

港湾空港技術研究所 資料

TECHNICAL NOTE
OF
THE PORT AND AIRPORT RESEARCH INSTITUTE

No.1431 December 2025

EcoPARI による 2020 年 8 月の三河湾における貧酸素水塊解消に
関する流動生態系モデリングと要因解析
松崎 義孝, 久保田 雅也, 井上 徹教, 水口 隼人

国立研究開発法人 海上・港湾・航空技術研究所

National Institute of Maritime,
Port and Aviation Technology, Japan

目 次

要 旨	3
1. はじめに	4
1.1 導入	4
1.2 背景	4
1.3 目的	5
2. 方法	5
2.1 三河湾における貧酸素水塊の解消に関する流動生態系モデルの構築方法	5
2.2 貧酸素水塊解消に関する感度解析に基づく要因分析方法	8
3. 結果	12
3.1 三河湾における貧酸素水塊の解消に関する流動生態系モデルの結果	12
3.2 貧酸素水塊解消に関する感度解析に基づく要因分析の結果	16
4. 考察	16
4.1 三河湾における貧酸素水塊の解消に関する流動生態系モデルの考察	16
4.2 貧酸素水塊解消に関する感度解析に基づく要因分析の考察	17
5. 結論	19
6. おわりに	19
謝辞	20
用語集	20
参考文献	20
付録A 境界条件の設定方法の詳細	23
付録B パラメータに関する予備検討	30
付録C 衛星観測による水温および海洋モデル出力に基づく黒潮の状況	35
付録D 三河湾1号ブイにおける底層貧酸素の外洋水の移流による解消の事例集	39

Ecological hydrodynamic modeling and factor analysis of hypoxia dissipation in the semi-enclosed Mikawa Bay, Japan, in August 2020 by EcoPARI

Yoshitaka MATSUZAKI^a, Masaya KUBOTA^b, Tetsunori INOUE^c,
Hayato MUZUGUCHI^d

Synopsis

This paper is a Japanese translation of the article “Ecological hydrodynamic modeling and factor analysis of hypoxia dissipation in the semi-enclosed Mikawa Bay, Japan, in August 2020” published in Marine Pollution Bulletin, with some modifications to its structure. A hypoxic water mass in Mikawa Bay, a semi-enclosed coastal area in Japan, dissipated significantly on August 20, 2020. Observational data suggest that the dissipation resulted from the advection of oxygen-rich water masses from the bay mouth and/or the open sea. However, the precise mechanism driving the dissipation of hypoxia remains unclear. In this study, using an ecological hydrodynamic model, we aimed to simulate the short-term dissipation of hypoxic water masses in Mikawa Bay. Sensitivity analysis was conducted to examine the effect of density-, wind-driven, and tidal currents in the dissipation of hypoxic water masses and to identify the contributing factors. Although the modeled bottom-layer dissolved oxygen (DO) concentrations in the inner bay did not fully align with the observational data, the timing of increased DO levels was consistent between the observations and simulations, with a correlation coefficient of 0.78, root mean square error of 1.27 mg/L, and bias of -0.57 mg/L, indicating that the ecological hydrodynamic model effectively replicates the reduction of bottom-layer hypoxia in Mikawa Bay. Factor analysis revealed that density currents, driven by high salinity near the bay mouth, are the primary contributors to increased bottom-layer DO concentrations. Wind-induced and tidal currents influence DO distribution but are not primary drivers of elevated bottom-layer DO levels. Our findings highlight the importance of density currents in reducing hypoxic conditions, with significant implications for ecosystem dynamics and hypoxia management in coastal areas. These results could guide future studies and strategies to mitigate hypoxic events in similar environments.

Key Words: Hypoxia; Intrusion; Mikawa and Ise Bays; Ecological hydrodynamic modeling; Density current;

^a Head of Marine Pollution Management Research Group

^b Associate Postdoctoral Researcher, Marine Pollution Management Research Group

^c Director of Marine Environment Control System Department

^d Research trainee, Marine Pollution Management Research Group (ECOH Co., Ltd.)

3-1-1, Nagase, Yokosuka, Kanagawa 239-0826, Japan Port and Airport Research Institute

Phone : +81-46-844-5064 Fax : +81-46-844-0575 E-mail : matsuzaki-y@p.mpat.go.jp

EcoPARI による 2020 年 8 月の三河湾における貧酸素水塊解消に関する流動生態系モデリングと要因解析

松崎義孝^a, 久保田雅也^b, 井上徹教^c, 水口隼人^d,

要 旨

本論文は Marine Pollution Bulletin で出版された論文 “Ecological hydrodynamic modeling and factor analysis of hypoxia dissipation in the semi-enclosed Mikawa Bay, Japan, in August 2020” の構成を一部変更して日本語訳したものである。半閉鎖性沿岸域である三河湾において、2020 年 8 月 20 日に顕著な貧酸素水塊の解消が観測された。観測データによれば、この現象は湾口および外洋からの高酸素水塊の流入（貫入）に起因する可能性が示唆されているが、その詳細なメカニズムは明らかになっていない。本研究では、流動生態系の結合モデルを用いて、三河湾における短期的な貧酸素水塊の解消過程を数値的に再現することを目的とした。さらに、感度解析により、密度流・吹送流・潮汐流の影響が貧酸素水塊の解消に及ぼす影響を検討し、主要な寄与要因を明らかにした。モデルによって再現された湾奥域の底層溶存酸素（DO）濃度は、観測値と完全には一致しなかったが、DO の増加タイミングについては高い一致を示し、相関係数 0.78、RMSE（平方平均二乗誤差）1.27 mg/L、バイアス -0.57 mg/L という結果を得た。これにより、本モデルは三河湾における底層の貧酸素状態の改善過程を適切に再現できることが示された。要因解析の結果、湾口付近の高塩分水に起因する密度流が底層 DO 濃度の上昇に最も大きく寄与していることが判明した。風や潮汐による流動も DO 分布に一定の影響を及ぼしているが、底層 DO 濃度の上昇に対する主因ではないと考えられる。本研究は、貧酸素状態の改善における密度流の重要性を示すとともに、沿岸域の生態系ダイナミクスおよび貧酸素管理に関する知見を提供するものである。得られた成果は、同様の環境下で発生する貧酸素現象の緩和策立案や今後の研究指針にも資するものである。

キーワード：貧酸素，流入，三河湾・伊勢湾，流動生態系モデル，密度流

a 海洋環境制御システム研究領域 海洋汚染防除研究グループ グループ長

b 海洋環境制御システム研究領域 海洋汚染防除研究グループ 準専任研究員

c 海洋環境制御システム研究領域 領域長

d 海洋環境制御システム研究領域 海洋汚染防除研究グループ 依頼研修生（株式会社エコー）

〒239-0826 神奈川県横須賀市長瀬3-1-1 国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所港湾空港技術研究所

電話：046-844-5064 Fax：046-844-0575 E-mail：matsuzaki-y@p.mpat.go.jp

1. はじめに

1.1 導入

港湾空港技術研究所では、沿岸・河口域の海域環境を診断・評価するための重要な指標である、流動、水温、溶存酸素 (DO) 濃度、植物プランクトン、青潮、赤潮、魚、二枚貝等の物理・化学・生物量の変化のメカニズムを解明し、環境施策への提言等を行うことを目的とした数値モデルの研究開発を進めている。すなわち、沿岸・河口域の流動と低次生態系に関する物理・化学・生物量を計算可能な数値シミュレーションモデル、通称：伊勢湾シミュレータ(田中ら, 2011; 田中・鈴木, 2010)の開発を行ってきた。近年、モデルの名称を「伊勢湾シミュレータ」から、流動生態系シミュレーションシステム「EcoPARI」(読み方はエコパリ)と改め、単一のシミュレーションプログラムではなく、数値シミュレーションの実施に必要なファイルの作成(プリプロセス)や、結果の可視化(ポストプロセス)も含めた統合的環境(Matsuzaki et al., 2024; 松崎ら, 2024)として、広く学術・産業の発展に資するように利用の促進を図っているところである。

EcoPARI の核となる流動と生態系の数値シミュレーションモデル (ソルバー) である EcoPARI-Simulator は、(1)流速、水温、塩分、水位をシミュレーション可能な流体力学モデル、(2)水中の DO、植物プランクトン、動物プランクトン、栄養塩をシミュレーション可能な生態系モデル、(3) 底質からの溶出を含む堆積物中過程をシミュレーション可能な底生生態系モデルで構成されている。流体力学モデルは、非静水圧モデル、汚染物質や浮遊物の発生源と漂着域を分析するための粒子追跡モデル、濃度変化を解析可能である移流拡散を計算するためのトレーサーモデル、可変格子 (variable mesh)、および高解像度で分析領域をフォーカス/ネストする Building Cube Method (BCM) で構成されている。生態系モデルは、DO、植物プランクトン、動物プランクトン、原生動物、好気性細菌、金属類、栄養塩等をシミュレーション可能なモデルであり、腐食連鎖モデル (田中ら, 2011)、二枚貝(鶴島ら, 2019)及び魚類の高次生態系モデル(井上・小室, 2020)等の特徴的なモデルが組み込まれている。

EcoPARI-Simulator は伊勢湾再生行動計画に沿って開発されたため、伊勢湾を対象とした適用事例が多数ある (Matsuzaki & Kubota, 2024; 安藤ら., 2025; 永尾ら, 2019; 永尾・中村, 2018; 田中ら, 2012; 鶴島ら, 2019, 2023)。また、EcoPARI-Simulator は伊勢湾以外の沿岸域や河口域にも適用されており、これまで東京湾 (Wang et al., 2022; 比嘉ら, 2023)、大阪湾 (Hafeez et al., 2024)、汽水湖である宍道湖 (Hafeez and Inoue, 2021; Hafeez and Inoue, 2024; 井上・Hafeez, 2024) 等で適用されてきた。

流動及び伊勢湾シミュレータに関連するモデルも組み込まれている。まず、粒子追跡モデルが実装されており、浮遊ゴミ、海上流出物、浮遊幼生等の移流、拡散、漂着及び潮目位置をシミュレーションすることが可能である (蝦名ら, 2021; 松崎ら, 2025)。また、沿岸・河口域の物理・化学・生物量の数値シミュレーションを行う際は、大気の状態を高精度に再現することが望まれる。そのため、気象モデル Weather Research and Forecast: WRF (Skamarock et al., 2008) によって計算された風や気温等の情報を大気境界条件として入力できるシステムを構築している (Hafeez et al., 2021; Matsuzaki et al., 2021)。さらに、データ同化モデルを実装し、数値シミュレーションモデルへの観測値の同化を行うことが可能となってきた (Matsuzaki & Inoue, 2022; 松崎ら, 2025; 松崎・井上, 2020, 2022; 水口ら, 2025)。

本稿では、以上のようなEcoPARIを使った適用事例の一つである短期的な底層DOの変動に関する数値シミュレーションに関する論文 (Matsuzaki et al., 2025) の和訳を行うとともに、今後の研究の展望を加筆して報告する。

1.2 背景

半閉鎖性の沿岸域における DO 濃度の低下は、魚類や貝類の生息に適さない環境を生み出し、いわゆる貧酸素水塊と呼ばれる状態を引き起こす。貧酸素水塊は、主に夏季において海底付近に形成され、DO 濃度が 2~3 mg/L 以下にまで低下する (Fujiwara et al., 2002)。この現象は、有機物の分解に伴う酸素消費量が、底層への酸素供給量を上回ることによって発生する。すなわち、酸素供給の減少と有機物負荷の増加が同時に生じることにより、貧酸素状態が引き起こされる。

三河湾は、干潟などの浅場が存在する湾であるが、近年、土地造成などの人為的改変により、それらの環境が大幅に減少している。干潟および浅場の減少は、赤潮の頻発、貧酸素水塊の拡大、さらには青潮の発生頻度の増加をもたらしている (本田ら, 2015; Suzuki, 2001)。2020 年 8 月 6 日から 7 日にかけて行われた調査において、三河湾内に顕著な貧酸素水塊の存在が確認された (愛知県水産試験場 漁場環境研究部, 2020a)。しかしながら、同年 8 月 20 日には、当該貧酸素水塊はほぼ消滅していた (愛知県水産試験場 漁場環境研究部, 2020b)。観測データによれば、外洋あるいは内湾の DO 濃度の高い水塊の流入 (移流) により、貧酸素水塊が解消したと考えられる。愛知県水産試験場 (2020)によると、本事象は珍しい事例である。

(なお、この点について実際は珍しい事例ではないことがわかったため、6 章で考察を加えた)。

このような現象の発生要因を観測によって解明するためには、高解像度かつ長期間にわたる気象・海象観測データが必要である。しかしながら、例えば地方自治体などによる定点観測はおおむね月 1 回の頻度で実施されており(黒田・藤田, 2011)、三河湾内の貧酸素水塊が短時間で変動することを考慮すると、年間を通じた DO 濃度の状況把握には不十分である。加えて、こうした事象の発生時期は予測が困難であり、長期的な観測が求められるが、それには高いコストと労力を伴う。一方で、流動生態系モデル(ecological hydrodynamic model)は、実際の物理化学的環境条件を精度良く再現し、時空間的な詳細解析を可能とする。また、様々な気象・海象条件下における感度分析も行えるため、貧酸素水塊解消要因の分析に有効な手法といえる。

DO 濃度の短期的な変動については、メキシコ湾において数値シミュレーションが行われている。Justić and Wang (2014) は、Louisiana 内部および北テキサス陸棚における貧酸素状態($DO < 2 \text{ mg/L}$)の時間的・空間的分布を、2002 年 1 月 1 日から 9 か月間の 3 次元流動生態系モデルにより解析し、観測値と良好な一致を示す再現性(決定係数 $R^2 = 0.72$)を得た(Justić and Wang, 2014 の図-4 参照)。しかしながら、数日単位の DO 濃度の短期変動は再現できておらず、これは主に海流による貧酸素水塊の移流再現精度が低いことによると考えられる。

閉鎖性水域においては、Chesapeake 湾(Scully, 2013; Zheng et al., 2024)、ノースカロライナ州の Neuse 川の河口(Borsuk et al., 2001)、エリー湖(Rowe et al., 2019)、ギリシャの Amvrakikos 湾(Kountoura and Zacharias, 2012)、および日本の東京湾(Sato et al., 2012; Wang et al., 2022)、伊勢・三河湾(Hafeez et al., 2021; Tanaka et al., 2014; 山本ら, 2008; 川崎ら, 2012; 鶴島ら, 2023)などにおいて、流動生態系モデルを用いた長期的な貧酸素水塊の解析が報告されている。しかしながら、短期的な変動に焦点を当てた研究は存在していない。

例えば、Scully (2013) は、Chesapeake 湾における DO 濃度に影響を与える物理過程を、2003 年から 2005 年にかけて Chesapeake Bay ROMS Community Model(Xu et al., 2012)を用いて解析し、風速および風向が季節変動の主要因であることを示したが、短期的な変動については検討されていない。同様に、Testa et al. (2014) は、ROMS モデル(Haidvogel et al., 2000)と生物化学モデル(Zhang and Li, 2010)を結合し、Chesapeake 湾を対象に窒素・リン負荷変化に対する DO 濃度などの応答を解析したが、1996 年から 2006 年の長期トレンドを対象としており、短期変動に対する検証は行われていない。

筆者らの知る限り、世界の閉鎖性水域において、1 時間程度の時間分解能で底層の貧酸素水塊の短期変動を解析した事例は存在しない。その主な理由としては、河川流入や複雑な地形に起因する流れの複雑さから、数値モデルによる精密な DO 濃度再現が困難であること、ならびに短期的変動を捉える観測データの不足が挙げられる。このため、短時間スケールでの底層 DO 濃度のモデリングは現在も大きな課題である。短期的な変動が再現できていないということは、実現現象を再現できていないということである。そのため、短期的な変動を考慮できない数値モデルで水環境を理解することは不可能であり、ともすると環境影響の評価を行う上でのミスリードをしかねない。したがって、長期的な変化だけでなく、短期的な変動も考慮が可能な水環境の数値モデルであることが望ましい。

伊勢湾および三河湾においては、国土交通省中部地方整備局および愛知県水産試験場によって 8 地点における鉛直方向の DO 濃度が 1 時間または 30 分間隔で連続観測されており、これら的高解像度データは、時間・空間的に精緻な流動生態系モデルの構築およびその検証に資する基盤情報となり得る。

1.3 目的

本研究では、2020 年 8 月に三河湾で観測された貧酸素水塊の短期的な解消現象を、流動生態系モデルを用いて再現することを目的とする。さらに、従来あまり注目されてこなかった DO 濃度の短期変動に着目し、貧酸素水塊の解消に寄与する要因を明らかにするため、感度解析を実施する。具体的には、密度流・吹送流・潮汐流の影響が貧酸素水塊の解消に及ぼす影響を評価し、主要な寄与要因を特定することを目的とする。

2. 方法

2.1 三河湾における貧酸素水塊の解消に関する流動生態系モデルの構築方法

2.1.1 シミュレーションモデルおよびその構成

シミュレーションモデルおよびその設定は、既存の構成(Matsuzaki and Inoue, 2022; Matsuzaki and Kubota, 2024)を基に調

整されたものである．モデル領域は三河湾および伊勢湾をカバーし（図-1），面積は 2,342 km²，体積は 3.94×10^{10} m³，平均水深は 17m である．両湾は日本の本州中南部に位置し，南北および東西にそれぞれ 70 km である．三河湾は図-1 の東側に位置し，面積は 604 km²，体積は 5.5×10^9 m³，平均水深および最大水深はそれぞれ 9 m と 35 m である．ただし，湾内の水深はおおむね 20m 未満である．一方，西側の伊勢湾は面積 1,738 km²，体積 3.39×10^{10} m³，平均水深 20m，湾口および中央部の最大水深はそれぞれ 100 m と 35m である．外洋との接続は太平洋に開かれており，年間の河川流入量は 2.0×10^{10} m³で，これは伊勢湾の体積のおよそ半分に相当する．伊勢湾には，10 本の一級河川（付録 A 参照）および 76 本の中小河川が流入している．中でも，木曽川，揖斐川，長良川が最も多くの流量を供給しており，これらは湾の奥部から流入している（図-1）．一級河川のうち 8 本は伊勢湾西部に流入し，残り 2 本が三河湾に流入しており，このことが伊勢湾西側への淡水流入の偏りをもたらしている．季節風のパターンとしては，秋から春にかけて北西風が卓越し，夏季には海陸風が支配的となり，日中は南東から，夜間は北西から風が吹く（Sekine et al., 2002）．

シミュレーションには，港湾空港技術研究所が開発した流動生態系シミュレーションモデル EcoPARI-Simulator (Matsuzaki et al., 2024 ; 田中ら, 2011; 田中・鈴木, 2010) が使用された．EcoPARI-Simulator は直交座標系を用いて沿岸および河口域の流れをシミュレートし，水平解像度は x 方向・y 方向ともに 800 m である．この水平グリッドサイズ (800 m) は田中ら (2013) の実験に基づいて設定された．座標系は時計回りに 45°回転されており，垂直方向には z 座標系が採用されている．垂直方向のグリッドは 64 層で構成されており，水面から 11 m までは 0.5 m 間隔，11～21 m は 1 m 間隔，21～71 m は 2 m 間隔，71～75 m は 4 m 間隔である．なお，800 m 格子とする際に平均処理を行うため，最深部は -78.6 m となっている．64 層でのシミュレーションは，観測データとの比較において良好な解像度を示した．水深データは海上保安庁から取得した．

DO 濃度の支配方程式は，以下の輸送方程式である．

$$\frac{\partial C_p}{\partial t} = -\frac{\partial u C_p}{\partial x} - \frac{\partial v C_p}{\partial y} - \frac{\partial w C_p}{\partial z} - \frac{\partial J_{Cp,x}}{\partial x} - \frac{\partial J_{Cp,y}}{\partial y} - \frac{\partial J_{Cp,z}}{\partial z} + S_{Cp} + q_{Cp} \quad (1)$$

ここで， C_p [mol/m³] は DO 濃度， t は時間， u, v, w は速度ベクトルの成分 [m/s]， $J_{Cp,x}, J_{Cp,y}, J_{Cp,z}$ は x, y, z 方向の拡散フラックス [mol/m²s]， S_{Cp} は外的生成率 [mol/m³s]， q_{Cp} は境界からの流入 [mol/m³s] である． S_{Cp} には，植物プランクトンの光合成および呼吸，動物プランクトン・原生動物の呼吸，好気性細菌の呼吸，硝化 ($\text{NH}_4^+ \rightarrow \text{NO}_3^-$)，マンガンの酸化 ($\text{Mn} \rightarrow \text{MnO}_2$)，鉄の酸化 ($\text{Fe} \rightarrow \text{FeOOH}$)，硫化水素および硫黄の酸化など，生物学的プロセスが含まれる．

DO の拡散フラックスは以下の式により水平方向および鉛直方向でそれぞれ定義される．

$$J_{Cp,x} = -D_{Cp,h} \frac{\partial C_p}{\partial x} \quad (2)$$

$$J_{Cp,y} = -D_{Cp,h} \frac{\partial C_p}{\partial y} \quad (3)$$

$$J_{Cp,z} = -D_{Cp,v} \frac{\partial C_p}{\partial z} \quad (4)$$

ここで， $D_{Cp,h}, D_{Cp,v}$ はそれぞれ水平方向および鉛直方向における変数 C_p の拡散係数 (単位: [m²/s]) である．底面 ($z = h$ [m]) における境界条件は，式 (5) で与えられる．

$$(J_{Cp,z})_{z=h} = J_{Cp}^{bp} \quad (5)$$

ここで， J_{Cp}^{bp} (単位: [mol/m²s]) は底面における酸素フラックスであり，底質での酸素消費や沈降物質の分解により生じるものである．この底面における酸素フラックス J_{Cp}^{bp} は，式 (6) により表される．右辺の第 1 項は粒子状有機炭素 (Particulate Organic Carbon: POC) の沈降に伴う酸素消費を，また第 2 項は底質による定常的な酸素消費を表している．

$$J_{Cp}^{bp} = u_{DoSed} \cdot TOD_C^{POC} \cdot J_{POC}^{sed} + u_{DoSed} \cdot J_{DO,const}^{sed} \quad (6)$$

ここで， u_{DoSed} は DO の制限関数（無次元）， TOD_C^{POC} (単位: [mol O₂/mol C]) は POC の分解に必要な酸素量を示すパラメータである．本研究では，Nakata (1993) の実験に基づき， $TOD_C^{POC} = 1.13$ に設定されている． J_{POC}^{sed} (単位: [molC/m²s]) は

分解対象となる POC の沈降フラックス, $J_{DO, const}^{sed}$ (単位: $[\text{molO}_2/\text{m}^2\text{s}]$) は底質による定常的な酸素消費フラックスである.

POC の沈降フラックス J_{POC}^{sed} は, 分解性の異なる複数の成分に分けて以下の式により計算される.

$$J_{POC}^{sed} = \sum_k^{N_{DEC}} \alpha_{sed,k} \cdot J_C^{sed,k} \quad (7)$$

ここで, N_{DEC} は分解性の異なる POC の成分数で $N_{DEC} = 3$, $\alpha_{sed,k}$ は各成分の分解性に応じた係数であり, それぞれ $\alpha_{sed,1} = 0.80$, $\alpha_{sed,2} = 0.05$, $\alpha_{sed,3} = 0.00$ と設定されている.

定常的な底質酸素消費フラックス $J_{DO, const}^{sed}$ は, 温度依存性を考慮した指数関数で表され, 以下の式で計算される.

$$J_{DO, const}^{sed} = \alpha_{DO, const}^{sed} \cdot \exp(\beta_{DO, const}^{sed} \cdot T) \quad (8)$$

ここで, $\alpha_{DO, const}^{sed} = -6.396 \times 10^{-9}$ は 0°C における定常的な酸素消費速度のパラメータ, $\beta_{DO, const}^{sed} = 6.93 \times 10^{-2}$ は温度依存係数 (単位: $[1/^\circ\text{C}]$) である. これらの値は, 事前に行われた予備的な研究に基づいて設定された (付録 B 参照).

DO の輸送における乱流の取り扱いとして, 水平方向には Smagorinsky (1963) によるサブグリッドスケールモデルを採用し, 鉛直方向の乱流には Henderson-Sellers (1985) に基づき, Nakamura and Hayakawa (1991) により改良されたモデルを用いた. 開境界条件には, Orlanski (1976) によって提案された Sommerfeld 放射条件を適用した.

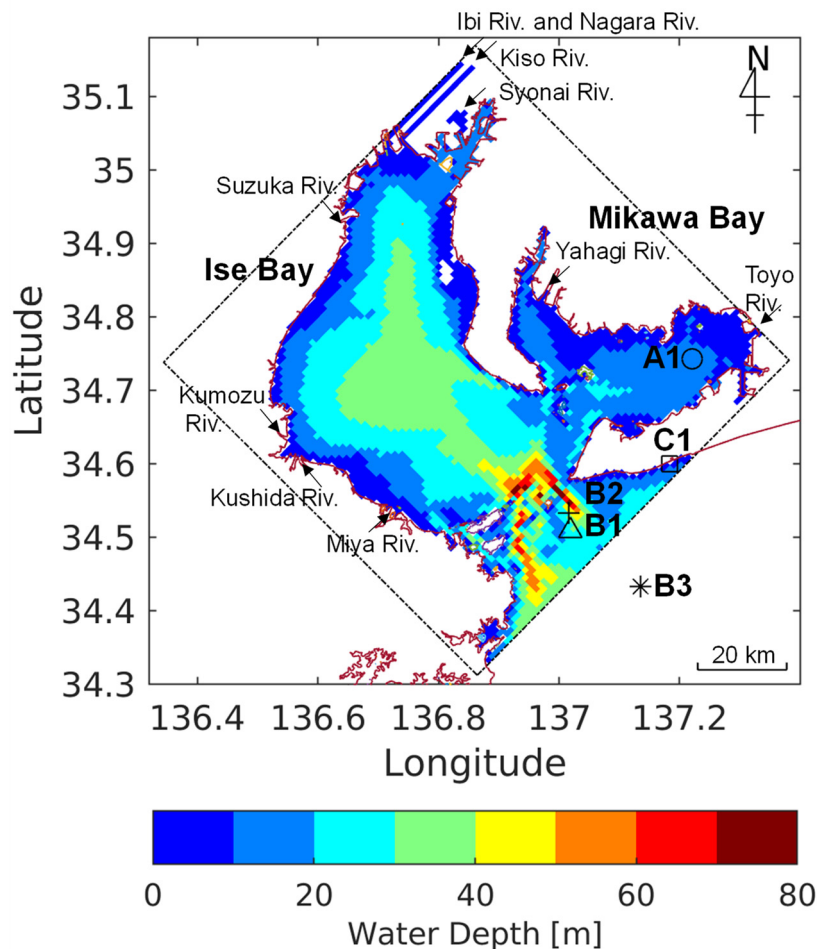


図-1 三河湾および伊勢湾の位置. 破線は流動生態系モデルの実験領域を示す. A1 (円) は精度検証に使用された観測地点を示す. B1 (三角) は, 水温および塩分の側方境界条件に使用された観測地点を示す. 補足資料に記載のとおり, 側方境界条件の値は観測地点 B2 (プラス) および B3 (アスタリスク) の値で補正されている. C1 (四角) は水位の側方境界条件に使用された観測地点を示す.

2.1.2 境界条件の設定

本研究では、側方境界（太平洋と伊勢湾の接続部分の条件）、大気境界、河川流量境界の3種類の境界条件を設定した。塩分および海水温に関する側方境界条件は、地点 B1（図-1 参照）で取得された観測データに基づいて設定した。側方境界における DO 濃度については、飽和状態であると仮定した。また、側方境界付近で観測された潮位も、境界条件として取り入れている。大気強制力に関するデータは、気象庁の局地予報モデル格子点値（GPVLFM）から取得した

（<https://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/whitep/1-3-6.html>, 2024 年 11 月 8 日アクセス）。河川流量に関する境界条件は、観測データに基づいて設定した。境界条件作成方法の詳細については、付録 A に記載している。

2.1.3 実験設定

シミュレーション期間は、2020 年 1 月 1 日から 9 か月間とした。初期値は一定値とし、水温、塩分、DO 濃度、水位はそれぞれ 13℃, 33, 6.0 mg/L, 基準水面（平均水面、設定水位はゼロ）に設定した。モデルの安定化を図るため、約 8 か月間のスピナップ期間を設けた。スピナップ（spin-up）とは、初期条件から計算を開始した後、モデル内部の物理場（流速、密度、温度、塩分など）が力学的・熱力学的な釣り合いに達するまでの調整過程を指す。初期場は観測値や解析値を用いて設定されるが、これらは必ずしもモデルの支配方程式を完全に満たしていないため、計算開始直後には非現実的な加速度や圧力勾配が生じる。このため、一定期間のスピナップ計算を行い、モデルを安定した力学状態に近づけることが必要となる。スピナップ期間は、対象領域のスケールや現象に依存し、潮汐や風応力を含む場合は数日から数週間程度が一般的である。本研究では、スピナップ期間の設定は、Hafeez ら（2021）による先行研究に基づいている。また、伊勢湾における水塊の滞留時間は 50 日以下と報告されており（田中, 2013）、本研究のスピナップ期間はその十分な数倍に相当する。

2.1.4 評価手法

シミュレーション結果の評価にあたり、2020 年 8 月 15 日から 21 日までの 6 日間を対象に、地点 A1 における等濃度線図および時系列図を作成した。DO 濃度とその変動について、1 時間の時間解像度で比較を行った。さらに、三河湾における貧酸素水塊の解消過程を視覚的に把握するため、底層における DO および塩分濃度の水平分布図を作成した。

シミュレーション結果の精度評価には、バイアス (bias, 式 9)、二乗平均平方根誤差 (RMSE, 式 10)、中心化 RMSE (CRMSE, 式 11)、および相関係数 (CC, 式 12) を用いた。これらの評価指標は以下の式により算出された：

$$bias = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (m_i - o_i) \quad (9)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (m_i - o_i)^2} \quad (10)$$

$$CRMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [(m_i - \bar{m}) - (o_i - \bar{o})]^2} \quad (11)$$

$$CC = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (m_i - \bar{m})(o_i - \bar{o})}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (m_i - \bar{m})^2} \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (o_i - \bar{o})^2}} \quad (12)$$

ここで、 m_i および o_i は、それぞれモデル出力および観測値を示す。 N はモデル出力および観測値の数 ($N=144$) である。また、 \bar{m} および \bar{o} は、それぞれモデル出力および観測値の平均値を表す。

2.2 貧酸素水塊解消に関する感度解析に基づく要因分析方法

2.2.1 実験条件に関する仮説

観測値から、貧酸素水塊の解消の要因の仮説を立てた。A1 地点（三河湾 1 号ブイ）の底層における DO 濃度と塩分を比較する（図-2）と、8 月 17 日の 12 時頃と、8 月 18 日以降に DO 濃度が急激に上昇し、それと塩分の上昇は一致していた。このことから、底層 DO の変動は生物化学的過程ではなく、水塊の物理的な置換によって引き起こされた可能性が高いと仮定した。また、DO 濃度と塩分濃度の強い相関は塩分および DO 濃度の高い水塊が外部から流入したことを示唆している。

水塊の置換を駆動する外力として、以下の 3 要因を想定した。すなわち、(1) 密度差、(2) 風、(3) 潮汐である。なお、河川洪水に伴う底層からの水塊の移流も、水塊の置換に影響を与える可能性があるが、2020 年 8 月以降に洪水イベントは観測されていないため、本事例においては河川流入の影響は考慮しないものとした。

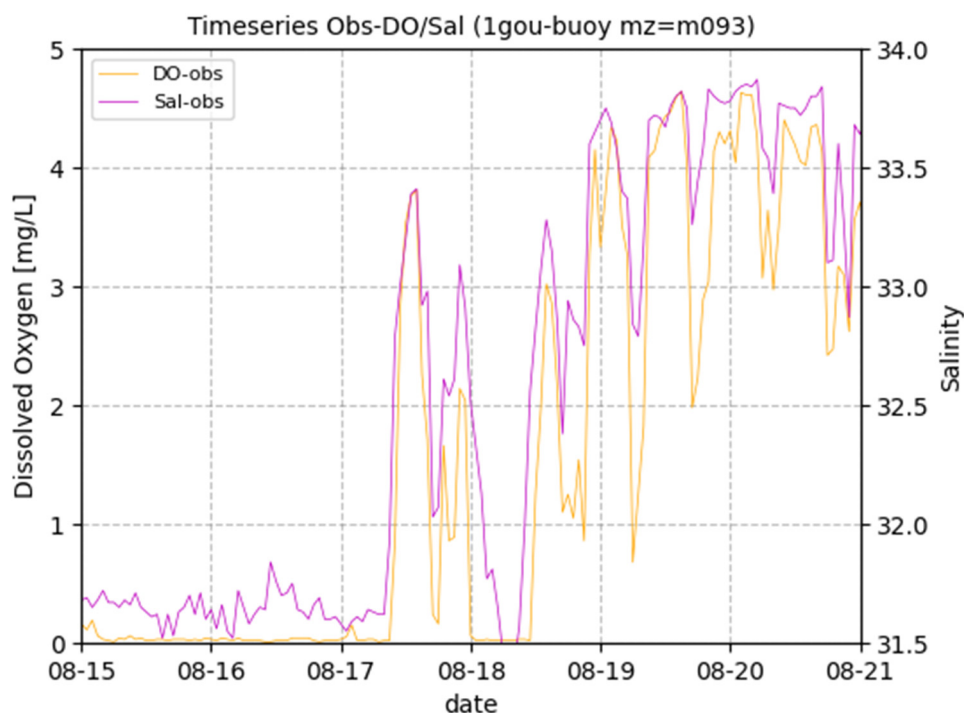


図-2 三河湾 1 号ブイの底層（9.3m）における DO 濃度及び塩分の観測値の時系列.

2.2.1.1 密度流

図-3 は、地点 B1（図-1 参照）における観測値の 24 時間移動平均の塩分および水温の時系列変化を示している。2020 年 8 月 7 日から 16 日にかけて、中層および下層において塩分の上昇と水温の低下が確認された。このことは、伊勢湾口付近に高密度の水塊が存在していたことを示唆しており、同水塊あるいは同水塊によって押しやられた内湾の比較的 DO 濃度の高い水塊が地点 A1 付近へと移流することで、酸素を多く含んだ水塊の供給が行われた可能性を仮定した。

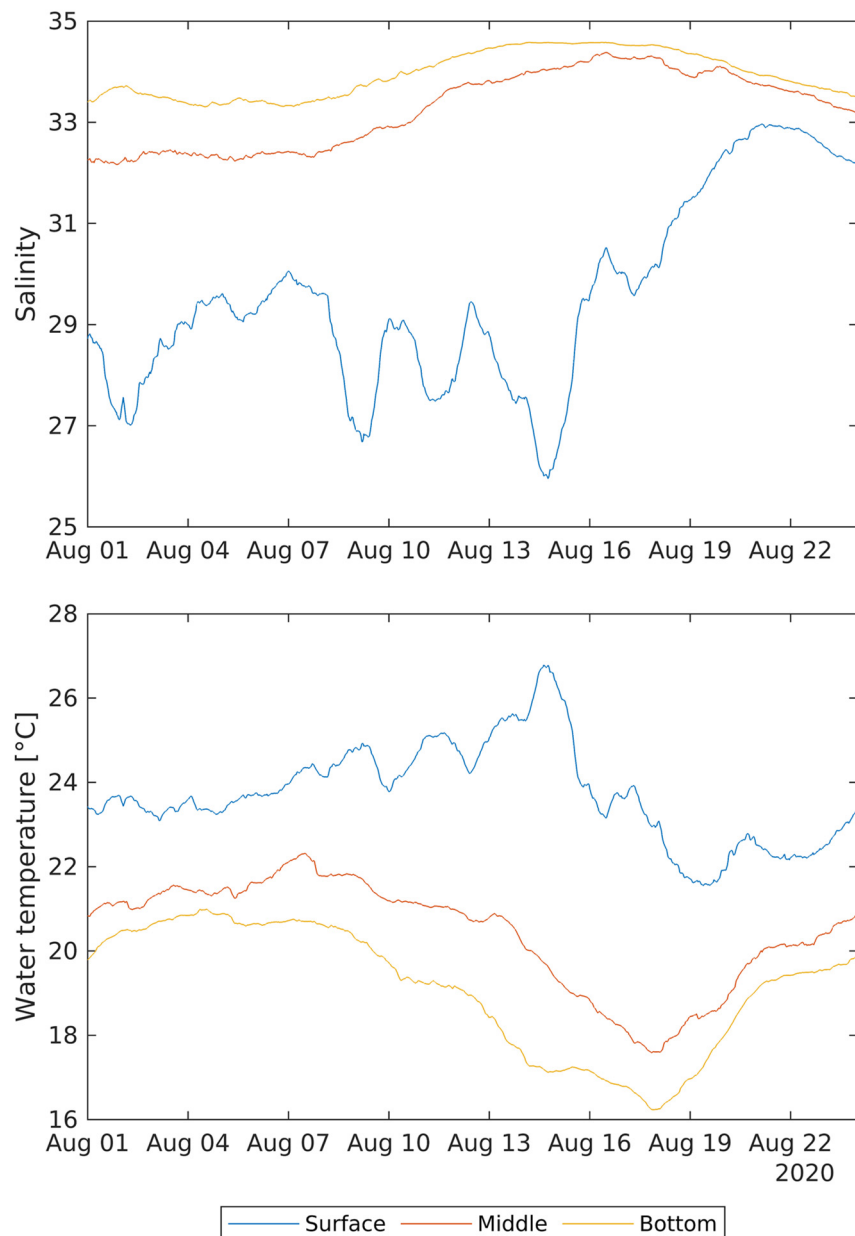


図-3 地点 B1 における塩分（上）および水温（下）の観測値の時系列。いずれも 24 時間平均値である。表層・中層・底層の平均水位からの水深は、それぞれ 2.2 m, 13.0 m, 24.0 m である。

2.2.1.2 風

三河湾および伊勢湾では、夏季に陸風および海風が卓越する傾向がある（Sekine ら, 2002）。しかし、2020 年 8 月 12 日から 19 日にかけては、伊勢湾の奥部から湾口方向へと吹く持続的な北西風が観測された（付録図 A-1 参照）。本研究では、この北西風が吹送流を形成し、表層水を湾奥から湾口へと輸送した結果、湾口部の水位が上昇したものと仮定した。この水位の上昇により、補償流が発生し、酸素を多く含む底層水が湾内へと流入した可能性を仮定した。

2.2.1.3 潮汐

2020 年 8 月 16 日前後において、潮汐の振幅が増大しており、これと同時に地点 B1 における底層 DO 濃度の上昇が確認された（付録図 A-2 参照）。このことから、潮汐流によって酸素を多く含む水塊が地点 B1 へと輸送された可能性を仮定した。

2.2.2 感度解析の実験条件

貧酸素水塊の解消要因を検討するため、前節 2.2.1 で述べた仮説に基づき、表-1 に示す 4 つのシナリオに対して感度解析実験を実施した。標準実験 (CaseBase) では、通常の境界条件下 (2.1 節参照) でシミュレーションを行った。CaseSalt01～03 の各実験では、CaseBase の側方境界条件における塩分値を表-2 に示すとおり変更し、8 月 7 日以降に観測された塩分上昇 (2.2.1.1 節) を踏まえた地点 B1 での塩分値一定化の影響を評価した。CaseSalt01 では、8 月 7 日以降の中層および下層における塩分値を、CaseBase よりも高く設定した。一方、CaseSalt02 および CaseSalt03 では、同期間の塩分値を CaseBase よりも低く設定した。CaseWind01～03 の各実験では、CaseBase の大気強制力における風速を表-3 のとおり変更し、8 月 12 日以降に観測された北西風への転換 (2.2.1.2 節) を踏まえ、風速一定化の影響を分析した。CaseBase とは異なり、CaseWind01 では 8 月 12 日以降に南東風が継続する条件下でシミュレーションを行い、伊勢湾口から底層への外洋水の侵入の有無を検証した。CaseWind02 では、8 月 12 日以降の南東風を弱く設定し、CaseWind03 では 8 月 12 日から 16 日までの期間において、CaseBase と同様である北西風を適用した。CaseTide01 では、8 月 12 日以降の CaseBase における側方境界の潮位をゼロに設定し、同日以降に見られた潮汐変動の増大 (2.2.1.3 節) に対する潮位一定化の影響を評価した。

2.2.3 評価手法

感度解析の結果を評価するため、2020 年 8 月 15 日から 21 日の期間において、地点 A1 における等濃度線図および時系列図を作成した。シミュレーションによる DO 濃度およびその変動パターンを比較し、モデルの再現性を評価した。

表-1 実験条件

ケース名	実験条件
CaseBase	基準計算 (control run)
CaseSalt01-03	8 月 7 日以降の側方境界条件における塩分を CaseBase から表-2 の通りに変更した。
CaseWind01-03	8 月 12 日以降の大気境界条件の風向風速を CaseBase から表-3 の通りに変更した。
CaseTide01	8 月 12 日以降の開境界潮位を CaseBase からゼロ (潮位変動無し) に変更した。

表-2 CaseSalt01～03 における 8 月 7 日以降の側方境界条件の塩分値

		平均水面からの水深 [m]		
		2.2	13.0	24.0
ケース名	CaseSalt01	33	34	35
	CaseSalt02	31	32	33
	CaseSalt03	29	30	31

表-3 CaseWind01～03 における 8 月 12 日以降の大気強制力としての風速値

ケース名	風向風速
CaseWind01	南東風 5.0 m/s
CaseWind02	南東風 0.5 m/s
CaseWind03	北西風 5.0 m/s

3. 結果

3.1 三河湾における貧酸素水塊の解消に関する流動生態系モデルの結果

地点 A1 における DO 濃度の観測値およびシミュレーション結果(CaseBase)の時系列図 (図-4) より, 8 月 17 日に 0 mg/L から上昇し, 一時的に低下した後, 8 月 18 日以降に著しい改善を示した. この改善の時期は, 観測値およびシミュレーション値とはほぼ一致したものの, 数値的には完全に一致しなかった. 8 月 20 日以降, 観測 DO 濃度は 3~4.5 mg/L の範囲で変動したのに対し, シミュレーション値は 2.5~3 mg/L で推移した. 統計的指標として, バイアスは -0.57 mg/L, RMSE は 1.27 mg/L, CRMSE は 1.13 mg/L, 相関係数は 0.78 であった.

図-5(a)のイソプレット図より, 底層 DO 濃度の回復は 8 月 17 日より始まっており, この傾向は観測データと数値シミュレーション (図-5(a)と(b)) で一致した. DO の鉛直方向の成層状況についても数値シミュレーション結果と観測値で良好な一致が見られており, 貧酸素水塊は中層まで浮上し, 表層から上層にかけて高 DO 濃度が広がっていた. しかしながら, 数値シミュレーションでは底層 DO 値が観測値より低く, 8 月 20 日以降の中層貧酸素水塊の拡散および解消は再現されなかった. これらの差異はあるものの, 本モデルは底層貧酸素水塊の解消過程を概ね再現していると評価できる.

底層 DO 濃度の増加原因を探るため, 底層 DO 濃度および塩分の水平分布を可視化した (紙面の都合上 1 日毎に可視化した図面を図-6 および図-7 に示す). 8 月 15 日時点で地点 A1 の底層 DO 濃度は 0 mg/L であったが, 時間経過とともに DO 濃度の高い水塊が三河湾の湾口から湾奥 (西から東方向) へ移動し, 8 月 20 日には DO 濃度の高い水塊が地点 A1 に到達した. DO の移流パターンは塩分分布とはほぼ一致しており, 特に 8 月 15 日時点では伊勢湾の大部分で底層塩分が 34 以下であったが, 時間とともに高塩分水塊が伊勢湾に流入し, 湾口および三河湾内側の両方向へ拡散した. 地点 A1 の塩分は 8 月 15 日の約 29.5 から 8 月 20 日には約 32 へと上昇した.

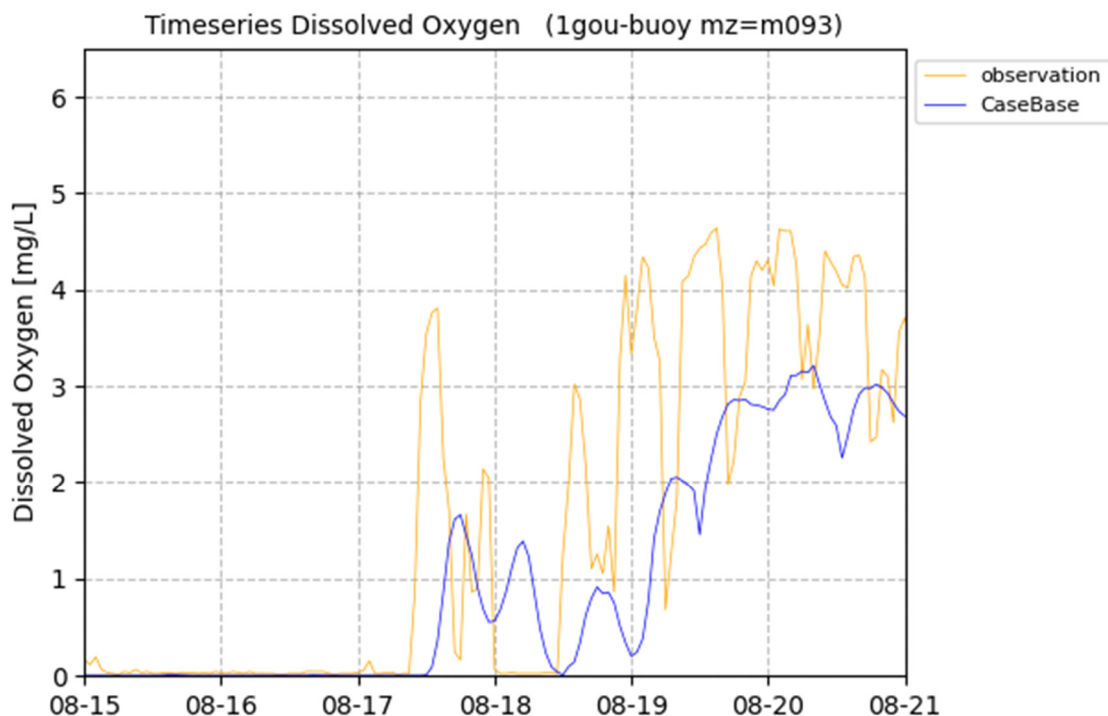


図-4 地点 A1 における DO 濃度の観測値およびシミュレーション結果 (CaseBase) の時系列. 平均水位からの水深は 9.3 m である.

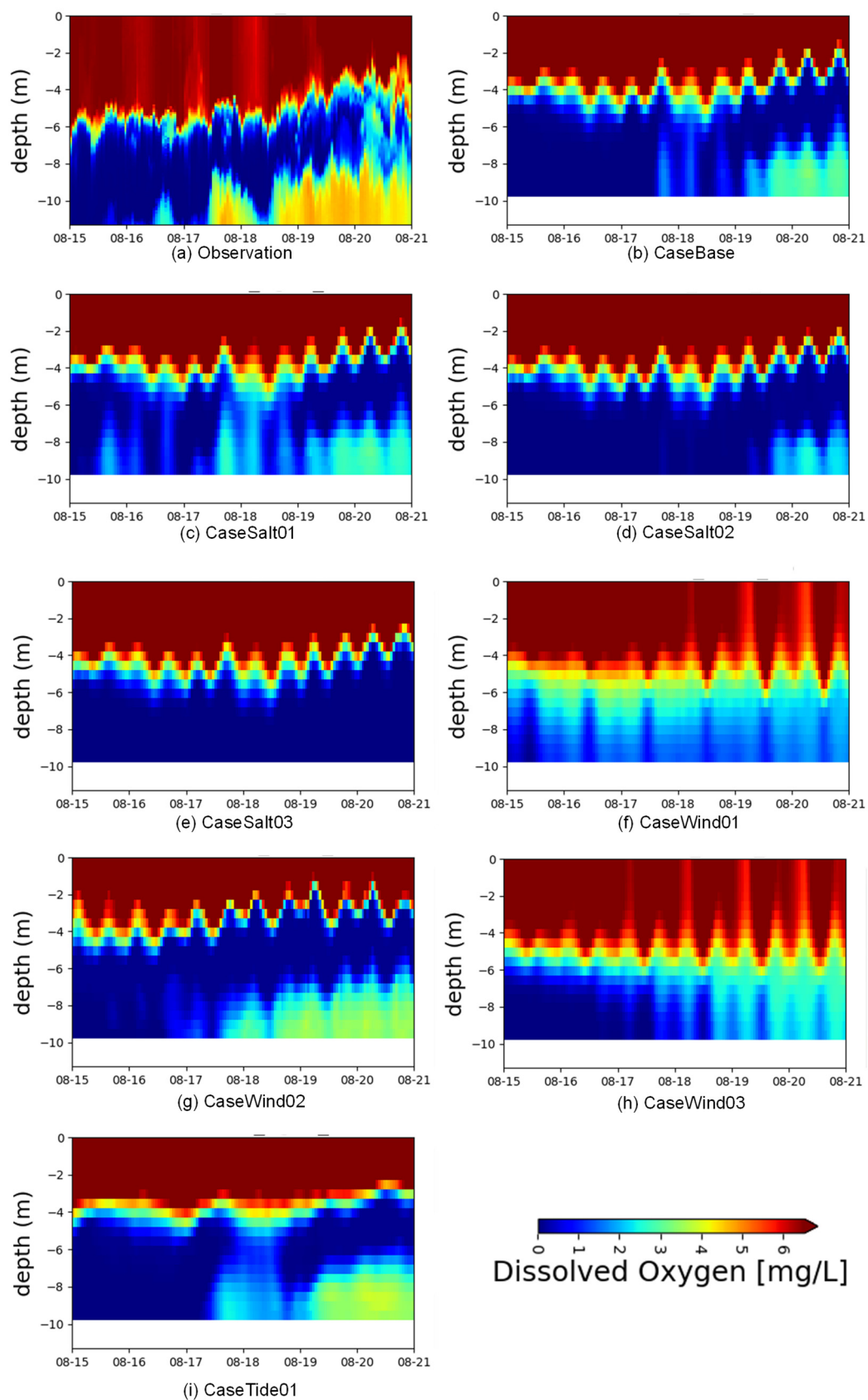


図-5 地点 A1 における DO 濃度のイソプレット

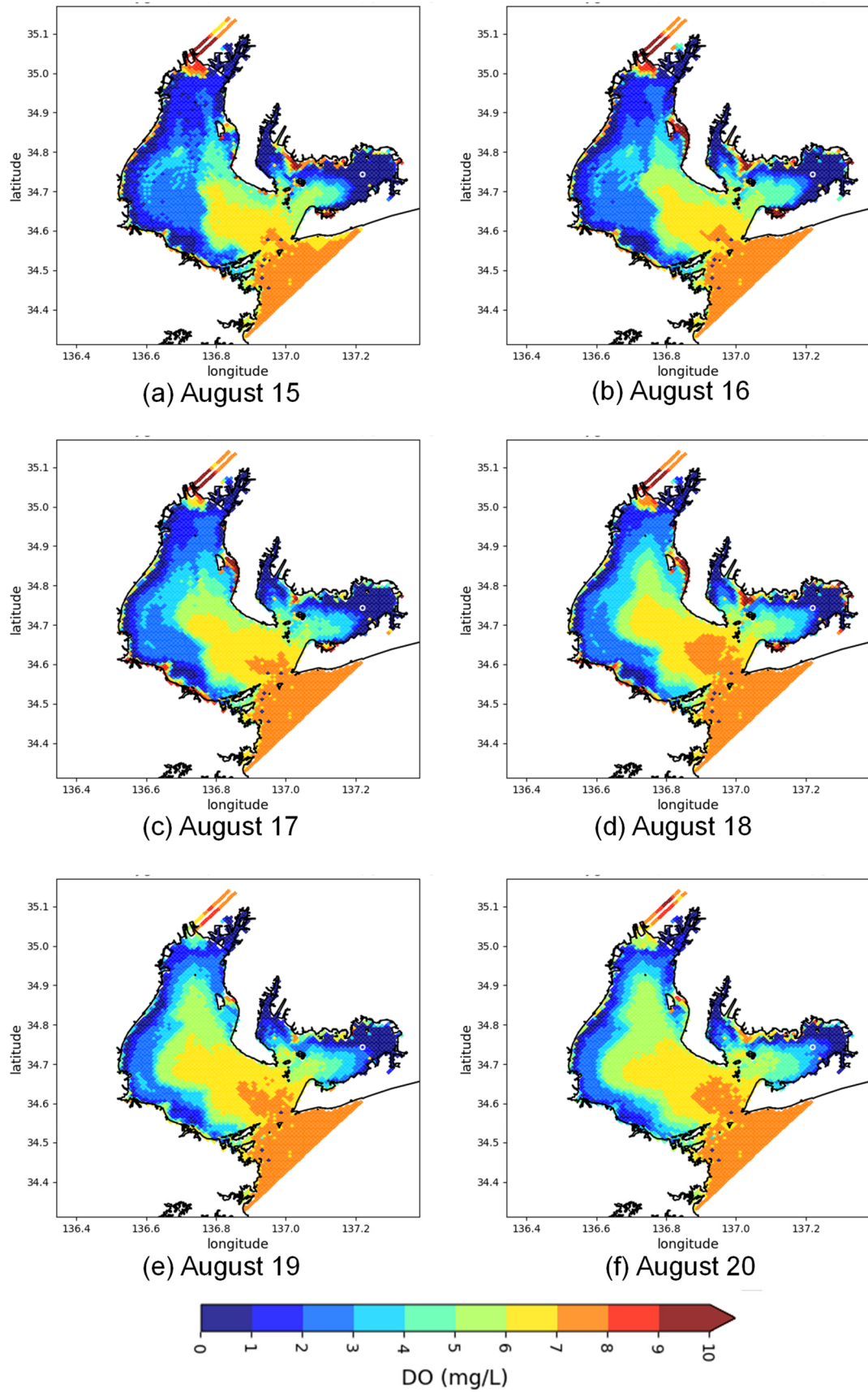


図-6 CaseBaseにおける底層 DO 濃度の平面分布. 白い円は地点 A1 を示す. 左上から右下に向かって : (a) 8 月 15 日, (b) 8 月 16 日, (c) 8 月 17 日, (d) 8 月 18 日, (e) 8 月 19 日, (f) 8 月 20 日.

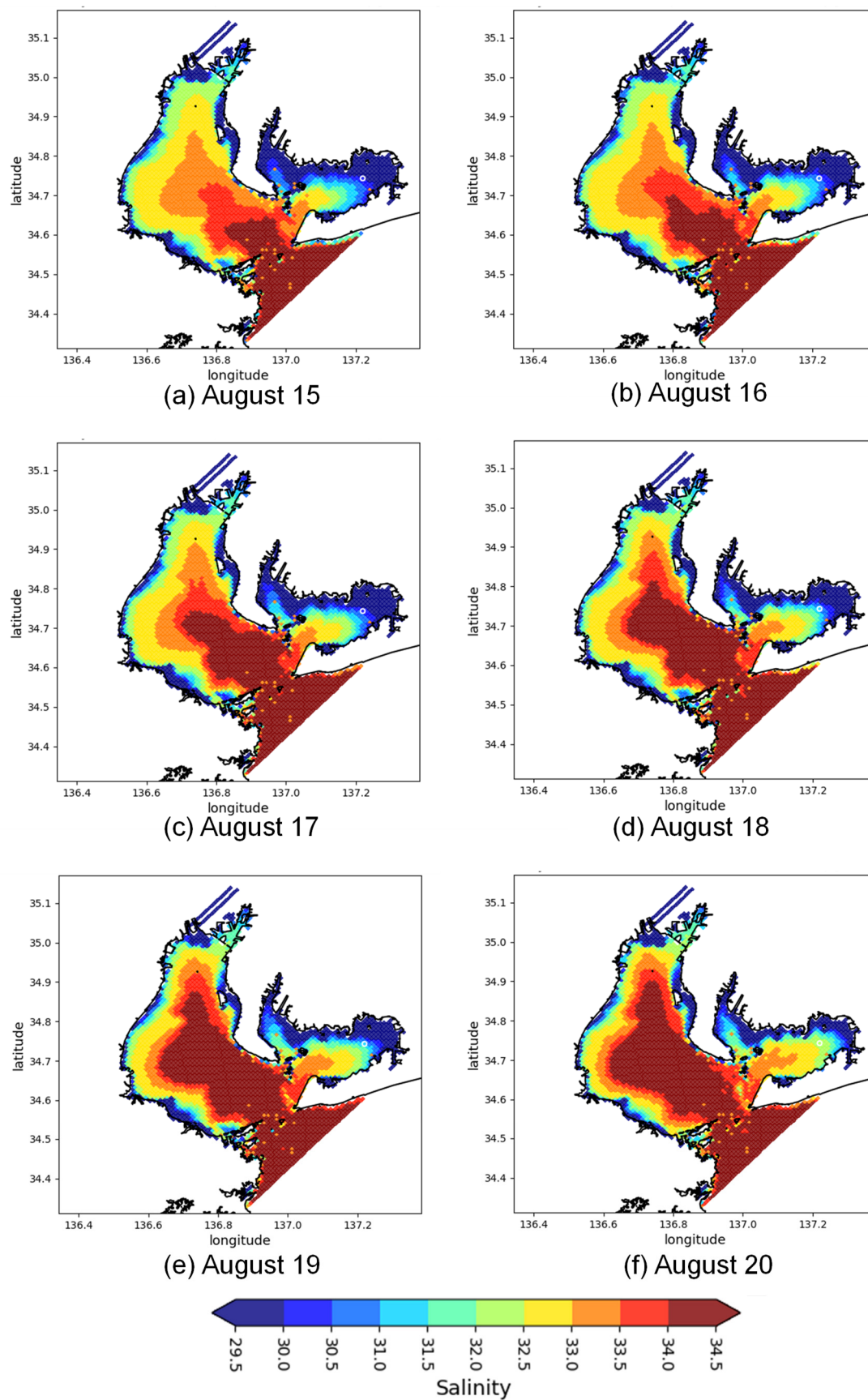


図-7 CaseBase における底層塩分の平面分布. 白い円は地点 A1 を示す. 左上から右下に向かって : (a) 8 月 15 日, (b) 8 月 16 日, (c) 8 月 17 日, (d) 8 月 18 日, (e) 8 月 19 日, (f) 8 月 20 日.

3.2 貧酸素水塊解消に関する感度解析に基づく要因分析の結果

3.2.1 密度差

イソプレット図（図-5）から、地点 A1 への酸素豊富な水塊の輸送は底層の塩分差に影響を受けていることが示された。伊勢湾口における中層から底層にかけての高塩分水塊（CaseSalt01）に伴い、地点 A1 の底層の DO 濃度も高かった。一方、低塩分（CaseSalt02）では地点 A1 の底層の DO 濃度は低く、極端に低い塩分（CaseSalt03）では DO 濃度は 0 mg/L にとどまった。この結果は、地点 A1 の底層の高い DO 濃度は伊勢湾口の中・底層から流入する高密度水塊による密度流が主因であることを示唆している。

3.2.2 風

イソプレット図（図-5）から、地点 A1 の底層 DO 濃度は、南東風、弱い南東風、北西風のいずれの風向であっても高いことを示している。したがって、風は地点 A1 の底層における DO 濃度上昇の主要因ではない。しかし、DO の鉛直分布は風況によって変化した。低風速（CaseWind02）と比較して、高風速（CaseWind01 および CaseWind03）では鉛直拡散の効果が増大した。

3.2.3 潮汐

イソプレット図（図-5）から、潮汐がない場合（CaseTide01）でも、地点 A1 の底層 DO 濃度が高いままであったことを示している。したがって、潮流は地点 A1 の底層 DO 濃度上昇の主要因ではなかった。しかし、潮汐の影響がない場合（CaseTide01）では、鉛直拡散が減少した。その結果、CaseBase と比較して、底層ではより高い DO 濃度の水塊が残存していた。

4. 考察

4.1 三河湾における貧酸素水塊の解消に関する流動生態系モデルの考察

第 3.1 節（図-4）に示した通り、地点 A1 における底層 DO 濃度の観測値とシミュレーション値は完全には一致しなかった。しかしながら、DO 濃度の上昇時期は一致しており、高い相関係数（0.78）がこれを示している。8 月 20 日以降の中層で貧酸素水塊が拡散し成層が破壊する現象（図-5）は再現されなかったものの、貧酸素水塊が初期に中層へ浮上する過程は捉えられた。したがって、再現性に課題はあるものの、本流動生態系モデルは地点 A1 における底層貧酸素の解消を概ね再現可能であると考えられる。

観測 DO 濃度とモデル出力（CaseBase）との乖離には、生物化学的プロセスが大きく寄与していると推察される。本研究の予備段階として、対象年である 2020 年の年間を通じた DO 濃度のパラメータ解析を実施したところ、生物化学的プロセスに関わるパラメータのさらなる調整が必要であることが示された（付録 B 参照）。また、現場観測値と比較して鉛直・水平拡散率が過剰に設定されている可能性もあり、これが DO 濃度の大きな乖離をもたらしていると考えられる（4.2 節参照）。したがって、今後の研究では乱流モデルの選定および関連パラメータの調整が求められる。

第 1 章で述べたように、これまでの外洋や内湾の研究の多くは DO 濃度の長期変動に注目していた一方で、短期的な変動を扱った研究は少ない。筆者らの知る限り、本研究は観測データと数値シミュレーション結果の比較により、貧酸素水塊の短期的な解消を検証した初の事例である。これまでの研究が短期変動を再現できなかった背景には、高時間分解能での水温・塩分の側面境界条件の正確な設定の困難さがあったと推察される。

本現象の再現に成功した背景には、三河湾・伊勢湾における連続水質観測システムの存在がある。伊勢湾、大阪湾、東京湾のような日本の主要湾域では、比較的高い時空間解像度で水温および塩分の連続観測データが提供されている。本研究では、水温・塩分の側方境界条件として 30 分ごとの観測データを用いた。短期的な変動をとらえることを目的としたモデリングには高解像度で正確な境界条件の設定が不可欠である。一方で、このような高頻度で連続した観測データを境界条件として利用できる海域は限られていると考えられる。したがって、従来研究と比較して、本研究における側面境界条件の高度化は大きな進歩かつ特徴的な点である。

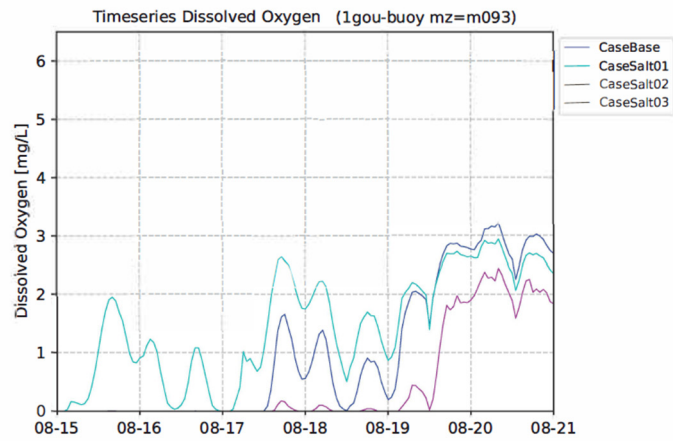
4.2 貧酸素水塊解消に関する感度解析に基づく要因分析の考察

第 3.2 節の結果は、地点 A1 における底層 DO 濃度の上昇に主たる寄与をしたのが密度流であることを示している（図-5）。吹送流および潮汐流も地点 A1 の DO 濃度に影響を与えたが、底層の DO 濃度上昇の主要因ではなかった（図-5）。しかしながら、風や潮汐の効果は全体的な DO 分布に影響を及ぼす点で重要である。すなわち、CaseBase と比較すると（図-5 (b)），風速が低下した場合（図-5 (g)）および潮汐が除去された場合（図-5 (i)）において、底層の DO 濃度は高くなっていた。この現象は、CaseBase において鉛直・水平拡散の影響で高 DO 水塊と低 DO 水塊が通常よりも混合されやすくなり、密度流による流入水の DO 濃度が相対的に低下したことに起因すると考えられる。

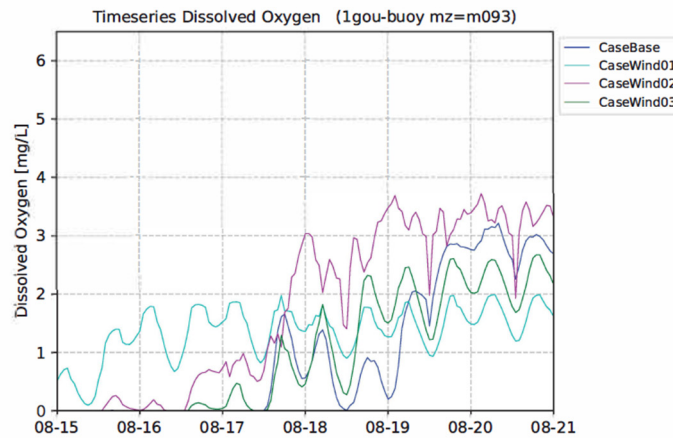
これらの値を比較しやすくするため、地点 A1 の底層 DO に関する要因解析の時系列図を作成した（図-8）。風速を変えた場合（図-8 (b)），風速が低い CaseWind02 の底層 DO 濃度は CaseBase よりも高かった。また、潮汐を除去した場合（図-8 (c)），潮汐のない CaseTide01 の底層 DO 濃度も CaseBase を上回った。

この密度流は、伊勢湾口付近における高塩分水塊の流入によって駆動されていると考えられる。気候変動観測衛星「しきさい」(GCOM-C) による衛星海面水温観測（付録図 C-1）では、8 月 6 日時点で伊勢湾口付近に特筆すべき水塊は確認されなかったが、8 月 15 日までに黒潮の影響とみられる高温水塊が出現していた。海面水温のモデル出力（付録図 C-2）および海流・海面高の解析（付録図 C-3）によると、8 月 11 日から 15 日にかけて高温水が伊勢湾に接近し、同期間に湾口付近で水位と流速が増加していた。これは前述の通り黒潮の影響を反映したものであり、黒潮が伊勢湾口付近に高密度水塊をもたらし、酸素豊富な水塊の三河湾への輸送に重要な役割を果たしたことを示唆している。

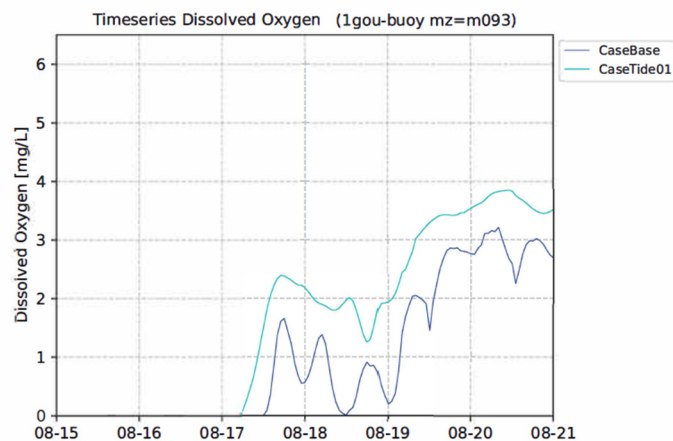
これまでの研究では、三河湾・伊勢湾における貧酸素水塊の解消と外洋水の侵入の関係が長期的視点で検討されてきた(高橋 et al., 2000; 鶴島 et al., 2023)。一方、本研究は DO 濃度の短期変動に特化した数値シミュレーションモデルを用いて、短期間における DO レベルの上昇・下降を明らかにした点で先駆的である。



(a) CaseBase and CaseSalt01~03



(b) CaseBase and CaseWind01~03



(c) CaseBase and CaseTide01

図-8 地点 A1 における底層 DO の数値シミュレーション結果の時系列. 観測深度は海面から 9.3m. (a) CaseBase と CaseSalt01~03 の比較, (b) CaseBase と CaseWind01~03 の比較, (c) CaseBase と CaseTide01 の比較. なお, 見えにくい(a)の CaseSalt03 は DO が常にゼロになっている.

5. 結論

本研究は、流動生態系モデルを用いて、2020 年 8 月における三河湾底層の貧酸素水塊の短期的解消過程を検証した。これまでの類似研究 (Scully, 2013 ; Testa et al., 2014 ; Justić and Wang, 2014) は、長期的な貧酸素状態を対象としてきたのに対し、本研究は初めて短期的な貧酸素状態の解消に関する検討を行っており、密度流が短期間における貧酸素の急速な解消に果たす役割を強調している点で特徴的である。

長期的な検討とは異なり、本研究は密度勾配に起因する短期的変動が三河湾の水環境に与える影響を明らかにした。解析結果から、伊勢湾口からの高塩分水流入による密度流が、底層の DO 濃度の上昇をもたらす主要な要因であることが示された。風や潮汐による流れも酸素分布に一定の影響を及ぼすものの、短期的な貧酸素解消のメカニズムにおいてはその寄与は限定的であった。

本研究は、これまで十分に解明されてこなかった貧酸素状態の急速解消メカニズムの理解を深めるものである。短期的な変動が底生生物群集や生態系の動態に影響を与え得ることから、貧酸素状態の時間的変動に関するさらなる研究の重要性を示唆している。今回用いた数値モデルは、このような急激な変化の解析に有効なツールであり、沿岸生態系における貧酸素事象の理解促進に貢献するものと期待される。

6. おわりに

5 章までが Matsuzaki et al. (2025) の内容であり、6 章には本成果を踏まえた今後の展望について記す。

本研究は、湾口の狭い三河湾において外洋水の侵入が貧酸素水塊の消長に関与するという先行報告 (愛知県水産試験場, 2020) を踏まえ、数値シミュレーションモデルによりその現象が再現可能かを検討したものである。改めてモニタリングポストの観測データを確認したところ、外洋水の侵入と考えられる現象は、連続観測が開始された 2014 年以降、少なくとも 7 回 (2014 年 8 月, 2015 年 7–8 月, 2016 年 7 月, 2018 年 8 月, 2019 年 8–9 月, 2020 年 8 月 (本研究), 2021 年 8 月) 確認された (付録図 E-1~E-7 参照)。すなわち、三河湾ではほぼ毎年のように外洋水の侵入イベントが発生している。2020 年 8 月と同様に黒潮の伊勢湾口沿岸の影響の有無は確認していないが、密度流に起因する短期的な底層貧酸素水塊の消長が毎年のように生じているといえる。さらに、生態系モデルで現場の状況が再現され、加えて流動場が正確に表現されることで、こうした短期変動の解析が可能となる。したがって、夏季の貧酸素水塊形成といった長期的な現象を議論する際にも、短期変動を捉えるためのモデリング、特に境界条件の設定が重要である。流動および生態系の双方を高精度に再現することが不可欠であり、そのために EcoPARI のさらなる開発と展開が期待される。

EcoPARI の開発に伴い、気象や海流のシミュレーション結果を活用した準リアルタイムの短期予報システムの実現が期待されている。著者らの研究グループはその一例として、伊勢湾における流況および潮目位置を準リアルタイムで 1 時間ごとに 10 時間先まで自動予測する数値シミュレーション手法と、Web アプリケーション型の描画システム「潮目・流況予測システム」を構築した (松崎ら, 2025)。流動シミュレーションの精度検証は海洋レーダー観測値との比較により行い、M2 分潮で ± 0.025 m/s 以内、潮汐残差流で ± 0.075 m/s 以内の精度を得ている。潮目予測についてはリアプノフ指数という力学系においてごく接近した軌道が離れていく度合いを表す量を用い、浮遊ごみ回収事例との照合から、海洋レーダーを用いた既存手法と同程度の予測的中率であることを確認した。これらの成果は、広域のかつリアルタイムな海洋ごみ対策や海洋環境監視への応用可能性を示している。本システムは Web ベースかつセキュアな構成を備え、アクセス性・運用性に優れることから、他地域への展開も可能である。著者らは本システムを応用し、伊勢湾における水温、塩分、クロロフィル濃度、植物プランクトン濃度といった物理・化学・生物量を約 11 日先まで準リアルタイムに予測するシステムを開発・試験運用中である。この仕組みは「海の天気予報」とも位置づけられ、スマートフォンを通じてユーザが利用することで、工事による濁りの移流・拡散予測や、10 日先の水温変動を漁業者が作業判断に活用するといった応用が想定される。とくに、本研究で対象とした貧酸素水塊の短期的な消長を予測可能とすれば、その利用価値は一層高まると考えられる。なお、本研究では観測値を基に側方境界条件を設定したが、準リアルタイム予測を行う場合には、気象庁の海況監視予測システム GPV など外部シミュレーション結果の活用が有効と考えられる。これらの情報を組み合わせ、本研究で検討したような貧酸素水塊の動態を再現可能かについて、検証する必要がある。

EcoPARI は、計算条件の作成（プリプロセス）から計算の実行、さらには結果の可視化（ポストプロセス）までを一貫して行うことが可能な統合的シミュレーションシステムとして整備が進められている。適用事例も多く、その汎用性は高い。著者らの研究目標の一つは、EcoPARI を初学者から熟練者まで幅広く利用可能なツールとし、全国の沿岸・河口域で活用されることにある。海外では多様な流動・生態系モデルが開発されているが、日本製でかつ使いやすいシミュレーションシステムに対する潜在的な需要は大きく、実際に EcoPARI の利用に関する問い合わせは近年増加している。EcoPARI は現時点ではオープンソースではないものの、問い合わせに応じてプログラムの貸与を行っており、産学官の立場や事業の公共性の有無を問わず、基本的に利用を許諾している。本論文をご覧になり利用に関心を持たれた場合には、著者らへの連絡をお願いしたい。

謝辞

本研究で用いた観測データは、国土交通省 (<http://www1.river.go.jp/>)、国土交通省中部地方整備局 (<http://www.isewan-db.go.jp>)、愛知県水産試験場 (<http://suisanshiken-buoy.jp/top/index.html>)、及び宇宙航空研究開発機構 (JAXA, <ftp.gportal.jaxa.jp>) より提供を受けた。また、本研究で利用した海面水温モデルデータは、海洋研究開発機構 (JAMSTEC) により開発され、JAXA の P-Tree システムを通じて提供されたものである。本研究に関し、港湾空港技術研究所の松本大輝氏及び野津厚氏より貴重な助言を賜り、深く感謝する。本研究は、日本学術振興会 (JSPS) 科学研究費補助金 (課題番号: 24K07694)、および国立情報学研究所・学際大規模情報基盤共同利用・共同研究拠点 (JHPCN) (プロジェクト ID: jh230015, jh240011)、ならびに、環境省・(独) 環境再生保全機構の環境研究総合推進費 (助成番号: JPMEERF20221R01) による支援を受けた。

用語集

用語	意味	備考
COD	化学的酸素要求量 (Chemical Oxygen Demand)	
T-N	全窒素 (Total Nitrogen)	
T-P	全リン (Total Phosphorus)	
P	粒子態 (Particulate)	例:
D	溶存態 (Dissolved)	PON: 懸濁態有機窒素
I	無機態 (Inorganic)	DON: 溶存態有機窒素
O	有機態 (Organic)	DIN: 溶存態無機窒素

参考文献

- 愛知県水産試験場. (2020). 三河湾の貧酸素水塊の消長と外海水の流入. 月刊水試ニュース, (530).
- 愛知県水産試験場 漁場環境研究部. (2020a). 伊勢・三河湾貧酸素情報, R2-9. Retrieved from <https://www.pref.aichi.jp/uploaded/attachment/344173.pdf>, 閲覧日 2025 年 9 月 9 日
- 愛知県水産試験場 漁場環境研究部. (2020b). 伊勢・三河湾貧酸素情報, R2-10. Retrieved from <https://www.pref.aichi.jp/uploaded/attachment/344438.pdf>, 閲覧日 2025 年 9 月 9 日
- 安藤さゆり, 松崎義孝, 久保田雅也, 松本大輝, 井上徹教. (2025). 伊勢湾の流動シミュレーションへの流域雨量指数の適用性. 土木学会論文集特集号 (海岸工学), 81(17).
- 井上徹教, 小室隆. (2020). 新たな魚類生態系モデルによる低次生態系と漁獲量の解析. 港湾空港技術研究所資料, (1368)
- 井上 徹教, Muhammad Ali Hafeez. (2024). 河川及び汽水湖における塩水挙動の再現計算. 港湾空港技術研究所資料, (1421)
- 井上徹教, 中村由行, 鈴木高二朗, 田中陽二, 内藤了二. (2015). 水質・生態系シミュレーションモデル(伊勢湾 シミュレーター)の開発と適用事例. HEDORO, (123), 34-40.
- 川崎浩司, 亀山泰良, 藤原建紀, 鈴木一輝. (2012). 三河湾における貧酸素水塊の消長過程に関する数値的研究. 土木学会論文集 B2(海岸工学), 68(2), I_1001-I_1005. https://doi.org/10.2208/kaigan.68.I_1001
- 黒田伸郎, 藤田弘一. (2011). 伊勢湾と三河湾の貧酸素水塊の短期変動及び長期変動の比較. 愛知県水産試験場研究報告, (12), 5-12.
- 高橋鉄哉, 藤原建紀, 久野正博, 杉山陽一. (2000). 伊勢湾における外洋系水の進入深度と貧酸素水塊の季節変動. 海の研究,

- 9(5), 265–271. <https://doi.org/10.5928/kaiyou.9.265>
- 田中陽二. (2013). 閉鎖性内湾における海水交換の季節変化に関する考察. 土木学会論文集 B2(海岸工学), 69(2), I_1061-I_1065. https://doi.org/10.2208/kaigan.69.I_1061
- 田中陽二, 鈴木高二朗. (2010). 密度流湧昇流の計算を目的とした三次元沿岸域流動モデルの開発について. 港湾空港技術研究所報告, 49(1), 3–25.
- 田中陽二, 中村由行, 鈴木高二朗, 井上徹教, 西村洋子. (2011). 微生物ループを考慮した浮遊生態系モデルの構築. 港湾空港技術研究所報告, 50(2), 3–68.
- 田中陽二, 中村由行, 井上徹教, 鈴木高二朗, 内田吉文, 澤田玲, 内藤了二. (2012). 伊勢湾での陸域負荷削減が一次生産量と貧酸素水塊の規模に与える影響. 土木学会論文集 B2(海岸工学), 68(2), I_1131-I_1135. https://doi.org/10.2208/kaigan.68.I_1131
- 田中陽二, 岡崎光平, 佐々木淳. (2013). 閉鎖性内湾における残差流に着目したメッシュ細分化指標の検討. 土木学会論文集 B3 (海洋開発), 69(2), I_1246-I_1251. https://doi.org/10.2208/jscejoc.69.I_1246
- 鶴島大樹, 永尾謙太郎, 白崎正浩, 日恵井京子, 藤田智志, 中田喜三郎, 中村由行. (2023). 伊勢湾における 2000 年代以降の夏・季底層貧酸素水塊の変動要因について. 海洋理工学会. https://doi.org/10.14928/amstec.27.2_1
- 鶴島大樹, 永尾謙太郎, 中田喜三郎. (2019). 数値シミュレーションを用いた伊勢湾におけるアサリの餌料不足に関する一考察. 土木学会論文集 B2(海岸工学), 75(2), I_1111-I_1116. https://doi.org/10.2208/kaigan.75.I_1111
- 永尾謙太郎, 中村由行. (2018). 伊勢湾における窒素・リン濃度に対する微生物ループの応答. 土木学会論文集 B2(海岸工学), 74(2), I_1243-I_1248. https://doi.org/10.2208/kaigan.74.I_1243
- 永尾謙太郎, 中村由行, 鶴島大樹, 小山悠人. (2019). 伊勢湾における下水処理場での栄養塩の管理運転の有効性に関する試算. 土木学会論文集 B2(海岸工学), 75(2), I_1021-I_1026. https://doi.org/10.2208/kaigan.75.I_1021
- 比嘉紘士, 中村聖美, 林宏樹, 岡田輝久, 中村由行, 井上徹教, 鈴木崇之. (2023). 東京湾における水底間の硫化物・鉄・マンガン循環に関する現地観測及び生態系モデル解析. 土木学会論文集, 79(17). <https://doi.org/10.2208/jscej.79.17143>
- 星清, 山岡勲. (1982). 雨水流法と貯留関数法との相互関係. 水理講演会論文集, 26, 273–278. <https://doi.org/10.2208/prohe1975.26.273>
- 本田是人, 戸田有泉, ニノ方圭介, 中嶋康生, 鈴木輝明. (2015). 三河湾における水質環境と貧酸素水塊の変動. 水産海洋研究, 79(1), 19–30.
- 松崎義孝, 井上徹教. (2020). アンサンブルカルマンフィルターによる閉鎖性水域の流動解析に向けたデータ同化の計算条件の検討. 港湾空港技術研究所資料, (1367), 35.
- 松崎義孝, 井上徹教. (2022). 伊勢湾シミュレータに実装した領域沿岸データ同化法による通年のデータ同化実験: 沿岸・河口域における適切なアンサンブルを作成するための境界条件の摂動. 港湾空港技術研究所報告, 61(1), 1–37.
- 松崎義孝, 井上徹教, 久保田雅也, 松本大輝, 佐藤朋之, 坂本光, 内藤大輔. (2024). 流動生態系シミュレーションシステム EcoPARI のプリ・ポストプロセスに関する Web アプリケーションの開発. 港湾空港技術研究所資料, (1420), 29.
- 松崎義孝, 井上徹教, 安藤さゆり, 久保田雅也, 宇野健司, 日恵井京子, et al. (2025). 伊勢湾における流況および潮目のリアルタイム予測システムの構築と Web アプリケーション化. 土木学会論文集.
- 松崎義孝, 井上徹教, 内藤大輔, 水口隼人. (2025). 領域沿岸データ同化手法による伊勢湾を対象とした物理量解析データベースの開発. 土木学会論文集特集号 (海岸工学), 81(17).
- 水口隼人, 松崎義孝, 井上徹教. (2025). 領域沿岸データ同化手法による 2020 年 8 月の三河湾への外洋水進入の再現精度の向上に関する検討. 土木学会論文集特集号 (海岸工学), 81(17).
- 山本祐也, 中田喜三郎, 鈴木輝明. (2008). 三河湾における貧酸素水塊形成過程に関する研究. 海洋理工学会. https://doi.org/10.14928/amstec.14.1_1
- Borsuk, M.E., Stow, C.A., Luettich, R.A., Paerl, H.W., Pinckney, J.L., 2001. Modelling oxygen dynamics in an intermittently stratified estuary: Estimation of process rates using field data. Estuar Coast. Shelf Sci. 52, 33–49. <https://doi.org/10.1006/ecss.2000.0726>
- Fisheries Environment Research Department, 2020a. Aichi Prefectural Fisheries Experiment Station, Ise/Mikawa Bay oxygen poor information (R2-9). <https://www.pref.aichi.jp/uploaded/attachment/344173.pdf>. (Accessed Aug 21, 2020).
- Fisheries Environment Research Department, 2020b. Aichi Prefectural Fisheries Experiment Station, Ise/Mikawa Bay oxygen poor

- information (R2-10). <https://www.pref.aichi.jp/uploaded/attachment/344438.pdf>. (Accessed Aug 26, 2020).
- Fujiwara, T., Takahashi, T., Kasai, A., Sugiyama, Y., Kuno, M., 2002. The role of circulation in the development of hypoxia in Ise Bay, Japan. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 54, 19–31. <https://doi.org/10.1006/ecss.2001.0824>
- Haidvogel, D.B., Arango, H.G., Hedstrom, K., Beckmann, A., Malanotte-Rizzoli, P., Shechepetkin, A.F., 2000. Model evaluation experiments in the North Atlantic Basin: Simulations in nonlinear terrain-following coordinates. *Dynam. Atmos. Oceans* 32, 239–281. [https://doi.org/10.1016/S0377-0265\(00\)00049-X](https://doi.org/10.1016/S0377-0265(00)00049-X)
- Hafeez, M. A., & Inoue, T. (2021). Determination of flow characteristics of Ohashi River through 3-D hydrodynamic model under simplified and detailed bathymetric conditions. *Water*, 13, 21, <https://doi.org/10.3390/w13213076>
- Hafeez, M. A., & Inoue, T. (2024). Three-Dimensional Hydrodynamic Modelling of Saltwater Ingression and Circulation in a Brackish Lake Shinji, Japan. *Advances in Water Resources*, 184, 104627. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2024.104627>
- Hafeez, M. A., Nakamura, Y., Suzuki, T., Inoue, T., Matsuzaki, Y., Wang, K., & Moiz, A. (2021). Integration of Weather Research and Forecasting (WRF) model with regional coastal ecosystem model to simulate the hypoxic conditions. *Science of The Total Environment*, 771, 145290. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2021.145290>
- Hafeez, M. A., Inoue, T., Matsumoto, H., Sato, T., & Matsuzaki, Y. (2024). Application of Building Cube Method to reproduce high-resolution hydrodynamics of a dredged borrow pit in Osaka Bay, Japan. *Proceedings of the 11th International Conference on Asian and Pacific Coasts: Apac 2023*, 14-17 Nov, Kyoto, Japan. Edited by Yoshimitsu Tajima, Shin-Ichi Aoki, and Shinji Sato. Kyoto, Japan: Springer. https://doi.org/10.1007/978-981-99-7409-2_26
- Henderson-Sellers, B., 1985. New formulation of eddy diffusion thermocline models. *Appl. Math. Modell.* 9, 441–446. [https://doi.org/10.1016/0307-904X\(85\)90110-6](https://doi.org/10.1016/0307-904X(85)90110-6)
- Japan Hydrographic Association, 2024. Submarine Topography Digital Data M7000 Series. (ASCII File); catalog number: D7002A-2. https://www.jha.or.jp/shop/index.php?main_page=product_info_js2&products_id=1367.
- Justić, D., Wang, L., 2014. Assessing temporal and spatial variability of hypoxia over the inner Louisiana–upper Texas shelf: Application of an unstructured-grid three-dimensional coupled hydrodynamic-water quality model. *Contin. Shelf Res.* 72, 163–179. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.08.006>
- Kountoura, K., Zacharias, I., 2012. Annual hypoxia dynamics in an enclosed gulf. <https://doi.org/10.5194/bgd-9-5049-2012>
- Matsuzaki, Y., Fujiki, T., Kawaguchi, K., Inoue, T., & Iwamoto, T. (2021). Application of the WRF model to the coastal area at Ise Bay, Japan: evaluation of model output sensitivity to input data. *Coastal Engineering Journal*, 63(1), 17–31. <https://doi.org/10.1080/21664250.2020.1830485>
- Matsuzaki, Y., Inoue, T., 2022. Perturbation of boundary conditions to create appropriate ensembles for regional data assimilation in coastal estuary modeling. *JGR Oceans*. 127. <https://doi.org/10.1029/2021JC017911>
- Matsuzaki, Y., Inoue, T., Kubota, M., Matsumoto, H., Sato, T., Sakamoto, H., Naito, D., 2024. Web application of an integrated simulation for aquatic environment assessment in coastal and estuarine areas. *Environ. Modell. Softw.* 181, 106184. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2024.106184>
- Matsuzaki, Y., Kubota, M., 2024. Uncertainty in river discharge forcings and error range on nowcasting numerical simulation of salinity and seawater temperature in Ise Bay, Japan. *Mar. Pollut. Bull.* 207, 116734. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2024.116734>
- Matsuzaki, Y., Kubota, M., Inoue, T., & Mizuguchi, H. (2025). Ecological hydrodynamic modeling and factor analysis of hypoxia dissipation in the semi-enclosed Mikawa Bay, Japan, in August 2020. *Marine Pollution Bulletin*, 218, 118190. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2025.118190>
- Miyazawa, Y., Varlamov, S.M., Miyama, T., Guo, X., Hihara, T., Kiyomatsu, K., Kachi, M., Kurihara, Y., Murakami, H., 2017. Assimilation of high-resolution sea surface temperature data into an operational nowcast/forecast system around Japan using a multi-scale three-dimensional variational scheme. *Ocean Dynamics* 67, 713–728. <https://doi.org/10.1007/s10236-017-1056-1>
- Miyazawa, Y., Varlamov, S.M., Miyama, T., Kurihara, Y., Murakami, H., Kachi, M., 2021. A Nowcast/Forecast System for Japan’s Coasts Using Daily Assimilation of Remote Sensing and In Situ Data. *Remote Sensing* 13, 2431. <https://doi.org/10.3390/rs13132431>
- Munk, W. H., & Anderson, E. R. (1948). Notes on a theory of the thermocline. *Journal of Marine Research*, 7(3).
- Nakamura, Y., Hayakawa, N., 1991. Modelling of thermal stratification in lakes and coastal seas. 20th General Assembly of the

- International Union of Geodesy and Geophysics, Vienna, Austria, 08/11–24/91, pp. 227–236.
- Nakata, K., 1993, Ecosystem model; its formulation and estimation method for unknown rate parameters J. Adv. Marine Technol. Conf. 8, 99–138.
- Orlanski, I., 1976. A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. J. Comput. Phys. 21, 251–269. [https://doi.org/10.1016/0021-9991\(76\)90023-1](https://doi.org/10.1016/0021-9991(76)90023-1)
- Rowe, M.D., Anderson, E.J., Beletsky, D., Stow, C.A., Moegling, S.D., Chaffin, J.D., May, J.C., Collingsworth, P.D., Jabbari, A., Ackerman, J.D., 2019. Coastal upwelling influences hypoxia spatial patterns and nearshore dynamics in Lake Erie. JGR Oceans 124, 6154–6175. <https://doi.org/10.1029/2019JC015192>
- Sato, C., Nakayama, K., Furukawa, K., 2012. Contributions of wind and river effects on DO concentration in Tokyo Bay. Estuar Coast. Shelf Sci. 109, 91–97. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2012.05.023>
- Scully, M.E., 2013. Physical controls on hypoxia in Chesapeake Bay: A numerical modeling study. JGR Oceans. 118, 1239–1256. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20138>
- Sekine, Y., Nakamura, S., Wang, Y.W., 2002. Variation in wind in the region around Ise Bay. Bol. Fac. Bioresour. Mie University. 28, 1–9.
- Skamarock, W., Klemp, J., Dudhia, J., Gill, D., Barker, D., Wang, W., et al. (2008). A Description of the Advanced Research WRF version 3. University Corporation for Atmospheric Research. <https://doi.org/10.5065/D68S4MVH>
- Smagorinsky, J., 1963. General circulation experiments with the primitive equations. Mon. Wea. Rev. 91, 99–164. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1963\)091<0099:GCEWTP>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1963)091<0099:GCEWTP>2.3.CO;2).
- Suzuki, T., 2001. Oxygen-deficient waters along the Japanese coast and their effects upon the estuarine ecosystem. J. Environ. Qual. 30, 291–302. <https://doi.org/10.2134/jeq2001.302291x>
- Tanaka, Y., Kanno, A., Shinohara, R., 2014. Effects of global brightening on primary production and hypoxia in Ise Bay, Japan. Estuar. Coast. Shelf Sci. 148, 97–108. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2014.06.010>
- Testa, J.M., Li, Y., Lee, Y.J., Li, M., Brady, D.C., Di Toro, D.M., Kemp, W.M., Fitzpatrick, J.J., 2014. Quantifying the effects of nutrient loading on dissolved O₂ cycling and hypoxia in Chesapeake Bay using a coupled hydrodynamic–biogeochemical model. J. Mar. Syst. 139, 139–158. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2014.05.018>
- Wang, K., Nakamura, Y., Sasaki, J., Inoue, T., Higa, H., Suzuki, T., Hafeez, M.A., 2022. An effective process-based modeling approach for predicting hypoxia and blue tide in Tokyo Bay. Coast. Eng. J. 64, 458–476. <https://doi.org/10.1080/21664250.2022.2119011>
- Varlamov, S.M., Guo, X., Miyama, T., Ichikawa, K., Waseda, T., Miyazawa, Y., 2015. M2 baroclinic tide variability modulated by the ocean circulation south of Japan. JGR Oceans 120, 3681–3710. <https://doi.org/10.1002/2015JC010739>
- Xu, J., Long, W., Wiggert, J.D., Lanerolle, L.W.J., Brown, C.W., Murtugudde, R., Hood, R.R., 2012. Climate forcing and salinity variability in Chesapeake Bay, USA. Estuar. Coast 35, 237–261. <https://doi.org/10.1007/s12237-011-9423-5>
- Zhang, H., Li, S., 2010. Effects of physical and biochemical processes on the dissolved oxygen budget for the Pearl River Estuary during summer. J. Mar. Syst. 79, 65–88. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2009.07.002>
- Zheng, Y., Huang, J., Feng, Y., Xue, H., Xie, X., Tian, H., Yao, Y., Luo, L., Guo, X., Liu, Y., 2024. The effects of seasonal wind regimes on the evolution of hypoxia in Chesapeake Bay: Results from a terrestrial-estuarine-ocean biogeochemical modeling system. Prog. Oceanogr. 222, 103207. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2024.103207>

付録 A. 境界条件および初期条件の設定方法の詳細

A.1 側方境界条件

側方境界条件には、地点 B1 (図-1 参照) において 30 分間隔で記録された水温および塩分のデータを使用した。湾口に設置されたモニタリングポストは、側方境界から内湾側に約 5.6 km の位置にある。水温および塩分の値は、図-1 に示す観測地点 B1 (北緯 34.533°, 東経 137.016°) および B2 (北緯 34.434°, 東経 137.135°) の観測値を基に補正を行った。地点 B1 は地点 B2 と地点 B3 の中間に位置している。地点 B2 と地点 B3 での観測は、愛知県水産試験場により毎月実施されている。データは水平方向には一様に補間し、鉛直方向および時間方向には線形補間を行った。

潮位の側方境界条件には、横断境界に近い赤羽根潮位観測所（地点 C1，北緯 34.6°，東経 137.183°）における 1 時間間隔の潮位観測データを使用した。

水質濃度は 2014 年，2015 年に名古屋港漁業影響調査において湾口部地点 55 で月 1 回（上層・底層）観測された水質を平均した値を一定値として設定した（付録表 A-1）。開境界における微生物量については，2014 年，2015 年に名古屋港漁業影響調査において湾口部地点 55 で月 1 回および年 4 回（上層・底層）観測された現存量を平均した値を一定値として設定した（付録表 A-2）。分解性の分画比は付録表 A-3 の通りとした。

付録表 A-1 側方境界における水質濃度の設定値

	設定値 (mg/L)
POC	0.170
PON	0.075
POP	0.002
DOC	0.925
DON	0.125
DOP	0.007
PO4	0.007
NH4	0.012
NO2	0.006
NO3	0.030
SiO2	0.312

付録表 A-2 側方境界での微生物量の設定値

	設定値 (μgC/L)
珪藻類	66.4
ANF	4.3
シアノ	4.6
動物プランクトン	5.0
せん毛虫	14.3
HNF	1.3
好気性細菌	34.1

付録表 A-3 分解性の分画比

	分画比
易分解性	0.05
準易分解性	0.2
難易分解性	0.75

A.2 大気境界条件

大気境界条件（短波放射，長波放射，気圧，気温，風向・風速，水蒸気圧，降水量）は，GPVLFM 解析値から生成した。これらのデータは 1 時間間隔で取得し，時間・空間の二次元において線形補間を施した。降水量については，1 時間予報値を用い，0～1 時間後の積算値として扱った。

A.3 河川境界条件

一級河川（付録表 A-4）については，毎時観測データを用いて河川流量データを作成した。一方，観測データが断続的な

小規模河川に関しては、貯留関数法を用いて毎時の流量を計算した．

$$\frac{ds}{dt} = q_{up}(t) + r(t) - q(t) - q_{base} \quad (A1)$$

$$s = k_1 q^{p_1} + k_2 \frac{dq^{p_2}}{dt} \quad (A2)$$

$$Q(t) = \frac{q(t)}{3.6} A, \quad (A3)$$

ここで、 s は流域の見かけの貯留水位 [mm]、 t は時間 [h]、 r は流域の平均降水量 [mm/h]、 q は時刻 t における流出量 [mm/h]、 q_{up} は上流からの流出量 [mm/h]、 q_{base} は基底流出量 [mm/h]、 k_1, k_2, p_1, p_2 は定数、 Q は河川流量 [m³/s]、 A は流域面積 [km²] である．これらの式は、星・山岡 (1982) に基づいており、定数の値は過去の観測流量との比較により決定した．各流域の平均降水量 r は GPVLFM の降水量を使用した．

観測データのない小規模河川では、近隣の観測河川の流量に、対象河川の流域面積と平均年間降水量の比率を掛けることで流量を推定した．

一級河川の河川水温は毎時の観測データから計算され、小規模河川については気温との回帰式により毎時推定された．その回帰式は以下の通りである．

$$temp_{riv} = a_{air} temp_{air} + b_{air}, \quad (A4)$$

ここで、 a_{air} および b_{air} は、一級河川における観測された空気温度と水温との関係から得られた係数であり、これらは 2010 年から 2019 年までの毎時データを用いて算出された．河川流量における DO 濃度は、飽和状態であると仮定している．

水質は以下の通りに設定した．COD、T-N、T-P は、河川流量データが揃っている 2002 年度から 2013 年度の公共用水域データを基に負荷量 L と河川流量 Q の式である L-Q 式 (式 A5) のパラメータ a 、 b を算出した．一級河川及び中小河川の a 、 b を付録表 A-4 及び付録表 A-5 に示す．算出した COD、T-N、T-P からの各分画は付録表 A-6 の通りとした．

$$L = aQ^b, \quad (A5)$$

付録表 A-4 一級河川：河川観測所およびその流域面積に関する情報

河川名	支川	観測地点	緯度	経度	流域 [km ²]
木曽川		笠松	35.363	136.762	4956
長良川		墨俣	35.362	136.688	1914
揖斐川	牧田川	烏江	35.306	136.594	180
	杭瀬川	高瀬	35.308	136.596	174
	揖斐川	万石	35.360	136.658	1196
庄内川		枇杷島	35.203	136.875	705
矢作川		米津	34.889	137.059	1657
豊川		当古	34.811	137.419	634
鈴鹿川	内部川	河原田	34.919	136.596	51
	鈴鹿川	高岡	34.902	136.596	269
雲出川		雲出橋	34.647	136.512	541
櫛田川		櫛田橋	34.546	136.585	423
宮川		岩出	34.464	136.654	780

付録表 A-5 一級河川の $L=aQ^b$ 式の a,b

No	河川名	COD		T-N		T-P	
		$L=aQ^b$		$L=aQ^b$		$L=aQ^b$	
		a	b	a	b	a	b
1	豊川	2.179	0.944	1.977	0.825	0.018	1.102
2	矢作川	2.736	0.979	1.835	0.784	0.077	0.846
3	庄内川	43.011	0.412	12.369	0.456	0.751	0.472
4	木曽川	2.777	0.966	0.535	0.993	0.005	1.274
5	長良川	5.557	0.814	1.869	0.867	0.082	0.900
6	揖斐川	4.279	0.849	1.422	0.905	0.104	0.875
7	鈴鹿川	3.033	0.922	3.452	1.016	0.061	0.968
8	雲出川	2.784	0.969	1.104	0.996	0.029	0.947
9	櫛田川	1.589	1.012	0.802	1.009	0.013	1.058
10	宮川	0.744	1.060	0.750	0.924	0.005	1.200

付録表 A-6 (その 1) 一級河川の $L=aQ^b$ 式の a,b (1/2)

No.	河川	type	気温観測所	参照河川	COD $L=aQ^b$		T-N $L=aQ^b$		T-P $L=aQ^b$		水温 $WT=aAT+b$	
					a	b	a	b	a	b	a	b
11	汐川	1	伊良湖	豊川	13.140	0.945	9.933	0.968	0.951	0.886	0.893	1.052
12	梅田川	1	伊良湖	豊川	8.788	0.974	4.783	0.707	0.579	0.827	0.784	3.484
13	柳生川	1	伊良湖	豊川	6.976	0.931	2.654	0.777	0.229	0.739	0.852	2.258
14	佐奈川	1	伊良湖	豊川	7.022	0.882	6.020	0.945	0.330	0.758	0.619	7.636
15	白川	1	伊良湖	豊川	5.496	0.969	4.551	0.832	0.225	0.884	0.603	6.365
16	音羽川	1	伊良湖	矢作川	4.282	0.813	2.215	0.903	0.089	0.649	0.719	2.888
17	矢作古川	1	伊良湖	矢作川	3.247	0.865	1.001	0.912	0.053	0.924	0.791	1.300
18	鹿乗川	1	伊良湖	矢作川	9.024	0.824	4.667	0.503	0.409	0.726	0.784	1.979
19	新川	1	名古屋	矢作川	10.105	0.904	4.267	0.784	0.305	0.920	0.848	1.237
20	高浜川	1	名古屋	矢作川	8.949	0.955	3.196	0.926	0.292	0.966	0.815	1.871
21	猿渡川	1	名古屋	矢作川	11.137	0.709	6.837	0.387	0.585	0.447	0.775	2.532
22	逢妻川	1	名古屋	矢作川	10.640	0.922	7.000	0.780	0.867	0.727	0.803	1.452
23	境川	1	名古屋	矢作川	10.409	0.906	5.448	0.777	0.496	0.781	0.846	1.099
24	阿久比川	1	名古屋	矢作川	9.022	0.936	3.380	0.948	0.295	0.913	0.860	1.402
25	新川	1	名古屋	庄内川	31.784	0.704	31.826	0.484	2.235	0.576	0.690	5.303
26	日光川	1	名古屋	木曽川	11.637	0.964	5.611	0.867	0.370	0.948	0.774	3.769
27	員弁川	2	四日市	-	1.315	1.018	1.214	0.977	0.065	0.775	0.692	3.495
28	朝明川	2	四日市	-	1.936	0.994	1.535	0.991	0.100	0.863	0.805	2.232
29	金沢川	1	四日市	鈴鹿川	6.048	1.009	3.063	1.035	0.260	1.007	0.843	2.161
30	中ノ川	1	四日市	鈴鹿川	4.189	1.056	1.254	0.907	0.073	1.046	0.950	-0.883
31	志登茂川	1	津	雲出川	5.557	0.893	2.482	0.986	0.225	1.090	0.902	0.692
32	安濃川	2	津	-	2.995	0.915	1.629	0.907	0.094	0.721	0.857	0.443
33	岩田川	1	津	雲出川	3.933	0.917	1.632	1.029	0.127	0.870	0.862	1.221
34	阪内川	1	津	櫛田川	2.274	0.849	1.367	1.049	0.058	0.725	0.837	1.313
35	金剛川	1	津	櫛田川	5.011	1.030	1.925	0.931	0.215	1.161	0.950	-1.571
36	笹笛川	1	津	櫛田川	2.832	1.078	2.019	1.124	0.091	1.068	0.848	0.833
37	外城田川	2	津	-	3.807	1.034	2.572	0.941	0.170	0.983	0.824	1.176
38	五十鈴川	2	津	-	1.871	0.918	0.627	0.853	0.039	1.176	0.774	1.753
39	加茂川	1	津	五十鈴川	1.847	1.060	0.487	1.226	0.029	0.850	0.818	0.320
40	豊川放水路	1	伊良湖	豊川	2.179	0.944	1.977	0.825	0.018	1.102	0.893	0.524
41	天白川	1	名古屋	庄内川	7.769	0.976	10.008	1.049	0.904	1.155	0.696	5.685
42	山崎川	1	名古屋	庄内川	9.562	1.021	10.008	1.049	0.904	1.155	0.613	8.612
43	堀川	1	名古屋	庄内川	0.637	0.946	10.008	1.049	0.904	1.155	0.605	7.922
44	荒子川	1	名古屋	庄内川	9.562	1.021	10.008	1.049	0.904	1.155	0.905	1.073
45	中川運河	1	名古屋	庄内川	9.562	1.021	10.008	1.049	0.904	1.155	0.829	2.620
46	海蔵川	1	四日市	朝明川	1.936	0.994	1.535	0.991	0.100	0.863	0.725	4.084
47	三滝川	2	四日市	-	1.936	0.994	1.535	0.991	0.100	0.863	0.919	3.628
48	天白川	2	四日市	-	1.936	0.994	1.535	0.991	0.100	0.863	0.709	5.761
49	勢田川	1	津	五十鈴川	1.871	0.918	0.627	0.853	0.039	1.176	0.792	2.952
50	天白川	1	伊良湖	豊川	13.140	0.945	9.933	0.968	0.951	0.886	0.893	1.052
51	免々田川	1	伊良湖	豊川	13.140	0.945	9.933	0.968	0.951	0.886	0.893	1.052
52	新堀川	1	伊良湖	豊川	13.140	0.945	9.933	0.968	0.951	0.886	0.893	1.052
53	今堀川	1	伊良湖	豊川	13.140	0.945	9.933	0.968	0.951	0.886	0.893	1.052
54	今池川	1	伊良湖	豊川	13.140	0.945	9.933	0.968	0.951	0.886	0.893	1.052
55	蜷川	1	伊良湖	豊川	13.140	0.945	9.933	0.968	0.951	0.886	0.893	1.052
56	紙田川	1	伊良湖	豊川	13.140	0.945	9.933	0.968	0.951	0.886	0.893	1.052
57	境川	1	伊良湖	豊川	13.140	0.945	9.933	0.968	0.951	0.886	0.893	1.052
58	御津川	1	伊良湖	矢作川	4.282	0.813	2.215	0.903	0.089	0.649	0.719	2.888
59	紫川	1	伊良湖	矢作川	4.282	0.813	2.215	0.903	0.089	0.649	0.719	2.888
60	西田川	1	伊良湖	矢作川	4.282	0.813	2.215	0.903	0.089	0.649	0.719	2.888

付録表 A-6 (その2) 一級河川の $L=aQ^b$ 式の a,b

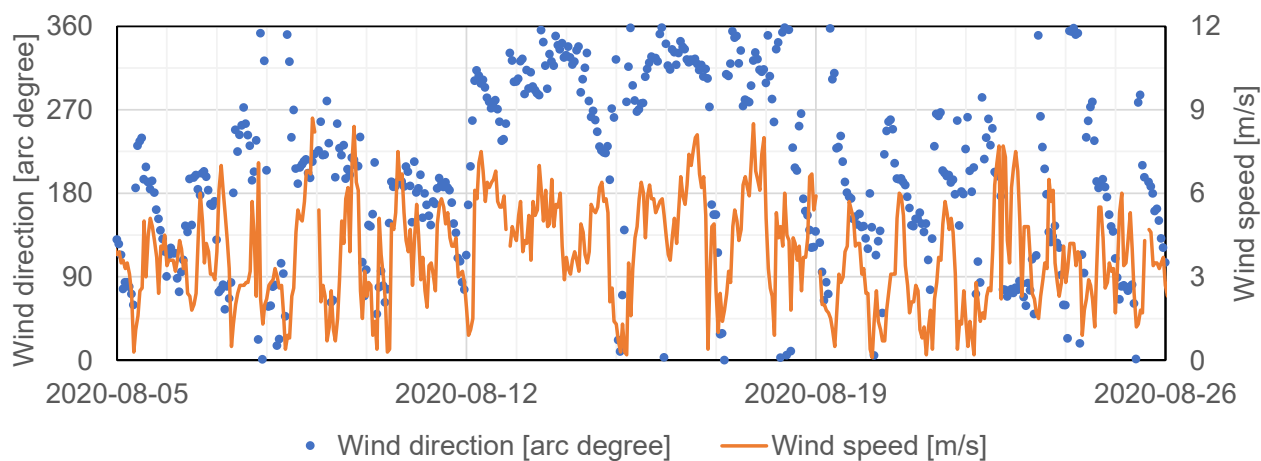
No.	河川	type	気温観測所	参照河川	COD $L=aQ^b$		T-N $L=aQ^b$		T-P $L=aQ^b$		水温 $WT=aAT+b$	
					a	b	a	b	a	b	a	b
61	落合川	1	伊良湖	矢作川	4.282	0.813	2.215	0.903	0.089	0.649	0.719	2.888
62	拾石川	1	伊良湖	矢作川	4.282	0.813	2.215	0.903	0.089	0.649	0.719	2.888
63	八幡川	1	伊良湖	矢作川	4.282	0.813	2.215	0.903	0.089	0.649	0.719	2.888
64	鳥羽川	1	伊良湖	矢作川	4.282	0.813	2.215	0.903	0.089	0.649	0.719	2.888
65	矢崎川	1	伊良湖	矢作川	4.282	0.813	2.215	0.903	0.089	0.649	0.719	2.888
66	北浜川	1	伊良湖	矢作川	3.247	0.865	1.001	0.912	0.053	0.924	0.791	1.300
67	蜷川	1	名古屋	矢作川	8.949	0.955	3.196	0.926	0.292	0.966	0.815	1.871
68	前川	1	名古屋	矢作川	8.949	0.955	3.196	0.926	0.292	0.966	0.815	1.871
69	明德寺川	1	名古屋	矢作川	10.409	0.906	5.448	0.777	0.496	0.781	0.846	1.099
70	豆搗川	1	名古屋	矢作川	10.409	0.906	5.448	0.777	0.496	0.781	0.846	1.099
71	須賀川	1	名古屋	矢作川	10.409	0.906	5.448	0.777	0.496	0.781	0.846	1.099
72	稗田川	1	名古屋	矢作川	10.409	0.906	5.448	0.777	0.496	0.781	0.846	1.099
73	十ヶ川	1	名古屋	矢作川	9.022	0.936	3.380	0.948	0.295	0.913	0.860	1.402
74	神戸川	1	伊良湖	矢作川	9.022	0.936	3.380	0.948	0.295	0.913	0.860	1.402
75	石川	1	伊良湖	矢作川	9.022	0.936	3.380	0.948	0.295	0.913	0.860	1.402
76	堀川	1	伊良湖	矢作川	9.022	0.936	3.380	0.948	0.295	0.913	0.860	1.402
77	新川	1	伊良湖	矢作川	9.022	0.936	3.380	0.948	0.295	0.913	0.860	1.402
78	布土川	1	伊良湖	矢作川	9.022	0.936	3.380	0.948	0.295	0.913	0.860	1.402
79	新江川	1	伊良湖	矢作川	9.022	0.936	3.380	0.948	0.295	0.913	0.860	1.402
80	大川	1	伊良湖	矢作川	9.022	0.936	3.380	0.948	0.295	0.913	0.860	1.402
81	五宝川	1	伊良湖	矢作川	9.022	0.936	3.380	0.948	0.295	0.913	0.860	1.402
82	山海川	1	伊良湖	矢作川	9.022	0.936	3.380	0.948	0.295	0.913	0.860	1.402
83	内海川	1	伊良湖	矢作川	9.022	0.936	3.380	0.948	0.295	0.913	0.860	1.402
84	山王川	1	名古屋	矢作川	9.022	0.936	3.380	0.948	0.295	0.913	0.860	1.402
85	稲早川	1	名古屋	矢作川	9.022	0.936	3.380	0.948	0.295	0.913	0.860	1.402
86	矢田川	1	名古屋	矢作川	9.022	0.936	3.380	0.948	0.295	0.913	0.860	1.402
87	日長川	1	名古屋	庄内川	9.022	0.936	3.380	0.948	0.295	0.913	0.860	1.402
88	信濃川	1	名古屋	庄内川	9.022	0.936	3.380	0.948	0.295	0.913	0.860	1.402
89	大田川	1	名古屋	庄内川	9.022	0.936	3.380	0.948	0.295	0.913	0.860	1.402
90	筏川	1	名古屋	木曽川	11.637	0.964	5.611	0.867	0.370	0.948	0.774	3.769
91	堀切川	1	四日市	鈴鹿川	4.189	1.056	1.254	0.907	0.073	1.046	0.950	-0.883
92	田中川	1	津	鈴鹿川	4.189	1.056	1.254	0.907	0.073	1.046	0.950	-0.883
93	相川	2	津	-	3.933	0.917	1.632	1.029	0.127	0.870	0.862	1.221
94	碧川	1	津	雲出川	2.274	0.849	1.367	1.049	0.058	0.725	0.837	1.313
95	三渡川	1	津	雲出川	2.274	0.849	1.367	1.049	0.058	0.725	0.837	1.313
96	大堀川	1	津	櫛田川	2.832	1.078	2.019	1.124	0.091	1.068	0.848	0.833
97	江川	1	津	外城田川	3.807	1.034	2.572	0.941	0.170	0.983	0.824	1.176
98	堀通川	1	津	五十鈴川	1.847	1.060	0.487	1.226	0.029	0.850	0.818	0.320
99	紙漕川	1	津	五十鈴川	1.847	1.060	0.487	1.226	0.029	0.850	0.818	0.320

付録表 A-7 河川水質の分画比

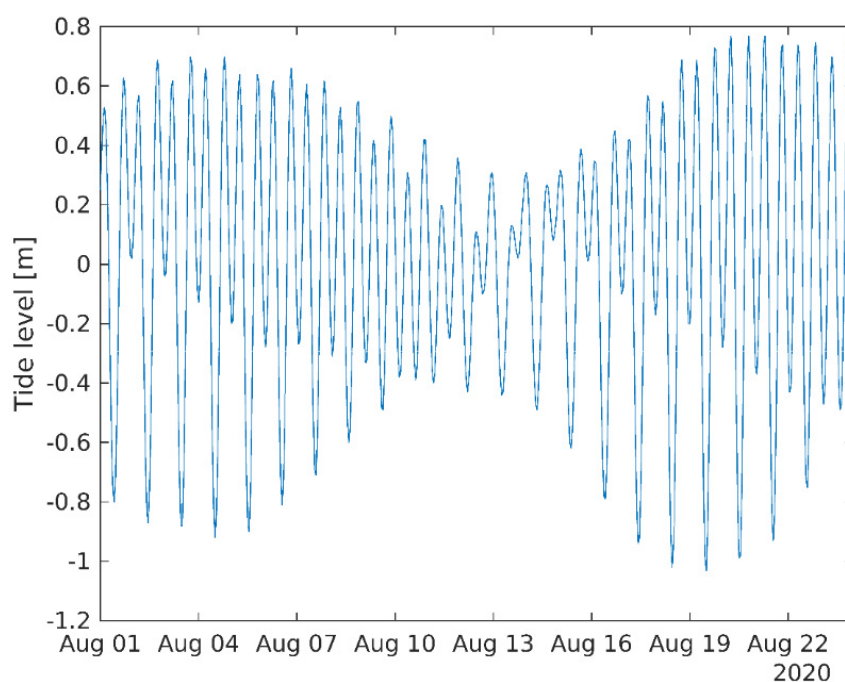
比		分画比の値
COD	TOC/COD	2.469
	POC/TOC	0.23
	DOC/TOC	0.77
TN	PON/TN	0.0702
	DON/TN	0.1998
	NH4/TN	0.3066
	NO2/TN	0.012702
	NO3/TN	0.410698
TP	PO4/TP	0.54
	POP/TP	0.3128
	DOP/TP	0.1472

A.4 風と潮位の観測値

参考情報として、三河湾 1 号ブイ（地点 A1）の風向風速（付録図 A-1）と、赤羽根観測点（地点 C1）の潮位（付録図 A-2）を図示する。



付録図 A-1 三河湾 1 号ブイ（地点 A1）における風向および風速の時系列変化



付録図 A-2 赤羽根観測点（地点 C1）における潮位の時系列変化

A.5 初期条件

初期条件は付録表 A-8 の通りに設定した。

付録表 A-8 水質の初期条件

設定項目	設置値[mol/m ³]
植物プランクトン	0.271E-02 0.000E+00 0.945E-03 0.534E-03
余剰窒素 (SQN)	0.000E+00 0.000E+00 0.000E+00 0.000E+00
余剰リン (SQP)	0.000E+00 0.000E+00 0.000E+00 0.000E+00
動物プランクトン	8.75E-04
原生動物	0.630E-02 0.277E-03
好気性細菌	6.85E-03
POC	0.538E-02 0.215E-02 0.323E-02
PON	0.128E-02 0.513E-03 0.769E-03
POP	0.366E-04 0.146E-04 0.220E-04
DOC	0.206E-02 0.824E-02 0.309E-01
DON	0.263E-03 0.105E-02 0.395E-02
DOP	0.479E-05 0.192E-04 0.718E-04
利用可能溶存有機炭素(ADOC)	0.00E+00
PO4	1.58E-04
NH4	4.77E-04
NO2	7.82E-06
NO3	2.53E-04
SiO2	1.33E-02
H2S	0.00E+00
Fe	0.00E+00
FeOH3	0.00E+00
Mn	0.00E+00
MnO2	0.00E+00
DO	1.88E-01
Al	0.00E+00
AlPO4	0.00E+00
硫化物 (SSS)	0.00E+00

付録 B. パラメータに関する予備検討

底層の DO 濃度のシミュレーション精度を確保するために、2020 年 1 年間を対象とした予備的なパラメータ調整を実施した。この調整は、2020 年 8 月や特定の地点 A1 に限定するのではなく、三河湾および伊勢湾全体におけるモデルの再現性向上を目的として行われた。

このパラメータ調整における境界条件は、本研究の主要な解析と同様の手法で設定された。全体で 11 回のテスト計算を実施し、それぞれの調整値および目的については付録表 B-1 に示している。Run01 は基準計算（ベースライン）として設定されており、Run01 における底層 DO の結果を概観すると、シミュレーションにより得られた DO 濃度は、観測値と比較して全体的に低い傾向が見られた。

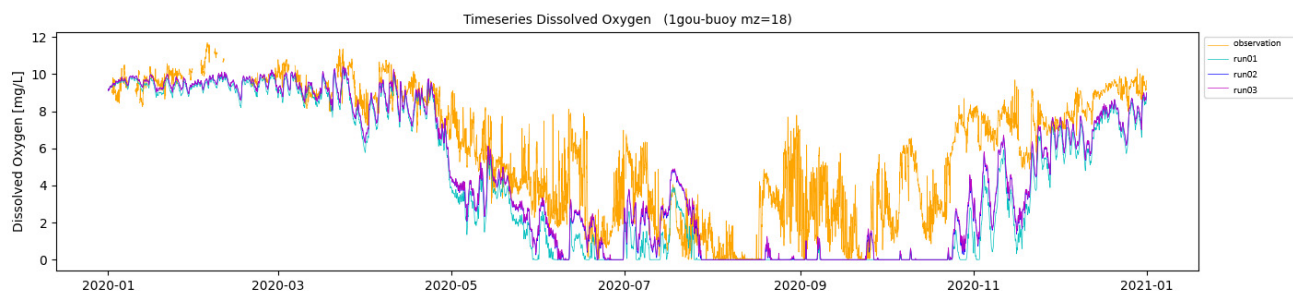
この結果を踏まえ、DO 濃度のストックおよびフローの評価を行い、DO の著しい消費に寄与する要因に着目してパラメータの調整を行った。具体的には、底質からの酸素消費フラックスの低減、好気性細菌の呼吸速度の抑制、および底質からの硫化水素の放出抑制を通じて、底層 DO の再現性の向上を図った。これらの調整によって得られた結果の概要を以下に示す。

付録表 B-1 DO 濃度に関するパラメータ調整の変更点と目的

run	run01 からの変更点	目的
01	基本計算（パラメータ調整開始時点）	この計算結果を基に調整を行う。
02	From $\alpha_{DO,const}^{sed} = -6.396 \times 10^{-8}$ To $\alpha_{DO,const}^{sed} = -6.396 \times 10^{-9}$	底泥における定常的な酸素消費を抑えることを狙った調整
03	From $\beta_{DO,const}^{sed} = 6.93 \times 10^{-2}$ To $\beta_{DO,const}^{sed} = 3.465 \times 10^{-2}$	底泥における定常的な酸素消費を抑えることを狙った調整
04	From $\alpha_{BacRespR,m} = 1.09 \times 10^{-7}$ To $\alpha_{BacRespR,m} = 1.09 \times 10^{-8}$	底生好気性細菌の呼吸による酸素消費抑制を狙ったパラメータ調整
05	From $\alpha_{H_2S,const}^{sed} = 1.08 \times 10^{-7}$ To $\alpha_{H_2S,const}^{sed} = 1.08 \times 10^{-8}$	底質から定常的に溶出する H ₂ S 濃度を下げることによって酸素消費量を削減することを狙った調整
06	From $\alpha_{H_2S,const}^{sed} = 1.08 \times 10^{-7}$ To $\alpha_{H_2S,const}^{sed} = 1.08 \times 10^{-9}$	run5 と同じ狙いであるが、 $\alpha_{H_2S,const}^{sed}$ の値を更に調整
07	From $\alpha_{DO,const}^{sed} = -6.396 \times 10^{-8}$ To $\alpha_{DO,const}^{sed} = -6.396 \times 10^{-9}$ From $\alpha_{H_2S,const}^{sed} = 1.08 \times 10^{-7}$ To $\alpha_{H_2S,const}^{sed} = 1.08 \times 10^{-8}$	run02 と run05 の組合せ
08	From $\alpha_{DO,const}^{sed} = -6.396 \times 10^{-8}$ To $\alpha_{DO,const}^{sed} = -6.396 \times 10^{-9}$ From $\beta_{DO,const}^{sed} = 6.93 \times 10^{-2}$ To $\beta_{DO,const}^{sed} = 3.465 \times 10^{-2}$ From $\alpha_{H_2S,const}^{sed} = 1.08 \times 10^{-7}$ To $\alpha_{H_2S,const}^{sed} = 1.08 \times 10^{-8}$	run02, run03 及び run05 の組合せ
09	From $\alpha_{DO,const}^{sed} = -6.396 \times 10^{-8}$ To $\alpha_{DO,const}^{sed} = -6.396 \times 10^{-9}$ From $\alpha_{H_2S,const}^{sed} = 1.08 \times 10^{-7}$ To $\alpha_{H_2S,const}^{sed} = 1.08 \times 10^{-8}$ From $\alpha_{sed,k} = 1.0, 0.05, 0.00$ To $\alpha_{sed,k} = 0.1, 0.05, 0.00$	run02 と run05 の組合せ 堆積フラックスの底泥による酸素消費を減らすことを狙ったパラメータ調整
10	Run9 から以下を変更 From $\alpha_{sed,k} = 1.0, 0.05, 0.00$ To $\alpha_{sed,k} = 0.8, 0.05, 0.00$	run09 と同じ狙いであるが、 $\alpha_{sed,k}$ の値が異なる
11	Run9 から以下を変更 From $\alpha_{sed,k} = 1.0, 0.05, 0.00$ To $\alpha_{sed,k} = 0.6, 0.05, 0.00$	run09 と同じ狙いであるが、 $\alpha_{sed,k}$ の値が異なる

B.1 定常成分における底泥酸素消費フラックスの調整 (Run02 および Run03)

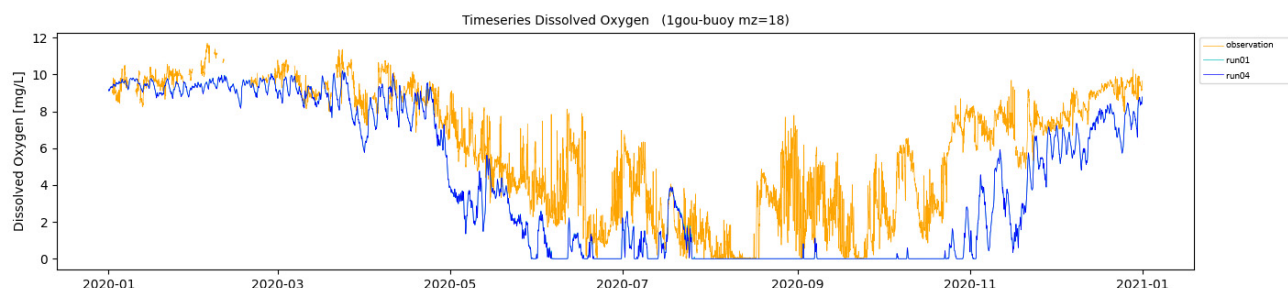
付録図 B-1 は、底泥からの酸素消費フラックスに関するパラメータ調整後の底層 DO の比較を示している。底泥における酸素消費を削減することで、Run02 は Run01 で 4 月頃から顕著に見られた過剰な DO 濃度の低下を緩和することができた。さらに、Run02 は 8 月の内湾における DO 濃度の増加を良好に再現した。しかしながら、9 月から 11 月にかけての底層の低 DO 濃度については、Run02 では改善が見られなかった。また、Run03 の計算結果は Run02 と比較して大きな変化を示さず、温度依存関数 (β) の調整が全体の結果に大きな影響を与えなかったことを示唆している。



付録図 B-1 地点 A1 における底層 DO の時系列。橙線：観測値，シアン線：Run01，青線：Run02，紫線：Run03

B.2 好気性細菌の呼吸 (Run04)

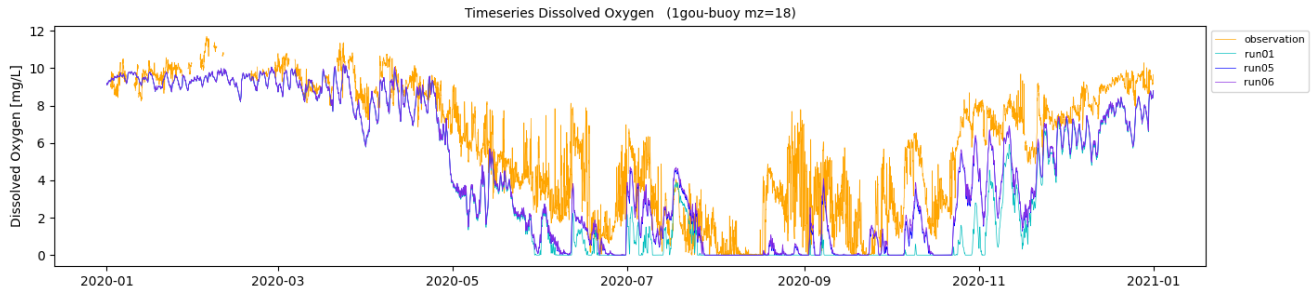
付録図 B-2 は、好気性細菌の呼吸抑制を目的としてパラメータを調整した Run04 の DO 濃度の時系列図を示している。好気性細菌の呼吸に関連するパラメータを大幅に調整したにもかかわらず、Run04 の DO 濃度の結果は Run01 とほぼ同一であった。これは、温度依存関数のパラメータ (α) を変更して好気性細菌の呼吸を抑制しても、底層の DO 濃度の再現精度向上には寄与しないことを示している。



付録図 B-2 地点 A1 における底層 DO の時系列。橙線：観測値，シアン線：Run01，青線：Run04。なお、Run01 と Run04 はほぼ同一の値を示すため、線が重なっている。

B.3 底泥からの硫化水素 (H_2S) の溶出 (Run05 および Run06)

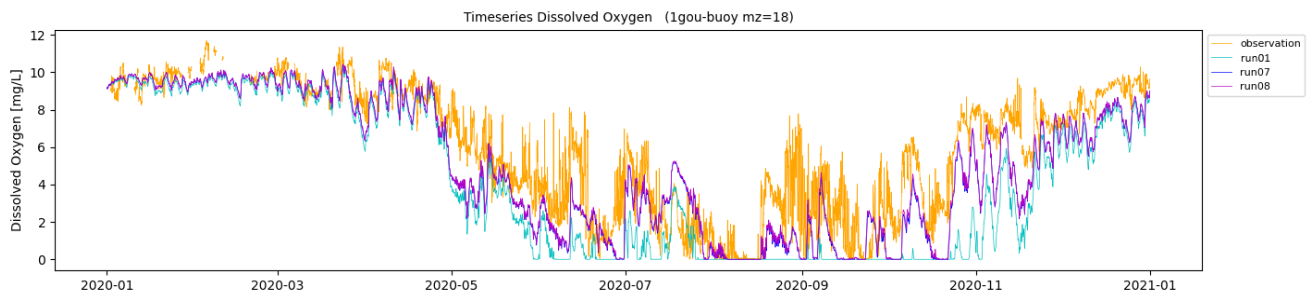
付録図 B-3 は、底泥からの硫化水素の溶出を抑制するために、温度依存関数のパラメータ (α) を調整した Run05 および Run06 における DO 濃度の時系列を示している。その結果、硫化水素の溶出を抑えることで、夏季の DO 濃度が上昇する傾向が確認された。また、Run02 で課題とされていた 9 月から 11 月にかけての DO 濃度の低下に対しても、一定の改善が見られた。ただし、完全な再現には依然として課題が残る。Run05 と Run06 の間に顕著な差が認められなかったことから、Run05 におけるパラメータ (α) の調整で十分であると判断された。このことから、底泥における酸素消費を対象とした Run02 の調整済みパラメータ (α) と、硫化水素の溶出抑制を目的とした Run05 の調整済みパラメータ (α) を組み合わせることが、DO 濃度の予測精度向上に効果的である可能性が示唆される。



付録図 B-3 地点 A1 における底層 DO の時系列。橙線：観測値，シアン線：Run01，青線：Run05，紫線：Run06

B.4 パラメータ調整の組み合わせ (Run07 および Run08)

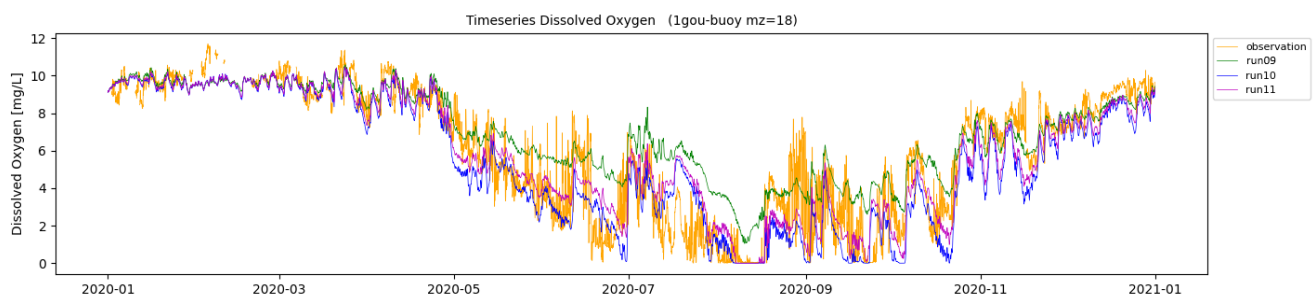
付録図 B-4 は、底泥中の酸素消費および硫化物の溶出の両方を抑制するようにパラメータを調整した場合の、底層 DO 濃度を示している。これらの調整を行ったにもかかわらず、計算された DO 濃度は依然として観測値を下回る結果となった。Run02 および Run03 で得られた結果と同様に、酸素消費を低減する目的で温度依存関数のパラメータを変更しても、DO 濃度の計算結果に大きな影響を及ぼさないことが明らかとなった。したがって、DO 濃度のさらなる上昇およびモデルの予測精度の向上を図るためには、追加のパラメータ調整が必要であると考えられる。



付録図 B-4 地点 A1 における底層 DO の時系列。橙線：観測値，シアン線：Run01，青線：Run07，紫線：Run08

B.5 沈降フラックスに対する底泥酸素消費フラックス成分の調整 (Run09～Run11)

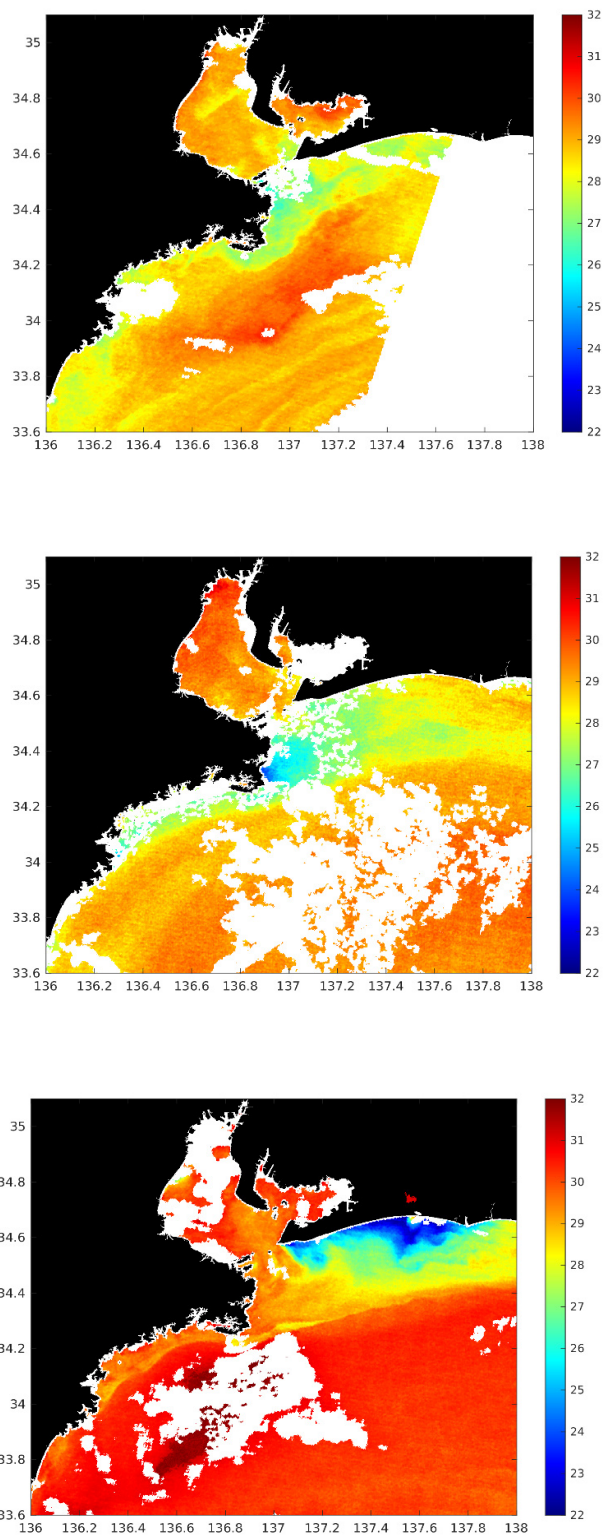
最後に、Run07 で行ったパラメータ調整に加えて、底泥酸素消費フラックスの成分を沈降フラックスとの関係で調整した Run09～Run11 の結果を比較した (付録図 B-5)。Run09 では、底泥中の酸素消費を大幅に抑制した場合の結果を示しており、DO 濃度は観測値よりも高い値を示した。さらに、Run10 および Run11 で追加の調整を行った結果、Run10 が最も観測値に近い DO 濃度を再現した。このことは、底泥フラックスのパラメータを精緻に調整することにより、DO 濃度の予測精度を高めることが可能であることを示唆している。



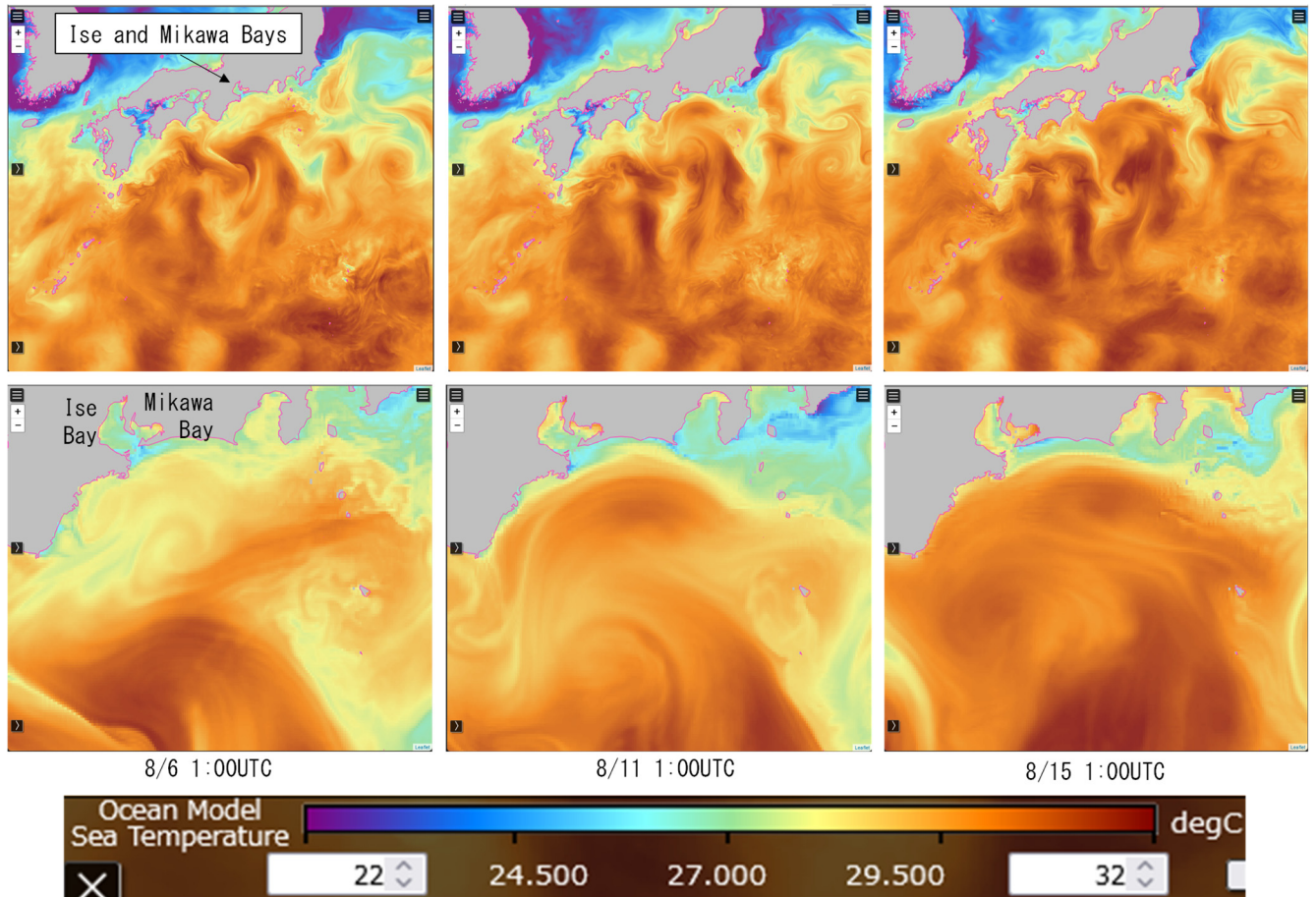
付録図 B-5 地点 A1 における底層 DO の時系列。橙線：観測値，緑線：Run09，青線：Run10，紫線：Run11

付録 C. 衛星観測による水温および海洋モデル出力に基づく黒潮の状況

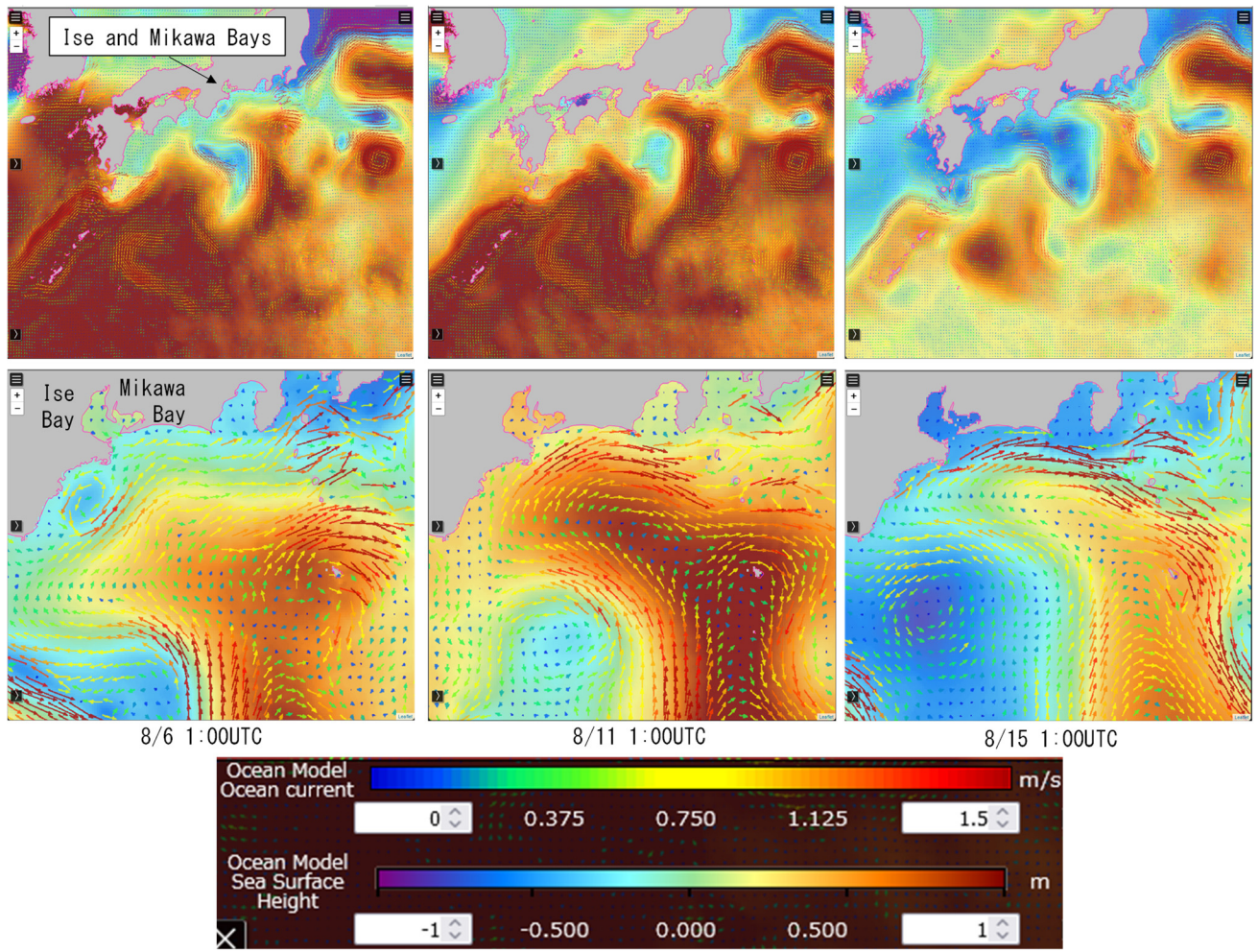
付録図 C-1 に GCOM-C 衛星によって観測された海面水温を示す。また、データ同化を用いた海洋モデルの出力結果（Miyazawa ら, 2021, 2017 ; Varlamov ら, 2015）を、付録図 C-2 及び C-3 に示す。これらの図に関する考察は、本文中にて述べている。



付録図 C-1 衛星 GCOM-C による海面水温の観測結果。上段：2020 年 8 月 6 日，中段：8 月 11 日，下段：8 月 15 日
注：8 月 15 日には，渥美半島南方（東経 137.5 度，北緯 34.6 度付近）において海面水温の低下が見られる．この低下は，8 月 12 日から 16 日にかけて卓越した北西風（付録図 A-2 参照）により，底層の冷水が湧昇したことによると考えられる．なお，渥美半島の西側では同様の水温低下が確認されていないことから，この仮説が支持される．



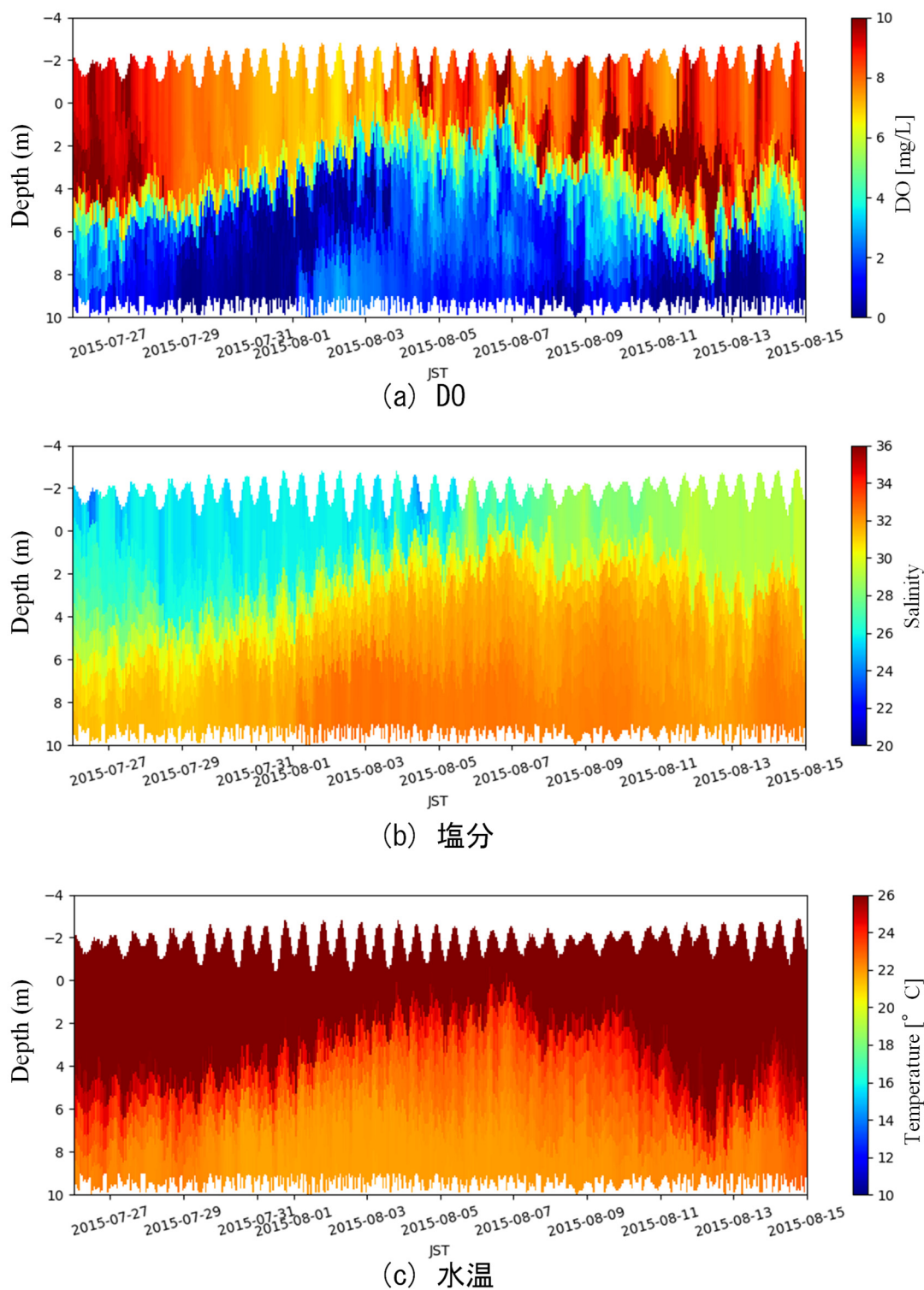
付録図 C-2 海面水温のモデル出力 (Miyazawa et al., 2021, 2017; Varlamov et al., 2015)



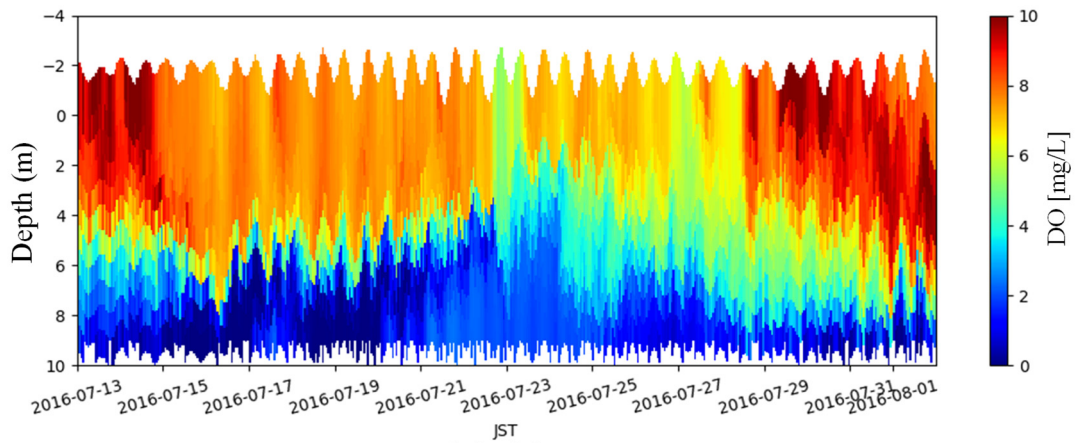
付録図 C-3 海流および海面高度のモデル出力(Miyazawa et al., 2021, 2017; Varlamov et al., 2015)

付録 D. 三河湾 1 号ブイにおける底層貧酸素の外洋水の移流による解消の事例集

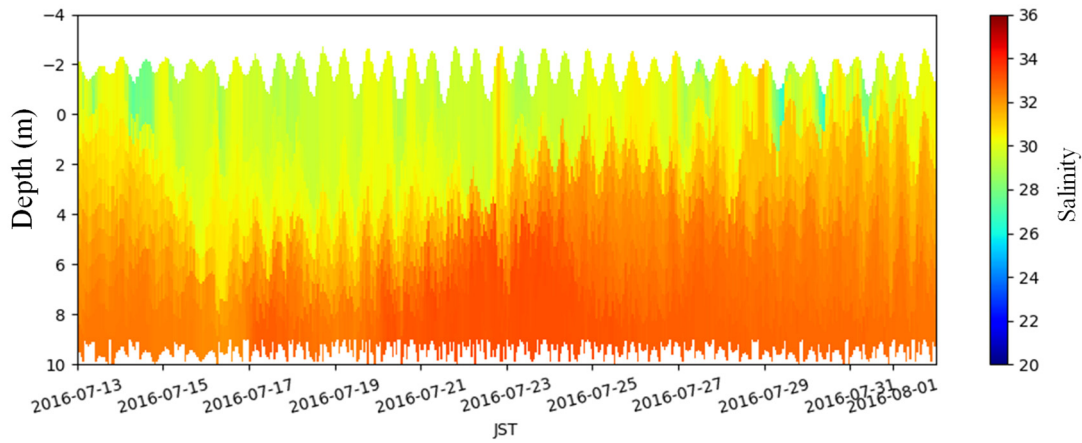
付録 D では、三河湾 1 号ブイで底層貧酸素が解消した際の DO と、その時の塩分と水温を示す。



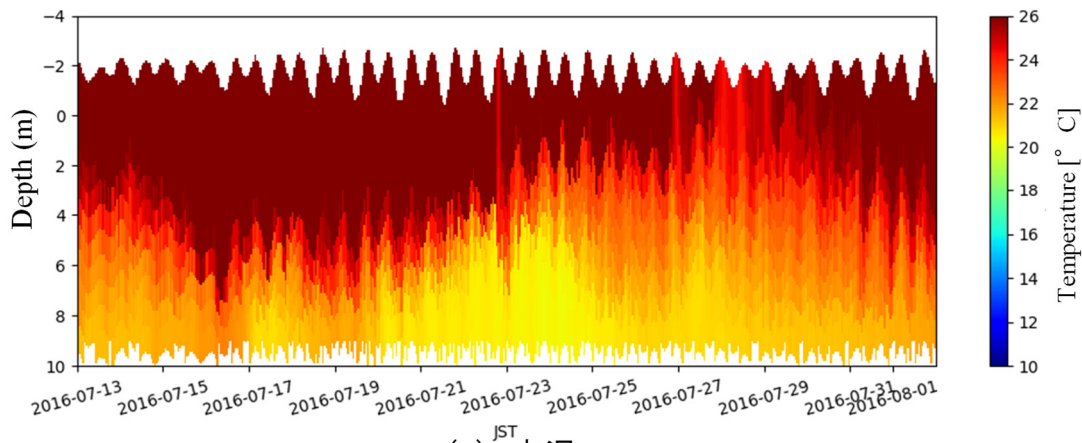
付録図 D-1 2015 年 7 月と 8 月の三河湾 1 号ブイにおける観測値のイソプレット. (a)DO, (b)塩分, (c)水温. 7 月 31 日以降に底層の貧酸素が解消し, 中層に貧酸素が分布しており, それは高塩分, 高 DO 濃度の水塊が移流してきたことによることが示唆される観測結果である. (水温については変化が無かった.)



(a) DO

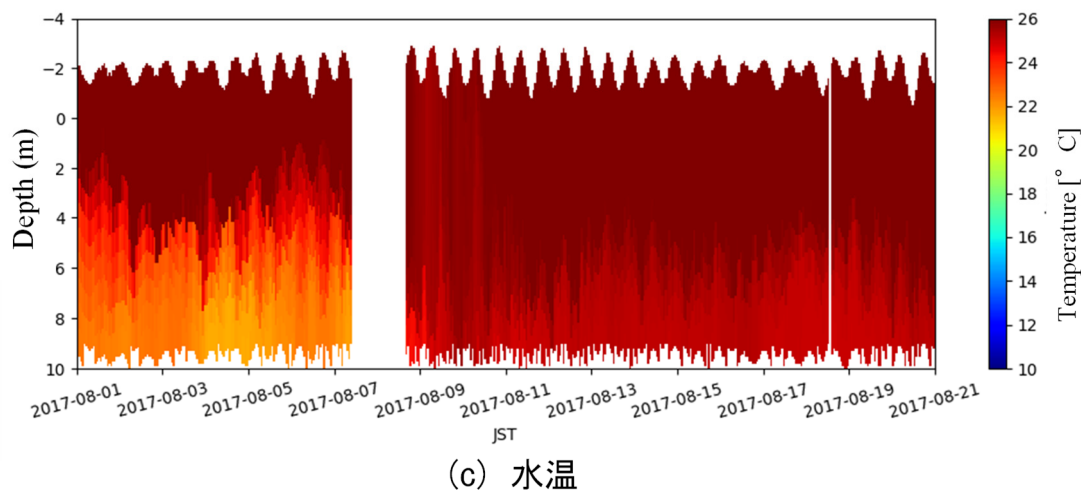
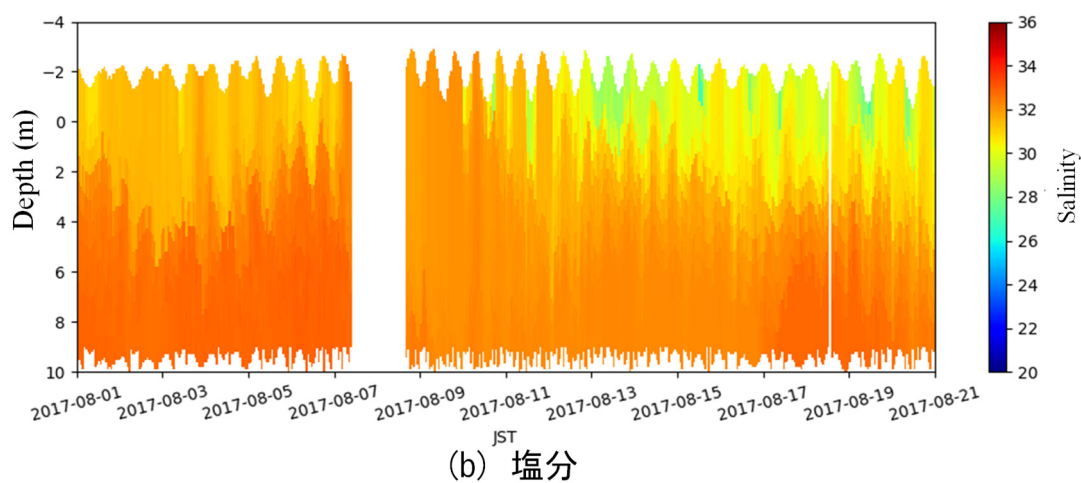
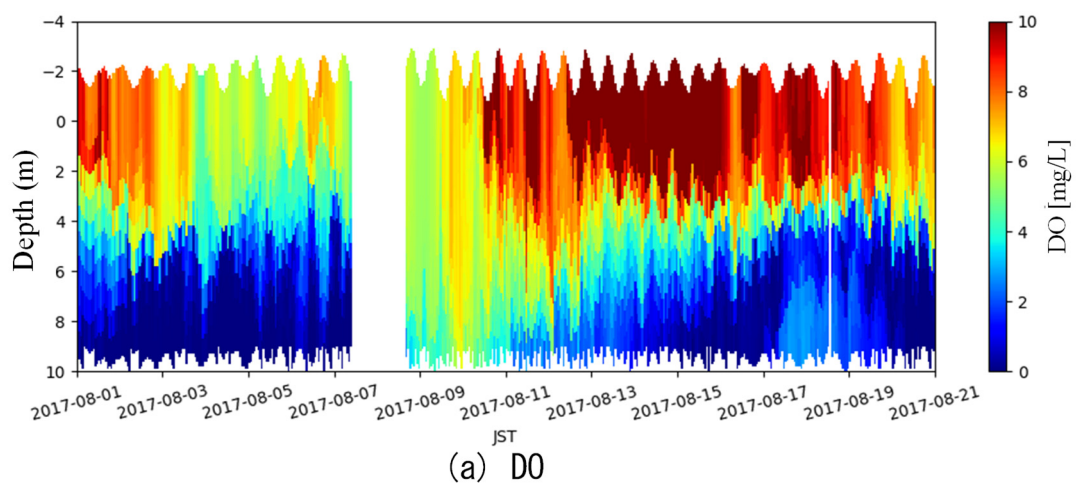


(b) 塩分

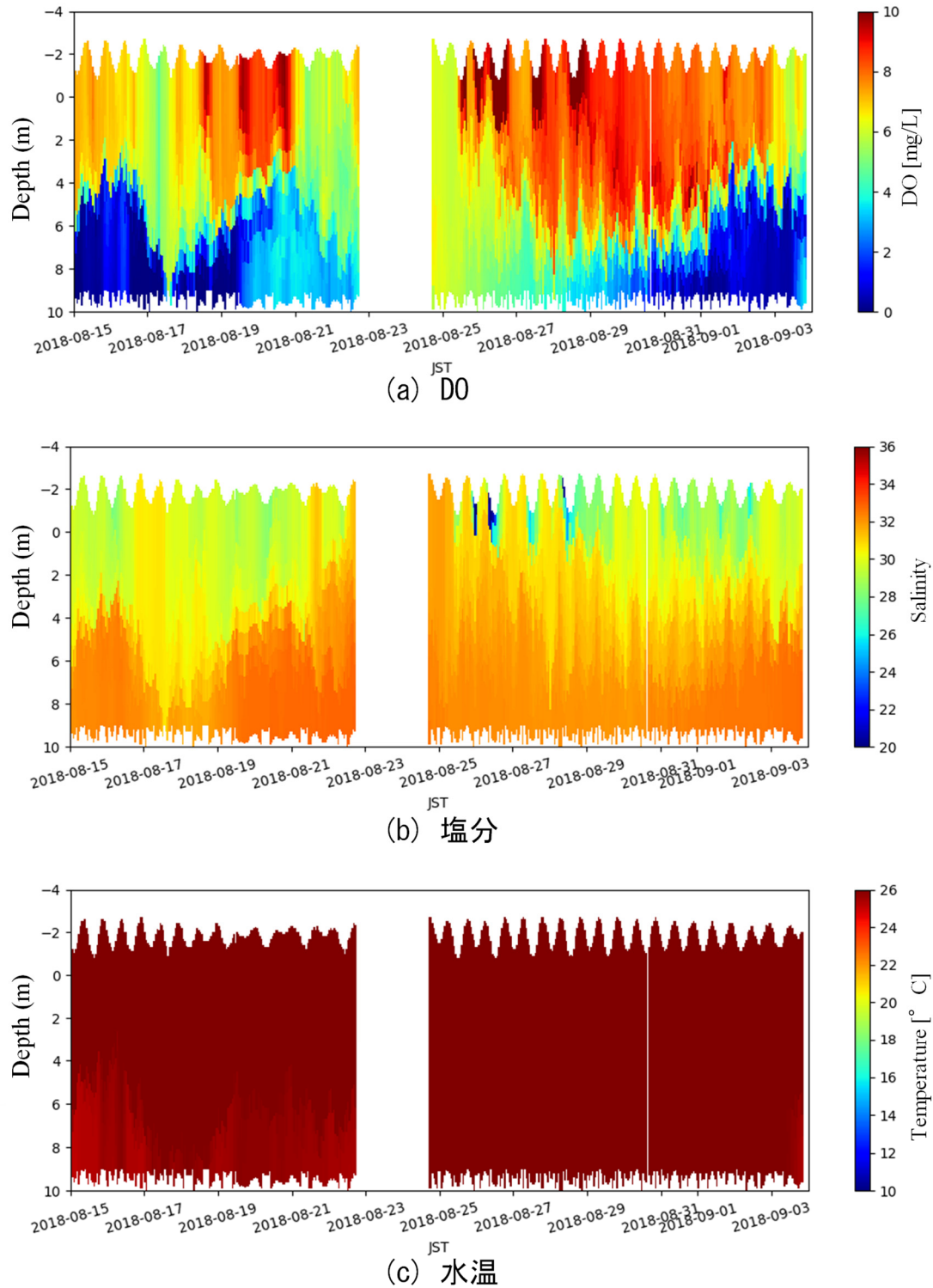


(c) 水温

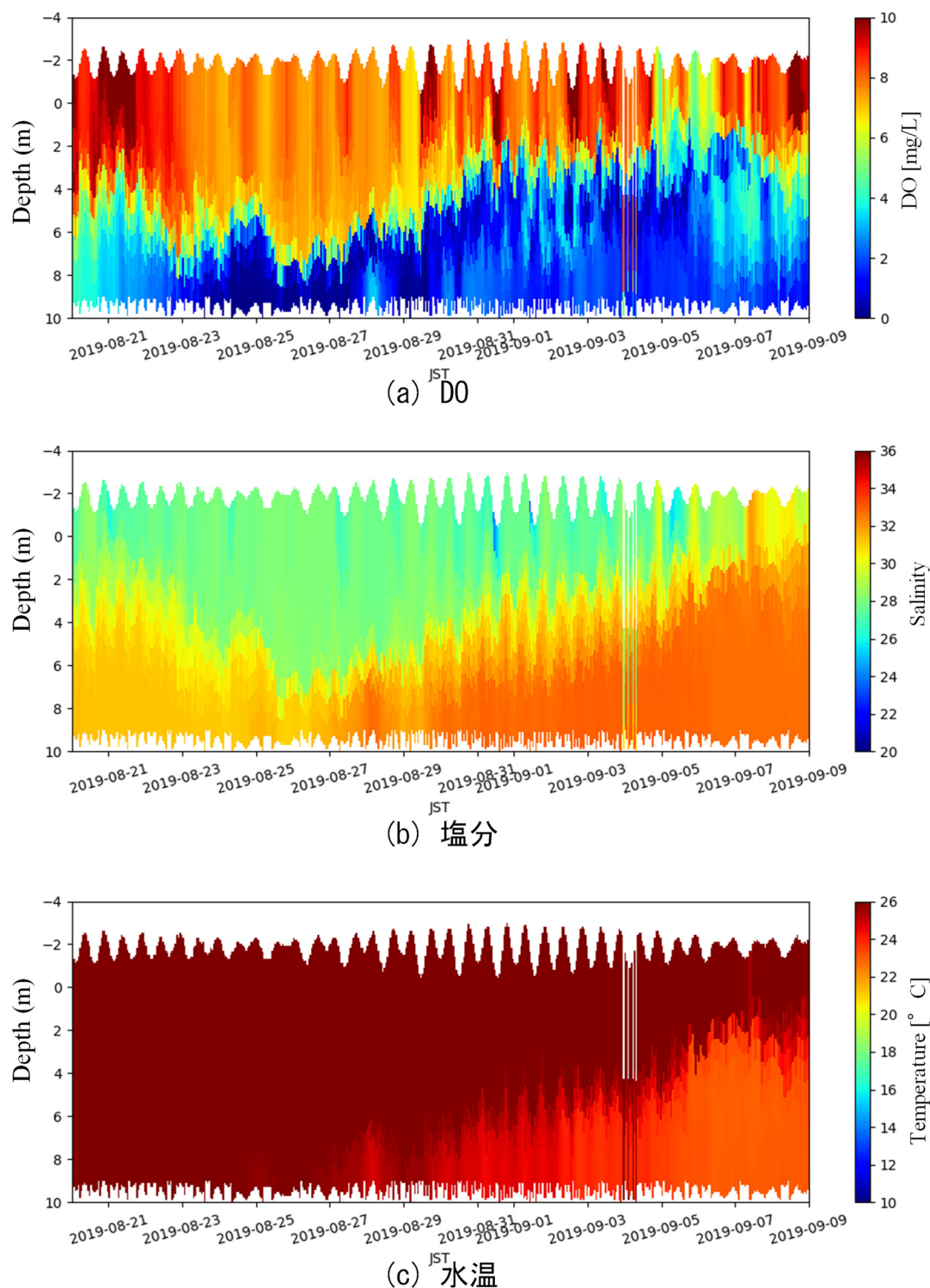
付録図 D-2 2017 年 7 月の三河湾 1 号ブイにおける観測値のイソプレット. (a)DO, (b)塩分, (c)水温. 7 月 17 日と 20 日以降に底層の貧酸素が解消し, 中層に貧酸素が分布しており, それは高塩分, 低水温, 高 DO 濃度の水塊が移流してきたことによることが示唆される観測結果である.



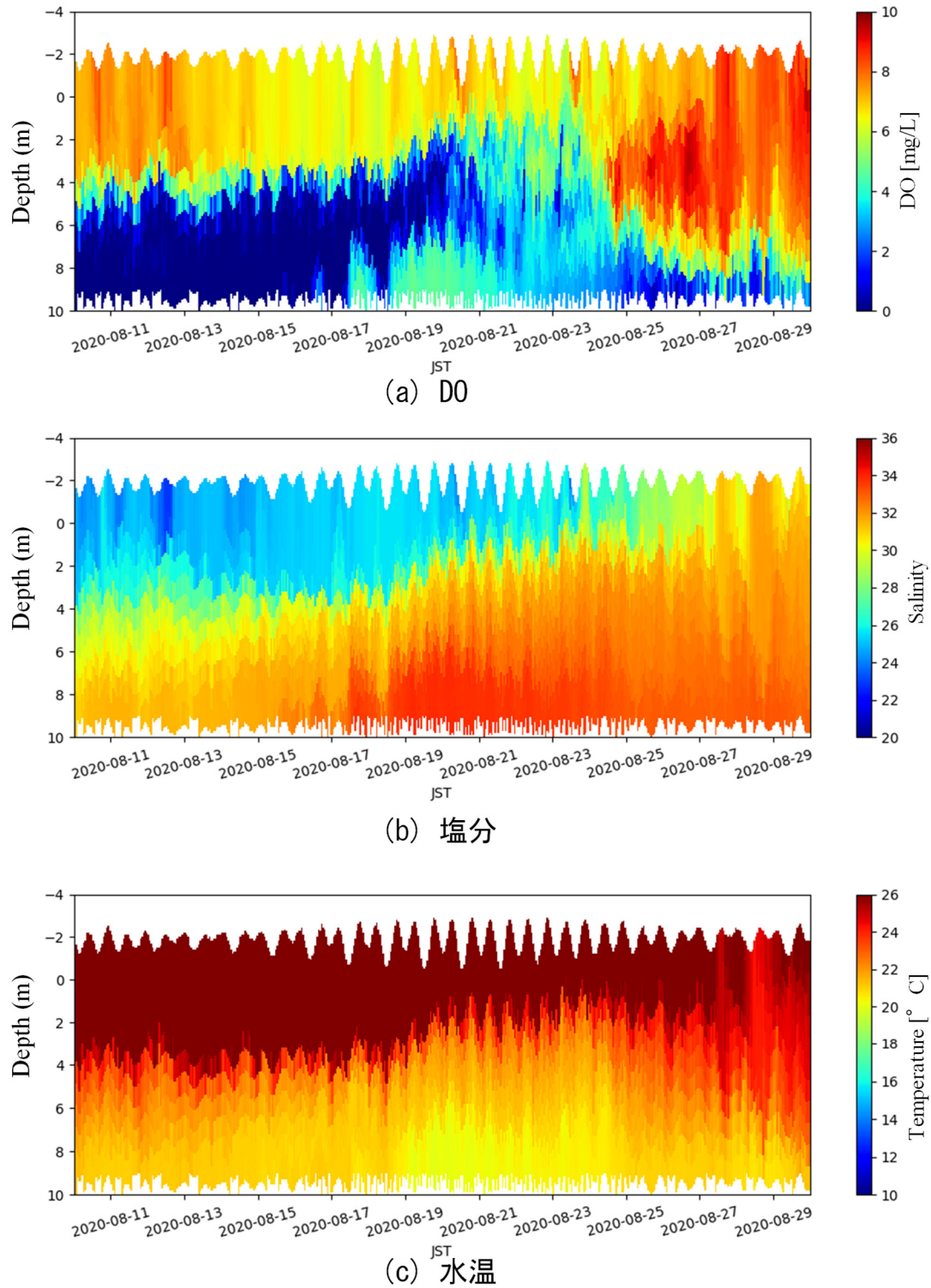
付録図 D-3 2017 年 8 月の三河湾 1 号ブイにおける観測値のイソプレット. (a)DO, (b)塩分, (c)水温. 8 月 17 日以降に底層の貧酸素が解消し, 中層に貧酸素が分布しており, それは高塩分, 低水温, 高 DO 濃度の水塊が移流してきたことによることが示唆される観測結果である.



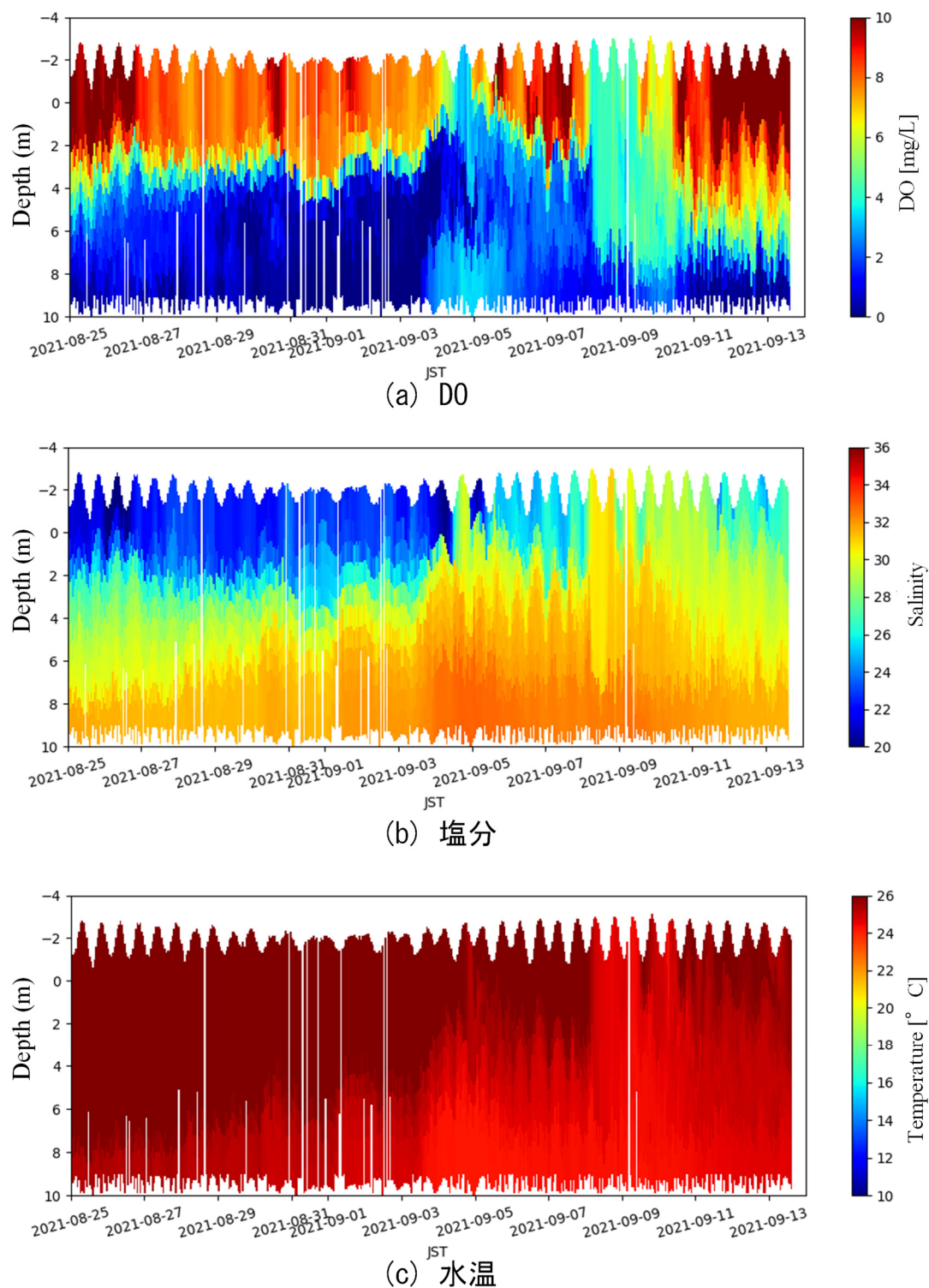
付録図 D-4 2018 年 8 月の三河湾 1 号ブイにおける観測値のイソプレット. (a)DO, (b)塩分, (c)水温. 8 月 19 日以降に底層の貧酸素が解消し, 中層に貧酸素が分布しており, それは高塩分, 低水温, 高 DO 濃度の水塊が移流してきたことによることが示唆される観測結果である.



付録図 D-5 2019 年 8 月及び 9 月の三河湾 1 号ブイにおける観測値のイソプレット. (a)DO, (b)塩分, (c)水温. 8 月 27 日以降に底層の貧酸素が解消し, 中層に貧酸素が分布しており, それは高塩分, 低水温, 高 DO 濃度の水塊が移流してきたことによることが示唆される観測結果である.



付録図 D-6 2020 年 8 月の三河湾 1 号ブイにおける観測値のイソプレット. (a)DO, (b)塩分, (c)水温. (a)は図-5(a)の横軸を長くとしたものである. 8 月 17 日と 18 日以降に底層の貧酸素が解消し, 中層に貧酸素が分布しており, それは高塩分, 低水温, 高 DO 濃度の水塊が移流してきたことによることが本研究で明らかとなった.



付録図 D-7 2021 年 8 月及び 9 月の三河湾 1 号ブイにおける観測値のイソプレット. (a)DO, (b)塩分, (c)水温. 9 月 4 日以降に底層の貧酸素が解消し, 中層に貧酸素が分布しており, それは高塩分, 低水温, 高 DO 濃度の水塊が移流してきたことによることが示唆される観測結果である.

港湾空港技術研究所資料 No.1431

2025. 12

編集兼発行人 国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所

発 行 所 港 湾 空 港 技 術 研 究 所
横 須 賀 市 長 瀬 3 丁 目 1 番 1 号
TEL. 046(844)5040 URL. <https://www.pari.go.jp/>

Copyright © (2025) by MPAT

All rights reserved. No part of this book must be reproduced by any means without the written permission of the President of MPAT

この資料は、海上・港湾・航空技術研究所理事長の承認を得て刊行したものである。したがって、本報告書の全部または一部の転載、複写は海上・港湾・航空技術研究所理事長の文書による承認を得ずしてこれを行ってはならない。