

科学研究費助成事業 研究成果報告書

平成 29 年 6 月 20 日現在

機関番号：82641

研究種目：若手研究(B)

研究期間：2014～2016

課題番号：26870913

研究課題名（和文）コロイダルポンピングを考慮した海洋鉄循環モデルの開発

研究課題名（英文）Development of ocean iron cycle model considering colloidal pumping

研究代表者

三角 和弘（Misumi, Kazuhiro）

一般財団法人電力中央研究所・環境科学研究所・主任研究員

研究者番号：10462889

交付決定額（研究期間全体）：（直接経費） 1,900,000円

研究成果の概要（和文）：これまで海洋鉄循環モデルに考慮されていなかったコロイド粒子（粒径1ミクロン以下）への鉄の吸着・除去過程を組み込むため、コロイド粒子を含む粒子のサイズスペクトルの時間変化を計算できる数値モデルを開発し解析を行った。コロイド粒子は濃度が増加すると粒径1ミクロン以上の粒子へと凝集した。コロイド粒子は粒径1ミクロン程度の粒子との衝突頻度が高く、凝集により失われやすいため、生物活動が活発な海洋表層においてもコロイド粒子がより大きな粒子と比べ鉄を効率良く除去するほどの濃度になりがたいことがわかった。

研究成果の概要（英文）：Time evolution of particle size spectrum was examined using a numerical model to incorporate effect of colloidal particles on dissolved iron scavenging in the seawater. Colloidal particles coagulated to particles having diameters exceeding 1 micro meters. As colloidal particles have high collision rates with particles having diameters around 1 micrometers, colloidal particles could not dominate even in surface waters where colloidal particles are considered to be generated by biological activities. Consequently, effect of colloidal particles on iron scavenging in seawater was thought to be minor at least after the system reaching to the steady state.

研究分野：海洋物質循環

キーワード：鉄 栄養塩 コロイド 海洋物質循環

1. 研究開始当初の背景

鉄は植物プランクトンの増殖に必須の栄養素であり、鉄の不足は広域で海洋の基礎生産を制限していることから多くの地球温暖化予測モデルに鉄循環が考慮されている。海水中で鉄が不足しやすい原因は、海水の鉄の溶解度が低く、溶解度を越えた鉄が海水中の沈降粒子に吸着し、海水から取り除かれるためである(スキャベンジング)。多くの海洋鉄循環モデルはスキャベンジングによる鉄の除去率を溶存鉄濃度と粒子の濃度の積で計算しているが、この方法で計算される溶存鉄濃度は観測データと比べ表層で系統的に高濃度になることから、モデルに考慮されていない溶存鉄の除去過程が存在することが考えられた。

溶存金属が重力では沈降しないほどの微粒子(コロイド)に吸着し、それが凝集することで粒子になる過程が知られており、コロイダルパンピングと呼ばれている(Honeyman and Santschi, 1989)。この過程は鉄についても働くことが知られているが、海洋鉄循環モデルはコロイダルパンピングによる溶存鉄の除去を考慮していない。コロイド粒子はプランクトンの増殖が活発な海洋表層でより多く存在すると予想されるため、コロイダルパンピングによる鉄の除去を考慮することで表層で溶存鉄濃度が過大になる問題を改善できる可能性が考えられた。

2. 研究の目的

コロイダルパンピングを考慮した鉄循環モデルを構築し、鉄のスキャベンジング過程への影響を調べる。

3. 研究の方法

海水中のコロイド粒子の観測は限られており挙動も未解明な点が多いため、できる限り理論的にコロイド粒子の挙動を計算できるモデルを構築し、その結果から鉄の除去過程への影響を推定することにした。

コロイドを含む粒子の凝集過程はブラウン運動、乱流シア、粒子間の沈降速度の違いによる衝突を考慮したSmoluchowskiの凝集方程式を解くことで力学的に計算することができる(Burd et al., 2000)。この式は粒子の数のスペクトル

$$n \equiv -\frac{dN}{dv} \quad (1)$$

の時間発展を計算する。ここで N は粒子の総数、 v は粒子のサイズを規定する尺度で、粒子の体積、重量、直径など任意の量をとることができる。定義から明らかなように粒子の数のスペクトルは尺度 v のスペクトル空間で積分した量が系内の粒子の総数を与える量であり、一般に大粒子の方が数が少ないため負符号をつけて表す。

粒子の数スペクトルを用いると任意の物理量のスペクトルを

$$q(v, t) = \alpha v^\gamma n(v, t) \quad (2)$$

と表すことができる。ここで、 α, γ は定数であり、 t は時間である。たとえば $\alpha = \pi^{1/3} 6^{2/3}, \gamma = 2/3$ とすると粒子の表面積のスペクトルが得られ、その積分値は系内の様々なサイズの粒子の全表面積を与える。

Smoluchowskiの凝集方程式はサイズスペクトルを有限のビンに分割することで数値的に解くことができる(Gelbard et al., 1980)。ただし、計算に用いる物理量のスペクトルが、

$$q(v, t) = \bar{q}_i(t) \frac{f(v)}{dv} \quad (3)$$

を満たす必要があり、ビンを

$$v_{l+1} = 2v_l \quad (4)$$

の条件で分割する必要がある。

前者の条件は分割に用いるサイズの尺度 v が衝突併合によって時間変化しない保存量であることを要求しており、本研究では体積($\alpha = 1, \gamma = 1$)を尺度として用いた。後者の条件はサイズ l のビンの粒子が衝突併合により $l+1$ のビンを越えないことを要求しており、計算を簡略化するために必要である。式(4)の条件から、計算する粒子のサイズの上限と下限を定めると必要なビンの分割数は一意に決まってしまう、自由に変化させることはできない。ここではコロイド粒子(おおそ直径 $1 \mu\text{m}$ 未満)を扱うため最小粒子の粒径を $0.01 \mu\text{m}$ 、最大粒子の粒径を 0.4cm とし、ビンの分割数を47とした。

Smoluchowski方程式を解く0次元ボックスモデルを構築して動作テストした後、そのモデルを海洋モデル(ROMS; Shchepetkin and McWilliams, 2005)に結合した。海洋モデルは鉛直20層、最大水深1500mの鉛直次元に設定した。凝集方程式の数値計算にはstiffな連立常微分方程式を解く必要があり、凝集カーネルの計算には多重積分の計算が必要になる。本研究ではフリーで配布されているFORTRANライブラリNetlibのddasslとdqk15のソルバーを用いた。鉛直方向の粒子の移動がサイズスペクトルに影響を与える可能性が考えられたため、ビン数 $47 \times$ 鉛直層数20の940本の常微分方程式を連立して解くモデルとした。

ここで示す結果では、凝集により形成される粒子は球体(フラクタル次元=3)とし、粒子の沈降速度はストークスの法則に従うと仮定した。最小サイズの粒子の海水に対する密

度差は溶解有機物を想定し $10^{-3} \text{ g cm}^{-3}$ とした。この設定では粒径 $1 \mu\text{m}$ (小さい方から数えて 20 番目のサイズの粒子) の粒子で沈降速度は 0.02 m yr^{-1} であり、最大サイズの粒径 0.4 mm の粒子では 3500 m yr^{-1} になる。

粒子の初期値は、単位体積の水に含まれる各サイズの粒子の体積が $1 \times 10^{-20} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ になるように仮定した。 $x \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ というのは 1 cm^3 の水に粒子の体積が $x \text{ cm}^3$ だけあるという意味である。大きい粒子も小さい粒子も粒子の体積濃度を一樣にするということは、粒子の数はサイズが大きい粒子の方が少ないということを示す。

粒子は 1 日おきにサイズ l の粒子がサイズ $l+1$ の粒子に移行して数が 2 倍になると仮定し、植物プランクトンが生長・増殖することでより大きな粒子が生まれるような系を想定した。生長・増殖は表層の 5 層目 (約 80 m) でのみで起こると仮定した。粒子はブラウン運動、乱流シア、沈降速度の違いにより衝突が起こると 5 割の確率で併合しサイズが大きくなると仮定した。また、最大サイズに達した粒子はそれより大きくはならないと仮定した。凝集過程は全層に対して計算した。

凝集・生長・増殖過程に加え、分裂と分解の過程を組み込んだ。分裂は生長とは逆にサイズ l の粒子がサイズ $l-1$ の粒子に分裂する過程で、乱流シアなどにより粒子が分裂する過程を想定した。実際にはサイズ l の粒子が分裂するとサイズ $l-1$ 以下の粒子にあるスペクトルをもって分裂すると考えられるが、ここでは便宜上 $l-1$ のサイズに分裂するとし、分裂により体積は保存すると仮定した。分解は有機物が細菌に分解される過程を想定し、全てのサイズの粒子が一定の比率で失われると仮定した。イオン態のように完全に溶解している物質を小さい粒子の極限と考えると、分裂と分解は区別されるべきものではないが、有限に仮定した最小の粒子より小さい形態に粒子が移行する過程をここでは分解過程として考える。分裂、分解過程とも全層で起こると仮定した。

海洋モデルと結合しているため、混合層モデルを結合したり生態系モデルと粒子を生成を連動させることも可能だが、ここでは最も基本的な振る舞いを示すため、海洋の状態変数の影響は考慮せず、鉛直一様に 20°C 、動粘度 $0.01 \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}$ 、シア率 0.1 sec^{-1} の状態を仮定した。状態変数と連動させる場合は水温やシ

表 1 実験ケース、分裂、分解は生長・増殖に対する相対値で示している。

ケース名	生長・増殖	分裂	分解
case 0	1	0	0
case 1	1	0.04	0
case 2	1	0.04	0.02
case 3	1	0.02	0

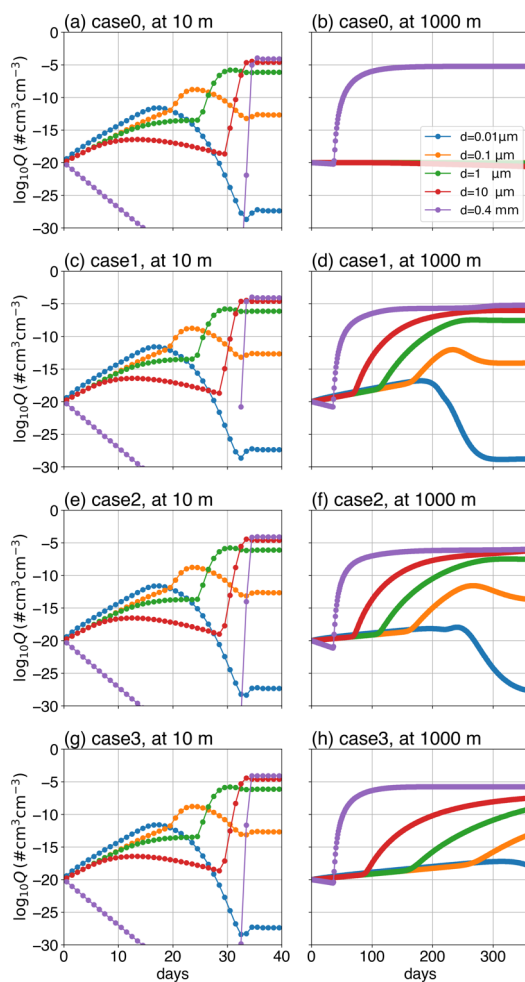


図 1 粒子の体積濃度の時間変化、(左) 水深 10 m 、(右) 水深 1000 m 。色の違いは粒子サイズの違いを表す (凡例は共通)。水深 10 m では 40 日までに定常に達するため、最初の 40 日間のみ結果を示す (左)。

ア率の変化によってブラウン運動や乱流シアによる凝集カーネルの時空間変化を考慮しながら方程式を解く必要がある。計算は初期値から 1 年間行った。

表 1 に示す 4 つのケースの実験を行い、粒子の挙動を調べた。case 0 は単純に生長・増殖と凝集により粒子が大きくなるケースで、case 1 は一定の比率で分裂が起こるケース、case 2 は分裂に加え分解が起こるケース、case 3 は case 1 と比べ分裂を弱くしたケースである。

4. 研究成果

(1) 表層の粒子の挙動

表層では、いずれのケースでも最も小さい粒径の粒子が増加していき、その増加に伴う凝集・生長・増殖により、より大粒径の粒子が増加していった (図 1 左)。20 日程度たつと粒径 $0.1 \mu\text{m}$ の粒子の体積濃度が $0.01 \mu\text{m}$ の粒子を上回るようになり、さらに 5 日づつ経過すると粒径 $1 \mu\text{m}$ 、 $10 \mu\text{m}$ 、 0.4 mm のものへと支配的な粒子が移り変わっていく様子が見られた。 0.4 mm の粒子は計算開始直後はそのよう

な大粒子を作れる粒子が十分になく、重力により沈降するために濃度が減少するが、粒子が凝集・生長を繰り返すことにより最終的には体積濃度として支配的になった。

表層の粒子の数のスペクトルからも同様の凝集・生長・増殖過程を確認することができる(図2左)。40日経過後は、粒径の最も大きな粒子が体積濃度としては最大になるが、粒子1つ1つのサイズが大きいため、粒子の数のスペクトルとしては粒径が1 μm 付近で凸状の分布となる。

海洋学では粒径がおおよそ1 μm 以上粒子を「粒子」と呼んでいる。これは粒径1 μm 以下の粒子はほとんど重力で沈降しないためである。この「粒子」の数のスペクトルは現場観測(Jackson et al., 1997)や衛星データ(Kostadinov et al., 2009)などから調べられており、粒径に対してべき関数になることが知られている。そのため「粒子」の数のスペクトルは図2と同様の作図をしたときに直線となり、その傾きは衛星データから -4.22 ± 0.59 に

なるという結果が得られている(Kostadinov et al., 2009)。この傾きのばらつきは様々な海域の環境の違いを反映しており、生産が活発な亜寒帯域では大粒径の粒子が増えるため、傾きが低い値をとることが知られている。この計算で得られた結果は、生産が活発な状態を想定しており、1 μm 以上の粒子に対して傾きが-3.6程度であったため、衛星データと整合的な「粒子」の数のサイズスペクトルが得られていることがわかった。

一方、1 μm 以下のコロイド粒子に関しては観測データが非常に限られており、粒子の数のスペクトルがこの計算結果に見られるように減少しているのかどうかはわかっていない。Koike et al. (1991)は北太平洋西部亜寒帯域の0.38-1.0 μm の粒径の粒子の濃度が 10^{12} - 10^{13} # m^{-3} であることを示した。この計算結果から対応する粒径における粒子の濃度を計算したところ、 2.66 - 2.78×10^{12} # m^{-3} であったことからオーダーとして整合的な値が得られていた。

これらの結果から、表層の粒子は凝集・生成・増殖過程が支配的であり、それにより粒径1 μm 以上の範囲で粒子の数のスペクトルが粒径に対するべき関数になっていることが示唆された。粒子の数のスペクトルは粒径が1 μm より小さくなると減少していくことが示唆され、粒径1 μm 以上の粒子の増加に伴って減少していくことから、コロイド粒子はより粒径の大きな粒子の発生に伴って存在しづらくなることが考えられた。

(2) 深層の粒子の挙動

深層ではcase 0とその他のケースで応答が異なっていた。case 0では粗大化した粒子が小さくなるメカニズムがないため表層で凝集・生長・増殖により作られた粒子が重力により沈降してくるという単純な結果となった(図1右)。粒径0.4mmの粒子が1000m深で定常になるまでにおよそ100日を要している。沈降速度が 3500 m yr^{-1} であることを考えれば、100日程度で1000mに達するという結果は納得できる。粒子の数のスペクトルを見ると(図2右)、粒径0.4mmの粒子は上層からの沈降してくるため単純に増加し続けるが、それよりやや小さな粒子は一旦増加した後、減少している。これは粒径0.4mmの粒子がたくさん降ってくるようになると沈降速度の違いのために粒径が近い粒子と頻りに衝突するようになり大粒子化するためだと考えられる。粒径が非常に小さい粒子は衝突頻度がそれほど大きくなく自重では沈降しないために初期値からほとんど変わっていない。現実の海では深層においてもコロイド粒子が存在することから、もしcase 0で仮定したように海洋の深層で分裂、分解過程の粒子のサイズスペクトルへの寄与がほとんどないとすると、ここでは考慮していない表層からの移流と、より小さなナノスケールの微粒子の凝集がコロイドの供給源となっている可能性が考えられる。

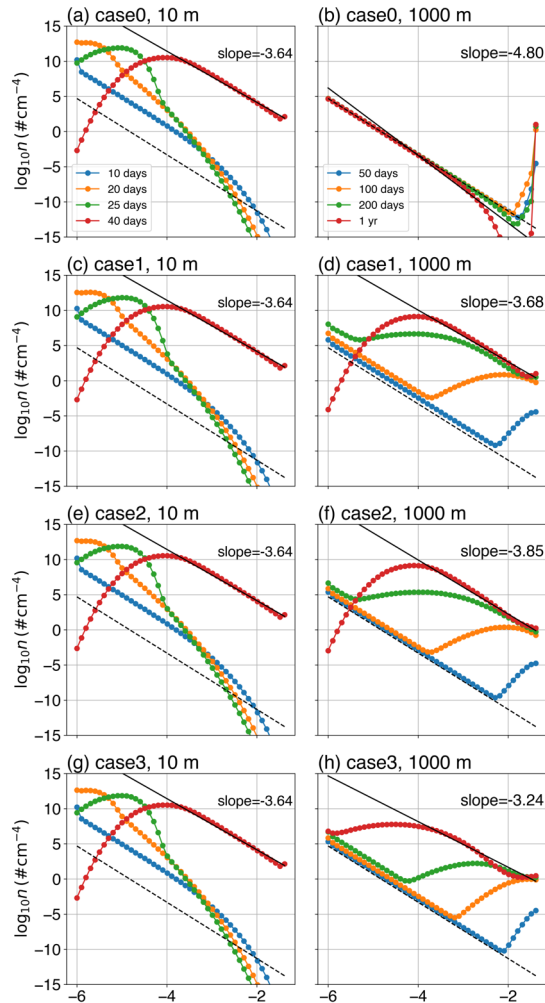


図2 各時刻(色)の粒子の数の粒径(横軸 cm の \log_{10} 値, -4 で $1\mu\text{m}$)に対するスペクトル(縦軸), (左)水深10m, (右)水深1000m(凡例は左右の図それぞれで共通)。黒点線は初期値で傾きは-4である。黒実線は1年間経過後の粒子(粒径 > $1\mu\text{m}$)においてフィッティングした傾き。

分裂や分解を考慮したケース (case 1-3) では 1000 m 深においても粒径の小さい粒子が増加する (図 1 左, 図 2 左). case 0 で示した様に粒径の小さい粒子は沈降速度が遅いため 1 年では 1000 m 深に達しない. そのため, case 1-3 で 1000 m 深に現れる粒径の小さい粒子は, 大粒子が重力で沈降した後に分裂することにより生成されたと考えられる.

分裂過程を考慮すると (case 1-3), 深層の粒子の数のスペクトルは時間発展は表層と異なるものの, 最終的には表層と類似した上に凸の分布になることがわかる (図 2 右).

各サイズで同一の体積が失われるという分解を考慮したケース (case 2) では, 全体の粒子の量が減ったことに加え, 1 μm より小さいコロイドサイズの粒子の数のスペクトルが分解を考慮しない場合と比べ増加していた (図 2 右). これは 1 μm 程度のコロイド粒子と衝突頻度の高い粒子が分解により減少したためだと考えられる.

分裂率を下げた case 3 では, 小さい粒子の数のスペクトルが高く他のケースと比べスペクトルの分布がフラットだった (図 2 右). これは 1 μm 程度の粒子が十分に増加していないためにより小さい粒子が除去されていないためであり, より長い時間計算すれば case 1 と類似の分布になることと考えられた.

深層の粒子の沈降フラックスはセジメントトラップにより数多く測られており, 沈降フラックスは深度のべき関数として減衰することが知られている (Martin et al., 1987). 本研究で得られた結果から粒子の体積フラックスを計算したところ (図 3), いずれも深度のべき関数として近似できる分布となった. 観測データから知られている, べき関数の指数はおおよそ-0.9 程度であり, 分裂, 分解を考慮したケースは減衰が大きくなる傾向が見られた.

深層のコロイド粒子の濃度を決める要因としては,

1. 大粒子からの分裂
2. 表層からの移流
3. ナノスケールの微粒子の凝集

が考えられたが, 本研究の結果からどれが妥当であるか示すことはできなかった. 深層のコロイド粒子は観測データがほとんどないことから, 観測の知見を積み重ねて循環像を明らかにしていく必要がある.

(3) 鉄の除去過程に対する示唆

本研究では表層ではプランクトンやバクテリアの活動が活発であることからコロイド粒子が深層よりたくさん存在し, 溶存鉄の除去率が表層で高いのではないかと, という仮説の下にコロイダルポンピングを海洋鉄循環モデルに組み込むことを検討してきた.

本研究で仮定したケースにおいて, 鉄のスキベンディングに寄与する粒子の表面積の鉛直分布をコロイド粒子を考慮した場合としな

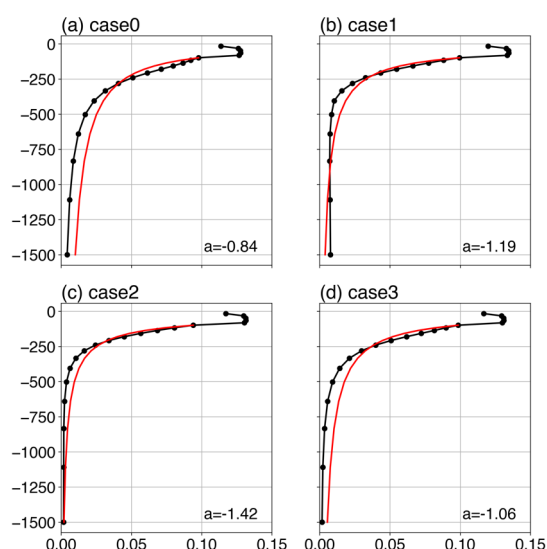


図 3 スペクトル空間で積分した粒子の体積濃度 ($\# \text{cm}^3 \text{cm}^{-2} \text{day}^{-1}$) の鉛直分布. 赤線は Martin et al. (1987) のセジメントトラップから得られた式にフィッティングさせた値. 図中の a はその指数を表す.

い場合と比較したところ, コロイド粒子を考慮すると数%程度, 粒子の表面積の増加が見られた. この違いを 3 次元鉄循環モデルの粒子の濃度に加えて計算を行ったところ, モデルの結果は僅かに改善したが, 研究開始時点に期待した程の改善は見られなかった.

本研究では表層でのみコロイド粒子を生成し, 深層ではコロイド粒子を全く供給しないと仮定し, 表層でコロイド粒子が多くなるような状況を想定して計算を行った. しかし, 表層と深層で粒子の表面積に数%程度しかコロイド粒子の影響は見られなかった. これはコロイド粒子がある程度多くなり凝集・生長・増殖により粒径 1 μm 程度の粒子が増加すると, それらの粒子とコロイド粒子が凝集し, 定常状態では 1 μm 程度の粒子の数が支配的になってしまうためであるとわかった.

本研究では, 3 次元モデルへの適用に主眼を置いて, 定常状態のコロイド粒子の鉛直分布に注目してきたが, コロイド粒子が発生し始めてから 1 μm 程度の粒子が生成するまでの効率良く鉄を除去するであろう時間に注目して, 今後はコロイド粒子の影響を検討していく.

引用文献

- ① Burd, A. B., S. B. Moran, and G. A. Jackson (2000), A coupled adsorption-aggregation model of the $\text{POC}/^{234}\text{Th}$ ratio of marine particles, *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, **47**(1), 103-120.
- ② Gelbard, F., Y. Tambour, and J. H. Seinfeld (1980), Sectional representations for simulating aerosol dynamics, *Journal of Colloid and Interface Science*, **76**(2), 541-556.

- ③ Honeyman, B. D., and P. H. Santschi (1989), A Brownian-pumping model for oceanic trace metal scavenging: evidence from Th isotopes, *Journal of Marine Research*, **47**(4), 951-992.
- ④ Jackson, G. A., R. Maffione, D. K. Costello, A. L. Alldredge, B. E. Logan, and H. G. Dam (1997), Particle size spectra between 1 um and 1 cm at Monterey Bay determined using multiple instruments, *Deep Sea Research Part I*, **44**(11), 1739-1767.
- ⑤ Koike, I., S. Hara, K. Terauchi, and K. Kogure (1991), Role of sub-micrometre particles in the ocean, *Nature*, **345**, 242-244.
- ⑥ Kostadinov, T. S., D. A. Siegel, and S. Maritorena (2009), Retrieval of the particle size distribution from satellite ocean color observations, *Journal of Geophysical Research*, **114**, doi:10.1029/2009JC005303.
- ⑦ Martin, J. H., G. A. Knauer, D. M. Karl, and W. W. Broenkow (1987), VERTEX: carbon cycling in the northeast Pacific, *Deep Sea Research Part A, Oceanographic Research Papers*, **34**(2), 267-285.
- ⑧ Shchepetkin, A. F., and J. C. McWilliams (2005), The regional oceanic modeling system (ROMS): A split-explicit, free-surface, topography-following-coordinate oceanic model, *Ocean Modelling*, **9**(4), 347-404.

5. 主な発表論文等

(研究代表者、研究分担者及び連携研究者には下線)

[雑誌論文] (計 2 件)

- ① 三角 和弘, 津旨 大輔 (2017), 鉄を含めた物質循環モデルの現状と課題, 海の研究, **26**(3), 91-107.
- ② Tagliabue, A., O. Aumont, R. Death, J. P. Dunne, S. Dutkiewicz, E. D. Galbraith, K. Misumi, J. K. Moore, A. Ridgwell, E. Sherman, C. Stock, M. Vichi, C. Völker, and A. Yool (2016), How well do global ocean biogeochemistry models simulate dissolved iron distributions?, *Global Biogeochemical Cycles*, doi:10.1002/2015GB005289.

[学会発表] (計 11 件)

- ① 三角 和弘, A. Burd, M. Long, J. K. Moore, K. Lindsay, 津旨 大輔, 坪野 考樹, コロイドの凝集・沈降過程のモデリング, 2016 年度日本海洋学会秋季大会, 2016 年 9 月 13 日, 鹿児島大学.
- ② Misumi, K., A. Burd, M. Long, J. K. Moore, K. Lindsay, D. Tsumune, T. Tsubono, Colloidal pumping as a removal process of

dissolved iron: a model study, Biogeochemical Cycling of Trace Elements within the Ocean, Aug. 3rd 2016, Columbia University.

- ③ Misumi, K., A. Burd, M. Long, J. K. Moore, K. Lindsay, D. Tsumune, T. Tsubono, Colloidal pumping as a removal process of dissolved iron: a model study, Japan Geosciences Union Meeting 2016, May 23rd 2016, Makuhari, Chiba.
- ④ 三角 和弘, 津旨 大輔, 鉄を含めた物質循環モデルの現状と課題, 科研費新学術領域「海洋混合学の創設」第 2 回全体会議, 2016 年 3 月 11 日, 東京大学大気海洋研究所.
- ⑤ 三角 和弘, 津旨 大輔, 坪野 考樹, コロイド粒子の凝集による鉄の除去過程のモデリング, 2015 年度海洋生態系モデリングシンポジウム, 2015 年 11 月 19 日, 東京大学大気海洋研究所.
- ⑥ 三角 和弘, 津旨 大輔, 坪野 考樹, コロイド粒子の凝集による鉄の除去過程のモデリング, 2015 年度日本海洋学会秋季大会, 2015 年 9 月 27 日, 愛媛大学.
- ⑦ 三角 和弘, 坪野 考樹, 津旨 大輔, 吉田 義勝, 高解像度北太平洋鉄循環モデルの開発 II, 2015 年度日本海洋学会春季大会, 2015 年 3 月 23 日, 東京海洋大学.
- ⑧ 三角 和弘, 坪野 考樹, 津旨 大輔, 吉田 義勝, 高解像度北太平洋生物地球化学モデルの開発, 海洋生態系モデリングの最前線 成果, 連携, 次世代への展開, 2015 年 3 月 4 日, 東京大学大気海洋研究所.
- ⑨ Misumi, K., T. Tsubono, D. Tsumune, Y. Yoshida, Coupling ROMS and BEC: Application to the North Pacific, CESM Ocean Modeling Working Group Meeting, Jan. 16th 2015, National Center for Atmospheric Research.
- ⑩ 三角 和弘, 坪野 考樹, 津旨 大輔, 吉田 義勝, 高解像度北太平洋循環モデルの開発, 2014 年度日本海洋学会秋季大会, 2014 年 9 月 14 日, 長崎大学.
- ⑪ Misumi, K., T. Tsubono, Tsumune, D. Yoshida, Y., Development of a high resolution marine ecosystem model of the North Pacific, 19th Annual CESM Workshop, Jun. 16 2014, The Village at Breckenridge.

6. 研究組織

(1) 研究代表者

三角 和弘 (MISUMI, Kazuhiro)

一般財団法人 電力中央研究所・環境科学研究所・主任研究員

研究者番号: 10462889