

沿岸域における貧酸素水塊の形成機構

中 村 由 行*・西 村 肇**

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。有機物生産性が高く、かつ閉鎖性の強い黒海において、古くから貧酸素化が大規模に生じることが知られていたが¹⁾、わが国においても、東京湾・三河湾・大阪湾・ひうち灘などの閉鎖性の強い沿岸域や、湯の湖・木崎湖などの富栄養化した湖沼および貯水池において、貧酸素水塊の形成が報告されている^{2)~7)}。貧酸素化は、水塊の安定度が増す夏期においてことに顕著であり、漁業に対して、或は水質管理上重要な問題になっている。水塊が貧酸素化或は無酸素化すると、貝類及び甲殻類等の底生生物に酸素の欠乏による直接の被害が出るだけでなく、様々な二次的現象が生じ、生態系に重大な影響が及ぶ。例えば無酸素化した海域では硫酸還元によって硫化物が生成され、淡水域ではメタン生成が起こり、共に水質が悪化することが知られている。さらに、貧酸素の条件下では底質からリンが溶出し、水域の栄養レベルを高めるという生態学上重要な問題を生じる。また、これらの貧酸素化した底層水は、風向きなどの気象条件によっては湧昇して海面及び湖面に達し、回遊性のある魚類にも被害を与えていることが知られている。諏訪湖におけるすす水や、東京湾における青潮は、この一例である。

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的影響及び、成層の発達により水塊が安定化するという物理的影響の二点があげられている。確かに、貧酸素化する水域は、一般に富栄養化した、高い有機物生産量ひいては高い酸素消費量を有する水域であり、さらに密度成層の発達しやすい閉鎖性の強い水域である。従って、富栄養化した水域である事及び密度成層が発達しやすい事は、沿岸域の貧酸素化が進行するための必要条件であると考えられる。では、これら二つの要素は、どちらが支配的な因子であるのか、貧酸素化の程度が季節的或いは経年的に変化するのとは主としてどちらの原因によるもの

か、といった問いに答え得る研究は未だないように思われる。本研究は、閉鎖性の強い大阪湾を例に、特に密度成層の発達が貧酸素化に及ぼす影響を解析し、沿岸域における貧酸素水塊形成の機構を解明することを目的とする。

2. 大阪湾における貧酸素水塊の観測

大阪湾奥部においては、夏期、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。大阪府水産試験場は、1972 年以降、浅海定線観測により、毎月一度以上の頻度で溶存酸素濃度の空間的分布を調査している。図-1 にその観測点を示す。

大阪湾の恒流は、時計回りの還流を成していることが知られているが^{8),9)}、熊谷・西村⁸⁾は流量の収支から、また上嶋ら¹⁰⁾は現場観測から湾奥には別の還流系が存在することを示している。このことは、大阪湾奥部の強い閉鎖性を示唆する。一方、明石海峡及び友が島水道付近では、強い潮流と海水交換のために貧酸素化しないことが知られている。

湾奥に貧酸素水塊が形成されることは、水域の閉鎖性と共に、淀川等からの BOD 或は栄養塩類の負荷を反映しているものと考えられている。城¹¹⁾は、大阪湾に流入

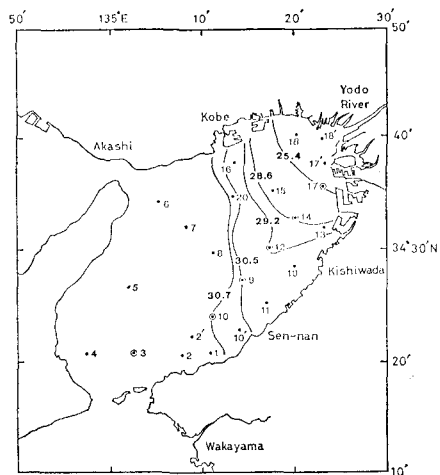


図-1 調査定点と塩分の分布 (1977 年 7 月)

* 正会員 工修 長岡技術科学大学助手 工学部建設系

** 正会員 工博 東京大学教授 工学部化学工学科

する BOD, 窒素およびリンの負荷量が, 1982 年にはそれぞれ 569 ton/day, 231 ton/day, 16.8 ton/day であったと推定している。城¹⁾はまた, 1955 年以降の大阪府における排出汚濁負荷量を推定している。彼によると, 下水道の整備を反映して, 73 年を境に BOD およびリンの負荷量は漸減している。しかしながら, 窒素の負荷はむしろ微増していることが示されている。

1972 年以降続けられてきた観測の内, 76 及び 77 年には, 5 日から 10 日おきの密な観測が実施された。そこで, 主に 76 年の観測結果を基に, 貧酸素水塊の特徴を記述する。

図-2 は, 76 年に観測された底層水の溶存酸素濃度の分布を示す。この年では, 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 月上旬までに貧酸素化が進行し, 飽和溶存酸素濃度が 10% 以下となる領域の面積は 300 km² を超えた。その後, 8 月下旬まではほぼ同程度の規模で広がっていたが, 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還流の影響であると考えられる。また, 同じ年の溶存酸素濃度の分布を, 図-1 における○印の定点を結んだ線で切った鉛直断面で見たのが図-3 である。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, 及び, 飽和濃度 100% の位置は 5~8 m とほぼ一定であることがわかる。

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図-4 である。これは, 湾奥部 Stn. 18 における 77 年 7 月の観測結果である。この地点は淀川の流入の影響で表層水は低かんであり, ほぼ 5 m 水深まで塩分成層が発達している。表層と底層の密度差は主にこの塩分差で決っているが, 10 m 以深に温度躍層があり, この層で酸素濃度が急減していることが注目される。従って, 塩分成層よりもむしろ温度躍層の存在が貧酸素化に直接の寄与をしていることが示唆される。

底層における溶存酸素濃度が水温の鉛直構造に支配されていることは, 図-5 にも示されている。図は, 72 年以降, 各年 8 月における底層の溶存酸素濃度を表層・底層間の温度差および密度 (σ_t) 差と比較したものである。但し, データは東部海域の 13 点で平均されたものを用いた。明らかに温度差の方が相関がよいことが分かる。

同様の温度差との比較を時系列で示したのが図-6 の下段であり, これは 76 年の結果を示す。図には, 各気象条件と共に, 底層における溶存酸素濃度が 30% 以下及び 10% 以下であるような水塊の水平投影面積が示されている。図から明らかなように, 貧酸素水塊および温度成層の発達した時期が良く一致していることが分かる。

以上から, 温度成層の形成が貧酸素化を促進していることが推定できる。このことをより明確にみるために, 底層における溶存酸素濃度と表層・底層間の温度差の相関を調べた。76 年における, 湾奥の 3 定点 Stn. 13, 17, 18 の平均値をプロットしたのが, 図-7 である。5 月以降から 9 月上旬まで, 両者の相関は大変よいことが分かる。さらに注意してみると, 図-7 において, 変化の道筋は反時計回りであることが分かる。つまり, 温度差

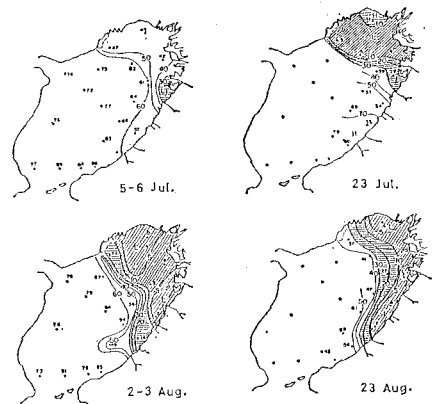


図-2 1976 年における貧酸素水塊の水平分布 (数字は, DO % 濃度, 図 3 も同様)

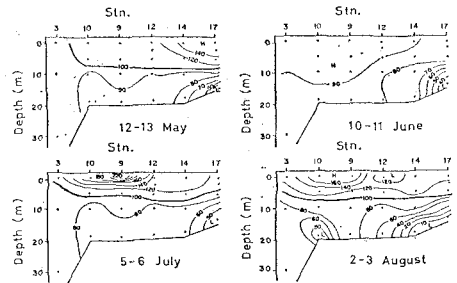


図-3 1976 年における溶存酸素濃度の鉛直断面内の分布

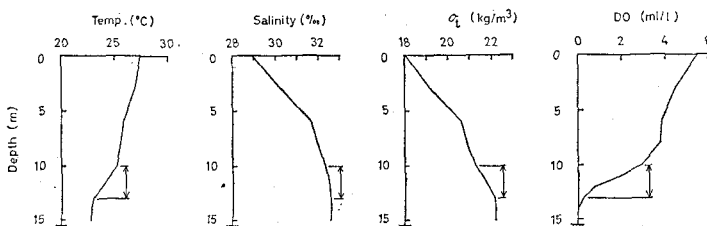


図-4 1977 年 7 月における水温, 塩分, σ_t および溶存酸素濃度の鉛直分布

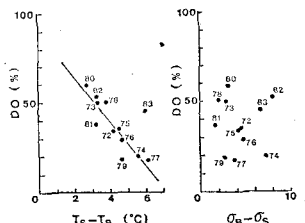


図-5 8 月における底層の DO と表底水温差及び密度差との相関 (数字は年)

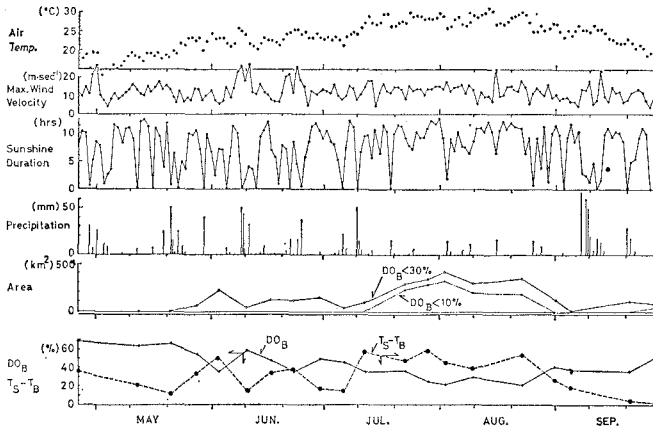


図-6 1976年における貧酸素水塊の消長と気象条件の変化

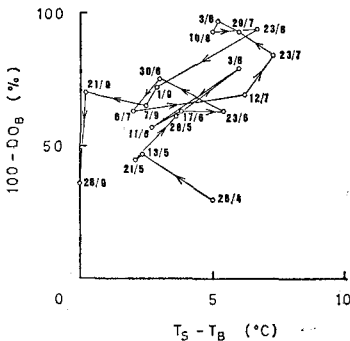


図-7 底層水溶存酸素濃度と表底水温差との相関(1976年)

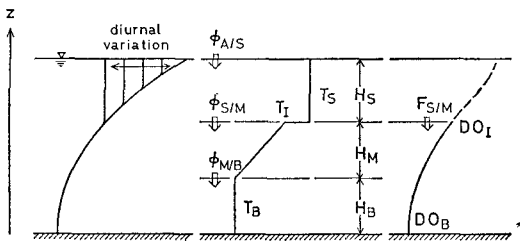


図-8 モデルの水平構造

の変化が、溶存酸素の変化に先行していることに気付く、従って、温度成層の発達鉛直混合を抑制し、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いるものと考えられる。

3. 水温および溶存酸素モデル

大阪湾における観測結果から、貧酸素水塊の規模を表現するためには、水塊の溶存酸素収支のほか熱収支をも記述できるモデルが必要であることがわかる。そこで、両者を記述できる鉛直次元簡易数値モデルを作成した。図-8に、モデルの鉛直構造を示す。モデルは三層からなり、中層は温度躍層である。表層では現実には

日周期の温度変動を示すが、モデル化にあたっては日平均値が記述できればよいと考え、図に示すような様な温度分布を仮定した。従って、表・中層間には温度の jump が有り得るが、これは温度躍層がこの位置にあることを意味するものではない。モデルでは、中層が温度躍層である。また、底層には一様な温度を仮定した。一方、溶存酸素に関しては、中・底層を一括して扱い、図に示すよう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を持つことを考慮したためである。但し、現実には底質の酸素消費があるが、簡単のために、モデルに

おいては酸素の消費はすべて bulk の水中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。

以上により、各層における熱及び中・底層の溶存酸素についての保存式は次のようになる。

$$H_s \frac{dT_s}{dt} = (Q_r + Q_o - Q_e) / C_p \rho - k_{SM} (T_s - T_I) \quad \dots (1)$$

$$H_M / 2 \frac{d(T_I + T_B)}{dt} = k_{SM} (T_s - T_I) - K_z / H_M (T_I - T_B) \quad \dots (2)$$

$$H_B \frac{dT_B}{dt} = K_z / H_M (T_I - T_B) \quad \dots (3)$$

$$\frac{d}{dt} \int_0^{H_M+H_B} DO(z, t) dz = F_{SM} - \int_0^{H_M+H_B} r dz \quad \dots (4)$$

ここで、 Q_r 、 Q_o および Q_e はそれぞれ放射・伝導による大気からの熱フラックスおよび蒸発による熱損失を示す。また、 k_{SM} は表・中層間の熱移動係数を、 K_z は中層における拡散係数を示し、 F_{SM} は表・中層間の溶存酸素フラックスを示す。さらに、 C_p は比熱を、 ρ は密度を示し、 DO は溶存酸素濃度を表す。

前述したように、中・底層の溶存酸素については以下のような分布を仮定する。

$$DO(z, t) = DO_I - A(t) \{ (H_M + H_B)^2 - z^2 \} \quad \dots (5)$$

ここで、 $A(t)$ は定常状態においては $r/2K_z$ に一致する変数である。

$$F_{SM} = K_z \frac{\partial DO}{\partial z} \Big|_{z=H_M+H_B} \quad \dots (6)$$

であることに注意して式(5)を用いると、(4)式は、

$$\frac{2}{3} (H_M + H_B) \frac{dDO_B}{dt} = \frac{2K_z(t)}{H_M + H_B} (DO_I - DO_B) - (H_M + H_B)r \quad \dots (7)$$

のように書ける。但し、観測結果から DO_I の値は一定値を取るものと仮定した。また、酸素消費速度 r は中・底層で同じ値を取るものと考えた。

大気と表層間の熱交換を示す Q_r 、 Q_o 、 Q_e については

多くの研究例があるが、ここでは (2) 式を解く代わりに、 T_A を日平均気温として、

$$T_S = T_A \quad \text{when } T_I < T_A \quad \dots\dots\dots (8)$$

$$T_S = T_I,$$

$$\phi_{AS} = Q_r + Q_0 - Q_e = C_p \rho k_{AS} (T_A - T_S) \quad \text{when } T_I > T_A \quad \dots\dots\dots (9)$$

とした。ここで k_{AS} は大気と表層間の熱交換係数を示す。 Q_r , Q_0 , Q_e に関しては、気象月報¹²⁾の各気象データから、例えば大谷ら¹³⁾の用いた式を使って計算することができる。その結果と上式を用いた結果では特に昇温期において大きな差がなく、簡便さにおいて上式の方がはるかに優ることから、(8) 及び (9) 式を用いることにした。

最後に、拡散係数 K_z に関して Nishimura と Nakamura¹⁴⁾ は、大阪湾の塩分の分布から、 K_z が密度差にほぼ逆相関することを見だしている。このことより、本モデルでは、

$$K_z = \alpha (\partial T / \partial z)^{-1} \quad \dots\dots\dots (10)$$

とした。但し、 α は定数であり、 K_z は、最大値 $K_{z\max}$ を超えないものとする。(10) 式を用いると底層への熱フラックスは一定値を取ることが分かるが、このことは、底層の温度 T_B がほぼ一定の上昇率を持つという観測結果を良く説明する。

4. 数値計算結果と考察

上述のモデルを大阪湾奥部に適用した。対象とした水域は、Stn. 13, 17, 18 の三点であり、塩分成層が卓越した水深及び透明度を考慮して、 H_S , H_M , H_B はそれぞれ 5, 4, 4 m とした。また、観測結果を参考に DO_I は 100% とした。

データの良く揃った 76 年以降について、上述の三定点における、各年 4 月の観測日における測定値の平均値を初期条件に与え、基礎式を数値積分して計算を行った。

熱収支に関する各パラメータのうち、秋の冷却期における水温分布から、 k_{AS} を 0.6 m/day と決めた。 α は 0.38 から 0.45 迄値を変化させて、各年の底層の温度 T_B を良く再現できる値を求めた。さらに、 k_{SM} については、 T_I の観測値を良く適合する様に値を決めた。

底層水における酸素消費速度に関してはいくつかの実測値があるが、それらは互いにばらつきが大きい。従って、76 年について計算を行い、0.5~3.5%/day まで値を変えて、もっとも良く観測結果を説明する値を求めた。その結果を図-9 に示す。図から明らかな様に、1.8%/day という値が得られた。この値は、城¹¹⁾が大阪湾の補償深度における現場実験から求めた値 1.9%/day に極めて近い。本モデルでは、この値を各年にわたって一定と

して用いた。

計算結果の一例を図-10 に示す。図では、各年における T_I , T_S および底層における溶存酸素濃度の計算値が、実測値と比較されている。また、同じ図には、日平均気温 T_A が実線で示され、表層の観測値 T_S と比較されている。計算結果を見ると、9 月の水質回復期にはややずれがあるものの、貧酸素化の進行が各年とも概ね良く再現できているものと考えられる。ことに、81 年に代表される強度に貧酸素化が進行した年においても、83 年のように貧酸素化がほとんど進行しなかった年においても良く観測結果が再現されている。

本モデルでは、日平均気温 T_A が唯一の入力変数であり、溶存酸素濃度の季節変動及び各年毎の貧酸素化の程度の差は、すべて T_A によって生じることに注意すべき

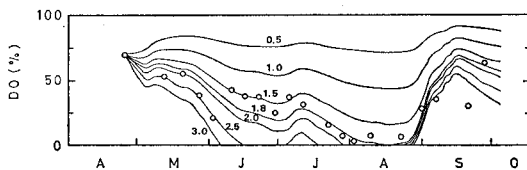


図-9 酸素消費速度の感度解析 (数字は酸素消費速度, %/day)

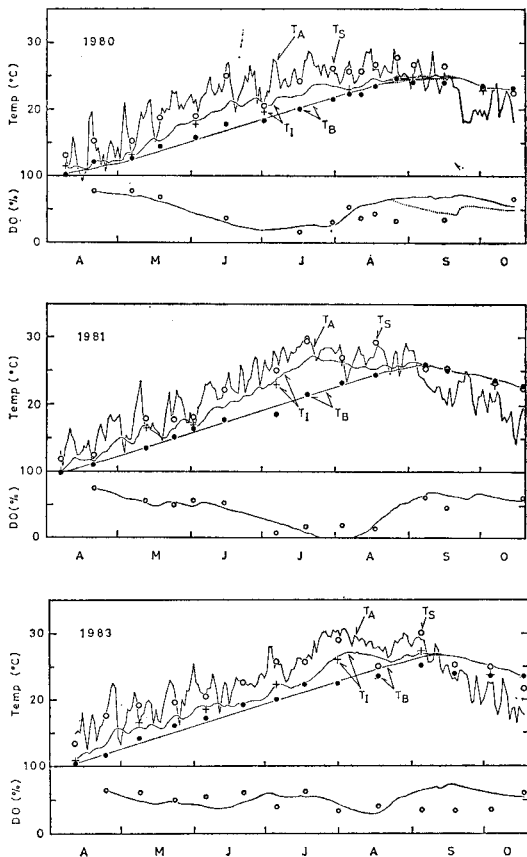


図-10 数値計算結果

である。前述したように、夏期において貧酸素化が進行する原因については、成層の発達によって水塊が安定化し、混合が抑えられるという物理的影響と、底層水において呼吸及び分解作用の活発化により酸素消費量が増加するという生物的影響の二点があげられている。しかしながら、本モデルでは、酸素消費速度 r が一定値をとるものと仮定しているため、成層の強度が貧酸素化におよぼす影響のみが抽出されている。従って、各年における貧酸素化の進行度の差は、水塊の熱収支に起因した温度成層の強度の差によって説明されるものと結論できる。

5. 結 論

過去7年間にわたる大阪湾の観測結果を解析することにより、中・底層における温度躍層の発達が溶存酸素の鉛直拡散フラックスを減少させ、貧酸素水塊を形成させる原因になっていることが示唆された。この点を確かめるため、水温及び溶存酸素の分布を記述できる鉛直一次元モデルを開発した。本モデルにおいて、鉛直拡散係数が温度勾配に逆比例すると仮定されている。大阪湾奥部における観測値をモデルによる計算値と比較したところ、良好な一致を得た。各年における底層における溶存酸素濃度の変動は、モデルにおける唯一の入力変数である日平均気温の値の変動によって説明された。従って、貧酸素水塊の強度の差は、熱収支に起因した温度躍層の強さの違いによって説明されることが示された。

謝 辞： 大阪府水産試験場の城久氏には、貴重なデータを提供していただいた。また、本研究の一部は文部省科学研究費補助金 No. 62750490 により行われた。ここに記して謝意を表す。

参 考 文 献

- 1) 海洋生化学, 東海大学出版会, 1972.
- 2) 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.
- 3) 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, 第89号, pp. 43~55, 1977.
- 4) 城久・矢持進・安部恒之: 大阪湾における貧酸素水塊の発生状況, 大阪府水試研究報告, Vol. 5, pp. 71~84, 1978.
- 5) Ochi, T. and H. Takeoka: The anoxic water mass in Hiuchi-Nada. Part 1. Distribution of the anoxic water mass, J. Oceanogr. Soc. Jap., Vol. 42, pp. 1~11, 1986.
- 6) 高崎みつる・佐藤久・須藤隆一・岡田光正: 湖の溶存酸素収支に関する研究, 土木学会論文報告集, 第340号, pp. 97~105, 1983.
- 7) Matsunaga, K.: The depletion of dissolved oxygen in the hypolimnion of Lake Kizaki from April to July in 1975, Jap. J. Limnol., Vol. 43, pp. 164~172, 1982.
- 8) 熊谷幹郎・西村 肇: 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.
- 9) 大西行雄: 大阪湾の恒流の数値計算, 第26回海岸工学講演会論文集, pp. 514~518, 1979.
- 10) 上嶋英機・湯浅一郎・宝田盛康・橋本英資・山崎宗広・田辺弘道: 大阪湾停滞性水域の流動と水塊構造, 第34回海岸工学講演会論文集, pp. 661~665, 1987.
- 11) 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およぼす影響について, 大阪府水試研究報告, Vol. 7, pp. 1~174, 1986.
- 12) 気象月報, 日本気象協会.
- 13) 大谷守正・八銀 功: 自然湖水の表層混合層における熱対流と風によるシアア, 第27回水理講演会論文集, pp. 171~177, 1983.
- 14) Nishimura, H. and Y. Nakamura: A new method of estimating vertical diffusion coefficient, Continental Shelf Res., Vol. 7, pp. 1245~1256, 1987.