

# 「日本沿海予測可能性実験」のための海洋モデル大規模計算：海洋酸性化に関する現況予測システムの開発

課題責任者

宮澤 泰正 海洋研究開発機構 付加価値情報創生部門 アプリケーションラボ

著者

石津 美穂\*1, 宮澤 泰正\*1, 角田 智彦\*2 郭 新宇\*3

\*1 海洋研究開発機構 付加価値情報創生部門 アプリケーションラボ, \*2 笹川平和財団海洋政策研究所 \*3 愛媛大学沿岸環境科学研究センター

海洋酸性化の現況予測システムを構築するため、既存の海洋環境予測システムの物理予測システムを基盤とし、日本縁辺海を対象とした炭素循環を含む生態系モデルを開発した。本年度は、気候値緩和のないタイプのモデル (JCOPE\_EC) を開発し、気候値緩和モデルに比べやや再現性は劣るが、比較的可能性の高い酸性化パラメータの予測ができていたことが分かった。モデルから再現される炭素循環のメカニズムを調べると、海洋表層では季節変動のため寄与するバランスが夏季と冬季で逆になるが、通年に渡りどの緯度帯でも大気と海洋の二酸化炭素の交換と鉛直混合の寄与が相殺しあってバランスし、二次的に植物プランクトンが光合成により炭素を消費する生物プロセスが寄与していることが分かった。生物プロセスはクロロフィル極大層とともに寄与する領域、深度が異なる。北太平洋北西域の全炭酸の時空間的な分布は、海洋循環プロセスと生物プロセスの両面から説明される。

キーワード：海洋酸性化, 生態系モデル, NPZDC, 北太平洋, 炭素循環

## 1. はじめに

海洋酸性化は、極域生態系やサンゴ礁といった海洋生態系に相当なリスクをもたらす (IPCC 2013) [1]。IGBP, IOC, SCOR (2013) の報告書 [2] では、今後の海洋酸性化の進行により、60%の軟体動物の種は石灰化の低下や成長率、生存率に関して影響を受けるとされている。棘皮動物は 30%の種が発育初期において影響を受け、魚類は 70%の種に餌や生息環境の変化に伴う非直接的影響があるとされている。サンゴ類は 40%の種において、石灰化の低下、温暖化との相乗効果による脆弱性があると予想されている。したがって、海洋酸性化は全球規模において、気候変動とともに早急に対応しなければならない取り組むべき重要課題の1つとなっている。

このような将来の影響が懸念されている海洋酸性化について、国際社会でも広く認知され、全世界的な連携体制構築の取り組みが進められている。本研究では、そのような背景のもと、笹川平和財団の助成事業「情報基盤における科学データの収集・整理・解析と予測システムの構築」により日本周辺を含む北西太平洋域を対象として、海洋酸性化の影響に係る監視情報を集約するとともに、その進行予測や社会影響を検討するための海洋酸性化に係る現況予測モデル (JCOPE\_EC) の開発を進めている。本年度の地球シミュレータを使った研究では、海洋酸性化に関する現況予測モデルのうち、気候値緩和のないモデルを開発し、そのモデル結果から炭素循環の季節変動のメカニズムの検討を行った。

## 2. モデル

本モデルは、既存の海洋現況予測システムの物理予測

システム (JCOPE2M; Miyazawa et al. 2017; 2019 [5, 6]) を基盤とし、日本縁辺海 (108°–180°E, 10.5°–62°N) を対象海域とした炭酸系および生態系パラメータを組み込むオフライン型の仕様となっている。基本的な栄養塩過程に加え炭素循環が考慮されている。詳細な各過程は Ishizu et al. (2019) [3] にあるが、本研究では、炭素循環のメカニズム解明のため、気候値緩和の設定をつけない設定となっている。各生物過程のパラメータは最適化によって決定した (Ishizu et al. 2020) [4]。気候値緩和モデル (Ishizu et al. 2019) [3] は、亜寒帯域の夏季の炭酸カルシウムの生成に伴うアルカリ度 (ALK) の減少が過剰であるという問題点があった。本モデルでは、光合成に関わらない形での粒子状有機炭素に対する炭酸カルシウムの割合をさらに小さくすることで改善を行った (CaCO<sub>3</sub> to non-photosynthetic POC ratio = 0.00035 を使用)。

2015年を対象としたJCOPE2Mの1日ごとの海洋場とNCEP/NCAR再解析データによって物理場を駆動した。初期条件として、植物プランクトンは150m以浅と以深でそれぞれ0.1 mmol m<sup>-3</sup>, 0.0 mmol m<sup>-3</sup>とし、動物プランクトンの初期値は植物プランクトンの10%になるよう設定している。デトリタスの濃度は0.0 mmol m<sup>-3</sup>とした。硝酸塩 (DIN), リン酸塩 (DIP), 全炭酸 (DIC) は、1月気候値を使用している。アルカリ度は月平均の気候値はないため、年平均を1月の気候値として初期条件に与えている。

## 3. 結果

クロロフィル, DIN, DIC, ALKの気候値およびモデル出力における表層水平分布の結果を図1-5に示す。ク

クロロフィルのモデル結果では、観測結果同様の季節変化が見られる。しかしながら、時系列図では夏季に最も大きいクロロフィル値が再現されており、春と秋のダブルピークが再現されていないという違いがあった（図 3a-b）。*DIN*、*DIC* の季節変動は、気候値でみられる季節変動を示している（図 2, 3c-f, 4）。北緯 40 度付近の夏季の値が観測値に比べやや大きい値として再現されている（図 3c-f）。*ALK* の観測値は通年ほとんど変わらない様子があるが（図 5a-c）、モデルでも同様の傾向が再現された（図 5d-g）。

クロロフィル、*DIN*、*DIC*、*ALK* の再現性について領域ごとに相関係数で評価した。表 1 の赤の影領域が気候値緩和のあるモデル（Ishizu et al. 2019）[3] に比べ再現性がよくなり、黒の影領域が悪くなった領域を示す。*ALK* を除き、日本海を除く他の領域では全体的に再現性が悪くなっているが、全体的に相関係数は 0.7 以上を示し、ある程度の再現性は保たれていることを示す。

再現された *DIC*、*ALK* と JCOPE2M の水温、塩分を使って酸性化パラメータ（現場 *pH* と *pH*<sub>25</sub>、アラゴナイト飽和度）を計算した（図 6）。気候値緩和モデル（Ishizu et al. 2019）[3] で問題のあったアルカリ度の夏季の大きな減少が抑制されたため、*DIC* の再現性が悪くなったとしても酸性化パラメータの再現性が改善されている領域が多いようである（図 6、表 1）。

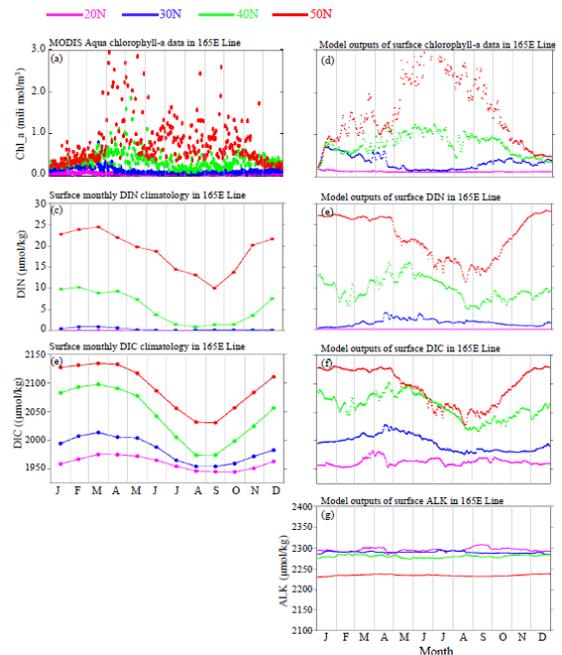


図 3 165 度 E 線上における表層でのクロロフィル (a-b)、*DIN* (c-d)、*DIC* (e-f)、*ALK* (g) の時系列図。左が観測値または気候値、右がモデル値。図上のカラーが対象緯度。

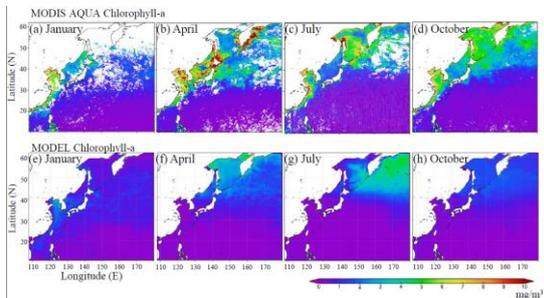


図 1 クロロフィルの海表面水平分布（1, 4, 7, 10 月）を示す。上段が観測値、下段がモデル値を示す。

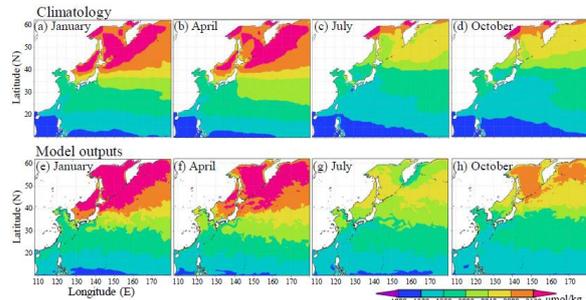


図 4 *DIC* の海表面水平分布（1, 4, 7, 10 月）を示す。上段が観測値、下段がモデル値を示す。

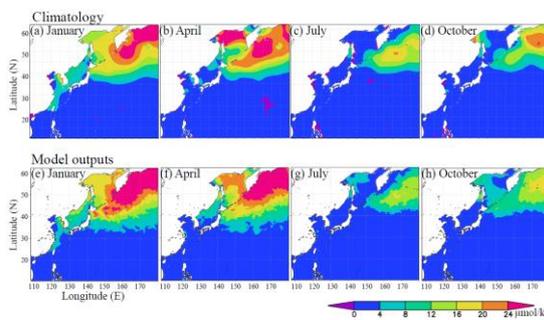


図 2 *DIN* の海表面水平分布（1, 4, 7, 10 月）を示す。上段が観測値、下段がモデル値を示す。

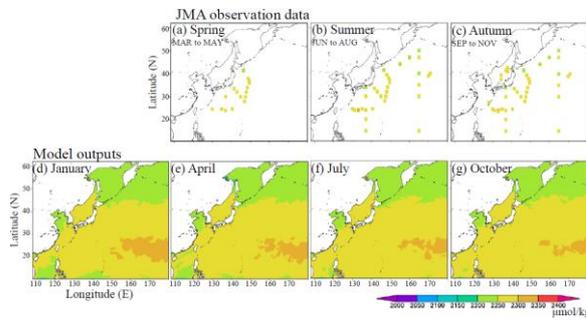


図 5 *ALK* の海表面水平時系列図を示す。上段が観測値、下段がモデル値を示す。

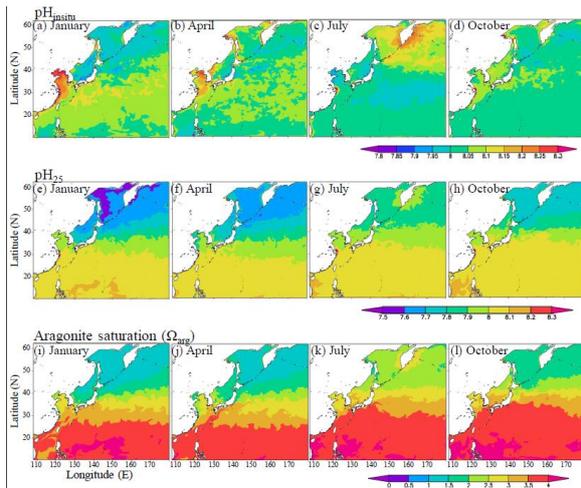


図 6 モデルで再現された現場 pH (a-d), pH<sub>25</sub> (e-h), アラゴナイト飽和度 (i-l) の海表面水平分布図(1, 4, 7, 10 月)を示す。

表 1 クロロフィル、DIN、DIC、ALK、pH<sub>25</sub>、アラゴナイト飽和度に関する観測値とモデル値の相関係数。時間と空間に対して合わせた出力で比較。カッコ内の値は、有意水準  $p$  値 ( $< 0.05$ ) を示している。図 1 に亜熱帯域、亜寒帯域、黒潮流域、日本海の各対象領域を示す。クロロフィルのみ常用対数 ( $\text{Log}_{10}(\text{Chl}a)$ ) の形で比較。

Parameter	Subtropical region	Subarctic region	Kuroshio extension	Japan Sea
Chlorophyll-a	0.65 (0.07)	0.84 (0.07)	0.80 (0.12)	0.90 (0.15)
DIN	0.68 (0.04)	0.82 (0.12)	0.72 (0.10)	0.89 (0.11)
DIC	0.72 (0.09)	0.83 (0.20)	0.72 (0.17)	0.95 (0.26)
Alkalinity	0.48 (0.09)	0.79 (0.20)	0.69 (0.17)	-0.46 (0.26)
pH <sub>25</sub>	0.83 (0.09)	0.82 (0.20)	0.81 (0.17)	0.93 (0.26)
$\Omega_{\text{arag}}$	0.99 (0.09)	0.97 (0.20)	0.97 (0.17)	0.99 (0.26)

#### 4. 炭素循環のメカニズムの検討

モデル内での炭素循環のメカニズムを考察するため、各々の炭素循環のプロセスのうち、DIC の時間変化に寄与する項を次式のように分け、検討を行った。

$$\frac{\partial \text{DIC}}{\partial t} = \left[ \frac{\partial \text{DIC}}{\partial t} \right]_A + \left[ \frac{\partial \text{DIC}}{\partial t} \right]_{xy\_dif} + \left[ \frac{\partial \text{DIC}}{\partial t} \right]_{z\_dif} + \left[ \frac{\partial \text{DIC}}{\partial t} \right]_{Bio} + \left[ \frac{\partial \text{DIC}}{\partial t} \right]_{air-sea} \quad (1)$$

ここで、添え字の A, xy\_dif, z\_dif, Bio, air-sea は、移流、水平拡散 (水平混合)、鉛直拡散、大気と海洋の二酸化炭素の交換によって寄与する DIC の時間変動項を示す。

表層での DIC の各プロセスの変動項の月平均値を図 7 に示す。特に大きいプロセスは、大気と海洋の二酸化炭素の交換による DIC の時間変化項 (図 7a-d) と鉛直混合による時間変化項 (図 7-1) であることが分かる。また生物プロセスによる比較的大きい寄与が亜寒帯域表層で見られる (図 7m-p)。東経 165 度線での深度ご

との各プロセスのバランス (図 8) からこれらの項を見ると、基本的には大気と海洋の二酸化炭素の交換プロセスは夏季と冬季で亜熱帯域と亜寒帯域ともに逆になるが、表層では大気と海洋の二酸化炭素の交換プロセスと鉛直混合の寄与が相殺しあってバランスしており、植物プランクトンの光合成による炭素の取り込みを示唆する負の生物プロセスの寄与が亜寒帯域のみで二次的に効いていることを意味している。深さ方向でみると、表層では生物プロセスの寄与が大きくなかった亜熱帯域でも 100m 深、200m 深 (図 8i, m) で効果的に働き、移流効果とともに主要な働きを示していることが分かる。

$$\text{Relative contribution} = \frac{\text{ADIC}_{Bio}}{|\text{ADIC}_A| + |\text{ADIC}_{xy\_dif}| + |\text{ADIC}_{z\_dif}| + |\text{ADIC}_{Bio}| + |\text{ADIC}_{air-sea}|} \times 100\% \quad (2)$$

上記寄与式から生物プロセスの寄与率を計算すると、亜寒帯域では表層で生物プロセスが最も寄与している一方、南に向かってより深い箇所でも寄与するようになる (図 9)。これは、クロロフィル極大層の位置が緯度的に変化しており (Stelmakh and Gorbunova, 2018) [8]、南に向かって深度が深くなるためである。実際に、DIC の時間変化の年平均を計算すると、DIC が減る箇所 (図 10a) とクロロフィル極大層はよく対応していた (図 10b)。亜熱帯域では、必ずしもクロロフィル極大層と一致せず、350m 深や 450m 深で負の値が分布する。この対応しない箇所は、表層で二酸化炭素を取り込み、かつ生物プロセスも聞いた水が沈み込んだためと考えられる。対応する海洋内の循環像としては、中央モード水 ( $\sigma_\theta = 26.0\text{--}26.5 \text{ kg m}^{-3}$ ) の形成循環機構 (Oka and Qui, 2012) [7] が考えられる。

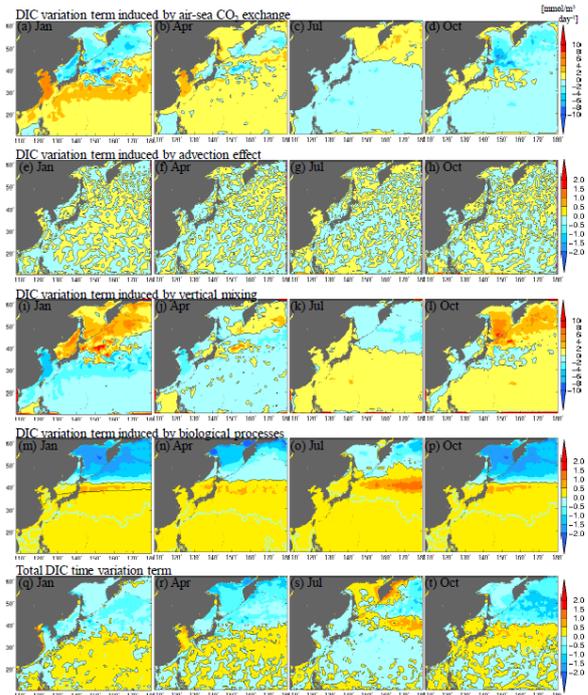


図 7 DIC に寄与する各プロセスの表層水平分布。値は月平均。正 (負) の値は DIC の増加 (減少) 分。

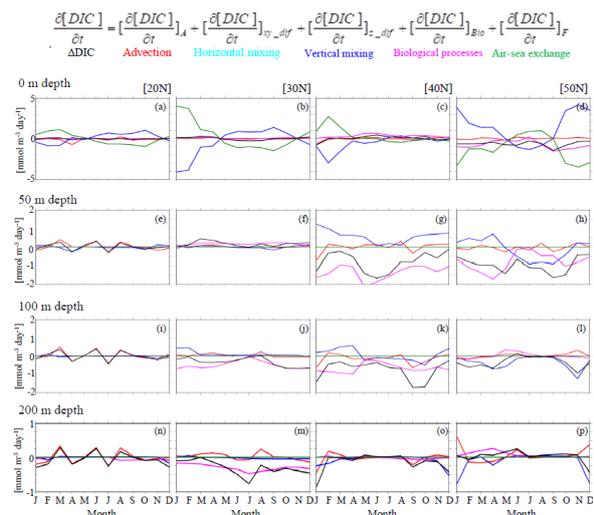


図 8 東経 165 度線における各緯度帯（北緯 20 度, 30 度, 40 度, 50 度）における DIC の時間変化に対する各項の月平均寄与バランスを示す。寄与成分として、移流、水平混合、鉛直混合、生物寄与、大気と海洋の交換（表層のみ; a-d）による寄与を考慮。正（負）の値は DIC の増加（減少）分。

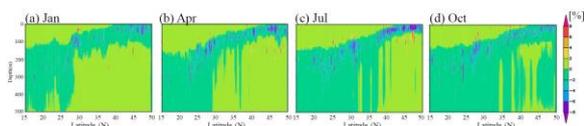


図 9 東経 165 度線における全 DIC 寄与成分のうちの生物プロセスの相対的な寄与率（(7) 式）。正（負）は DIC 生成（消費）を示す。図は、1 月、4 月、7 月、10 月の月平均値を示す。

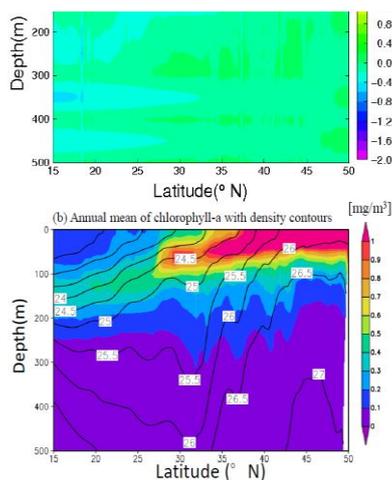


図 10 JCOPE\_EC で再現された東経 165 度線における DIC の時間変化 (a) とクロロフィル (b) の年平均値における断面図。図 3-10b はポテンシャル密度の等値線分布も重ねている。図 3-10a: 正（負）の値は DIC の増加（減少）分。

## 5. まとめと今後の課題

地球シミュレータを用いて、海洋酸性化に係る現況予測システムの開発を実施した。本年度は気候値緩和のないモデル（JCOPE\_EC）を開発した。気候値緩和のあるモデルに比べやや再現性は劣る一方で、気候値緩和のないモデルでもある程度の可能性の高い酸性化パラメータの予測スキルが保たれていることが分かった。

本システムによって、観測データが少ないため縁辺海での酸性化パラメータの値が不明であった領域でも、可能性の高い季節変動を把握することができる。また、本研究は炭素循環にのみ注目したが、我々のモデルに組み込まれたその他の生態系パラメータについてもメカニズムの検討を進めることができる。今後、水産生物などを考慮した応用研究への展開も期待できる。JCOPE2M は 1993 年から現在までの再解析プロダクトであり、今後は JCOPE2M 再解析結果を利用して、現況予測だけでなく過去再現実験から過去から現在までに生じている酸性化を焦点とした実験を実施する予定である。

## 謝辞

本研究におけるモデル開発は、笹川平和財団海洋政策研究所の「温暖化・海洋酸性化の研究と対策」事業に係わる「情報基盤における予測システムの運用と科学データを用いた解析」の委託研究の一環として実施された。

## 文献

- [1] Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (2013) : Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, ed. Stocker T F, Qin D, Plattner Gian-Kasper, Tignor M M B, Allen S K, Boschung J, Nauels A, Zia Yu, Bex, Midgley P M, 1-1535 pp. Cambridge, UK: Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [2] IGBP, IOC, SCOR (2013) : Ocean Acidification Summary for Policymakers – Third symposium on the Ocean in a High-CO2 World International Geosphere-Biosphere Programme, Stockholm, Sweden.
- [3] Ishizu, M; Miyazawa, T; Tsunoda, T; Guo, X (2019) : Development of a biogeochemical and carbon model related to ocean acidification indices with an operational ocean model product in the North Western Pacific, Sustainability, 11(9), 2677, <https://doi.org/10.3390/su11092677>.
- [4] Ishizu, M; Miyazawa, T; Tsunoda, T; Guo, X (2020) : Seasonal variability in the inorganic ocean carbon cycle in the Northwest Pacific evaluated using a biogeochemical and carbon model coupled with an operational ocean model, Climatic Change, <https://doi.org/10.1007/s10584-020-02779-2>

- [5] Miyazawa, Y; Kuwano-Yoshida, A; Doi, T; Nishikawa, T; Narazaki, T; Fukuoka, T; Sato, K (2019) : Temperature profiling measurements by sea turtles improve ocean state estimation in the Kuroshio-Oyashio Confluence region, *Ocean Dynamics*, 69, 267–282.
- [6] Miyazawa, Y; Varlamov, M S; 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.
- [7] Oka, E.; Qui, B.: Progress of North Pacific mode water research in the past decade ( 2012 ) : *J. Oceanogr.*, 68:5-20, doi 10.1007/s10872-011-0032-5.
- [8] Sauzede, R.; Lavigne, H.; Claustre ,H.; Schmechtig, C.; Ortenzio, D. F.; Guinet, C.; Pesant, S. (2015) : Vertical distribution of chlorophyll a concentration and phytoplankton community composition from in situ fluorescence profiles: a first database for the global ocean. *Earth Syst. Sci. Data*, 7, 261–273., doi: 10.5194/essd-7-261-2015

# High Performance Computing of Ocean Models for Japan Coastal Ocean Predictability Experiment: Development of a Nowcast/Forecast System Related to Ocean Acidification Indices with an Operational Ocean Model Product

Project Representative

Yasumasa Miyazawa                      Application Laboratory, Research Institute for Value-Added-Information Generation, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

Authors

Miho Ishizu \*<sup>1</sup>,      Yasumasa Miyazawa \*<sup>1</sup>, Tomohiko Tsunoda \*<sup>2</sup>,      Xinyu Guo \*<sup>1,3</sup>

\*<sup>1</sup>Application Laboratory, Research Institute for Value-Added-Information Generation, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, \*<sup>2</sup> Ocean Policy Research Institute, Sasakawa Peace Foundation, \*<sup>3</sup> Center for Marine Environmental Studies, Ehime University

We developed a biogeochemical and Carbon model (JCOPE\_EC) coupled with an operational ocean model for the North Western Pacific. The model does not include climatological damping conditions. Results show that the contribution to dissolved inorganic carbon (DIC) from air-sea CO<sub>2</sub> exchange is generally offset by vertical mixing at the surface at all latitudes, with some seasonal variations. The surface pattern of the balance in subarctic regions is contrast with that in the subtropics. The biogeochemical processes were evident at the surface in the subarctic region but the active area within the euphotic layer for these biological processes and their corresponding DIC consumption deepens southward latitudinally. Such latitudinal differences in DIC consumption affect the spatiotemporal variability of the inorganic carbon cycle in the Northwest Pacific.

**Keywords** : biogeochemical model, carbon, NPZDC, North Western Pacific, ocean acidification

## 1. Introduction

Ocean acidification poses a serious risk to marine organisms and ecosystems, including finfish and coral reefs in the subtropical regions, and species or groups of organisms in polar regions ( IPCC 2013 ) [ 1 ]. The effects of ocean acidity have previously been reported and the effects of acidification are predicted to increase, with great risks to marine organisms ( IGBP, IOC, SCOR, 2013 ) [ 2 ]. The global economic loss of organisms from ocean acidification has been estimated at \$24 billion, \$0.7 billion, \$37 billion, \$65 billion, and \$30–375 billion for molluscs, echinoderms, crustaceans, finfish, and corals, respectively. All organisms except echinoderms could be seriously affected, and substantial economic losses are likely ( IGBP, IOC, SCOR, 2013 ) [ 1 ]. These issues therefore can no longer be ignored, and urgent action is necessary. International society has been deeply concerned for such future impacts from ocean acidification, and try to make a construction of international collaboration system for future concerns.

To improve our insights into the drivers of ocean acidification, we aimed to extend the scope of Japan Coastal Ocean Predictability Experiment (JCOPE) to further incorporate a new marine ecosystem and carbon cycle model (hereafter JCOPE\_EC), driven by the physical processes represented by the JCOPE2M model outputs (Miyazawa et al. ( 2017, 2019 ) [ 5, 6 ]; Ishizu et al. 2019 [ 3 ]; Ishizu et al. 2020 [ 4 ]). In this fiscal year, we developed a new version of JCOPE\_EC not including climatological damping terms for representing the climatological states of dissolved

inorganic nitrate ( *DIN* ), dissolved inorganic phosphate ( *DIP* ), dissolved inorganic carbon ( *DIC* ), total alkalinity ( *ALK* ), and investigated the seasonal carbon cycle in this target region.

## 2. Results

### 2.1. Ocean Acidification Indices pH and $\Omega_{arg}$

The ocean acidification indices pH<sub>insitu</sub>, pH<sub>25</sub>, and aragonite saturation (  $\Omega_{arg}$  ) were calculated from the JCOPE\_EC results for temperature, salinity, DIC, and ALK. The pH<sub>insitu</sub> values change throughout the year ( Fig 1a–d ). The summer pH<sub>insitu</sub> values in the subarctic region ( 150°–175°E, 50°–60°N ) are slightly higher ( 8.05–8.10 ) than those shown in Fig. 9 of Ishizu et al. ( 2019 [ 3 ]; 7.95–8.00; Fig 1a–d ). The summer pH<sub>insitu</sub> values above 35°N decreased by 0.05 from winter to summer (Fig 1a–d). The general seasonal variability is consistent with the previous model version used by Ishizu et al. ( 2019 [ 3 ]; Fig 1a–d ).

Horizontal distributions of pH<sub>25</sub> exhibit consistent seasonal variability across all latitudes (Fig 1e–h) with different amplitudes. The pH<sub>25</sub> values at higher latitudes are lower than at lower latitudes, with an increase of 0.15 in summer. Their amplitudes gradually decrease southward. The pH<sub>25</sub> values in the subtropical region below 20°N are generally constant throughout the year.

The seasonal pattern of  $\Omega_{arg}$  ( Fig 1i–l ) is similar to that of pH<sub>25</sub> ( Fig 1e–h ). The  $\Omega_{arg}$  values in the same area of pH<sub>25</sub> above 35°N become 0.5–1.0 larger in summer and in autumn. The summer increase of  $\Omega_{arg}$  is less evident in the south. The accuracy of the modelled ALK

concentrations is much improved compared with those of Ishizu et al. ( 2019 ) [ 3 ], as the large summer decrease in ALK is suppressed. We can therefore recognize that reproducibility of the modelled  $pH_{insitu}$ ,  $pH_{25}$ , and  $\Omega_{arg}$  values in the subarctic region in this model is improved relative to the previous version used by Ishizu et al. ( 2019 ) [ 3 ].

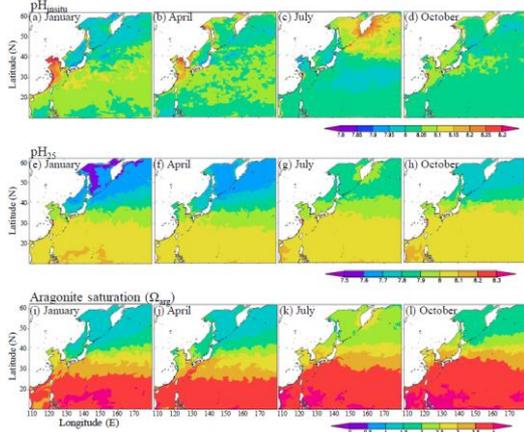


Figure 1 Horizontal surface distributions of  $pH_{insitu}$  ( a–d ),  $pH_{25}$  ( e–h ), and aragonite saturation (  $\Omega_{arg}$ ; i–l ) in January, April, July, and October from the model outputs.

Correlation coefficients between the model results and observational data (Table 1) presented that the model accuracy is poorer than that of Ishizu et al. ( 2019 ) [ 3 ] for DIN and DIC, but the accuracy of only ALK is much improved, especially in the subarctic region, the Kuroshio extension, and the Sea of Japan. The correlation for ALK is negative in the Sea of Japan because the simulated ALK values there have the almost similar values throughout the depth ( not shown ).

The correlation coefficients for the ocean acidification indices (  $pH_{insitu}$ ,  $pH_{25}$ , and  $\Omega_{arg}$  ) are  $>0.8$ , which does not deteriorate well conclusively, similar to the previous model version ( Ishizu et al. 2019 ) [ 3 ]. Our model thus produces reasonably accurate values for  $pH_{insitu}$ ,  $pH_{25}$ , and  $\Omega_{arg}$ .

Table 1 Correlation coefficients for chlorophyll-a ( Chl-a ), DIN, DIC, ALK,  $pH_{25}$  and  $\Omega_{arg}$  between JMA observed data and the model outputs for each region in 2015. The observed data and model outputs that matched in time and place were compared. Values in brackets indicate  $p$ -values the significance level of 0.05 and the significant level of  $p < 0.05$ . Only for Chl-a,  $\log_{10} ( Chl-a )$  values were evaluated.

Parameter	Subtropical region	Subarctic region	Kuroshio extension	Japan Sea
Chlorophyll-a	0.65 (0.07)	0.84 (0.07)	0.80 (0.12)	0.90 (0.15)
DIN	0.68 (0.04)	0.82 (0.12)	0.72 (0.10)	0.89 (0.11)
DIC	0.72 (0.09)	0.83 (0.20)	0.72 (0.17)	0.95 (0.26)
Alkalinity	0.48 (0.09)	0.79 (0.20)	0.69 (0.17)	-0.46 (0.26)
$pH_{25}$	0.83 (0.09)	0.82 (0.20)	0.81 (0.17)	0.93 (0.26)
$\Omega_{arg}$	0.99 (0.09)	0.97 (0.20)	0.97 (0.17)	0.99 (0.26)

### 3. Processes affecting the seasonal carbon cycle

To identify processes affecting the carbon cycle, we examine the mechanisms underlying the seasonal carbon cycle in the Northwest Pacific using the model results. We separately evaluate each process included in the governing equation as follows:

$$\frac{\partial [DIC]}{\partial t} = \left[ \frac{\partial [DIC]}{\partial t} \right]_A + \left[ \frac{\partial [DIC]}{\partial t} \right]_{xy\_dif} + \left[ \frac{\partial [DIC]}{\partial t} \right]_{z\_dif} + \left[ \frac{\partial [DIC]}{\partial t} \right]_{Bio} + \left[ \frac{\partial [DIC]}{\partial t} \right]_{air-sea} \quad (1)$$

where the subscripts  $A$ ,  $xy\_dif$ ,  $z\_dif$ ,  $Bio$ , and  $air-sea$  indicate time derivative of DIC induced by advection, horizontal diffusion ( i.e., horizontal mixing ), vertical mixing, biological processes, and air-sea  $CO_2$  exchange ( positive values indicate transfer of  $CO_2$  from air to sea ), respectively. Note that we call them DIC variation terms here and the DIC variations induced by air-sea  $CO_2$  exchange are included only for the top ( surface ) level, and not for the levels below it. The total DIC variation term on the left side of Eq. ( 1 ) is a summation of all the terms on the right side of the equation.

Horizontal distributions and monthly mean balances of the DIC variation terms in the surface layer induced by all sub-processes ( Figs 2 and 3a–d ) indicate that air-sea  $CO_2$  exchange is generally offset by vertical mixing. Biological processes secondarily contribute to the total DIC variation ( Figs 2 and 3c–d, g–h, j–k, m ). Negative biological process values indicate consumption of DIC through photosynthesis. Biological process contributions vary spatially and with depth ( Figs 2 and 3 ). At the surface level, the DIC consumption induced by biological processes is high in the subarctic region around  $50^\circ N$  throughout the year ( Figs 2m–p and 3a–d ). The peak consumption of DIC moves deeper beneath the surface southward. ( Fig 3d, e–g, j, m ). The highest DIC consumption occurs at 50–100 m depth at  $30^\circ$ – $40^\circ N$  ( Fig 3g, j–k ) and at 200 m depth in the subtropical region south of  $30^\circ N$  ( Fig 3m ). The contributions from biological processes at the surface and at 200 m depth are of opposite sign ( Fig. 2 m–p ).

$$Relative\ contribution = \frac{\Delta DIC_{Bio}}{|\Delta DIC_A| + |\Delta DIC_{xy\_dif}| + |\Delta DIC_{z\_dif}| + |\Delta DIC_{Bio}| + |\Delta DIC_{air-sea}|} \times 100\% \quad (2)$$

The relative contribution of biological processes compared with the other terms at  $165^\circ E$ , which is calculated in Eq. ( 2 ) showed that the highest DIC consumption occurs above 100 m depth north of  $40^\circ N$  throughout the year, gradually deepening in the range  $30^\circ$ – $40^\circ N$ , and spreading vertically at 100–350 m depth in the subtropical region at latitudes below  $30^\circ N$ . These patterns of DIC consumption/production may be caused by the latitudinal difference of the Chla maximum depth ( Ishizu et al. 2019 [ 3 ]; Sauzede et al. 2015 [ 8 ] ). Such latitudinal differences in DIC consumption affect the horizontal and vertical distribution of the DIC and then affect the spatiotemporal variability of the carbon cycle in the Northwest Pacific.

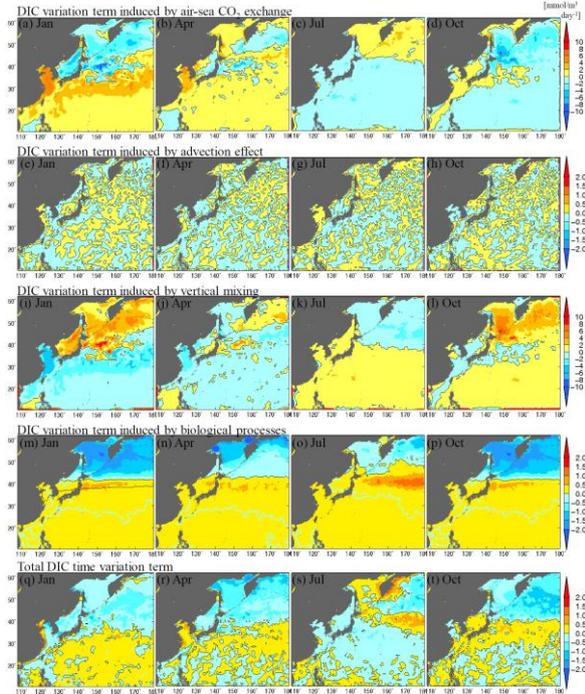


Figure 2 Surface horizontal distribution of monthly mean DIC variations induced by air-sea CO<sub>2</sub> exchange process ( a–d ) to ocean, advection ( e–h ), vertical mixing ( i–l ), biological processes ( m–p ), total DIC time variations ( q–t ) at the surface ( 0 m depth ) in January, April, August and October, respectively.

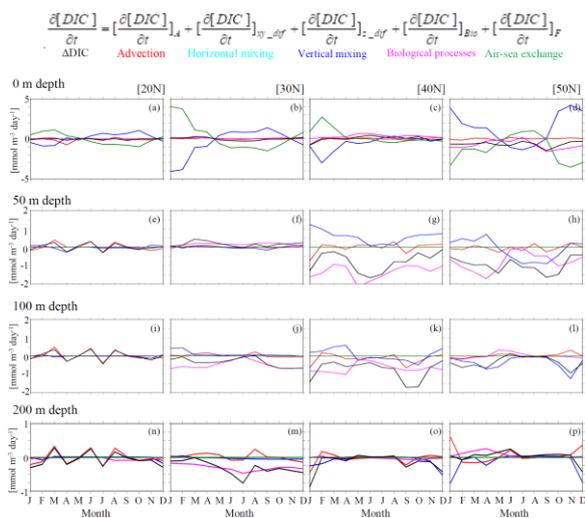


Figure 3 Monthly mean balances of DIC variation terms in 20, 30, 40, and 50N. respectively, at each depth along 165°E line.. Colored lines indicates monthly mean of the processes of DIC variations terms above equations = Eq. 1 Positive and negative values indicate increase and decrease in each term.

## 5. Conclusion

To understand the seasonal carbon cycle in the Northwest Pacific, we performed simulations using a biogeochemical and carbon model coupled with an operational ocean model. The accuracy of the model result was sufficient to evaluate processes related to the seasonal carbon cycle. We found that contributions to the carbon cycle from air–sea CO<sub>2</sub> exchange generally offset those of vertical mixing at the surface in the Northwest Pacific. Biological processes secondarily contributed to DIC variations with a latitudinal dependence in the euphotic layer. The advection actively contributes to DIC variations below the layer where the biological process contributes.

The mechanism of the seasonal carbon cycle is interpreted as follows: DIC introduced in the subtropical region is conveyed from the surface to the subsurface through vertical mixing and the DIC released in the subarctic region is compensated for by vertical mixing from subsurface layers. In summer, the opposite pattern occurs, but vertical mixing is weaker and the influences for the DIC variations in the deeper layer could be weak. Unlike the seasonal air–sea CO<sub>2</sub> exchange contribution, the negative contribution induced by biological processes (i.e., a sink) below the surface actively occurs throughout the year and become stronger to the subarctic region. Below the surface, the contribution of advection becomes prominent in the subtropical region and in the Kuroshio extension region. These DIC convey connects with DIC increase/decrease in the subtropical region.

Ocean circulation with ventilation processes [ 7 ] in the North Western Pacific transports DIC-rich and DIC-poor water and redistributes them over time. The horizontal pattern of long-term DIC trends varies with depth. The impacts of long-term trends to ocean acidification indices ( pH and aragonite saturation ) also show horizontal and vertical dependencies. Future studies will use modeling experiments to evaluate decadal variations in the carbon cycle. Results of these experiments are expected to improve our understanding of both DIC variability and ocean acidification.

## Acknowledgement

We acknowledge the consistent support from the Sasakawa Peace Foundation of the Ocean Policy Research Institute (OPRI-SPF).

## References

- [1] Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) ( 2013 ) : Climate Change 2013 : The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, ed. Stocker T F, Qin D, Plattner

- Gian-Kasper, Tignor M M B, Allen S K, Boschung J, Nauels A, Zia Yu, Bex, Midgley P M, 1–1535 pp. Cambridge, UK: Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- [2] IGBP, IOC, SCOR ( 2013 ) : Ocean Acidification Summary for Policymakers – Third symposium on the Ocean in a High-CO2 World International Geosphere-Biosphere Programme, Stockholm, Sweden.
- [3] Ishizu, M; Miyazawa, T.; Tsunoda, T; Guo, X ( 2019 ) : Development of a biogeochemical and carbon model related to ocean acidification indices with an operational ocean model product in the North Western Pacific, Sustainability, 11(9), 2677, <https://doi.org/10.3390/su11092677>.
- [4] Ishizu, M; Miyazawa, T.; Tsunoda, T; Guo, X ( 2020 ) : Seasonal variability in the inorganic ocean carbon cycle in the Northwest Pacific evaluated using a biogeochemical and carbon model coupled with an operational ocean model, Climatic Change, <https://doi.org/10.1007/s10584-020-02779-2>
- [5] Miyazawa, Y; Kuwano-Yoshida, A; Doi, T; Nishikawa, T; Narazaki, T; Fukuoka, T; Sato, K (2019) : Temperature profiling measurements by sea turtles improve ocean state estimation in the Kuroshio-Oyashio Confluence region, Ocean Dynamics, 69, 267–282.
- [6] Miyazawa, Y; Varlamov, M S; Miyama, T; Guo, X; Hihara, T; Kiyomatsu, K, Kachi, M; Kurahara, 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.
- [7] Oka, E.; Qui, B.: Progress of North Pacific mode water research in the past decade ( 2012 ) : J. Oceanogr., 68:5-20, doi 10.1007/s10872-011-0032-5.
- [8] Sauzede, R.; Lavigne, H.; Claustre, H.; Schmechtig, C.; Ortenzio, D. F.; Guinet, C.; Pesant, S. (2015) : Vertical distribution of chlorophyll a concentration and phytoplankton community composition from in situ fluorescence profiles: a first database for the global ocean. Earth Syst. Sci. Data, 7, 261–273., doi: 10.5194/essd-7-261-2015