

大阪湾東部沿岸域における貧酸素水塊について

中 嶋 昌 紀

Oxygen-Deficient Water Mass in the Eastern Coastal Part of Osaka Bay

Masaki Nakajima

大阪湾は瀬戸内海の東端に位置し、明石海峡で播磨灘と、紀淡海峡で紀伊水道と通じる半閉鎖的な内湾である。湾内は水深が大きく潮流の卓越する西部海域と水深が小さく海水の停滞性の強い東部海域に分けることができる。東部海域の最奥部には淀川をはじめとする大河川が集中し、大都市を通ることによって陸域から栄養塩の排出を受けた河川水が連続的に流入している。湾の富栄養化が進んだ結果、東部海域では赤潮が頻発し、密度成層の発達する夏季には底層水がしばしば貧酸素化することが特徴的である。貧酸素水塊は沿岸部から発達し、より強く広域なものになると東部海域全体に広がることもある。

大阪湾の海岸線付近の浅海域は多数の埋め立てが行われた結果、特に湾奥や東部海域において水深10m以浅の浅海域の大部分を失ったが、海岸線付近の海域は魚介類の幼稚仔の生育場として非常に重要な場所であり、埋め立ての進んだ現在でも種苗の放流場所としても用いられている。しかしながら夏季に発生する貧酸素水塊は天然魚の生育環境の悪化や、種苗の放流適地の喪失などを引き起こすため、貧酸素水塊の変動機構を調べることは重要である。そこで1993年夏季に東部沿岸域（泉大津、貝塚沿岸域）において時間的に詳細な海洋観測を行ったので、その結果について岸沖方向の鉛直2次元ボックスモデルを用いて考察する。

調 査 方 法

調査はTable 1 に示すとおり、1993年6月1日から同8月23日までの間に1~2週間間隔で11回、Fig. 1 に示す大阪湾全域に設けた22点のうち20点 (St.1~20) あるいは13点 (St.2',10,9,12,14,15,16,18,17,13,19,A,1) で行った。調査項目とその方法については、水温・塩分はCTD (株)アレック電子製、AST-1000M) で測定して磁気媒体に記録した。溶存酸素 (以下DOと略記する) は採水後固定して実験室に持ち帰ってからウインクラー窒化ナトリウム変法により測定した。測定層については水温・塩分は表層から底層まで0.5m間隔で、DOは0,5,10,B-5,B-3,B-2,B-1mのうち水深に応じて決定した。なおDOの鉛直分布を測定したのはSt.12,13,14,19で、他の点はB-1mのみ測定した。また各種気象観測データは水産試験場内に設置した気象観測

Table 1 Observation.

	Date	Date
1	1,2 Jun. 1993	7 19 Jul. 1993
2	14 Jun.	8 26 Jul.
3	21 Jun.	9 2,3 Aug.
4	28 Jun.	10 12 Aug.
5	6,7 Jul.	11 23 Aug.
6	12 Jul.	

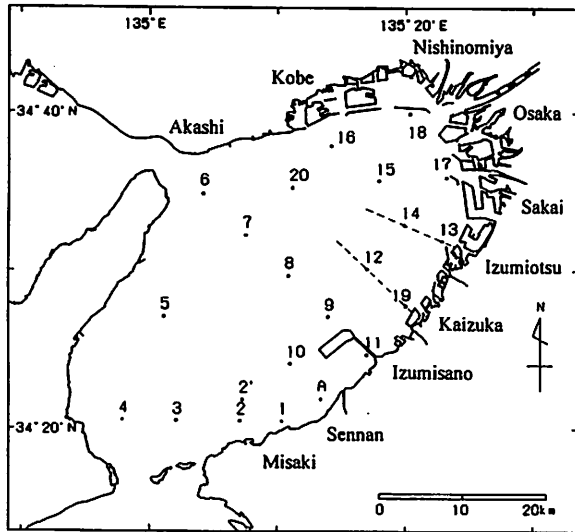


Fig. 1 Observation stations.
The broken lines show the section of box model.

装置によって得られたものを使用した。気象観測装置は年2回、点検、較正を行っている。

調査結果

各観測日における底層水温、塩分、DO飽和度の水平分布をFig. 2 (1), (2), (3)に示す。DO飽和度で40%以下を貧酸素水塊とし、10%以下を無酸素水塊とする。鉛直分布としては大阪湾東部沿岸域のSt. 13, 19の水温、塩分、DO飽和度のイソプレットをFig. 3 (1), (2)に示す。そして期間中の水産試験場の気温、降水量、日平均風速、日射量の変化をFig. 4に示す。

1. 水温、塩分

底層水温の水平分布をみると6月中は東部沿岸に湾内でもっとも冷たい水が存在していたことがわかる。7月になると東部沿岸の底層水温は沖合のそれより高くなった。そして8月末まで概ねその傾向が続いた。底層塩分については常に沿岸部が沖合に比べて低く、その分布の形は水温とほぼ同様だった。いずれの月にしても東部沿岸における水温、塩分の水平勾配は概ね沿岸に平行な方向（沿岸方向という）より岸沖方向が大きく、等値線は沿岸方向に走っていた。

次にイソプレットをみると、水温と塩分の鉛直分布の時間変化はよく似ていて密度のそれも同じようなものと考えられること、またSt.13, St.19の両点で大きな差がなく、両点で明確な位相差もみられないことがわかる。成層は6月中下旬頃最も強くなった。期間中、水深8m位を境にしてそれ以深は水温、塩分ともほぼ均一になっていた。8月上旬には鉛直混合があり成層が破壊されているが、これは7月下旬に台風9304号、9305号、9306号が次々と西日本を通過して日平均風速が大きめの日が続いたために混合されたと推察される。

2. DO飽和度

6月21日に初めてDO飽和度40%以下の貧酸素水塊が淀川河口沿岸から堺沿岸にかけて形成されたが、その後分布の中心は神戸沖に移った。観測期間中に広範囲な貧酸素水塊が形成されることはなく、無酸素水塊も1測点で一回だけしか観測されなかったため、この間の貧酸素化は例年に比べて弱かったといえる。

DO飽和度のイソプレットをみると、上層はほとんど過飽和であるのに対して下層では6月下旬と7月中旬頃に30%台かそれ以下に下がっていること、水温、塩分と同様にSt.13, St.19の両点に位相差はみられないこと、また同じく約水深8m以深でDOの鉛直傾度が小さくなっていったことなどがわかる。

解析

大阪湾は湾奥に大きな淡水の供給があり、湾口で紀伊水道と、さらに紀伊水道は外洋とつながる内湾なので、紀伊水道を含めてエスチュアリーであるといえる。一般的にエスチュアリーで卓越する鉛直循環は上層で流出、下層で流入する流れであり、大阪湾でも湾全体としてみれば湾の長軸に沿ってエスチュアリー循環が卓越していると考えられるが、水温、塩分の水平分布やイソプレットから東部沿岸の水温、塩分場に関する移流拡散過程は沿岸方向より岸沖方向の方が卓越していると考えられる。そこで岸沖方向の移流と鉛直拡散を含む鉛直2次元ボックスモデルを用いて解析を行う。

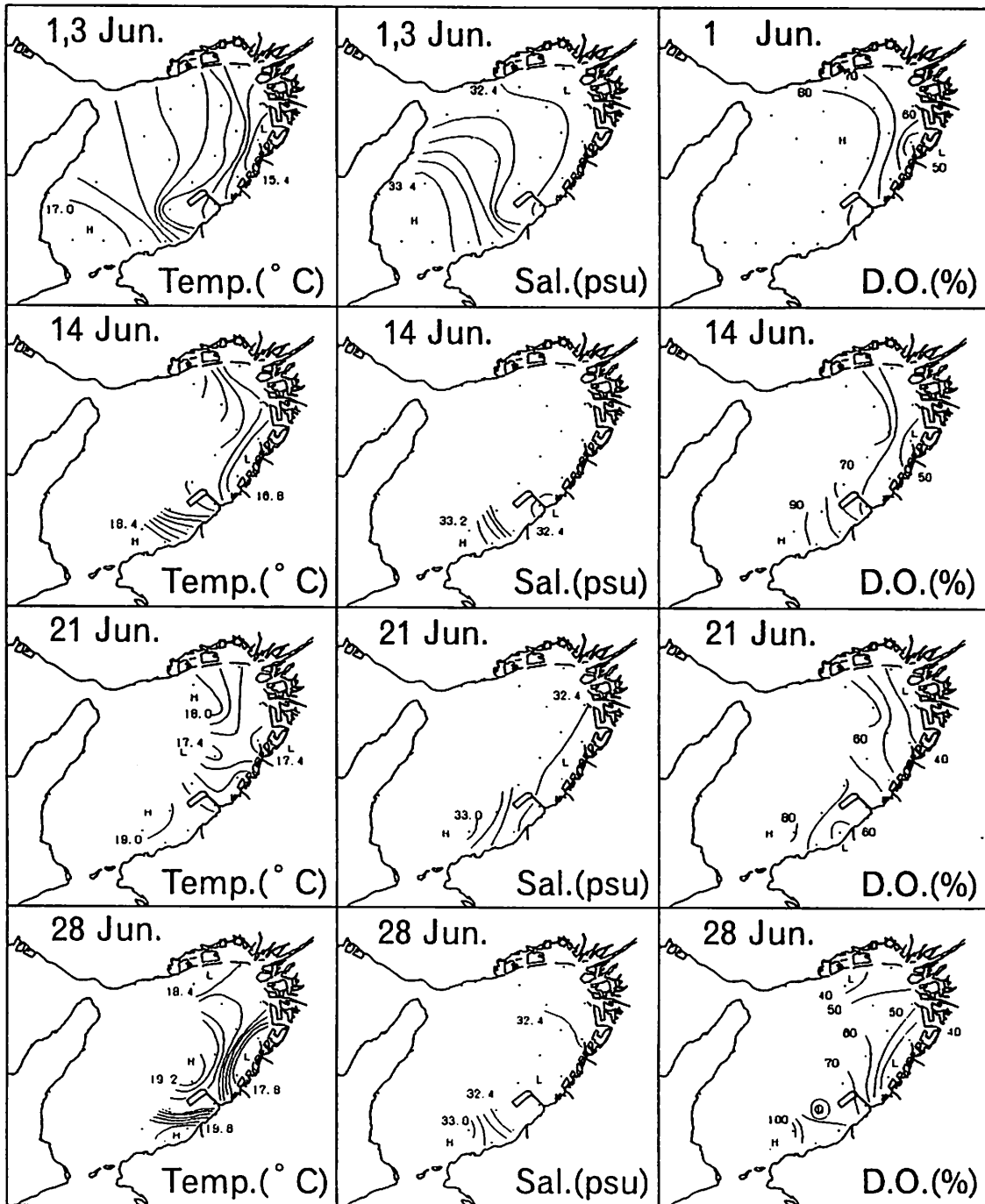


Fig. 2 - (1) Horizontal distributions of the bottom water temperature, salinity and dissolved oxygen.

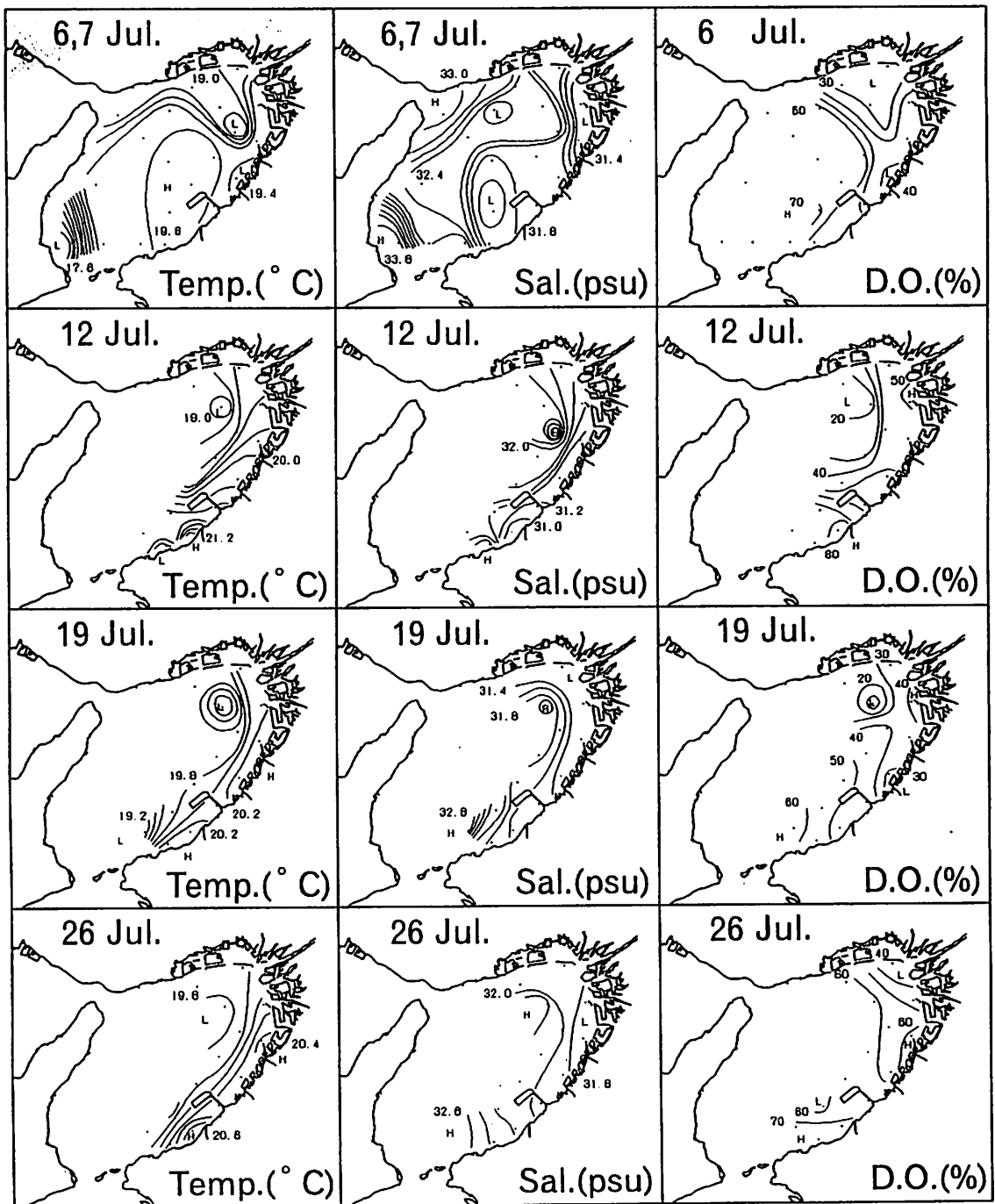


Fig. 2-(2)

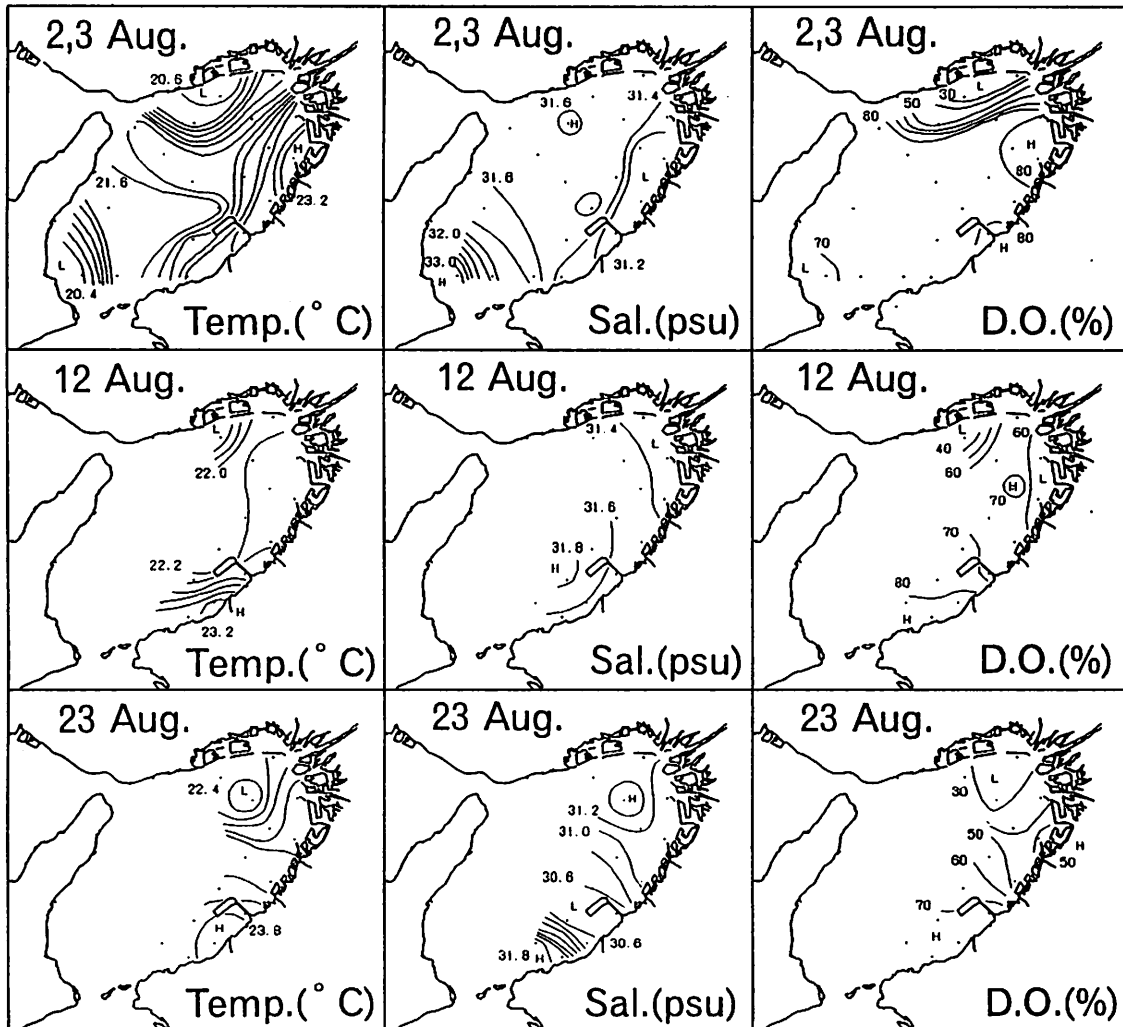


Fig. 2-(3)

1. ボックスモデル

モデルはFig. 5に示すとおり構築した。St.13,19の岸沖方向に2つのボックス(岸側からBOX_{1,2})に分割し、岸側のボックスの水平スケール(L)は3kmとした。またそれぞれのボックスを上下2層に分割し、水温、塩分、DOの鉛直分布を参考にして上層厚(H)は8m、下層厚(H')はSt.13,19の水深を考慮して3m,5mとした。BOX₁の上層には、観測点日でのSt.13,19の0~8mの水温平均値(T₁)を、下層には同じく8.5m~底層の水温平均値(T₁')

を与えた。同様に、BOX₂にはSt.14,12の水温の観測値(T₂, T₂')を与えた。

各ボックスにおける水温の時間変動を支配するパラメータは、海面熱収支(Q_s)、BOX₁~₂間の上層の水平流速(U)、BOX₁~₂間の下層の水平流速(U')、BOXでの上下層間の鉛直流速(W)、BOXでの上下層間の鉛直拡散係数(K)の5個である。モデルの鉛直軸(z)は海面を原点とし、上向きを正、また、水平軸(x)は岸を原点とし、沖向きを正とした。水平拡散項は他の項より小さくな

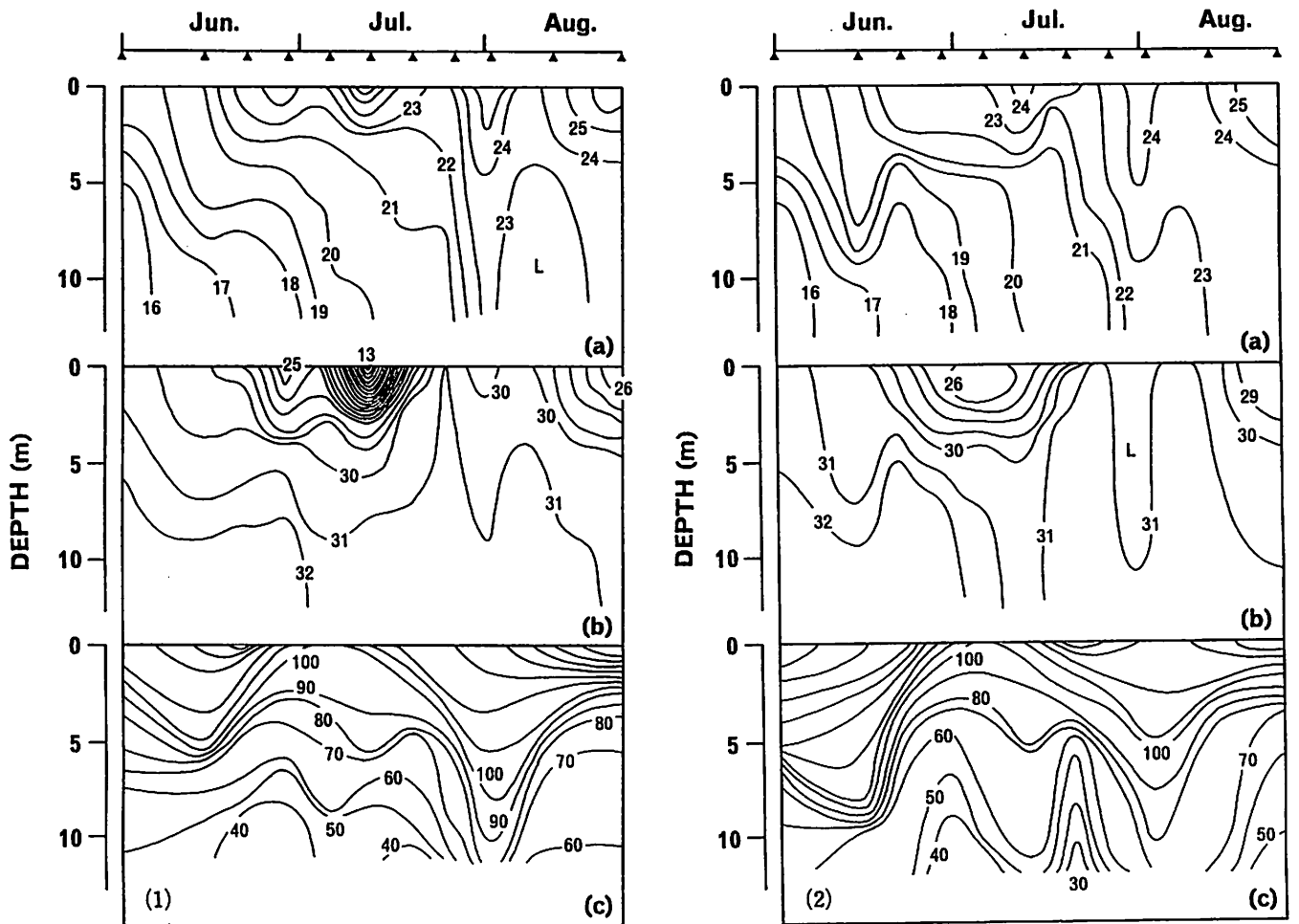


Fig. 3 Isopleth of temperature(a), salinity(b) and dissolved oxygen(c) at Stn.13(1) and Stn.19(2).

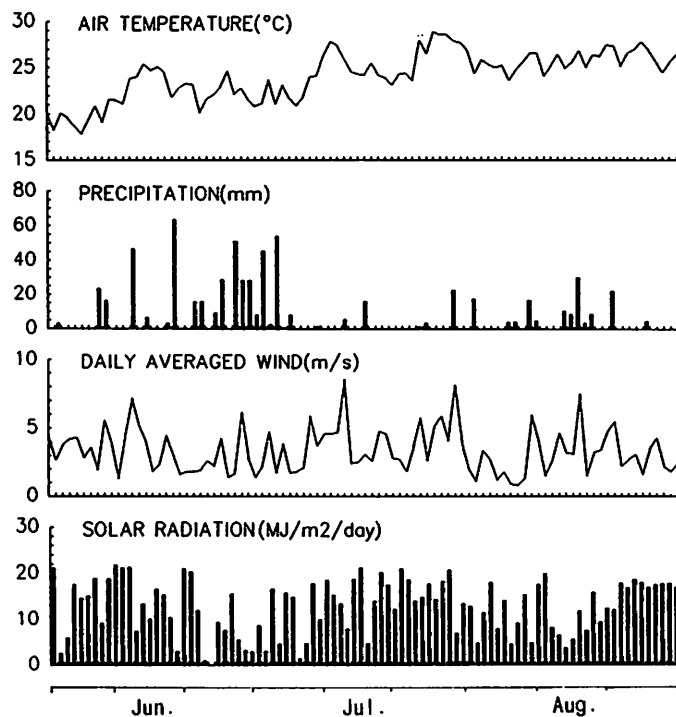


Fig. 4 Temporal variations of air temperature, precipitation, daily averaged wind speed and solar radiation at Osaka Prefectural Fisheries Experimental Station in this study period.

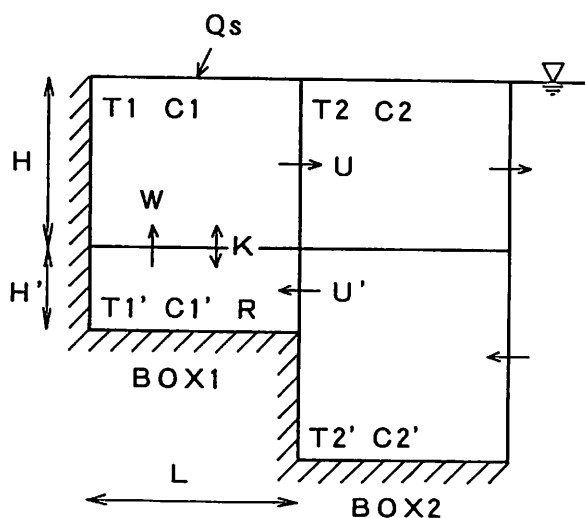


Fig. 5 Two layer box model. Parameter T shows the water temperature, U' the horizontal velocity, W the vertical velocity, K the vertical diffusivity, Qs the heat flux through the sea surface, C the concentration of the dissolved oxygen, R the apparent oxygen consumption rate.

と考えて無視すると、水温場の時間変化を支配する方程式は次のようになる。

観測間隔で平均的に見ると、上下層の流量和は0であると仮定できるので、

$$UH + U'H' = 0 \quad \dots\dots(1)$$

とおける。さらに、連続の条件から、

$$WL = UH \quad \dots\dots(2)$$

が成り立つ。

(1), (2)式の条件を用いると、水温の移流・拡散方程式は、以下のように表すことができる。

$$HL \frac{\partial T_1}{\partial t} = -\frac{H(T_2 - T_1)}{2} U - 2L \frac{(T_1 - T_1')}{(H + H')} K + \frac{Q_s L}{c\rho} \quad \dots\dots(3)$$

$$H'L \frac{\partial T_1'}{\partial t} = \frac{H(T_2' - T_1)}{2} U + 2L \frac{(T_1 - T_1')}{(H + H')} K \quad \dots\dots(4)$$

ここに、 Q_s : 海面熱収支 (cal/cm²/day)

ρ : 海水の密度 (g/cm³)

c : 海水の比熱 (cal/g/°C)

t : 時間 (day)

である。 Q_s は後述するバルク法¹⁾により観測値から求めたものを用いる。

(1)~(4)式に、観測された水温と海面熱収支 (Q_s) を与えることにより未知数である4個の物理パラメータ (U, U', W, K) の観測間隔毎の時系列を得ることができる。

次にDOについての移流拡散方程式を考える。DOは熱と同様に移流・拡散されるほか、底層では呼吸や有機物の分解等の生化学的な酸素の消費過程を考慮しなければならない。貧酸素化が問題となるのは下層なので下層についてのみ考えると、DO濃度の時間変化を支配する方程式系は(5)、(6)式で表される。

($U > 0$) のとき

$$H'L \frac{\partial C_2'}{\partial t} = H(C_2' - C_1')U + 2L \frac{(C_1 - C_1')}{(H + H')} K - RH'L \quad \dots\dots(5)$$

($U < 0$) のとき

$$H'L \frac{\partial C_1'}{\partial t} = H(C_1' - C_1)U + 2L \frac{(C_1 - C_1')}{(H + H')} K - RH'L \quad \dots\dots(6)$$

左辺の項は観測値から得られるボックス下層のDOの時間変化、右辺第1項は移流によるDOの輸送、第2項は鉛直拡散によるDOの輸送、第3項は生化学的なDOの消費を表している。

水温と同様に各ボックスに対して、観測されたDO濃度から上層の濃度 C_1, C_2 、下層の濃度 C_1', C_2' を求め、(5)式あるいは(6)式に前述した計算で得られた2個の物理パラメータ (U, K) と、観測日毎のDO濃度を代入することにより、ボックス下層におけるみかけの酸素消費速度 R の観測間隔毎の時系列を求めることができる。

2. 海面熱収支の算定

海面を通じての熱量輸送 Q_s (cal/cm²/day) をバルク法によって算定する。近年、熱量はwatt (W) で表すことが多いが、ここでは水温の変化に結びつけて考えやすいためcalorie (cal) を用いる。海面における熱収支式は次のように書ける。

$$Q_s = Q_A - Q_B - Q_E - Q_H \quad \dots\dots(7)$$

ここに、 Q_A : 海面が吸収する太陽からの短波放射 (cal/cm²/day)

- Q_B : 海面からの長波放射(cal/cm²/day)
 Q_E : 蒸発による潜熱輸送(cal/cm²/day)
 Q_H : 海水と空気の接触による顕熱輸送
 (cal/cm²/day)

である。 Q_A については次式により求める。

$$Q_A = (1-A) \times Q_T \quad \dots\dots(8)$$

ここに、 Q_T : 水平面日射量(cal/cm²/day)

A : 海面のアルベード

である。海面のアルベード A は瀬戸内海燧灘での推定値¹⁾を参考にして0.05とした。 Q_B についてはBudykoの実験式¹⁾により求める。

$$Q_B = s \sigma T_A^4 (0.39 - 0.058\sqrt{E_A}) \times (1 - pC^3) + 4\sigma T_A^3 (T_w - T_A) \quad \dots\dots(9)$$

ここに、 $T_{A,w}$: 気温、ボックスの海面水温(K)

E_A : 大気水蒸気圧(hPa)

s : 海水放射の黒体放射に対する比

σ : ステファンボルツマン定数

p : 緯度による定数

C : 0~1で表した雲量

である。 s 、 σ 、 p はそれぞれ、0.95¹⁾、0.826×10⁻¹⁰cal/cm²/min/°C¹⁾、0.65¹⁾を用いた。 Q_E については次式により求める。

$$Q_E = 0.622 \rho_A l C_E (E_s - E_A) \times W/P \quad \dots\dots(10)$$

ここに、 C_E : 潜熱輸送係数

P : 大気圧(hPa)

W : 日平均風速(cm/sec)

E_s : 海面上の空気が飽和しているとして海面水温から求めたボックスの海面蒸気圧(hPa)

ρ_A : 空気の密度(g/cm³)

l : 蒸発による潜熱

である。 C_H は1.1×10⁻³、 ρ_A は1.25×10⁻³g/cm³、 l は586cal/gをもちいた。水産試験場での風と海上風がどのくらい違うかは不明であるが、水産試験場がほとんど海岸線近くにあることから観測値をそのまま用いた。 Q_H については次式により求める。

$$Q_H = \rho_A c_P C_H (T_w - T_A) \times W \quad \dots\dots(11)$$

ここに、 c_P : 定圧比熱

C_H : 顕熱輸送係数

である。 c_P は0.24cal/g/°C、 C_H は1.1×10⁻³を用いた。

3. 結果と考察

Fig. 6に観測値より求めた海面熱収支の時系列を示す。St.13とSt.19の海面水温は大きく違わないので両点の Q_s はほとんど同じような値になっている。 Q_s は6月中旬に一旦極値へ達したのち下がり続け、6月末~7月初めには100cal/cm²/day以下になった。その後8月末まで上昇して期間中の最高に達し、再び下降した。この年、近畿地方は5月30日に梅雨入りしたが明確な梅雨明けがみられないまま経過し、期間中の降水量が平年値を大幅に上回るなど²⁾の特異的な気象条件により、海面加熱は平年よりかなり少なかったと考えられる。

海面熱収支と水温観測値を与えてボックスモデルにより得られた移流流速(U)の時系列をFig. 7に、

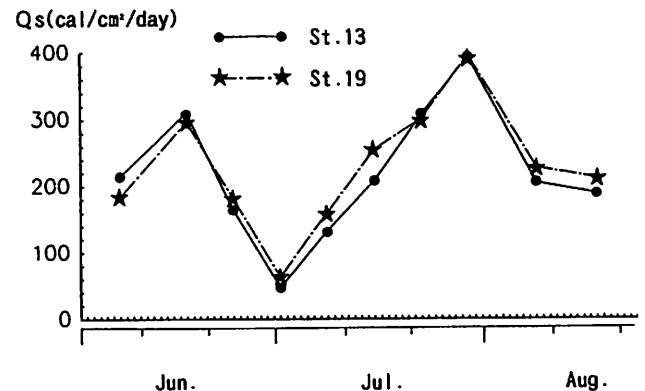


Fig. 6 Temporal variations of heat flux through the sea surface, estimated from observed meteorological element.

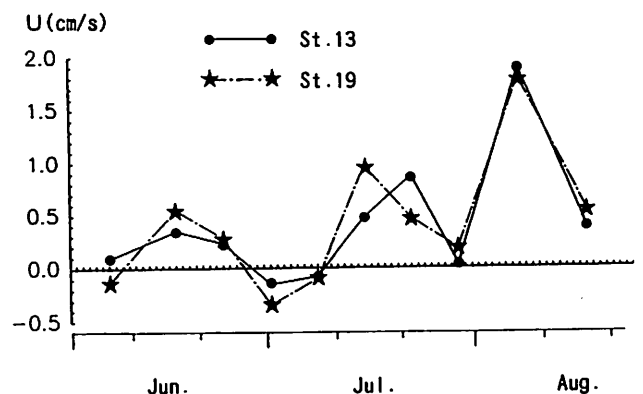


Fig. 7 Temporal variations of calculated advective current velocity.

同じく鉛直拡散係数 (K) の時系列をFig. 8に示す。流速の定義は上層で沖向きを正としたので、6月上旬と7月上旬を除いて上層で沖向き、下層で岸向きの循環が卓越していたことがわかる。移流流速と拡散係数は6月から7月上旬まで小さめで推移した後は大きくなっているが、これはFig. 3のイソプレットに示されるように成層が弱まったことによるものである。また、2つの岸沖方向の断面 (St.13-St.14とSt.19-St.12) で別々にモデルを適用したにも関わらず、得られたU、KはSt.13とSt.19で概ね同じように変動している。このことはボックスモデルを構築するにあたっての仮定、すなわち東部沿岸の水温場に関する移流拡散過程は沿岸方向より岸沖方向の方が卓越している、としたことが適当であり、両点の岸沖方向の移流拡散過程はほぼ同じ大きさと位相を持つことを示している。

得られたU、Kと観測されたDOから求めたみかけの酸素消費速度 (R) の時系列をFig. 9に示す。Rは7月中旬、8月中旬のように大きく異なるときもみられるが、U、Kと同様に概ね両点で同じように変動している。期間中のRの平均値はSt.13が0.35ml/l/day (0.50mg/l/day)、St.19が0.43ml/l/day (0.61mg/l/day) だった。この値は三河湾で5日間の連続観測から推定された値 (0.65mg/l/day³⁾) や、周防灘南西部で明暗ビンによって得られた値 (およそ0.5-1.0mg/l/day⁴⁾) と比較するとやや小さいが同じオーダーである。また、Rの最大値はSt.13で1.0ml/l/day (1.4mg/l/day)、St.19で0.96ml/l/day (1.4mg/l/day) だった。

次に、得られたパラメータの値を(5)式あるいは(6)式に戻すことによって、ボックス下層のDO濃度の時間変化に関わるDO収支について調べてみる。Fig.10にSt.13とSt.19それぞれの時間変化、移流による輸送、鉛直拡散による輸送、及び消費項のバランスを示す。既に述べたように1993年の当期間中は湾全体的にみれば強い貧酸素化はほとんど起こらず、東部沿岸についてみると6月中は沿岸部に貧酸素水塊が存在したものの、それ以外は岸沖方向にDO濃度差がほとんど無いあるいは沖の方が低いことも

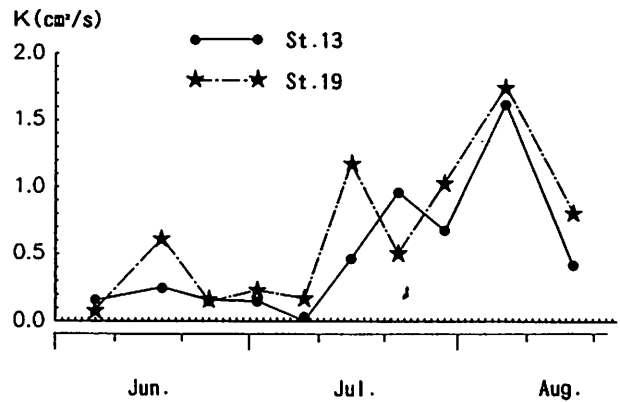


Fig. 8 Temporal variations of calculated vertical diffusivity.

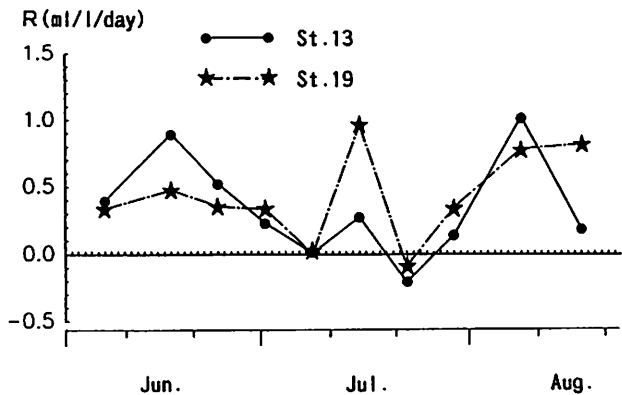


Fig. 9 Temporal variations of calculated apparent oxygen consumption rate.

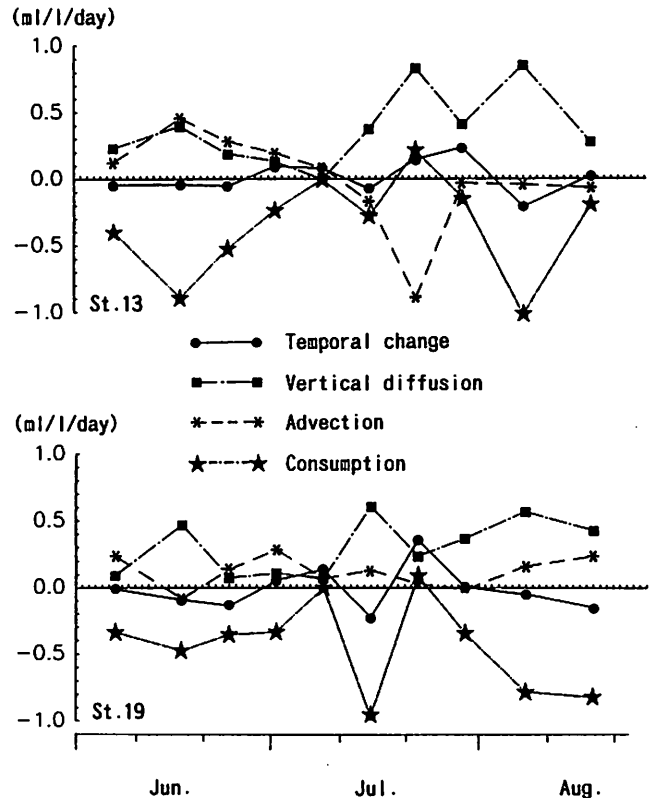


Fig. 10 Temporal variations of oxygen budget in the lower layer of box 1.

あった。このため鉛直拡散による底層へのDO輸送が常に正なのに対して水平移流による輸送はその符号が安定しない。しかし、いずれの場合にも移流項が拡散項と同じくらいの大きさになることもあるので、東部沿岸底層のDO収支には水平移流によるDO輸送が重要であるといえる。このことは漁業者の言う'シオオン'（潮押しの意。夏季に底びき網漁業の漁場が点あるいは線状に集中することを指し、しばしば漁場が貧酸素水塊の縁辺部と一致することから、貧酸素水塊の水平方向への拡大によって漁業生物が局所に集中すると考えられる。）に、貧酸素水塊そのものが移流によって運ばれてくることの寄与が大きい可能性を窺わせる。今回の解析では沿岸部に着目してその沖合は境界条件として用いたが、貧酸素水塊がなぜ東部沿岸を中心に形成されるのか、神戸沖を中心とするのか、その両方なのか、あるいは湾東半分全域が貧酸素化するのかといったことはよくわからず、今後の課題である。

城⁵⁾によると大阪湾の貧酸素化は1970年代より顕著であり、無酸素水塊が湾の東半分の海域のうちかなりの面積を占めることもあった。そのときにも東部沿岸域のDO濃度水平勾配をみると、やはり沿岸方向より岸沖方向の濃度勾配の方が大きいことが多く、今回の結果と併せて考えると水平移流によるDO輸送が無視できないことが推察される。また、そのような強い貧酸素化が起きるためには酸素消費速度が今回推定されたものよりかなり大きかったことが推察される。

要 約

1993年6月から8月の間、1週間～2週間間隔で行った水温、塩分、溶存酸素の観測結果をもとに、岸沖方向の鉛直2次元ボックスモデルを構築して大阪湾東部沿岸域（泉大津沿岸：St.13、貝塚沿岸：St.19）の貧酸素水塊の変動過程について検討した。結果の要約を以下に示す。

1) 夏季の大阪湾東部沿岸域の水温場に関する移流拡散過程は沿岸方向より岸沖方向の方が卓越して、両地点の岸沖方向の移流拡散過程はほぼ同

じ大きさと位相を持つ。

- 2) 期間中の見かけの酸素消費速度（R）の平均値はSt.13が0.35ml/l/day（0.50mg/l/day）、St.19が0.43ml/l/day（0.61mg/l/day）だった。この値は三河湾で5日間の連続観測から推算された値（0.65mg/l/day³⁾）や、周防灘南西部で明暗ビンによって得られた値（およそ0.5–1.0mg/l/day⁴⁾）と比較するとやや小さいが同じオーダーだった。また、Rの最大値はSt.13で1.0ml/l/day（1.4mg/l/day）、St.19で0.96ml/l/day（1.4mg/l/day）だった。
- 3) ボックス下層のDO収支ではDO濃度の水平傾度があれば移流項が拡散項と同じくらいの大きさになるので、東部沿岸底層のDO収支には水平移流によるDO輸送が重要であるといえる。

謝 辞

本研究の実施に当たり観測にご協力頂いた水産試験場調査船「はやて」の榊昭彦船長はじめ乗組員の方々、並びに辻野耕實主任研究員、青山英一郎主任研究員に厚く感謝の意を申し上げる。また資料整理にご協力頂いた近畿大学農学部水産学科平井護氏（現株式会社山崎製パン）に厚くお礼申し上げます。

文 献

1. 田中正昭, 中島暢太郎: 燧灘の海面における熱収支. 京都大学防災研究所年報, 18B, 589–595 (1975) .
2. 大阪管区气象台: 大阪府気象月報 (1993) .
3. Sanae Unoki, Yatsuka Saijo and Sukemoto Tawara: In Situ Measurement of Oxygen Consumption Rate in the Bottom Layer in Mikawa Bay. J. Oceanogr. Soc. Japan, 41, 59–62 (1985) .
4. 磯辺篤彦, 神蘭真人, 俵 悟: 周防灘南西部における貧酸素水塊. 沿岸海洋研究ノート, 31, 109–119 (1993) .
5. 城 久: 大阪湾の貧酸素水塊. 沿岸海洋研究ノート, 26, 87–98 (1989) .