205
	高崎	120	0.823	0.919	0.096	1.117	0.278
	湖心1	120	0.739	0.719	-0.020	0.973	0.213
	湖心2	120	0.775	0.691	-0.084	0.892	0.229
	北浦1	120	0.687	0.764	0.077	1.112	0.261
	北浦2	120	0.705	0.808	0.103	1.146	0.186
	外浪逆浦	120	0.725	0.665	-0.060	0.917	0.203
	西浦	120	0.741	0.739	-0.002	0.997	0.192
	北浦	120	0.697	0.788	0.091	1.131	0.201
霞ヶ浦	120	0.731	0.746	0.015	1.021	0.175	
IP	土浦	120	0.008	0.004	-0.004	0.500	0.009
	高崎	120	0.015	0.004	-0.011	0.267	0.024
	湖心1	120	0.009	0.012	0.003	1.333	0.011
	湖心2	120	0.005	0.005	0.000	1.000	0.006
	北浦1	120	0.024	0.011	-0.013	0.458	0.046
	北浦2	120	0.015	0.009	-0.006	0.600	0.026
	外浪逆浦	120	0.006	0.004	-0.002	0.667	0.008
	西浦	120	0.009	0.009	0.000	1.000	0.009
	北浦	120	0.019	0.010	-0.009	0.526	0.034
霞ヶ浦	120	0.011	0.009	-0.002	0.818	0.012	
OP	土浦	120	0.085	0.093	0.008	1.094	0.026
	高崎	120	0.116	0.115	-0.001	0.991	0.038
	湖心1	120	0.082	0.087	0.005	1.061	0.025
	湖心2	120	0.086	0.086	0.000	1.000	0.027
	北浦1	120	0.077	0.090	0.013	1.169	0.027
	北浦2	120	0.072	0.093	0.021	1.292	0.027
	外浪逆浦	120	0.078	0.083	0.005	1.064	0.021
	西浦	120	0.087	0.092	0.005	1.057	0.024
	北浦	120	0.074	0.092	0.018	1.243	0.025
霞ヶ浦	120	0.084	0.091	0.007	1.083	0.022	

1.05 ~ 0.95  
 1.10 ~ 0.90  
 1.20 ~ 0.80

b) 年間変動パターンの評価と問題点

i) COD

実測値の年間変動パターンが、冬季から春先に高く夏季に低くなる傾向にある年では、計算値と実測値に位相差を生じている。平成12年の土浦、高崎は顕著な例である。

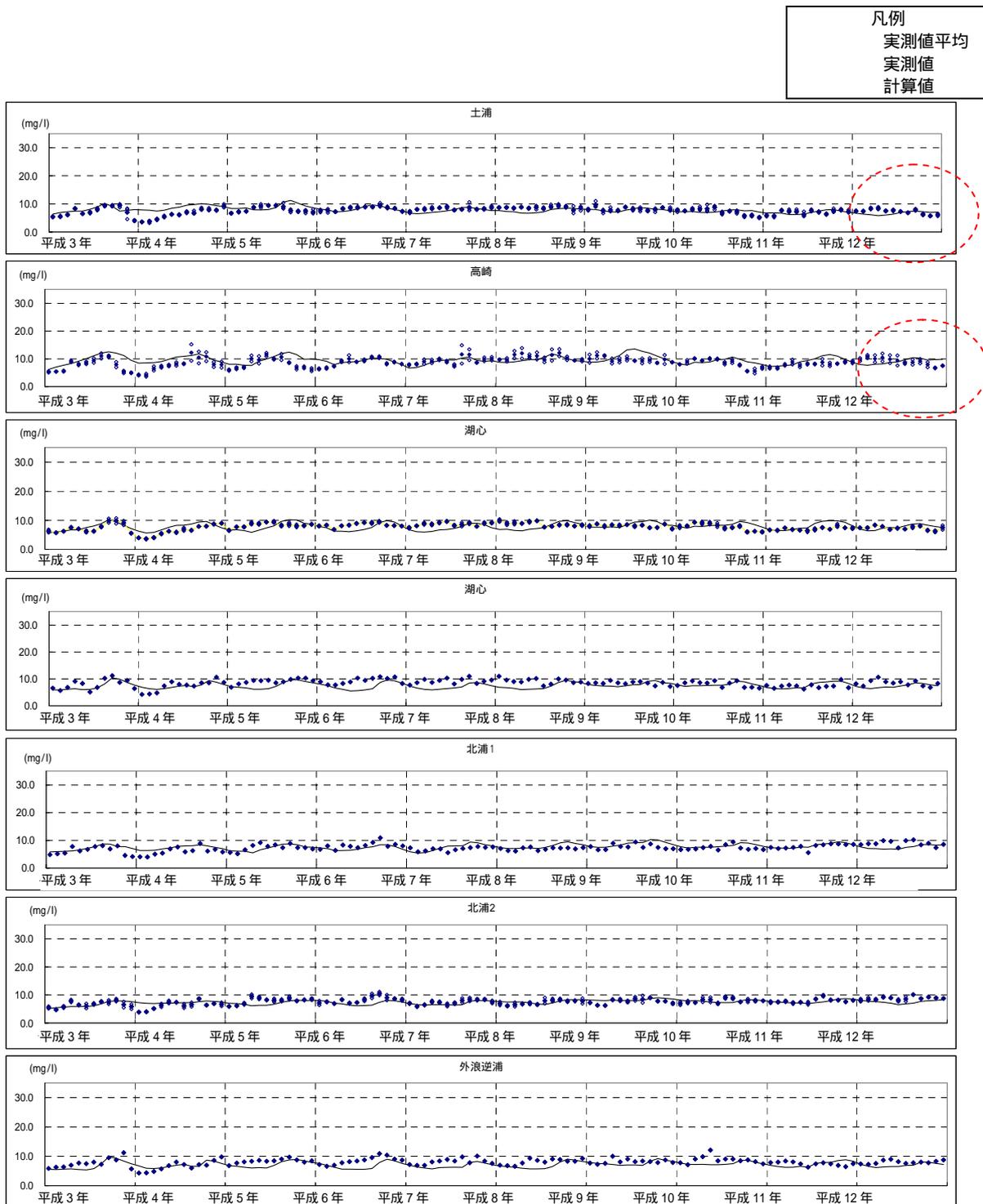


図 6.4.68(1) 実測値と計算値の年間変動パターンの比較 (COD)

ii) T-N

湖心等で冬季に実測値が上昇傾向を示している時に、計算値は減少傾向を示しており、位相が一致しないケースが認められる。また、平成3年、平成10年の冬季に、特に土浦、高崎で実測値が大幅に上昇しているが、計算値はこれを追従出来ていない。

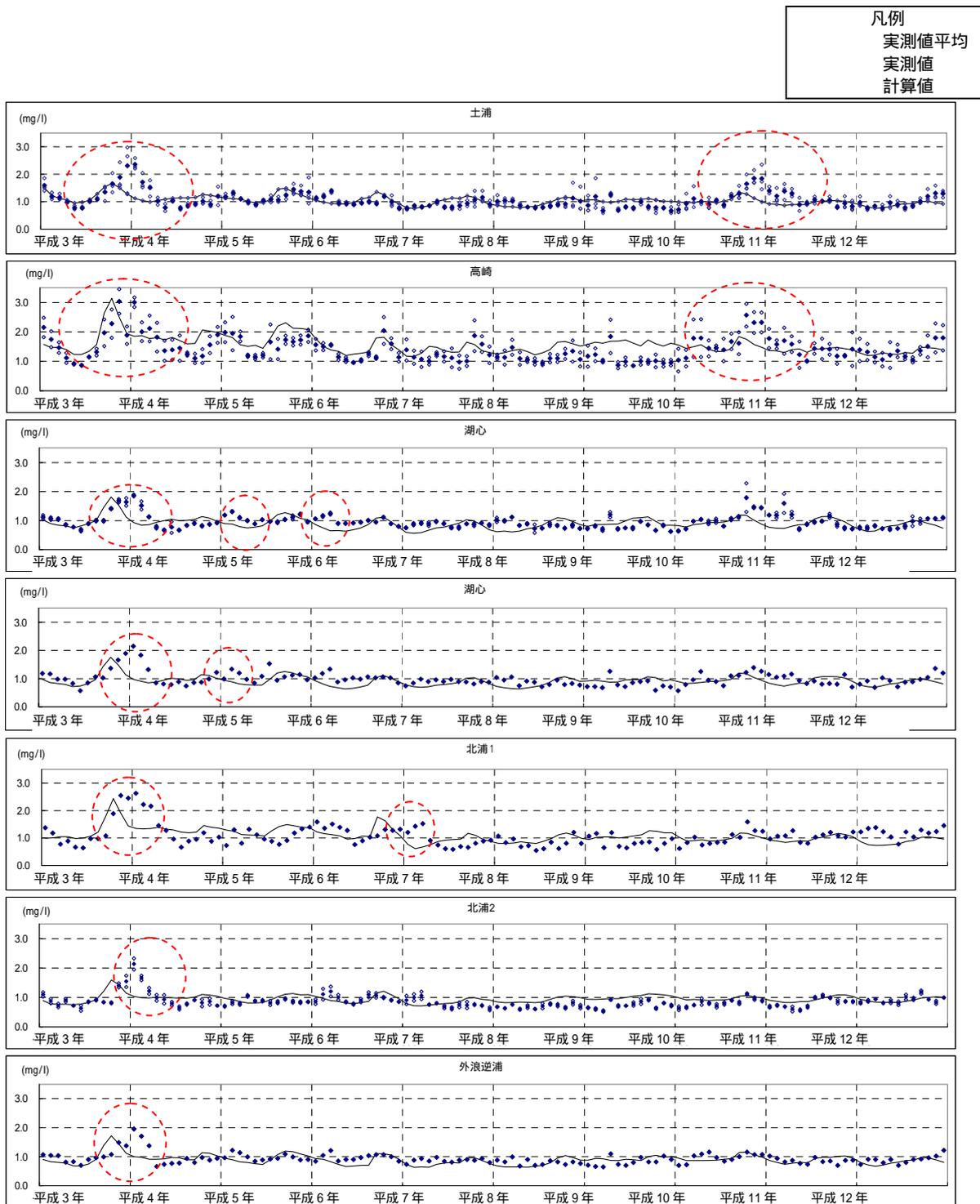


図 6.4.68(2) 実測値と計算値の年間変動パターンの比較 (TN)

iii)T-P

年間変動パターンを見ると、全般的には夏季に高く冬季に低くなるパターンがあり、計算値は全般にこの傾向をよく表しているが、高崎や北浦で夏季に TP が急上昇することがあるが、計算ではこれを表せていない。

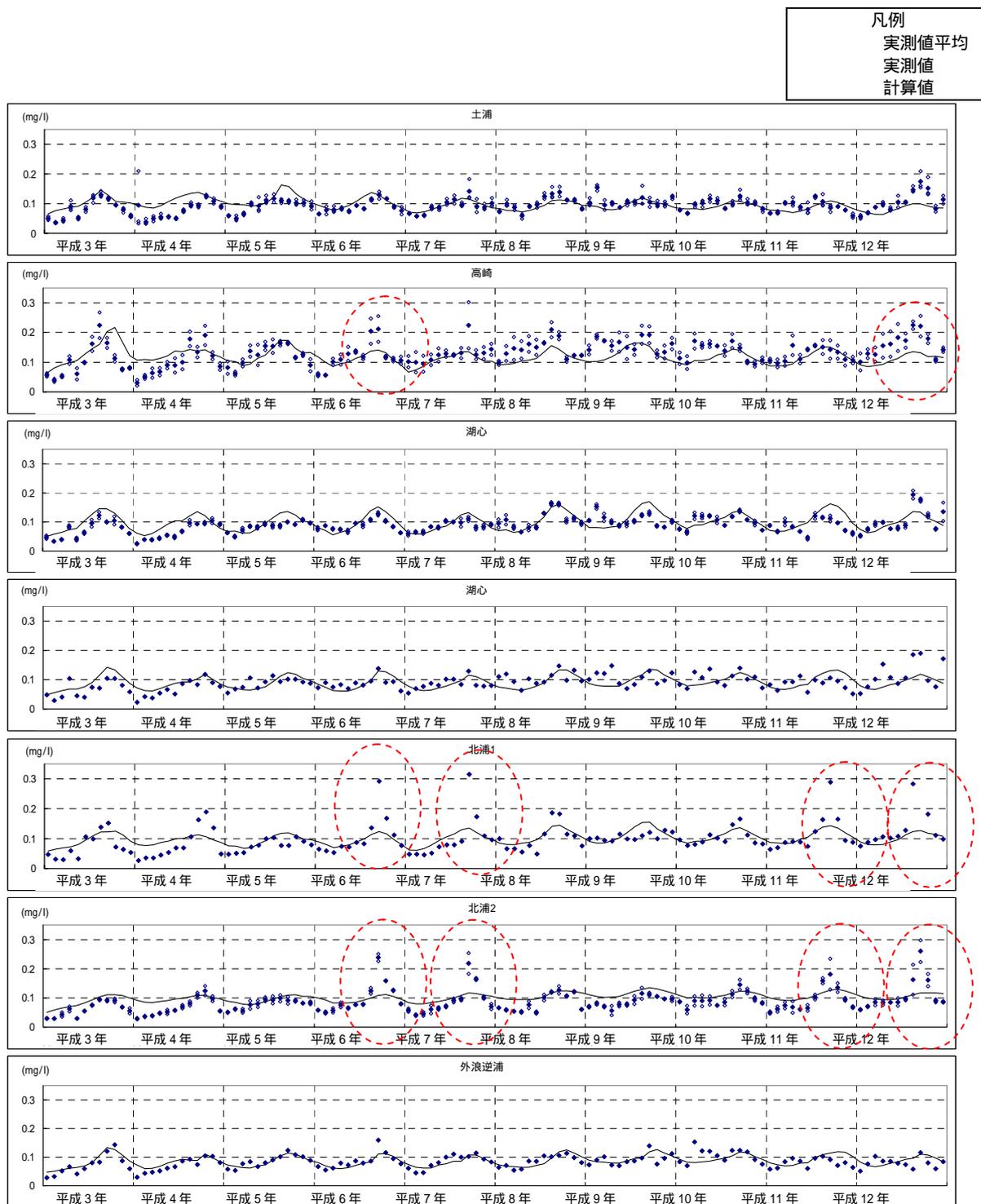


図 6.4.68(3) 実測値と計算値の年間変動パターンの比較 (TP)

iv)クロロフィル a

年間変動パターンが、冬季から春先に高く夏季に低くなる傾向にある年では、計算値と実測値に位相差を生じている。平成 12 年の高崎は顕著な例である。クロロフィル a 濃度が高い高崎で、底質 COD 含有量が高く、植物プランクトンの沈降により底泥が変化していると考えられるが、底泥変化のモデル化がされていない。

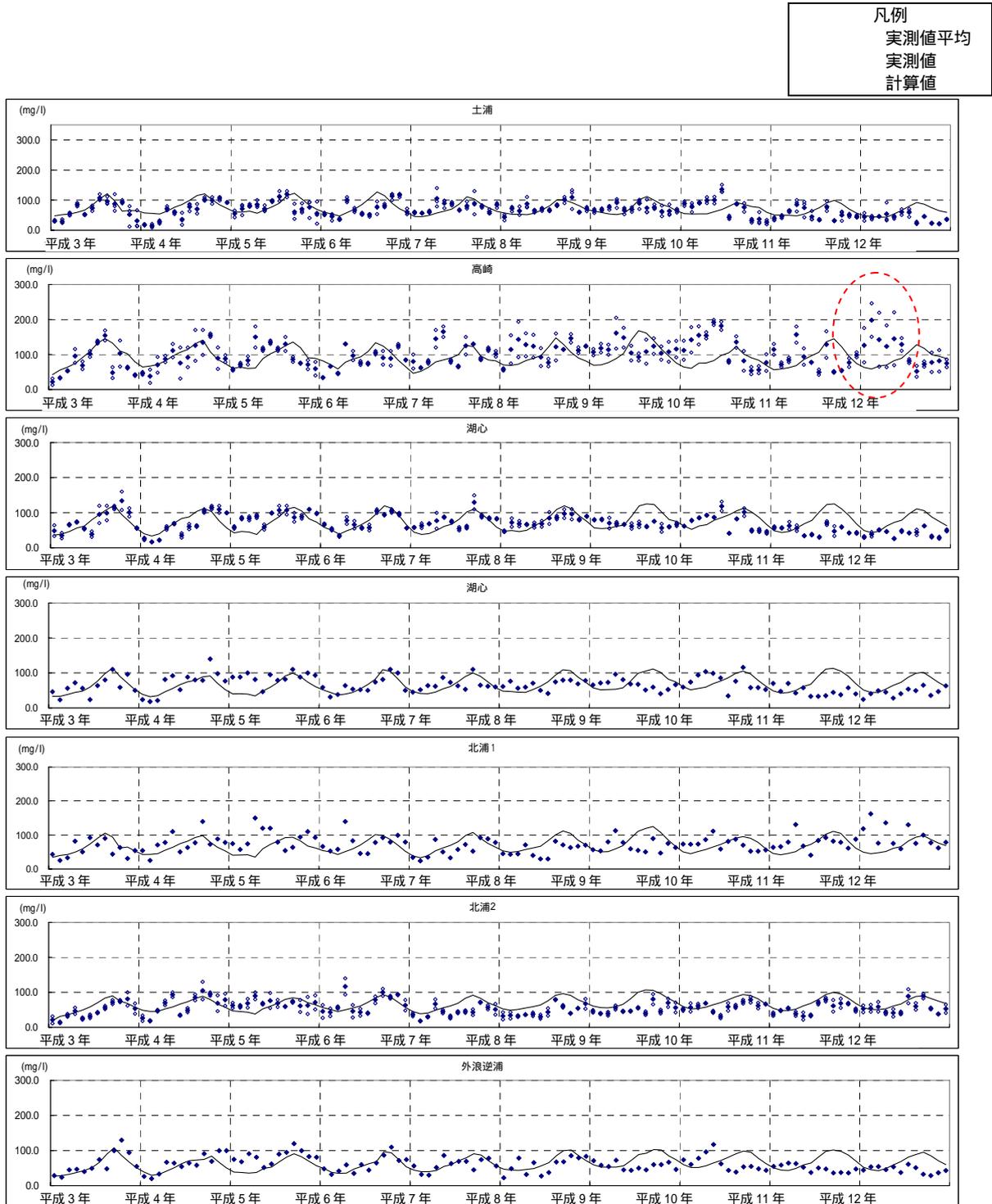


図 6.4.68(4) 実測値と計算値の年間変動パターンの比較 (CHL-a)

6.4 霞ヶ浦の水理・水質特性

v)D-COD

実測値、計算値とも年間ほぼ一定の値で一致している。

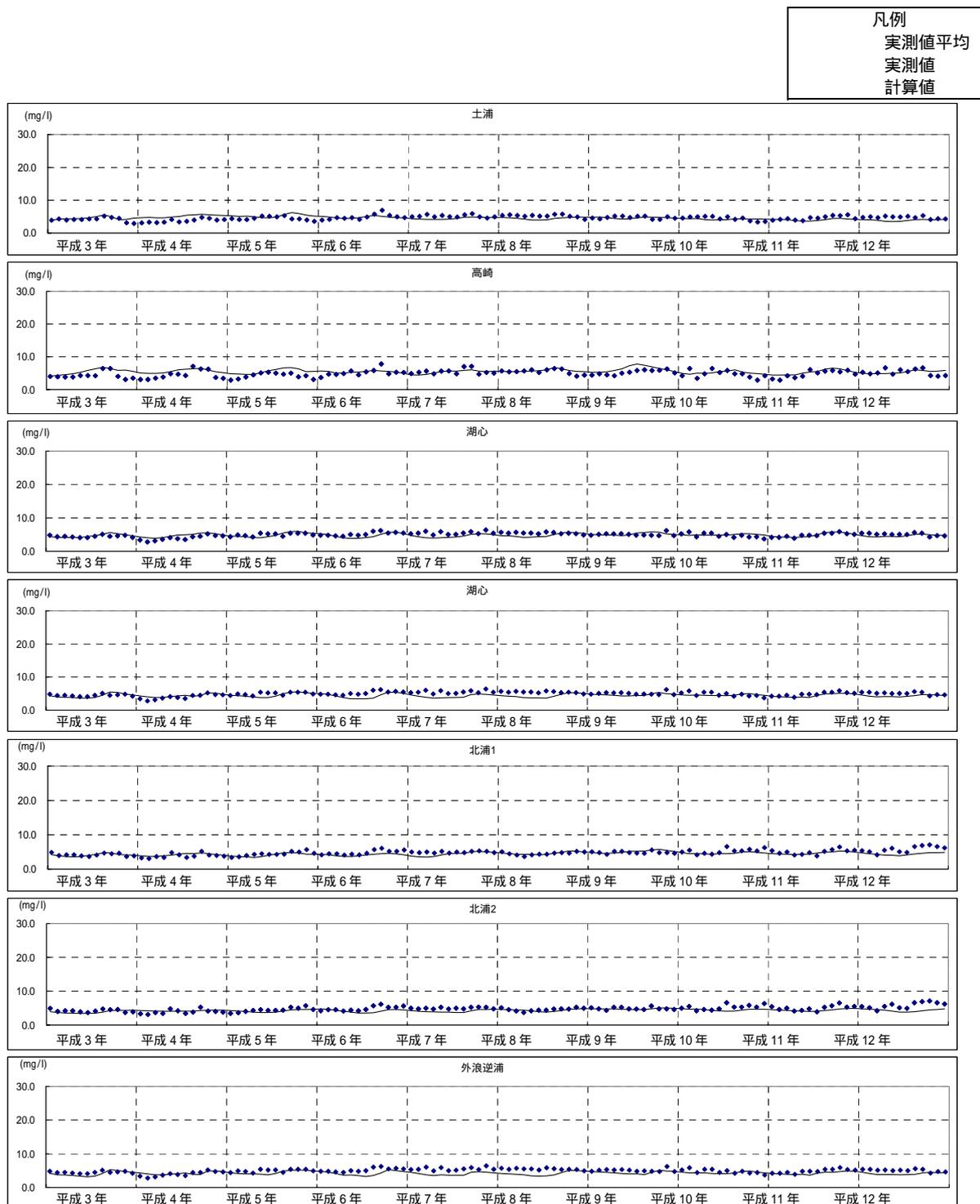


図 6.4.68(5) 実測値と計算値の年間変動パターンの比較 (D-COD)

6.4 霞ヶ浦の水理・水質特性

vi)P-COD

年間変動パターンが、冬季から春先に高く夏季に低くなる傾向にある年では、計算値と実測値に位相差を生じている。平成12年の高崎は顕著な例である。

凡例  
 実測値平均  
 実測値  
 計算値

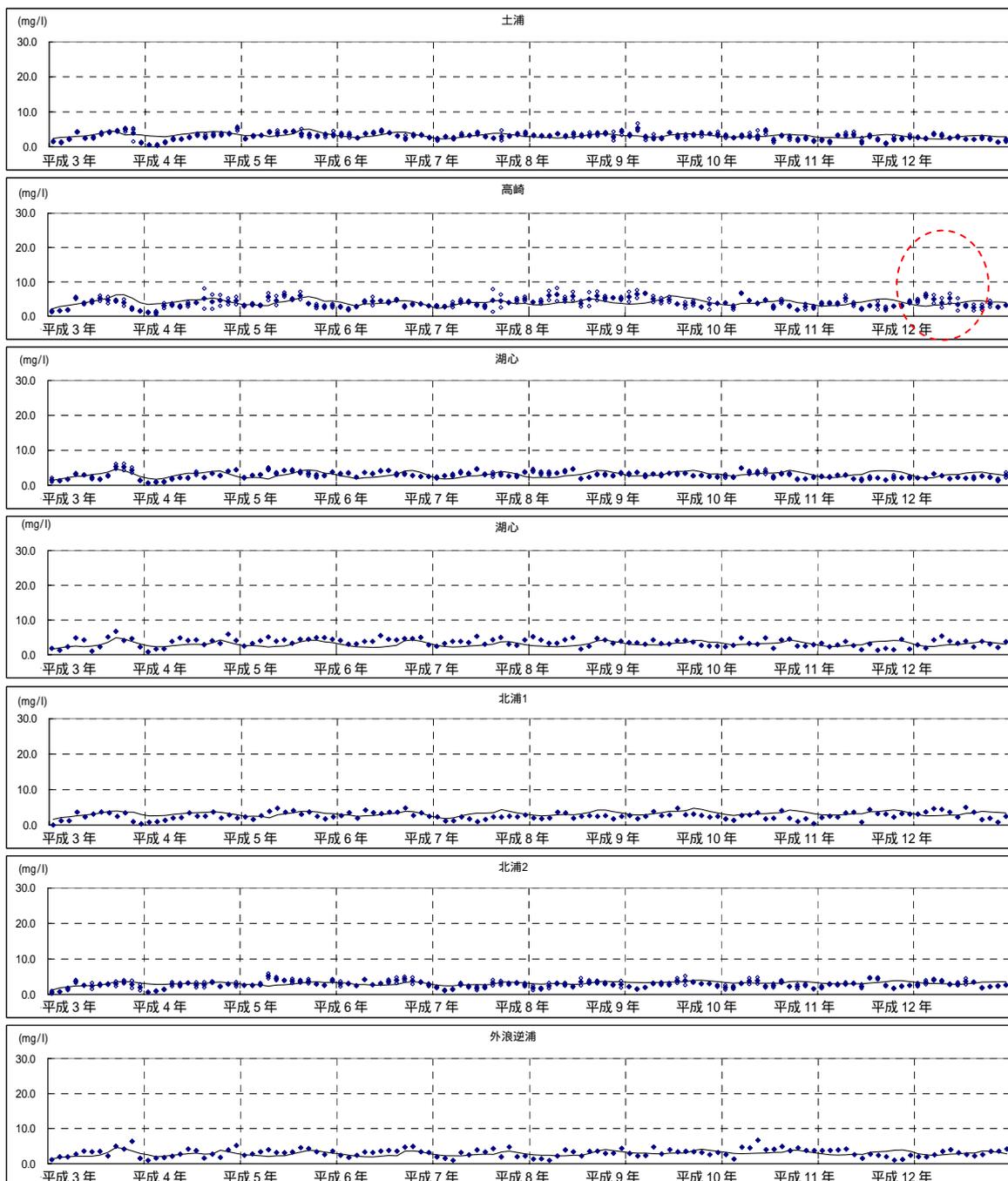


図 6.4.68 (6) 実測値と計算値の年間変動パターンの比較 (PCOD)

vii)I-N

年間変動パターンを見ると、全般的には冬季に高く春先に低くなるパターンがあるが、計算値は全般にこの傾向をよく表している。但し、平成3年、平成10年の冬季に実測値が大幅に上昇しているが、計算値はこれを追従出来ていない。

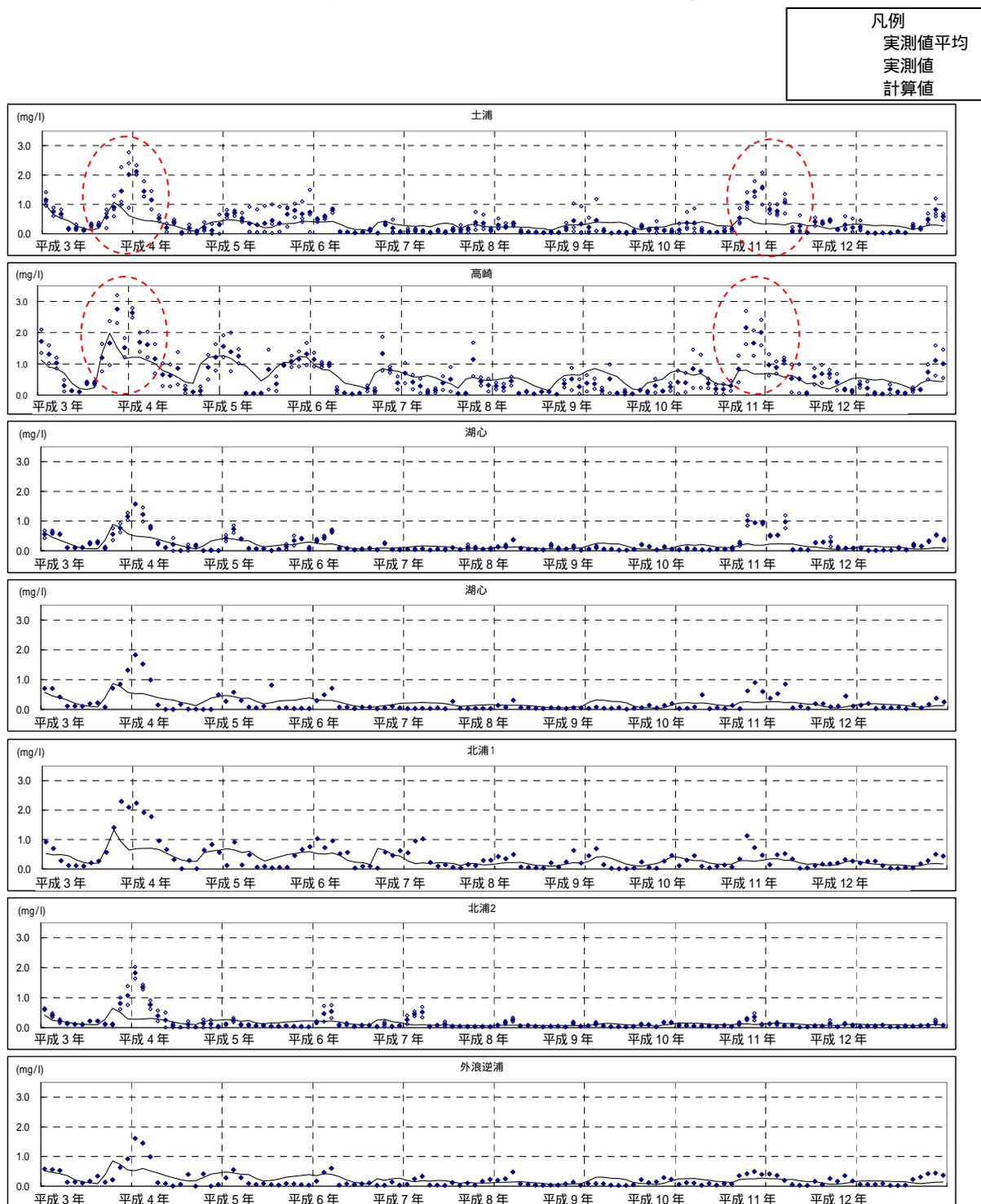


図 6.4.68(7) 実測値と計算値の年間変動パターンの比較 (IN)

viii) I-P

実測値の年間変動パターンを見ると、年間ほぼ枯渇した状態で、夏季～秋季（8～10月）に一時的に高くなっている。計算値は全般にこの傾向を表している。但し、実測値の急激な上昇は追隨出来ていない。

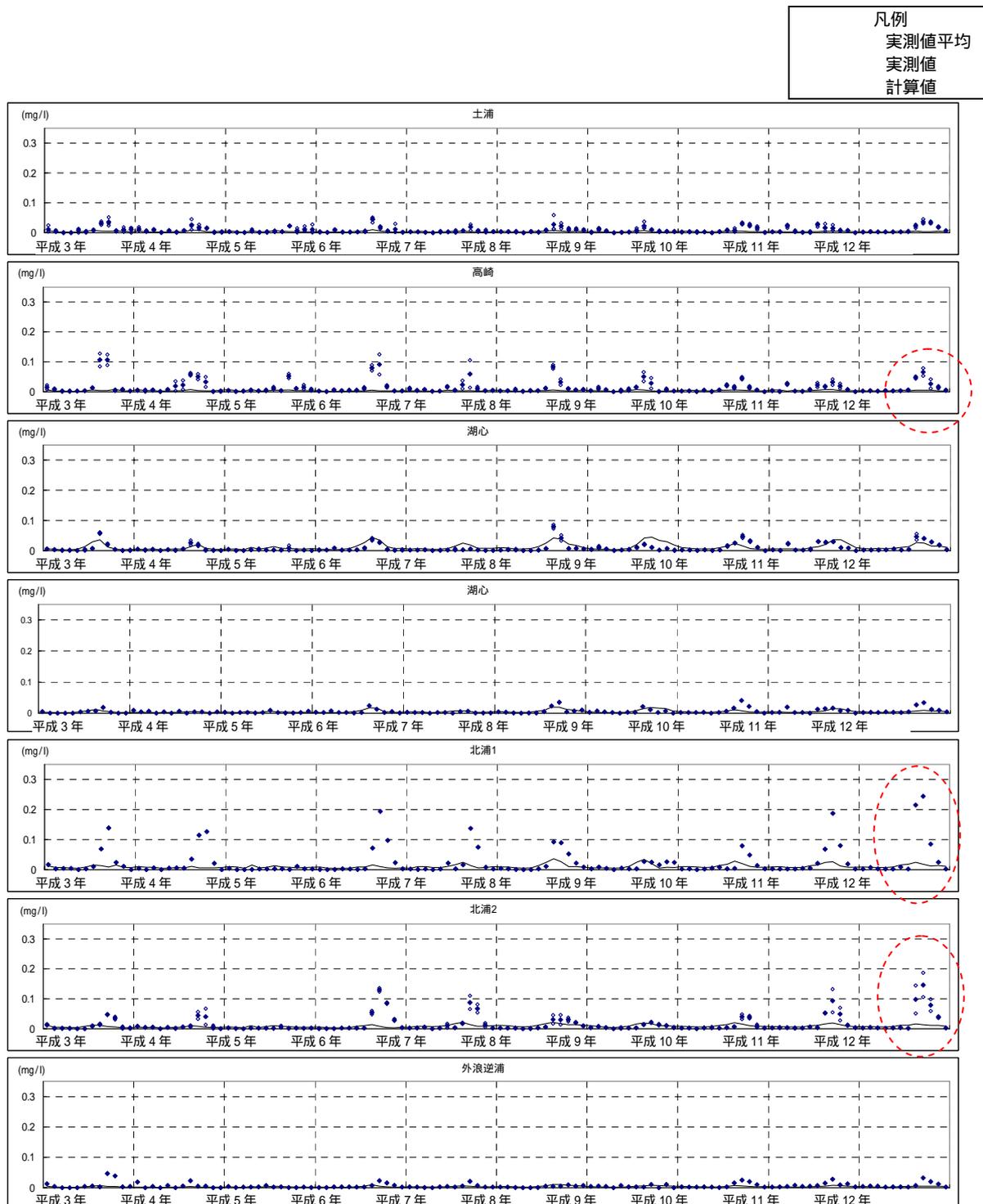


図 6.4.68(8) 実測値と計算値の年間変動パターンの比較 (IP)

4) 課題の抽出と今後の対応

前項での計算結果と現地観測との整合性を踏まえ、問題点及び問題点の考察、課題抽出、今後の対応を整理した。今後は流域管理の視点も踏まえて水質予測モデルの構築を検討する。また、霞ヶ浦では長期的・マクロ的な視点で将来の水質を試算する場合には、底泥溶出の寄与が大きいことから、現在は、底泥溶出を適切に評価できるようにモデル改良を行っている。

表 6.4.11 モデルの課題と今後の対応

問題点	問題点の考察	課題抽出	今後の対応 (青字は実施中であることを示す)		
			流域からのインプット	モデル構造	物理現象等のモデル化
<ul style="list-style-type: none"> <li>■COD・PCODやクロロフィルaの実測値の年間変動パターンが、冬季から春先に高く夏季に低くなる傾向にある年では、計算値と実測値に位相差を生じている。</li> </ul>	<p>平成8年頃からケイ藻類の占める割合が高くなっている。ケイ藻類は春先に増殖する傾向があり、栄養塩を吸収し尽くして夏にかけて他の藻類の増殖を抑える可能性がある。シミュレーションにおいては、増殖の水温閾値を低水温時にも高いレベルが保たれるようにしているが、春先に栄養塩特に関与しているが不足し、増殖を抑える形となっている。</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>■春先のリンの供給量(流入、底泥溶出)が適切に考慮されていない(増加させる)</li> <li>■増殖におけるリンの摂取比率が適切に考慮されていない。(小さくする)等</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>■流入河川の流入負荷量調査(出水時含む)</li> <li>■ハス田からの出水時を含む流入負荷量調査</li> <li>■流域モデル等による各支川からの流入負荷の評価</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>■2次元モデルによる各支川からの流入負荷の適切な評価</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>■底泥からの季節別の溶出実態調査</li> <li>■AGP試験等による藻類種類の増殖関数の把握(リンの摂取比率の見直し等)</li> <li>■植物プランクトン(クロロフィルa)の複数種の考慮</li> <li>■ウェットランドの浄化機構のモデル化(負荷流入)</li> </ul>
<ul style="list-style-type: none"> <li>■TNやINは、平成3年、平成10年の冬季に実測値が大幅に上昇しているが、計算値はこれを追従できていない。</li> </ul>	<p>平成3年、平成10年、いずれも秋に大きな出水があったことから、出水時に大量の栄養塩が流入した可能性がある。現在のL-Q式の用データが大規模な出水データが入っていないため、負荷量を小さく見積もっている可能性が高い。</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>■L~Q式が大規模な出水時を考慮して設定されていない。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>■出水時の流入河川の水質調査</li> <li>■L~Q式の見直し</li> <li>■流域モデル等による各支川からの流入負荷の評価</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>■2次元モデルによる流動場を踏まえた湖内への流入負荷の評価</li> </ul>	
<ul style="list-style-type: none"> <li>■IPの各ブロック別の誤差(計算/実測)は1からかなりはずれている。</li> <li>■TNが冬季に上昇傾向を示している時に、計算値は減少傾向を示しており、位相が一致しないケースが認められる。</li> <li>■高崎水域や北浦水域で夏季にTPとIPが急上昇することがあるが、計算ではこれを表せていない。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>■年間のTNのパターンに実測と計算で差異があることから、冬季の脱窒量が適切に計算できていないと考えられる。</li> <li>■含有量が高い高崎水域及び北浦での上昇がシミュレーションで表せていない。IPが急上昇していることから、底層が嫌気化して大量のリンが溶出した可能性がある。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>■溶出速度関数が適切でない。</li> <li>■底泥溶出は溶存酸素と関係しているが、溶存酸素が計算項目に入っていない。</li> </ul>		<ul style="list-style-type: none"> <li>■2次元モデルによる局所的な条件(水深、流動、水質)の適切な評価</li> <li>■2次元モデルによる吹送流の考慮(成層関連)</li> <li>■鉛直多層化による成層現象、溶存酸素の評価</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>■底層DO、N、Pのモニタリングと溶出速度関数の見直し</li> <li>■モデルを改良し、溶存酸素を計算項目に追加する。</li> </ul>
<ul style="list-style-type: none"> <li>■クロロフィルa濃度が高い高崎で、底質COD含有量が高く、植物プランクトンの沈降により底泥が変化していると考えられるが、底泥変化のモデル化がされていない。</li> </ul>		<ul style="list-style-type: none"> <li>■底泥の変化を考慮するために必要な「底泥内の鉛直方向の分布」、「底泥における物質収支」がモデルで考慮されていない。</li> </ul>			<ul style="list-style-type: none"> <li>■モデルを改良して泥を多層に分割し、底泥と湖水間および底泥内の物質収支を考慮することで、底泥の状況の変化を反映したモデルとする。</li> <li>■底泥の鉛直分布の特性をモニタリングする。</li> </ul>
<ul style="list-style-type: none"> <li>■導水事業により、那珂川と利根川の水が導水される時、導水水と湖水で水温の違いが発生することが予想される。</li> </ul>		<ul style="list-style-type: none"> <li>■シミュレーションでは実測値の平均を境界条件として与えており、導水による水温変化が考慮されない。</li> </ul>		<ul style="list-style-type: none"> <li>■2次元モデルによる導水に伴う流動変化の適切な評価</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>■モデルを改良し、水温を計算項目に追加する(熱収支のモデル化を行う)。</li> </ul>
<ul style="list-style-type: none"> <li>■SSは年間を通じて高い値にあるが、シミュレーション項目となっていない。</li> </ul>		<ul style="list-style-type: none"> <li>■にがり(SS)が計算項目に入っていない。</li> <li>■泥の巻き上げをモデル化していない。</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>■流域モデル等によるSS流入負荷の評価</li> </ul>		<ul style="list-style-type: none"> <li>■モデルを改良し、SSを計算項目に追加する(相関式にて透明度推定)。</li> <li>■底泥の巻き上げをモデル化する。</li> </ul>

## 6.4 の参考文献

- 1) ~ 2) 霞ヶ浦研究会：ひとと湖とのかかわり-霞ヶ浦-，STEP，1994.
- 3) 東海林光：平成 10 年度東京工業大学環境物理工学専攻修士論文要旨集，pp.29-32，1998 .
- 4) 八木 宏：新たな乱流モデル開発に基づく浅い水域での大規模複雑乱流場の解析，東京工業大学学位論文，1994 .
- 5) 石川忠晴，田中昌宏，山崎真一，鈴木弘和：海風フロントの構造と伝播特性に関する研究，土木学会論文集，375 / -6，pp.261-270，1986 .
- 6) Goff, R. C.: Thunderstorm-outflow kinematics and dynamics, NOAA, tech. MEMO. ERL NSSL-76, 63, 1976 .
- 7) 石川忠晴，田中昌宏，小関昌信：湖面に働く風応力の現地観測，第 32 回水理講演会論文集，pp.305-310，1988 .
- 8) 水理公式集（昭和 47 年度判），pp.578，1972 .
- 9) 石川忠晴：霞ヶ浦の日成層……日成層研究の序，東工大土木工学科研究報告 40 pp.69-82，1989 .
- 10) 石川忠晴，田中昌宏，小関昌信：浅い湖の日成層が水質に及ぼす影響，土木学会論文集，411 / -12，pp.247-254.
- 11) 田中昌宏，石川忠晴：日成層形成時の吹送流の特性について，土木学会論文集 405 / -11，pp.63-72，1989 .
- 12) 銭新，石川忠晴，西部隆宏：霞ヶ浦高浜入りにおける日成層形成時の湾水交換の数値シミュレーション，海岸工学論文集，44，pp.1051-1055，1997 .
- 13) Niller, P. P. and Kraus, E. B.: One-dimesional model of the upper ocean, Modeling and prediction of the upper layers of the Ocean, Pergamon Press, pp.143-172, 1977.
- 14) 石川忠晴，田中昌宏：DIM 型の連行現象の理論的考察，土木学会論文集，416 / -13，pp.99-108，1990 .
- 15) 銭新，石川忠晴：霞ヶ浦高浜入りにおける日成層形成時の湾水交換量の推定，海岸工学論文集，43，pp.1216-1220，1996 .
- 16) 田中昌宏，石川忠晴，小関昌信：浅い湖における日成層の混合モデルの開発，土木学会論文集，423 / -14，pp.91-100，1990 .
- 17) 梅田信，長峯知徳，長広遙，石川忠晴，宇多高明：霞ヶ浦湖心部における底泥の巻き上げ過程に関する研究，水工学論文集，45，pp.1171-1176，2001 .