第24回水理講演会論文集　1980年２月

湖の富栄養化現象モデル解析に必要な調査とその資料解析

Field Survey and Data Analysis necessary for Modeling of Eutrophic Lake

国立公害研究所　正員　○福島武彦
〃　　正員　　村岡浩爾

1. 緒　言

湖のような閉水域においては流入物質の増加に伴い，植物プランクトンの大発生，貧酸素水といった富栄養化現象が進んでいる。こうした閉水域における適切な水質予測，水質管理のためには水塊の混合などの水理的考察をふまえた生物・化学的モデルが必要となっている。図１には当研究所における霞ケ浦を対象とした総合プロジェクトでの，湖内外での物質循環に対する考え方及び測定項目を示す。特に＊をつけた事象は水文・水理的な考察が必要と思われるものである。次に表１には水質のモデル化を目的としたときの我々の考えた水理的現象の把握方法及び本論文での報告する調査内容を示す。

図１　湖内での物質循環及び測定項目

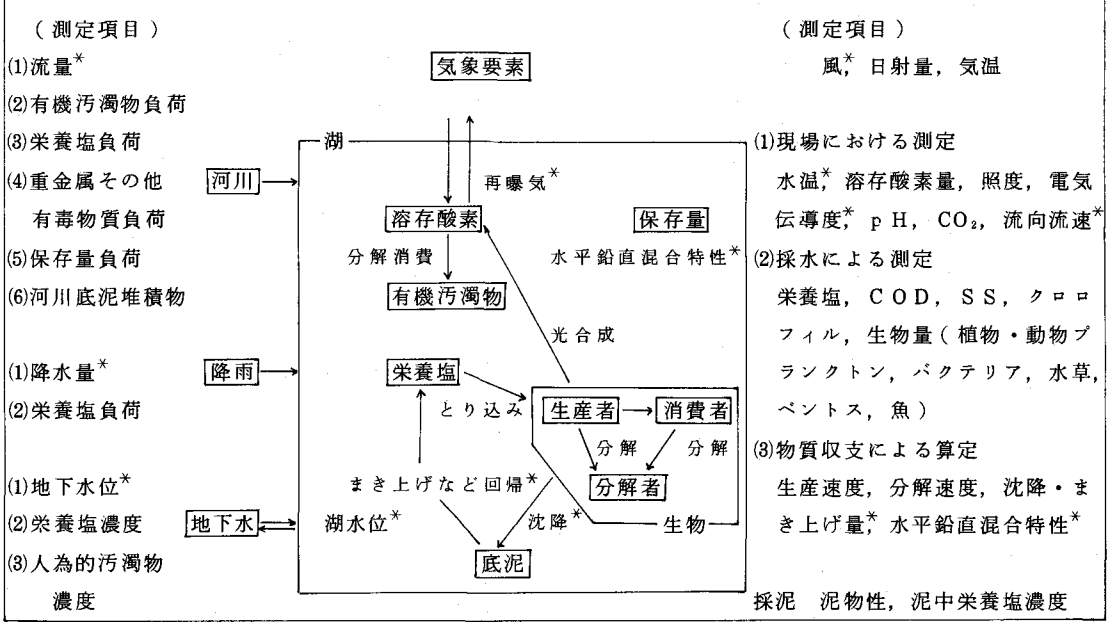


表１　モデル化のための水理現象把握方法及び調査内容

＜水質量の時間，空間変化特性の把握＞	(a)鉛直日変化特性の測定　(b)水平分布特性の測定	
＜流れの把握＞	現象の分類と流れのオーダーの観測及び分類された現象の個別的な時間，空間構造の把握	(a)フロートを用いた湖流観測，(b)セイシュ観測 (c)固定点流向流速観測，(d)狭窄部における流入流出量観測，(e)沈降量測定，(f)水理模型実験，(g)数値計算
＜モデル化＞	(a)シミュレーション方式の検討	
	(b)モデル作成及び係数の算定	分散係数，交換流量の算出

2. 浅い湖の水理学的特徴

霞ケ浦のような水深の小さい湖においては，海域・深い湖と比較して基本的な流動の特性が異なるものと考えられ，以下に定量的な考察を行なう。記号は次のものを用いる。L；水平スケール，h；水深，A；湖表面積，W；風速，τ_s；風の摩擦応力，g；重力加速度，f；コリオリ係数，ρ_a；空気の密度，ρ_w；水の密度，C_f；風の摩擦応力係数，u_{sur}；水表面流速，u_{*w}；吹送による摩擦速度（$\sqrt{\tau_s/\rho_w}$），u；水平流速，K_L；水平粘性係数，K_z；鉛直粘性係数，D_z；鉛直拡散係数，α_6；水温変化による密度変化係数，T_w；吹送時間，Q；流入河川流量，v_R；流入河川流速。またオーダーの算出にあたり次式を用いることにした。

$$\tau_s=\rho_a C_f W^2 \quad C_f=0.001 \quad (2.1) \qquad u_{sur}=\alpha_1 W \quad \alpha_1=0.025^{*1} \quad (2.2)$$

$$K_z=\alpha_2 u_{*w} h \quad \alpha_2=0.038^{*2} \quad (2.3) \qquad dh/dx=\tau_s \alpha_3/\rho g h \quad \alpha_3=1.1^{*3} \quad (2.4)$$

2－1. コリオリ力

浅い湖では$K_L \partial^2 u/\partial x^2 (\approx L u^2/L^2) \ll K_z \partial^2 u/\partial z^2 (\approx h u^2/h^2)$であり，底面摩擦が大きく効くことが予想されるが，この項とコリオリ項を比較してみるとエクマン数$K_z/f h^2$が得られる。K_zとして(2.3)を用いればコリオリ項が省略可能な水深を次のように見積ることができる。

$$h \leqq \sqrt{K_z/f} \quad 又は \quad h \leqq \alpha_2 \sqrt{\rho_a C_f}\, W/f\sqrt{\rho_w}=0.501W \qquad (2.5)$$

このとき摩擦深度Dもまた，

$$\frac{h}{D}=\frac{h}{\pi\sqrt{2K_z/f}}=\frac{1}{\pi}\sqrt{\frac{fh}{2\alpha_2 u_{*w}}} \qquad (2.6)$$

と表現でき，水深が浅く，風速の大きいときには風向と吹送流の流向のずれが，全水深にわたり極めて小さいことが予想される。*1

2－2. 水温成層の破壊

水温成層の破壊など，鉛直方向の密度の一様化に伴う位置エネルギーE_ρ（$\int_0^h \rho(z,t)zdz$）の変化は次式のように水面への仕事量との関係で表現されることが多い。

$$dE_\rho/dt=\alpha_4 \rho_w u_{*w}^3 \qquad (2.7)$$

α_4の実験値としてはKato-Phillips*4の1.25，Wu*5の0.116などの報告例がある。(2.7)の右辺$\tau_s u_{*w}$を風による摩擦応力エネルギー供給量E_k（$=\tau_s u_{sur}$）に書きかえると，その比例係数α_5は$\alpha_4\times\sqrt{\rho_a C_f/\rho_w \alpha_1^2}$となる。これを用いて次のようなケースにおける混合の程度を考えることにする。水深方向に線形に水温成層し，そのとき上下層の水温差がΔTであるときに，風速W，吹送時間Twで完全均一化される水深hの範囲は次式で表示されることが導かれる。

$$h \leqq \sqrt{\frac{6\alpha_1 \alpha_5 \rho_a C_f W^3 T_w}{g\alpha_6 \Delta T}} \qquad (2.8)$$

α_5に0.1（4－1参照）を用いると，$\Delta T=3$℃，Tw＝6時間，W＝5m／sでh≦2.9m程度となり，浅い湖においては若干の成層は風によるエネルギー供給により簡単に破壊されることが予想される。

2－3. 鉛直拡散と循環

吹送流による鉛直拡散現象と，鉛直循環流による湖全体スケールでの循環現象を時間スケールの比で比較すると，$h^2/D_z : L/u_{sur}$となり

$$h \leqq \alpha_2 \sqrt{\rho_a C_f}\, L/\alpha_1\sqrt{\rho_w}=1.67\times10^{-3}\times L \qquad (2.9)$$

の範囲で鉛直拡散現象が卓越する。（霞ケ浦においても）

2－4. 吹送流と風寄因のセイシュ

両者のもつエネルギーの比で比較を行なうと，風供給のエネルギーE_kに対する，吹き寄せが完成したときの位置エネルギーE_sの比は

$$E_k : E_s=\tau_s u_{sur} A T_w : \alpha_3^2 L^2 \tau_s^2 A/48\rho_w g h^2 \qquad (2.10)$$

であり，$E_k > E_s$となる吹送時間T_wは

$$T_w \geqq \alpha_3^2 \rho_a C_f L^2 W / 48 \rho_w g \alpha_1 h^2 \qquad (2.11)$$

$W=5m/s$, $h=4m$, $L=20Km$ として $T_w=15.6sec$ となり，霞ケ浦規模の極めて浅い湖においても，吹き寄せに必要な時間はたいへん短いことがわかる。

2－5. 吹送流と流入河川に寄因した流れ

両者のもつエネルギー量を比較する。一日のうちで風の吹く時間の割合をT′とし，流入河川に寄因した流れにおいては湖水位は常に一定であるとの仮定を用いると，その比は

$$E'_k : E_R = \tau_s u_{sur} AT' : (1/2)\rho_w Q v_R^2 = \rho_a C_f \alpha_1 W^3 AT' / (1/2)\rho_w Q v_r^2 \qquad (2.12)$$

で表わされ，水深には関係しない。霞ケ浦では $E'_k : E_R = 10$ 程度である。

2－6. 沈降現象

浮遊物質，特に植物プランクトンの変化速度に占める沈降現象の割合を，生物体の増殖・減衰などの変化項との比較で考える。植物プランクトンなどの沈降速度を30*cm*/day,[*6] 生物体の反応速度を0.05～0.1 day^{-1} と考えると $h \leqq 3 \sim 6m$ で沈降現象が大きく寄与することがわかる。また水深が浅い場合には，同時に底泥のまき上げ現象も重要な事象となりうる。

2－7. 波

風速が小さい場合には波の影響は無視されるが，風速が大きくなると砕波帯での砕波はもちろんのこと，沖合部での砕波による鉛直混合は無視できない。さらに波の非線形効果も流動に大きく寄与することが予想される。また今までの論議中においては，τ_s は純粋に流れを生じさせるせん断力とみなしてきたが，風速が大きくなってくると波へのせん断力 τ_{wave} を別に考えなくてはならない。実験においては水面に加えられるトータルのせん断力 τ_{wind} の中に τ_{wave} の占める割合が0.20～0.80の報告があるが,[*5]現場での値については今後の検討が必要である。以上，波については不明な点が多いが，今後実測を通しての評価が早急に望まれる。

3. 水質量予測モデル

富栄養化関連水質例えばクロロフィルa，溶存酸素，CODなどの予測問題は海域，湖沼，感潮域を対象に数多く報告されている。表2はこうしたモデルを時間，空間スケールによって整理するとともに，必要とされる水理量を示したものである。ここでは(2)季節変化・水平分布予測モデルを対象に，モデル化の方法及び時間・空間スケールの決定法についてまとめてみる。

3－1. 一次元分散モデル

従来，河川における予測問題に使われてきたものであるが，特に流出方向に水質量の濃度分布がはっきりした閉水域にも用いられる。水質量の横断及び鉛直平均値をCとしたときに基本方程式は次のように書ける。

$$\frac{\partial C}{\partial t} + u\frac{\partial C}{\partial x} = D\frac{\partial^2 C}{\partial x} + f_{(C)} - g_{(C)} \qquad (3.1)$$

表2　モデル化の方法とそのために必要な水理量

モデルの種類	時間スケール	空間スケール	必要な水理量	モデル例	対象
(1) 長期予測モデル	year	数10Km	滞留時間 交換係数	単一ボックスモデル	湖・湾全域
(2) 季節変化・水平分布予測モデル	month	10Km	分散係数，交換流量，恒流成分	一次元分散，複合ボックス，メッシュ	湖，湾，感潮域
(3) 季節変化・鉛直分布予測モデル	month	*m*	鉛直方向拡散係数 成層界面諸係数	層モデル	深い湖 ダム湖
(4) 局所現象追跡モデル	day,hour	*m*，Km	ミクロな流動特性 乱流拡散係数	ラグランジェモデル	赤潮，パッチ拡散

数値計算の安定条件より，移流項については$\Delta x > u\Delta t$　（3.2），分散項については$\Delta x \geqq (2D\Delta t)^{1/2}$（3.3）が得られる。次に水質量の増殖，減衰項$f(C)$，$g(C)$項は例えばクロロフィルaを例にとると，Cの一次関数として次式の形に表現できる。*7

$$f(C) = f_1 C = K\frac{(1-\exp(-\varepsilon z_1))}{\varepsilon h}\cdot\frac{R}{R_b}\cdot\frac{T}{T_b}\cdot\frac{P}{P+K_P}\cdot\frac{N}{N+K_N}\cdot C \qquad (3.4)$$

K：最大増殖係数＝1.2 day^{-1}（at. T_b＝27℃，R_b＝356cal/cm²・day），K_N＝0.1 ppm，K_P＝0.02 ppm，N：窒素濃度，P：リン濃度，R：日射量，T：水温，ε：光減衰係数（m^{-1}），h：水深(m)，z_1：生産層厚

$$g(C) = g_1 C = \left(c_r\frac{T}{T_b}+\frac{\omega}{h}\right)C \qquad (3.5)$$

c_r：分解・補食係数＝0.02～0.12 day^{-1}（at T_b＝27℃），ω：沈降速度　0.3 m／day

f_1，g_1はともに季節，水域特性により変化するが，霞ケ浦を例に，年間の最大値を試算すると，f_{1max}＝0.05～0.1 day^{-1}，g_{1max}＝0.1～0.2 day^{-1}となり両者とも0.1 day^{-1}のオーダーと推定される。ここで（3.1）で$\partial C/\partial t = (f_1 - g_1)C$の部分の差分法近似法を考えてみると，（$f_1 - g_1 = k_1$として）

$$C(t+\Delta t) - C(t) = \Delta t\,(k_1\theta C(t) + (1-\theta)k_1 C(t+\Delta t)) \qquad 0 \leqq \theta \leqq 1 \qquad (3.6)$$

となり，解は

$$C(TT) = C(n\Delta t) = C(0)\left(\frac{1+TT\theta k_1/n}{1-(1-\theta)TTk_1/n}\right)^n \qquad (3.7)$$

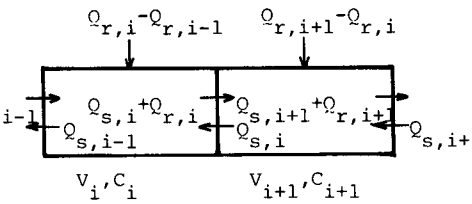
と表わされて，θ＝0.5の中央差分が最もnについての収束が早く，$\Delta t k_1 \leqq 0.1$（3.8）で十分近似されることがわかる。この結果$\Delta t \leqq 1$ day（3.9）が得られる。この条件を先の（3.2），（3.3）に代入すればΔxの制約条件がもとまる。霞ケ浦の例では$\Delta t = 1$ day とすると，河川に寄因する流動が移流成分uを意味し，ほぼ一日オーダーの吹送流及び2.5時間周期のセイシュは分散係数Dに寄与することがわかる。$u \approx 0.5$cm/s，$D \approx 10^5$cm²/s　がほぼ推定されるので，$\Delta x \geqq 1.5$ Kmがメッシュ化における条件と考えられる。二次元メッシュモデルにおいてもΔt，Δx，Δyに関する条件には同様な結果が得られる。

3－2.　完全混合槽列モデル

前もって水塊の分離がはっきりわかっている場合には有力な方法となる。基本方程式は連立常微分方程式として次のように書ける。

$$V_i\frac{dC_i}{dt} = (Q_{s,i-1}+Q_{r,i-1})C_{i-1} + Q_{s,i}C_{i+1} - (Q_{s,i-1}+Q_{s,i}+Q_{r,i})C_i + k_1 C_i V_i \qquad (3.10)$$

図2　完全混合槽列モデル



記号は図2に示す。Q_sなどを以後交換流量と呼ぶことにする。生物変化を取り扱う場合，3－1と同様に$\Delta t \leqq 1$ day が得られ，また安定条件より$\Delta t \leqq V_i/(Q_{s,i-1}+Q_{r,i-1})$ or $V_i/(Q_{s,i}+Q_{r,i})$（3.11）が導かれる。完全混合槽列モデルでは，全体系の応答時間が系中の最大の滞留時間に大きく影響されるため，ボックスの分離は滞留時間を等しくするように選定することが必要となる。

4.　観測結果

霞ヶ浦を対象に表1に示したような観測・調査を行なったので順次報告する。

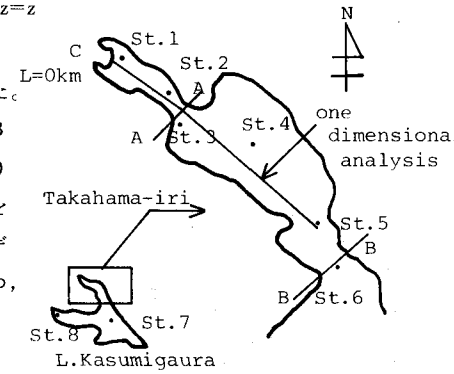
4－1.　鉛直混合特性

水質項目，特に水温・溶存酸素・生物量などは供給・生産方法から考えても，鉛直方向に著しい差異を有する。しかしながら既報*8にも示したように霞ケ浦においては水深が極めて浅いため，若干の風により鉛直方向均一な状態となる。湖内3地点における水温の経時変化（測定の位置はSt.4, 5, 6, St.6での例を図4に示す。）より，水温上昇期（9：00～12：00）において鉛直方向渦動熱拡散係数を次式により計算すると，

$$D_z(z,t)=\left\{\int_t^{t+\Delta t}\left(D_z\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{z=0}dt-\int_0^z\left(T(t+\Delta t)-T(t)\right)dz\right\}\Big/\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)_{z=z} \qquad (4.1)$$

上層で3～10 cm^2/s，下層で0.2～2 cm^2/s の値が得られた。この数値は（2・3）で予測されるものとほぼ等しい。（W＝3 m/s，h＝5 m，D_z＝6.3 cm^2/s）次に水温平衡期（13：00～16：00）における躍層の低下現象を2－2で示した方法をもとに解析を行なった。この結果，躍層低下による位置エネルギー上昇量は風による供給エネルギーの4.2～29％（α_5）を占め，α_4＝0.95～6.59という大きな値が得られた。

図3　測定点



4－2.　水質の水平分布特性

図3の高浜入域において，ほぼ均一に26地点を選び，表層の電導度，クロロフィルaの測定を1日1回，5日間継続して行なった。図5には，測定を湾軸方向の一次元分布とみなし横軸に湾奥からの距離をとり，電導度，クロロフィルaの5日間平均値を縦軸にプロットしたものである。電導度は各日の分散も少なく，図に示されるように一次元分散解析を適用することが可能と考えられる。クロロフィルaも湾軸方向に変化が読みとれるが，特に鉛直方向混合，パッチの形成などにより変動が大きく，観測及び予測の段階において注意が必要と考えられる。

図4　水温の経時変化（St.6）

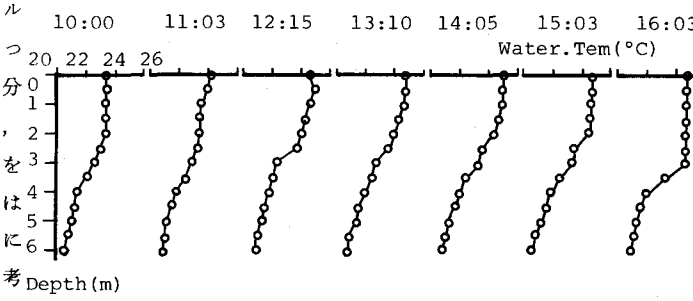


図5　電導度，クロロフィルaの一次元分布

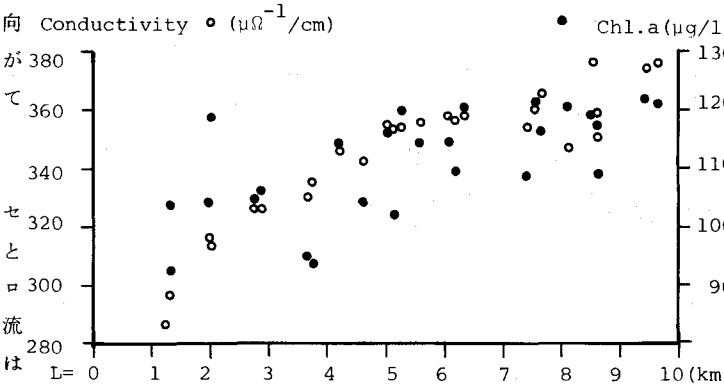
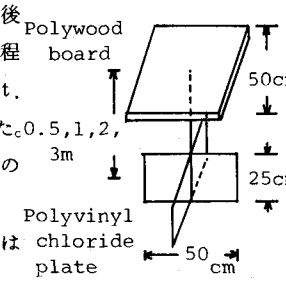


図6　フロート

4－3.　フロートによる湖流観測

図6に示すような移動フロートをセスナ機より一定時間（約20分）ごとに写真撮影することにより，固定フロートに対する位置の変化を求め，湖流の観測を行なった。第1回目の結果は既報に示した[*9]。図7に第2回目の結果を示す。1回目と同様に風の弱かった午前中（南の風2 m/s）には，0.5，1 m水深では微弱な流れを示すのに対し，午後になり風が生じてくると（南の風，3.5 m/s）0.5 m水深で風速値の1～3％程度という吹送方向への早い流れが生じる。これに対して下層の2，3 mではSt.9，10の中央域で午前中に比べ午後の方が流速が小さくなることが観測された。以上のことは吹送流の鉛直循環（表層で吹送方向，底層で逆流）において順流の生じるのが水深の約⅓より上の範囲となることに対応していると考えられる。また水深が浅いためか，コリオリ力による流向の右方向への偏よりの影響は，はっきりとは観測されなかった。



4－4.　セイシュ観測

図8に土浦（図3のSt.8）での水位の長周期振動（二重筒式ダンパー付水位計で短周期波をカット，10

図7　フロートによる湖流観測結果

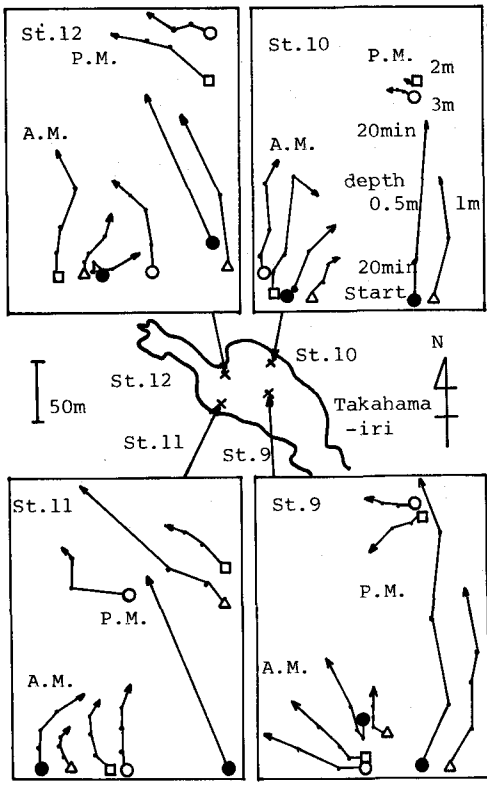
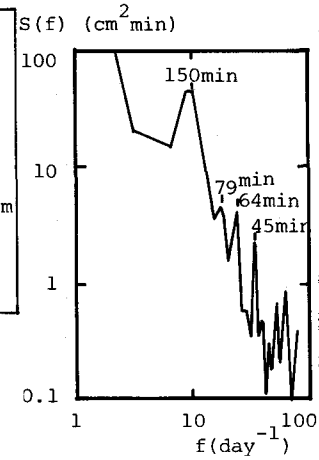


図8　水位変動のスペクトル



分ごとに目視により24時間）のスペクトルを示す。既報[*9]に示した狭窄部（図3のB－B断面）での流速変動の周期と等しく，150分を卓越周期として79分，64分，45分などの振動が見られる。吹き寄せによる水位差については，（2・4）で求まる数値とよく一致した。また水位変動と同時にSt.7で流向・流速の測定を行なったが（4－5のV6），横断幅が広いためか，セイシュの振動との明白な対応は得られなかった。

4－5.　固定点連続風速，流速観測結果

図3のSt.3，7において4～8日間にわたる風向・風速及び流向・流速の連続観測を行ない，表3に示すようなデータ時系列V1～V6を得た。（V2，V3は同時データ）流向流速の測定は電磁式流速計により測定間隔5min（2.5sごと120個の平均）で行なった。以下の諸量を計算し，その結果を表3，4に示す。$\overline{V}^2$day，$\overline{V}^2$hour：スペクトルをそれぞれ1day，1hour以下について積分して得られる流速変動，

表3　流れの乱流特性

No.	D	St.No	depth m	Measur-ing depth	Number of Data	$\bar{v}$ cm/s	$\overline{v^2}$ cm²/s²	$\overline{v^2}$day cm²/s²	$\overline{v^2}$hour cm²/s²	L_s min	ε cm²/s³
V1	NS	St.3	3.5	1.5m	1471	-0.55	1.23	0.47	0.23	34	1.14×10^{-4}
	EW					1.84	1.08	0.25	0.11	102	6.65×10^{-5}
V2	NS	St.7	6.0	1.5m	1146	0.42	1.64	1.13	0.84	48	3.57×10^{-3}
	EW					0.43	1.19	0.75	0.60	58	2.11×10^{-3}
V3	NS	St.7	6.0	5.0m	1147	0.31	1.21	0.45	0.17	274	1.03×10^{-4}
	EW					3.60	3.06	0.60	0.17	617	1.00×10^{-4}
V4	NS	St.3	3.5	1.5m	2026	0.46	2.07	0.33	0.09	264	6.13×10^{-5}
	EW					0.61	3.24	0.27	0.07	71	9.89×10^{-5}
V5	NS	St.3	3.5	1.5m	2310	1.00	1.04	0.27	0.10	879	4.33×10^{-5}
	EW					1.41	1.46	0.30	0.12	1167	5.69×10^{-5}
V6	NS	St.7	6.0	1.5m	2027	0.33	1.14	0.62	0.53	9.5	2.05×10^{-3}
	EW					0.33	0.86	0.51	0.42	84	1.42×10^{-3}

L_s：自己相関係数をこれがはじめてゼロとなる時間まで積分して得られる渦径，ε：構造関数の相似則を用いて計算されるエネルギー逸散率（$D(t)=1.9(V\varepsilon t)^{2/3}$ このときVには流速の絶対値の平均を用いた。）γ：風速と流速の単相関係数を風速範囲ごとに示す。T_{max}：風速に対する流速の相互相関係数が最大となる時間，$\bar{\theta}_1$：風向に対する流向のずれ角度（－180°～180°）の風速範囲ごとの平均，$|\bar{\theta}_1|$：θ_1の絶対値の平均。

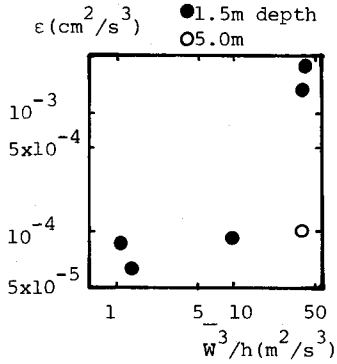
表3，4に得られたことをまとめてみると，

(1)平均流速は1.5m水深で1cm／s程度と極めて小さく，5m水深で4cm／sと大きかった。しかし変動

表4　風と流れの関係

No.	$\bar{W}$ m/s	γ_{total}	$\gamma_{>2m/s}$	$\gamma_{>4m/s}$	$\gamma_{>6m/s}$	T_{max} min	$\bar{\theta}_{1<4m/s}$ (deg)	$\lvert\bar{\theta}_1\rvert_{<4m/s}$ (deg)	$\bar{\theta}_{1>4m/s}$ (deg)	$\lvert\bar{\theta}_1\rvert_{>4m/s}$ (deg)
V1	2.47	-0.22	-0.33	-0.12	0.20	—	21.8±71.0	52.1±40.1	9.2±57.3	45.8±36.1
		N=591	370	164	8		N=509		82	
V2	4.74	0.41	0.35	0.21	0.42	30	-16.6±94.6	83.1±49.1	-11.6±89.6	98.4±48.5
		N=555	440	313	199		N=244		311	
V3	4.74	-0.27	-0.46	-0.58	-0.26	1445	1.6±113.4	101.9±50.8	-0.3±133.8	143.6±29.9
		N=555	440	313	199		N=244		311	
V4	1.19	-0.03	0.12			210	-3.5±112.2	99.1±52.1		
		N=1013	179	0	0		N=1013		0	
V5	1.25	0.35	0.25			20	14.0±123.7	116.2±48.1		
		N=1154	219	0	0		N=1153		0	
v6	4.82	0.16	0.20	0.15	0.13	10	24.1±109.4	99.4±52.1	15.5±116.5	110.4±43.1
		N=1007	827	628	369		N=393		613	

図9　E_k と ε



流速は上下層ともほぼ同じオーダーである。このことはフロート観測と同様に水深1.5 m 程度で吹送流の鉛直循環流が平均としてゼロとなることに関係していると考えられる。

(2)南北流，東西流は乱流程度の観点より見ると，顕著な差異は見られず，1.5 m 水深においても水平的には等方的な乱れを有すると考えられる。

(3)平均の渦径は水深の10～100倍程度のオーダーである。

(4)V2，V6では風速が極めて大きいことで一致するが，このとき変動流速中に短周期（1時間以下）が大きな割合を有する。この場合，スペクトル，構造関数はそれぞれ$^5/_3$，$^2/_3$乗則より大きくはずれる。

(5)図9に示すように，風の供給エネルギーとエネルギー免散率は，1.5 m 水深では比例関係にあり，全供給エネルギーの5～20％の割合を示す。ε のオーダーは海洋での $0.5\sim5\times10^{-2}$ cm^2/s^3[*10]，琵琶湖での $10^{-3}\sim10^{-1}$ cm^2/s^3[*11] といった報告値に比べ1～3ケタ程度も小さい値が得られた。

(6)風と流れの直接的な相関は表4の γ，θ_1 に表現されるように風速の多少にかかわらず明確に観測されなかった。

4－6.　分散係数，交換流量の算定

3．のモデル化に必要な水理的諸係数の算定を行なった。高浜入域においては4－2に書いたように電導度が保存物質量として，水塊の混合特性を表わす指標と考えられるので，St.1, 2, 4, 5, 6, 7[*9]における電導度の半月に1回程度の測定値をもとに計算をした。分散係数については既報中に算定方式及び値の年変化を示したが，それ以降のデータからもSt.2　2.7×10^4 cm^2/s，St.4　4.1×10^4 cm^2/s，St.6　1.7×10^5 cm^2/s 程度とほぼ同一の数値が得られた。この数値の計算にあたり濃度勾配 $\partial E/\partial x$ は各測点のものでなく，その両側の測点での値の差分により算定したため，厳密な意味では3－1で用いられる分散係数とは異っている。（St.4の値が低めに見積られている。しかしオーダーの変化はない。）分散係数の値が循環の数％となることを既報で報告したが，$^4/_3$乗則においてもエネルギー免散率を 10^{-4} cm^2/s^3（2 m 程度の風に対応）と与えれば，$D_L=0.34\,\varepsilon^{1/3}L^{4/3}$ より $L=2.5$ Km で $D_L=2.5\times10^5$ cm^2/s となり，St.4 で上記の理由で値が小さめに算定されることを考慮に入れれば，それほど隔った値とも考えられない。

次に同一データを用い，3－2の完全混合槽列モデル中の交換流量Qsの算定を図3のA－A，B－B断

図１０　河川流量と交換流量

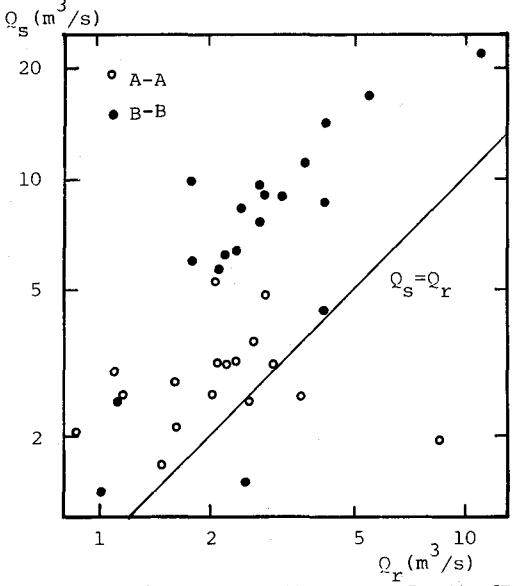
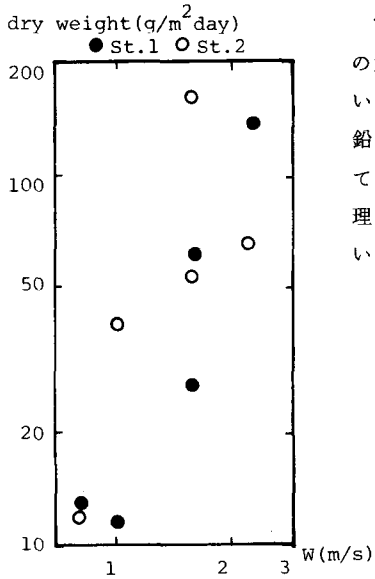


図１１　沈降量と風速の関係



面について行ない，それぞれを$Q_{s,1}$，$Q_{s,2}$とした。河川による流量$Q_{r,1}$，$Q_{r,2}$と（$Q_{r,1}+Q_{s,1}$），（$Q_{r,2}+Q_{s,2}$）との関係を示したのが図10である。Q_sはQ_rとほぼ比例関係が得られ$Q_{s,1}=0.26Q_{r,1}$，$Q_{s,2}=1.43Q_{r,2}$である。このことは狭窄部の水質交換に，河川のもつ基本的な流量が大きく効いていることを意味する。断面B－Bでのセイシェの往復振動流速v_sは既報に示すように2cm／s程度であったので，交換係数を$\gamma_2=Q_{s,2}/(v_s\times A_{B-B})$より求めると９％程度となり，東京湾，伊勢湾の数値とほぼ等しい。[*12,13]

４－７．沈降量

図１１は図３のＳｔ.1，2 における沈降量と風速をプロットしたものである。[*14]植物プランクトンなどの新生堆積物と底泥のまき上げ量の分離は難しく，理論的な取り扱いは無理であるが，図11を見る限りにおいては，風速の２～３乗程度と，風の供給エネルギーに比例すると考えられる。

5. 結　語

富栄養化が問題となっている浅い湖について，霞ケ浦を例に，浅い湖の水理学的特徴，水質モデル化の方法，及び流動・混合の観測結果について議論を行なった。浅い湖においては風のエネルギーが，水平流動，鉛直混合，沈降現象などを支配することを示した。また水質交換においては，微弱な河川による流れの影響が大きいことがわかった。今後は水理模型実験，数値計算を併用することにより，観測では明らかにできていない事象の解明を急ぎたい。

〔参考文献〕

(1) 日高孝次　（1955）　海流　岩波

(2) 村岡浩爾・福島武彦　（1978）　浅い湖の吹送流に関する実験的研究，国立公害研究所

(3) Baines W.D. and Knapp J. (1965) ASCE HY

(4) Kato H. and Phillips O.M. (1969) J. Fluid Mech.

(5) Wu J. (1973) J.Fluid. Mech.

(6) Smayda T.J. (1970) Oceanogr. Mar.Biol.Ann.Rev.

(7) 津野他　（1977）　霞ケ浦高浜入の夏期における水質特性Ⅱ　水質汚濁シンポジウム

(8) 細見正明，福島武彦　（1979）　水の華形成期のMicrocystis の動態　年講

(9) 福島武彦，村岡浩爾　（1979）　浅い湖における湖流・混合現象　年講

(10) 大久保明　（1970）　海洋物理１　東海大出版

(11) 今本博健，道上正規　（1978）　琵琶湖南湖における拡散特性　海講

(12) 堀江他　（1977）　水理模型実験による海水交換率の算定　海講

(13) 西村他　（1978）　伊勢湾水理模型実験と現地調査　海講

(14) 手塚他　（1979）　霞ケ浦における富栄養化への底泥攪乱効果について　陸水学会講演集