

湖沼・沿岸の水工水理学

Environmental Hydraulics in Lakes and Coastal Seas

大久保賢治

Kenji OKUBO

1. はじめに

20 世紀の最終クォーターあるいは最後 10 年で水理学が大きく進展したのは確かであるが、どこがどう変わったのか、本質的な進歩があったのか、それとも、単にハイテクで手軽になっただけなのか。環境水理学のような境界領域の拡大とともに水工学にも目新しい知見が取り込まれて体系づけられ、数値モデルが開発されてきた。プログラムばかりでなく、計測機器、情報機器全般の進化が、これを加速し、PC は価格に反比例して機能を強化した。インターネット上には、一生かけても図化できないほどのデータが詰まっている。ただし、3 ヶ月かけてやっていたことは 3 秒でできる。このように、誰もが何でもできる時代になったが誰がやったかわからないのは困る。便利にはなっても理論・実験・解析・計測から次の理論へ進むスキーム、水理学の“流れ”を切ってはならない。

環境分野で水工学に期待されるのは水理量の導入や湖流モデル開発などであろう。数値解析の条件や検証値を得る観測、係数を決める実験も必要になる。現在は、酸素やクロロフィルのプロープ測定が可能となり現地計測も進歩した。琵琶湖北湖のような深水・成層・回転系と南湖の浅水・均質・非回転系を分けるのは摩擦速度と浮力束（水深とモーニン・オブコフ長）の大小関係であり、それが密度流と吹送流の遷移にほかならない。ここで成層による鉛直渦動粘性係数の変化が重要であるが、深水湖には拡散より沈降が重要な二重拡散対流過程があって、そのモデルは生態系にも拡張可能である。今日の湖沼研究では物理過程を生物・化学変数に結びつけることを目的とする課題が多い。その意味で、流量と生物・化学フラックスが関係づけられ、湖流生態系として統合できれば意義深いと考える。

瀬戸内海は流れの速い瀬戸と緩い灘が交互に配置し多島海特有の複雑流動場が形成される。地形は変化に富み場所によっては掃流力も高く潮汐過程で混合促進されるので熱成層は通常弱いと考えられている。陸水がもたらす成層は数値的に小さいが水温成層にすれば相当強い。もともと潮流点測定はあったが、遷移的な流速分布の測定は困難を極めたと思われる。1990 年代本格使用され始めた音響ドップラー流速計の普及で新たな観測の一步が踏み出された。秋冬季の潮流は水理学の河川・開水路流れに近く対数則の成立することが ADP 観測で確認できた。しかし、陸水が供給される河口域は年間を通して流れに塩分成層が維持され、対数＋直線則をとりやすい。したがって、懸濁物分布形や摩擦速度が対数則の場合とは異なり、このことが濁度・透明度の変化を通して海草や植物プランクトンの基礎生産（光合成）にも影響すると考えられる。

ここでは、著者の知る範囲で湖沼・沿岸の研究動向を述べ、重要な手がかりは上流の河川流域にあることを強調したい。湖沼・沿岸の富栄養化も地球の温暖化も原理は同じ人間社会の負荷の問題であり、より広水域を対象とした水工水理学のかたちをイメージしたいと思う。

2. 湖沼研究の動向

2.1 成層破壊過程

季節成層が数ヶ月かけて消えるのも、日成層が日没後直ちに破壊されるのも成層破壊に変わりはないが、観測については後者が便利で過程も単純である。日成層を破壊する湖流は吹送流であり、浅水湖であれば数時間の風の連吹で鉛直混合は完了する。夜間の観測例は少ないが、拡散・連行の他、湖面冷却や熱対流の効果を受けると水面近傍に弱い水温逆転層がみえる。数値モデルでは、鉛直渦拡散係数を安定度 Richardson 数の関数で表すが、ここでは躍層厚のスケール a を用いて

$$\kappa_v = \beta k u_* a \zeta \exp(-\zeta), \quad \zeta = z/a \quad \cdots \cdots (2.1)$$

と考える。また熱対流については、限界 Rayleigh 数を用いて

$$Ra > Ra_c \quad \cdots \cdots (2.2)$$

を用いる。さらに、成層破壊の完了は次の条件で判別できる。

$$h = \sqrt{Lp} = L \sqrt{\mu_* / \sqrt{1 + 0.26\mu_*}} \quad \cdots \cdots (2.3)$$

ここに、 h は平均水深、 $L = u_*^3 / kB$: モーニン・オブコフ長、 $p = u_* / f(1 + 0.26 u_* / fL)^{1/2}$: 惑星境界層の厚さ (McPhee, 1981)、 B は浮力フラックスである。

水温計格子を用いた浅水湖における成層破壊過程の観測結果より、変動水温場は数 10 cm 級の水温渦構造で満ちていることが示された (Okubo, 1993)。一定密度勾配の界面 (薄い躍層) が高周波界面波を生成するような成層破壊過程における水温変動の周波数スペクトルは明瞭な慣性小領域を示す。浮力振動数の基本内部波が有限振幅となって現れる高次項 = 界面波 (渦) が、さらに風波と共鳴して風波を界面に写す。風波のエネルギーはカスケードダウンにより高周波内部モードに移っていく。水温分布の時間変化から求めた鉛直渦拡散係数分布式 (2.1) から水温に関する対数 + 直線則が得られ界面波の波形勾配を用いた鉛直分布モデルが得られる。内部波と乱れの中間の周波数帯の変動 = 界面波は界面の粗度要素として作用し、ギアリング (噛合い) が混合を促進する。滑面から粗面への遷移的界面ではらせん渦を伴う組織的水温変動が卓越する。界面の振幅が数 10 cm の巻波 (billow) は風波と共鳴し風速規模の界面波を発生する。風と直交する鉛直面内の微小振幅波としてのセル運動モードを重ねて、界面波と似た浮力変動が得られ、多層多列らせん渦の構造が示される。

水温成層の破壊が進むと浅水湖の底泥は浮上を開始、濁水密度流として深水部に動き出す。濃度浮力は熱浮力の数 % であり深淺遷移域で形成された混合水塊は濁水層として水温躍層に貫入し、水温逆転と貫入濃度が補償する温濁二重成層が形成される。1993 年夏の琵琶湖国際共同観測で種々の水温・濁度変動を測定すると、台風接近時の浅い湾、内部碎波を伴う湖底境界層、季節躍層内の高濁度層、南湖湖岸帯の順に減少し、渦相関法で評価した熱浮力束は $10^{-6} \sim 10^{-8} \text{ m}^2/\text{s}^3$ の範囲にあった。北湖隔離水塊では躍層上部に濁水貫入があり、隔離水塊内の濁水直下に 0.1 Hz の緩やかな水温変動がみられ、熱の下向き輸送とともに、生物・化学的に注目される微細対流について興味ある結果が得られた。

2.2 多重拡散対流モデル

一般的な拡散方程式に対流項（鉛直移流）を付加すると次のようになる。

$$\partial T / \partial t + w \partial T / \partial z = \kappa_T \partial^2 T / \partial z^2 \quad \cdots \cdots (2.4)$$

$$\partial C / \partial t + (w - w_s) \partial C / \partial z = \kappa_C \partial^2 C / \partial z^2 \quad \cdots \cdots (2.5)$$

ここに、 T は水温(°C)、 C は懸濁物の体積濃度(ppm)、 κ_T と κ_C (m²/s) はそれぞれ熱及び懸濁物の分子拡散係数、 w, w_s (m/s) は対流速度並びに懸濁物の沈降速度を表す。対流 w が未知であるため、実質沈降速度 w_a で表し、実験的に示される浮力フラックス比 F を用いて多重拡散対流モデルを次のように組み立てる。

$$\partial T / \partial t = \kappa_T \partial^2 T / \partial z^2 - F w_a \partial T / \partial z \quad \cdots \cdots (2.6)$$

$$\partial C / \partial t = \kappa_T \partial^2 C / \partial z^2 - w_a \partial C / \partial z \quad \cdots \cdots (2.7)$$

$$\partial S / \partial t = \kappa_T \partial^2 S / \partial z^2 - F w_a \partial S / \partial z \quad \cdots \cdots (2.8)$$

ここに、 S は溶存態・第3因子の重量濃度(mg/L)、 κ_s (m²/s) は溶存物拡散係数、 F は浮力換算した水温と濁質濃度の浮力フラックス比である。熱と微細粒子の分子拡散係数をそれぞれ、 $\kappa_T = 10^{-7}$ (m²/s)、 $\kappa_C = 10^{-9}$ (m²/s) とし、熱膨張係数 α 、懸濁物水中比重 σ を用い、湖水密度を

$$\rho = \rho_o (1 - \alpha T + \sigma C + \beta S) \quad \cdots \cdots (2.9)$$

で表す。ただし、 ρ_o は基準密度で、 $\alpha = 10^{-4}$ (°C⁻¹) は一定とする。濁質物の密度 ρ_p からその水中比重 $\sigma = (\rho_p - \rho_o) / \rho_o$ を求めれば、沈降速度はつぎのストークス式で表される。

$$w_s = \sigma g D^2 / 18 \nu \quad \cdots \cdots (2.10)$$

ここに、重力加速度 $g = 9.8$ (m/s²)、動粘性係数 $\nu = 10^{-6}$ (m²/s) を用いる。 $\rho_p = 2,650$ (kg/m³) の鉱物粒子なら $D = 5 \sim 15$ (μm) 程度でフィンガーを形成することが確認されている。一方、熱塩成層では $D = 0$ として沈降速度を無視し塩分濃縮係数 $\beta = 7.5 \times 10^{-4}$ (‰⁻¹) とするが、ここでは $C \gg S$ のような水温・濁度で大局の決まる系を考えている。

現象の支配パラメータとして、

$$Ra = \alpha g \Delta T d^3 / \kappa_T \nu, \quad Rs = \sigma g \Delta C d^3 / \kappa_T \nu \quad \cdots \cdots (2.11)$$

は Rayleigh 数及び濃度 Rayleigh 数であり、 $\Delta T, \Delta C, \Delta S$ は、順に T, C, S の鉛直偏差、ただし、各変量が下向きに増加する場合を正とする。 d には、対流層厚さを用いるが、モデルは分割層厚 dz で代用する。後者は懸濁態濃度の Rayleigh 数で示したが、海洋や汽水の熱塩対流では $Rs = \beta g \Delta S d^3 / \kappa_T \nu$ を用いる。いずれにしても $Rs - Ra$ 面は $\Delta T, \Delta C$ の符号で4領域に分かれ、第1象限から順に、拡散領域 ($\Delta C > \Delta T > 0$)、不安定領域 ($\Delta T > 0 > \Delta C$)、フィンガー領域 ($\Delta T < \Delta C < 0$) 及び過安定領域 ($\Delta T < 0 < \Delta C$) である。なお、第I象限の拡散領域、第III象限のフィンガー領域は安定・不安定領域の境界が単に $\alpha \Delta T = \sigma \Delta C$ ではなく、理論的、実験的に定められる。熱塩拡散の安定密度比 R と浮力束比 F の関係が、そのまま温濁二重拡散対流場に適用可能であると実験で確認された¹⁾。フィンガー領域における濁質の浮力フラックス B_c は粒子の沈降フラックスで与えられ、一方、拡散領域では熱の浮力フラックス B_T と F が既知として B_c を与える。フィンガー領域におけるこれらの関係は、

$$R = \alpha \Delta T / \sigma \Delta C, B_c = \sigma g w_s C, B_T = F B_c, F = \alpha F_T / \sigma F_C \quad \cdots \cdots (2.12)$$

と表され、 $1.05 < R < 1.5$ で $F = 0.91$ 、 $2 < R < 10$ のとき $F = 0.56$ である。

一方、拡散領域の安定密度比 R は、

$$R = \sigma \Delta C / \alpha \Delta T, B_c = \sigma g w_s C, B_c = F B_T, F = \sigma F_c / \alpha F_T \quad \cdots \cdots (2.13)$$

とし、 $1 < R < 2$ で $1 > F > 0.15$ 、 $R > 2$ で $F = 0.15$ とする。ここに F_T と F_c は、それぞれ熱と体積濃度のフラックス ($^{\circ}\text{Cm/s}$)、(m/s) である。フィンガー領域と拡散領域では R の分母・子が入替ることに注意する。ここで、沈降時間に対する熱拡散時間の比を表す Sherwood 数

$$S_h = w_s dz / K_T \quad \cdots \cdots (2.14)$$

が 1 より大きければ熱拡散の影響は無視できる。ただし、無次元時間ステップ

$$dt^* = K_T dt / (dz)^2 \quad \cdots \cdots (2.15)$$

を 0.5 より小さく取らないとフィンガリングは計算できない。なお、(2.14) と関連して

$$Re = w_s dz / \nu \quad \cdots \cdots (2.16)$$

は Reynolds 数を表す。 $\Delta T > \Delta C$ で密度勾配がともに負となる Unstable direct mode の領域では不安定対流が起こるため、 Ra_c : 限界レイリー数 (~ 700) を用いて

$$Ra > 0.91 Ra_s + Ra_c \quad \cdots \cdots (2.17)$$

$$T = 0.5 \cdot \{T(k) + T(k-1)\} \quad \cdots \cdots (2.18)$$

を考え、(2.17) 式の条件では (2.18) 式のように強制的に対流を起こすとした。

1994 年渇水で琵琶湖北湖野洲川河口沖水深 18m 地点に図-2 左のような水温分布を測定した。北風が吹いて下層濁度に変動し約 15 分後に風が止むと濁度変動も減衰した。風の吹く直前の測定から 1 時間後、水温躍層下半部、16m 層に 0.7m 厚の定温層が形成され直下で懸濁物濃度が極大を示し粒子沈降で熱が下向きに輸送された。水温躍層が湖底に当たる深度で内部波の底泥巻上げを模擬するためにカオリンを敷いた傾斜底を有する水槽に表面波を与え間接的に高周波内部波を造波した (森川ら, 1999)。このように巻上げを発生させ、その密度・流速及び濁度を測定した結果、特徴的なステップ状の定温層下部に濁水が貫入する状況が調べられた。琵琶湖北湖の内部静振で水温躍層が上昇すると上部に明瞭な濁水貫入がみられ、その長さは岸から 1.5~2 km のことが多い。躍層中・下部に複数の貫入層が存在する場合もあり階段状の水温分布が現れる。

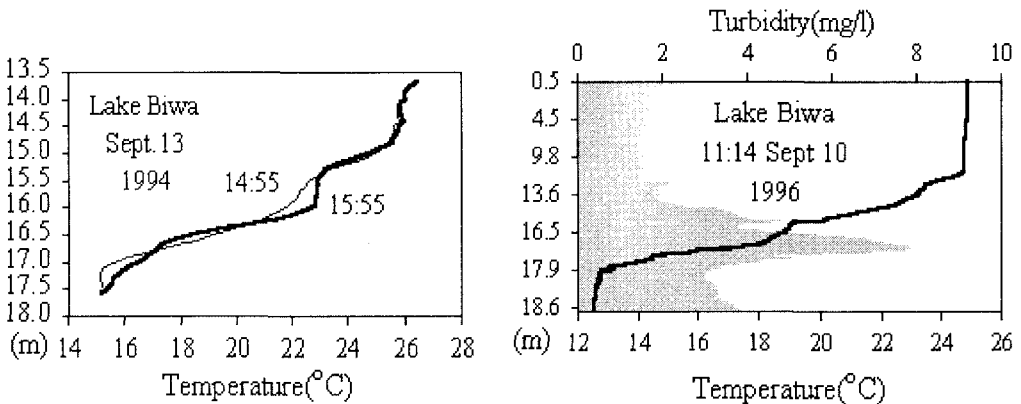


図-2 琵琶湖の階段状水温分布及び水温・濁度鉛直分布

海洋における熱塩対流のソルトフィンガーと同種の現象（シルトフィンガー）を淡水湖の温濁成層に見出す実験を行った。重量濃度が同じソルトフィンガーとサイズや水温変動、熱・濃度浮力束比と密度比の関係及び平衡状態の密度比などを合致させ、10 μm 以下の鉱物粒子を数 100 mg/l 以下の濃度で上層に懸濁させるときにシルトフィンガーは現れる。温濁成層の水温跳躍層と熱塩成層の水温逆転層に関する実験及び琵琶湖・宍道湖・中海の観測結果から水温と濃度差の二種の Rayleigh 数を整理し、二重拡散対流の領域区分を行った (Okubo, 1997)。淡水シルトフィンガー領域は非平衡の速いフィンガーが多く、汽水域の拡散領域では強冷却で特有の水温振動が現れる。琵琶湖の 1997 年観測結果から水温躍層への濁水貫入の季節変動の実態は以下のように説明される。密度場調節過程として発生する濁水貫入は、内部静振で顕著に変動し、貫入に巻込まれる濁質が春は植物プランクトンのブルーム、夏・秋の洪水時にはシルト、強風時は湖底から再浮上した混成懸濁物などがあって、季節によって懸濁物の種類と貫入深度が概ね固定し、岸沖方向のフラックス・パスも年サイクルで繰返される。

2.3 生態系モデル

水温を主成層因子、濁質のシルトを不安定第 2 因子とする温濁二重成層場のシルトフィンガーは物理過程であるが、プランクトンという生物粒子 C と溶存栄養塩 S の系とみれば生物・化学過程にも適用できると考えられる。光合成で増殖（基礎生産）する藻類を被食者、動物プランクトンを捕食者とする富栄養化モデルを参考にして生態系モデルが構成できる。ただし、各地の湖沼で耳にするのは富栄養化の程度により優占種やそのブルームの時期・回数・様態が異なるが、そうした個々の状況を説明できるかどうかということであり、単に植物プランクトン・バイオマスの増加というのではなく、淡水赤潮やアオコを予測する種組成や食物網の組込まれたモデルが必要になっているということである。例えば、珪藻・緑藻・藍藻は、サイズだけでなく、好適水温や光量、必要栄養塩の種類、被食圧まで異なる。このモデルは重量濃度ベースの解析であるため細胞・クロロフィル比を用いてクロロフィル a 量から植物プランクトンの湿潤重量濃度を与える必要がある。さらに現地では、濁度計がクロロフィル極大層を見出すことがしばしばあるが、検定粒子と比重・サイズが違うためこれを直ちに重量濃度に換算することはできない。そうしたときにこそ、拡散と同様に沈降を重視するモデルに役割が発生すると考えられよう。

モデルが表現したい最重要の過程は植物プランクトンの増殖（基礎生産）であり、特定月のブルームや優占種の変遷まで追跡できるものが切望されている。クロロフィル a 以外の補助色素による最適光量³⁾とサイズに違いがある 3 種の藻類を考える。第 1 種 ($j=1$) のマイクロプランクトンは 50~100 μm の珪藻を考え、代表径 60 μm 、密度 1030 kg/m^3 とし、最適水温 $T_{\text{opt},1}$ は 20°C、最適光量 $I_{\text{opt},1}$ は熱単位で 70 W/m^2 とする。つぎに第 2 種 ($j=2$) のナノプランクトンには 10~30 μm の緑藻や渦鞭毛藻を考え、個体サイズ 20 μm 、細胞密度 1003 kg/m^3 、最適水温 $T_{\text{opt},2}$ は 30°C、最適光量 $I_{\text{opt},2}$ は 100 W/m^2 で代表させる。第 3 種 ($j=3$) のピコプランクトンとしては、1~2 μm の藍藻を考え、サイズ 2 μm 、細胞密度 1001 kg/m^3 、最適水温 $T_{\text{opt},1}=30^\circ\text{C}$ 、最適光量 $I_{\text{opt},1}=30 \text{ W/m}^2$ とする。第 j 種の植物プランクトンと水中光量（熱）について、

$$\partial P_j / \partial t = G_{P_j} P_j (1 - P_j / K_j) - P_j M_j^i Z_i / (1 + H \Sigma P_j) \quad \cdots \cdots (2.19)$$

$$G_{P_j} = g_{P_{\text{max},j}} (T / T_{\text{opt},j}) (I / I_{\text{opt},j}) \exp(1 - I / I_{\text{opt},j}) (S_{IP} / (K_{IP} + S_{IP})) \quad \cdots \cdots (2.20)$$

$$I(z) = (1 - \beta)I_0 \exp(-\chi z), \quad \chi = 0.15 + \lambda_j P_j \quad \cdots \cdots \cdots (2.21)$$

で基礎生産，すなわち光合成と代謝を表す．なお P は植物プランクトン湿潤重量濃度(mg/L)で表し， G_p ：比増殖速度(s^{-1})と収容力 K_j に反比例する損失を仮定して，補食・被食のロトカ・ボルテラ式に準拠する．右辺第 2 項は被食項で後述の動物プランクトン Z_i の嗜好 M に応じて 1 種の P_j を 3 種が摂食する（分母 ΣP_j は植物プランクトンの総和）．最大比増殖速度 $g_{p \max}$ (s^{-1}) は琵琶湖で珪藻 $0.45(d^{-1})$ ，その他は $0.80(d^{-1})$ とされている（水理公式集，1999）． G_p に対する水温の影響は線形とし，水中透過光 I の影響に強光阻害を含める．律速栄養塩としての無機態リン濃度 S_{pp} による制限を *Monod* 式で表し，琵琶湖のリン濃度の半飽和定数 K_{pp} の値は $0.002(mg/L)$ とする．自己分解は植物プランクトンで $0.01 \sim 0.2(d^{-1})$ といわれるが，一定でなく，増殖が進んで濃度が増えた（混雑度が増した）制限状態が続くと消耗も増えたとし P に比例する形とした．日射量 I は月平均した彦根気象台の日射量日計値 (MJ/d) を 2 倍し，正弦関数で日中 12 時間に配分した ($\beta = 0.2$)．最後に，第 i 種の植物プランクトンと懸濁物 C が消散係数に与える増分 λ_j は 0.01 ， 0.015 ， 0.02 及び $0.015(m^{-1})$ とする(全て mg/L あたり)．これらは試行的に与えたが水面相対光量 1% となる補償深度がセッキ深度(透明度)の 2.5~3 倍であるとして求めた透明度が 7~9m 範囲に収まることを確かめてから用いている．

食物網のうち動物プランクトンまでの栄養段階（低次生態系）に 3 種の動物プランクトンを考えた．第 1 種 ($i=1$) 捕食動物はマイクロ植物プランクトンと同程度以上のサイズを想定し，ひとまわり小さなナノ植物プランクトンを好んで摂食する．第 2 種 ($i=2$) の植食動物はナノ植物プランクトンと同程度のサイズであるが，ピコ植物プランクトンも交え，ろ過食すると考える．第 3 種 ($i=3$) に分解者バクテリアを想定し，サイズの的にはピコ植物プランクトンと同程度であるが，自分より大型の植物プランクトン周辺で滲出液を摂取し，あるいは，死骸にわけ入って分解・無機化を進めるが，この作用による栄養塩の再利用を考慮できておらず，現状はバクテリアをあたかも小型の動物プランクトンとみている．例外はあるとしても動物プランクトン相互の共食いは考えず捕食・被食関係は植物・動物間でのみ起こるとした．

第 i 種の動物プランクトンの増殖は植物プランクトンに依存し，

$$\partial Z_i / \partial t = G_{Z_i} Z_i - D_{Z_i} Z_i \quad \cdots \cdots \cdots (2.22)$$

$$G_{Z_i} = g_{Z \max, i} \{P_j M_j^i / (K_{pp} + \Sigma P_j)\} \{DO / (K_{DO} + DO)\} \quad \cdots \cdots \cdots (2.23)$$

のように基礎生産に従属的である．ここに， Z_i は動物プランクトンを湿潤重量濃度(mg/L)で表し， G_{Z_i} は比増殖速度(s^{-1})， D_{Z_i} は呼吸や運動，大型動物の捕食による比損失速度(s^{-1})である．また沈降と拡散による消失は死骸や糞粒として対流系に入ると考えるが，栄養塩の枯渇した環境でこれらは再利用される． $g_{Z \max}$ は最大比増殖速度(s^{-1})で，ここはサイズの降順に 0.1 ， 1 及び $2(d^{-1})$ とした． G_{Z_i} の制限は餌としての植物プランクトンと溶存酸素から受けるとする．その際， K_{pp} は $1(mg/L)$ ， K_{DO} は $7(mg/L)$ とし，また D_{Z_i} は植物プランクトンに比べて大きく与える．なお，第 i 種の動物プランクトンについても光の消散係数に与える影響は 0.01 ， 0.015 及び $0.02(m^{-1})$ とした．

図-3 は 1997 年 4 月から翌 3 月まで毎月観測値をモデル追跡したもので、降雨直後でない限り、濁質の大部分は生物あるいはデトリタスと考えて観測値の傾向にあう。計算は観測水温分布と一定濃度(5 $\mu\text{g/L}$)のリン酸を水柱に与え、毎月 10 日間行った。計算上は 5 月～10 月に表水層栄養塩が枯渇かそれに近い条件になる。一方、溶存酸素は毎月の水温レベルでの飽和値から開始し、酸素消費が基礎生産放出の 1/3 として損失のみ考慮したが、この解析の時点で底泥消費速度を評価しておらず現実より変動が少ない。実際には図-4 の躍層付近に極小域が発生しており、春から少しずつ拡大する湖底の低酸素層と合体して、全循環で一気に解消する。なお、図-4 は成層化開始とともにシリカのような栄養塩が深水層に蓄積しだすことを示している。計算結果に食物網は殆ど反映されておらず 80%はサイズで選択される捕食・被食関係と考えている。不十分なところは多々あり、とりわけ河川からの栄養塩補給の実態が不明なことが最大の課題といえる。

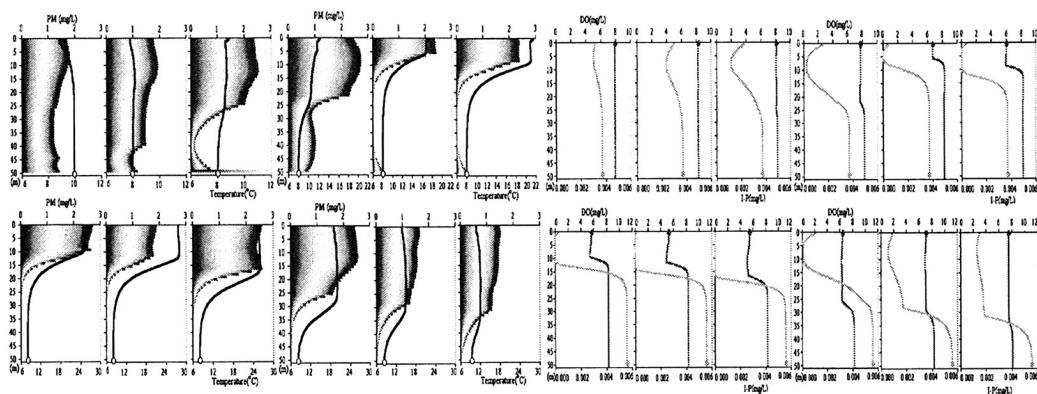


図-3 対流生態系モデルによる水温・全植物プランクトン(左), 溶存無機リン・溶存酸素(右)の計算例。いずれも上段が 1～6 月, 下段は 7～12 月

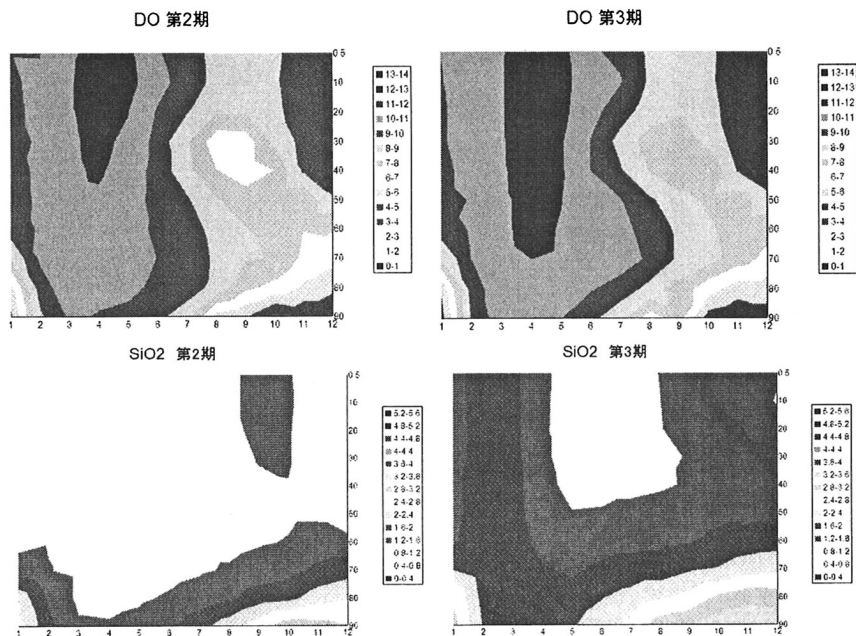


図-4 期間別(1986-1993, 1994-2001)に平均した月・深度別溶存酸素・シリカ分布(滋賀県・衛生環境センターによる)

2.4 湖流生態系

成層期の琵琶湖を代表する湖流である環流は1920年代に存在が知られ、水温観測や70年代以降の数値解析により研究されてきた。成因を説明する風成論と熱成論があり、運動量や熱のゲインが湖岸部で大きくなることで発生し、反時計廻りの環流になっている。

2000年7月14日、彦根沖21m地点で底置き音響ドップラー流速分布計によりこの第1環流を測定した。図-5は測定層間隔0.4mの流速分布である。風の擾乱を受けた3 m 表水層の下方3-7 m に流速 17 cm/s, 流向NEで安定した環流が存在し、その直下の1.2 m遷移層を介し、通常吹送流の水面近傍の構造として現れる螺旋構造が発達し、Ekman (1905) が提唱した原型に近いスパイラルを図-6に示す。

$$\begin{aligned} u &= V_0 \exp(-\pi z / D) \cos(45^\circ - \pi z / D), \\ v &= V_0 \exp(-\pi z / D) \sin(45^\circ - \pi z / D) \end{aligned} \quad \dots\dots(2.24)$$

ここに

$$D = \pi \sqrt{2\nu / f}, \quad V_0 = u_*^2 / \sqrt{\nu f} \quad \dots\dots(2.25)$$

で、白丸は実測、四角は渦動粘性係数 ν を $10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ としたときの上 2 式の分布形である。また、東流成分 u を積分したエクマン輸送

$$q_E = u_*^2 / f \quad \dots\dots(2.26)$$

は躍層内発散を表し、この構造が吹送流の発達する水面近傍ではなく躍層の上部に存在し、流向・流速とも一定である環流の“応力”によって駆動されている。本来のエクマン境界層であれば風に対して表面流が右に45°ずれるが、環流と界面流速の間には角度差がない。同日行ったCTD観測によれば、クロロフィルaが分布した 4-8 m 層の藻類は、環流に乗って湖全体に拡がりながら 8-10 m 層にも高濃度で存在しスパイラル深度範囲（エクマン輸送 q_E の岸向き流れ）を通して湖岸に帰るパスを確保している。このように湖流に適応し効率よく維持される藻類の増殖形態がみられる生態系を湖流生態系と呼ぶことができる。また、同種の湖流が存在する湖沼間には似た生態系を見出す可能性が示唆される。

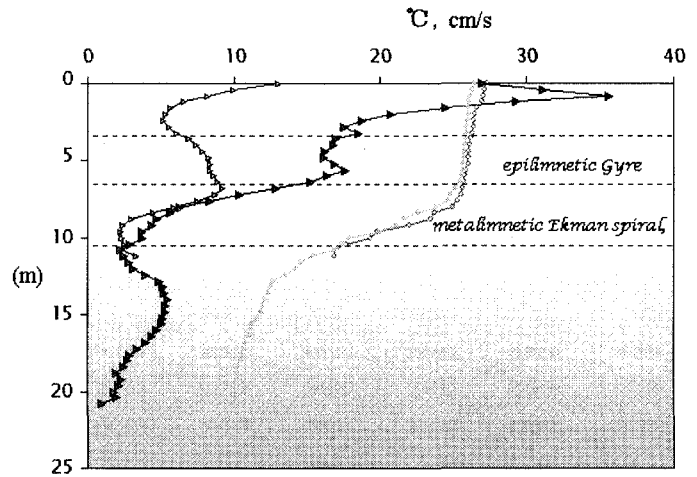


図-5 水温及び流速絶対値の鉛直分布

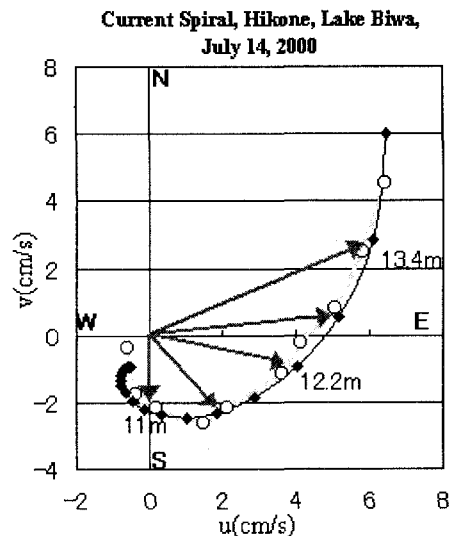


図-6 水温躍層の螺旋構造

2.5 湖沼間の相似

環流の存在が指摘される中国第二の深水、撫仙湖（図-7）について琵琶湖との関係を見る。中国雲南省の昆明市近郊に星雲湖と連結してある。前者は北湖と同様の深水湖、後者は南湖に似た浅水湖である。アオコが占める星雲湖の水が隔河から撫仙湖に流入する。2000年春から翌2月にかけて4季の調査を行い、次の点を確認した。亜熱帯でも標高1,700m（0.8気圧）の高原湖沼は季節変化が明瞭である。8月は23℃混合層が12m深に達し12-30mに水温差9℃の水温躍層を形成、そこに藻類が厚く分布する。15m以深の無光層は活性が低く、20mまで飽和する溶存酸素も60mで70%に落ちる。湖岸の濁水が貫入となっても深度は100mより大きい。年降水量1,400mmは多くはないが、星雲湖は雨季に増水し、そこでの藍藻（アオコ）が撫仙湖まで運ばれる。夏の隔河は流速50cm/s、流量20m³/sといわれる。星雲湖の1m深度の弱い水温逆転層はマット状アオコと関係するようであり、10cm/s級の吹送流が毎日成層を破壊する。

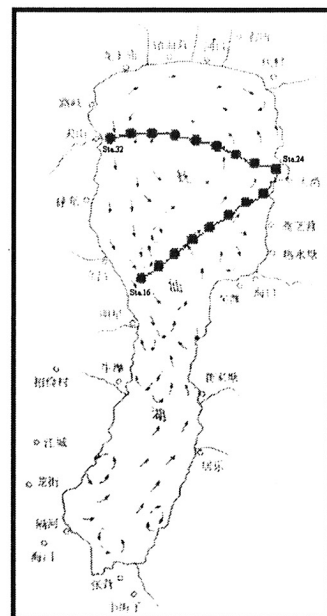


図-7 撫仙湖の環流

図-8は撫仙湖縦断クロロフィル分布であり、藻類は10-30m層に厚く分布し、これは低緯度でエクマン層厚さDが大きいことに関係する。湖心部躍層の水温の盛上りは環流の象徴であり深水層からの湧昇流（栄養塩回帰）を意味する。Dから渦動粘性係数を逆算すると次のようになる。

$$\text{琵琶湖: } f = 8.4 \times 10^{-5} (\text{rad/s}), \nu = 10^{-4} (\text{m}^2/\text{s}), D = 4.8 (\text{m})$$

$$\text{撫仙湖: } f = 5.9 \times 10^{-5} (\text{rad/s}), D = 11.6 (\text{m}), \nu = 4 \times 10^{-4} (\text{m}^2/\text{s}) \quad \dots\dots (2.27)$$

琵琶湖の環流と比べて流速は1/3程度であり、琵琶湖とロスピー相似にある。

$$\text{琵琶湖: } V = 15 \text{ cm/s}, b = 20 \text{ km}, Ro = 0.089$$

$$\text{撫仙湖: } V = 5 \text{ cm/s}, b = 9 \text{ km}, Ro = 0.090 \quad \dots\dots (2.28)$$

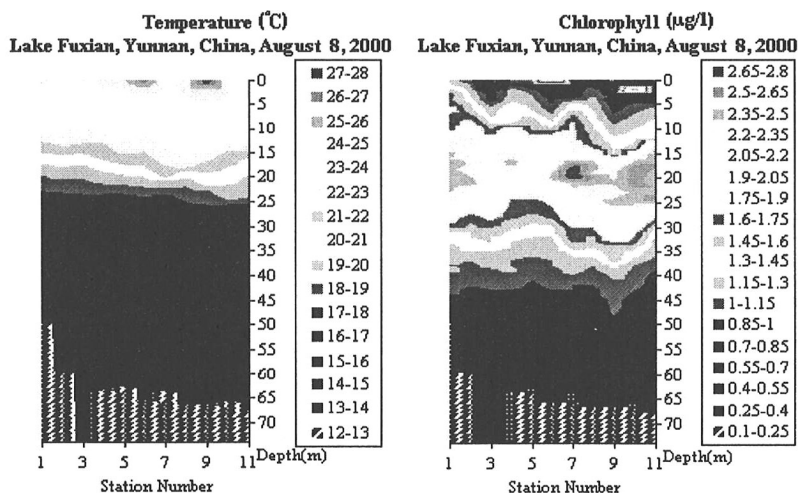


図-8 水温・クロロフィルの縦断分布

図-9 は今年 3 月の撫仙湖の状況である。鉛直水温差 1.5℃と日成層の程度であるが、成層化開始とともに躍層と底層に酸素消費が認められ、リン酸やシリカのような栄養塩は深水層で増加し始めたと思われる。

早くも水質は夏型鉛直分布を示し、あと 1 月もすれば、表層の一部で酸素過飽和になるほど光合成が活発になると予想される。この春季ブルームに対し、夏の藻類は光量を超えた大量沈降の除去過程にある。

夏の撫仙湖の透明度は 4-5m、有光層は高々 12-15m である。深く潜った藻類の全てが枯死しているわけではないが基礎生産が少ないことは事実である。藻類は最大水深 155 m に向かって

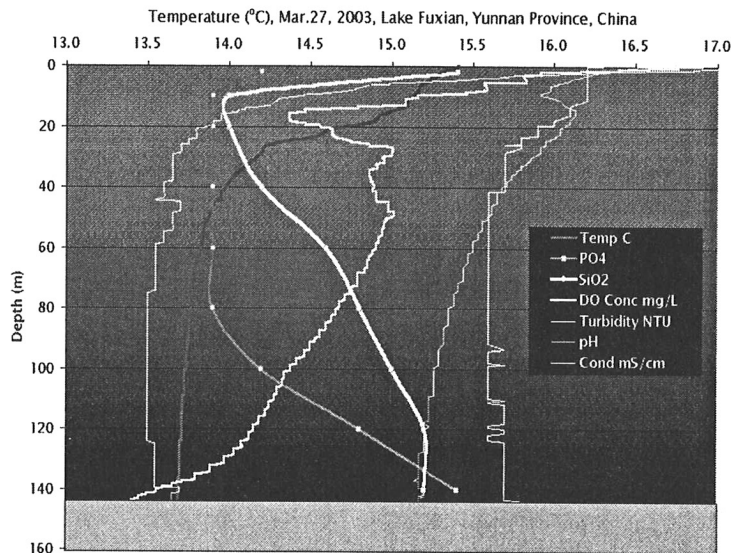


図-9 撫仙湖の春の成層

沈降しながら捕食・分解者の呼吸によって深層酸素が消費され 10 月には湖底近傍でほぼ 0 mg/l となる。このサイクルは 1980 年頃にはすでに観測で見出されており、以後 20 年、おそらく変わることもなく繰返されてきたと考えられる。11 月になると混合が進み躍層深度も低下、隔河を通った星雲湖水が撫仙湖に入ると河口で潜入するようになる。風速は夏より増加して午後には気圧が低下して南風が吹くことが多くなる。湖心のホテイアオイが雨季の終わりの低平地河川の減水期風景を思わせる。2 月の撫仙湖では表層水温 13.8℃、0.3℃差の極微成層が認められる。全循環は 2 月初旬と考えられ透明度 8~9m に回復した分、有光層が拡大してクロロフィル極大層が 25~30m 深度まで下がっても活性は期待される。

同じ 2001 年早春の星雲湖にはアオコのマットがなく水面付近のクロロフィルが測定できる状況にあった。水温は撫仙湖より高く 14.5℃、クロロフィル極大値は 10 µg/l 前後であった。杉山（私信）によればフェオ色素が撫仙湖やエル海より少なく 3 湖のうち、活性が最も高く、逆に最も活性の低いのが大理市のエル海であった。

2 月荒天のエル海を横断観測した。水温 11℃台で撫仙湖より約 2℃低く、この差は高度差で説明される。着底したセッキ板が判別でき 10m 以上の透明度が確認された。湖底はシャジクモやセキシウモのような沈水植物に覆われている。クロロフィル値は着底後増加したが、表層水の分析で 1/3 がフェオ色素、実体は波で浮上したデトリタスか付着藻類の可能性が高い。波の攪拌直後のデータで冬のエル海の特徴が示された。湖西連山は比高 2000m 級で山腹から等間隔に溪流が湖に流入し氾濫もあるという。1960 年代は清澄であった昆明市のディエン池も湖底を水草が覆っていたといい、エル海はその姿を髣髴とさせた。しかし、翌 8 月、夏のエル海で透明度は 1.5m に低下、湖底の藻に光が届かず自らの呼吸で湖底低酸素化がみられた。プランクトン対マクロファイトの競争系が衝撃的な例であった。

3. 沿岸研究の動向

3.1 沿岸の水塊構造

衛星画像には地表では気づかない構造が認められる。瀬戸内東部なら、紀伊水道から夏の高温外洋水が陸水を沿岸域に押込む形が基本的だが、灘の島影に底層水が湧昇しているときに成層構造が垣間見える。一方、冬は海水より低温の陸水から外洋に向けて水温の上昇傾向が紀伊水道の熱塩前線まで続いている。しかし、表面水温分布はあくまでも平面情報であり、三次元構造や遷移的状况を知るには実海域で測定した時空間構造と対応させる必要がある。灘スケールの水塊構造を実測すると岡山沿岸の日生・牛窓・児島などの海域は播磨灘に隣接し、東の明石海峡、南の鳴門海峡、西は備讃瀬戸の三方から海水が交換され、物質や浮力が輸送される。さらに陸水を起源とする夏と冬の水塊構造が形成されるわけであるが、陸水として島の湧水から河川まで規模は様々だが、水塊形成の機構は湾の対流循環などと関連している。これらは季節成層ではなく夜間は消滅または弱まる日成層に近い。夏は内湾熱成層が対流循環で維持され温水塊が日周期的に形成されるが湾内状況は潮汐に強く影響され、潮汐・日射の位相差で成層強度が変化する潮汐作用下の熱塩二重成層（過安定域）である。1998 年夏から 1999 年春まで日生・小豆島間断面観測結果から水温・塩分など密度影響因子の分布を測定して河口や浅水域から浮力流入する前線季節変化を検討した。塩分成層が支える熱成層は陸水温低下とともに秋には衰退するが、出水時に塩分低下かつ一様化すると水温逆転層も現れる。一方、冬の水塊は沖が高塩分高温、陸側は低塩分低温で境界に熱塩フロントを形成するが、その勾配は比較的小規模でも顕著である。

瀬戸内海は流れの速い瀬戸と緩い灘が交互に配置し多島海特有の複雑流動場が形成される。地形は変化に富み、場所によっては掃流力も高く潮汐過程で混合が促進されるため熱成層は通常弱いと考えられる。そうであるとすれば、沿岸潮流は水理学の開水路流れに近いといえる。しかし、どの季節でもそれは同じであるのか、成層の存在は流れ構造に影響しないのか。

本来、魚場としての瀬戸内海における局所性は成層指標で評価できる。

$$S = \log_{10} \left(\frac{h}{C_D U^3} \right) \quad \dots\dots (3.1)$$

ここで、 C_D ：摩擦係数、 U ：平均流速、 h ：平均水深を表す。値域は、通常は乱流的な -2 と成層的な $+3$ の間になる。 $S=1.5$ 程度が植物プランクトンの生産に適し、極端に成層でも乱流でもない。瀬戸内海東部海域では日生が 1.5 程度、流れの速い児島では 0.5 である。

潮流の懸濁物輸送特性と堆積・再浮上特性は植物プランクトンやアマモ場の光合成環境に影響する。日生・小豆島測線の水塊断面観測でみられた浅海底高濁層の海底には軟弱底質が広く分布し潮流に応答して浮沈している。予見される潮流との関係を明らかにすべく流速・懸濁物鉛直分布の対応を考察するとともに検証用に用いた音響機器の反射強度を検討する。浅海底高濁層の形成に深く係わる潮汐過程、潮流流速と懸濁物相対濃度分布から海底の摩擦速度や沈降速度、相当粗度を推定した。浅海底の高濁層は東西方向の潮流場による底質移動と考えられ、音響ドブラー流速分布計 ADP 観測から潮流最強時に対数則、一般潮流時は水深規模の対数+直線則が成立し、これにより濃度分布について理論的根拠が得られる。

3.2 流れの鉛直構造

表-1 潮流観測で得た流速鉛直分布

番号	実施月	地点名			
①	1999/11	児島・釜島東	岡山	ADP	海砂利余水
②	1999/12	日生・鹿久居島南	岡山	ADP	
③	2001/9	メグナ河・橋上流	バングラデシュ	CEM	弱感潮域
④	~2002/8	中海・中浦水門	島根	ADP*	通年データ
⑤	2002/9	児島湾・河口沖	岡山	CEM	河口域

の流速分布をつぎの対数則あるいは対数+直線則に回帰し図-10 に示す。

$$u/u_* = k^{-1} \ln(z/k_s) + 8.5 \quad \dots\dots\dots(3.2)$$

$$u/u_* = k^{-1} \{ \ln(z/k_s) + \alpha(z - k_s)/L \} + 8.5 \quad \dots\dots\dots(3.3)$$

観測は基本的に ADP (NORTEK) を用い③メグナ河と④児島湾は CEM (アレック電子：小型コンパス内蔵電磁流速計) を用いた。③は感潮域であるが9月調査時、塩分遡上はなかった。②日生と③のみが対数則、他は各地点の平均水深を安定度長 L とした。対数則からはずれる原因となった成層は、①児島：海砂利採取船からの高濁余水による濃度成層、⑤児島湾(9月)：河川による淡塩成層、④中浦水門の通年観測値(島根県・保健環境研究所による)は、流速階級別平均鉛直分布に関するもので、これも淡水流量の通過が主たる成層要因である。

日生、児島及び中浦の k_s として、それぞれ 0.9mm、33mm 及び 200mm を用いたが、児島の海底には小豆大から人頭大の粘土塊が存在しその平均径が 3 cm 程度ということ、中浦水門の大きな k_s 値は ADP 周辺の海底に海草が撮影されていたことを考慮した。海底の粗滑に応じて無次元高さは 3 オーダーに分布し、5 地点の流速係数は概ね 15~35 の範囲に分布している。

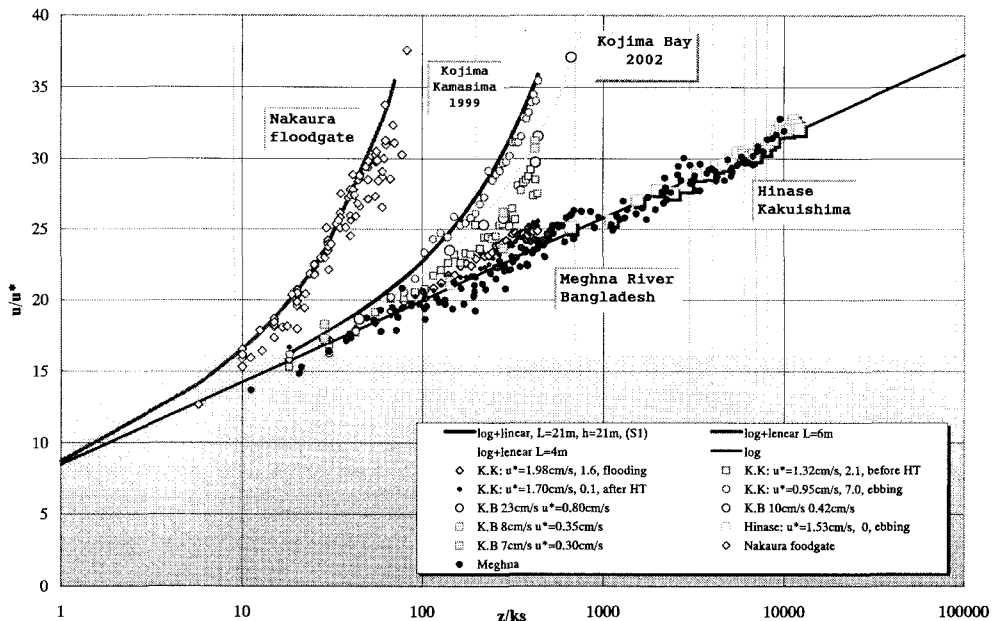


図-10 対数則または対数+直線則への適合

3.3 潮流と懸濁物輸送

拡散と沈降のつりあう河川浮遊砂の平衡濃度分布式として知られた Rouse 式は

$$C/C_a = \{(a/z)(h-z)/(h-a)\}^Z, \quad Z = w_0/\beta k u_* \quad \cdots \cdots (3.3)$$

ここに、 C, C_a は底上高さ z 及び a における濃度と基準点濃度、 h : 水深、 a : 基準点高さは水深の 2~5% 程度にとる。指数 Z は浮遊パラメータといわれ、 w_0 : 沈降速度、 k : カルマン定数、 u_* : 底面摩擦速度、 β は安定度で変わる係数で、水理公式集によると

$$\beta = 1 + 1.56(w_0/u_*)^2 \quad \cdots \cdots (3.4)$$

と表す。 β は沈降速度の推定に関わる係数で、これを増加させると濃度分布は一様化する。

濁度分布はカオリン重量濃度換算値であり懸濁物内容がシルトでないとい量的に意味を失う。ただし、懸濁物が一定の比重・粒径の物質であれば(3.3)式の相対濃度分布で解釈できる。濁度鉛直分布の相対濃度表示は $Z=0.2 \sim 1.6$ 程度でオーダーは含まれる。

Rouse 式は水面で濃度がゼロとなるため後に部分的改良が試みられた。とくに上半部濃度が有限にとどまるよう鉛直渦動拡散係数分布を変え現実合うよう修正しているが、下半部は変更しないものも多い。観測で得た相対濃度の高度低減率から浮遊パラメータ Z の値を知り、適合度の判断指標として半水深と基準点濃度の比を用いるのがよいと考える。この適合から w_0/u_* 値が推定できる。潮流から u_* を求めれば、 w_0 が知られ、懸濁物の質が議論できる。

Rouse 式の拡張としての板倉・岸式は浮遊砂流れに気象学分野の Monin-Obukhov 相似則を適用し流速 u と濃度 C の分布を導いた。この方法は 2 段階で考えることができる。第 1 段階は観測値の基準点濃度 C_a が得られている場合、流速及び浮遊砂濃度分布が

$$du/dz = (u_*/kz)(1 + \alpha z/L) \quad \cdots \cdots (3.5)$$

$$C/C_a = [\{(h-z)/(h-a)\}^{1+\phi_2} (a/z)]^Z \quad \cdots \cdots (3.6)$$

$$\phi_2 = \alpha h/L, \quad L = u_*^3 / k \sigma g w_0 \bar{c} \quad \cdots \cdots (3.7)$$

で与えられる。ここに $\alpha (=7.0)$ 及び L はそれぞれ成層安定度に伴う速度勾配の増大を決める Monin-Obukhov 係数とその長さ、 $a=0.05h$ 、 ρ_s, ρ : 浮遊砂と水の密度、 $\bar{c}$: 平均濃度である。なお Rouse 式は板倉・岸の式で $\phi_2=0$ すなわち L が無限大の場合に相当し、形式的に $\alpha=0$ で得られる。第 2 段階は絶対濃度を得るための基準点濃度の計算に関わる。

$$C_a = K\{(\alpha_*/\tau_*)(\rho/\rho_s)(u_*/w_0)\Omega - 1\}, \quad \Omega = 14\tau_* - 0.9 \quad \cdots \cdots (3.8)$$

ここに、 τ_* : 無次元せん断力 ($=u_*^2/\sigma g D$)、 D : 粒径、 $\alpha_*=0.14$ 、 $K=0.008$ 、 $B_*=0.143$ 、 $\eta_0=0.5$ を表す。なお Ω が(3.8)式の比較的簡単な形で表されるのは $\tau_* > 0.1$ の場合である。実験結果などについていえば、 C_a のかわりに Celik-Rodi の飽和輸送濃度

$$C_b = 0.034 F$$

$$F = \left[1 - (k_s/h)^{0.06}\right] \tau_b U_m / (\rho_s - \rho) g h w_0 \quad \cdots \cdots (3.9)$$

で代用することも考えられる。ただし、 τ_b : 底面せん断応力、 U_m : 平均流速を表す。しかし、摩擦速度や懸濁物の比重が未定の段階では相対濃度以外の公式適用は難しいと考えられる。児島沖と日生の摩擦速度が求まったので反射強度を補正し、浮遊砂平衡濃度分布式を適用して浮遊パラメータから沈降速度及び土砂の等価粒径を求めた。SN 比に音響の入射・反射径路にわたる水の吸収及びビーム断面の拡がりに伴う損失を加え戻して補正する。

対数+直線則の成立する児島では板倉・岸式に回帰した濃度分布に対し底面近傍 2 m 層内で基準点濃度と 25~35%の乖離が生じた。一方、対数則と Rouse 分布の組合せとして日生の流速・濃度分布については差が極底層に限られた。これらの理由としては、音響反射強度が散乱体である懸濁物粒径に強く依存することが考えられる。1.5MHz 超音波の場合、反射強度は散乱体サイズが波長 320 μm に等しいときに最大の感度を得られる。これを 100%とすれば、 $D=32 \mu\text{m}$ で 1%、32,000 μm では 10%になる。

$$\begin{aligned} r/r_0 &= 10^{2.0 \log(\lambda/\lambda_0)} \quad (\lambda < \lambda_0) \\ r/r_0 &= 10^{-0.5 \log(\lambda/\lambda_0)} \quad (\lambda > \lambda_0) \end{aligned} \quad \dots\dots\dots (3.10)$$

これより、児島 S1(a)(b)の $\lambda/\lambda_0=2.2$ と 1.8 (粒径 700 $\mu\text{m} \sim 580 \mu\text{m}$)であれば、それぞれ 2/3、3/4 の出力低下が説明される。なお図示した濃度分布は粒径 50 μm で計算しており、その 10 倍以上の

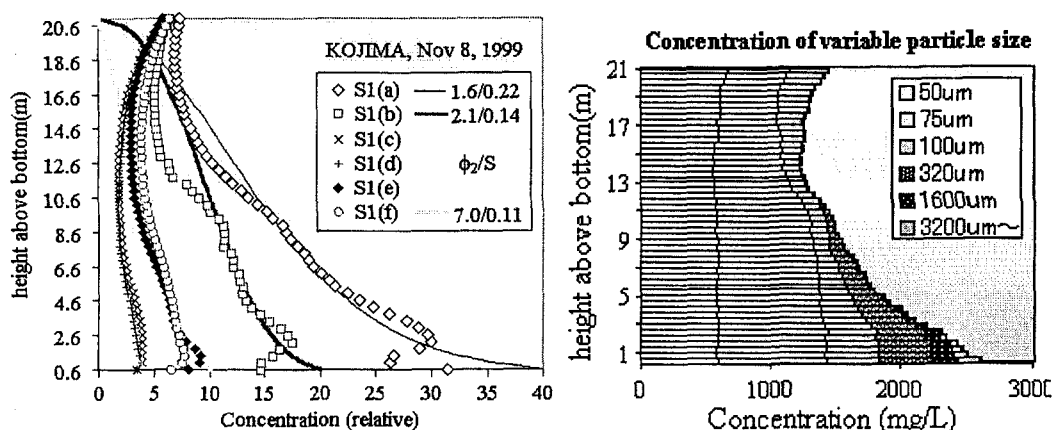


図-11 相対濃度分布及び粒度分布推定例

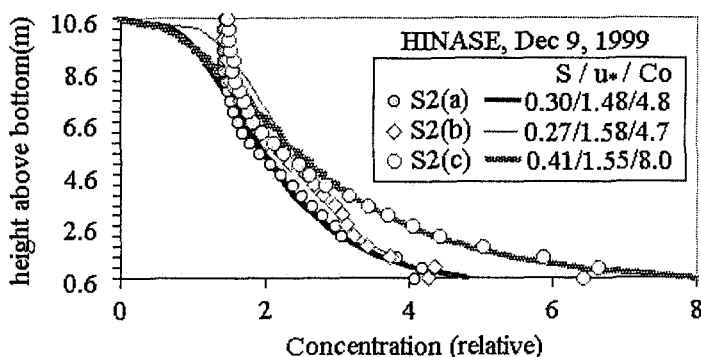


図-12 相対濃度分布

粒子が浮遊すると考えねばならない。粒径による感度差は極めて顕著であり、同様のことはサイズの混在する植物プランクトン群集についてもいえる。例えば、低感度の緑藻・藍藻ピークでも他に高感度散乱体が少なければ感知できる。ただし、同じ水柱の別の深度に珪藻群集がいる場合は難しくなる。このことは非接触機器の弱点であり、同時に濁度計やクロロフィル計を沈めて事足りる。藍藻でもコロニーをなす時間帯には同原理の ADV 反射強度が変化する。混合粒径すなわち粒度分布をもつ浮遊砂問題は流れの非定常性に対する流砂の応答遅れによっても起こる可能性がある。

3.4 流れ構造に及ぼす成層効果

中浦水門で行われた 2001 年 8 月から 2002 年 7 月までの ADCP 及び水質記録の時間値から水理量を解析し、以下の結果を得た。

成層を形成する汽水の密度影響因子として塩分・水温・溶存酸素によって発生する浮力の鉛直積分である総浮力を因子ごとに計算、それらの比をとり成層浮力構成を季節別に求めた。全浮力に対する水温成層の比は夏と冬で±約 10%異なり、流れ構造に若干季節性をもたらす。溶存酸素の寄与は水温成層に比べても 1%以下であるが、第 3 因子の副尺効果のため季節性を示し、冬は飽和度 70%程度に回復する。流速差で定義した全体リチャードソン数の季節

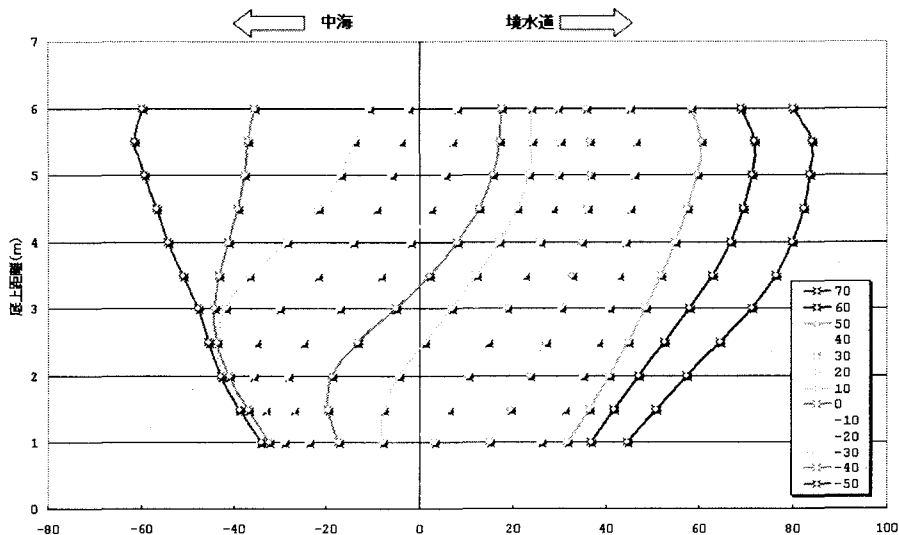


図-13 平均流速階級別平均した流速鉛直分布

節変化から夏は安定限界に近づくことは少ないといえる。冬はこの安定限界 0.25 付近に近づく頻度が多少高く、冬季に水門を通過する流れの成層安定度が低いことが確認された。

季節性や大潮・小潮の影響は小さいとし、鉛直平均流速で分級した段階別流速分布を対数+直線則に回帰し、摩擦速度を 0.62～2.80 cm/s と求めた。その際、0.2 m 前後の相当粗度値を用いる必要があり、原因を検討したところ、浅海底に繁茂した海草の存在が判明した。塩分・水温・溶存酸素について同様に段階別に平均して平均流速に関する依存を調べると、塩分・酸素は連行現象を反映した分布になり、水温については下潮平均流速が 60 cm/s 以上になるのは冬であるとわかった。結果的に流れ構造にも若干の季節性が内在することが知られた。

摩擦速度を用いたリチャードソン数や連行係数を検討し、上潮時は上層から下層、下潮時は下層から上層への連行が示された。これは対数+直線則のパラメータである Monin-Obukhov 長に含まれる鉛直浮力フラックスで説明できる。最後に段階別の流速・密度分布から勾配型リチャードソン数を求めると転流時、上潮時の上・中層にかけて、そして、下潮時の下層に安定度の低い構造があることがわかった。

流量・塩分・酸素の断面フラックスを時間値で検討すると、冬季の流出が増大し平均流速の大きな時間帯が冬に集中する事実は判明したが、冬の流量増加の原因自体は、日本海潮位が低い特性なのか流量の季節変動によるものかは今後の検討を要する。この流出により塩分・酸素とも流出するが断面平均濃度と一致しないのは中程度の潮流で発生する密度流型の流速分布のシア効果に関係していると思われる。年流出量 26 億 m^3 は河川流域からの年流入量とよく一致するが、年間降水量から計算した量に比べると流出率は 70% 程度である。すなわち、蒸発や浸透あるいは放水路への分流などによる中浦水門を経由しない流出が考えられる。

陸水流出の影響を常に受ける汽水湖や河口の流れ構造（対数+直線則）ではなく、一般の沿岸海域の流れ構造に及ぼす成層効果を検討した一例を最後に示す。

図-14は2000年5月1日日生・大多府島南の水深11m点で得た30分間平均流速分布である。表層の流れは東向きの下潮を示し、4m 深度の塩分・水温躍層の上面を境に一種の螺旋構造のように見えるが、その下半部は流向がそろって同じ

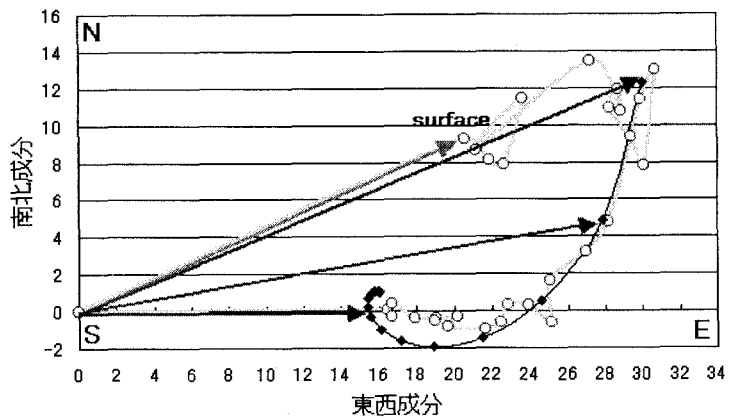


図-14 日生で観測された流速分布

鉛直面内にあり、そこだけ取出せば図-10の対数則プロットも可能かと思われる。したがって、スパイラルがあるとしても過渡的で不完全なものと考えられる。

この海域では、3月下旬から4月下旬まで浅海底近傍にクロロフィル・ピークが観測される。底層水は低温・高濁・高塩分とどの密度因子でみても重いいため植物プランクトンを含んだまま、南（小豆島）に向かって海底斜面を下る密度流となる可能性が高い。事実、春先の浅海底のクロロフィル・ピークは必ずみつかると、下層密度流プリズムがこれまで途切れずに観測されたことはなく、クロロフィル・ピークは、せいぜい20m深度で途切れている。これは春季ブルーム以外の時期に見られる浅海底高濁層と同じ形態であり、潮流に巻込まれる限界付近の位置を示すものと考えられる。図-15の構造は通常の下潮と植物プランクトンを大量に含む有界の下層密度流が交差する流れを捉えているようにも考えられる。すなわち物理的に駆動されているが、プランクトン輸送に何らかの役割を果たす流れである。

4. 河川流域の研究

4.1 流域モデル

前節 3. の後半に述べた中浦水門の流出問題が示していたように流域水収支は湖沼やその流出を受ける沿岸域で常に検討すべき重要な項目であり、最低でも数年間の観測値の蓄積が必要である。また、2. でみたように集水域からの栄養塩負荷の時間的・空間的配分が与えられ初めて湖沼生態系モデルが動く。したがって、湖沼や沿岸研究をさらに展開していくためには流域研究と連携すべきであることは明白である。ここでは、流域全体を一定の次数以上の支流域(河道区間流域)に分割する。各区間で擬似等流とした上、各支流の流況を考えるのに必要となるのは、つぎの 5 法則に含まれる変数やパラメータである。

位数則：流域面積(累加)・河道長・河道数・河床勾配(高低差)の各数列の公比

流量則：流量を独立変数とする水深・川幅・平均流速のべき乗則(水位－流量関係)

抵抗則：マニング則から粗度係数、摩擦速度、対数則から相当粗度

合流則：合流点でのキルヒホッフ則、スカラーについては流量の重み付平均

貯留則：灌漑水・氾濫水・遊水池などの貯留、ダム貯水池では放流操作

ハイライトにして扱う過程(例えば、灌漑、氾濫、ダム堆砂)については出力様式を考慮する。多くは物質収支に関係する貯留則の放流比を定義する。しかし、流量が常に観測可能というわけではない。その際、水温や濁度、電気伝導度などスカラーの点測定、時系列、縦断分布から流量や摩擦速度を逆算できる場合がある。とくに、水温と濁度は熱と土砂収支を考える上では欠かせない項目である。

熱(水温)：移流方程式の解、熱伝達係数

土砂(浮遊砂)：区間の最大輸送濃度、浮遊パラメータ(粒径に関する位数則)

著者が流域全体を概観するモデルの必要性を強く感じるようになったのはバングラデシュの洪水調査に参加した 1992 年からである。同国北東部 26 地点水位資料と最下流の流量観測値から月毎の氾濫面積及び氾濫水体積を求め、この水収支によって 1986～89 年の月別平均流入量を推定、同様に水温と気象資料から河川流量に言及した。個々の流入河川についての上流域データが入手できなかったため、こうしたパラメトリックな方法しかなかった。1995～96 年、二つの雨季氾濫湖で得た水温記録を解析した結果、氾濫湖水温は毎回の出水に応じて顕著に低下し、一方、晴天日は成層化するので極めて鋭敏な洪水トレーサーとなるが、同時に濁りや水草の影響も受けることがわかった。

その後、上メグナ流域地図が何種か入手できるようになり、源流から水理・氾濫量を評価して流況を概観する流域モデルが形を成してきた。しかし、検証用に氾濫湖の上・下流河道に設置した水温計の幾つかは通年データを取ることに成功したが多くは流失してしまった。氾濫解析や移動床解析は流域から対象区間を取出して行われてきたが、流域全体を数値化すれば生物・植生などの結果を表示し、親水性、多自然型などのキーワードと河川環境数値化も可能になる。例えば、環境物質がどの支流域に発生するかなどを知りたいとき、人口・家畜数や農地・森林・舗装面積などが水理学の輸送問題に絡んでくることは十分考えられる。

4.2 水温・濁度

著しい流砂が発生するアジアの諸河川でも実際に測定すると場所や季節によっては意外に濁りの少ない場所もある。図-15 は 2000 年と 2001 年いずれも 9 月調査時のバングラデシュの上メグナ流域のダッカ・シレット間の各支川で橋から測定した水温・濁度散布図であり、上流から下流に向かって水温が 6~7℃上昇するのがわかる。右下の丸囲みはバイラブ・バザールの下流、メグナ橋上流側の測定値である。濁りがシルトによる場合、SS(mg/l)は NTU の 2/3 倍として変換した。また、濁度は河床近傍値ではないため SS は意外に低く感じられる。一方、中流域は観測日の流量によっては相当高濁度になることもあるが、洪水継続時間が数日以下のフラッシュ洪水のため、変動も激しい。しかし、全体的には洪水流量によって縦距を変えるベル型分布は中流でピークをとる特性を示し、その上流の侵食と下流側の堆積傾向を表し、濁度(懸濁物)が流程の指標になっていると理解できる。

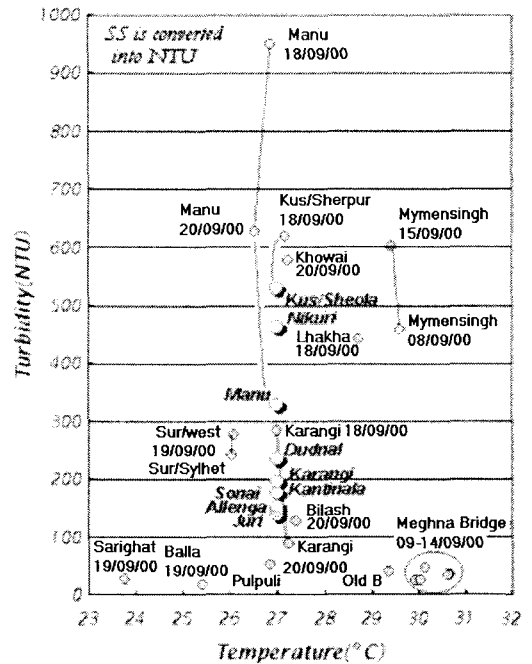


図-15 水温・濁度相関

4.3 栄養塩調査

湖沼研究は多種競争系及び食物網を入れた生態系モデルの開発が目標であり、これには集水域からの栄養塩流入量、濃度の季節変動の評価が条件になる。河川調査は琵琶湖に流入する 115 河川の約半数の 50 本で行われた。写真撮影、水面幅、CTD による水温・電気伝導度・濁度測定と採水を行い、試料はその日のうちに比色計(HACH, DR890)によりシリカとリン酸について分析した。通常、栄養塩の流入は出水時に集中

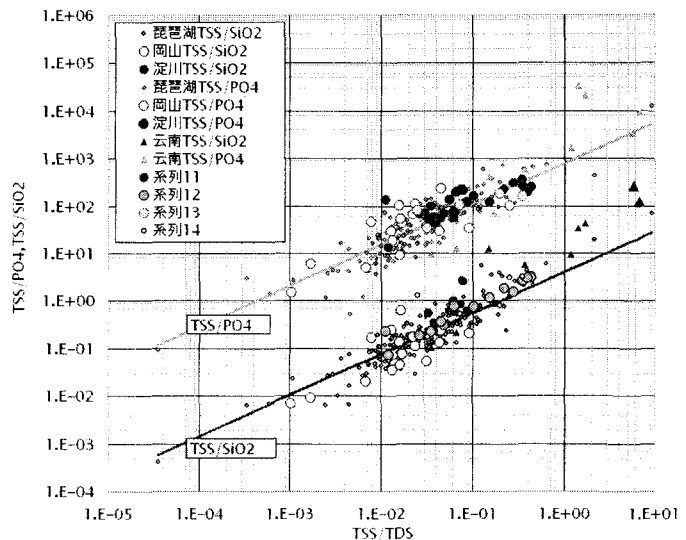


図-16 懸濁・溶存比とシリカ・リン酸比

すると考えられ、従来の調査は高流量・高濁度下で行われてきた。しかし、本調査は隔月で実施され、むしろ平水の状況で行われることが多かった。懸濁・溶存比(PDR=TSS/TDS)を流況指標として Si/P 比を検討した。集水域あるいは流域の物質収支の解析には、水・熱・土砂収支を検討した河道網で

懸濁物及び溶存物の各構成並びに元素毎の懸濁・溶存比という3種の情報を必要とする。このように懸濁物粒径を与えれば濃度が流量表示でき、さらに懸濁・溶存比を用いることで、溶存濃度が推定できる。現在、琵琶湖集水域の水・熱・土砂収支を月単位で解析するスプレッドシートモデルを作成し、河道・水田・湖沼の植物・藻類の競争系に関するロトカ・ボルテラモデルを各河道単位に適用する。河道・農地を季節的に強度の変化する栄養塩シンクまたはソースとして、実際に湖に入る栄養塩フラックスを評価することで湖沼生態系モデルを通年さらに多年連続で動作させることで、琵琶湖北湖のプランクトンカレンダーが夏に緑藻の増える富栄養型へ移行したこと、珪藻が取り込む以上に流入するシリカ現存量が最近 20 年で 15,000t から 50,000t に増加したことを説明していくつもりである。しかし、琵琶湖でシリカが余ることは淀川下流域からみればシリカの欠損であり、それが淀川下流域を通して大阪湾・瀬戸内海の沿岸環境にどう波及していくかは、ここで考えた沿岸・湖沼・流域系の典型的な問題であり、個々のサブモデルをどう選び、いかに連結するかにかかっていると考えらる。

参考文献

- Celik, I. and W. Rodi (1985): Mathematical modeling of suspended sediment transport in open channels, 21st. IAHR Congress, 533-538.
- Okubo, K.(1993): Temperature variations observed in a destratification process in lake, J. Hydrosience and Hydraulic Eng., JSCE, 11(1), 41-50.
- Okubo, K., S. Nagai and F. Obayashi (1998) : On thermal staircases formed in process of multiple-diffusive convection in lakes, J. Hydrosience and Hydraulic Eng., JSCE, 16(1), 127-136.
- McPhee, M.G.(1981): An analytic similarity theory for the planetary boundary layer stabilized by surface buoyancy, Boundary-Layer Meteorology, 21, 325-339.
- 土木学会(1999): 水理公式集 (平成 11 年版)
- 森川浩・大久保賢治・村本嘉雄(1996): 成層湖斜面上の底泥の再浮上に伴う濁水の貫入現象, 水工学論文集, 40,607-612.
- 大久保賢治・村本嘉雄・森川浩・江副哲(1995): 琵琶湖における水温・濁度の変動過程, 京大防災研年報, 38B-2, 407-422.