

湖の溶存酸素収支に関する研究

STUDIES ON OXYGEN BALANCE OF THE LAKE

高崎みつる*・佐藤敦久**・須藤隆一***・岡田光正****
By Mitsuru TAKASAKI, Atsuhisa SATO, Ryuichi SUDO
and Mitsumasa OKADA

1. ま え が き

夏季に水温躍層が形成される多くの湖沼，ダム湖（以下湖とよぶ）では，躍層形成後，変水層，深水層において溶存酸素濃度が減少していくことが知られている¹⁾。この現象は植物プランクトンによる湖内での有機物生産量や湖外からの有機物流入量が大きく，水中におけるその濃度が増大するほど顕著に現われる²⁾。したがって一次生産量の大きな富栄養湖では深水層のうちでも特に底泥に近い部分に無酸素層が形成される場合がある³⁾。底層付近で溶存酸素が枯渇した湖では，底泥からのリン⁴⁾，鉄，マンガン⁵⁾などの溶出が起こるようになる。リンの溶出はリンの内部負荷を増加させ，湖内の一次生産をさらに促す。また上水道，工業用水道の水源として使われている湖の場合，鉄，マンガンの増加は着色水の問題を引き起こし，水道水としての質を低下させるとともに，水質基準を満足しなくなる⁷⁾。このため除鉄，除マンガンなどの処理が必要となり，浄水処理コストが上昇する。また無酸素層の生成は魚類の生息にもきわめて重大な影響を与える。したがって湖水中の溶存酸素濃度がある一定レベル以上に保つよう何らかの制御手段を講ずることは湖の水質管理上きわめて重要である。

いわゆる富栄養化の制御では湖水中のプランクトン濃度の減少を直接の目的としている。このため湖水中のリン，窒素などの栄養塩濃度，ならびにその流入負荷量の制御を行う。このような富栄養化対策を十分に実施することによって植物プランクトン濃度を低くすることができる。したがって溶存酸素濃度低下に伴う諸問題はかなり解決されよう。しかし湖外からの有機物の流入負荷が

大きい場合⁸⁾，また底泥による溶存酸素消費が大きい場合には，それが溶存酸素濃度の低下を招く可能性がある。したがって溶存酸素濃度を直接の制御対象として湖水質の管理方法を検討することは，特に水道水源としての湖を管理対象とする場合にはきわめて重要であると考えられる。

水中の溶存酸素濃度分布を決定する主要因としては，水中のプランクトンの呼吸や分解，また有機物の微生物分解による酸素消費，植物プランクトンの光合成による酸素の発生，底泥の酸素消費，および鉛直方向の混合や水表面における酸素交換などが考えられる。水中の酸素消費に関し，Gordon⁹⁾らは夏季成層している湖における細菌数と生物学的な酸素消費速度との関係を調査し，水温躍層付近で，細菌数，酸素消費速度ともに大きいことを報告している。また Mcdonnell¹⁰⁾は数種の植物プランクトンを用い，おのおの酸素消費速度を測定した。一方湖の底泥による溶存酸素消費に関しては Bowman¹¹⁾，Edberg¹²⁾，Liu¹³⁾らが湖底に設置するチャンバー (in situ respiration chamber) を用いて溶存酸素濃度の変化を測定した結果を報告している。また室内実験によってその特性，機構，速度などに検討を加えた研究には Wuncheng Wang¹⁴⁾，Peter¹⁵⁾，Tomas¹⁶⁾ほかが多くある。これらの研究は底泥による溶存酸素消費に関して基礎的な知見を与えた。溶存酸素濃度分布を実測し，水中，底泥における消費，移流拡散に伴うその移動を検討したものには，Polak¹⁷⁾，Matsunaga¹⁸⁾らの研究がある。また Fogg¹⁹⁾，Schnoor²⁰⁾らは底泥による溶存酸素消費，水中のBODなどの実測値を用いて溶存酸素濃度に関する数理モデルを作成している。しかしこれらは，Polak¹⁷⁾の研究を除いていずれも深水層のみを対象としたモデルであり，溶存酸素濃度分布を決定する前述の要因のうち，水中の酸素消費，底泥の酸素消費，および移流拡散による移動についてのみ考察している。光合成に伴う酸素の発生が溶存酸素濃度分布に与える影響につい

* 正会員 工修 東北大学大学院工学研究科土木工学専攻後期3年

** 正会員 工博 東北大学教授 工学部

*** 理博 環境庁国立公害研究所室長

**** 工博 環境庁国立公害研究所研究員

ては, Polak¹⁷⁾ がその重要性を指摘しているものの, 検討を加えるまでには至っていない。

本研究では水温躍層を形成する湖を対象とし, 水温躍層の形成に伴う深水層中の溶存酸素濃度の低下を予測する数理モデルを作成するとともに, 溶存酸素濃度を一定のレベル以上に維持するための制御手法, すなわち植物プランクトンなどの浮遊物質濃度の制御, 湖水の人為的な循環²¹⁾, 底泥による溶存酸素消費の制御, などの効果について検討した。この数理モデルは, 溶存酸素の水中での消費や光合成による補給, 底泥による消費および乱流拡散による移動の項などを含み, 水表面から底泥表面までを対象としたものである。また本モデルで直接対象とした期間は水温躍層形成初期である。同様な検討を夏季の完全な成層期, および春から夏の長期間を対象として行うことも可能であり, 特にモデルとしての普遍性および限界を知るうえで有効であろう。しかしながら無酸素層の生成を防止する対策は本来無酸素層がではじめる水温躍層形成初期から考える必要があり, かつそれを維持することが湖沼の水質管理上重要であろう。このため本研究では問題となる無酸素層がどのように形成されるか, その形成過程の酸素収支にまず着目しその技術的対応に検討を加えた。なおモデル中の各項には上記の対象期間中に行った現場実験結果(モデル対象期間が短いため得られた関係式, パラメーター等は一定とみなせる)および連続観測結果を用いた。

2. モデルの構成

(1) モデルの構成と仮定

本研究で用いたシミュレーションモデルは図-1に示す鉛直一次元多層モデルである。対象とした期間の溶存酸素濃度鉛直分布の変化は著しく, 層厚に起因する差分誤差を小さくするためここでは1~11層までをおおの1 m, 12層を0.6 mとして選んだ。本モデルでは各層($i=1\sim 12$)における溶存酸素濃度($C_i, \text{g/m}^3$)を状態変数とした。外部変数は次のとおりである。

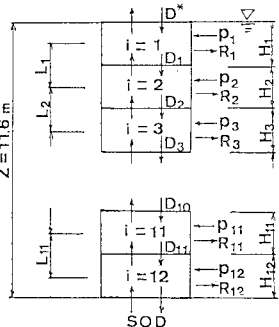


図-1 モデルの概念

- ① 浮遊物質濃度, $S (\text{g/m}^3)$
- ② 空照射度, $I_0 (\mu\text{Ein/m}^2\cdot\text{h})$
- ③ 水温, $\theta (^\circ\text{C})$

本モデルは下記の仮定に基づいて構成された。

- ① 沿岸帯の一部を除き, 水質は水平方向に均一である。
- ② 再曝気係数, および上下層間の乱流拡散係数は, 対象とした期間を通じて一定である。

(2) 数理モデル

上記のモデル構成および仮定より導かれた非定常の数理モデルを以下に示す。

$i=1$ 層

$$\frac{dC_1}{dt} = -R_1 + P_1 + (C^* - C_1) \frac{D^*}{H_1} + \frac{C_2 - C_1}{L_1} \frac{D_1}{H_1} \dots\dots\dots(1.1)$$

$i=2\sim 11$ 層

$$\frac{dC_i}{dt} = -R_i + P_i + \frac{C_{i-1} - C_i}{L_{i-1}} \frac{D_{i-1}}{H_i} + \frac{C_{i+1} - C_i}{L_i} \frac{D_i}{H_i} \dots\dots\dots(1.i)$$

$i=12$ 層

$$\frac{dC_{12}}{dt} = -R_{12} + P_{12} + \frac{C_{11} - C_{12}}{L_{11}} \frac{D_{11}}{H_{12}} - C_{12} \frac{K}{H_{12}} \dots\dots\dots(1.12)$$

ここに, C_i : i 層における溶存酸素濃度 ($i=1\sim 12$) (g/m^3), C^* : 飽和溶存酸素濃度 (g/m^3), R_i : 藻類などによる水中の溶存酸素消費速度 ($\text{g/m}^3\cdot\text{h}$), P_i : 光合成に伴う酸素発生速度 ($\text{g/m}^3\cdot\text{h}$), D^* : 再曝気係数 (m/h), D_i : $i\sim(i+1)$ 層間の乱流拡散係数 (m^2/h), L_i : $i\sim(i+1)$ 層中心間の距離 (m), K : 底泥による酸素消費速度係数 (m/h), H_i : i 層層厚 (m)

3. 基礎データおよび定式化

(1) 実験方法

a) 調査対象および調査期間

日光国立公園内(栃木県)に位置する湯の湖(面積 0.33 km^2 , 最大水深 12.5 m , 平均水深 7.4 m)を調査対象とした。同湖は夏季に顕著な成層が認められる。調査は1981年4月から始め, 7日から10日に1度の頻度で行った。特に水温躍層形成初期にあたる6月2日から6月9日にかけて, および安定した躍層形成期にあたる8月5日から8月14日にかけて1日1回の調査を行った。

b) 採水および水質分析

調査地点は湖心(水深 11.6 m)とした。採水には 6 L バンドーン採水器を用いた。水温はサーミスター温度計(東邦電探 ET-3型)を用いて $0.5 \text{ m}\sim 1.0 \text{ m}$ の間隔で

測定した。溶存酸素濃度 (DO) 分布を求めるため 0~11 m までの 1 m 間隔および 11.3 m で採水した。採水後ただちにウィンクラーアジ化ナトリウム変法に従って固定を行い、実験室に持ち帰った後分析を行った。浮遊物質濃度 (SS) の測定には孔径 $1\mu\text{m}$ のグラスファイバー濾紙 (ワットマン GF/C) を用いた。採水深度は 0, 1, 3, 4, 6, 8, 11 m とした。水中照度は随時水中光量子センサー (LI-COR 社, LI-185 B 型 Lincoln, Nebraska, USA) を用いて測定した。測定深度は 0~3 m までが 0.25~0.5 m 間隔, 3 m 以深は 1 m 間隔とした。なお空中照度については湖岸に設置した空中光量子センサー (LI-185 B 型) を用いて連続測定した。

e) 水中の酸素消費速度の測定

本実験では植物プランクトン, 動物プランクトン, および細菌, 原生動物などの呼吸速度を一括して水中の DO 消費速度とした。測定深度は 0, 1, 2, 8, 10, 11 m である。測定深度の水を採水後ただちに気泡の入らないように 8~10 本の BOD 瓶 (102 ml) に満たし, 光を遮へいするためにアルミホイルで包んだ後 (以下暗瓶とよぶ), 再び測定深度に設置した。これらの暗瓶を 2 本ずつ 24 時間間隔で引き上げ, その DO の変化を測定した。水中の DO 消費速度は DO の変化と SS 分析値より, SS 当りに換算した。実験期間中水温の測定を随時行い, 暗瓶を設置した水深における水温の平均値を求めた。

d) 植物プランクトンの光合成に伴う酸素発生速度

植物プランクトンの光合成に伴う酸素発生速度は, 明暗瓶法によって測定した。湯の湖の透明度は約 2 m であったため, 明暗瓶の設置深さは, 0, 1, 2 m とした。実験期間中に明瓶の受けた光エネルギーを求めるために空中照度の値と水中の SS 分布より明瓶設置深度の照度を推定した。空中照度から水深 0 m における表面照度への換算係数は, 水表面における光の反射分を考慮したものであり本来ならば太陽高度による影響を考慮すべきであるが, ここでは単純に対象期間中の空中照度と表面照度を同時に測定した結果の平均値を用いた。水中照度の減衰率と水中の SS 分布との関係を求めるために, 随時水中照度の深さ方向の変化を測定するとともに SS の鉛直分布 (0~4 m) を測定した。湯の湖においては SS のほとんどが植物プランクトンであった。したがって酸素発生速度は, 明瓶設置期間中の DO の増加量と SS より, SS 当りに換算した。

e) 底泥による溶存酸素消費速度の測定

底泥による溶存酸素消費速度 (Sediment Oxygen Demand, SOD) の測定には湯の湖湖心付近の底泥に設置したサブマージドチャンパー (以下チャンパーとよぶ)²⁴⁾ 2基を用いた。チャンパーはアクリル製で底泥と

直上水の一部を隔離する。直上水の容積は 0.024 m^3 , 底泥の面積は 0.16 m^2 である。チャンパーによって隔離された底泥直上水の DO は, 内径 2 mm 長さ 15 m のサンプリングチューブを通じて湖面上から採水した後, 湖水と同一の方法 (3. (1), b) 参照) で決定した。なお測定前にサンプリングチューブに接続した注射器 (約 50 ml) のピストンを数回動かし, チャンパー内の水質が均一になるように攪拌した。サンプリングチューブ容積分の水を捨てた後, チャンパー内の水を注射器を用いて BOD 瓶に採水し DO の測定に供した。チャンパー内の DO は 12~24 時間間隔で測定し, その変化速度より SOD を求めた。

(2) 実験結果および定式化

a) 溶存酸素濃度および水温鉛直分布

本シミュレーションの対象とした 6 月 2 日から 6 月 9 日における DO 鉛直分布および水温鉛直分布の変化を図-2 に示す。なお 5 月 26 日には水温, DO とともに表面から湖底までほとんど同じ値を示し循環期であった。6 月 2 日以降鉛直方向の温度差が徐々に大きくなったが, 特に 6 月 6 日以降 4 m 以浅で温度差が大きくなったことがわかる。すなわちこの期間は水温躍層形成の初期段階であるといえよう。DO は, 6 月 3 日以降鉛直方向の濃度差が大きくなった。4 m 以浅では若干の増加が認められたものの, それ以深では減少し, 特に 11.6 m においては急激な減少が認められた。

b) 水中における溶存酸素消費速度の推定

Ditro, Canale²⁵⁾ らは, 植物プランクトンの呼吸速度がある水温の範囲において, 水温に一次の関数で表現で

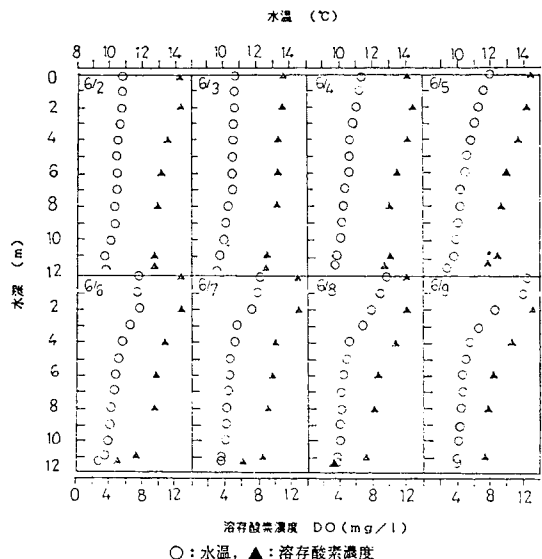


図-2 6/2~6/9 水温, 溶存酸素濃度鉛直分布

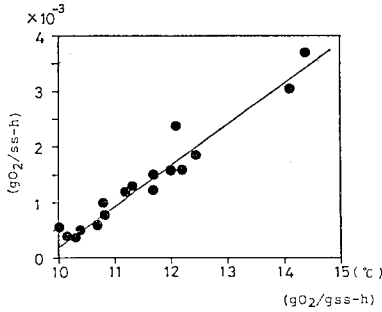


図-3 水中の酸素消費速度係数

きると報告している。湯の湖では植物プランクトン SS が SS の大部分を占めるため、SS 当たりの酸素消費速度は水温に対し一次関数で表現できると思われる。対象期間中湖心で行った (3. (1), c) 参照) 暗瓶実験結果から得た水中の DO 消費速度と水温の関係を 図-3 に示す。なお本研究では測定しなかったが、DO 消費速度は DO が低濃度の場合その影響を受けることが知られている²⁶⁾。ここでは酸素消費速度に対する DO の影響は Monod 型の式に従うと仮定しその飽和定数を 0.25 mg/l とした^{27), 40)}。なお 図-3 に示した単位 SS 当たりの DO 消費速度 (温度に対する一次の関数) は、DO が律速とならない場合である。図-3 より単位時間当たりの水中の DO 消費速度 (R , O_2 g/m³·h) は Monod 型式および SS との積の型で次式のように表現できる。

$$R = (0.0072\theta - 0.0068)S \frac{C}{0.25 + C} \dots\dots(2)$$

ここに、 S : 浮遊物質濃度 (g/m³)、 θ : 水温 (°C) (ただし $10.0 \leq \theta \leq 15.0$)、 C : 溶存酸素濃度 (g/m³)

c) 水中照度の推定

水中照度は水深の増加に伴ってほぼ指数関数的に減少することが知られている (Lambert-Beer の法則)。

$$I_z = I_0 \exp \left[- \int_0^z (\lambda + \epsilon \cdot S_z) \cdot dz \right] \dots\dots(3)$$

ここに、 z : 水深 (m)、 I_z : 深さ z m の水中照度 (μ Ein/m²·s)、 I_0 : 水表面 (0 m) の水中照度 (μ Ein/m²·s)、 λ : 水自身の吸光係数 (1/m)、 ϵ : 水中の浮遊物質による吸光係数 (m²/g)、 S_z : 深さ z m における浮遊物質濃度 (g/m³)

ここで

$$\varphi_z = - \int_0^z S_z \cdot dz \dots\dots(4)$$

とすると、式 (3) は次のように表わされる。

$$\frac{1}{z} \ln \frac{I_0}{I_z} = \lambda + \epsilon \frac{\varphi_z}{z} \dots\dots(5)$$

上式中左辺は水中照度の実測値により決定され、また φ_z/z は SS 鉛直分布によって決定される。両者の関係を 図-4 に示し図中の直線を最小二乗法により求め、その傾きと切片より

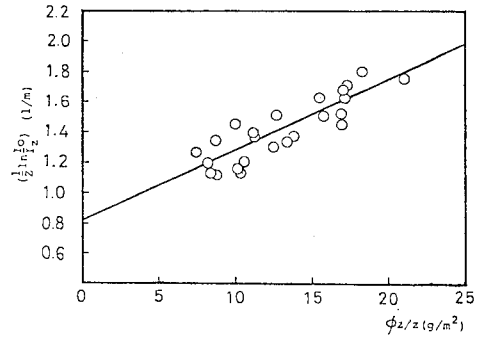


図-4 吸光係数の推定

$$\epsilon = 0.11 (\text{m}^2/\text{g}) \quad \lambda = 0.82 (1/\text{m})$$

と推定した。

3. (1), d) で述べたように照度の連続測定は空中照度についてのみ行った。このためここでは空中照度と水表面照度とを同時に測定した結果より得られた次式を用いて $z=0$ m における水中照度 I_0 を推定した。

$$I_0 = \frac{I_{\text{air}}}{1.42} \dots\dots(6)$$

ここに、 I_{air} : 空中照度 (μ Ein/m²·s)、1.42: 空中照度と表面照度との同時測定結果から得られた空中照度から水表面照度への換算係数の平均値。

d) 植物プランクトンの光合成に伴う酸素発生速度の推定

光合成およびそれに伴う酸素発生速度は水温の影響を受けることがよく知られている^{28), 29)}。しかし調査期間中光合成が卓越する生産層の水温変化が少ないこと、またそのために温度効果を推定するだけのデータが調査期間中に得られなかったことから温度の影響については無視した。明暗瓶実験より得た SS 当たりの酸素発生速度と照度との関係を 図-5 に示す。ここでは Blackman³⁰⁾ の式によって酸素発生速度、 $P(O_2$ g/SSg·h) と照度 I との関係を表わした。照度 I が $I < 3 \times 10^6 \mu$ Ein/m²·h の場合は

$$P = 2.236 \times 10^{-8} \cdot I$$

また $I \geq 3 \times 10^6 \mu$ Ein/m²·h の場合は

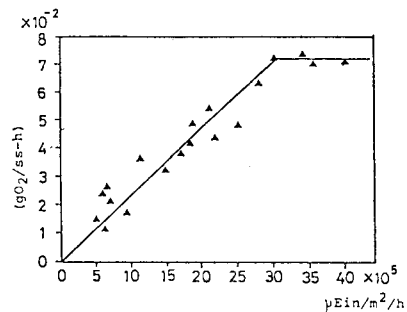


図-5 水中の酸素発生速度係数

$$P=0.072 \dots\dots\dots(7)$$

ここに、 P ：照度 I に対応する単位浮遊物質質量当たりの溶存酸素発生速度 ($O_2g/SSg\cdot h$)

e) 底泥による溶存酸素消費速度の推定

底泥の酸素消費によるチャンパー内の

DO の変化速度は DO に対する 1 次関数と仮定すると次式で表わせる。

$$\frac{d(CV_c)}{dt} = -A_c \cdot K \cdot C \dots\dots\dots(8)$$

ここに、 C ：チャンパー内 DO (g/m^3)、 V_c ：チャンパー容積 (m^3)、 t ：時間 (h)、 A_c ：チャンパー底面積 (m^2)、 K ：底泥による酸素消費速度係数 (m/h)

$t=0$ における C の値を C_0 とすると式 (8) の解は次式で与えられる。

$$\ln C = -\frac{A_c}{V_c} \cdot K \cdot t + \ln C_0 \dots\dots\dots(9)$$

t に対し $\ln C$ をプロットした結果が 図—6 である。図中の直線の傾きを最小二乗法によって求め、次のように K の値を推定した。

$$-\frac{A_c}{V_c} \cdot K = -1.64 \times 10^{-2}$$

$$K = \frac{0.4^2 \times 0.15}{0.4^2} \times 1.64 \times 10^{-2}$$

$$= 2.5 \times 10^{-3} (m/h)$$

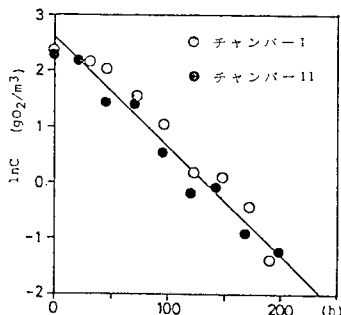
f) 乱流拡散係数の推定

鉛直方向の乱流拡散係数は水温鉛直分布の変化から式 (10) に示す熱収支式³²⁾に基づいて推定した。

$$W \cdot \rho \cdot \int_z^{z_{max}} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = -W \cdot \rho \cdot D_z \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right)_z \dots\dots\dots(10)$$

ここに、 W ：水の比熱、 ρ ：水の密度 (g/m^3)、 z_{max} ：底泥表層までの水深 (m)、 z ：水深 (m)、 θ ：水温 ($^{\circ}C$)、 t ：時間 (h)、 D_z ：水深 z m における乱流拡散係数 (m^2/h)

式 (10) を差分化して計算した調査期間中の D_i の値を表—1 に示す。この値を新井ら³²⁾が群馬県大林池で



図—6 チャンパー内の溶存酸素濃度の変化

表—1 乱流拡散係数推定値およびキャリブレーション後の値

($\times 10^{-3}$)

	D^*	D1	D2	D3	D4	D5	D6	D7	D8	D9	D10	D11
	m/h	m/h										
水温による推定値	2.3†	3.3	4.0	3.3	2.6	0.9	1.6	1.0	0.6	1.4	0.9	0.8
キャリブレーション値		6.7	6.7	6.3								

† イギリス水質汚濁研究所によるドック、静水域での再曝気係数実測の平均値

測定した拡散係数の値と比べると、ほぼ無風状態下での観測値の約 2~3 倍を示すが、風速 5.5 m/s の条件における値の 1/2 程度となっている。この値は対象期間中の風速がほぼ 2~4 m/s であったことからおおむね妥当な値といえよう。

4. シミュレーション

(1) 計算方法と結果

式 (1) を解析的に解くことは不可能であるので、ここでは Runge-Kutta-Gill 法³³⁾による数値解法を採用した。外部関数のうち照度は空照度の連続観測結果を用いた。各層ごとの DO、SS には測定深度の値を鉛直方向に補間した値を用いた。また SS、水温については 1 日 1 回の測定によって得られた値を補間³⁴⁾して計算に用いた。またシミュレーションの対象期間は DO 鉛直分布に濃度差の生じはじめる 6 月 3 日~6 月 9 日とした (3.(1), a) 参照)。DO、SS、水温などの初期値は、6 月 3 日の実測値とした。再曝気係数には、イギリス水質汚濁研究所がドックや静水に近い水面で測定した値 (0.26~0.67 m/d)³⁵⁾を参考にしてその平均値として示されている値 0.55 m/d を用いた。なお式 (1) 中、水中の酸素消費速度 (R_i)、光合成に伴う酸素発生速度 (P_i)、乱流拡散係数 (D_i) には、それぞれ式 (2)、式 (7)、表—1 に示した係数および値を用い、底泥の酸素消費速度係数には 3.(2), e) に示した値を用いた。使用した計算機は HITAC-8450 システムである。

3.(2) の結果を用い、式 (1) に従って計算した溶存酸素濃度鉛直分布は 3 m 以深で実測値とほぼ一致したが、 $i=1$ 層では実測値より大きく、 $i=2\sim 3$ 層では実測値より低い値を示した (図示せず)。一方表—1 に示した乱流拡散係数は 6/3 と 6/9 の水温変化から推定した値であるが、この間表層の水温は日射、気温の影響を大きく受けるため必ずしも一定の割合で上昇していない。このような表層での水温の日周変動は式 (10) から乱流拡散係数を推定する場合その信頼性を低くすると考えられる。したがってここでは水温が安定して変化する中層以深を除き、表層 (0~3 m) の乱流拡散係数 D_i ($i=1\sim 3$) に対してのみキャリブレーションを行った。キャリ

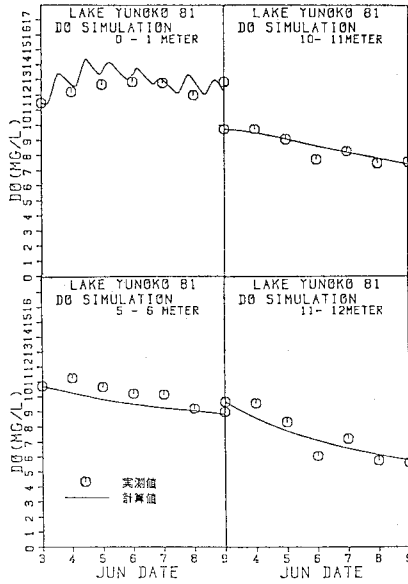


図-7 シミュレーション結果と実測値

ブレーションによって得た D_i の値も表-1 に示したが、推定値の 1.5~2.0 倍であった。キャリブレーションによって得た D_i ($i=1\sim3$ 層) の値は, Sundaram³⁰⁾ (Cayga Lake 1950, 6~7 月) らの報告している値とほぼ一致している。

この値を用いた $i=1, 6, 11, 12$ 層の計算結果を図-7 に示す。3m 以浅の乱流拡散係数のみの変更により、計算値(実線)は実測値(○)とおおむね一致したといえよう。

(2) 湯の湖における酸素収支

キャリブレーションされたモデルを用いて計算した調査期間中1日当たりの各層の酸素収支を図-8 に示す。図中の値は各項がそれぞれの層の酸素濃度の変化に与える寄与分を濃度で示している。この期間中、各層に

光合成に伴う 酸素の補給 (O ₂ mg/l)	拡散による 酸素移動 (O ₂ mg/l)	水中の酸素 消費 (O ₂ mg/l)	6/3~6/9 での1日あたり の酸素の変化量
P	D	R	DO(mg/l)
-2.07	0.23	0.98	+0.11
0.80	i=1 0.75	0.87	+0.03
0.28	2 0.65	0.70	-0.13
0.09	3 0.36	0.51	-0.21
0.03	4 0.15	0.39	-0.23
0.01	5 0.03	0.31	-0.27
	6 0.00	0.27	-0.27
	7 0.00	0.24	-0.25
	8 0.02	0.20	-0.24
	9 0.06	0.16	-0.23
	10 0.13	0.12	-0.32
	11 0.33	0.10	-0.56
	12 0.79		

図-8 6/3~6/9 における各層ごとの1日当たりの酸素濃度の変化

おける溶存酸素濃度の変化量は表層ではきわめて小さいが、深くなるにつれて増加し、特に底泥直上の $i=12$ 層では 0.56 g/m^3 というきわめて大きな DO の減少が認められた。光合成に伴う酸素補給量は、 $i=1, 2$ 層で大きく、2層では酸素補給量が水中の酸素消費量とほぼ釣り合っていた。また光合成の影響を受ける深さは $i=5$ 層までであり、それ以深の層では酸素補給量がほとんど0とみなせる。この期間中の透明度が $1.8\sim 2.2 \text{ m}$ であり、透明度の $2\sim 2.5$ 倍を補償深度とみなせば³⁷⁾、この結果はおおむね従来の報告と一致しているといえよう。

水中の酸素消費量は表層から深水層にかけて減少し、表層と底泥直上の層とでは、水中の酸素消費量に約10倍もの差が認められた。これに対し底泥直上にあたる12層では対象期間中底泥の酸素消費によるDO減少量が 0.79 g/m^3 と著しく大きく、この値は対象期間中の溶存酸素消費に關与する項の中でも表層での水中の酸素消費に匹敵するほど大きかった。底泥近傍の溶存酸素濃度の減少に關し、Polak¹⁷⁾ は深水層における酸素収支のうちBODに由来する消費(水中の酸素消費)が約80%と大きく、底泥による消費は小さいと報告している。また Schnoor²⁰⁾ も深水層における溶存酸素濃度の減少に対して水中の酸素消費の寄与が大きいと述べている。しかし図-8に示すように湯の湖の躍層形成期においては、底泥の酸素消費が底泥近傍の溶存酸素濃度の減少の支配的な役割を担っていた。

一方乱流拡散に伴う酸素の移動は、表層から底層への方向が支配的であった。しかしその量は表層から中層にかけて急激に小さくなり、 $i=6\sim 7$ 層間ではほとんど0となった。すなわち光合成による酸素の補給はこの層までであるといえよう。 $i=8$ 層以深では酸素の移動が再び大きくなっていった。しかしこれらの層では、酸素が補給されずに乱流拡散に伴う酸素の移動は主として底泥の酸素消費によって失われていくものであることがわかった。

5. 溶存酸素濃度減少に対する制御法の評価

(1) 浮遊物質濃度の影響

最も基本的な富栄養化対策である湖へのリン負荷量の減少や、逆にその増加によって浮遊物質濃度^{28), 29)} が変化した場合、溶存酸素濃度鉛直分布がどのような変化を示すかを検討した。ここでは全層均一に実測値の0.01倍から5倍までSSを変化させた場合について検討したがその中の代表として図-9に実測値(コントロール)およびその0.5倍と2倍につき、 $i=1, 6, 11, 12$ 層に

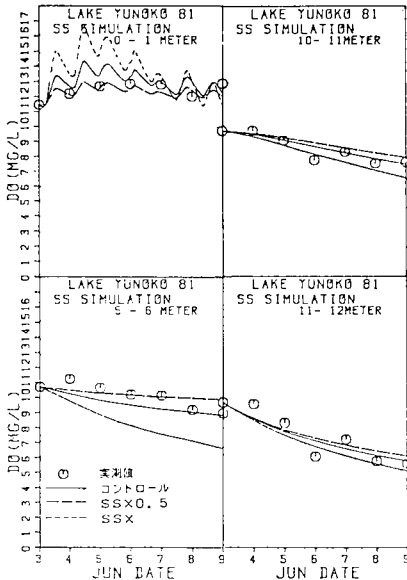


図9 SSの変化が及ぼす影響

対して計算した結果を示す。図中の実線はコントロールを示す。また長い破線が0.5倍に、短い破線が2倍にそれぞれ対応する計算結果である。SSが2倍の場合を仮定した計算結果では、日射量が少ない6月6日から6月9日にかけて表層のDOが減少する傾向を示す。また6層(5~6m)ではDOの急激な減少が認められる。しかし11層(10~11m)、12層(11~11.6m)においては、6層で認められたほどDOの減少は大きくない。0.5倍を仮定した計算では当然のことながら表層におけるDOの日周変動は小さくなった。また5~6m層ではこの期間中DOの減少はほとんど認められない。11層、12層ではDOの減少速度は小さくなるものの、その差はコントロールに比べてわずかであった。すなわちSSは表層におけるDOの日変化、中層におけるDOの減少速度に大きな影響を及ぼすが、深水層下部への影響はきわめて小さいといえよう。

(2) 湖水の鉛直循環に伴う溶存酸素濃度鉛直分布の変化

湖水を強制循環させることによって水質の悪化を防止しようという試みがすでに行われている²⁾。ここでは湖水の鉛直方向の循環に伴い、DO鉛直分布がどのように変化するかを検討した。循環の程度(強さ)は、調査期間中の鉛直乱流拡散係数推定値の最大値を基準とし、基準値に対して表層から深水層まで均一に2倍から20倍の範囲を仮定した。なお循環に伴うSS鉛直分布、水温鉛直分布の変化は考慮したが、日射、気温などが表面水温に与える影響は無視した。式(11.1-1)~式(11.12-1)に循環に伴うSS鉛直分布の変化を推定する数理モ

デルを、式(11.1-2)~式(11.12-2)に水温鉛直分布に対する数理モデルを示す。

$i=1$ 層

$$\frac{dS_1}{dt} = \frac{S_2 - S_1}{L_1} \frac{D_c}{H_1} \dots\dots\dots (11.1-1)$$

$$\frac{d\theta_1}{dt} = \frac{\theta_2 - \theta_1}{L_1} \frac{D_c}{H_1} \dots\dots\dots (11.1-2)$$

$i=2\sim 11$ 層

$$\frac{dS_i}{dt} = \frac{S_{i-1} - S_i}{L_{i-1}} \frac{D_c}{H_i} + \frac{S_{i+1} - S_i}{L_i} \frac{D_c}{H_i} \dots\dots\dots (11.i-1)$$

$$\frac{d\theta_i}{dt} = \frac{\theta_{i-1} - \theta_i}{L_{i-1}} \frac{D_c}{H_i} + \frac{\theta_{i+1} - \theta_i}{L_i} \frac{D_c}{H_i} \dots\dots\dots (11.i-2)$$

$i=12$ 層

$$\frac{dS_{12}}{dt} = \frac{S_{11} - S_{12}}{L_{11}} \frac{D_c}{H_{12}} \dots\dots\dots (11.12-1)$$

$$\frac{d\theta_{12}}{dt} = \frac{\theta_{11} - \theta_{12}}{L_{11}} \frac{D_c}{H_{12}} \dots\dots\dots (11.12-2)$$

ここに、 S_i : i 層の浮遊物質濃度 (g/m^3)、 t : 時間 (h)、 D_c : 強制循環に伴う鉛直乱流拡散係数の推定値 (m^2/h)、 L_i : $i\sim(i+1)$ 層中心間の距離 (m)、 θ_i : i 層の水温 ($^{\circ}C$)、 H_i : i 層層厚 (m)

本シミュレーションでは式(1)および(11.i-1)、(11.i-2)式($i=1\sim 12$)から溶存酸素濃度の計算を行った。図10に1,6,11,12各層のコントロール、基準値の5倍、20倍に対応する計算結果を示す。図中の線種は、実線がコントロールを示し、短い破線は基準値の5倍、長い破線は20倍の計算値である。表層においては強制循環の程度が大きくなるほどDOの日周変動が小

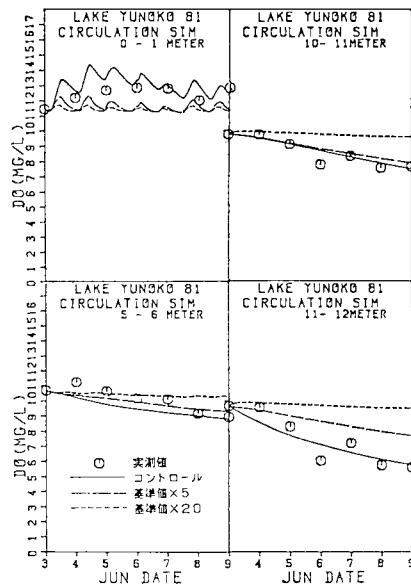


図10 混合による影響

さくることがわかる。6層(5~6m), 11層(10~11m)では基準値の5倍を仮定した計算値と、コントロールとに大きな差が認められなかった。また、12層を除いて、中層から深水層にあたる他の層でも同様な傾向を示した。しかし、底泥直上にあたる12層では他の層と異なり、5倍を仮定した計算結果はコントロールに比べDOの減少が小さくなっていることを示す。これから底泥直上の層では、他の層に比べて強制循環の効果が特に顕著であることがわかった。

(3) 底泥による影響

浚渫、覆砂などによって底泥の酸素消費を抑制した場合、また底泥中の還元物質や有機物量などの増加によって底泥の酸素消費が大きくなった場合、それに伴いDO鉛直分布がどのように変化するかを検討した。計算は実測した底泥による酸素消費速度係数に対し、0倍から5倍までの範囲で行った。図-11にその結果の一部である0.1倍および2倍の場合の計算結果を示す。表層、中層ともに底泥の影響を受けていないことがわかる。深水層における図中の線種は実線がコントロールを示し、長い破線は実測値の0.1倍、短い破線は2倍を仮定した計算結果に対応する。深水層下部では、溶存酸素濃度の減少に底泥の酸素消費(SOD)の占める割合が大きいため、SODが小さい場合、溶存酸素濃度はほとんど減少しなくなった。すなわち、この時期では深水層下部における溶存酸素濃度はSODによって決定される割合が大きいといえよう。

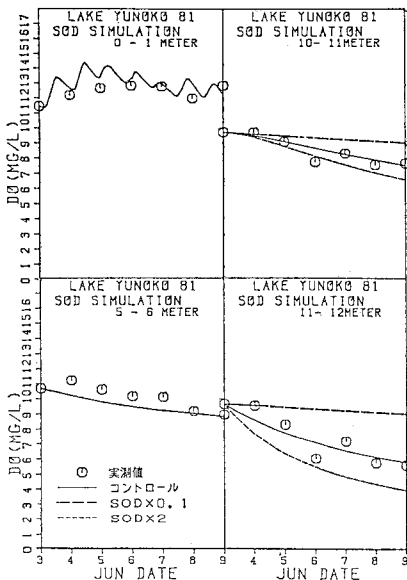


図-11 SOD の変化による影響

6. おわりに

本研究によって以下のような結論を得た。

(1) 式(1)に示した数値モデルによって躍層形成初期の湯の湖における溶存酸素濃度鉛直分布をおおむね表現することができた。

(2) 水中における酸素消費量は表層から深水層に向かって急激に減少し、底泥近傍では水中の酸素消費量と比較して、底泥による消費量がきわめて大きかった。

また本研究で提示した湯の湖の夏季成層初期を対象とする数値シミュレーションにより、以下のことが推定された。

(3) 表層で光合成によって生産された酸素は拡散により下層へ移動するが、酸素の移動は途中で0となり、深水層下部(8m以深)までは移動しない。8~12mにおけるDOの減少は、底泥の酸素消費に大きく依存している。

(4) 湯の湖においては、SSの制御は深水層下部以浅のDOの減少を小さくする効果を期待できるが、深水層下部以深への効果は期待できない。しかし深水層下部以深(8~12m)では底泥の酸素消費を抑制することによってDOの減少を防ぐことができる。

(5) 湖水の強制循環に伴い、表層でのDOの日周変動の振幅は小さくなる。また、特に底泥直上の層では強制循環によるDOの減少を防ぐ効果が顕著である。

参考文献

- 1) 吉村信吉：湖沼学，生産技術センター，pp. 191~202, 334~335, 1976.
- 2) 小島貞男・須藤隆一ほか：脱窒脱リン技術と富栄養化対策，IPC，pp. 3~5, 1977.
- 3) Bates, M.H. and J.E. Nance : Phosphorus release from sediment from lake Carl Black Well, Water Research, Vol. 14, 1477-81, 1980.
- 4) 亀田泰武・木下正明：閉鎖性水域底質中の栄養塩類について，公害と対策，Vol. 14 (8), pp. 852~858, 1978.
- 5) 小島貞男・相澤金吾：新水質の常識，日本水道新聞社，pp. 60~64, 1980.
- 6) 山本莊毅：陸水，地球化学講座9，共立出版，pp. 233~236, 1968.
- 7) 日本水道協会：上水試験方法，pp. 2~3, 1978.
- 8) Rodhe, W. : Crystallization of Eutrophication Concepts in Northern Europe, Eutrophication proceeding of a symposium, National Academy of Science, pp. 50~64, 1970.
- 9) Gordon, J.A. : Reservoir Metalimnion Oxygen Demand, Journal of the Environmental Engineering Division, pp. 1001~1011, 1977.
- 10) McDonnell, A.J. : Field Estimates of Aquatic Plant Respiration and its Application to Stream Dissolved Budgets, Office of Water Research and Technology, Washing, DC, 1978.
- 11) Bowman, G.T. and J.J. Delfino : Sediment Oxygen

- Demand Techniques : A Review and Comparison of Laboratory and In Situ Systems, *Water Research*, Vol. 14, pp. 491~499, 1980.
- 12) Edberg, N. and B.V. Hofsten : Oxygen Uptake of Bottom Sediments Studied In Situ and In the Laboratory, *Water Research Pergamon Press*, Vol. 7, pp. 1285~1294, 1973.
- 13) Liu, D. and W.M.J. Strachan : A Field Method For Determining the Chemical and Biological Activity of Sediments, *Water Research*, Vol. 15, pp. 353~359, 1981.
- 14) Wang, W. : Kinetics of Sediment Oxygen Demand, *Water Research*, Vol. 15, pp. 475~482, 1981.
- 15) Neame, P.A. : Oxygen Uptake of Sediments in Castle Lake, California, *Verhandlungen Internationale Limnology*, Vol. 19, pp. 792~799.
- 16) Belanger, T.V. : Benthic Oxygen Demand in Lake Apoka, Florida, *Water Research*, Vol. 15, pp. 267~274, 1981.
- 17) Polak, J. and G.D. Haffner : Oxygen Depletion of Hamilton Harbor, *Water Research*, Vol. 12, pp. 205~215, 1978.
- 18) Matsunaga, K. : The Depletion of Dissolved Oxygen in the Hypolimnion of Lake Kizaki from April to July in 1973, *Jap. J. Limnology*, Vol. 43, No. 3, pp. 164~172, 1982.
- 19) Fogg, J.B. and E.G. Fruh : A Dissolved Oxygen Model for the Hypolimnion of Lake LBJ, Interim Report #3 Environmental Health Engineering Laboratories, Department of Civil Engineering Center for Research in Water Resources, The University of Texas, 1973.
- 20) Schnoor, J.L. and E.G. Fruh : Dissolved Oxygen Model of Short Detention Time Reservoir with Anaerobic Hypolimnion, *Water Resources Bulletin*, Vol. 15, No. 2, 1979.
- 21) 小島貞男 : 湖水の強制循環による富栄養化対策, 第16回水質汚濁学会講演集, pp. 3~11, 1982.
- 22) 日本工業標準調査会審議 : JIS K 0102-1974 工場排水試験方法, pp. 73~78.
- 23) 西澤一俊・千原光雄 編 : 藻類研究法, 共立出版, pp. 414~416.
- 24) 日本水質汚濁研究協会 : 湖沼環境調査指針, 公害対策技術同友会, pp. 163~164, 1982.
- 25) Canale, R.P. : Plankton-Based Food Web Model for Lake Michigan, Respiration, Modeling Biochemical Processes in Aquatic Ecosystem, p. 48, Ann Arbor Science.
- 26) 杉木昭典 : 水質汚濁 (現象と防止対策), 技報堂, pp. 328~332, 1974.
- 27) 合葉修一・永井史郎 : 生物化学工学 (反応速度論), 科学技術社, pp. 281~284, 1975.
- 28) 岡田光正・須藤隆一 : *Microcystis Aeruginosa* (アオコ) による水の華の生成, その発生防止のための基礎的研究, 環境庁国立公害研究所水質土壤環境部陸水環境研究室, pp. 70~74, 1980.
- 29) 有賀祐勝 : 水界植物群落の物質生産 II—植物プランクトン, 共立出版, pp. 49~52, 1974.
- 30) Dabes, J.N., R.K. Finn and C.R. Wilke : *Biotechnology, Bioengineering*, Vol. 15, p. 1159, 1973.
- 31) 新井 正・西沢利栄 : 水温論, 水文学講座 10, 共立出版, pp. 159~160, 1974.
- 32) 新井 正・西沢利栄 : 水温論, 水文学講座 10, 共立出版, p. 175, 1974.
- 33) 大地羊三 : 電子計算機の手法とその応用, 土木工学大成 4, 森北出版, pp. 118~121, 1970.
- 34) 山内二郎・森口繁一・一松 信 : 電子計算機のための数値計算法 (I), 培風館, pp. 70~72, 1972.
- 35) 杉木昭典 : 流水中の酸素収支, 水質汚濁 (現象と防止対策), 技報堂, p. 338, 1974.
- 36) Sundaram, T.R., C.C. Easterbrook, K.R. Piech and G. Rudinger, An Investigation of the Physical Effects of Thermal Discharges into Cayuga Lake, CAL Rep. VT-2616-0-2, pp. 286~288, Cornell Aeron. Lab. Inc. Buffalo, N.Y. 1969.
- 37) 宝月欣二 : 水界生態系—概論—生態学講座, 共立出版, pp. 10~19, 1974.
- 38) Dillon, P.J. and F.H. Riglar : The Phosphorus—Chlorophyll Relationship in Lake, *Limnol. Oceanogr.*, Vol. 19, pp. 767~773, 1974.
- 39) Vollenweider, R.A. : Advances in Defining Critical Loading Levels for Phosphorus in Lake Eutrophication, *Mem. Ist. Ital. Idrobiol.*, Vol. 33, pp. 53~83, 1976.
- 40) Ecken Felder, W.W. Jr. and D.J. Connor (岩井重久訳) : 排水の生物学的処理, コロナ社, p. 45, 1971.

(1983.1.28・受付)