

内湾の熱収支と貧酸素水塊の形成について

中 村 由 行*・一 宮 大 祐**・早 川 典 生*・西 村 肇***

Sea surface heat transfer and its effects on the formation of coastal bay anoxia

Yoshiyuki NAKAMURA, Daisuke ICHIMIYA, Norio HAYAKAWA and Hajime NISHIMURA

Field data on coastal anoxia observed during nine years in Osaka Bay were analysed and examined using a numerical model. Field data suggest that the development of thermal stratification in the middle layer and the subsequent retardation of oxygen transport to the bottom layer is the principal mechanism in the formation of anoxia in the bottom water. The numerical model, which was developed by Nakamura and Nishimura¹⁾ to predict the changes of temperature and oxygen distribution, has been improved by taking account of heat exchange through the air-water interface. The improved model well reproduces the characteristic temperature variation and the dissolved oxygen content in the bottom field condition during the stratification period as well as the mixing period in autumn. Important parameters for the determination of surface heat exchange have further been evaluated by sensitivity analyses. The results show that the vapor pressure in the atmosphere and the wind velocity are the most sensitive to the total heat flux.

Key words: anoxia/coastal sea/heat exchange/density stratification

1. 序 論

富栄養化した沿岸域や湖沼において底層水がしばしば貧酸素化することが知られている。水塊が貧酸素化あるいは無酸素化すると貝類及び甲殻類等の底生生物に酸素欠乏による直接の被害が出るばかりでなく、様々な二次的現象が生じ、生態系に重大な影響を及ぼすと考えられている²⁾。

わが国では、大阪湾³⁾、東京湾³⁾、三河湾⁴⁾、ひうち灘⁵⁾などの閉鎖性の強い沿岸域において貧酸素水塊の形成が報告されている。貧酸素化は水塊の安定性が増す夏期において、ことに顕著であり、漁業生産に対してあるいは水質管理上重要な問題となっている。

夏期において貧酸素化が進行する原因については、底層水において、呼吸及び分解量が増加するという生物学的影響及び、成層の発達により水塊が安定化した結果、溶存酸素の鉛直拡散フラックスが減少するという物理的影響の2点が挙げられる。貧酸素化する水域

は一般に富栄養化した高い有機物生産と酸素消費を有する水域であり、さらには、密度成層の発達しやすい閉鎖性の水域である。このことより、富栄養化した水域であることと密度成層が発達しやすいということは、沿岸域における貧酸素化の進行の必要条件であると考えられる¹⁾。

一般に、沿岸域においては流れは複雑な三次元性を有するために、物質収支を考える上で、移流による輸送を考慮する必要がある。しかしながら、底層水の溶存酸素収支に対する移流による輸送量の寄与率は、対象とする海域及び季節によって異なる。佐々木ら⁴⁾は渥美湾におけるボックスモデルの解析の結果、夏期における底層への溶存酸素の供給はほぼ湾口からの水平移流によって支配されると述べている。一方、Ochi and Takeoka⁵⁾は、潮流の弱いひうち灘では移流による寄与は少なく、有光層からの拡散フラックスが主要な酸素の供給源であると報告している。大阪湾に対しては、熊谷・西村⁶⁾が、三次元ボックスモデルによる解析を行い、湾中央部については水平循環流による移流が卓越し、湾奥部については鉛直拡散による輸送が支配的であると推定している。中村ら⁷⁾は三次元生態系モデルによる大阪湾の貧酸素化のシミュレーションを

原稿受付：平成元年4月5日

*長岡技術科学大学建設系

**兵庫県

***東京大学工学部化学工学科

行い、貧酸素化が大規模に発生する湾奥部については、従来推定されていた水平循環流⁹⁾よりも、より流れは微弱であり、底層の溶存酸素濃度は鉛直拡散フラックスによって敏感に影響されることを示した。従って、大阪湾奥部では、DO 収支に対する水平循環流の寄与は成層期において少なく、鉛直拡散が支配的であると考えられる。

鉛直拡散フラックスは水塊の安定度に強く依存し、密度成層が発達する夏期において、鉛直拡散係数はかなり小さい値を取ることが知られている。沿岸域では、塩分及び水温差が密度差を生じさせる原因となるが、佐々木ら⁴⁾は、渥美湾において、塩分の密度躍層が支配的であると述べている。一方、Ochi and Takeoka⁵⁾は、ひうち灘では水温成層の発達が貧酸素化の直接の原因であることを示した。大阪湾奥部については、城⁸⁾が、底層の溶存酸素が表・底層間の水温差と良い相関があることを報告しており、水温成層が貧酸素化に強く関与していることが示唆されている。

以上の点をふまえ、中村・西村^{1,9)}は、鉛直一次元三層の温度・溶存酸素モデル（以後、三層モデルと呼ぶ）を開発して、大阪湾における貧酸素化が熱収支に強く依存していることを示した。三層モデルにおいては、表層水温と気温の間に経験的な相関関係を仮定し、水表面における熱収支は求められてはいない。上述の相関関係は冷却期つまり水質回復期においてずれが大きく、秋期の貧酸素化の解消過程がうまく再現されていない。従って、本研究では水表面における熱収支を気象データから詳細に算定し、三層モデルを精緻化して成層期及び秋の循環期を通した溶存酸素予測モデルを確立することを目的とする。さらに、様々な気象因子のうち、何が主に熱収支を支配しているのかを明らかにする。

2. 大阪湾における貧酸素水塊の観測

夏期、大阪湾湾奥においては、他の富栄養化した海域と同様に底層水が貧酸素化することが知られている。大阪湾における貧酸素水塊の特徴はNishimuraら⁹⁾に詳述されているが、中村・西村¹⁾のモデルを精緻化する際にその情報が必要となるので、ここでも簡単に記述する。

大阪府水産試験場は、Fig. 1 に示す観測点において1972 年以降、浅海定線観測として毎月一度以上の頻度で、溶存酸素の濃度、水温、塩分量、透明度、気象等の調査を行っている¹¹⁾。

1976 年に観測された底層水の溶存酸素濃度の分布

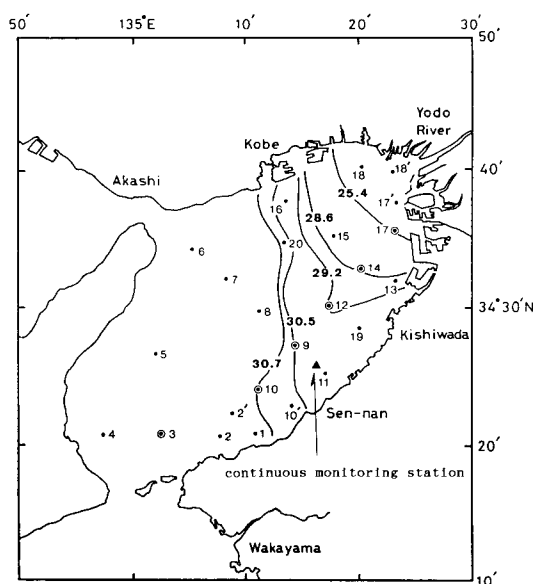


Fig. 1 A typical example of salinity distribution in surface water in Osaka Bay observed in July 1977. Numeral on each contour denotes salinity in ‰. Dots (●) represent observation stations where water temperature, salinity and dissolved oxygen were measured by the Osaka Prefectural Fisheries Experimental Station. At stations symbolized (⊙), pH, SS, COD, nutrients, chl a and cell numbers of dominant species of phytoplankton were measured. Numbers by dots and symbols denote observation stations. Observed values at stations 13, 17 and 18 are averaged for the mathematical model.

を Fig. 2 に示す。7 月上旬には、強度の貧酸素水塊はいったん姿を消したが、その後 8 月上旬には再び貧酸素化が進行し、溶存酸素飽和度が 10% 以下となる領域の面積は 300 km² を越えている。その後、8 月上旬まではほぼ同程度広がっていたが、その分布形は次第に泉南地方に延びた形に変形した。この変形は、おそらく時計回りの循環流の影響であると推定される。同年の溶存酸素濃度の分布を Fig. 1 における Stan. 3, 10, 9, 12, 14, 17 を結んだ線で切った鉛直断面で見たのが Fig. 3 である。この図から、底層水が貧酸素化した時期には表層水はむしろ過飽和になっていること、および、飽和濃度 (100%) の位置は 5~8 m ではほぼ一定であることがわかる。また、貧酸素化が解消した時期には、100% 等濃度線は鉛直上方に移動し、湾奥表層の DO 濃度は 100% に近い (4/12~13, 6/10~11, 10/4~5)。以上の観測事実は、以後のモデル化において用いる。

城⁸⁾は大阪湾において現地観測された結果から、底

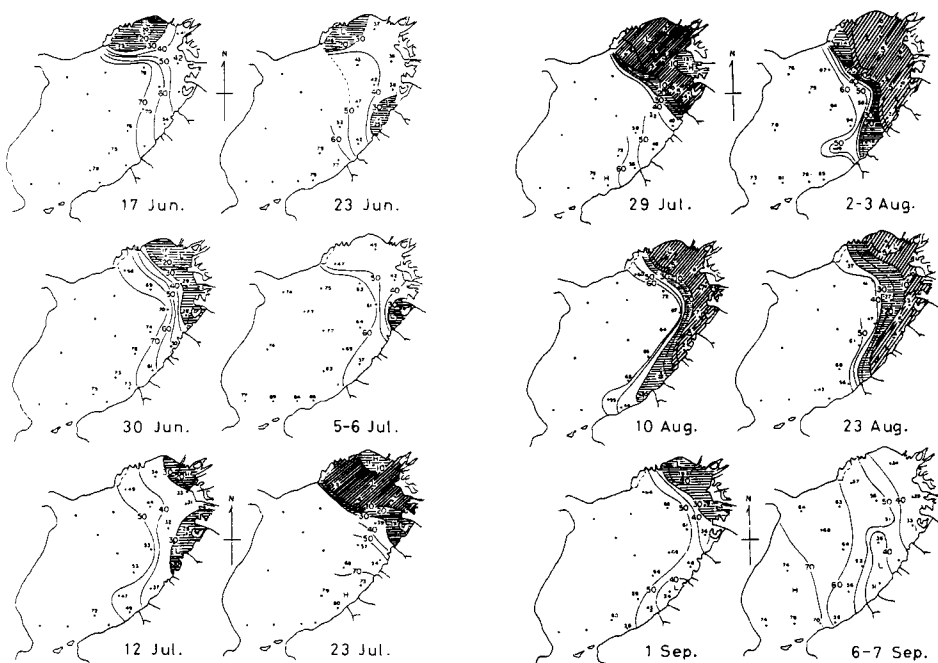


Fig. 2 Changes of horizontal distribution of dissolved oxygen concentrations in the bottom water in 1976. Numerals denote DO concentrations in saturation. Obliquely hatched area is the anoxic region where DO concentration is less than 10%, whereas horizontally hatched area is the hypoxic region less than 30% DO. (From Joh⁸⁾)

層における貧酸素化が、表層と底層における温度差に相関することを示している (Fig. 5)。この図は、各年8月の湾東部12定点の平均値を示したものである。一方、密度差に対してはよい相関性はみられない。この結果について、城⁸⁾は以下のような説明を試みている。つまり、一定の酸素消費速度を仮定すると底層水の酸素濃度は鉛直混合遮断後の継続時間に強く支配されていると考えられる。また、表底水温の差の大きさは鉛直混合の遮断時間の長さによると考えられ、表底水温差が大きいほど溶存酸素フラックス供給を遮断する時間が長いと考えられるため、表底水温差が夏期の底層水の溶存酸素濃度と密接な関係を示すとしている。

換言すれば、何らかの原因で鉛直混合が弱まった結果、熱及び溶存酸素の底層への供給が共に減少した為に、表・底層の温度差が広がると同時に底層水が貧酸素化するという機構を推定している。

しかしながら、鉛直方向に水温差が生じるとその密度差により水塊が安定化し混合が抑制される為、溶存酸素の底層への供給が減少する可能性が生じる。つまり、水温勾配が生じること自体が貧酸素化の原因となり得る点に注意する必要がある。この考え方によれば、温度成層の発達が貧酸素化の原因であり、時間的には

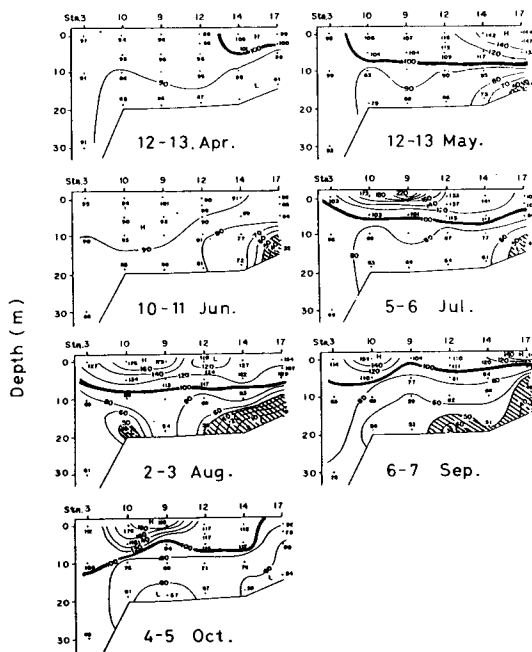


Fig. 3 Vertical cross-sections of DO from the inner part (stn. 17) to the mouth (stn. 3) of the bay in 1976. Numerals denote DO concentration in %. Broad-faced lines represent contour of 100% DO concentration.

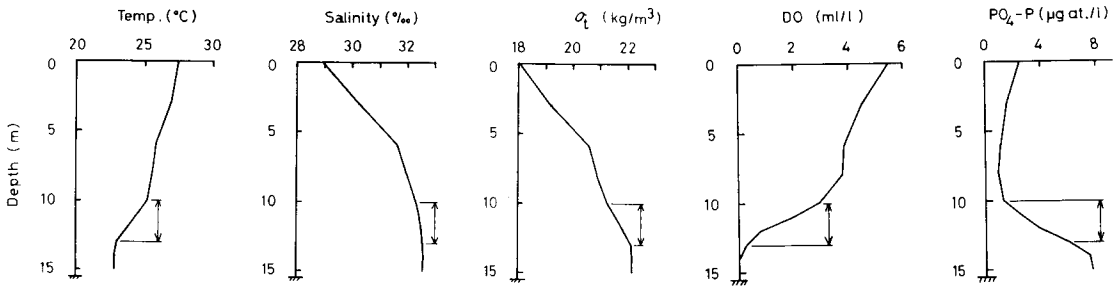


Fig. 4 Typical examples of vertical distributions of water temperature, salinity, sigma-t, DO and $PO_4\text{-P}$ observed at stn. 18 in July 1977. Surface layer above 5 m exhibits strong salinity gradient, whereas a thermocline develops below 10 m where DO decreases abruptly to zero. (From Nakamura and Nishimura¹¹⁾)

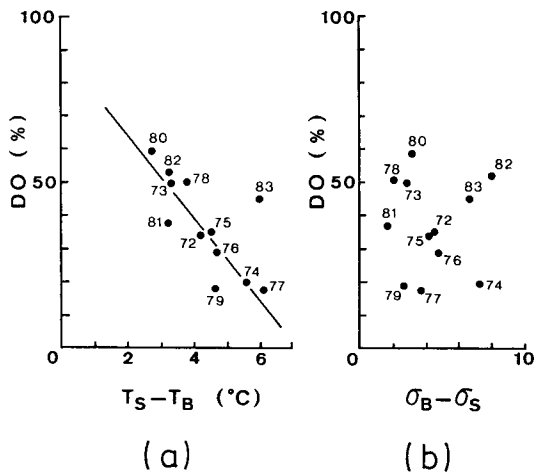


Fig. 5 Correlations between observed DO concentrations of the bottom water and the surface-bottom temperature differences (a) and sigma-t differences (b). Data observed in August from 1972 to 1983 were averaged over 13 stations which are situated at the eastern part of the bay. A clear correlation is seen in (a) except for a data of 1983. (From Nishimura et al.⁹⁾)

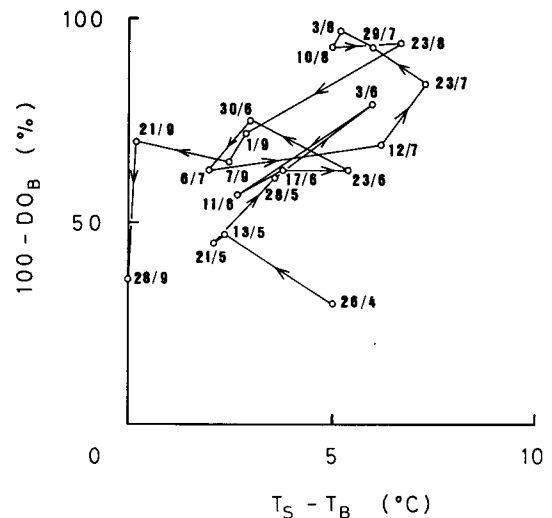


Fig. 6 Correlations between observed bottom DO concentrations and surface-bottom temperature differences in 1976. Arrow indicates trajectory. (From Nishimura et al.⁹⁾)

温度差の拡大が貧酸素化に先行するはずである。

以上から、Fig. 5 のよい相関性の説明として、二つの仮定が成立つ。第一は、別の原因(塩分成層の発達等)から同時に生じた二つの結果であること、第二は、一方(温度差)が他方(貧酸素化)の原因である事である。どちらが正しい説明なのかを確かめるために、底層における溶存酸素濃度と表底層間の水温差の関係を時間経過と共に示したのが Fig. 6 である。但し、図には閉鎖的であると言われる湾奥の三定点 Stn. 13, 17, 18 の 1976 年における平均値をプロットした。図において、温度差が大きく変化する場合に注意すると、溶

存酸素の変化は比較的小さく、その後、温度差の変化に追従する形で溶存酸素が変化していることに気づく。この事は、第二の仮説つまり温度成層の発達が貧酸素化の原因であるという仮説を裏づける。しかしながら、表・底層の水温差は温度成層の指標としては over-all な値であり、上の仮説の妥当性を議論するためには、より詳細な鉛直の温度構造を調べる必要がある。

この点を考え溶存酸素濃度の鉛直分布を水温、塩分、及び密度分布と比較した一例が Fig. 4 である。これは湾奥部 Stn. 18 における 1977 年 7 月の観測結果である。この地点は淀川の流入により、表層水は低かんであり、ほぼ水深 5 m まで塩分成層が発達している。表層と底層の密度差はおもにこの塩分差で決まっている

が、10 m 以深に温度成層があり、この層で酸素濃度が急減している。このことは、塩分成層よりも温度躍層の存在が貧酸素化に直接寄与していることを示している。これらの事から、温度成層の発達に鉛直混合を抑制し、溶存酸素の拡散フラックスを減少させるために、貧酸素化につながって行くものと考えられる。

3. 水表面における熱交換量

3.1 熱交換量算定式

貧酸素水塊の形成に水温構造が関連していることから、表面熱過程すなわち水表面での入射熱フラックスを決定することが重要となる。気象データを用いた熱交換量すなわち入射熱フラックスの算定式が、海洋や湖沼を対象としてこれまで多くの研究者たちによって提唱されてきた¹⁰⁻¹⁴⁾。それらのうち、ここでは村上ら¹⁰⁾が用いた一連の式を用いる。その理由は、それらの式が瀬戸内海における水温、塩分分布の数値シミュレーションに用いられ、実測の分布をよく説明している点にある。従って大阪湾を対象とする本研究に有効であると考えられる。ただし、日射量に関しては気象月報¹⁵⁾の中に測定されたものが存在するのでそれを用いることとし、その反射率を4% (一定) として残りの96%を水面への有効日射量として扱い、一般的に用いられる全天日射量を用いた算定式は用いないことにする。熱量はすべて大気から水面への入射 (加熱作用) を正として扱う。

水表面における熱交換の物理的プロセスとしては、日射、大気から水面への輻射、水面から大気への輻射、水温と気温の差による熱交換 (顕熱輸送)、蒸発 (潜熱輸送) があげられる。以下に、これらのプロセス毎に熱交換量の算定式をあげる。

全熱交換量、有効日射量、長波放射による有効輻射熱輸送量、蒸発による潜熱輸送量をそれぞれ Q , Q_S , Q_R , Q_E , Q_C [cal/cm² day] とすると、

$$Q = Q_S + Q_R + Q_E + Q_C \quad (1)$$

$$Q_S = (1-r)I_0 \quad (2)$$

$$Q_R = -\sigma\epsilon\theta_s^4(0.39-0.058e_a^{1/2})(1-kC^2) - 4\sigma\epsilon\theta_s^3(\theta_s-\theta_a) \quad (3)$$

$$Q_E = -L\rho E \quad (4)$$

$$Q_C = RQ_E \quad (5)$$

となる。ここで、 r : 海面での反射率、 I_0 : 日射量 [cal/cm² day], σ : ステファン・ボルツマン定数で 1.171×10^{-7} [cal/cm² day deg⁴], ϵ : 有効放射率 (= 0.96), θ_s : 表面水温 [K], θ_a : 気温 [K], e_a : 水面付近におけ

る大気の水蒸気圧 [mb], k : 緯度による係数 (= 0.65), C : 雲度 [-], L : 単位質量当りの蒸発熱 [cal/g], ρ : 海水の密度 [g/cm³], E : 蒸発速度 [cm/day], R : ボーエン比 [-] であり、 E および R はいわゆるバルク公式を用いた以下の式で計算される。

$$E = 1.037 \times 10^{-2} u(e_s - \theta_a) \quad (6)$$

$$R = 0.66 \times (\theta_s - \theta_a) / (e_s - e_a) \quad (7)$$

ここで、 u : 風速 [m/s], e_s は表面水温 T_s (°C) に対する飽和水蒸気圧 [mb] であり、

$$e_s(T_s) = (4.583 + 0.3525 T_s + 0.007182 T_s^2 + 0.0003775 T_s^3) \times 1013/760 \quad (8)$$

で計算される。

$T_a(\theta_a)$, e_a , u , C , I_0 の各因子は、気象月報¹⁵⁾から読み取ることができる。

3.2 気象データの補正

気象月報¹⁵⁾より得られる気象データのうち、解析の対象である大阪湾の湾奥に最も近い大阪市で観測された値を用いることにする。しかしながら、観測値は陸上値であり、海上値とは違いがあるものと考えられる。従って、水表面の熱交換量を精度良く算定するためには、気象データを補正する必要がある。

瀬戸内海における既往の研究の中で、村上ら¹⁰⁾は大気との熱交換量の算定において陸上で得られた風速を1.5倍して用いている。また石崎ら¹⁶⁾も風速は1.48倍としている。さらに石崎ら¹⁶⁾は海上気温と海面水温の差は、陸上気温と海面水温との差の0.71倍になるとしている。従って、ここでは、気温、水蒸気圧、風速の三項目について補正量を検討する。

大阪府水産試験場は、Fig. 1 に示す地点において観測ブイを設定しているので、この定置観測値¹⁷⁾を気象月報値と比較する。気象月報値はすべて日平均値であるのに対して、定置観測では気温以外には日平均値が記されていない。そこで、水蒸気圧については最高値と最低値の平均を、風速については9時及び15時の平均風速の観測値の平均をそれぞれ一日の代表値とみなした。比較に際しては、陸上及び海上値の旬平均値を用いて以下の補正式を得た。

$$\theta_a = 0.89(\theta_{a,1} - \theta_s)\theta_s \quad (9)$$

$$e_a = 1.055e_{a,1} \quad (10)$$

$$U_a = 1.30U_{a,1} \quad (11)$$

ここに、式中の添字1は陸上値を示す。

4. 熱及び溶存酸素収支モデル化

前述したように、大阪湾における観測結果は中間層における温度成層が貧酸素水塊を引き起こす要因であることを示唆している。この推論をもとに中村ら¹⁾は日平均値を記述できる一次元の三層数理モデル（三層モデル）を構築した。Fig. 7にモデルの鉛直構造を示す。中村ら¹⁾は、成層期には表層水温が気温にほぼ等しいという観測事実を用い、図中の大気との熱交換量 Q の算定はモデル化に組み込まれていない。

本研究では、前章において示した算定式により、水表面における熱交換量を各因子別に求める事ができるよう、三層モデルを改良する。この事により、海面熱過程が温度成層に及ぼす影響を明らかにし、モデルを精緻化する。さらに、循環期においては溶存酸素の鉛直分布特性に変化が生じるため、実測に従って溶存酸素モデルを修正する。その他のモデル中の定式化に関しては従来のモデルと同様の手法を採用する。

4.1 熱収支モデル

Fig. 7(b)で示した温度分布モデルにしたがって、各層毎の熱収支式を書くことと以下ようになる。

$$H_S(dT_S/dt) = \frac{Q}{\rho C_p} - k_{SM}(T_S - T_I) \quad (12)$$

$$\frac{H_M}{2} \frac{d(T_I + T_B)}{dt} = k_{SM}(T_S - T_I) - \frac{K_Z(T_I - T_B)}{H_M} \quad (13)$$

$$H_B(dT_B/dt) = K_Z(T_I - T_B)/H_M \quad (14)$$

ここで、 T_S 、 T_I 、 T_B は表層、中層及び底層の水温[°C]、 H_S 、 H_M 、 H_B はそれぞれの層厚[cm]、 C_p は比熱[cal/gdeg]、 k_{SM} は熱交換係数[cm/day]、 K_Z は鉛直拡散係数[cm²/day]である。水表面からの入射熱フラックス Q は、前章で示した算定式から求められる。現実には表層の水温は日周変動をおこすが、モデル化においては、日平均水温が記述できれば十分であると考えられる。従って、三層モデルでは表層及び中層間に水温のジャンプを認めている。そのため、拡散係数を用いた表示の変わりに熱交換係数 k_{SM} を用い、表層から中層への熱フラックス $\phi_{S/M}$ を温度差 $(T_S - T_I)$ に比例する形で表現した。中層から底層への熱フラックス $\phi_{M/B}$ は温度勾配に比例して決定される拡散フラックスであらわした。

以上の式(12)~(14)を T_S 、 T_I 、 T_B について解くことによって、温度分布が計算される。

4.2 溶存酸素モデル

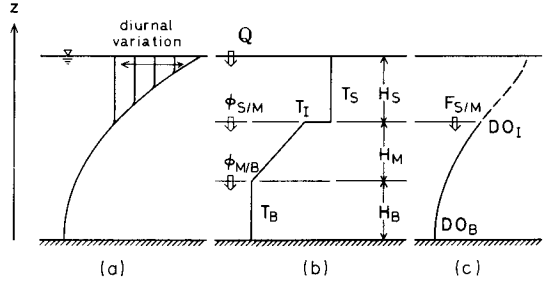


Fig. 7 Schematic diagram of the actual vertical temperature distribution (a) and modelled temperature (b) and DO concentration distributions (c) under stratified conditions. In the model, three-layer structure is considered. Temperature is allowed to jump at the surface-middle layer interface and is assumed to be homogeneous in the surface and bottom layers. Temperature is linearly distributed from T_I to T_B in the middle layer, or thermocline. ϕ_S are heat fluxes from upper to lower layers. Hyperbolic DO distribution whose gradient is zero at the bottom is assumed in the middle and bottom layers. $F_{S/M}$ denotes DO flux from the surface to middle layer.

成層期における大阪湾奥部の透明度はほぼ1~3 mで、2 m前後の値をとることが多い。従って、補償水深は5 m程度と考えられる。従って表層水深を5 m以上に取れば、表層以深での光合成を無視することができる。従って、溶存酸素に関しては中・底層を一括して扱い、Fig. 7(c)に示す様な放物線分布を与えた。これは、一定の酸素消費速度及び一定の鉛直拡散係数を考慮した一次元拡散方程式の解が放物線分布となることを考慮したためである。ただし、現実には底質による酸素消費があるが、簡単のため、モデルにおいては酸素の消費はすべて水柱内で生じるものと仮定し、底面での溶存酸素の濃度勾配はないと考えた。

中・底層における溶存酸素の保存式は次のようになる。

$$\frac{d}{dt} \int_0^{H_M+H_B} DO(z, t) dz = F_{SM} - \int_0^{H_M+H_B} r dz \quad (15)$$

ここで、鉛直拡散フラックス F_{SM} が

$$F_{SM} = K_Z \left. \frac{\partial DO}{\partial z} \right|_{z=H_M+H_B}$$

で与えられることに注意すると、式(15)は次のようになる。

$$\begin{aligned} & \frac{2}{3} (H_M + H_B) \frac{d}{dt} DO_B \\ & = 2K_Z \frac{DO_I - DO_B}{H_M + H_B} - r(H_M + H_B) \end{aligned} \quad (16)$$

ただし、観測結果から

$$DO_i = 100\% \quad (17)$$

とした。また、酸素消費速度 r は中・底層で同じ値とした。式(16)を DO_B について解くことにより、底層の溶存酸素が得られる。

4.3 循環期における溶存酸素モデルの修正

Fig. 3 の実測分布にしたがって、鉛直方向に等温状態となった循環期における溶存酸素モデルを修正する。つまり、貧酸素化が解消した時期には、100%等濃度線は鉛直上方に移動し、湾奥表層の DO 濃度は 100%に近い(4/12~13, 6/10~11, 10/4~5)。従って、 DO_i が 100%であるという仮定(17)のかわりに、自由表面での DO 値を DO_s として、

$$DO_s = 100\% \quad (18)$$

と仮定し、表層についても DO 収支を考える。表層においては光合成による酸素の生産があるので、そこの純呼吸速度(一純生産速度)を r_s [%/day]とする。 r_s を鉛直方向に一定とすると、前章と同じ理由で、表層と中・底層の両層に放物線分布を仮定することができる。ただし、

$$DO, \frac{\partial DO}{\partial z} \text{ は } z = H_M + H_B \text{ で連続} \quad (19)$$

の条件を考慮すると、表層及び中・底層における分布形は次のようになる。

$$\begin{aligned} \frac{DO - DO_i}{DO_s - DO_i} &= \left(1 - 2 \frac{H_s}{H_M + H_B} \frac{DO_i - DO_B}{DO_s - DO_B} \left(\frac{z - H_M - H_B}{H_s}\right)^2 \right. \\ &\quad \left. + 2 \frac{H_s}{H_M + H_B} \frac{DO_i - DO_B}{DO_s - DO_B} \left(\frac{z - H_M - H_B}{H_s}\right)^2 \right) \quad (20) \end{aligned}$$

$$\frac{DO - DO_B}{DO_i - DO_B} = \left(\frac{z}{H_M + H_B}\right)^2 \quad (21)$$

溶存酸素の保存式はそれぞれ

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} \int_{H_M+H_B}^H DO \, dz &= K_z \frac{\partial DO}{\partial z} \Big|_{z=H} \\ &\quad - K_z \frac{\partial DO}{\partial z} \Big|_{z=H_M+H_B} - H_s \cdot r_s \quad (22) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} \int_0^{H_M+H_B} DO \, dz &= K_z \frac{\partial DO}{\partial z} \Big|_{z=H_M+H_B} \\ &\quad - (H_M + H_B) r_B \quad (23) \end{aligned}$$

と書けるので、式(20)を(22)に、(21)を(23)に代入すると、次に示す連立常微分方程式が得られる。

$$\begin{aligned} & - \frac{H_s}{3(H_M + H_B)} \frac{dDO_B}{dt} + \frac{2H - H_s}{3(H_M + H_B)} \frac{dDO_i}{dt} \\ & = 2K_z \left\{ \frac{DO_s - DO_i}{H_s^2} - \frac{2(DO_i - DO_B)}{(H_M + H_B)H_s} \right\} - r_s \quad (24) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} & \frac{2}{3} \frac{dDO_B}{dt} + \frac{1}{3} \frac{dDO_i}{dt} \\ & = \frac{2K_z}{(H_M + H_B)^2} (DO_i - DO_B) - r_B \quad (25) \end{aligned}$$

この二式を $DO_i(t)$ および $DO_B(t)$ について解くことにより、循環期の溶存酸素の分布が得られる。

5. 数値計算結果及び考察

5.1 パラメータの決定

決定すべきパラメータとして、表層、中層及び底層の層厚 H_s , H_M , H_B , 熱交換係数 k_{SM} , 鉛直拡散係数 K_z , 中・底層における酸素消費速度 r , 表層における純酸素消費速度 r_s がある。

層厚 H_s , H_M , H_B は、実測の温度分布形(例えば Fig. 4)を再現できるように、それぞれ 5, 4, 4 m とした。成層期における大阪湾奥部の透明度はほぼ 1~3 m で、2 m 前後の値を取ることが多い。水中相対照度がほぼ 1% となる補償水深は透明度の 2.4~3.0 倍程度といわれている¹⁸⁾。従って、中層及び底層における光合成を無視でき、また日射の吸収が表層のみで行われるとして十分であると考えられる。

鉛直拡散係数については、Nishimura and Nakamura¹⁹⁾ が、 K_z が密度勾配にほぼ逆比例することを大阪湾におけるデータ解析によって示している。大阪湾奥では、淀川などの河川水の流入により表面付近は低かんであるが、塩分成層にともなう密度成層は表面から約 5 m まではほぼ限定される事が Fig. 4 から分かる。従って、中層には塩分勾配はなく、温度勾配のみが存在するとして考えて、ここでの拡散係数は次式のように表すことができる。

$$K_z = \alpha (\partial T / \partial z)^{-1} = \alpha \left(\frac{T_i - T_B}{H_M} \right)^{-1} \quad (26)$$

ただし、 α は定数である。また、 K_z は最大値 $K_{z,max}$ を超えないものと考えた。

式(14)に(26)を用いると、成層期における底層水温の上昇速度は α/H_B で与えられ、一定となる。底層水温の実測値もほぼ一定に上昇していることから、成層期における底層の温度上昇をよく再現できるように α を決定した。

α を決定したのち、熱交換係数の k_{SM} を中層の温度成層の度合をよく再現するように、水深 5 m における

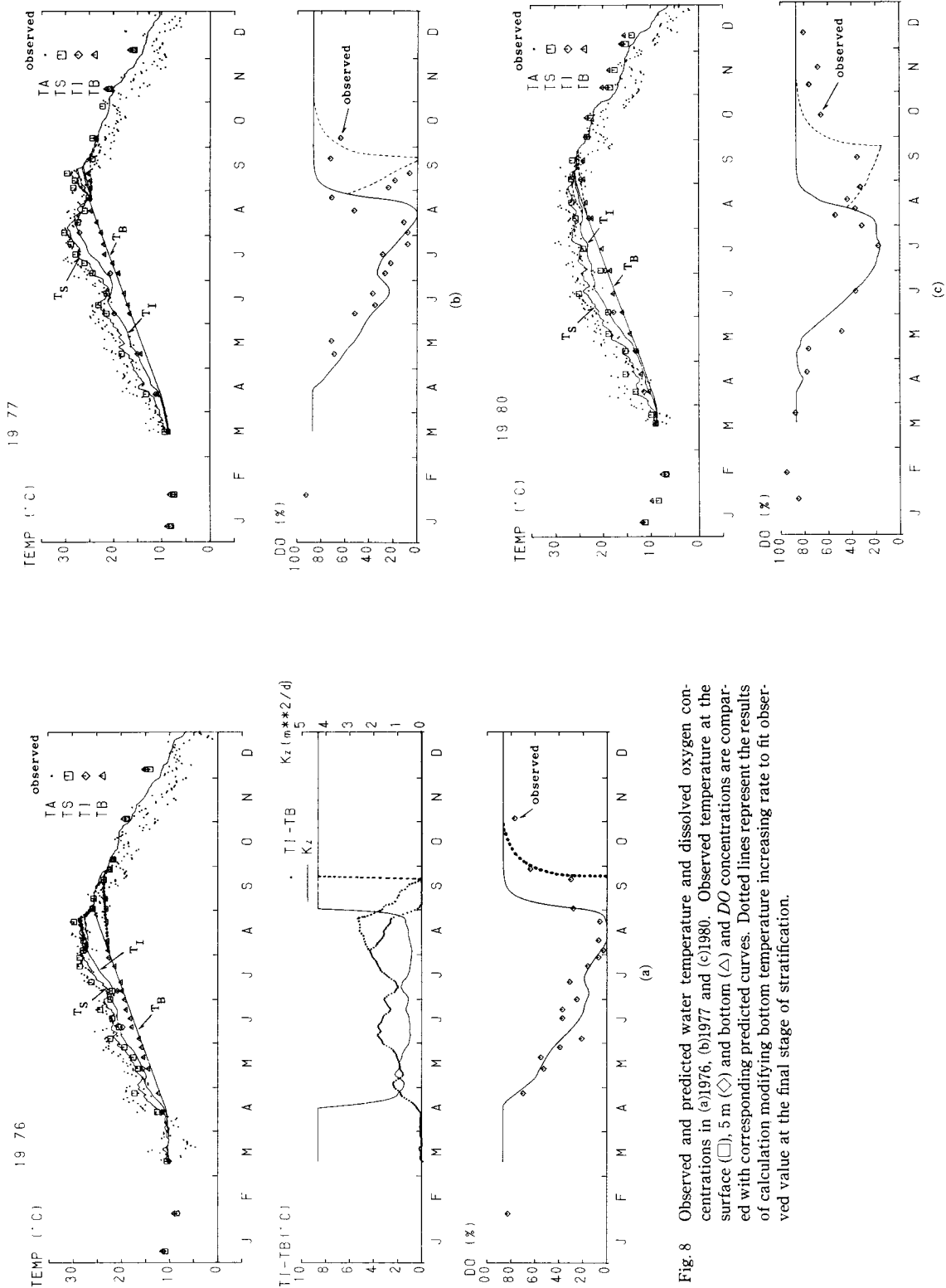


Fig. 8 Observed and predicted water temperature and dissolved oxygen concentrations in (a)1976, (b)1977 and (c)1980. Observed temperature at the surface (\square), 5 m (\diamond) and bottom (\triangle) and DO concentrations are compared with corresponding predicted curves. Dotted lines represent the results of calculation modifying bottom temperature increasing rate to fit observed value at the final stage of stratification.

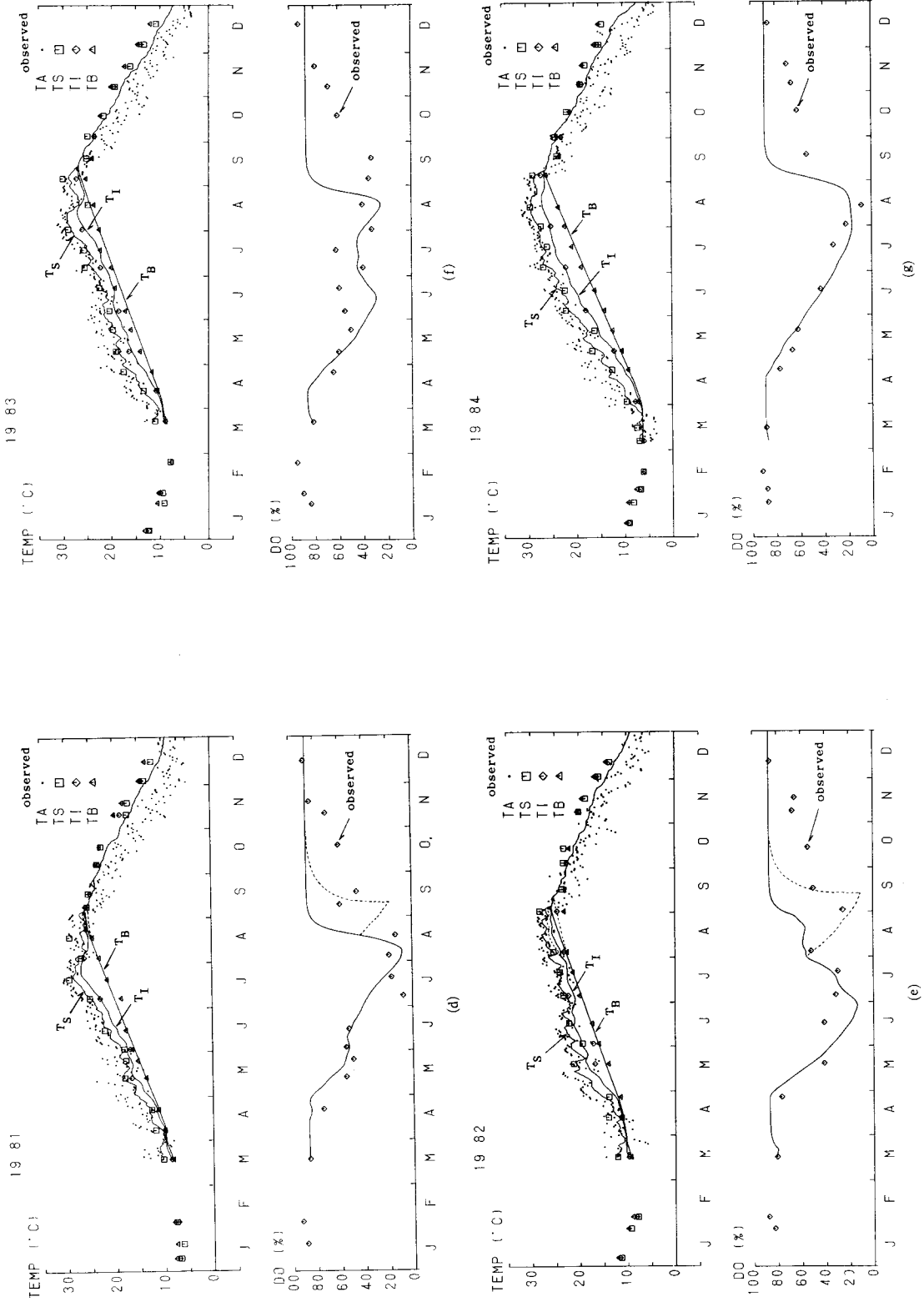
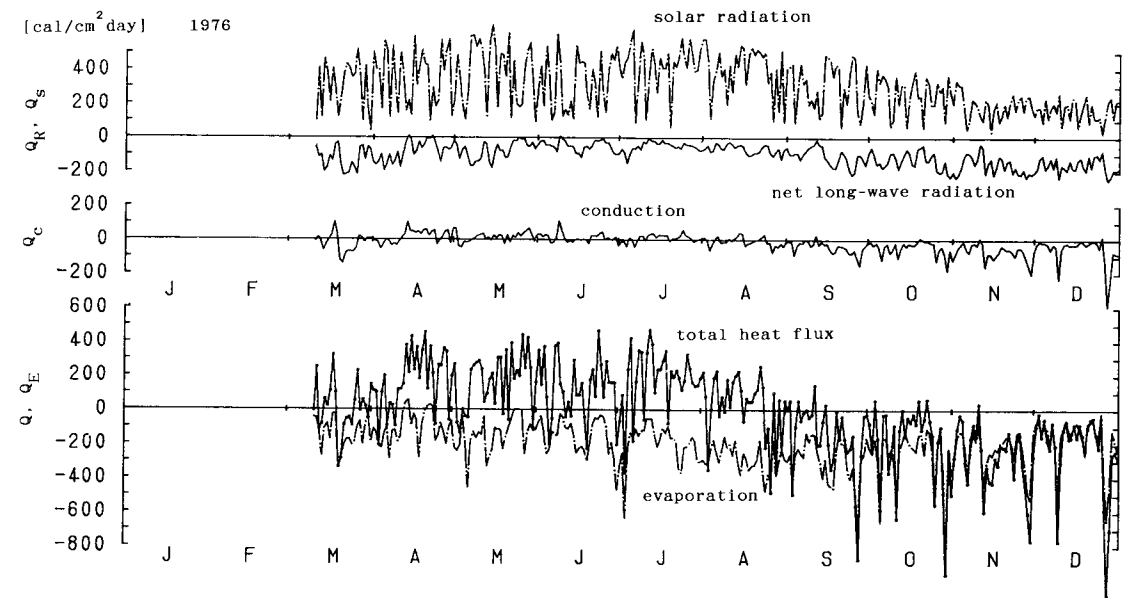
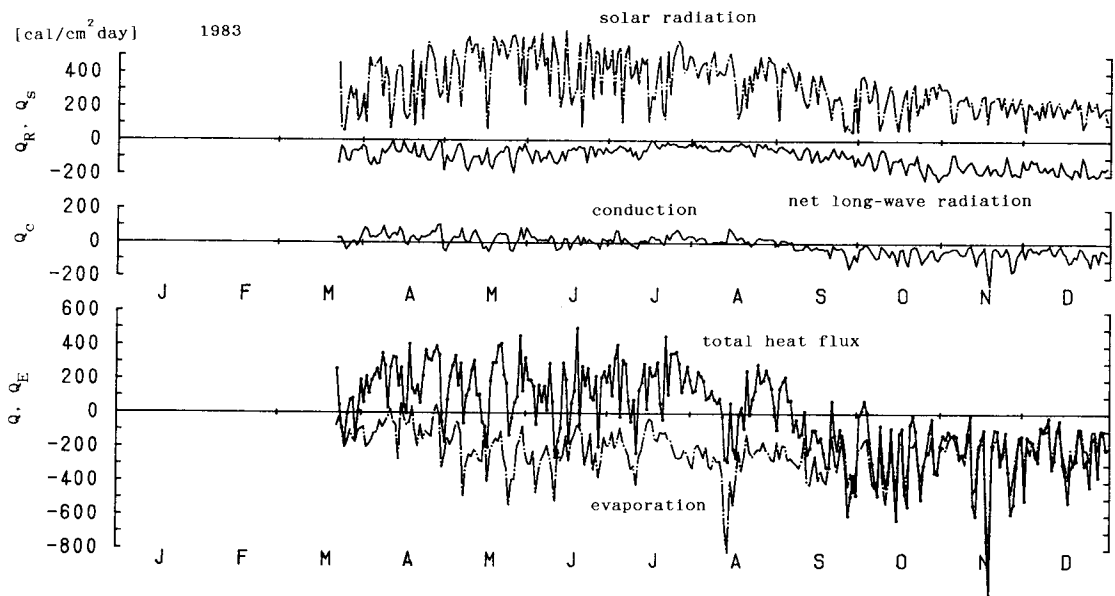


Fig. 8 Continued. (d)1981 (e)1982 (f)1983 (g)1984.



(a)



(b)

Fig. 9 Predicted seasonal variations of heat flux by solar radiation, long-wave radiation, evaporation and conduction in (a)1976 and (b)1983.

水温 T_i が、実測値によく適合する値を選んだ。

酸素消費速度 r については、中村ら¹⁾は 1.8%/day で毎年一定値を用いている。本研究においては自由表面を通じての熱フラックスを算定する点に主眼をおき、中層及び底層の温度・溶存酸素分布については、中村ら¹⁾の三層モデルをそのまま用いている。従って、 r に関しては 1.8%/d を基本的に毎年用いることとする。

尚、循環期における溶存酸素モデルの修正において、表層(層厚 5 m)における純酸素消費速度 r_s は、中・底層(層厚 8 m)における酸素消費量と表層で生産される酸素量がつりあう値として -2.88%/day を用いた。

5.2 数値計算結果

数値計算は 1976 年から 84 年の 9 ケ年について、毎年水温がほぼ一様な 3 月の実測値(温度分布及び底層の溶存酸素)を初期値として与えて行った。その計算結果を Fig. 8 に示す。

数値計算結果を見れば、水質の回復する秋においてややずれはあるものの、温度成層の発達と貧酸素化の進行が概ね良く再現されている。1976 年のように強度の貧酸素化が生じた年においても、また逆に 1983 年の様にほとんど貧酸素化が進行しなかった年においても良く実測値が再現されている。

特に、各年とも、8 月上旬までの温度分布及び底層の溶存酸素の計算値は、実測値をよく再現している。しかしながら、1971, 77, 80, 81, 82 年の結果については、8 月上旬頃より底層水温 T_b の実測値に上昇がみられず、本モデルによる計算結果と差を生じており、同時に溶存酸素の結果も一致はよくない。この時期の実測の水温分布を詳細にみると、 T_i 及び T_s は低下し始めており、中層における温度差($T_i - T_b$)が本モデルで過小評価されていることがわかる。本モデルでは、温度差が減少すれば鉛直拡散係数が増加する為に、溶存酸素の鉛直拡散フラックスが増加し、底層水の貧酸素化が急速に解消される。一方、実測された酸素濃度の回復の速さはかなり遅い。以上を考えると、水温及び溶存酸素の不一致の原因としては、この期間の鉛直拡散係数が過大に評価されていることが挙げられる。

大阪湾湾奥では、本モデルにおいては、中層には塩分勾配はないと仮定して K_z の定式化²⁾を行っている。これは、成層期にはよい近似であるが、冷却の始まる 8 月上旬頃以降では、中層の密度分布に塩分分布の影響が効いてくるものと考えられる。厳密に安定度を決定するためには、塩分分布を知る必要があるが、そのためには別に塩分収支式が必要である。ここでは

そのかわりに、一様水温となるまでの期間について、底層水温を再現するように一定の拡散係数を与えた。1976, 77, 80, 81, 82 年における修正計算の結果を Fig. 8 の破線で示す。その他の年については、温度分布はほぼ再現されているため、この修正計算を行わなかった。修正計算の結果、底層水温のみならず底層の溶存酸素をもよく再現することができた。特に、77, 82 年については、循環期に一度溶存酸素が回復して、再び貧酸素化している様子がよく再現されている。

Fig. 9 に、1976 年及び 83 年における、自由表面での熱フラックスを示す。有効輻射熱及び顕熱輸送量に関しては絶対量がわずかで、年間を通じて全体量に大きな影響を与えない。全熱量中に大きな割合を示すのは、日射量及び潜熱輸送量である。特に加熱期においては日射量、冷却期においては潜熱輸送量の影響が支配的因子となることがわかる。

中・底層における酸素消費速度 r は、1984 年の 1.5%/day 以外すべて 1.8%/day で、同じ値を用いることができた。城³⁾が大阪湾の補償水深における現場実験から求めた酸素消費速度が約 2.0%/day であることから、これらの値は非常に近い。

5.3 考 察

まず、余り貧酸素化しなかった 1983 年について、他の年との熱収支の違いを考える。Fig. 8 の表層水温および Fig. 9 の全熱交換量に注目しよう。この年は表層水温の変動が大きく、水温上昇期の途中で、非常に大きな冷却作用を幾度も受けている。その結果、表層は中間層の水温まで冷却され、中間層における温度成層の発達が妨げられている。特に 7 月上旬における冷却は大きな影響を与えており、その後の中間層の水温差は、1~2°C 程度で維持されている。そのために、底層への溶存酸素フラックスは減少せず、他の年においては 8 月上旬が最も貧酸素化するのに対して、逆にその時期にはかなり回復している。

これらの事より、加熱期途中において大きな冷却作用がなく、安定に熱量が供給され強い温度成層が形成される事が、底層水を貧酸素化させる条件であると考えられる。

次に、熱交換に対して各気象因子の及ぼす効果を考える。ここでは、熱交換量を求めるために必要な五つの各気象因子のうち、直接熱量が求められる日射量を除く、気温、水蒸気圧、風速及び雲度の四つの因子及び表面水温をとりあげ、第一に、各因子の変動が全体の熱収支にどれだけ敏感に反映するのか、第二に、陸上値から海上値を補正する場合の影響の程度を明らか

Table 1 Monthly averaged meteorological parameters over nine years (1976-1984). Data were applied for the sensitivity analyses.

MONTH	T_a (°C)	T_s (°C)	e_a (mb)	u (m/s)	C (-)	I_n (ly/d)
1	5.2	10.3	5.3	3.7	0.54	182
2	5.5	7.9	5.4	3.7	0.59	229
3	8.8	9.9	7.8	3.4	0.63	286
4	14.5	12.5	10.2	3.5	0.65	358
5	19.4	17.8	13.9	3.3	0.63	424
6	23.3	20.5	19.5	3.1	0.79	364
7	26.9	24.3	24.7	3.1	0.71	397
8	28.2	37.8	25.7	3.3	0.67	383
9	23.9	27.2	20.4	3.2	0.7	297
10	18.5	23.9	13.9	3.1	0.56	259
11	13.2	19.3	10	3	0.58	184
12	8.1	14.7	6.8	3.2	0.5	163

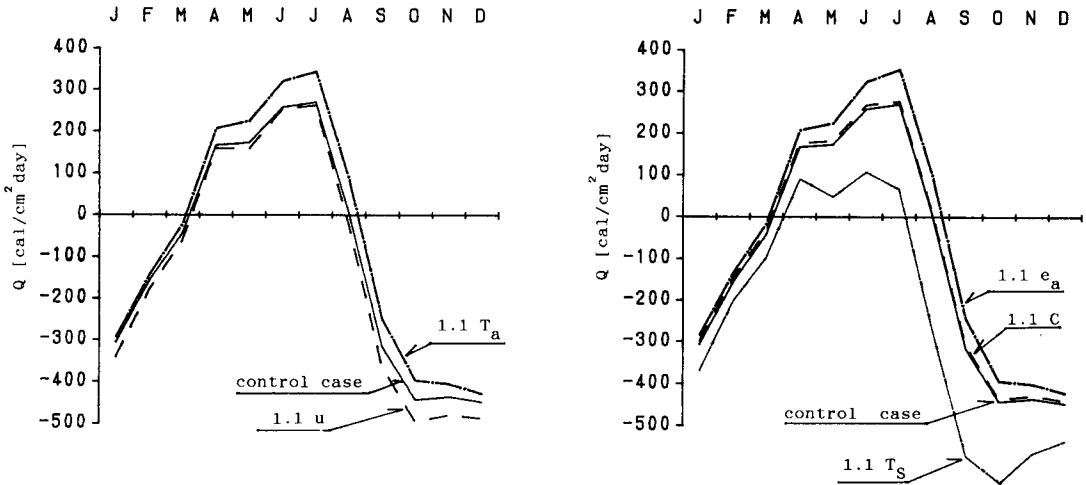


Fig. 10 Results of sensitivity analyses of each meteorological parameters of air temperature, vapor pressure, wind velocity, cloud cover and surface water temperature. Effects of 10% increase of each parameter on the total heat flux were examined by comparing with the control case.

にするために、以下のような方法で気象データの感度解析をおこなった。

まず、感度計算の基礎データであるが、日射量、気温、水蒸気圧、風速及び雲度の気象因子については1976年から84年までの9年間にわたる気象月報値¹⁵⁾から各月毎の平均値を求めた。次に、表面水温については、1972年以降毎月一回ないし二回測定された浅海定線観測値¹⁷⁾のうち、湾奥の観測点 Stn. 13, 17, 18 (Fig. 1 参照)における9年間の表面水温の平均値を各月毎に求め、以上を熱量の算定に必要な気象因子の代表値とした。用いた値を項目毎に Table 1 に示す。

次に、Table 1 に与えた各因子それぞれに1割増しの誤差を与え、熱収支の算定式を用いて、全熱収支に与える影響を調べた。各因子毎に誤差を与えた結果を、まったく与えない場合と一日当りの全熱交換量によって比較したのが Fig. 10 である。

Fig. 10 に示す結果から、まず、気温、水蒸気圧、風速及び雲度の気象因子についてみると、気温、水蒸気圧の増加に対して全熱交換量は増加傾向を示し、風速、

表面水温の増加に対しては減少傾向を示すことがわかる。それらのうち、特に気温及び水蒸気圧の感度が大きく、雲度の誤差は大きな影響を及ぼさない事がわかる。

実際に1割の値の変動を取りうるかどうか、その確からしさは各因子によって異なる。Fig. 10 を見ると夏期における気温の感度がよい事がわかるが、例えば、月平均値として25°Cの1割つまり2.5°Cの変動は、陸上気温と海上気温の差を考慮しても起こりうる上限と考えるべきであろう。(19)における補正係数0.89は、表層水温との差で与えられていることに注意すべきである。一方、風速、水蒸気圧及び雲度については、海上における変動のみならず、陸上値から海上値を補正する際に誤差として現れる可能性は高いものと考えられる。そのうち、雲度については一年を通じてその感度は低いので、風速及び水蒸気圧について考える。まず、風速についてみてみると、Fig. 10 の結果から、秋及び冬季については感度が大きいことがわかる。計算において、蒸発速度は風速に比例した式(6)で与えている事

に注意すべきである。つまり、この感度の良さは、全熱収支に対して潜熱による輸送の寄与が秋以降支配的であるという事実を反映している (Fig. 9)。以上から、風速に対する海上値の補正 (陸上値の 1.3 倍) の影響はかなり大きいことがわかる。また、水蒸気圧はほぼ一年を通じて敏感であり、風速と併せて、海上における値の精度良い推定が重要であることがわかる。今後は、可能な限り海上における観測を強化する必要がある。

最後に、表面水温に関しては、この方法による感度からみる限り、全熱収支に対してかなり大きい変動を生じさせる。しかしながら、Fig. 10 に示した感度計算の結果は、例えば表面水温を過大評価した場合には、水温をすみやかに低下させるフィードバック作用を生じる事を示している、と考えられる。水温がこのように敏感な因子であるので、数値計算中の表層水温の算定において誤差の蓄積を防ぐ効果を持つものと考えられる。

6. 結 論

内湾における貧酸素化に関する中村らりの三層モデルを、自由表面における熱交換量を考慮できるように、改良した。改良したモデルによって、成層期のみならず、循環期の水温及び溶存酸素の分布を記述できるようになった。モデルによる計算結果は、両者の季節変動をよく再現した。その結果、貧酸素化の各年毎の進行度の差が海面での熱交換量の差で説明でき、温度成層の発達が貧酸素化の直接の原因であると言う従来の推定が確かめられた。さらに、熱収支に及ぼす気象因子の感度を調べ、水蒸気圧及び風速の感度が高いことが分かった。

参 考 文 献

- 1) 中村由行・西村鑑：沿岸域における貧酸素水塊の形成機構、第 35 回海岸工学講演会論文集 pp. 802-806, 1988.
- 2) Officer, C.B., R.B. Biggs, J.L. Taft, L.E. Cronin, M.A. Tyler and W.R. Boynton: Chesapeake Bay anoxia: Origin, development and significance, Science, vol. 223, pp. 22-27, 1984.
- 3) Seki, H., T. Tsuji and A. Hattori: Effect of zooplankton grazing on the formation of the anoxic layer of Tokyo Bay, Estuar. Coast. Mar. Sci., vol. 2, pp. 145-151, 1974.
- 4) 佐々木克之・佐藤善徳・杉浦健三・松川康夫：渥美湾の貧酸素水塊の形成機構，東海水研報，No. 89, pp. 43-55, 1977.
- 5) Ochi, T. and H. Takeoka: The anoxic water mass in Hiuchi-Nada. Part 1. Distribution of the anoxic water mass, J. Oceanogr. Soc. Japan, vol. 42, pp. 1-11, 1986.
- 6) 熊谷幹郎・西村鑑：大阪湾における貧酸素水塊形成のシミュレーション，海洋科学，Vol. 108, pp. 791-795, 1978
- 7) 中村由行・熊谷幹郎・西村鑑：大阪湾の貧酸素水塊形成のシミュレーション，国立公害研究調査報告，第 18 号 (B-18-81)，pp. 173-197, 1981.
- 8) 城久：大阪湾における富栄養化の構造と富栄養化が漁業生産に及ぼす影響について，大阪府水産試験場研究報告，Vol. 7, pp. 1-174, 1986.
- 9) Nishimura, H., Y. Nakamura and H. Joh: A mechanism of coastal bay anoxia; submitted to Limnology and Oceanography, 1988.
- 10) 村上真裕美・大西行雄・原島省・國司秀明：瀬戸内海における水温、塩分分布のシミュレーション，沿岸海洋研究ノート，vol. 15, No. 2, pp. 130-137, 1978.
- 11) Jaquet, J.: Simulation of the thermal regime of rivers, In: Mathematical modeling of water quality: Streams, lakes and reservoirs, Ed. by G.T. Orlob, J. Wiley & Sons, pp. 150-175, 1983.
- 12) Swinbank, W.C.: Long-wave radiation from clear skies, Quart. J. Roy. Met. Soc., vol. 89, pp. 339-348, 1963.
- 13) Fritz, J.J., D.D. Meredith and A.C. Middleton: Non-steady state bulk temperature determination for stabilization ponds, Water Research, vol. 14, pp. 413-410, 1979.
- 14) 菱田耕造・西山勝暢：海面における熱交換量の計算図表について，海と空，vol. 45, pp. 1-10, 1969.
- 15) 気象月報：日本気象協会，1976-1984.
- 16) 石崎廣・齊藤実：瀬戸内海における蒸発量について，沿岸海洋研究ノート，vol. 16, pp. 11-20, 1978.
- 17) 大阪府水産試験場事業報告，1976-1984.
- 18) Parsons, T.R., M. Takahashi and B. Hargrave: Biological oceanographic processes. 2nd Ed., Pergamon Press, 1977.
- 19) Nishimura, H. and Y. Nakamura: A new method of estimating vertical diffusion coefficient, Continental Shelf Res., vol. 7, pp. 1245-1256, 1987.