

— 総 説 —

地球システムモデルに組み込む海洋生態系モデルの開発 — 全球窒素・炭素循環の理解に向けて —*

渡辺 路生^{1**}・野口(相田) 真希²・羽島 知洋³

要 旨

人為的に排出された二酸化炭素 (CO₂) のうち、大気に残留した CO₂ は地球温暖化を、海水に溶け込んだ CO₂ は海洋酸性化を引き起こす。また、工業的窒素固定は、全球窒素循環を人為的に変化させるため、陸域・海洋での生物生産および炭素循環に影響を与えている可能性がある。現在、IPCC 次期評価報告書に向け、人間活動が地球環境に与えている影響を評価するために、新しい地球システムモデル (ESM) の開発が進行中である。ESM では、海洋生物生産の制限要因となる鉄、リンの循環、さらには物質の河川からの流入、大気からの沈着などの過程が考慮されており、全球の気候-炭素循環-窒素循環の相互作用過程を扱うことが可能である。本稿では、ESM を用いたこれまでの研究事例と今後の課題について総括するとともに、現在、開発中の ESM の概要を紹介する。また、ESM における全球海洋炭素窒素循環の不確実性の低減に関連して、海洋微細乱流過程に起因する海水の混合過程のパラメーター化についての議論を展開する。

キーワード：地球システムモデル, 地球温暖化, 海洋酸性化, 窒素循環, 海洋生態系モデル

* 2016年11月10日受領; 2017年5月24日受理

著作権：日本海洋学会, 2018

1 国立研究開発法人海洋研究開発機構 気候変動リスク情報創生プロジェクトチーム

〒236-0001 神奈川県横浜市金沢区昭和町 3173-25

現所属：国立研究開発法人海洋研究開発機構 気候モデル高度化研究プロジェクトチーム

2 国立研究開発法人海洋研究開発機構 地球環境観測研究開発センター

〒236-0001 神奈川県横浜市金沢区昭和町 3173-25

3 国立研究開発法人海洋研究開発機構 統合的気候変動予測研究分野
〒236-0001 神奈川県横浜市金沢区昭和町 3173-25

現所属：国立研究開発法人海洋研究開発機構 気候モデル高度化研究プロジェクトチーム

** 連絡著者：渡辺 路生

TEL：045-778-5693

e-mail：michiow@jamstec.go.jp

1. はじめに

現在、化石燃料の使用や土地利用の変化などの人間活動により、大量の CO₂ が大気に放出されている。CO₂ には温室効果があるため、地球温暖化を引き起こされる。また、CO₂ が海水に溶け込むことで pH を低下させるため、海洋酸性化を引き起こされる。実際、大気中の CO₂ 濃度の上昇とともに、全球的な平均気温の上昇や、海水の pH の低下が報告されている (IPCC, 2013)。このような炭素循環の変化に加え、工業的窒素固定によって窒素循環も変化している (例えば、Gruber and Galloway, 2008; 小池, 2010)。これらは不可分の問題であり、気候-炭素循環-窒素循環が相互に作用している中で、人間活

動が地球環境に変化をもたらしていると考えられる (Hajima *et al.*, 2014a; 渡辺ら, 2016)。

地球環境は、大気、海洋、雪氷、陸域、生態系といったサブシステムで構成され、これらが相互作用することにより、地球というシステムを成していると思えることができる。人間活動が、この地球システムにどのような影響を与えるかを研究する上で強力なツールとなるのが、地球システムモデル (Earth system model, ESM) と呼ばれる数値シミュレーションモデルである。これは大気・海洋のそれぞれの大循環モデル (General Circulation Model, GCM) を結合した物理気候モデルである大気海洋結合モデル (Atmosphere and Ocean General Circulation Model, AOGCM) を核とし、これに大気・海洋中の生物化学過程や陸域生態系などを組み込んだモデルである。Fig. 1 に、海洋研究開発機構、東京大学大気海洋研究所、国立環境研究所で開発されている AOGCM (“MIROC”) を核として開発された ESM (“MIROC-ESM”) の概念図を示す (Watanabe *et al.*, 2011)。

本稿では、この ESM を用いた数値的研究を軸に、CO₂ 排出などの人間活動が地球環境にどのような変化をもたらすのか、そしてどのような研究課題があるのか、について議論する。まず、ESM を用いた数値実験において、大気中の CO₂ 濃度上昇に対する炭素循環の応答と海

洋の CO₂ 吸収にともなう海洋酸性化についての研究事例を紹介し、今後の課題についてまとめる。次に、今後の ESM 高度化において有効な改善点の一つであると期待されている、海洋モデル内における乱流混合過程の扱いについて説明する。最後に、我々が、現在、開発に取り組んでいる新しい ESM について、特に海洋生態系モデルの精緻化に焦点を当てて紹介する。

2. ESM を用いた気候—炭素循環研究と課題

2.1. 人為起源の CO₂ 排出に対する気候・炭素循環の応答

CO₂ には温室効果があるため、その排出は地球温暖化を引き起こす (IPCC, 2013)。一方、人間活動により大気中に放出された CO₂ の一部は、陸域生態系および海洋に取り込まれる。このため、気候変動を理解するためには、陸域・海洋を含む全球での炭素循環を理解する必要がある。海洋に注目すると、主に亜熱帯・亜寒帯域で冷却や混合層の発達により海面水温が低下すると CO₂ の溶解度が上昇し、大気中の CO₂ が吸収される (Takahashi *et al.*, 2009)。表層の炭素は、深層水の形成や、混合層の発達にともなうモード水の形成過程、あるいは光合成により炭素を取り込んだ有機物の沈降などにより、中深層

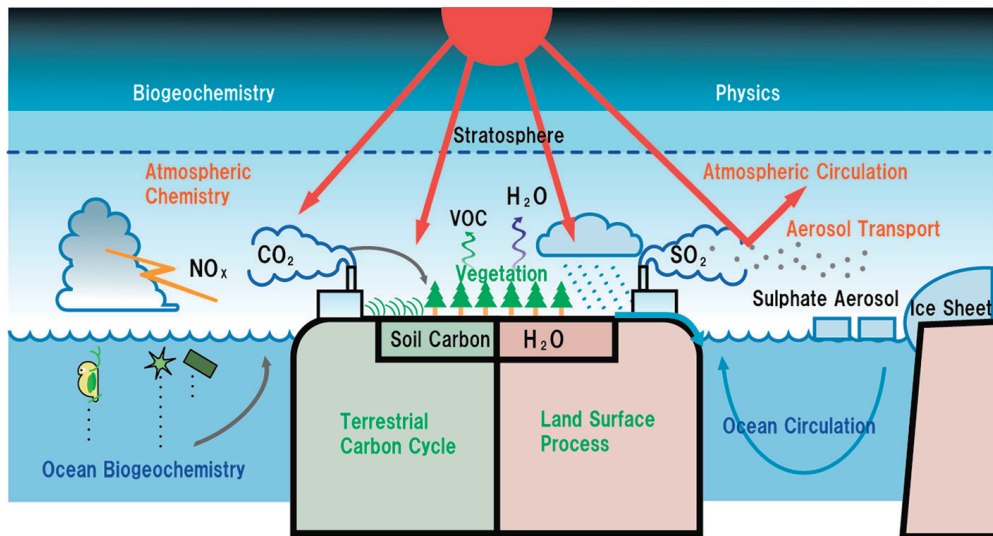


Fig. 1. Components of the MIROC-ESM. In ESMs, biogeochemical modules are coupled to a general circulation model. After Hajima *et al.* (2014a).

へ運ばれ、深層水の湧昇にともなって表層へ浮上する。このため、炭素循環の理解には、生物生産や分解といった生態系の理解のみならず、混合層の消長や深層水の形成・湧昇といった物理過程、さらにそれらの変動を理解することが必要となる。

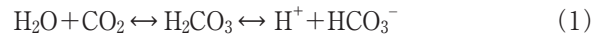
ESMを用いた数値実験では、大気中のCO₂濃度シナリオを与えることで、CO₂濃度上昇にともなう海洋や陸域のCO₂吸収と、将来の気候変動を予測することが可能である。第5期結合モデル間相互比較プロジェクト(Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, CMIP5, Taylor *et al.*, 2012)に提出されたESMの計算結果によれば、低濃度シナリオであるRepresentative Concentration Pathway (RCP) 2.6では21世紀中に0.3-1.7°C、高濃度シナリオであるRCP8.5では同時期に2.6-4.8°Cの気温上昇が起こると見積もられている(Jones *et al.*, 2011; Gillett *et al.*, 2013; IPCC, 2013)。さらに、このときの累積CO₂排出量を見積もり、累積CO₂排出量に対し、どの程度の気温上昇が起こるかを示す気候感度を計算すると、モデル間で大きなばらつきのあることが報告されている(Jones *et al.*, 2011; Gillett *et al.*, 2013; IPCC, 2013)。モデル間のばらつきの原因を突き止め低減することが、重要な課題となっている。

ESMを用いた最近の研究によれば、大気中に放出されたCO₂のうち、海洋や陸域によって取り込まれるCO₂の割合は一定のままではなく、大気中のCO₂濃度の上昇や気候の状態によって変化し、大気中のCO₂濃度に影響する(Jones *et al.*, 2013)。例えば、CO₂濃度の増加は、陸域・海洋生態系の生物生産を促進し、また大気海洋間でのCO₂分圧差を増すことにより海洋のCO₂吸収を促進する。このため、生物生産と海洋は、CO₂濃度の上昇を緩和するように作用する(Friedlingstein *et al.*, 2006; Arora *et al.*, 2013)。一方、気候の変化のうち温暖化によってもたらされる水温や地表付近の気温上昇は、生態系における呼吸を増加させるとともにCO₂の海水に対する溶解度を低下させる。このため、水温や地表付近の気温上昇は、大気中のCO₂濃度上昇に拍車をかける方向に作用すると考えられている(Friedlingstein *et al.*, 2006; Arora *et al.*, 2013)。つまり、化石燃料の使用などで排出されたCO₂により大気中の炭素が増加するが、どの程度増加するかは、陸域・海洋での炭素循環の応答、すなわち、

CO₂濃度増加への応答と、温暖化による気温変化への応答の強さに依存する。Arora *et al.* (2013)は、複数のESMを用いて、この2つの応答を切り分けるための感度実験を実施した。その結果、陸域と海洋を合わせると、温暖化への応答よりもCO₂濃度増加への応答の方がおよそ4.5倍大きく、特に海洋では温暖化への応答が小さいことがわかった。海洋によるCO₂取り込み量の全球積算値は、陸域によるそれよりもモデル間でのばらつきが小さく、モデルの不確定性は比較的小さいと考えられる。しかし、南大洋などの一部海域では、その応答度合いがモデル間で異なっている(Roy *et al.*, 2011; IPCC, 2013)。この原因解明とモデル改善が今後の課題とされている。

2.2. 海洋のCO₂取り込みにともなう海水の酸性化

今まで述べてきたように、大気中のCO₂濃度増加により地球温暖化が引き起こされる。しかし、排出される人為起源CO₂のうち、現在、およそ1/3が海水に吸収されていると見積もられている(Sabine *et al.*, 2004)。CO₂は水分子と反応し、一部は水素イオンH⁺と炭酸水素イオンHCO₃⁻となる。



この水素イオンの一部が、海水中の炭酸イオンCO₃²⁻と反応し、炭酸水素イオンをつくる。



つまり、海水にCO₂が取り込まれると、水素イオン濃度が増加してpHが低下するとともに、炭酸イオン濃度が減少する。これが海洋酸性化である(Broecker and Clark, 2001; Caldeira and Wickett, 2003)。実際に北太平洋ハワイ沖での観測によれば、大気中のCO₂濃度の上昇にともなう海水中のCO₂分圧が上昇し、pHが低下している(Doney *et al.*, 2009)。産業革命以降、人類のCO₂排出にともなう海洋表層のpHはおおよそ0.1低下したと見積もられている(Orr *et al.*, 2005)。

海洋中の生物のうち、造礁サンゴや、深海サンゴ、貝類、翼足類などは、殻などの体の一部が炭酸カルシウムCaCO₃でできているため、石灰化生物とよばれる。ここで、炭酸カルシウムは海水中の炭酸イオンCO₃²⁻と次の

ように反応する。



炭酸カルシウムが溶け出しはじめる濃度については、しばしば炭酸カルシウムの結晶であるアラゴナイトとカルサイトの飽和度、 Ω_{Ar} と Ω_{Ca} で表現される。すなわち、過飽和である $\Omega_{\text{Ar}} > 1$ ($\Omega_{\text{Ca}} > 1$)の海水においては、化学的にアラゴナイト(カルサイト)が結晶化し、未飽和となる $\Omega_{\text{Ar}} < 1$ ($\Omega_{\text{Ca}} < 1$)の海水中では、溶解する。実際に石灰化生物が成長や発生において影響を受ける Ω_{Ar} と Ω_{Ca} の閾値は、種ごと、生活史段階ごとに異なると考えられている(Kurihara, 2008; Kroeker *et al.*, 2013)。これらの閾値が十分にわかっているとは言えないが、将来的な海洋酸性化のさらなる進行にともない、炭酸カルシウムの飽和度が減少すると、石灰化生物の成長や発生は大きな影響を受けると危惧されている(Orr *et al.*, 2005; IPCC, 2013)。

ESMの海洋生態系モデルには、炭酸系過程が組み込まれており、将来の大気中の CO_2 濃度増加と、それによる気候変化にともなう、どの場所・深さで、どの程度、炭酸が増加し海洋酸性化が進行するか、また飽和度 Ω_{Ar} 、 Ω_{Ca} がどのように変化するかを予測することが可能である。今後、21世紀末までに、人類による CO_2 排出量が増加し、大気中の CO_2 濃度が800 ppmを越えた場合、海水面のpHが今より0.3-0.4低下すると予想されている(Orr *et al.*, 2005; IPCC, 2013)。特に、北極海では海水の融解にともなう海洋の CO_2 取り込みの増加と淡水流入の増加により、海洋酸性化が他の海域より早いペースで起こりアラゴナイトの飽和度 Ω_{Ar} が未飽和になると考えられている(Yamamoto *et al.*, 2012)。また、亜熱帯域の水深200-400 m深でも、pHがおよそ0.35低下する強い酸性化が起こると予想されている(Resplandy *et al.*, 2013)。前節で述べたように、表層の炭素は、深層水の沈み込み、モード水の形成、あるいは有機物の沈殿といった過程により中深層へ運ばれる。今後は、未解明な点が多い、これらの過程を適切にモデル化してESMに組み込むとともに、海洋生物・生態系が影響を受ける Ω_{Ar} と Ω_{Ca} の閾値についても明らかにしていく必要がある。

2.3. ESMにおける課題：乱流混合過程

海洋は、大気中に排出された人為起源の CO_2 の巨大な「貯蔵庫」である。前節までに見てきたように、海洋が CO_2 を吸収することで、大気の CO_2 濃度の上昇は緩和するが、海洋の酸性化は進行する。今後の気候変動と海洋炭素循環の変化、そして海洋酸性化の進行を予測するためには、深層水の沈み込みや、混合層の発達にともなうモード水の形成、有機物沈降などにともなう表層の炭素の中深層への輸送をモデル内で観測と整合的に表現することが重要になる。しかしながら、有機物の沈降過程については未解明な点が多い(Falkowski *et al.*, 2000; Boyd and Trull, 2007)。また、ESMによる混合層深度の再現性も依然として低い。Anav *et al.* (2013)は、CMIP5モデルで再現された混合層厚を比較し、その季節変動の位相変化はどのモデルもおおよそ再現できているものの、振幅や年平均値には大きなばらつきがあることを、モデル改善の課題として挙げている。また、中深層に運ばれた炭素は深層水の湧昇にともなう再び表層へ浮上するが、この湧昇は乱流混合過程にともなう表層からの熱の輸送によって引き起こされる。そのため、乱流混合の強度分布は、水および炭素の循環を強く制御する。この乱流混合の強度を表す鉛直拡散係数の空間分布について、MIROC-ESMでは、Tsuji *et al.* (2000)による深さにのみ依存する経験的な分布が用いられている。しかし、実際の海洋では、内部潮汐波や大気擾乱起源の内部波の励起、伝播、砕波にともなう、混合の強度に著しい空間依存性のあることがわかっている(例えばPolzin *et al.*, 1997; Hibiya and Nagasawa, 2004; Waterhouse *et al.*, 2014; Whalen *et al.* 2015)。Oka and Niwa (2013)は、潮汐エネルギー分布を考慮して鉛直拡散係数分布を様々に変え、さらにトレーサーとして海面で通気してからの経過時間を示す炭素同位体比を組み込み、海洋大循環モデルを駆動した。観測によれば、東部北太平洋深層に古い海水が存在するが、このような分布を再現するためには、深さのみに依存する従来の鉛直拡散係数分布ではなく、3次元の鉛直拡散係数分布を与える必要があることが明らかになった。このことは、ESMにおいて海洋物質循環をより現実的に再現するためには、3次元の鉛直拡散係数分布を組み込む必要があることを示唆

している。

このように、現実の炭素、および次節で述べる窒素、その他の物質の循環の再現、将来の海洋酸性化の予測、さらに気候変化の予測のためには、海洋中のさまざまな過程を適切にパラメーター化して気候モデルに組み込み、ESM の改良を図ることが求められる。ここで紹介した海洋中の鉛直拡散係数の分布についての問題は、数あるモデル改善項目の1つではあるものの、モデルによって再現される海洋物質循環や気候場を改善する上で有望なものである。新学術領域研究「海洋混合学の創設：物質循環・気候・生態系の維持と長周期変動の解明」では、海洋の微物理過程にともなう乱流混合の機構や、強度分布についての研究が進むことが期待されている。こうして得られる結果を ESM に組み込んで駆動し、例えば、従来の深さのみに依存する鉛直拡散係数分布を用いた場合と結果を比較することで、乱流混合の強度分布が物質循環や気候変動においてどのような影響をもつか明らかにすることができると思われる。

3. 新しい ESM 開発に向けた取り組み

3.1. 窒素循環が与える炭素循環への影響

ESM を用いた数値的研究では、長らく気候変動と炭素循環の関係が注目されてきた。しかしながら、化石燃料の燃焼によって放出される窒素酸化物 (N_2O) も温室効果気体の1つであるため、大気中の窒素酸化物も無視できない。これに加え、CMIP5 に提出された ESM の結果を比較した研究から、基礎生産の制限要因としての窒素の役割の重要性も指摘されはじめている (Arora *et al.*, 2013; Hajima *et al.*, 2014b)。生物はアミノ酸と核酸を作るときに窒素を使う。このため、窒素は生物の生命機能の維持に必要である (Canfield *et al.*, 2010)。しかしながら、自然界におけるほとんどの窒素は、非活性 (N_2) の形である。このため、生物に利用可能な形の窒素 (アンモニア態窒素や硝酸態窒素など) は少なく、しばしば藻類 (植物プランクトン) や植物による基礎生産の制限要因となっている。したがって、利用可能な窒素量のありようが将来大きく変化すれば、第2章で紹介した環境変化に対する海洋・陸域生態系の応答や、それにとまう海

洋・陸域による正味炭素吸収量に影響を及ぼす可能性がある。実際、20世紀の始めから、化学肥料の生産・使用により全球の反応性窒素が増大している (Gruber and Galloway, 2008)。しかしながら、これまでの多くの ESM においては、陸域・河川からの窒素化合物の流入が考慮されていなかった。このため、特に生物生産が著しく高い沿岸域では、海洋モデルの解像度が低いこともあり、基礎生産量の時空間分布が十分に再現されていたとはいえない (渡辺ら, 2016)。人間活動にとまない、どのように地球環境が変化し、それに生態系がどう応答しているか、さらには将来どのように変動するかを明らかにするために、前章までに述べたように、物理場を正しく再現でき、かつ窒素循環が陽に組み込まれた ESM の開発に、期待が寄せられている (Hajima *et al.*, 2014a; 渡辺ら, 2016)。

これまでの MIROC-ESM (Watanabe *et al.*, 2011) における海洋低次生態系-物質循環モデルの構造は、比較的シンプルであって、窒素循環を核とし、植物プランクトン、動物プランクトン、デトリタス、硝酸塩の4つの変数についてのモデル (NPZD モデル, Oschlies, 2001) に炭酸系過程を組み込んだものであった。このモデルには、河川や大気からの窒素流入/沈着、窒素固定藻類による窒素固定過程、微生物による脱窒過程などが組み込まれていなかったため、硝酸塩分布、さらには植物プランクトンの増殖 (生育) が十分に再現されているとはいえなかった。工業的窒素固定を含めた人間活動が、海洋の生態系・物質循環に対し、どのように影響するのかを明らかにするためには、これらの過程がモデルに組み込まれていることが重要になる。

さらに、食物連鎖を底辺で支える植物プランクトンの増殖 (生育) は、硝酸塩に加え、リン酸塩などの必須元素 (栄養塩) の濃度や光エネルギーの強さ、鉄などの微量元素の濃度によっても制御される。これら必須元素や微量元素を陽に扱うことが出来なかった MIROC-ESM (Watanabe *et al.*, 2011) では、微量元素の鉄などが欠乏している海域で生物生産が過大評価されていた。Fig. 2 の (a) に衛星観測されたクロロフィル濃度の年平均値を、Fig. 2 の (b) に MIROC-ESM での結果を示す。モデルにおけるクロロフィル濃度は、太平洋赤道域や南大洋で観測値より高い。これらの海域は、HNLC (High

Nutrient Low Chlorophyll) 海域とよばれ、溶存鉄濃度により植物プランクトンに増殖制限がかかっているが、これまでの MIROC-ESM ではこの過程が考慮されていなかった。モデルによる全球的な窒素および炭素循環の時空間変動の再現性を向上させるためには、硝酸塩のみならず、植物プランクトンの増殖制限要因となりうる溶存鉄やリン酸塩などの複数の要素を陽に組み込み、実海洋

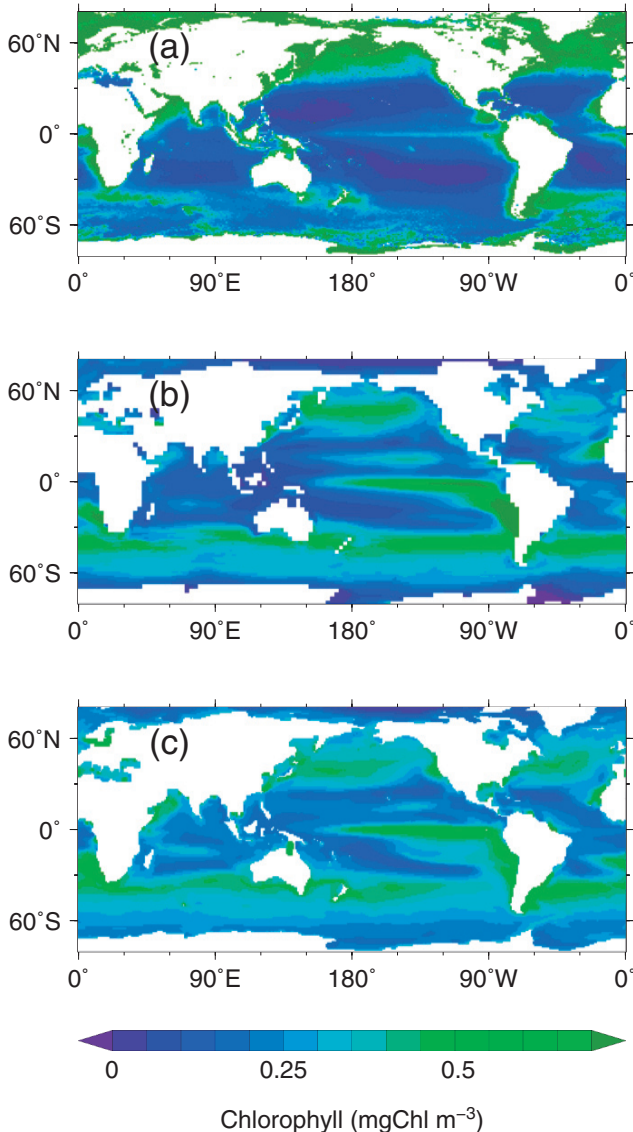


Fig. 2. Annual mean global chlorophyll distributions (a) derived from SeaWiFS observational data and obtained from (b) the old and (c) the new MIROC-ESM. After Watanabe *et al.* (2016).

に即した海洋生物の応答を再現する必要がある。著者らは、気候-炭素循環-窒素循環の相互作用を統合的に取り扱うことができる ESM を開発するにあたり、新しい海洋生態系モデルの開発も行っている。次節でその内容について紹介する。

3.2. 海洋生態系モデルの開発

渡辺ら (2016) は、新しい ESM (次期 MIROC-ESM) の開発に向けて、その海洋生態系コンポーネントとして、鉄循環・リン循環・酸素循環サブシステムを有した新たなモデルを開発している。このモデルには、生態系・物質循環を構成するものとして、窒素固定藻類を新たに加えている。植物プランクトンおよび窒素固定藻類の増殖(生育)速度の表式は、Keller *et al.* (2012) を修正して使用している。ここで、植物プランクトンおよび固定生物の表式を簡単に紹介する。まず、植物プランクトンおよび窒素固定生物のポテンシャル生育速度、 J_O^{\max} 、 J_D^{\max} をそれぞれ、

$$J_O^{\max} = ae^{(T/T_b)} \quad (4)$$

$$J_D^{\max} = c_D \max(0, a(e^{(T/T_b)} - 2.61)) \quad (5)$$

とする。最大生育速度 J_O^{\max} は水温 (T) にのみ依存しており、最大光合成速度 $a=0.8 \text{ day}^{-1}$ 、温度係数 $T_b=15.65 \text{ }^\circ\text{C}$ (Schmittner *et al.*, 2008)、ハンディキャップ係数 $c_D=0.5$ としている。これらを用いて、溶存鉄濃度 Fe 、硝酸塩濃度 NO_3 、リン酸塩濃度 PO_4 のそれぞれの半飽和定数を $k_{\text{Fe}}=10^{-3} \mu\text{mol L}^{-1}$ 、 $k_{\text{N}}=k_{\text{P}}=0.5 \mu\text{mol L}^{-1}$ とすれば、生育速度 J_O 、 J_D は、

$$J_O = \min\left(J_{OI}, J_O^{\max} \frac{\text{NO}_3}{k_{\text{N}} + \text{NO}_3}, J_O^{\max} \frac{\text{Fe}}{k_{\text{Fe}} + \text{Fe}}, J_O^{\max} \frac{\text{PO}_4}{k_{\text{P}} + \text{PO}_4}\right) \quad (6)$$

$$J_D = \min\left(J_{DI}, J_D^{\max} \frac{\text{Fe}}{k_{\text{Fe}} + \text{Fe}}, J_D^{\max} \frac{\text{PO}_4}{k_{\text{P}} + \text{PO}_4}\right) \quad (7)$$

となる。ただし、(6) 式および (7) 式の半飽和定数は経験的に決められる。 J_{OI} 、 J_{DI} は光制限を表し、 $\alpha=0.1 \text{ day}^{-1}$ 、注目する水深まで到達する短波放射を I として、

$$J_{OI} = \frac{J_{OI}^{\max} \alpha I}{\sqrt{(J_{OI}^{\max})^2 + (\alpha I)^2}}, J_{DI} = \frac{J_{DI}^{\max} \alpha I}{\sqrt{(J_{DI}^{\max})^2 + (\alpha I)^2}} \quad (8)$$

で与えられる。

以上のように、次期 MIROC-ESM の海洋生態系コンポーネントでは、植物プランクトンや窒素固定藻類の生育速度を鉄およびリン酸塩の濃度に依存させることにより、これらの欠乏海域で生育に制限がかけられるようになっている。また動物プランクトンは、植物プランクトンと窒素固定藻類を捕食し増殖する。さらに、河川からの窒素流入および大気からの窒素沈着が考慮され、微生物による脱窒過程を新たに組み込んでいる。ただし、河川からの窒素流入を考慮して計算すると、黒海および地中海でリン酸塩欠乏状態のまま硝酸塩濃度が増加し続けたため、Redfield 比にしたがって、リン酸塩も河川から供給されると仮定している。脱窒過程をコントロールする酸素濃度を規定する酸素循環過程もモデルに組み込んでいる。鉄循環は、Moore and Braucher (2008) にしたがう。すなわち、海洋には大気からの鉄沈着に加え、陸棚海底から $2 \mu\text{mol m}^{-2} \text{day}^{-1}$ の鉄供給が与えられる一方、濃度が 0.6 nmol L^{-1} を越えると、沈降する粒子に吸着して除去 (scavenging) されるようにしている。この海洋生態系モデルを結合した新しい ESM は現在開発中であるが、予備実験として行った 100 年間の時間積分の結果を Fig. 2 の (c) に示す。従来のモデルでは、沿岸部の栄養塩分布や基礎生産を過小評価する傾向にあったが、河川からの栄養塩流入を扱えるようにした結果、沿岸部 (特に大河川の河口域付近) やアラビア海、北部北大西洋域における基礎生産の再現性が向上した。また、東部赤道太平洋域の湧昇域などに現れる低酸素水塊では、脱窒過程が働くようになった。

この実験での、(6) 式の光、硝酸塩、鉄、リン酸塩制限の各項による植物プランクトンの生育速度を Fig. 3 に示す。太平洋赤道域や南大洋の HNLC 海域では、硝酸塩やリン酸塩が比較的豊富に存在するものの、溶存鉄濃度が低いために鉄制限がかかり、植物プランクトンの生育が抑えられていることがわかる (Fig. 3 の (c))。一方、大西洋赤道域では、大気からの鉄沈着により高い溶存鉄濃度がみられるが、硝酸塩濃度が低いことで生育に制限がかかる。今後、(4)、(5) 式の a や半飽和定数などの生物生産の速度に関する定数などを調整して、再現性の向上を図る予定である。

生物生産の速度は、(6)、(7) 式に表されているように、

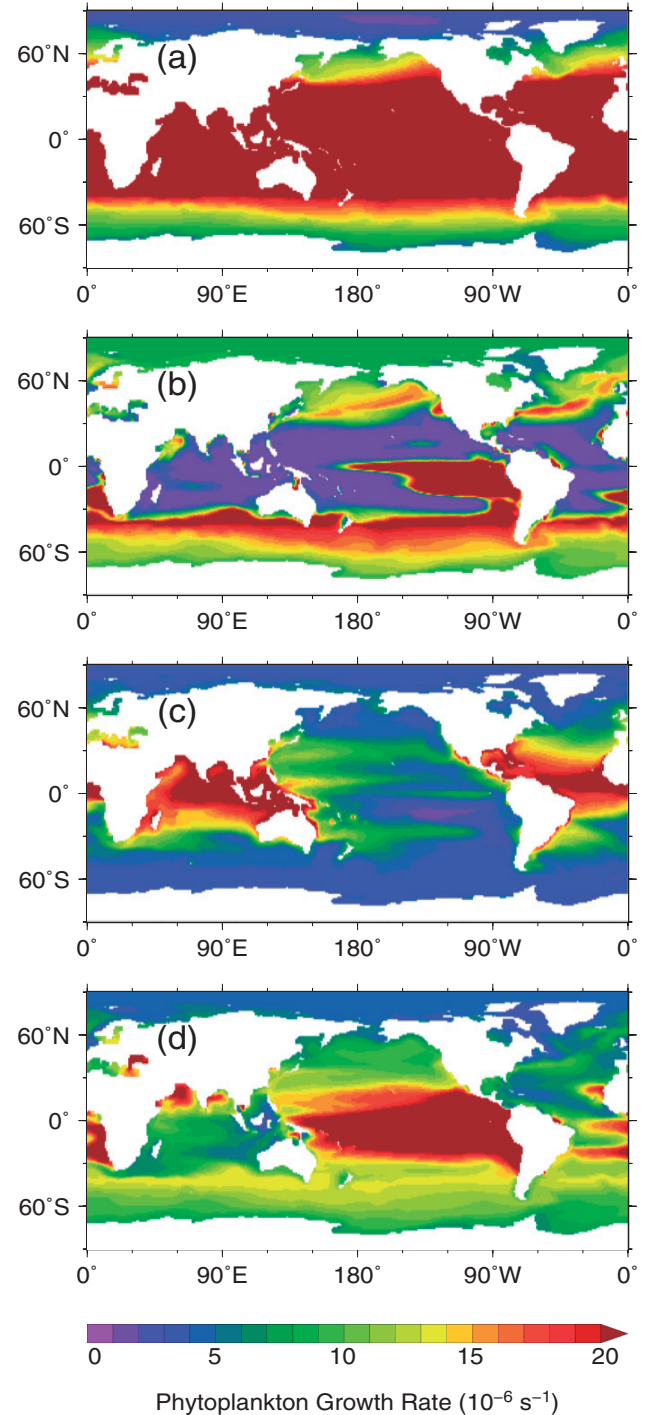


Fig. 3. Global distributions of the phytoplankton growth rate estimated using (a) shortwave radiation, J_{OI} , (b) nitrogen, $J_O^{\max} \text{NO}_3 / (k_N + \text{NO}_3)$, (c) iron, $J_O^{\max} \text{Fe} / (k_{\text{Fe}} + \text{Fe})$, and (d) phosphate concentration, $J_O^{\max} \text{PO}_4 / (k_P + \text{PO}_4)$ (Eq. (6)) at the sea surface.

栄養塩濃度や溶存鉄濃度に大きく左右される。しかし、これらの海洋への供給と海からの除去はESMで正しく再現されているとはいえない。特に、他の栄養塩の濃度と比較して、 0.1 nmol L^{-1} オーダーと、微量である溶存鉄は、植物プランクトンの光合成と呼吸電子伝達、硝酸還元酵素、クロロフィル合成などに必須な元素であり、HNLC海域の形成など生物生産に重要な役割を果たす。しかしながら、海底からの溶出による供給量やその分布、さらに除去(scavenging)の機構も詳細は不明なままである。今後、溶存鉄の供給量・分布や除去される機構を明らかにし、海洋中の移流・拡散過程を通して溶存鉄、さらには栄養塩の全球時空間分布がどのように形成されるかを、数値計算モデルおよび観測の両面で明らかにする必要がある。

4. おわりに

本稿で紹介した新しいESMは、次期結合モデル間相互比較プロジェクト(CMIP6)で活用される予定である。新しいESMでは、ここで紹介した海洋生態系モデル、および窒素循環を陽に表現できる陸域生態系モデルを使用し、大気-海洋間や陸域-海洋間で物質のやり取りを行うようにすることで、大気-陸域-海洋での炭素循環や窒素循環、鉄循環、酸素循環を組み込む。このモデルによって、人間活動が海洋生態系、さらには気候感度などに、どのような変化を引き起こすのかを予測することが可能となる。新しいESMでこれらの物質循環が再現されることは大きな一歩になる。しかし、例えば海洋部分に注目すると、特に鉄などの微量元素は観測データがまだまだ少なく、濃度分布が明らかでないため、モデル結果の検証は容易ではない。そのため、今後さらなる観測を行うことで、全球分布を解明する必要がある。また、新しいESMで使われる鉛直拡散係数分布の時空間分布や、海洋混合層モデルは、海洋中の微物理過程を十分にパラメーター化したものとは言い難い。数10年にわたる観測やモデル研究により、これらの過程が少しずつ明らかになりつつあり、また、新学術領域研究「海洋混合学の創設：物質循環・気候・生態系の維持と長周期変動の解明」などの研究プロジェクトにより、今後も研究はさらに進むと期待される。これらによって得られた詳細な

知見をもとに、海洋の微物理過程をより適切にパラメーター化し、その結果を次世代のESMに組み込むことによって、気候変動予測における誤差及び不確実性を低減していかなければならない。

謝辞

本研究は、文部科学省による「気候変動リスク情報創生プログラム」の一環として行われた。論文の発表にあたっては、文部科学省・科学研究費補助金新学術領域研究「海洋混合学の創設：物質循環・気候・生態系の維持と長周期変動の解明」の総括班(科研費JP15H05817)から助成を受けた。

References

- Anav, A., P. Friedlingstein, M. Kidson, L. Bopp, P. Ciais, P. Cox, C. Jones, M. Jung, R. Myneni, and Z. Zhu (2013): Evaluating the Land and Ocean Components of the Global Carbon Cycle in the CMIP5 Earth System Models. *J. Climate*, **26**, 6801–6843, doi:10.1175/JCLI-D-12-00417.1.
- Arora, V. K., G. J. Boer, P. Friedlingstein, M. Eby, C. D. Jones, J. R. Christian, G. Bonan, L. Bopp, V. Brovkin, P. Cadule, T. Hajima, T. Ilyina, K. Lindsay, J. F. Tjiputra, and T. Wu (2013): Carbon-concentration and carbon-climate feedbacks in CMIP5 Earth system models. *J. Climate*, **26**, 5289–5314, doi:10.1175/jcli-d-12-00494.1.
- Boyd, P. W. and T. W. Trull (2007): Understanding the export of biogenic particles in oceanic waters: Is there consensus?, *Prog. Oceanogr.*, **72**, 276–312, doi:10.1016/j.pocan.2006.10.007.
- Broecker, W. and E. Clark (2001): A dramatic Atlantic dissolution event at the onset of the last glaciation. *Geochem. Geophys. Geos.*, **2**, 2001GC000185, doi:10.1029/2001GC000185.
- Caldeira, K. and M. E. Wickett (2003): Oceanography: Anthropogenic carbon and ocean pH. *Nature*, **425**, 365, doi:10.1038/425365a.
- Doney, S. C., V. J. Fabry, and J. A. Kleypas (2009): Ocean acidification: the other CO₂ problem. *Ann. Rev. Mar. Sci.*, **1**, 169–192, doi:10.1146/annurev.marine010908.163834.
- Falkowski, P., R. J. Scholes, E. Boyle, J. Canadell, D. Canfield, J. Elser, N. Gruber, K. Hibbard, P. Höglberg, S. Linder, F. T. Mackenzie, B. Moore, T. Pedersen, Y. Rosenthal, S. Seitzinger, V. Smetacek, and W. Steffen (2000): The global carbon cycle: A test of our knowledge of Earth as a system. *Science*, **290**, 291–296.
- Friedlingstein, P., P. Cox, R. Betts, L. Bopp, W. Von Bloh, V. Brovkin, P. Cadule, S. Doney, M. Eby, I. Fung, G. Bala, J. John, C. Jones, F. Joos, T. Kato, M. Kawamiya, W. Knorr, K. Lindsay, H. Matthews, T. Raddatz, P. Rayner, C. Reick, E. Roeckner, K. Schnitzler, R. Schnur, K. Strassmann, A. Weaver, C. Yoshikawa, and N. Zeng (2006): Climate-carbon cycle feedback analysis: results from the C4MIP model intercomparison. *J. Climate*, **19**, 3337–3353, doi:10.1175/jcli3800.11.

- Gillett, N. P., V. K. Arora, D. Matthews, and M. R. Allen (2013): Constraining the ratio of global warming to cumulative CO₂ emissions using CMIP5 simulations, *J. Climate*, **26**, 6844–6858, doi:10.1175/JCLI-D-12-00476.1.
- Gruber, N. and J. N. Galloway (2008): An Earth-system perspective of the global nitrogen cycle. *Nature*, **451** (7176), 293–296, doi:10.1038/nature06592.
- Hajima, T., M. Kawamiya, M. Watanabe, E. Kato, K. Tachiiri, M. Sugiyama, S. Watanabe, H. Okajima, and A. Ito (2014a): Modeling in Earth system science up to and beyond IPCC AR5. *Progress in Earth and Planetary Science*, **1**, 29, doi:10.1186/s40645-014-0029-y.
- Hajima, T., K. Tachiiri, A. Ito, and M. Kawamiya (2014b): Uncertainty of concentration-terrestrial carbon feedback in Earth System Models. *J. Climate*, **27**, 3425–3445.
- Hibiya, T. and M. Nagasawa (2004): Latitudinal dependence of diapycnal diffusivity in the thermocline estimated using a finescale parameterization, *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L01301, doi:10.1029/2003GL017998.
- Keller, D. P., A. Oschlies, and M. Eby (2012): A new marine ecosystem model for the University of Victoria Earth System Climate Model. *Geosci. Model Dev.* **5**, 1195–1220, doi:10.5194/gmd-5-1195-2012.
- Kroeker, K., R. L. Kordas, R. Crim, I. E. Hendriks, L. Ramajo, G. S. Singh, C. M. Duarte, and J.-P. Gattuso (2013): Impacts of ocean acidification on marine organisms: quantifying sensitivities and interaction with warming, *Glob. Change Biol.*, **9**, 1884–1896, doi:10.1111/gcb.12179.
- Kurihara, H. (2008): Effects of CO₂-driven ocean acidification on the early development stages of invertebrates, *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, **373**, 275–284, doi:10.3354/meps07802.
- 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*, edited by T. F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, and P. M. Midgley, Cambridge University Press, UK, 1535 pp.
- Jones, C., J.-F. Royer, I. Höschel, H. Huebener, E. Roeckner, E. Manzini, W. May, J.-L. Dufresne, O. H. Otterå, D. P. van Vuuren, D. Salas y Melia, M. A. Giorgetta, S. Denvil, S. Yang, P. G. Fogli, J. Körper, J. F. Tjiputra, E. Stehfest, and C. D. Hewitt (2011): Climate change under aggressive mitigation: the ENSEMBLES multi-model experiment, *Clim. Dyn.*, **37**, 1975–2003, doi:10.1007/s00382-011-1005-5.
- Jones, C., E. Robertson, V. Arora, P. Friedlingstein, E. Shevliakova, L. Bopp, V. Brovkin, T. Hajima, E. Kato, M. Kawamiya, S. Liddicoat, K. Lindsay, C. H. Reick, C. Roelandt, J. Segschneider, and J. Tjiputra (2013): Twenty-first-century compatible CO₂ emissions and airborne fraction simulated by CMIP5 Earth system models under four representative concentration pathways. *J. Climate*, **26**, 4398–4413, doi:10.1175/jcli-d-12-00554.1.
- 小池勲夫 (2010): 沿岸域および海洋における窒素の不可とその循環, 地球環境, **15**, 179–187
- Moore, J. K. and O. Braucher (2008): Sedimentary and mineral dust sources of dissolved iron to the world ocean, *Biogeosciences*, **5**, 631–656, doi:10.5194/bg-5-631-2008.
- Oka, A. and Y. Niwa (2013): Pacific deep circulation and ventilation controlled by tidal mixing away from the sea bottom, *Nat. Commun.* **4**, 2419, doi:10.1038/ncomms3419.
- Orr, J. C., V. J. Fabry, O. Aumont, L. Bopp, S. C. Doney, R. A. Feely, A. Gnanadesikan, N. Gruber, A. Ishida, F. Joos, R. M. Key, K. Lindsay, E. Maier-Reimer, R. Matear, P. Monfray, A. Mouchet, R. G. Najjar, G. K. Plattner, K. B. Rodgers, C. L. Sabine, J. L. Sarmiento, R. Schlitzer, R. D. Slater, I. J. Totterdell, M. F. Weirig, Y. Yamanaka, and A. Yool (2005): Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. *Nature*, **437** (7059), 681–686, doi:10.1038/nature04095.
- Oschlies, A. (2001): Model-derived estimates of new production: new results point toward lower values. *Deep-Sea Res., II*, **48**, 2173–2197.
- Polzin, K. L., J. M. Toole, J. R. Ledwell, and R. W. Schmitt (1997): Spatial variability of turbulent mixing in the abyssal ocean, *Science*, **276** (5309), 93–96.
- Reich, P. B. and S. E. Hobbie (2013): Decade-long soil nitrogen constraint on the CO₂ fertilization of plant biomass. *Nature Clim. Change*, **3** (3), 278–282, doi:10.1038/nclimate1694.
- Resplandy, L., L. Bopp, J. C. Orr, and J. P. Dunne (2013): Role of mode and intermediate waters in future ocean acidification: Analysis of CMIP5 models, *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 3091–3095, doi:10.1002/grl.50414.
- Roy, T., L. Bopp, M. Gehlen, B. Schneider, P. Cadule, T. L. Grölicher, J. Segschneider, J. Tjiputra, C. Heinze, and F. Joos (2011): Regional impacts of climate change and atmospheric CO₂ on future ocean carbon uptake: a multimodel linear feedback analysis, *J. Climate*, **24**, 2300–2318, doi:10.1175/2010JCLI3787.1.
- Sabine, C. L., R. A. Feely, N. Gruber, R. M. Key, K. Lee, J. L. Bullister, R. Wanninkhof, C. S. Wong, D. W. R. Wallace, B. Tilbrook, F. J. Millero, T.-H. Peng, A. Kozyr, T. Ono, and A. F. Rios (2004): The Oceanic Sink for Anthropogenic CO₂, *Science*, **305**, 367–371, doi:10.1126/science.1097403.
- Schmittner, A., A. Oschlies, H. Matthews, and E. D. Galbraith (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 Biogeochem. Cy.*, **22**, GB1013, doi:10.1029/2007GB002953.
- Takahashi, T., S. C. Sutherland, R. Wanninkhof, C. Sweeney, R. Feely, D. W. Chipman, B. Hales, G. Friederich, F. Chavez, C. Sabine, A. Watson, D. C. Bakker, U. Schuster, N. Metzl, H. Yoshikawa-Inoue, M. Ishii, T. Midorikawa, Y. Nojiri, A. Kortzinger, T. Steinhoff, M. Hoppema, J. Olafsson, T. S. Arnarson, B. Tilbrook, T. Johannessen, A. Olsen, R. Bellerby, C. S. Wong, B. Delille, N. R. Bates, and H. J. W. de Baar (2009): Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂ and net sea-air CO₂ flux over the global oceans, *Deep Sea Res. II*, **56**, 554–577.
- Taylor, K. E., R. J. Stouffer, and G. A. Meehl (2012) An overview of CMIP5 and the experiment design. *B. Am. Meteorol. Soc.*, **93** (4), 485–498.
- Tsujino, H., H. Hasumi, and N. Sugimoto (2000): Deep Pacific Circulation Controlled by Vertical Diffusivity at the Lower Thermocline Depths, *J. Phys. Oceanogr.*, **30**, 2835–2865.
- 渡辺路生・野口(相田)真希・羽島知洋 (2016): 地球システムにおける海洋生態系の役割と海洋生態系モデルの開発, 月刊海洋, **48** (7), 309–314.
- Watanabe, S., T. Hajima, K. Sudo, T. Nagashima, T. Takemura, H. Okajima, T. Nozawa, H. Kawase, M. Abe, T. Yokohata, T. Ise, H. Sato, E. Kato, K. Takata, S. Emori, and M. Kawamiya (2011): MIROC-ESM:

- model description and basic results of CMIP5-20c3m experiments. *Geosci. Model Dev.*, **4**, 845–872.
- Waterhouse, A. F., J. A. MacKinnon, J. D. Nash, M. H. Alford, E. Kunze, H. L. Simmons, K. L. Polzin, L. C. St. Laurent, O. M. Sun, R. Pinkel, L. D. Talley, C. B. Whalen, T. N. Huussen, G. S. Carter, I. Fer, S. Waterman, A. C. Naveira Garabato, T. Sanford, and C. M. Lee (2014): Global patterns of diapycnal mixing from measurements of the turbulent dissipation rate, *J. Phys. Oceanogr.*, **44**, 1854–1872, doi:10.1175/JPO-D-13-0104.1.
- Whalen, C. B., J. A. MacKinnon, L. D. Talley, and A. F. Waterhouse (2015): Estimating the mean diapycnal mixing using a finescale strain parameterization, *J. Phys. Oceanogr.*, **45**, 1174–1188, doi:10.1175/JPO-D-14-0167.1.
- Yamamoto, A., M. Kawamiya, A. Ishida, Y. Yamanaka, and S. Watanabe (2012): Impact of rapid sea-ice reduction in the Arctic Ocean on the rate of ocean acidification, *Biogeosciences*, **9**, 2365–2375, doi:10.5194/bg-9-2365-2012

Development of a marine ecosystem model to be embedded into an Earth system model

Michio Watanabe^{1*}, Maki Noguchi-Aita², and Tomohiro Hajima³

Abstract

The emission of a large amount of anthropogenic carbon dioxide (CO₂) changes the global carbon cycle, contributing to temperature increase as well as ocean acidification. In addition, the global nitrogen cycle, which is perturbed by industrial fixation, is thought to affect the global carbon cycle. In this review paper, we first introduce how the natural environment changes owing to CO₂ emission and nitrogen fixation. To project future global climate and biogeochemical changes, an Earth system model (ESM) including the global carbon and nitrogen cycles is under development. To embed into the new ESM, we developed a new marine ecosystem model that includes riverine and atmospheric nitrogen inputs as well as iron and phosphate cycles. We briefly introduce this marine ecosystem model. It is well known that the mixing process in the ocean controls the water, carbon, and nitrogen cycles. However, in the parameterization of diapycnal mixing employed in ESMs, the physical processes causing mixing have not been well considered thus far. For further development of an ESM, a new parameterization is required.

Key words : Earth system model, global warming, ocean acidification, global nitrogen cycle, marine ecosystem model

(Corresponding author's e-mail address : michiow@jamstec.go.jp)

(Received 10 November 2016 ; accepted 24 May 2017)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2018)

1 Project Team for Risk Information on Climate Change, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology
Present affiliation: Project Team for Advanced Climate Modeling, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology
3173-25 Showa-machi, Kanazawa-ku, Yokohama, Kanagawa, 236-0001, Japan

2 Research and Development Center for Global Change, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology
3173-25 Showa-machi, Kanazawa-ku, Yokohama, Kanagawa, 236-0001, Japan

3 Department of Integrated Climate Change Projection Research, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology
Present affiliation: Project Team for Advanced Climate Modeling, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology
3173-25 Showa-machi, Kanazawa-ku, Yokohama, Kanagawa, 236-0001, Japan

* Corresponding author : Michio Watanabe
TEL : +81457785693
e-mail : michiow@jamstec.go.jp

