

大阪湾における貧酸素水塊の挙動に関する数値シミュレーション

入江 政安*・中辻 啓二**・西田 修三***

本研究では, POM に水平圧力勾配項の補正を加えた σ 座標系流動モデルに水質・底質モデルを組み込んだ 3 次元流動水質モデルを用いて, 大阪湾における貧酸素水塊の挙動について, 数値シミュレーションを行った。湾奥部の底層の貧酸素水塊は, 無風時に比べて, 南西風が卓越しているときの方が発達しやすい。これはエスチュアリー循環の下層の湾奥向き流れが, 吹送流の補償流によって弱められる結果, 停滞性が強くなることや湾中央の湾奥への移流が少なくなることが原因であると考えられる。また, 淀川・大和川の流量増加により, 湾奥部の貧酸素化はわずかながら改善するが, 大きな変化は認められなかった。

1. はじめに

東京湾再生推進会議がとりまとめた「東京湾再生のための行動計画」において, 「多くの生物が生息する海」という目標が掲げられ, 底層の溶存酸素 (DO) が指標とされるなど, 近年益々, DO が注目されている。大阪湾においては, 1960 年代からすでに, 図-1 に示す神戸港沖から関西国際空港付近の陸域に沿って貧酸素水塊が発生することが報告されている (城, 1989)。また, 最近の研究 (中辻ら, 2003; 入江ら, 2003) では, 湾奥部の港湾域で, 夏季に小規模な青潮が発生することも確認されている。大阪湾全域の貧酸素水塊の分布特性はほぼ明らかになっているが, 風や出水等の外力によってどのような挙動を示すかについては明らかではない。したがって, 現地観測では十分に把握できない貧酸素水塊の動態について, 数値シミュレーションを用いて解析することは有効な方法であると考えられる。

しかしながら, 沿岸域の水質シミュレーションには様々な問題が残されている。例えば, 流動モデルにおいては夏季の密度成層の再現性, 水質モデルにおいては各パラメータの値の設定などが挙げられる。なかでも, DO の再現においては, COD が物質収支式になじまない指標であることを踏まえ, 酸素の収支には注意が必要なうえ, 大阪湾のように貧酸素化, 無酸素化が長期にわたり継続する海域のシミュレーションにおいては, 酸素が欠乏するなかでの物質循環をどのようにモデル化するかが問題となってくる。

本研究では, 底層の DO の再現を目標とする 3 次元流動水質モデルを構築し, 大阪湾の夏季の貧酸素水塊分布の再現を試みる。さらに, 貧酸素水塊の分布が風や出水等の外力によってどのように変動するかについてシミュレーションを行い, 大阪湾における貧酸素水塊の挙動特性とその原因を明らかにする。

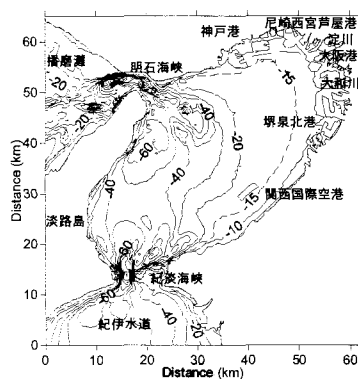


図-1 大阪湾の海底地形

2. 3次元流動水質モデルと計算の概要

(1) 流動モデル

本研究で用いた 3 次元流動水質モデルは, σ 座標系流動モデルである POM (Princeton Ocean Model) を改良した流動モデルに水質モデルを付加して構築されている。 σ 座標系流動モデルは水平圧力勾配項において, 座標系の歪みに起因する誤差が発生することがよく知られている。本研究では, 入江ら (2003) が密度差が大きい場での適用性を確認した水平圧力勾配の補正を用いた改良を加えている。

(2) 水質・底質モデル

水質モデルは海水中的の水質モデルと底泥中の底質モデルで構成されている (図-2 参照)。海水中的の水質項目として, 植物プランクトン, 非生物体 COD, 非生物体有機態窒素 (O-N), 非生物体有機態リン (O-P), アンモニア態窒素 ($\text{NH}_4\text{-N}$), 亜硝酸態窒素 ($\text{NO}_2\text{-N}$), 硝酸態窒素 ($\text{NO}_3\text{-N}$), 無機態リン (I-P) をとりあげる。ただし, 亜硝酸態窒素と硝酸態窒素はひとつの要素として取り扱う。底泥中の項目として, 土粒子中の有機態窒素・リン, 土粒子に付着する無機態窒素・リン, 間隙水中の無機態窒素・リンを考慮する。海水と底泥との相互干渉の機構として, 有機物の沈降・堆積, 無機物・COD の溶出・拡

* 正会員 博(工) 大阪大学助手 大学院工学研究科土木工学専攻
** 正会員 工 博 大阪大学教授 大学院工学研究科土木工学専攻
*** 正会員 工 博 大阪大学助教授 大学院工学研究科土木工学専攻

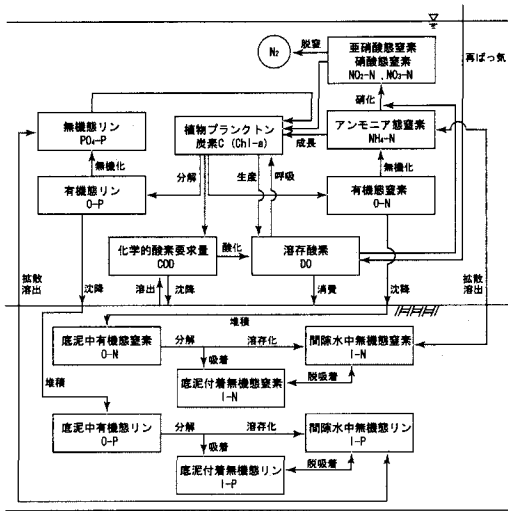


図-2 水質モデルの構成

散、底泥による酸素消費を考慮している。底泥中のモデルは、紙面の制約上、本論文では触れないが、堀江・細川 (1984)・韓 (2001) のモデルを用いたので、これらの論文を参照されたい。

大阪湾奥部における水質を再現するうえでの問題点として、水質モデルがもともと、貧酸素状態や無酸素状態が継続的かつ広範囲に存在する水域を対象としていないこと、表層の植物プランクトンや藻類の異常増殖にともなう過飽和の状態を追跡できないことなどがあげられる。また、DO やクロロフィル a の量は日変動が激しいにもかかわらず、観測結果はその日その時刻のデータであるため、整合性が得られにくい。

さらに、COD の値の問題がある。国内における COD の測定方法は過マンガン酸カリウムによるものであり、この方法による分解率はたかだか 60% 程度 (宗宮・津野, 1999) であり、この分解率も対象とする有機物によって大きく異なる。したがって、COD を水質モデルに組み込む場合、「COD の 1 mg/l の減少=DO 1 mg/l の消費」とはならないので、COD-DO 間の酸素のやりとりには変換係数が必要になる。

貧酸素水塊のモデル化にあたって、個別に議論をしなければならない点が多い。例えば、植物プランクトンの呼吸について考察すれば以下になる。植物プランクトン (炭素 C) の生成項を式 (1) に、溶存酸素の生成項を式 (2) に示す。

$$\frac{\partial BC_{PP}}{\partial t} = G_{PP} \cdot C_{PP} - D_{PP} \cdot C_{PP} - E_{PP} \cdot C_{PP} + \frac{W_{SPP(k-1)} \cdot C_{PP(k-1)}}{\Delta z_{k-1}} - \frac{W_{SPP} \cdot C_{PP}}{\Delta z_k} \quad \dots (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial BC_{DO}}{\partial t} = & \left(f_{DOC} + \frac{48}{14} \cdot (1 - p_{NHN}) \cdot f_{NC} \right) \cdot G_{PP} \cdot C_{PP} \\ & - f_{DOC} \cdot E_{PP} \cdot C_{PP} - f_{DOCOD} \cdot D_{COD} \cdot C_{COD} - \frac{64}{14} D_{ni} \\ & \cdot C_{NHN} + R_{alr} (C_{COsat} - C_{DO(k-1)}) - \frac{W_{rDO}}{\Delta z_{kb}} \quad \dots (2) \end{aligned}$$

ここに、 C_{PP} : 植物プランクトン内の炭素濃度 (mg/l), C_{PP} , D_{PP} , E_{PP} : 植物プランクトンのそれぞれ、成長速度、枯死速度、呼吸速度 (1/d), W_{SPP} : 植物プランクトンの沈降速度 (m/d), Δz : 層厚 (m), C_{DO} : 溶存酸素濃度 (mg/l), f_{DOC} : 酸素/炭素換算係数 (mgO/mgC), p_{NHN} : アンモニア態嗜好係数 (-), f_{NC} : 窒素/炭素換算係数 (mgN/mgC), f_{DOCOD} : 酸素/COD 換算係数 (mgO/mgCOD), C_{COD} : 非生物体 COD 濃度 (mg/l), D_{ni} : 硝化速度 (1/d), C_{NHN} : アンモニア態窒素濃度 (mg/l), R_{alr} : 再曝気速度 (1/d), C_{DOsat} : 飽和酸素濃度 (mg/l), W_{rDO} : 底泥による酸素消費速度 (g/m²/d) である。

式 (1), (2) は、たとえば水中が無酸素状態またはそれに近い状態であっても、植物プランクトンが呼吸して、酸素が消費されるモデルになっている。そこで、本研究では、貧酸素状態下においては、植物プランクトンの呼吸速度が低下するものと仮定し、いずれ酸素のある状態になれば分解される潜在量として、減少分を一時的に枯死量として付加している。植物プランクトンの枯死速度および呼吸速度は以下のように表せる。

$$D_{PP} = D_{PP20} \cdot \theta_{DPP}^{(T-20)} + E_{PP20} \cdot \theta_{EPP}^{(T-20)} \cdot \frac{K_{DOE}}{K_{DOE} + C_{DO}} \quad \dots (3)$$

$$E_{PP} = E_{PP20} \cdot \theta_{EPP}^{(T-20)} \cdot \frac{C_{DO}}{K_{DOE} + C_{DO}} \quad \dots (4)$$

ここに、 D_{PP20} , E_{PP20} : 水温 20°C のときの枯死速度および呼吸速度 (1/d), θ_{DPP} , θ_{EPP} : 枯死速度および呼吸速度に関する温度係数 (1/d), K_{DOE} : 植物プランクトンの呼吸における DO の半飽和定数 (mg/l) である。

ほかにも、貧酸素状況下における有機態窒素・リンの分解速度や非生物体 COD の分解速度についても配慮が必要であり、本研究の水質モデルはこれらの分解速度に DO による制限を加えている。

(3) 計算条件

ここで行う計算は夏季の大阪湾の計算である。初期条件および境界条件を表-1 に示す。計算領域は、西側境界を播磨灘、南側境界を紀伊水道とする東西 60 km × 南北 63.5 km の領域で、沖側の格子は 1 km、港奥側は 500 m で分割した。鉛直方向には 20 層で分割した。夏季の貧酸素水塊は夏季の卓越風下で安定的に発達することが知られ (城, 1989; 入江ら, 2003), 2002 年および 2003 年の

表-1 流動モデルの初期条件および境界条件

格子数	東西方向: 86, 南北方向: 73 鉛直方向: 20
格子間隔	沖側: 1 km 湾奥側: 500 m
コリオリパラメータ	8.2606×10^{-5} rad/s
初期水温・塩分	20°C 32 psu 一定値
風	南西風 3 m/s
日射量	日変動 (0~400 W/m ²)
気温	日変動 (22~32°C)
差分時間間隔	外部モード: 1s 内部モード: 30s
河川流入	淀川・大和川を含めた 19 河川
淀川流量	322 m ³ /s
潮位境界条件	主要 6 分潮

夏季の卓越風下の平均風速は約 3 m/s であったため、風の条件として、3 m/s の南西風を与えた。計算は流動および水質の計算結果が安定するまで行い、その計算期間は 25 日間であった。

水質の初期条件および境界条件は国土交通省による瀬戸内海総合水質調査に基づいて与えた。

3. 計算結果

(1) 夏季の流動の再現

最初に、本モデルの流動の再現性について述べる。無風時における表層の残差流の水平分布を図-3 に示す。

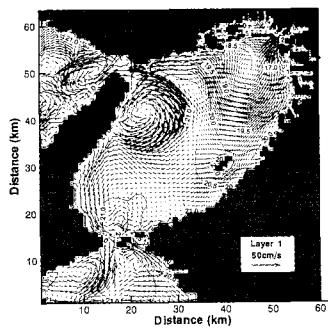
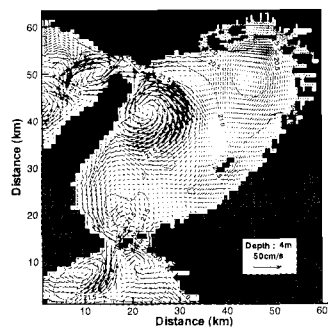
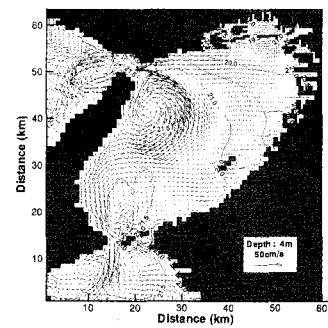


図-3 残差流の水平分布 (第1層)



(a) 無風



(b) 南西風 3 m/s

図-4 水深 4 m における残差流の水平分布

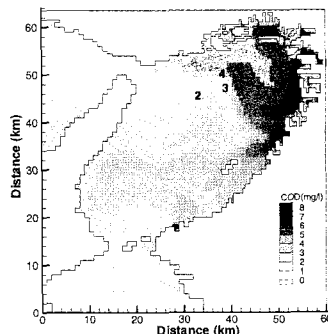


図-5 表層の COD 分布 (計算値)

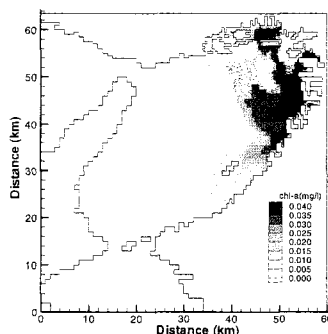
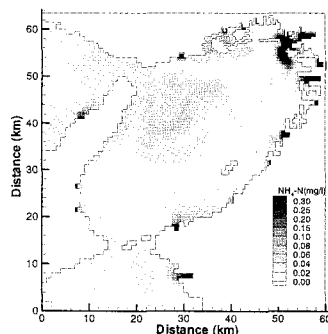


図-6 表層の Chl-a 分布 (計算値)

図-7 表層の NH₄-N 分布 (計算値)

大阪湾西部海域では、明石海峡東南側に「沖ノ瀬環流」と呼ばれる時計回りの循環が見られる。また、東部海域では、淀川を始めとする湾奥に位置する河川の表層流出と底層においてそれを補償する湾奥向きの流れによるエスチュアリー循環が形成され、水深 3~10 m には「西宮沖環流」と呼ばれる循環流が形成される。バロクリニック流れの再現性が悪い場合は、西宮沖環流を再現することは難しいとされている。無風時と南西風吹送時の場合の、水深 4 m における残差流分布を図-4 に示す。無風時においては、西宮沖環流はやや南北に広がる傾向をもつが、南西風下では、尼崎西宮芦屋港沖合の直径 5~10 km の狭い範囲で循環している。以上のような点から、本研究の流動モデルは大阪湾の支配的な流動を十分に再現しているものと判断できる。

(2) 夏季の代表的な水質分布の再現

計算開始 25 日後の正午の、表層における COD および、クロロフィル a, NH₄-N の水平分布を図-5~7 に示す。浅海定線調査 (大阪府水産試験場, 1973-1997) による夏季の観測値は、尼崎西宮芦屋港沖と堺泉北港沖で COD が 5~6 mg/l と高い値を示す。COD の高い海域と低い海域の境界は潮汐フロント上にある。計算値も観測値と同様に、尼崎西宮芦屋港沖と堺泉北港沖で COD が 6 mg/l 近くと最も高くなり、潮汐フロント上で明確な

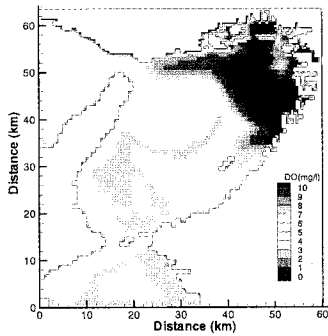


図-8 表層のDO分布(計算値)

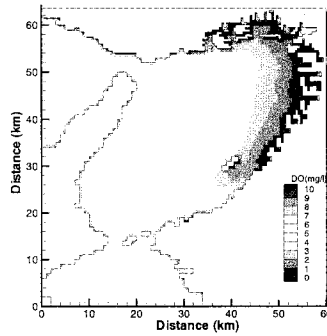


図-9 底層のDO分布(計算値)

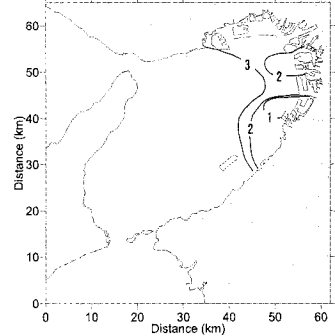


図-10 底層のDO分布(観測値)

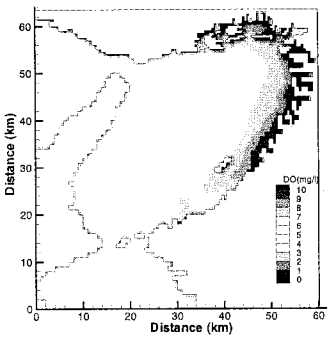


図-11 無風時の底層DO分布

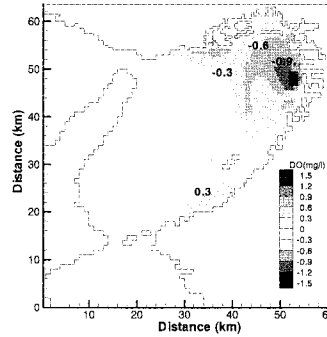


図-12 DOの偏差(南西風時-無風時)

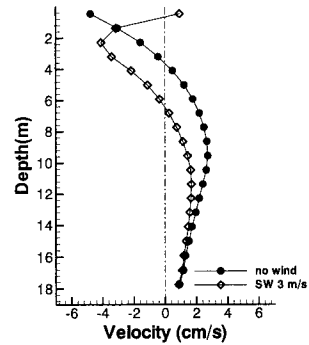


図-13 残差流の鉛直分布

CODの差が認められ、良い再現を示している。

クロロフィルaの観測値も、CODの水平分布と同様に、尼崎西宮芦屋港沖と堺泉北港沖で $40 \mu\text{g/l}$ 以上と高い値を示し、計算結果も同様に、高いところで約 $40 \mu\text{g/l}$ を示している。クロロフィル値が高い東部海域と低い西部海域の境界もほぼ一致している。また、潮汐フロントより東側では、アンモニア態窒素および硝酸態窒素が 0.01 mg/l 程度となり、無機態がほとんど内部生産に用いられてしまっていることを示している。湾奥河川の河口直近を除いた東部海域における非生物体有機態窒素はおよそ 0.4 mg/l 、植物プランクトン中の有機態窒素は 0.7 mg/l で、総窒素は 1.1 mg/l となり、その合計は浅海定線調査の全窒素の結果とほぼ等しい。

(3) DOの水平分布

表層および底層のDOの水平分布の計算結果をそれぞれ、図-8、図-9に示す。潮汐フロントより東側の海域は表層のDOが $8 \sim 12 \text{ mg/l}$ となり、過飽和状態になっている。また、底層のDOは湾奥部で貧酸素状態になっており、その領域は神戸港から泉北にまで及ぶ。尼崎西宮芦屋港内や堺泉北港付近ではDOは 1 mg/l となり、ほとんど無酸素状態である。貧酸素水塊の分布形状は図-10(国土交通省近畿地方整備局, 2003)でも見られる、湾奥で代表的な形のひとつである。

(4) 貧酸素水塊分布に及ぼす風の影響

無風時における底層のDO分布の計算結果を図-11に示す。無風時の場合、南西風時の場合に比べて、尼崎西宮芦屋港から堺泉北港にかけては沖合に拡がらず、一方、関西国際空港付近で貧酸素化がより進んでいることが分かる。図-12に南西風時の底層のDOから無風時の底層のDOを引いた偏差の水平分布を示す。関西空港南側では、南西風時のDOが無風時に比べて、 0.3 mg/l 以上高く、無風時に沿岸に沿って酸素消費が進んでいることを示している。一方、湾奥部では、大和川河口付近の偏差が最も大きく、南西風時のほうが 1 mg/l 以上も貧酸素化する。南西風時のほうが貧酸素化している海域は潮汐フロントより東側の広い範囲に拡がっている。城(1989)が述べている南西風卓越時に湾奥で貧酸素水塊が発達する傾向とまさに一致していると言える。

この原因はエスチュアリー循環と吹送流の関係で説明できる。一例として、神戸港沖の一地点(西側境界より 39.5 km 、南側境界より 47 km)における残差流の東西成分の鉛直分布(東向きを正)を図-13に示す。無風時の場合の分布は上層流出・下層流入の典型的なエスチュアリー循環構造を示している。一方で、南西風が吹く場合には、表層は吹送流により東向きとなり、中下層においては、西向きの補償流により、流速が小さくなっている

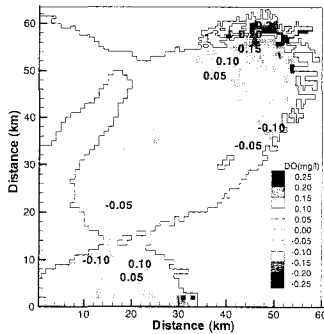


図-14 出水時と平常時の DO 差 (底層)

ことが分かる。つまり、南西風がエスチュアリー循環を弱める方向に働くことで、湾奥の比較的酸素の豊富な水が湾奥に流入しにくくなり、また、下層での流速が小さくなることで、停滞性が強くなり、貧酸素化しやすい状況になっているものと考えられる。山根ら (1998) によると、成層化した湾奥部では、底層の貧酸素水塊への酸素の補給は上層との鉛直混合より水平方向の移流によるところが大きいとしているが、この点から考えてみても、南西風卓越時において貧酸素水塊が発達しやすい理由が裏付けられるものと言えよう。

(5) 貧酸素水塊分布に及ぼす出水の影響

出水の影響を見るために、淀川および大和川の流量が夏季の平均値の5倍 (各々約 $1600 \text{ m}^3/\text{s}$ 、約 $160 \text{ m}^3/\text{s}$) となる出水がある場合の底層の DO の変化予測を行った。出水期間は計算期間の最後の3日間とし、各水質項目の河川からの流入量は平常時と同等になるようにした。図-14 に出水時の底層の DO から平常時の底層の DO を引いた偏差の水平分布を示す。淀川河川水が流入する尼崎西宮芦屋港で酸素が豊富になる傾向にあり、また大和川河口に近い大阪港南側でも同様な傾向が見られる。一方で、堺泉北港沖ではわずかながら貧酸素化しやすい傾向にある。しかし、偏差は $-0.1 \sim 0.3 \text{ mg/l}$ の範囲で収まり、貧酸素水塊の分布に大きな影響を与えるとは言えない。現地観測結果 (大阪港開発技術協会, 2000) によると、出水時には、両河川の河口付近で、一時的に底層の DO が貧酸素状態から回復する結果も見られているが、今回の検討では再現し得なかった。このような一時的な回復は、河川の出水の影響だけではなく、風向や日射の変化の影響も大きいものと推察される。

4. ま と め

本研究では、水平圧力勾配項を補正した σ 座標系流動

モデルに水質・底質モデルを組み合わせた3次元流動水質モデルにより、大阪湾における貧酸素水塊の挙動に関するシミュレーションを行った。夏季の流動構造や各水質の分布を観測値と比較した結果、良い再現性を示すことが確認された。底層の DO 分布について、夏季の代表的なパターンを再現できた。

無風時には、貧酸素水塊は湾奥で発達するよりむしろ、神戸港から関西国際空港付近まで沿岸に沿って広がる。夏季の卓越風である南西風が吹くときには、湾奥で貧酸素化が進みやすくなる。この原因は、下層において、エスチュアリー循環による湾奥向き流れが吹送流の補償流によって減ぜられた結果、水平方向の移流が減少し、停滞性が強くなるためと考えられる。また、河川の出水量的変化が貧酸素水塊の挙動に及ぼす影響は大きくなかった。出水時の貧酸素水塊の挙動については、風向変化など他の要因の影響を考慮して、さらに検討する必要がある。

謝辞: 本研究は平成14～16年度科学研究費補助金・基盤研究 (A) (2) (課題番号14205073、代表者中辻啓二) により行われたものであることを付記し、ここに深甚の謝意を表する。

参 考 文 献

- 入江政安・西田修三・中辻啓二・金 俊憲・湯浅楠勝 (2003): 都市域近傍の閉鎖性水域における貧酸素水塊の挙動に及ぼす気象の影響, 海岸工学論文集, 第50巻, pp. 991-995.
- 入江政安・中辻啓二・西田修三 (2003): 密度差の大きい流動場への改良 σ 座標系モデルの適用, 海岸工学論文集, 第50巻, pp. 361-365.
- 大阪港開発技術協会 (2000): 大阪港周辺における水質と漁業生物への影響調査報告書, 206 pp.
- 大阪府水産試験場 (1973): 浅海定線調査, 大阪府水産試験場事業報告.
- 国土交通省近畿地方整備局 (2003): 大阪湾環境図説 大阪湾総合環境評価調査, 110 p.
- 国土交通省 (2004): 瀬戸内海総合水質調査, 国土交通省瀬戸内海総合水質調査ホームページ <http://www.pa.cgr.mlit.go.jp/gicyo/suishitu/>.
- 城 久 (1989): 大阪湾の貧酸素水塊, 沿岸海洋研究ノート, 第26巻, 第2号, pp. 87-97.
- 宗宮 功・津野 洋 (1999): 環境水質学, コロナ社, 230 p.
- 中辻啓二・入江政安・西田修三・湯浅楠勝 (2003): 大阪湾湾奥部閉鎖性海域における貧酸素水塊の現地調査, 水工学論文集, 第47巻, pp. 1285-1290.
- 韓 銅珍 (2001): 底泥からの栄養塩の溶出機構を考慮した閉鎖性海域の水質・底泥予測モデルに関する研究, 大阪大学学位論文, 133 p.
- 堀江 毅・細川恭史 (1984): 底泥中のリンの挙動モデルについて, 港湾技術研究所報告, 第23巻, 第2号, pp. 49-74.
- 山根伸之・寺口貴康・中辻啓二 (1998): 閉鎖性内湾の貧酸素水塊の形成機構に関する研究, 海岸工学論文集, 第45巻, pp. 961-965.