



海洋酸性化と地球温暖化に対する
沿岸・近海域の生態系の応答

海洋酸性化に係る 現況予測モデルの開発

石 津 美 穂
宮 澤 泰 正
角 田 智 彦
郭 新 宇

**Development of a marine carbon model
coupled with an operational ocean model
product for ocean acidification studies**

**Miho Ishizu • Yasumasa Miyazawa • Tomohiko
Tsunoda • Xinyu Guo**

いしず みほ : 海洋研究開発機構
みやざわ やすまさ : 海洋研究開発機構
つのだ ともひこ : 笹川平和財団海洋政策研究所
Xinyu Guo : 海洋研究開発機構
愛媛大学沿岸環境科学研究センター

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、日本周辺を含む北西太平洋域を対象海域として、海洋酸性化に係る予測モデルの開発を進めている。本稿は、開発中のモデルの概要を述べるとともに、予備結果を紹介することで、今後、本モデルが予測モデルとして機能するための課題を示す。

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りスクをもたらす (IPCC 2013)。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。棘皮動物は30%の種が発育初期段階において、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。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予想されている (IGBP, IOC, SCOR, 2013)。つまり、今現在、海洋酸性化は気候変動とともに全球規模で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、世界的な連携体制構築の取り組みが求められている。本研究では、そのような背景のもと、笹川平和財団の委託事業「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の開発を進めている。本稿は、開発中のモデルの概要について述べ、予備結果を紹介することで、今後、当モデルが予測モデルとして機能するための課題を示す。

2. 予測モデルの設定

2.1 モデル設計

既存の海洋現況予測システムの物理予測システム (JCOPE2 ; Miyazawa *et al.*, 2009) を基盤とし、日

本縁辺海（図1）を対象海域とした生態系および炭酸系パラメータを組み込むオフライン型のモデルを構築している。採用した生態系モデル（図2）は、Guo and Yanagi (1998), Onitsuka and Yanagi (2005) を参考に、基本的な栄養塩過程を表現している。生態系モデル（NPZDモデル）の系には、Scmittner *et al.* (2008) が開発した炭素循環モデルを加え、プランクトン、栄養塩変動を表現する N （栄養塩）、 P （植物プランクトン）、 Z （動物プランクトン）、 D （有機物粒子）の他、全炭酸（DIC）、アルカリ度（ALK）、炭酸カルシウム（ $CaCO_3$ ）を含む炭酸系パラメータを導入している（図2）。

具体的な NPZD モデルのプロセスは、

$$\frac{dP}{dt} = \text{Photosynthesis}(DIN, DIP, P) - \text{Respiration}(P) - \text{Mortality}(P) - \text{Grazing}(P, Z)$$

$$\frac{dZ}{dt} = \text{Grazing}(P, Z) - \text{Mortality}(Z) - \text{Egestion}(Z) - \text{Excretion}(Z)$$

$$\frac{dD}{dt} = \text{Egestion}(Z) + \text{Mortality}(P) + \text{Mortality}(Z) - \text{Decomposition}(D) - \frac{\partial}{\partial z}(W_D D)$$

$$\frac{d(DIN)}{dt} = -\text{Photosynthesis}(DIN, DIP, P) + \text{Respiration}(P) + \text{Excretion}(Z) + \text{Decomposition}(D)$$

$$\frac{d(DIP)}{dt} = \frac{1}{R_{P:N}} \frac{d(DIN)}{dt}$$

と示される。Photosynthesis (DIN, DIP, P) は植物プランクトンの光合成によるバイオマス生産を示す項、Respiration (P) は植物プランクトンの呼吸による影響を示す項、Mortality (P) および Mortality (Z) はそれぞれ植物プランクトン、動物プランクトンの死亡による影響を示す項、Grazing (P, Z) は植物プランクトンの動物プランクトンによる捕食による影響を示す項、Egestion (Z) は動物プランクトンの排出（排糞）を示す項、Excretion (Z) は動物プランクトンの排泄（排尿）による影響を示す項、Decomposition (D) は有機物粒子の再無機化による分解の影響を示す項、 W_D は有機

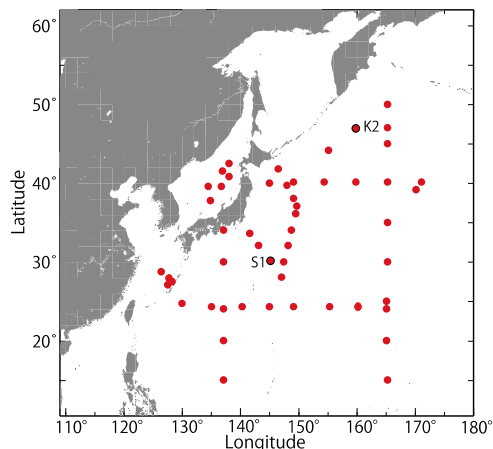


図1 北太平洋西部における計算対象海域と観測点を示す。赤●は2015年に気象庁(JMA)により実施された観測点、黒○はJAMSTECにより実施されている観測点(K2 : 47°N, 160°E, S1 : 30°N, 145°E)。

物粒子の沈降速度、 $R_{P:N}$ は P:N の元素比（Redfield比）を示す。それぞれの項の詳細は、

$$\begin{aligned} \text{Photosynthesis}(DIN, DIP, P) &= V_{max} \times \exp(C_T^P T) \\ &\times \min\left(\frac{DIN}{DIN + K_{DIN}}, \frac{DIP}{DIP + K_{DIP}}\right) \\ &\times \frac{I(P; z)}{I_{opt}} \exp\left(1 - \frac{I(P; z)}{I_{opt}}\right) \times P \end{aligned}$$

$$\text{Respiration}(P) = R \times \exp(C_T^{RP} T) \times P$$

$$\text{Mortality}(P) = M_P \times \exp(C_T^{MP} T) \times P^2$$

$$\begin{aligned} \text{Grazing}(P, Z) &= G_Z \times \max\{0, 1 - \exp(\lambda(P^* - P))\} \\ &\times \exp(C_T^{GZ} T) \times Z \end{aligned}$$

$$\text{Mortality}(Z) = M_Z \times \exp(C_T^{MZ} T) \times Z^2$$

$$\text{Egestion}(Z) = (1 - \alpha_Z) \times \text{Grazing}(Z)$$

$$\text{Excretion}(Z) = (\alpha_Z - \beta_Z) \times \text{Grazing}(Z)$$

$$\text{Decomposition}(D) = V_D \times \exp(C_T^{\lambda_D} T) \times D$$

となる。 V_{max} は最大成長率を示す定数、 R は植物プランクトンの呼吸定数、 M_P 、 M_Z は植物プランクトン、動物プランクトンの死亡定数、 V_D は有機物粒子の分解定数、 T は水温、 I_{opt} は光制限を表す定数、 C_T^P 、 C_T^{RP} 、 C_T^{MP} 、 C_T^{GZ} 、 C_T^{MZ} 、 $C_T^{\lambda_D}$ はそれぞれ

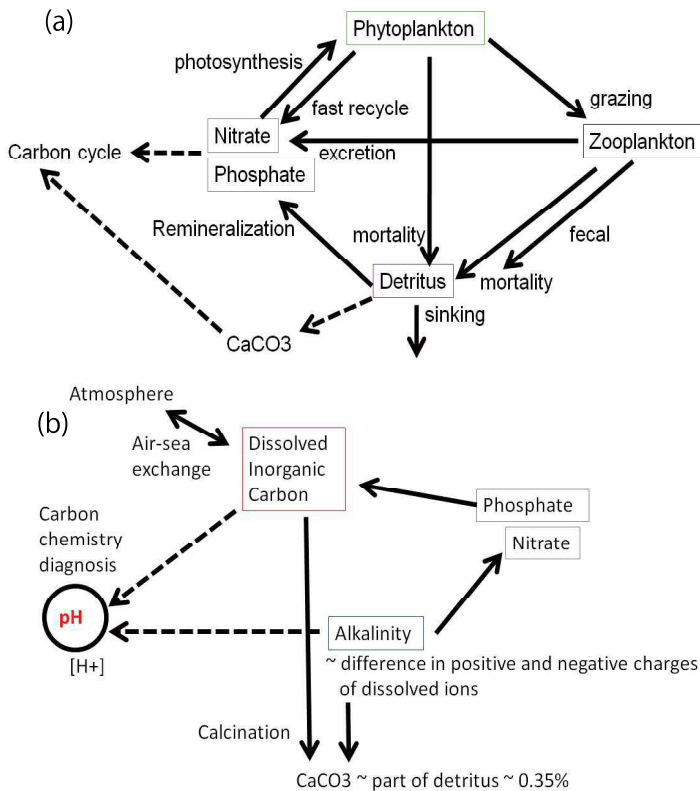


図2 本モデルにおける炭素循環を含む海洋生態系モデル (a) と炭素循環モデル (b) の基本構造。

の生物過程に対する水温の影響定数, λ は捕食の通減率, G_Z は最大捕食率の定数, P^* はスイッチング捕食の限界植物プランクトン濃度を示す定数, α_Z , β_Z はそれぞれ動物プランクトンの同化効率, 成長効率の定数, K_{DIN} , K_{DIP} は DIN , DIP それぞれの栄養塩制限に関する半飽和定数を示す. 沈降する有機物粒子は海底面で消失すると仮定している. $Photosynthesis (DIN, DIP, P)$ の光による影響は, $I(P; z)$ で表しており, 以下のように, 短波放射量 (I_s) と植物プランクトンの濃度によって決定される.

$$I(P; z) = I_s \exp\left(-\int_{z=0}^{z=z} \kappa(P) dz'\right)$$

$$\kappa(P) = 0.04 + 0.054P^{0.6667} + 0.088P'$$

$$P' = r_{ac}P$$

ここでの r_{ac} は植物プランクトン量に対する光の透過率の調整係数を示している. r_{ac} は, 参考とした

Guo and Yanagi (1998), Onitsuka and Yanagi (2005) では導入されていないが, 我々の対象とする北太平洋西部で, 適切なクロロフィルの混合層, クロロフィル極大深度を再現するには必要であった.

炭素循環過程は, 栄養塩 (DIN , DIP) および有機物粒子の変動と気体交換の両方によって影響されると仮定している (Schmittner *et al.*, 2008; 図2). 有機物粒子の変動過程は,

$$\frac{d(DIC)}{dt} = \frac{d(DIP)}{dt} \cdot R_{C:P} - \frac{d(CaCO_3)}{dt}$$

$$\frac{d(ALK)}{dt} = -\frac{d(DIN)}{dt} \cdot R_{ALK:N} - 2 \cdot \frac{d(CaCO_3)}{dt}$$

$$\frac{d(CaCO_3)}{dt} = Pr(CaCO_3) - \int Pr(CaCO_3) dz \cdot \frac{d}{dz} \left(e^{-z/D_{CaCO_3}} \right)$$

$$Pr(CaCO_3) = \frac{dD}{dt} \cdot R_{CaCO_3:POC} \cdot R_{C:P}$$

となる. ここで, $R_{C:P}$ は $C:P$ の元素比 (Redfield 比), $R_{CaCO_3:POC}$, $R_{ALK:N}$ はそれぞれ生物活動により

表1 海洋生態系モデルと炭素循環モデルのパラメータ値. 現在のパラメータのいくつかは最適化計算により決定. Onitsuka and Yanagi (2005) で使用されたパラメータ値を参考値として示す.

Symbol	Definition	Present Value	Units	Referenced values Onitsuka and Yanagi (2005)
Ecosystem model				
For phytoplankton				
V_{max}^0	Initial value of growth rate for phytoplankton	0.69	day ⁻¹	0.6
V_{max}	Growth rate for phytoplankton	Laititudanal dependence	day ⁻¹	—
L_{bnd}	Latitudinal boundary of growth rate	30.00	degree	—
L_{slope}	Slope of latitudinal dependence	6.00	degree	—
A	Affinity coefficient of basic cellular physiology	6.85	mmolN ⁻¹ m ⁻¹ day ⁻¹	—
K_{DIN}	Half saturation constant for <i>DIN</i>	Laititudanal dependence	mmolN m ⁻¹	1.5
K_{DIP}	Half saturation constant for <i>DIP</i>	Laititudanal dependence	mmolN m ⁻¹	0.09
I_{opt}	Optimum light intensity for phytoplankton	100.0	W m ⁻²	70
M_P	Phytoplankton mortality rate at 0°C	0.04	(mmolNm ⁻¹) m ⁻³ day ⁻¹	0.07
P_{min}	Threshold of phytoplankton mortality	0.0587	(mmolNm ⁻¹) m ⁻³	—
R	Phytoplankton respiration rate at 0°C	0.032	day ⁻¹	0.3
C_{T}^P	Temperature coefficient for photosynthesis	0.0693	°C ⁻¹	0.0693
C_{T}^{RP}	Temperature coefficient for phytoplankton respiration	0.0693	°C ⁻¹	0.0519
C_{T}^{MP}	Temperature coefficient for phytoplankton mortality	0.0693	°C ⁻¹	0.0693
r_{ac}	Adjusting parameter of shading effect from phytoplankton	0.1054		—
For zooplankton				
G_Z	Maximum grazing rate of zooplakton at 0°C	0.3	day ⁻¹	0.3
λ	Ivlev constant	1.4	(mmolN m ⁻³) ⁻¹	1.4
M_Z	Zooplankton mortality rate at 0°C	0.05	°C ⁻¹	0.07
β_z	Growth ecfficiency of zooplankton	0.3		0.3
α_z	Assimilation efficiency of zooplankton	0.7		0.7
P^*	Zooplankton threshold value for grazing on phytoplankton	0.043	(mmolNm ⁻¹) m ⁻³	0.043
C_{T}^{GZ}	Temperature coefficient for zooplankton grazing	0.0693	°C ⁻¹	0.0693
C_{T}^{MP}	Temperature coefficient for zooplankton mortality	0.0693	°C ⁻¹	0.0693
For diatoms				
W_D	Singing velocity of detritus	6.85	m day ⁻¹	10
V_{PN}	Decompton rate at 0°C (DET→DIN)	0.05	day ⁻¹	0.05
C_{T}^{AD}	Temperatruue coefficient for decomposition	0.0693	°C ⁻¹	0.0693
Carbon Cycle Model				
$R_{P:N}$	Stoichiometry of nitrogen to phosphorus	16		—
$R_{C:P}$	Molar elemental ratios	112		—
$R_{CaCO_3:POC}$	CaCO ₃ over nonphotosynthetical POC production ratio	0.035		—
$R_{ALK:N}$	Alkalinity over nonphotosynthetical N production ratio	0.001		—
D_{CaCO_3}	CaCO ₃ remineralization e-folding depth	3500	m	—

発生する炭酸カルシウムと粒子性有機炭素 (POC), アルカリ度と窒素の比, D_{CaCO_3} は炭酸カルシウムの再無機化における e-folding スケール深度を示す (表 1).

海洋表面で二酸化炭素が大気・海洋間を移動する過程は, 海洋表面での二酸化炭素分圧 (P_{CO_2}) と大気中の二酸化炭素分圧 ($P_{CO_2}^{atm}$) の差によって

駆動され, 全炭酸 (*DIC*) の海面フラックス F_{DIC} によって表現される.

$$F_{DIC} = \rho_w V_p K_{0C} (P_{CO_2} - P_{CO_2}^{atm})$$

(大気に放出される場合が正)

海洋表面での二酸化炭素分圧 (P_{CO_2}) は, 全炭酸とアルカリ度から水素イオン濃度の逆数 $X = [H^+]^{-1}$

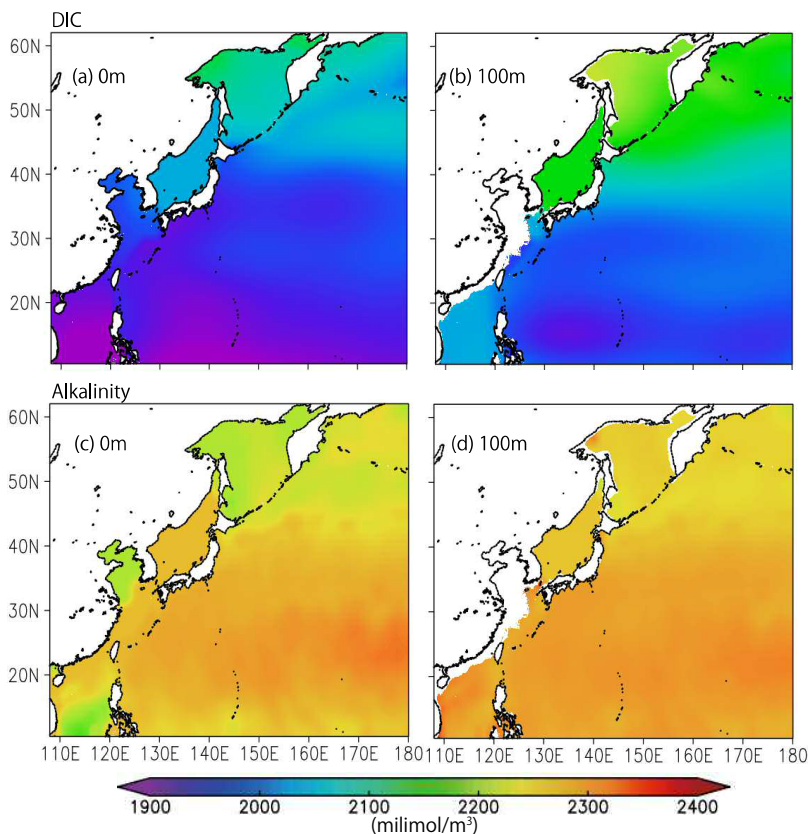


図3 全炭酸とアルカリ度の初期値の例。図は0 mと100 m 深での水平分布を示す。

を求め (Kantha, 2004),

$$P_{CO_2} = \frac{[DIC]/K_0}{1 + K_1 X + K_1 K_2 X^2}$$

として与える。ここでの K_0 , K_1 , K_2 は水温塩分依存の経験的溶解係数を示す (Weiss, 1974; Dickson and Goyet, 1991; Yamanaka, 1996)。全炭酸以外の変数は、海表面フラックスをゼロと仮定している。

上述のそれぞれの定数の定義および計算に用いた暫定値を表1に示す。モデルパラメータのうち、調整可能なプランクトンの成長率、致死率、栄養塩の取り込みなどに係る係数は、3.2節で述べるように、最適化計算 (Miyazawa *et al.*, 2014) により決定している。

2.2 モデルの初期値とその他の設定

JCOPE2 海洋数値モデルは、Princeton Ocean

Model for generalized coordinate of sigma を基盤とする水平約 1/12 度格子、鉛直 46 層の渦解像度モデルを入れ子にした一般化シグマ座標の海洋数値モデルである (Miyazawa *et al.*, 2009; Kagimoto *et al.*, 2008)。我々のモデルは、JCOPE2 (Miyazawa *et al.*, 2009; Kagimoto *et al.*, 2008) が出力した 1 日毎の水温、塩分、流速、拡散係数を読み込み、各変数 (NPZDC) を計算する仕様となっている。

北太平洋における硝酸塩 (N) とリン酸塩 (P) の初期値は、World Ocean Atlas 2013 (WOA2013: <https://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa13/>) の年平均気候値を用いた。植物プランクトン (クロロフィル濃度) は、World Ocean Atlas (2001: https://www.nodc.noaa.gov/OC5/WOA01/pr_woa01.html) から気候値データが入手可能であるが、予備計算において計算初期に望ましくない振動が生じることを確認したため、150 m 以浅では 0.05 $\mu\text{g/l}$ で一様、それ

以深ではゼロとした初期値を設定している。動物プランクトンの存在量については、植物プランクトン濃度の10%であるとし、有機物粒子についてはゼロとしている。

全炭酸は Goyet *et al.* (2000) と Key *et al.* (2004) を組み合わせ、冬季の状態 (Yasunaka *et al.*, 2013) を想定してグリッド化を行った。アルカリ度は Goyet *et al.* (2000) と Key *et al.* (2004) を組み合わせた後、表面では、1月気候値の水塩分データ (WOA13) を用いて Takatani *et al.* (2014) による経験式で海表面アルカリ度を推定し、水深 200 m スケールまでの影響深度を仮定して海面下の値を補正した。さらに、日本海において観測値と大幅な違いが生じていることが明らかとなったため、気象庁観測のアルカリ度データ (齊藤ほか 2015) を使用して補正を行った。図 3 が最終的に作成された全炭酸とアルカリ度の分布例である。

海表面での風応力、熱、塩分フラックス場、短波放射量 (I_s) は、6 時間毎の NCEP/NCAR 再解析データから値を計算している。大気中の二酸化炭素分圧 ($P_{CO_2}^{atm}$) は、ハワイ州マウナロア観測所の観測データから経験式を求め、値を決定している。

3. 結果

3.1 植物プランクトンの成長率に対する緯度依存性の考慮

モデル設計 (2.1 節) で述べたように、我々の生態系モデルは、Guo and Yanagi (1998), Onitsuka and Yanagi (2005) を参考にして設計しているが、彼らの対象海域は、東シナ海、日本海であるため、我々の対象海域に対応するパラメータ調整が必要であった。例えば、Onitsuka and Yanagi (2005) では、 $V_{max} = 0.6 \text{ day}^{-1}$ としているが、亜熱帯域と亜寒帯域に位置する JAMSTEC 観測地点 S1, K2 に対しての 1 次元生態系モデルを開発した Sasai *et al.* (2016) では、亜熱帯に位置する S1 点に対して、 $V_{max} = 1.0 - 1.5 \text{ day}^{-1}$ 、亜寒帯に位置する K2 点に対して $V_{max} = 0.5 - 0.72 \text{ day}^{-1}$ というように、亜寒帯の方でやや低い V_{max} 値が用いられている。暫定の当モデルでは、亜熱帯、亜寒帯の両方に対応

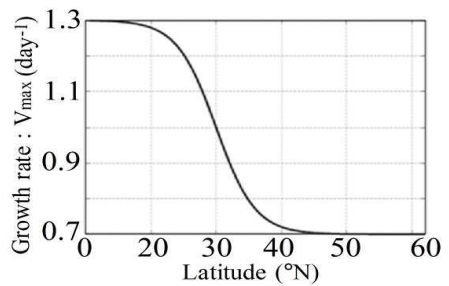


図 4 緯度的に変化する V_{max}^0 値。

させるため、 V_{max} を緯度的に変化するようにしている。この際、Smith *et al.* (2009) の植物プランクトンの細胞表面における栄養通過効率の理論を取り入れ、栄養塩制限に関する半飽和定数 K_{DIN} に、プランクトンの最大成長率の V_{max} 値を関係づけた。

$$K_{DIN} = V_{max} / A + 2\sqrt{V_{max} \cdot N / A} \quad (\mu\text{mol} \cdot \text{l}^{-1})$$

$$V_{max} = 0.5V_{max}^0 (\tanh(-(Lat - Lat_{bnd}) / Lat_{slope}) + 1) + V_{max}^0$$

ここで、 A は植物プランクトンの細胞表面における親和性 (Smith *et al.* 2009)、 V_{max}^0 は成長効率の最小値、 Lat_{bnd} は緯度境界、 Lat_{slope} は緯度依存性の傾斜のパラメータを示す (表 1)。実際にモデルに取り入れた V_{max} 値は、Sasai *et al.* (2016) のように、亜寒帯の方が亜熱帯よりも低くなるように設定している (図 4)。これは、先行研究の値を参照した理由の他、亜寒帯の鉄制限からくる HNLC 領域 (a High Nutrient, Low Chlorophyll region) のプランクトンの増殖制限の影響をこの V_{max} 値に反映させるためである。さらに、亜熱帯域の夏季に植物プランクトンが枯渇しないよう、クロロフィルの閾値 (P_{min}) を設定している (表 1)。

3.2 パラメータ決定のための最適化計算の導入

より観測値に近い値を得るために、本研究では調整可能なパラメータについて、最適化計算 (Miyazawa *et al.*, 2014) により調整を行った。表 1 は、

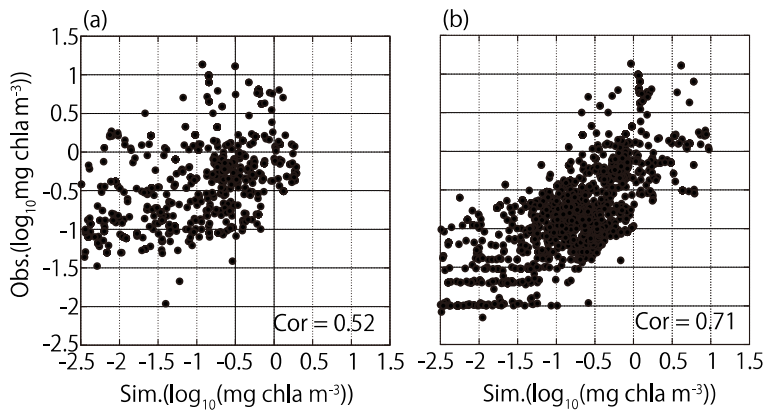


図5 クロロフィルの観測値(200m以浅)とモデル値の相関分布図。(a)最適化計算前、(b)最適化計算後の値。図内のCorは相関係数を示す。

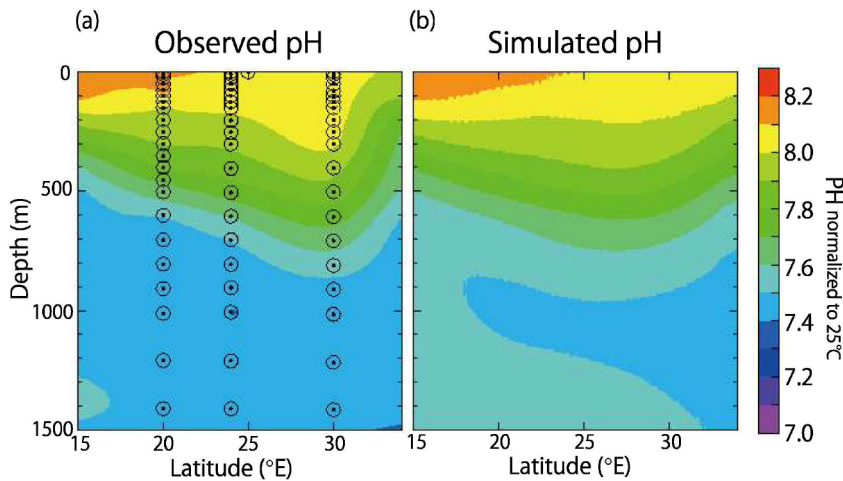


図6 137度線での25度基準のpH ($pH_{T=25}$) 値の鉛直断面図。図6aは観測値、6bはモデル値。図6aの○は15-34°N間での観測場所と深度を示す。

最適化後のパラメータ値、および初期段階の実験で使用していた値 (Onituka and Yanagi, 2005) を示す。 G_z , α_z , β_z などは、先行研究と同じ値を使用しているが、 V_{max}^0 , A , M_z , R , W_D については最適化計算により値の決定を行った。最適化前と最適化後の計算結果を2015年4月から12月までに行われた気象庁の定線観測で得られたデータと比較したところ、クロロフィル値の再現性が大幅に改善されたことがわかった (図5)。

4. 今後の課題— pHの水平分布とモデルの再現性について—

図6は、137°E断面における2015年気象庁の定

線観測で得られた $pH_{T=25}$ の分布とモデルから得られた分布を示す。700 m 深では、モデルの方が実際よりも0.1程度高い箇所があるが、それ以浅では観測値とよい一致を示す。特に、表層200 m以浅においては、観測で得られた高緯度になるにつれて値が上昇していく様子がうまく再現できており、現況予測の実用化が期待できる。気象庁が2015年度に観測したすべての $pH_{T=25}$ 観測値 (図1) とモデル値を比較すると、相関係数 $R = 0.92$ とよい相関が得られた (図7)。

クロロフィルの再現性については、今後改善すべき課題である (図は省略)。特に季節変動はまだうまく再現できていない。例えば、冬季のクロロ

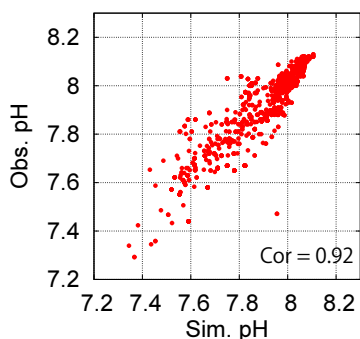


図7 pH_{T=25}の観測値とモデル値の相関分布図(最適化後の計算). 図内のCorは相関係数を示す.

フィル分布では、実際よりもモデルの値が大きい。春季のブルームも現実よりも広範囲で発達がみられ、夏季、秋季についても、モデル値は衛星でとらえられた値より大きい傾向がみられる。JAMSTECで実施されているK2の定点とモデルのK2に相当する場所でのクロロフィルの1年間の変動を調べると、モデルが示す春季のブルーム時期と秋季の第2ブルームの時期にずれがあることも明らかとなった(図は省略)。

pHの値は、全炭酸、アルカリ度といった炭酸系パラメータから計算される仕様となっているが、全炭酸は、大気と海洋の交換、植物プランクトンの光合成や再無機化過程に影響を受ける。Yasunaka *et al.* (2013)の観測データをもとにした北太平洋の表層全炭酸の水平分布の結果では、北太平洋における3月から7月にかけての海表面全炭酸の減少の空間分布と大きさが生物過程によって大きく影響されることが示されている(同 Fig. 5d)。これは、いわゆる生物ポンプの表現が全炭酸の変動において重要であることを示唆し、モデルでのクロロフィルの季節変動をうまく再現することは、より確からしいpH値の取得、海洋酸性化の評価に必要な不可欠な要素であることを意味している。

最後に、本稿では示さなかったが、有機物粒子の沈降速度や最適光強度の大きさが再現されるクロロフィル値の大きさ、夏季に形成されるクロロフィル極大の深度の決定に大きく影響している

ことがその後の研究から明らかとなっている。今後、これらのパラメータについて再検討し、予測モデルの改善につなげていきたい。

謝辞：本研究は、公益財団法人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」の活動の一環として行われました。また原稿作成において、芳村毅氏、藤井賢彦氏に適切など指摘をいただきました。この場をお借りしてお礼申し上げます。

参考文献

- [1] Dickson A G, Goyet C (1991) : Handbook of Methods for the Analysis of the Various Parameters of Carbon Dioxide System in Sea Water, Version 1, DOE CO₂ Science Team Report. US Department of Energy, Washington, DC.
- [2] Goyet C, Healy R, Ryan J (2000) : Global distribution of total inorganic carbon and total alkalinity below the deepest winter mixed layer depths, ORNL/CDIAC-127, Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, TN, 28pp. May 2000 NDP-062.
- [3] Guo X, Yanagi T (1998) : The role of the Taiwan strait in an Ecological Model in the East China Sea, ACTA OCEANOGRAPHICA TAIWANICA, 37, No.2 pp. 139-164.
- [4] 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.
- [5] 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.
- [6] Kagimoto T, Miyazawa Y, Guo X, and Kawajiri H (2008) : High resolution Kuroshio forecast system –Description and its applications–, in High Resolution Numerical Modeling of the Atmosphere and Ocean, W. Ohfuchi and K. Hamilton (eds), Springer, New York, 209-234.
- [7] Kantha L H (2004) : A general ecosystem model for applications to primary productivity and carbon cycle studies in the global oceans, 6, 285-334.
- [8] Key R M, Kozyr A, Sabine C L, Lee K, Wanninkhof R, Bullister J L, Feely R A, Millero F J, Mordy C, Peng T H (2004) : A global ocean carbon climatology : Results from Global Data Analysis Project (GLODAP), Global Biogeo-

chemical Cycle, 18, GB4031.

[9] Miyazawa Y, Zhang R, Guo X, Tamura H, Ambe D, Lee J S, Okuno A, Yoshinari H, Setou T, Komatsu K (2009) : Water mass variability in the western north Pacific detected in a 15-year eddy resolving ocean reanalysis, *J. Oceanogr.*, 65, 737-756.

[10] Miyazawa Y, Yamashita N, Taniyasu S, Yamazaki E, Guo X, Varlamov S. M, Miyama T (2014) : Oceanic dispersion simulation of perfluoroalkyl substances in the Western North Pacific associated with the Great East Japan Earthquake of 2011, *J. Oceanogr.*, 70, 535-547.

[11] Onitsuka G, Yanagi T (2005) : Differences in ecosystem dynamics between the northern and southern parts of the Japan Sea: Analyses with two ecosystem models, *Journal of Oceanography*, 61, 415-433. Smith S L, Yamanaka Y, Pahlow M, Oschlies A (2009) : Optimal uptake kinetics: physiological acclimation explains the pattern of nitrate uptake by phytoplankton in the ocean, *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 384, 1-12, doi:10.3354/meps08022.

[12] Sasai Y, Yoshikawa C, Smith S L, Hashioka T, Matsu-moto K, Wakita M, Sasaoka K, Honda M C (2016) : Coupled 1-D physical-biological model study of phytoplankton production at two contrasting time-series stations in the western North Pacific, *J. Oceanogr.*, 72:509-526 doi:10.1007/s10872-015-0341-1.

[13] 齊藤秀, 和田晃, 延与和敬, 増田真次 (2015) : 気象庁における全炭酸濃度・全アルカリ度観測, 測候時報, 82, S81-S97.

[14] Schmittner A, Oschlies A, Matthews H D, Galbraith E D (2008) : Future changes in climate, ocean circulation, ecosystems, and biogeochemical cycling simulated for a business-as-usual CO₂ emission scenario until year 4000 AD, *Global Geochemical Cycle*, 22, GB1013.

[15] Smith S. L, Yamanaka Y, Pahlow M, Oschlies A (2009) : Optimal uptake kinetics : physiological acclimation explains the pattern of nitrate uptake by phytoplankton in the ocean, *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 384, 1-12, doi:10.3354/meps08022

[16] Takatani Y, Enyo K, Iida Y, Kojima A, Sasano D, Kosugi N, Midorikawa T, Suzuki T, Ishii M (2014) : Relationships between total alkalinity in surface water and sea surface dynamic height in the Pacific Ocean, *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, 2806-2814, doi:10.1002/2013JC009739.

[17] Yamanaka Y (1996) : Development of ocean biogeochemical general circulation model. Center for Climate System Research, University of Tokyo Report 1, pp98.

[18] Yasunaka S, Nojiri Y, Nakaoka S, Ono T, Mukai H, Usui N (2013) : Monthly maps of sea surface dissolved inorganic carbon in the North Pacific: Basin-wide distribution and seasonal variation, *J. Geophys. Res. Oceans*, 118, 3843-3850, doi: 10.1002/jgrc.20279, 2013.

[19] Weiss R F (1974) : Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of non-ideal gas, *Mar. Chem.*, 203-215.

