

(一財) 港湾空港総合技術センター
令和7年度 研究開発助成 成果報告書

助成番号 : 令和 7 年 2 月 25 日付 第15-7号

研究開発項目 : (⑥) 港湾、空港におけるカーボンニュートラルに関するもの

ブルーカーボン生態系における植物プランクトンによる CO₂ 吸収量の評価

令和8年4月30日

神戸大学
中山恵介

目 次

1. はじめに	1
2. 3次元数値シミュレーション	1
2.1. 3次元数値シミュレーションモデル	1
2.2. GLS乱流モデル	1
2.3. 東京湾への適用	4
2.4. 数値シミュレーションの再現性の検証	6
3. 水中二酸化炭素分圧のシミュレーション	8
3.1. 水中二酸化炭素分圧の推定	8
3.2. フィールド観測	9
3.3. 水温, 塩分, DO, Chl. a による DIC の推定方法の提案	10
3.4. DIC の推定	11
3.5. $p\text{CO}_2$ 及び DIC の再現結果及び考察	13
3.6. 東京湾における DIC の変動	15
3.7. 洪水における DIC の変動	17
4. おわりに	18
参考文献	19

1. はじめに

近年、気候変動への対応として、海洋生態系が吸収する炭素「ブルーカーボン」を活用した港湾・空港におけるカーボンニュートラルの実現が強く求められている。東京湾のような閉鎖性水域では、物理的な流動過程に加え、植物プランクトンの光合成・呼吸といった生物化学的過程が水中二酸化炭素分圧 ($p\text{CO}_2$) や全炭酸 (DIC) の変動に複雑に寄与しており、その吸収量を正確に評価するには、日変化や季節変化、さらには洪水といった突発的イベントの影響を時間的・空間的に連続して捉えることが不可欠である。しかし、従来の生態系モデルはパラメータ設定が極めて複雑で、特に植物プランクトンの動態を正確にモデル化することが困難であったため、実海域の特性を反映した簡便かつ実用的な評価手法の構築が喫緊の課題となっている。

そこで本研究は、3次元数値シミュレーションモデルを東京湾に適用し、ブルーカーボン生態系による CO_2 吸収量の時空間変動を高精度に評価することを目的とする。本研究では、GLS 乱流モデルを組み込んだ流動計算に加え、複雑な生態系モデルの代替として、水温、塩分、溶存酸素 (DO)、クロロフィル a (Chl.a) を変数とした重回帰分析による DIC 簡易推定モデルを構築し、その再現性を検証した。本報告を通じて、東京湾全域における $p\text{CO}_2$ 動態の解明における数値解析の有用性を示すとともに、気象条件や河川流入が CO_2 吸収量に与える影響を詳細に考察することで、今後の効果的なブルーカーボン評価に資する知見を提供する。

2. 3次元数値シミュレーション

2.1. 3次元数値シミュレーションモデル

3次元数値計算モデルは3次元流動モデルを用いた (Shintani and Nakayama, 2010)。計算条件の設定と実行は、Lua により制御可能である。基礎方程式は、非圧縮とブジネスク近似を施した3次元 Navier-Stokes 式である。本研究で用いる数値シミュレーションモデルは、オブジェクト指向型プログラミングを利用して作成されており、鉛直カラムを接続することで3次元空間を再現している。運動量、水温、塩分の移流計算には Ultimate Quickest 法を用い、粘性（拡散）項は2次精度の中心差分で離散化した。本モデルは温度成層が形成された水域の解析を行うため、鉛直方向のグリッドを細かく設定している。しかし、鉛直方向の拡散係数が時間ステップの制限因子となってしまう。そこで、本モデルでは、水平拡散に対しては陽的に計算し、鉛直拡散は陰的に計算することとした (Nakayama et al., 2012 ; Nakayama et al., 2014 ; Nakayama et al., 2016)。また、鉛直方向の混合が水の質量・エネルギー輸送にどのような影響を及ぼすか評価するために、ジェネリック・レングス・スケール (GLS) 方程式モデルを採用した (Jones and Launder, 1972 ; Umlauf and Burchard, 2003)。

2.2. GLS 乱流モデル

乱流モデルの基礎式を以下に示す (新谷, 2016)。乱流モデルは、運動方程式、連続式および輸送方程式を連立して解く。運動方程式および連続式は以下のように示される。

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + W \frac{\partial U}{\partial z} = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial x} + \text{turbulence}_x \quad (4)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + W \frac{\partial V}{\partial z} = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial y} + \text{turbulence}_y \quad (5)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} + U \frac{\partial W}{\partial x} + V \frac{\partial W}{\partial y} + W \frac{\partial W}{\partial z} = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} + \text{turbulence}_z \quad (6)$$

$$\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial W}{\partial z} = 0 \quad (7)$$

ここで、 U, V, W ：水平，奥行き，鉛直方向流速， x, y, z ：水平，奥行き，鉛直上向きの座標， ρ_0 ：参照密度， ρ ：流体密度である。

乱流エネルギー k と一般化された乱れの長さスケールに関する量 ψ の輸送方程式は以下のように示される。

$$\frac{Dk}{Dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\nu_M}{\sigma_k} \frac{\partial k}{\partial z} \right) + P + B - \varepsilon \quad (8)$$

$$\frac{D\psi}{Dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\nu_M}{\sigma_\psi} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right) + \frac{\psi}{k} (c_1 P + c_3 B - c_2 \varepsilon) \quad (9)$$

ここで、 D ：実質微分， ν_M ：鉛直渦動粘性係数， $\sigma_k \cdot \sigma_\psi$ ：それぞれ k と ψ の乱流シュミット数， ε ：乱流エネルギーの散逸率， $P \cdot B$ ：それぞれせん断流と浮力による生成項を意味しており，以下で表される。

$$P = \nu_M M^2, M^2 = \left(\frac{\partial U}{\partial z} \right)^2 \quad (10)$$

$$B = -\nu_H N^2, N^2 = -\frac{g}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (11)$$

ここで、 ν_H ：鉛直渦拡散係数である。また、 M 、 N はそれぞれ Prandtl frequency, Burunt-Vaisala frequency と呼ばれる。その他式中に現れる係数に関しては表-1 に示した。ただし、 c_3^+ は安定成層時， c_3^- は不安定成層時に用いる c_3 の値である。渦動粘性係数の表記には、Umlauf and Burchard のパラメータ及び表記法を用いて，以下のように表現した。

$$\nu_M = c_\mu \frac{k^2}{\varepsilon} \quad (12)$$

$$\nu_H = c'_\mu \frac{k^2}{\varepsilon} \quad (13)$$

ここで、 c_μ 及び c'_μ はそれぞれ後に説明する運動量とスカラー量に関する Stability function である。また、乱れの散逸率 ε は以下の式で与えられる。

$$\varepsilon = (c_\mu^0)^{3/4} \frac{k^{3/2}}{l} \quad (14)$$

ここで c_μ^0 は経験的パラメータ、 l は乱流の長さスケールである。 l は以下に示す ψ との関係式から求めることが出来る。

$$\psi = (c_\mu^0)^{p/4} k^m l^n \quad (15)$$

ここで p , m , n は2方程式モデルを規定するためのパラメータである。

表-1 $k-\varepsilon$, $k-\omega$, gen モデルにおける係数

	$k-\varepsilon$	$k-\omega$	Gen
p	3.0	-1.0	2.0
m	1.5	0.5	-0.67
n	-1.0	-1.0	10.0
σ_k	1.0	2.0	0.8
σ_ψ	1.3	2.0	1.07
c_1	1.44	0.555	1.0
c_2	1.92	0.833	1.22
c_3^+	1.0	1.0	1.0
$c_3^-(CA)$	-0.63	-0.64	0.05
$c_3^-(KC)$	-0.52	-0.58	0.10

表-2 Stability function における経験的パラメータの値

	c_1	c_2	c_3	c_4	c_5	c_6
CA	5.000	0.800	1.968	1.136	0.000	0.400
KC	6.000	0.320	0.000	0.000	0.000	0.4000
	c_{b1}	c_{b2}	c_{b3}	c_{b4}	c_{b5}	c_{b6}
CA	5.950	0.600	1.000	0.000	0.333	0.7200
KC	3.728	0.700	0.700	0.000	0.200	0.6102

境界層近似の下に導かれた代表的な Stability function である Kanta and Clayson(KC) と Canuto et al.(CA)の2種類を検証する。運動量とスカラー量の Stability function, c_μ 及び c'_μ に関する代数的表現はそれぞれ以下の式で与えられる。

$$c_\mu = \frac{n_0 + n_1\alpha_N + n_2\alpha_M}{d_0 + d_1\alpha_N + d_2\alpha_M + d_3\alpha_N\alpha_M + d_4\alpha_N^2 + d_5\alpha_M^2} \quad (16)$$

$$c'_\mu = \frac{n_{b0} + n_{b1}\alpha_N + n_{b2}\alpha_M}{d_0 + d_1\alpha_N + d_2\alpha_M + d_3\alpha_N\alpha_M + d_4\alpha_N^2 + d_5\alpha_M^2} \quad (17)$$

ここで、 α_M と α_N はそれぞれ以下の式で表される.

$$\alpha_M = \frac{k^2}{\varepsilon^2} M^2 \quad (18)$$

$$\alpha_N = \frac{k^2}{\varepsilon^2} N^2 \quad (19)$$

また、その他の係数は以下で与えられる.

$$d_0 = 36N^2N_b^2$$

$$d_1 = 84a_5a_{b3}N^2N_b + 36a_{b5}N^3N_b$$

$$d_2 = 9(a_{b2}^2 - a_{b1}^2)N^3 - 12(a_2^2 - 3a_3^2)NN_b^2$$

$$d_3 = 12a_5a_{b3}(a_2a_{b1} - 3a_3a_{b2})N + 12a_5a_{b3}(a_3^2 - a_2^2)N_b + 12a_{b5}(3a_3^2 - a_2^2)NN_b$$

$$d_4 = 48a_5^23a_{b3}^2N + 36a_5a_{b3}a_{b5}N^2$$

$$d_5 = 3(a_2^2 - 3a_3^2)(a_{b1}^2 - a_{b2}^2)N$$

$$n_0 = 36a_1N^2N_b^2$$

$$n_1 = -12a_5a_{b3}(a_{b1} + a_{b2})N^2 + 8a_5a_{b3}(6a_1 - a_2 - 3a_3)NN_b + 36a_1a_{b5}N^2N_b$$

$$n_2 = 9a_1(a_{b2}^2 - a_{b1}^2)N^2$$

$$n_{b0} = 6a_{b3}^2N^3N_b$$

$$n_{b1} = 12a_5a_{b3}^2N^2$$

$$n_{b2} = 9a_1a_{b3}(a_{b1} - a_{b2})N^2 + (6a_1(a_2 - 3a_3) - 4(a_2^2 - 3a_3^2))a_{b3}NN_b$$

ここで、 N と N_b は乱流の生成と散逸が釣り合った状態を仮定して以下で与えられる.

$$N = \frac{c_1}{2}, \quad N_b = c_{b1}$$

また上で示した係数群に含まれる係数は,

$$a_1 = \frac{3}{2} - \frac{1}{2}c_2, \quad a_2 = 1 - \frac{1}{2}c_3, \quad a_3 = 1 - \frac{1}{2}c_4, \quad a_4 = \frac{1}{2}c_5, \quad a_5 = \frac{1}{2} - \frac{1}{2}c_6$$

$$a_{b1} = 1 - c_{b2}, \quad a_{b2} = 1 - c_{b3}, \quad a_{b3} = 2(1 - c_{b4}),$$

$$a_{b4} = 2(1 - c_{b5}), \quad a_{b5} = 2c_{bb}(1 - c_{b6})$$

となり、さらにこれらの式に含まれるパラメータはStability functionによって異なり、表-2 に示すような値となる. また、 c_μ^0 は密度成層が存在しない対数分布領域を仮定し、上で与えられたパラメータから次のように求めることが出来る.

$$c_\mu^0 = \frac{a_2^2 - 3a_3^2 + 3a_1N}{3N^2} \quad (20)$$

2.3. 東京湾への適用

本モデルにおける計算条件を表-3に示す. 房総半島と三浦半島に囲まれた湾沿岸部の剣崎と洲崎を結ぶ線以北の東西46.5 km, 南北73 kmを解析対象範囲とした (図-1). 最深部の深さは、剣崎と洲崎を結ぶ線付近において水深100 mとした. 水平方向および奥行き方向メッシュサイズ (dxおよびdy) はどちらも1000m, 鉛直方向のメッシュサイズ (dz) は、夏季成層期の東京湾奥部の水深10 m以浅において、鉛直方向の密度変化が特に激しいため、このような密度変化に伴う流れを再現するため、上層を0.5 m, 底層を3.0 mと底層になる

につれて粗くなるように設定した。また地形データに関しては、図-1の東京湾の水深図を参考に、メッシュサイズを1000m×1000mに区切ったときの領域ごとにおける平均水深を与えた。なお、初期条件として2010年4月1日12:00のデータを与え、計算期間を275日とし、再現期間は2010年4月1日から12月31日とした。気象条件としては、東京のAMeDAS観測所において観測されている相対湿度、日射量、気温、気圧、雨量を1時間間隔で与えた。風向き、風速については、羽田の値を利用した。東京湾へ流入する河川は流量の大きい多摩川、江戸川、荒川、鶴見川を選定し、流量、水温、塩分及びDOを考慮した。河川の値は水文水質データベースより入手し、多摩川の流量から江戸川、荒川、鶴見川の流量を多摩川との流域面積比により算出した。なお、多摩川の流量は塩分チューニングのため、流量値を1.5倍して使用した（佐藤ら、2015）。塩分の値は各河川で0とした。

計算結果の検証のためのDOの計算について、境界条件は潮位、水温、塩分、DOを考慮し、東京湾湾口地点にある布良観測地点の潮位を使用した。水温は日本海洋データセンター（日本海洋データセンターJODC、2024）より、東京湾湾口部にある観測地点の大島の値を使用した。塩分は34.4で固定値とした。なお河川及び境界条件のDOは式(21)と式(22)より飽和溶存酸素濃度を算出し、その値を用いた。式底層において東京湾シミュレーターで使用した一定の酸素消費速度（2500 mg/m²/d）を与えた。表水層における植物プランクトンなどの水生植物による光合成の効果を簡易的に考慮するため、水面直下のメッシュでは常にDOが飽和していると仮定することとした。

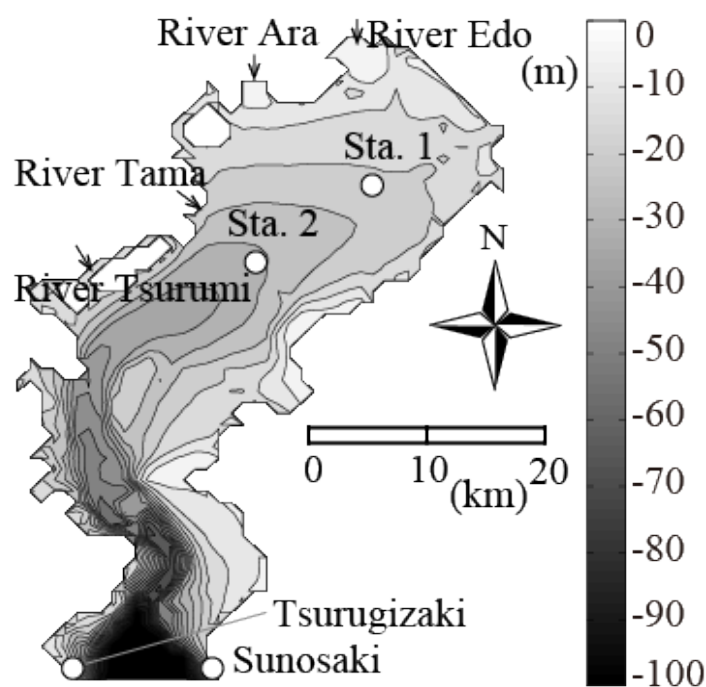


図-1 東京湾の地形図（Sta.1：千葉港口第一灯標，Sta.2：川崎人工島）

表-3 数値計算条件

計算再現期間	2010/4/1~12/31
dx	1000m

dy	1000m
dz	上層 0.5 m 底層 3.0 m
水平方向のメッシュ数	45
奥行き方向のメッシュ数	61
鉛直方向のメッシュ数	92
計算時間	23,760,000s (275 日)
時間間隔	60s

$$O_M = \frac{O_P}{100} \times O_2^* \times 1.42903 \quad (21)$$

$$\begin{aligned} \ln O_2^* = & A_1 + A_2 \times \frac{100}{T_S} + A_3 \ln \left(\frac{T_S}{100} \right) + A_4 \times \frac{T_S}{100} \\ & + S \left\{ B_1 + B_2 \times \frac{T_S}{100} + B_3 \times \left(\frac{T_S}{100} \right)^2 \right\} \end{aligned} \quad (22)$$

ここで、 O_M ：溶存酸素の観測値 (mg L^{-1})、 O_P ：溶存酸素飽和度 (%)、 T_S ：水温 (K)。
また A_i および B_j ($i=1,2,3,4, j=1,2,3$)は定数であり、それぞれ $A_1=-173.4292$, $A_2=249.6339$,
 $A_3=143.3483$, $A_4=-21.8492$, $B_1=-0.033096$, $B_2=0.014259$, $B_3=-0.0017$ である。

2.4. 数値シミュレーションの再現性の検証

数値計算結果と東京湾環境情報センター（東京湾環境情報センター，2024）から入手した観測データとの再現度を確認するために、千葉港口第一灯標（図-1，Sta.1）において、表層の水温，塩分の時系列変化を比較した（図-2）。ただし，底層の観測値が深掘部の値であり，数値シミュレーションとの比較が不可能であった。また，川崎人工島（図-1，Sta.2）では4月から12月の期間の表層と底層の水温，塩分の測値と計算結果の時系列変化を比較した（図-3）。数値シミュレーションの結果は，千葉港口では水温の結果は表層，底層共に日変動を良好に再現できていたが，秋から冬にかけて高い値を算出していた。塩分の場合，水温よりも観測値との差が大きく，夏から秋にかけて差が生じていた。川崎人工島では表層と底層の両方とも日単位での平均的な変化を良好に再現することができていた（図-4）。しかし，秋から冬にかけて全体的に高い値を算出していた。また，塩分は表層，底層は特に夏季において観測値との差が大きかった。原因としては，付着生物による観測値の塩分の低下が大きく影響していると考えられる。また，河川の流入量を流域面積比により算出しているため，洪水流を詳細に考慮できていないことも夏季の塩分低下が緩やかであった原因

であると考え、特に千葉港口は湾奥に位置しているため、河川の影響を強く受けるため、塩分が観測値と誤差が大きくなったと考える。

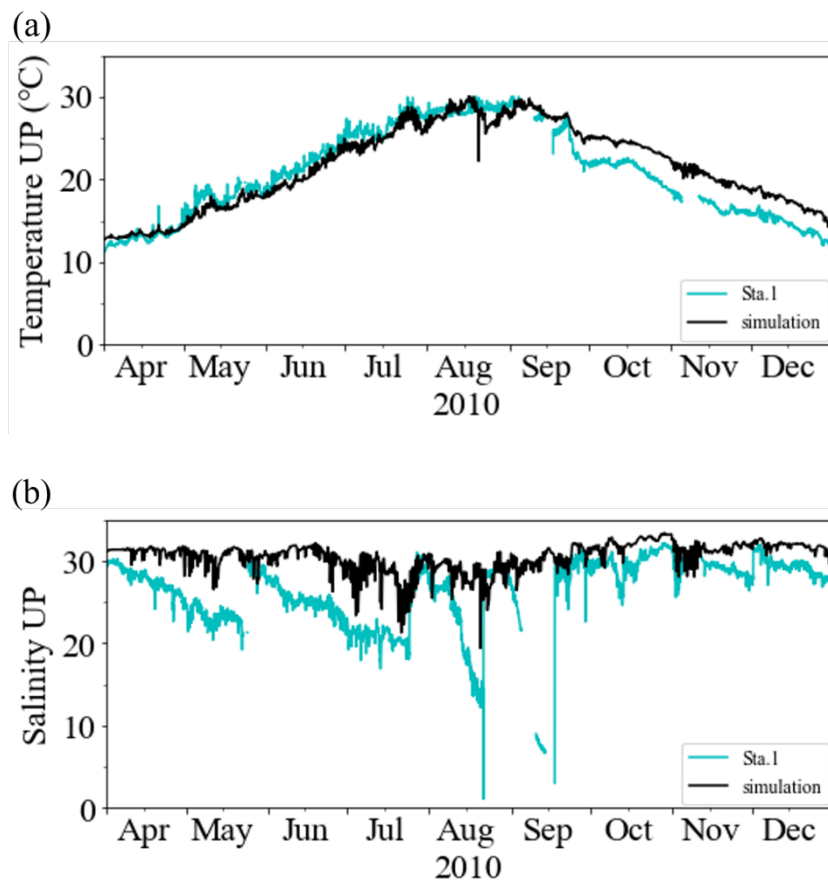
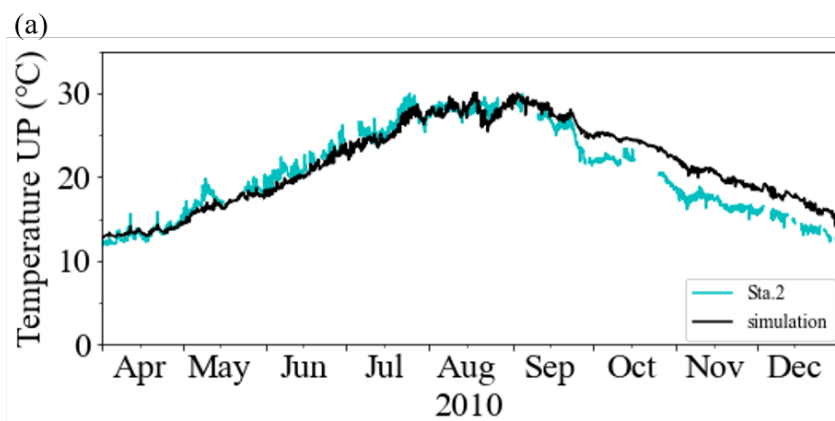


図-2 Sta. 1 における水温、塩分の観測値と再現結果
(a)表層の水温、(b)表層の塩分、



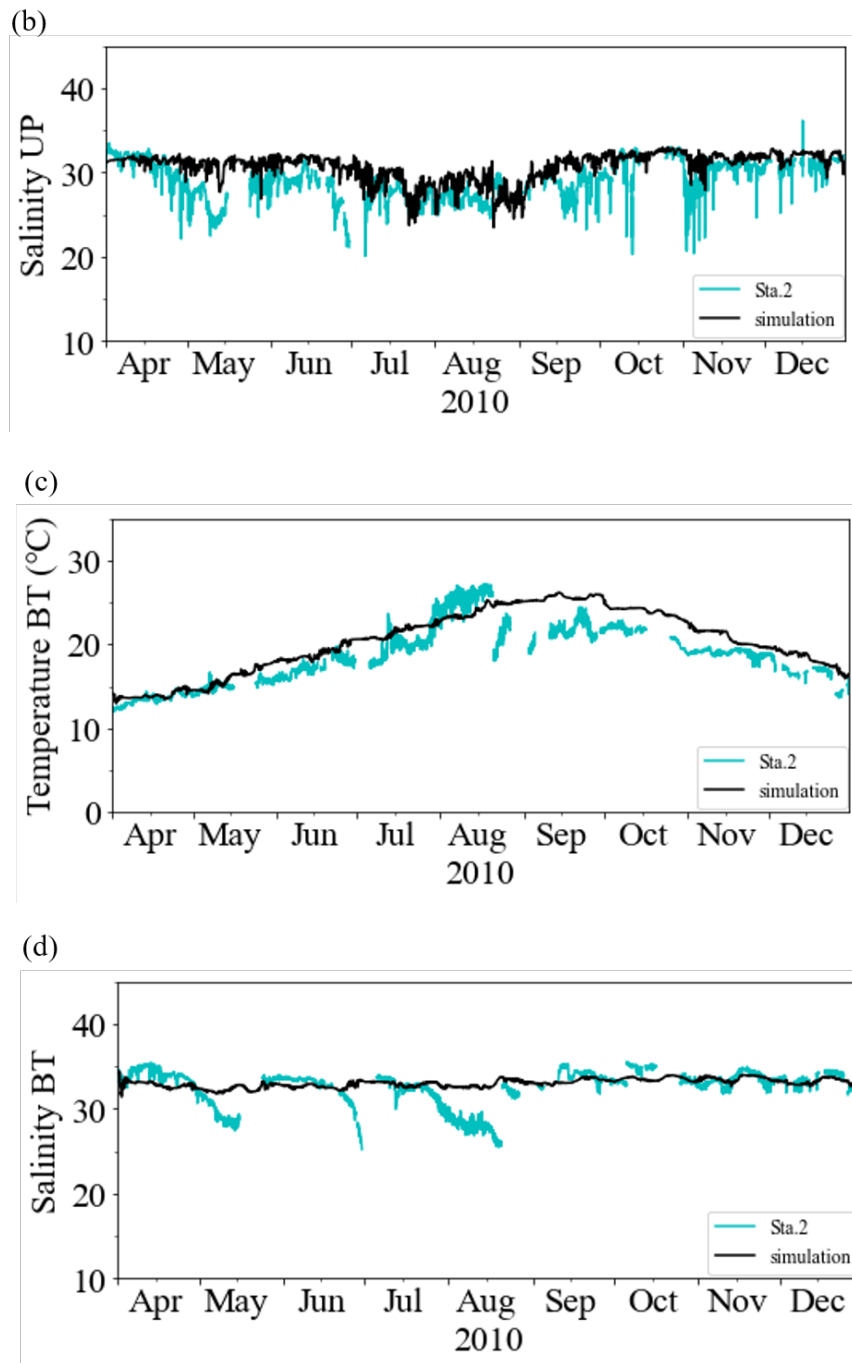


図-3 Sta. 2 における水温、塩分の観測値と再現結果
(a)表層の水温、(b)表層の塩分、(c)底層の水温、(d)底層の塩分

3. 水中二酸化炭素分圧のシミュレーション

3.1. 水中二酸化炭素分圧の推定

CO₂濃度の推定には全炭酸濃度 (DIC)、全アルカリ度 (TA)、水温、塩分が必要とされ、これらの値を基に化学平衡状態を仮定して CO₂ 濃度を計算する手法が用いられている (Zeebe, 2001). 特にアマモ場や植物プランクトンが多量に発生する水域では、光合成と

呼吸が DIC 変動に与える影響が顕著であり、これを正確に捉えることが重要である。また、DIC の変動は日中の光合成による吸収と夜間の呼吸による放出に大きく影響される。このため、光量子束密度 (PAR) の日変化を詳細に測定し、光合成と呼吸の寄与を分離して評価することが必要である (Dennison and Alberte, 1982 ; Tada et al., 2018)。また、濁度や藻類異常増殖による光減衰が光合成を抑制し、DIC の変動に影響を与えるため、これらの要因もモデルに組み込む必要である (Borum, 1985)。さらに、水温も光合成や呼吸の速度に直接影響を及ぼし、アマモの成長や CO₂ 吸収能力を左右している (Boström et al., 2004)。そして、地形は光環境や水理条件を変化させ、DIC 分布に影響を与えるため、DIC モデルの精度を高めるためには、正確な地形データや栄養塩動態の統合も必要である。つまり、閉鎖性水域の地域特性を考慮した CO₂ 濃度の正確な推定のためには、これらを統合した DIC モデルを構築し、その妥当性を観測データで検証する必要がある。そこで本章では、前章で水温の日変動について良好に再現できていることを利用し、DIC モデルを組み込んだ数値シミュレーションを用いて東京湾表層の pCO₂ の変動を再現する。

3.2. フィールド観測

Kubo らによりフィールド観測が実施された結果を用いる (Kubo et al., 2017 ; Kubo and Kanda, 2020 ; 久保, 2022)。pCO₂ の計測値が比較的多い 2010 年の東京湾の pCO₂ について再現計算を行う。Kubo らは、2010 年 4 月から 12 月までの期間において、1 か月に 1 日間から 3 日間かけて水表面付近の、pCO₂ の観測を行った。観測地点は、湾口から湾奥にかけて東京湾全体が対象であった。なお水温や塩分などの値も同時に観測されていたが、欠測値や観測機器に違いがあったため、本研究では使用しない。

表-4 東京湾の表層 pCO₂ の観測地点と観測日時

day	time	観測開始地点 (緯度, 経度)	観測終了地点 (緯 度, 経度)	pCO ₂ デ ータ数
2010/4/5	9:00~15:22	35°37'33.6"N, 139°45'03.6"E	35°08'16.8"N, 139°37'01.2"E	322
2010/5/10	10:00~16:32	35°37'33.6"N, 139°45'07.2"E	35°07'28.7"N, 139°38'54.4"E	359
2010/6/15	10:00~15:27	35°37'30.0"N, 139°45'07.2"E	35°13'17.9"N, 139°43'50.3"E	327
2010/6/16	7:45~8:50	35°13'09.0"N, 139°44'22.1"E	35°11'20.8"N, 139°44'38.6"E	65
2010/7/9	11:00~15:37	35°38'04.0"N, 139°45'35.2"E	35°35'40.5"N, 140°06'21.7"E	239
2010/7/10	7:00~14:43	35°35'40.6"N, 140°06'21.6"E	35°13'21.1"N, 139°44'45.2"E	436
2010/8/27	9:30~14:46	35°37'30.7"N, 139°45'07.9"E	35°07'39.7"N, 139°40'58.8"E	251
2010/9/10	9:30~16:10	35°37'30.0"N,	35°13'26.4"N,	311

		139°45'07.2"E	139°45'21.6"E	
2010/9/16	7:00~11:53	35°35'50.4"N 140°06'21.6"E	35°35'08.5"N, 139°54'53.8"E	287
2010/10/13	9:32~14:20	35°37'30.7"N, 139°45'07.9"E	35°12'46.8"N, 139°44'24.0"E	289
2010/11/25	9:30~14:54	35°18'46.8"N, 139°44'45.6"E	35°13'22.8"N, 139°43'08.4"E	325
2010/12/15	9:30~16:07	35°37'30.0"N, 139°45'07.2"E	35°35'59.0"N, 140°06'31.4"E	247
2010/12/16	7:09~13:38	35°35'58.1"N, 140°06'31.6"E	35°07'28.0"N, 139°39'34.7"E	619

3.3. 水温, 塩分, D0, Chl. a による DIC の推定方法の提案

東京湾の $p\text{CO}_2$ を推定するためには, 炭酸系の平衡方程式に基づき pH, 全アルカリ度 (TA) および DIC のうち 2 つのパラメータを与える必要がある. そのためには, DIC, TA を推定する必要がある.

$$\begin{aligned} \text{DIC} \cdot (K_B^* + h) \cdot (K_1^* h^2 + 2K_1^* K_2^* h) = & [TA(K_B^* + h)h - K_B^* B_T h \\ & - K_W^* (K_B^* + h) + (K_B^* + h)h^2] \\ & \cdot (h^2 + K_1^* h + K_1^* K_2^*) \end{aligned} \quad (22)$$

$$\begin{aligned} \ln K_1^* = & 2.83655 - 2307.1266/T - 1.5529413 \ln T - (0.20768410 \\ & + 4.0484/T)\sqrt{S} + 0.0846834S - 0.00654208S^{2/3} \\ & + \ln(1 - 0.001005S) \end{aligned} \quad (23)$$

$$\begin{aligned} \ln K_2^* = & -9.226508 - 3351.6106/T - 0.2005743 \ln T - (0.106901773 \\ & + 23.9722/T)\sqrt{S} + 0.1130822S - 0.008469S^{3/2} \\ & + \ln(1 - 0.001005S) \end{aligned} \quad (24)$$

$$\begin{aligned} \ln K_B^* = & (-8966.90 - 2890.53S^{1/2} - 77.942S + 1.728S^{3/2} - 0.0996S^2)/T \\ & + 148.0248 + 137.1942S^{1/2} + 1.62142S \\ & - (24.4344 + 25.085S^{1/2} \\ & + 0.2174S)\ln T + 0.053105S^{1/2} \end{aligned} \quad (25)$$

$$B_T = 4.16 \cdot 10^{-4} \frac{S}{35} \quad (26)$$

$$\ln K_W^* = 148.96502 - 13847.26/T - 23.6521 \ln T + [118.67/T - 5.977 + 1.0495 \ln T] S^1 - 0.01615 S^2 \quad (27)$$

$$s = DIC / \left(1 + \frac{K_1^*}{h} + \frac{K_1^* K_2^*}{h^2} \right) \quad (28)$$

ここで、DIC : DIC の計測値($\mu\text{mol kg}^{-1}$)、TA : TA の計測値($\mu\text{mol kg}^{-1}$)、 K_1^* 、 K_2^* : 酸性度定数、 K_B^* : ホウ酸定数、 B_T : 全ホウ酸濃度、 K_W^* : 水のイオン積、 h : 水素イオン濃度、 T : 絶対温度(K)、 S : 塩分、 s : $p\text{CO}_2$ (μatm)である。

TA に関しては、TA の推定式によって塩分の値から TA の値を推定することができる (田口ら, 2009)。

$TA = 1006 + 36.77S$	(29)
----------------------	--------

ここで、TA : 全アルカリ度($\mu\text{mol kg}^{-1}$)、 S : 塩分である。

DIC については推定する手法として、生態系モデルによる推定がある。しかし、生態系モデルによる推定手法は複雑なパラメータを使用する必要がある。DIC を含む再現モデルには、再現性が低い植物プランクトンのモデル化が必須である。そのため、本研究では DIC を含めた生態系モデルを利用せず、水温、塩分から DIC を再現する簡易モデルを利用することとする。まず、東京湾情報センターおよび Kubo らによる川崎人工島 (Sta.2) における観測結果を利用し、水温と塩分が、DO と Chl.a に与える影響を評価し、水温と塩分から DO と Chl.a を推定するための分布図を作成する。そして、そのようにして得られた DO と Chl.a、および数値シミュレーションによる水温と塩分の値から、DIC を重回帰分析により再現するための推定式を作成する。

推定式の作成について、目的変数である DIC は炭酸系の平衡関係に基づき、TA と $p\text{CO}_2$ の観測値から算出した。その際、TA は田口らの推定式から Sta.2 の塩分の値から算出し、 $p\text{CO}_2$ の観測値は適切な重回帰分析を行うためのデータ数を確保するために、Sta.2 から四方 1500m のデータを使用した。説明変数の水温、塩分、DO、Chl.a のデータは東京湾環境情報センターより入手した Sta.2 (図-1) の上層の観測値を使用する。その際、DO については、DO 値と飽和溶存酸素濃度 (DOsat) と DO 値による差の 2 種類を利用することとする。その時の DOsat は式 (21)、(22) により算出した。

3.4. DIC の推定

式(30)は DO 値も用いた DIC の重回帰式であり、式(31)が DOsat を用いた重回帰式である。2 つの重回帰式について、比較すると、 R^2 値は(30)、(31)ともに 0.9 を超える値になり、Sta.2 の観測値の再現度が高い推定式を算出することができた (図-4)。また、DO 値を用いた重回帰式(30)の方が R^2 値が高く、平衡方程式を用いた DIC との再現度が高かった。また、DIC とそれぞれの要素で単回帰分析を行うと、DIC と塩分の相関が特に強く相関係数は 0.78 で、次いで DO との相関が強く、0.33 であった。そこで、本研究では $p\text{CO}_2$ の再現、DIC の変動について計算する際は DO 値を用いた重回帰式(30)を用いることとする。

回帰式	R^2	
-----	-------	--

$\begin{aligned} \text{DIC} = & 1795.6814932073691 \\ & + (-19.705160545399206T) \\ & + (26.649786770202034S) \\ & + (-45.18739392149505\text{DO}) \\ & + (0.36438428031284825\text{Chl. a}) \end{aligned}$	0.96	(30)
$\begin{aligned} \text{DIC} = & 1944.6153804874002 \\ & + (-19.242780695376126 T) \\ & + (5.880460771376978 S) \\ & + (-68.63729339195183(\text{DO} \\ & - \text{DOsat})) \\ & + (4.870479667339231 \text{ Chl. a}) \end{aligned}$	0.94	(31)

ここで, DIC : DIC の計測値($\mu\text{mol kg}^{-1}$), T : 水温($^{\circ}\text{C}$), S : 塩分, DO : 溶存酸素(mg L^{-1}), DOsat : 飽和溶存酸素(mg L^{-1}), Chl.a : クロロフィル a($\mu\text{g/L}$)である.

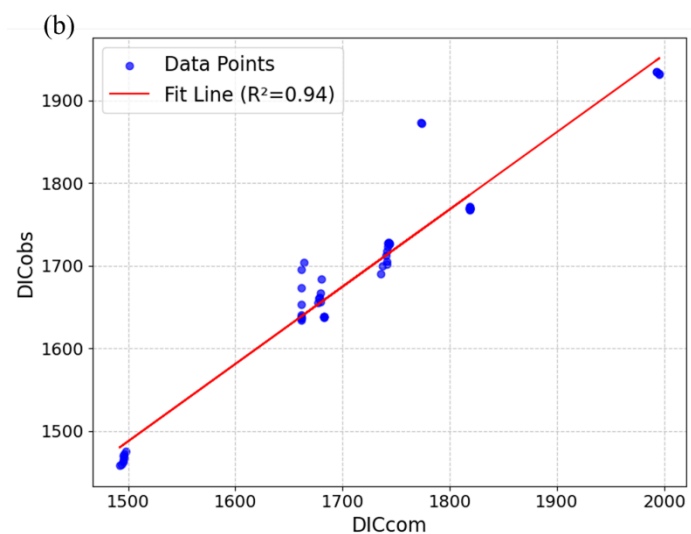
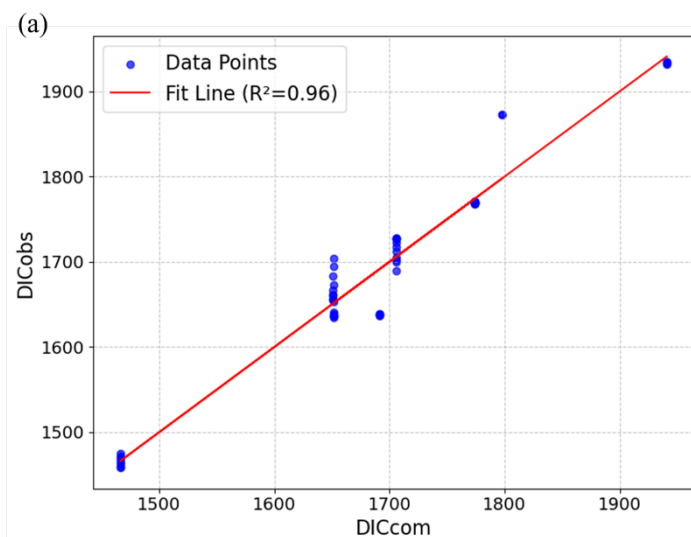


図-4 DICcom（推定式による DIC）と DICobs（観測値の $p\text{CO}_2$ と TA を用いた平衡方程式による DIC）の散布図 (a) : DICcom（式(30)）, (b) : DICcom（式(31)）

3.5. $p\text{CO}_2$ 及び DIC の再現結果及び考察

東京湾全域及び川崎人工島の $p\text{CO}_2$ と DIC の再現結果を示す（図-5, 図-6）. DIC は、平衡方程式により、 $p\text{CO}_2$ の観測値と TA を用いて算出した. $p\text{CO}_2$ の再現性の検証には、Kubo らによる $p\text{CO}_2$ の観測結果と数値シミュレーションモデルによる計算結果を比較した. その際、川崎人工島における $p\text{CO}_2$ の再現には、Kubo らによる $p\text{CO}_2$ の観測結果から 5 月 10 日、6 月 15 日、7 月 10 日、9 月 10 日、10 月 13 日、11 月 25 日の午前 11 時を利用した.

まず、東京湾全域の $p\text{CO}_2$ 及び DIC の再現結果を見ると、 $p\text{CO}_2$ は $R^2=0.50$ であり、DIC は $R^2=0.51$ であり両方中程度の相関があった（図-5）. $p\text{CO}_2$ の 5 月から 11 月の再現結果は季節変動を概ね捉えることができているが、10 月 13 日、11 月 25 日、12 月 15、16 日の $p\text{CO}_2$ の変化は計算値の場合値が増加し、観測値の場合値が減少していた. 特に、12 月 15 日の観測は東京港から千葉港にかけて湾奥部に沿った観測経路であり、河川の影響を比較的大きく受けていた. 今回の数値シミュレーションは、河川の流量を多摩川との面積比により決定していることから、実際の河川流量との差から DIC 及び $p\text{CO}_2$ の乖離が生まれたのではないかと考える. また、 $p\text{CO}_2$ 、DIC の全体的な変動が観測値よりも小さく、特に夏から秋にかけての低い値を再現できていなかった. これは夏や秋の洪水によって河川流量が増大するが、計算ではそれを詳細に再現できておらず、それによって塩分の低下が弱まるだけでなく、DO の平均値も大幅に変わったため、河川の流入による湾内の塩分の低下が弱いことも原因であると考えられた.

次に、川崎人工島の再現結果を見ると、TA を調整したことによって $p\text{CO}_2$ 、DIC の大まかな変動を再現することはできた（図-6）. $p\text{CO}_2$ は $R^2=0.76$ 、DIC は $R^2=0.69$ と東京湾全域の再現よりも高い相関があった. 本研究で実施したキャリブレーションの対象地点であることから、高精度な再現が可能となったと考えられる.

東京湾の $p\text{CO}_2$ 、DIC の再現について、全領域においても $R^2=0.50$ という十分な精度を持って再現することができた. 特に、川崎人工島付近の観測結果の再現精度が比較的高く、DIC の推定式(30)の有用性が示された. また、TA の推定式(29)や DIC の推定式(30)などから、 $p\text{CO}_2$ の推定には塩分や DO の再現精度が重要であると分かった. 今後の課題として、河川流入や塩分の初期値など計算条件の調整次第で大幅に $p\text{CO}_2$ の再現度を向上させることができると考える.

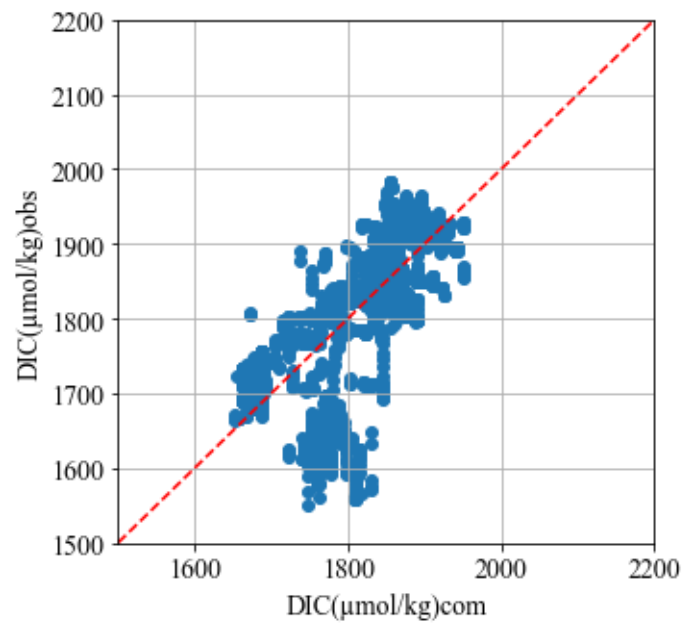
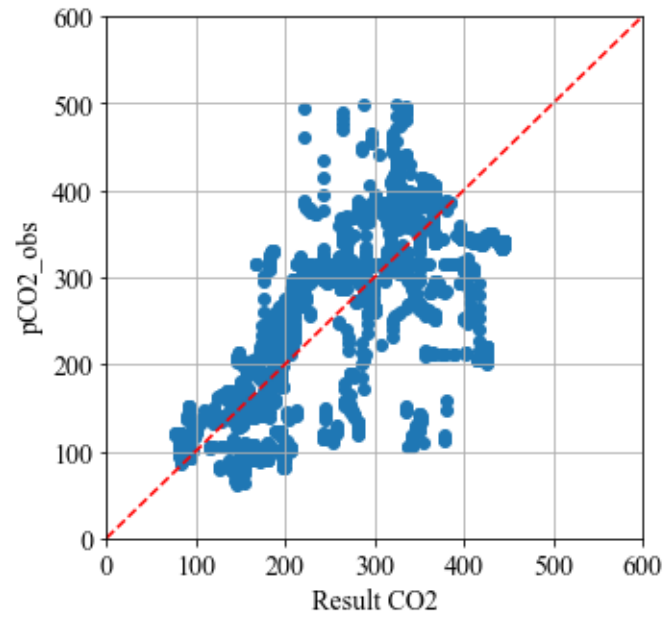


図-5 東京湾全域の $p\text{CO}_2$ 及び DIC の観測値との比較 $p\text{CO}_{2\text{obs}}$: $p\text{CO}_2$ の観測値, Result CO_2 : 推定式による DIC を平衡方程式に用いた $p\text{CO}_2$, DIC_{com} : 推定式による DIC, Result DIC : 観測値の $p\text{CO}_2$ を平衡方程式に用いた DIC.

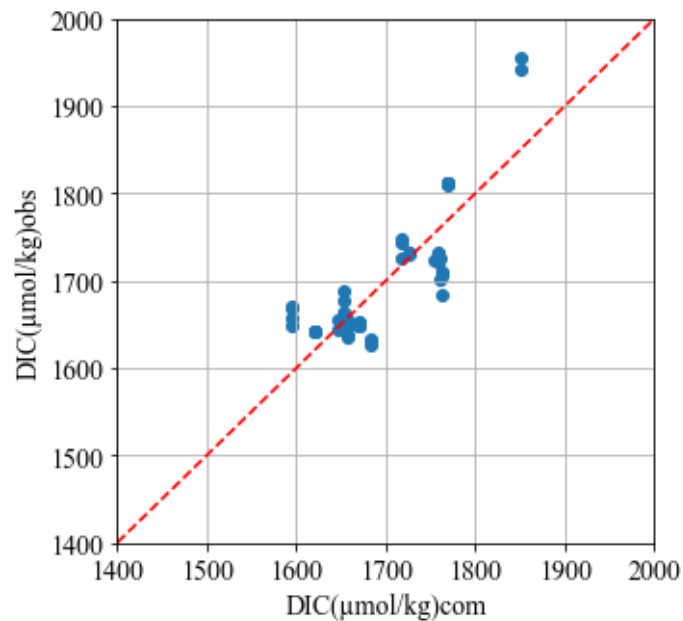
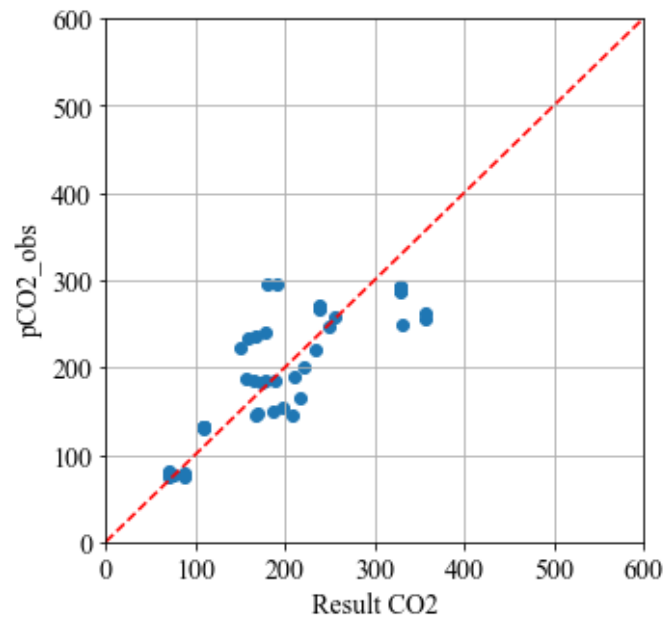


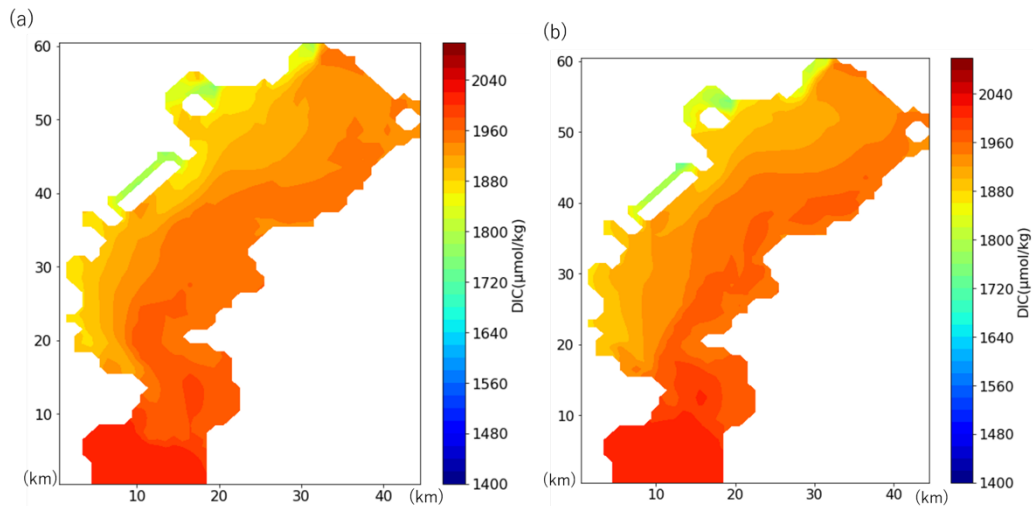
図-6 川崎人工島の $p\text{CO}_2$ 及び DIC の観測値との比較 $p\text{CO}_{2\text{obs}}$: $p\text{CO}_2$ の観測値, Result CO_2 : 推定式による DIC を平衡方程式に用いた $p\text{CO}_2$, DICcom : 推定式による DIC, Result dic : 観測値の $p\text{CO}_2$ を平衡方程式に用いた DIC.

3. 6. 東京湾における DIC の変動

東京湾全域での各観測地点での $p\text{CO}_2$ 及び DIC の再現を行い、河川や計算条件による誤差が存在していたが、 $R^2=0.50$ 以上の精度を有して DIC と $p\text{CO}_2$ の変動を再現できていることが分かった。そこで、東京湾の水表面全体の DIC の日変化、洪水、および季節変化を

示し、水表面の空間的な変化とその要因を考察する。

日変化及び季節変化の結果について示す。図-7は日変化と季節変化を明確に示すために、河川流量の合計が $200\text{m}^3/\text{s}$ 以下の時点の図を結果として示す。まず、5月のDICは湾の西から東にかけてDICの値が増大しており、外洋からの高DIC値と河川の流入によるDICの混合や河口付近の栄養塩の流入による植物プランクトンの光合成の活発化によるDICの消費などによるものと考え（図-7a）。そして、夜間の結果を見ると、高DIC値の分布が広がっており、西側の比較的低いDICの分布もDICが高くなっている。これは外洋の高DICの流入と水生植物や植物プランクトンの光合成活動の停止による影響であると考え（図-7b）。次に、8月の結果について見ると、5月の値よりも全体的にDICが低く、光合成や成層化の影響による低下が顕著であったと考える（図-7c）。また、夜間には植物プランクトンの光合成活動の停止と呼吸によりDICの値は増大するが、湾奥部ではDICの変化は少なく、湾口部では増大していた。これは、湾奥では栄養塩が多く、特に光合成によるDICの消費量が多く、夜間の呼吸によるDICの増大がその消費よりも小さかったことが考えられる（図-7d）。また、成層化により底層で生成されたDICが表層に輸送されにくいこともDICの変化が少ない原因であると考え。次に、12月の結果を見ると、5月、8月よりも全体的にDICが高く、5月よりも湾口側と湾奥側でのDIC差が小さくなっている。これは、冬季は光合成活動が比較的低下するが、冬季は成層の崩壊により表層水と底層水のDICが混合され、DICの均一化と表層のDICがより高くなっていることが原因であると考え（図-7e、図-7f）。



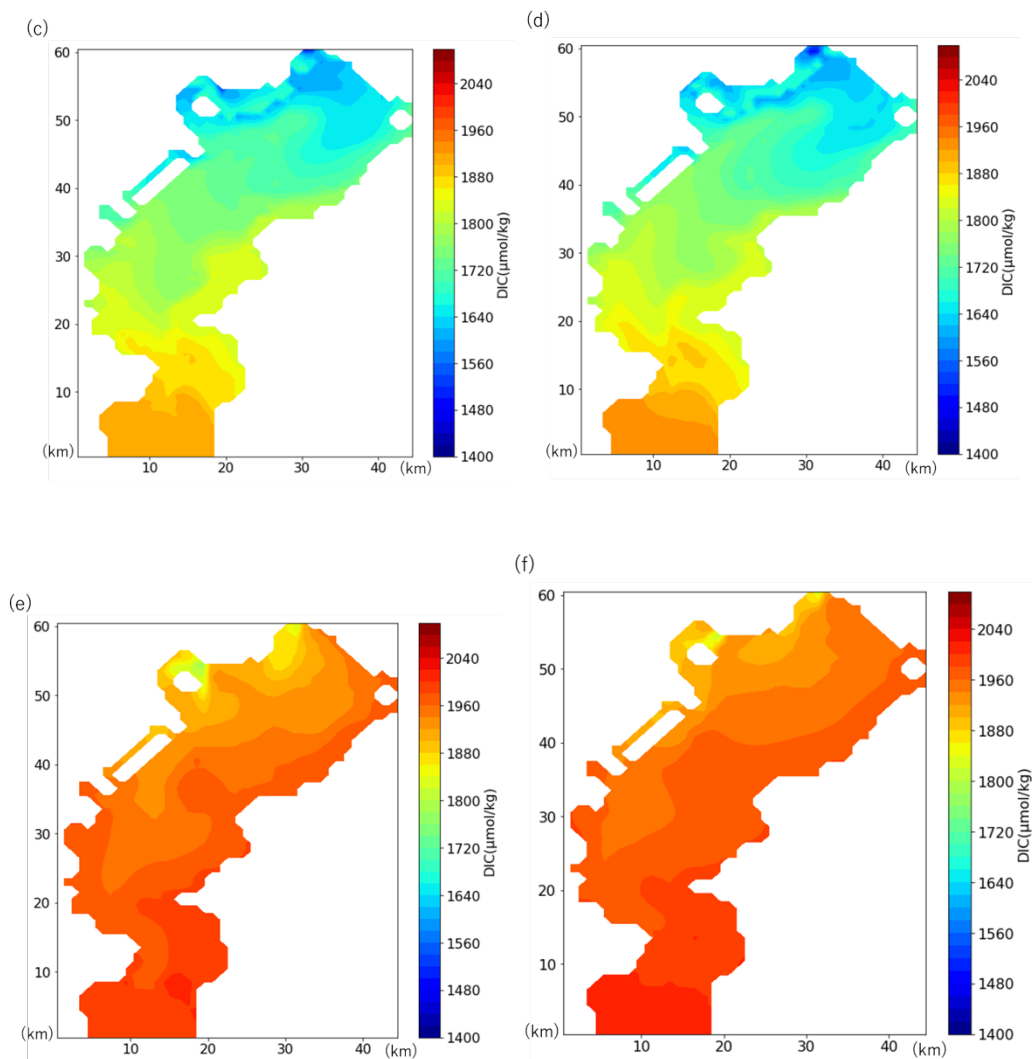


図-7 東京湾内の DIC の日変化及び季節変化, (a):5 月 15 日 12:00, (b):5 月 15 日 23:00, (c):8 月 15 日 12:00, (d):8 月 15 日 23:00, (e):12 月 15 日 12:00, (f):12 月 15 日 23:00

3.7. 洪水における DIC の変動

次に、洪水による東京湾の DIC の変化について結果を示す。特に流量の大きかった 9 月を対象とし、洪水前は河川流量の合計が $200\text{m}^3/\text{s}$ 以下、洪水中は $800\text{m}^3/\text{s}$ 以上、洪水後を $250\text{m}^3/\text{s}$ の時期を対象とした。洪水前は 9 月の成層期に光合成の活発化により、8 月ほどの低 DIC ではないが、湾口に比べて湾中央から湾奥は低い DIC が分布している (図-8a)。次に、洪水中は江戸川や荒川の河口付近に低 DIC が分布しており、洪水前の 1700 から $1800\mu\text{mol kg}^{-1}$ 程の DIC の分布が湾口側に向かって広がっている。これは河川流入による栄養塩の増加による植物プランクトンの光合成の増大、およびコリオリの影響を受けた河川水が西側に集中したためであると考え (図-8b)。しかし、大きく DIC が減少しているわけではなく、栄養塩や有機物の流入が DIC を増加させることと河川流入による塩分低下のバランスによって、DIC が緩やかに減少したのではないかと考える。洪水後の結果を見ると、湾奥に拡散していた 1700 から $1800\mu\text{mol kg}^{-1}$ 程の DIC の分布は洪水中よりも小さくなり、西側に移動し、湾の東側で高 DIC の分布が洪水前よりも広がった (図-8c)。コ

リオリの影響により上層水が西側から湾外に流出し続けると、それを補償するために外洋水が東側から流入したため、DIC 濃度が増加したのではないかと考える。

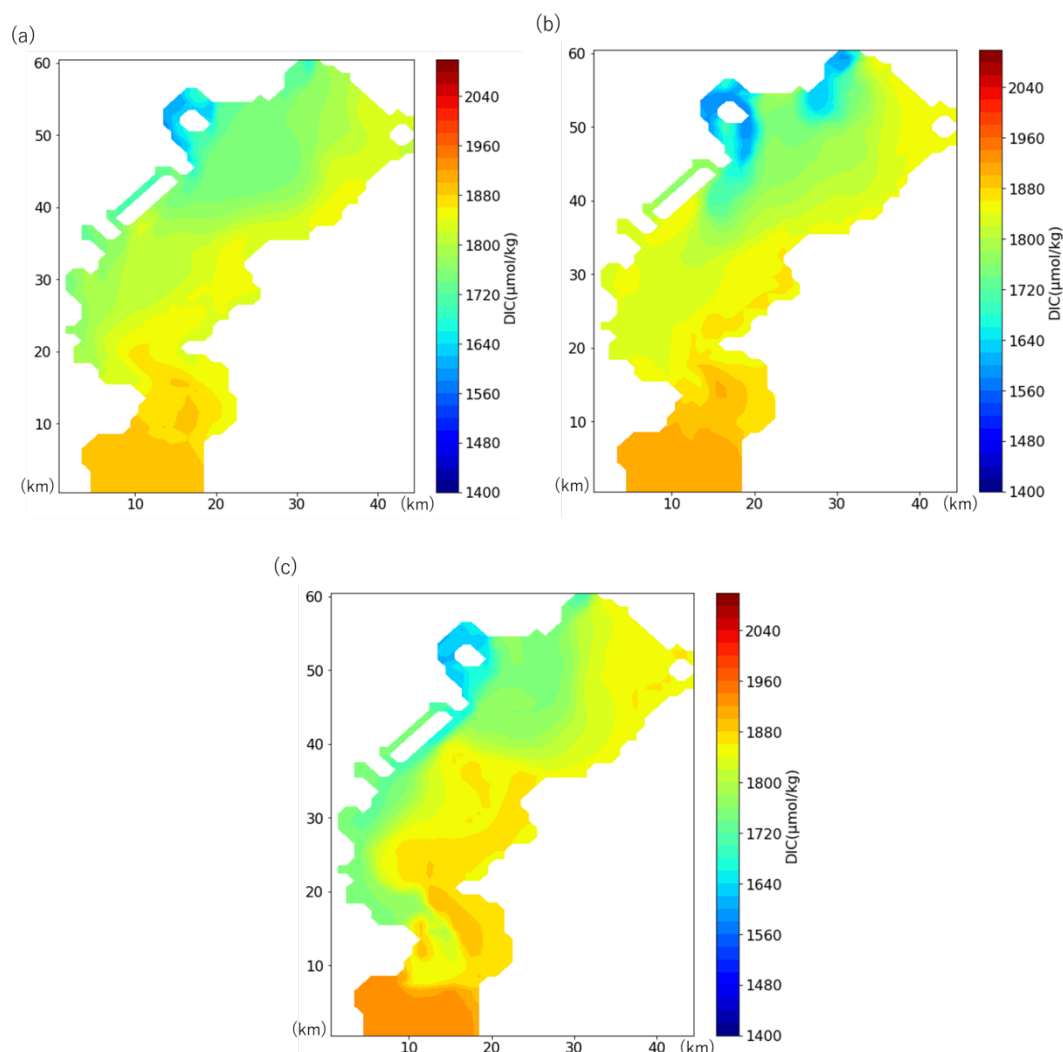


図-8 東京湾内の DIC の洪水流による変化, (a): 洪水前, 9 月 23 日 12 : 00, (b): 洪水中, 9 月 29 日 12 : 00, (c): 洪水後, 10 月 5 日 12 : 00

4. おわりに

東京湾に 3 次元数値シミュレーションモデルを適用し、底層における水温や塩分についてどの程度再現されているかを確認し、時空間的な変動を考察した。その結果、水温、塩分の再現度は表層、底層共に日変動を良好に再現できていたが、夏季から冬季にかけて付着生物によるや河川流入の関係で、観測値との誤差が生じていた。また、観測値による DO の回復現象が確認できた同時点で DO の回復が再現できた。その際、エスチュアリー循環とは逆方向の鉛直循環が発生している可能性が示された。

水温、塩分、DIC、Chl.a を用いた DIC 推定モデルと 3 次元数値シミュレーションモデルの再現結果を使用して、東京湾の pCO_2 の再現を行った。その結果、TA の季節変動を考慮して調整することで、東京湾全域で中程度、川崎人工島では高い相関の再現結果が得ら

れた。河川の流入条件をより詳細に設定し、塩分、DO の再現度を上げることで、さらに pCO_2 の再現精度を向上できる可能性が示された。

DIC 推定モデルにより東京湾全域の水表面の空間的な変動の結果を示した。その結果、日変化と季節変化は光合成による DIC の低下や海水の循環による変化を確認できた。また、洪水流による DIC の変化においても、洪水前後で、湾奥に分布していた洪水前の 1700 から $1800\mu\text{mol kg}^{-1}$ 程の DIC の分布が湾口側に向かい、西側に移動しているような分布が確認できた。

以上の結果から、東京湾における水中二酸化炭素分圧の日変動は大きく、ブルーカーボンにおける二酸化炭素の吸収量を推定するうえで考慮しなくてはならない最重要項目であることが示された。また、季節的な変動だけでなく、洪水などのイベントで二酸化炭素の吸収量は大きく変化することが示された。よって、本研究で提案する 3 次元数値シミュレーションモデルを用いた解析が、今後のブルーカーボンによる二酸化炭素の吸収量の評価には必須であることが示された。

参考文献

1. Shintani. T., Nakayama. K. : An object-oriented approach to environmental fluid modeling, *The 21st International Symposium on Transport Phenomena*, 2010.
2. Nakayama. K., Shintani. T., Kokubo. K., Kakinuma. T., Maruya. Y., Komai. K., Okada. T. : Residual current over a uniform slope due to breaking of internal waves in a two-layer system, *Journal of Geophysical Research*, Vol.117, C10002, pp.11, 2012.
3. Nakayama. K., Shintani. T., Shimizu. K., Okada. T., Hinata. H., Komai. K. : Horizontal and residual circulations driven by wind stress curl in Tokyo Bay, *Journal of Geophysical Research*, Vol.119, pp.1977-1992, 2014.
4. Nakayama. K., Nguyen. H. D., Shintani. T., Komai. K. : Reversal of secondary circulations in a sharp channel bend, *Coastal Engineering Journal*, Vol.58, 2016.
5. Jones. W. P., Launder. B. E. : The prediction of laminarization with a two-equation model of turbulence, *International Journal of Heat and Mass Transfer*, Vol.15, Issue 2, pp.301-314, 1972.
6. Umlauf. L., Burchard. H. : A generic length-scale equation for geophysical turbulence models, *Journal of Marine Research*, Vol.61, Issue 2, pp.235-265, 2003.
7. 新谷哲也 : 3 次元非構造格子流体シミュレーターへの GLS 乱流クロージャーマodel の組み込みと検証, 水工学論文集, 第 60 巻, 2016.
8. 佐藤文也, 佐々木淳, 佐野弘明, 呉海鍾 : 東京湾湾奥部における硫化物を含む無酸素水塊の変動特性と数値再現, 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.71, No.2, I_1267-I_1272, 2015
9. 22) 日本海洋データセンターJODC: https://www.jodc.go.jp/jodcweb/index_j.html (2024 年 4 月)
10. 東京湾環境情報センター : <https://www.tbeic.go.jp/> (2024 年 4 月)
11. Zeebe, R.E., Wolf-Gladrow, D., 2001. Equilibrium. In: *CO₂ in Seawater: Equilibrium, Kinetics, Isotopes*. Elsevier, Amsterdam, 1-83
12. Dennison, W.C., Alberte, R.S., 1982. Photosynthetic responses of *Zostera marina*

- L. (eelgrass) to in situ manipulations of light intensity. *Oecologia* 55, 137–144.
13. Tada, K., Nakayama, K., Komai, K., Tsai, J.W., Sato, Y., Kuwae, T., 2018. Analysis of dissolved inorganic carbon due to seagrass in a stratified flow. *J. Japan Soc. Civil Eng., Ser. B3*. 74, 444-449.
 14. Borum, J., 1985. Development of epiphytic communities on eelgrass (*Zostera marina*) along a nutrient gradient in a Danish estuary. *Mar. Biol.* 87, 211–218.
 15. Boström, C., Roos, C., Rönnerberg, O., 2004. Shoot morphometry and production dynamics of eelgrass in the northern Baltic Sea. *Aquat. Bot.* 79, 145–161.
 16. waves in a two-layer system, *Journal of Geophysical Research*, Vol.117, C10002, pp.11, 2012.
 17. Kubo, A., Y. Maeda, and J. Kanda : A significant net sink for CO₂ in Tokyo Bay. *Sci. Rep.*, 7, 44355, 2017
 18. Kubo, A., and J. Kanda : Coastal urbanization alters carbon cycling in Tokyo Bay. *Sci. Rep.*, 10, 20413, 2020
 19. 久保篤史：東京湾における二酸化炭素収支の解明を主とした沿岸域の物質循環研究：流域の下水整備に伴う炭素・栄養塩循環変化，*海の研究 (Oceanography in Japan)* , 31(1), 23–38, 2022
 20. 田口二三，藤原建紀，山田佳昭，藤田弘一，杉山雅人：沿岸域のアルカリ度，*沿岸海洋研究*，第 47 巻，第 1 号，pp.71-75，2009