

# 1 海洋学の 10 年展望 2021: 大気海洋境界

2 岩本洋子<sup>1\*\*</sup>, 相木秀則<sup>2</sup>, 磯口治<sup>3</sup>, 大林由美子<sup>4</sup>, 近藤文義<sup>5</sup>, 近藤能子<sup>6</sup>, 西岡純<sup>7</sup>

3

4 <sup>1</sup> 広島大学大学院統合生命科学研究科

5 <sup>2</sup> 名古屋大学 宇宙地球環境研究所

6 <sup>3</sup> (一財) リモート・センシング技術センター

7 <sup>4</sup> 愛媛大学 沿岸環境科学研究センター

8 <sup>5</sup> 海上保安大学校

9 <sup>6</sup> 長崎大学大学院水産・環境科学総合研究科

10 <sup>7</sup> 北海道大学 低温科学研究所 環オホーツク観測研究センター

11 \*\* 連絡著者: 岩本洋子

12 〒739-8521 東広島市鏡山 1-7-1

13 TEL: 082-424-4568 FAX: 082-424-0758 e-mail: y-iwamoto@hiroshima-u.ac.jp

14

## 15 要旨

16 海洋は大気と熱や物質を交換することで、地球の気候に大きな影響を与える。海洋上の大気  
17 境界層における物理・化学過程は、海表面での CO<sub>2</sub> の吸収や雲の生成を介して地球大気の放射  
18 収支へ影響する。これはさらに気温・降水・日射の変化を経て海洋生態系にフィードバックを  
19 もたらす。また、防災的な観点からも台風などの極端現象の観測・予測が必須である。本稿で  
20 は、大気と海洋の境「界面」にとどまらず、有光層から対流圏までの鉛直的に広い領域とその  
21 衛星観測を対象とした。大気からの栄養塩沈着について、窒素、リン、鉄を含むエアロゾルの  
22 沈着は一次生産に寄与するのか？海表面のマイクロレイヤーについて、大気海洋界面として物  
23 質循環に果たす役割とその物性をコントロールする要因は？気体交換について温室効果気体  
24 や海洋生物起源気体の交換量を精緻化するために何が必要か？エアロゾル生成についてどの  
25 ような海洋性エアロゾルが雲形成に寄与し放射収支を変化させ得るのか？波浪に関わるプロ  
26 セスについて物質やエネルギーの交換量を左右する時空間分布を把握するために必要なアプ  
27 ローチは何か？これらの問いに答えを出し人類が自然環境と共生するために必要な研究なら  
28 びに海洋学会と隣接学会との連携について、次の 10 年を展望する。

29

30 キーワード 栄養塩沈着, 海表面マイクロレイヤー, 気体交換, エアロゾル生成, 波浪

31

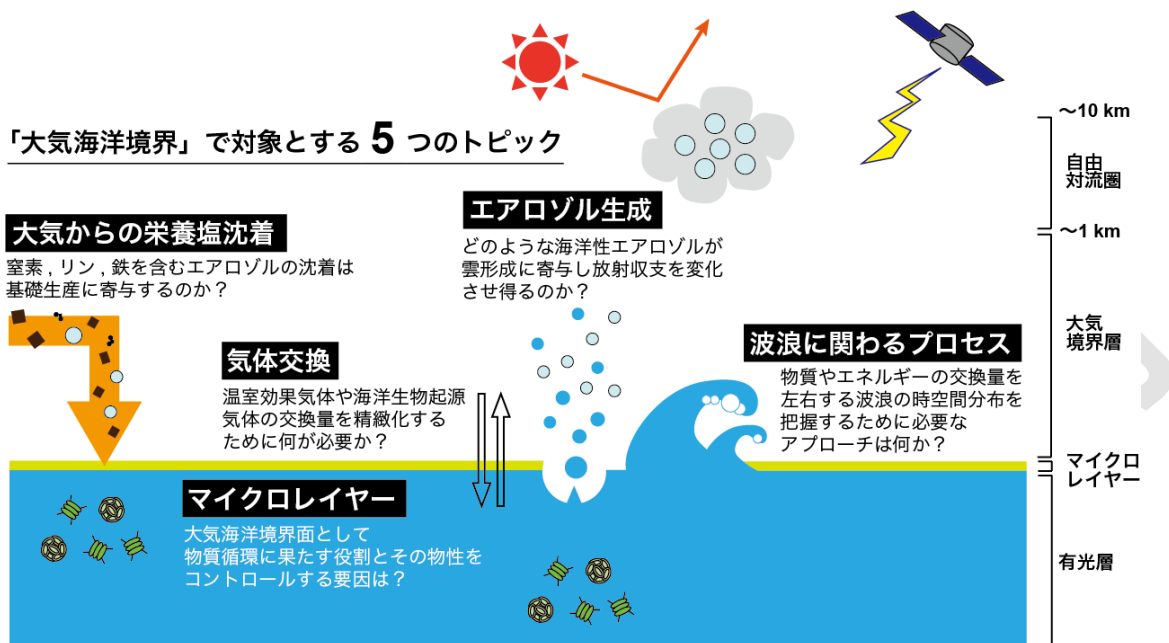
投稿用原稿

## 32 1. はじめに

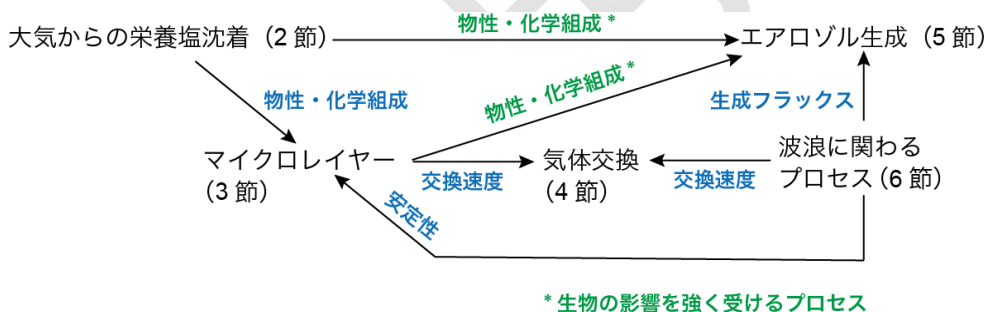
33 本稿では、地理的に区別された海域ではなく、大気と海洋の境界で起こる様々な現象を取り  
34 扱う。「大気海洋境界」というタイトルには、大気と海洋の境「界面」にとどまらず、有光層  
35 から対流圏までの鉛直的に広い領域を対象にしたいという著者らの思いが込められている。  
36 2013年の将来構想（花輪・津田 2013; 浜崎ら, 2013; 神田ら, 2013; 岡ら, 2013）を読み返すと、  
37 大気海洋境界に関わる研究トピックとして、温室効果気体の交換や大気からの窒素化合物の沈  
38 着が取り上げられていたが、節をなすほどのまとまった記述はなかった。一方で、国際的には、  
39 現在の国際協同研究プログラム Future Earth のコアプロジェクトとして、SOLAS (Surface Ocean  
40 - Lower Atmosphere Study) が 2004 年から活動しており、海洋学や大気科学を専門とする日本の  
41 多くの研究者が SOLAS-Japan (<https://solas.jp/>) として関わり知見を蓄積してきた。そこで、本  
42 稿では、著者らが特に重要で今後の発展が望まれると感じた以下に挙げる 5 つのトピックに絞  
43 り、現状と将来構想について執筆した (Fig. 1)。

44 2 節では、大気から海洋への物質輸送として、大気からの栄養塩沈着を取り上げた。大気経  
45 由の栄養塩流入は、特に外洋域の基礎生産を支える上で重要であり、生物ポンプを介して地球  
46 表層の炭素循環に影響を与える可能性がある。3 節では、大気海洋間の物質循環の「場」とし  
47 て古くから注目されながらもその動態について未解明な部分が多い海表面マイクロレイヤー  
48 (Seasurface microlayer, SML) に焦点を当てた。界面である SML は、物理的環境のみならず化  
49 学組成・生物組成が下層の水とは異なる可能性がある。また、大気と海洋が接する場であるた  
50 め、大気からの降下物の海洋への入口として、大気海洋間の気体交換の場として、飛沫によっ  
51 て生成されるエアロゾルにより海洋から大気へと輸送される物質の起源（もと）として、注目  
52 されている。4 節では、大気海洋境界面を介して行われる気体交換について、前回の将来構想  
53 から研究が発展したことや、さらに研究が必要なことをまとめた。5 節では、海洋から大気へ  
54 の物質輸送としてエアロゾル生成を取り上げ、海洋性エアロゾルの雲形成を通じた気候影響に  
55 ついて研究展望をまとめた。大気と海洋の境界面における波浪は、マイクロレイヤーの安定性、  
56 気体交換の効率、そしてエアロゾルの生成率に寄与する。6 節では、海上風速、砕波、うねり  
57 など波浪に関わるプロセスについての観測、実験、理論の研究の進展をまとめた。2~6 節の 5  
58 つのトピックは、各々完全に独立したものではなく、相互に影響し合っている (Fig. 2)。この  
59 5 つのトピックを横断して総合的に理解する上で重要となる研究手法を 7 節にて提案した。8  
60 節では海洋学会と隣接学会の連携についてまとめた。本稿には人工衛星やセンサーの名前など  
61 について多くの英略語が登場する。視認性をよくするために本文中は英略語あるいはその日本

62 語訳を用いて記述するが、読者は必要に応じて巻末の一覧を参照し、原語や日本語訳を確認で  
 63 きるようにした。本稿が読者の新しい研究展開の一助になれば幸いに思う。



64  
 65 **Fig. 1** Five topics covered by this paper on air-sea boundary.



67  
 68 **Fig. 2** Relationship between the five topics.

69 **2. 大気からの栄養塩沈着**

70 外洋の栄養塩律速海域に栄養塩を供給するプロセスとして、大気を経由した栄養塩沈着があ  
 71 る。大気からの沈着過程は、大気中のガスや大気エアロゾルの乾性沈着と、降水による湿性沈  
 72 着に大別される。以下では、窒素、リン、鉄のそれぞれについて、大気から海洋への沈着に関  
 73 する最近の知見と将来構想について記述する。

74  
 75 **2.1. 窒素**

76 西部北太平洋は、経済活動が活発な東アジアの風下に位置するため、人為起源窒素の沈着が  
77 海洋表層の栄養塩濃度に影響を与えられ（e.g., Jickells *et al.*, 2017）。例えば、領域  
78 大気輸送モデルと海洋生態系モデルを用いた数値計算では、西部北太平洋亜熱帯域において、  
79 乾性沈着による無機態窒素の供給により、水柱積算の一次生産に増加があると推算されている  
80 (Taketani *et al.*, 2018)。西部北太平洋やその縁辺海では、大気起源窒素の沈着量が増加すると、  
81 海洋表層の余剰な窒素が増加し、窒素律速海域からリン律速海域に変化する可能性が指摘され  
82 てきた (Kim *et al.*, 2011)。しかし、最近は特に中国の大気汚染対策が強化されたため、日本へ  
83 の越境汚染の影響は低減しつつある (Uno *et al.*, 2020)。また、中国から排出されるガス態の大  
84 気汚染物質に関しては  $\text{SO}_2$  や  $\text{NO}_x$  は減少傾向にあるものの、 $\text{NH}_3$  の排出は高止まりしており、  
85 これらのガスを前駆体として生成されるエアロゾル（硫酸アンモニウムや硝酸アンモニウム）  
86 の存在比や粒径分布に影響を及ぼす (Uno *et al.*, 2020)。したがって、今後の西部北太平洋への  
87 大気起源窒素沈着の変化の傾向は、Kim *et al.* (2011) によって報告された予想とは異なる可能  
88 性があり、注視する必要がある。例えば、東アジアおよび東南アジア域では、東アジア酸性雨  
89 モニタリングネットワーク (The acid deposition monitoring network in East Asia; EANET) により、  
90 大気からの乾性沈着および湿性沈着のデータベースが蓄積されている。このような地上モニタ  
91 リングサイトのデータベースから、外洋域における窒素沈着量を推定することは簡単ではない  
92 が、発生源に近い地点での大気起源窒素の動向を探ることは可能である。また、過去に行われ  
93 た SEAREX (Duce, 1989) や VMAP などの観測プロジェクトを参考に、太平洋の島嶼部に新  
94 たなモニタリングサイトを設置することも有用と考えられる。

95 一方で、経済発展の著しい南アジアでは、大気への人為起源窒素放出量が増加している。特  
96 に、モンスーンによりインド亜大陸からインド洋への風が卓越する季節には、人為起源窒素の  
97 海域への沈着が考えられる。数値モデルによる 2050 年までの予測では、南アジアにおいて特  
98 に  $\text{NH}_3$  態窒素の放出量が将来的に増加する事が予測されている (Jickells *et al.*, 2017)。 $\text{NH}_3$  態  
99 窒素の発生源としては施肥や畜産があり、人口増加に伴う食糧生産の増加がさらなる  $\text{NH}_3$  態窒  
100 素の放出を招くことが指摘されている。これによって、インド洋への大気沈着窒素の量や地理  
101 的パターンが変化し、海洋生態系に影響を与える可能性がある。これは、人類が地質年代的な  
102 レベルで地球環境を改変している人新世 (Anthropocene; Crutzen, 2002) 特有の課題といえる。  
103 大気沈着窒素による一次生産は、新生産にあたるため、炭素の深層への輸送に寄与する。実際  
104 は、窒素固定や鉛直拡散による海洋表層への栄養塩流入も考えられるので、複合的な大気海洋  
105 観測により、大気起源窒素の新生産への寄与率を評価する必要がある。

106 窒素に限った問題ではないが、広範囲に定常的に影響を及ぼす乾性沈着と比べ、降水による  
107 湿性沈着が海洋生態系に与える影響を評価することは困難である。単位時間・単位面積あたり  
108 のフラックスで比較すると、湿性沈着フラックスは乾性沈着フラックスの 10 倍かそれ以上の  
109 値が報告されている (e.g., Jung *et al.*, 2013)。湿性沈着の影響は地理的・時間的な影響が限ら  
110 れる可能性があるものの、降水イベント前後の海水中の栄養塩濃度変化、植物プランクトン応  
111 答変化を現場で観測した例は乏しく、さらなる観測事実の蓄積が必要である。また、海上の降  
112 水履歴の地理的分布、降水量と海面塩分の対応に関する情報は十分でなく、点で得られた観測  
113 結果をスケールアップする上での障壁となっている。現在、GSMaP のような衛星観測プロダク  
114 トでは 0.1 度格子場での降水量分布を 1 時間ごとに提供している (Kubota *et al.*, 2007)。降水量  
115 のリモートセンシング結果と現場観測による海面近傍の塩分測定とを対応させた総合的な理  
116 解が今後の課題である。これは本稿全体における重要な提案の一つであるので後で詳しく説明  
117 する。

118

## 119 2.2. リン

120 大気中の窒素化合物に比べ、大気中のリン化合物の起源や挙動に関する報告例は乏しい。こ  
121 れは、大気圏に存在するリンが、地球表層の他圏に存在するリンと比べて極めて微量であること  
122 や、人間活動が大気中のリン化合物に与える影響が、炭素や窒素化合物ほど大きくないと考え  
123 られてきたことに起因するのかもしれない。大気中の全リンに対する発生源とその寄与率は全  
124 球平均で、鉱物ダスト (82%)、花粉や孢子など生物起源粒子 (12%)、燃焼起源 (5%) と推  
125 算されており、乾燥地帯から離れた場所では相対的に燃焼起源のリンの重要性が高い  
126 (Mahowald *et al.*, 2008, Wang *et al.*, 2015)。したがって、人間活動による土地利用変化や燃料  
127 燃焼は、大気中のリン化合物の量や組成を変化させる可能性がある。

128 大気エアロゾル中の全リンとリン酸態リン ( $\text{PO}_4$ ) の濃度の観測値を全球モデルによる計算  
129 値と比較した研究では、特に生物利用可能とされるリン酸態リンにおいて、観測値の再現性が  
130 乏しいことが示されている (Mahowald *et al.*, 2008)。これは、リン酸態リンの発生源の情報が  
131 十分でないことが原因のひとつと考えられる。また、上記の研究で用いられたリン酸態リンの  
132 観測値のほとんどが大西洋に限られており、インド洋、南大洋は観測の空白域となっている。

133 夏期の北太平洋上の海洋大気中のリンの挙動をまとめた報告 (Furutani *et al.*, 2010) では、ア  
134 ジア大陸に近い西部北太平洋では、太平洋中央部に比べて優位に高い濃度のリンが観測された。  
135 また、同時に計測された金属元素をトレーサーとした解析から、人為起源のリンの寄与は西部

136 北太平洋では4割、太平洋中央部では2割、鉍物ダスト起源のリンの寄与は双方の海域で1割  
137 以下と見積もられており、外洋域では人為起源のリンの寄与が相対的に高いことが報告されて  
138 いる。しかしながら、西部北太平洋では5割、太平洋中央部では7割以上のリンの起源が不明  
139 とされている。太平洋の外洋域において、リンを含めたエアロゾルの化学組成のマッピングデ  
140 ータは未だ不足しているため、今後は降水も含めて、様々な季節・海域での観測データを蓄積  
141 すること、発生源に近い陸域におけるモニタリング体制を構築することが、大気からのリン沈  
142 着の基礎生産に与える影響を評価する上で必須である。

143

### 144 2.3. 鉄

145 過去30年間の海洋学における最も重要なブレークスルーの一つは、鉄が微量栄養素として生  
146 物生産を制御するという発見であり、海洋学における鉄の重要性の理解は定着した。自然界に  
147 おける鉄の供給過程や生物地球化学的循環に関する研究もこの20年で大きく進展したが、生  
148 物生産を制御する鉄の供給過程については未だ課題も多く、定量的な理解を目指した議論が必  
149 要な状況である。中でも大気からの鉄の供給過程の定量的な把握は、古くから取り組まれている  
150 研究であるが、今でも重要な課題が残っている。

151 海洋内の鉄の正確な濃度測定が可能となる以前から、大気からの鉄の供給過程の研究は先行  
152 して進められてきた。1970年代後半には、大気エアロゾルの海洋への影響を把握するために、  
153 国際大型研究プロジェクトが実施されている(e.g., SEAREX プロジェクト; Duce, 1989)。1980  
154 年代から2000年代中頃に至るまでは、西部北太平洋の生物生産を生み出す鉄は黄砂など鉍物  
155 ダスト由来のものが重要と考えられてきており(Uematsu *et al.*, 1983)、現在も引き続いて研究  
156 が進められている。これまでに北太平洋の研究で、洋上で鉍物ダスト由来の鉄が海洋表面の濃  
157 度を高めたことを観測した例(e.g., Iwamoto *et al.*, 2011)や、鉍物ダストが西部亜寒帯域にどれ  
158 だけ鉄を沈着させるのかを、観測とモデルを使って見積もった例(e.g., Uematsu *et al.*, 2003)が  
159 報告されている。さらに、アジア起源の鉍物ダストや火山起源の鉄がアラスカ湾に沈着し、生  
160 物生産を高めたことなどが報告されてきた(e.g., Bishop *et al.*, 2002; Hamme *et al.*, 2010)。大気  
161 起源の鉄供給については、数値モデルによる研究展開も早くから進められ、グローバルスケ  
162 ルで多くのモデルが開発されている(e.g., Mahowald *et al.*, 2005)。数値モデルでは、大気エア  
163 ロゾルを黄砂などの鉍物起源と人為起源エアロゾルに分けて取り扱い、その溶解性の違いから  
164 (人為起源エアロゾル鉄の溶解度は鉍物起源鉄に比べて大きい)、海洋表層の海洋生物生産へ  
165 のインパクトが定量的に評価されている(Krishnamurthy *et al.*, 2009; Hamilton *et al.*, 2020; Ito *et*

166 *al.*, 2020)。近年では人為燃焼起源あるいは森林火災など自然燃焼起源鉄について研究が進み、  
167 観測では鉄同位体の観測結果より洋上大気や海洋表層に人為燃焼起源鉄が供給されているこ  
168 とが確認され (Kurisu *et al.*, 2016; Pinedo-González *et al.*, 2020) , 燃焼起源鉄を組み込んだモデル  
169 も開発されている (Ito *et al.*, 2019) 。しかし、大気からのインプットについては、モデルで計  
170 算された値に対して、観測から得られる検証データが不足しており、モデルを観測から検証し  
171 た例は稀である (Mahowald *et al.*, 2018; Ito *et al.*, 2021) 。さらに、大気由来鉄沈着モデルと海洋  
172 内部の鉄循環を数値モデルに組み込んで、海洋中の鉄濃度分布や循環を再現する点では、鉄イ  
173 ンプット量や滞留時間がモデル間で全く異なるなど、未だ検討課題が多く残っている  
174 (Taguliabue *et al.*, 2016) 。

175 一方で、近年になって飛躍的に進展した衛星観測や精力的な船舶観測によって、実際に西部  
176 北太平洋で起こっている生物生産活動の規模・大きさ・季節性 (フェノロジー) などが明らか  
177 になってきた。これらの生物生産活動の起こる海域やフェノロジーを踏まえて、大気ダストと  
178 生物生産イベントのマッチングを精査した結果、過去に報告された生物生産の大部分は大気由  
179 来の鉄供給過程では説明できないとも指摘されている (Boyd *et al.*, 2010) 。また、2000 年代以  
180 降、世界の約 35 カ国からの研究者が参画して、海洋における微量元素・同位体の分布および  
181 その循環機構を調べる国際共同プロジェクト GEOTRACES (<https://www.geotraces.org/>) が展開  
182 されたことで、海水中の鉄の分析技術の進展と相互比較研究が飛躍的に進み、海盆スケールで  
183 海水中の鉄の分布が明らかになりつつある (Anderson, 2020) 。これら海洋内部の鉄の分布や循  
184 環に関する知見の蓄積により、外洋の海盆スケールでは生物生産を制御する海洋循環による鉄  
185 や栄養塩供給のプロセスが半定量的に把握されるようになってきた (Schlitzer *et al.*, 2018;  
186 Misumi *et al.*, 2021) 。しかし、海洋観測で得られる鉄分布のデータについては未だスナップシ  
187 ョット的な観測が大部分であることに加え、供給された鉄の海水中で溶解度を制御すると考  
188 えられている有機配位子については、大気からの供給量と海洋内部での挙動双方において未解  
189 明な点が多いことから、海洋循環を経由した鉄供給の定量的な見積もりにも課題は多い。

190 このような状況を鑑み、今後は、大気由来鉄の供給と海洋循環による鉄の供給の両方の知識  
191 を取り入れ、衛星観測や船舶観測で把握されている海洋における様々な時空間スケールの生物  
192 生産活動 (例えば、HNLC 海域における季節変動を伴う生産、鉄物ダスト供給などのイベント  
193 により誘引された突発的な生産、亜熱帯域の窒素固定生物応答、など) を、首尾一貫して説明  
194 できるよう、大気—海洋鉄供給システムの統合的理解を目指す必要がある。そのためには、大  
195 気由来の鉄供給システムを構築するモデル研究者は、海洋観測研究側の結果から見えてきた最



196 新の知識を組み込む必要があり，逆に海洋内部の鉄循環モデルを構築するモデル研究者は，最  
197 新の大気エアロゾル研究から示されるようになった知識を組み込む必要があるだろう。また，  
198 前述の SOLAS や GEOTRACES などで行われている国際プロジェクトで得られた知見を統合  
199 するための議論が重要な鍵となってくる。その中でモデルと観測を融合した大気からの鉄供給  
200 の定量的な見積もりは依然として重要な課題である。大気経由鉄のモデルの高度化のためには，  
201 天然鉱物由来の鉄，人為起源エアロゾル鉄，燃焼起源鉄のそれぞれを対象として，輸送規模，  
202 頻度，沈着量，沈着エリア，表層水中の滞留時間，溶解度および溶解速度などを把握する必要  
203 がある。また，供給された鉄の生物生産への寄与を理解するためには，海洋表層に存在する植  
204 物プランクトン群集にとって利用（細胞内への取り込みが）可能な鉄の化学形態の把握も必要  
205 になる。これらの理解を実現するためには，鉄や人為起源トレーサーとなり得る亜鉛などを含  
206 めた微量金属元素の濃度や同位体観測（e.g., Kurisu *et al.*, 2016; Conway and John 2014; Liao *et al.*,  
207 2020), 湿性沈着と乾性沈着の新たな評価方法の開発（e.g., Kadko *et al.*, 2020), 鉄の化学形態を  
208 考慮した観測から検証した鉄循環モデルの精緻化等を根気よく進めていく必要がある。

209

### 210 3. 海表面マイクロレイヤー

211 海洋の最表層には，界面活性の有機物などが濃集したマイクロレイヤー（Seasurface  
212 microlayer; SML）が形成される。SML の厚みは，その調査方法にも依存するが，概ね 1 mm 以  
213 下と考えられている。自然環境下での SML の厚みは風速に依存し，風速が大きいと薄くなる。  
214 風波によって SML が物理的に壊されることがあるが，壊れても分オーダーで再び形成される  
215 とみられている（Cunliffe *et al.*, 2013）。海面付近の風速が弱い状態が続くと安定した SML が  
216 発達し，見た目にもものっぺりとした状態の水面（slick）が形成されることがある。slick が形成  
217 されている状態では，slick がいない場合に比べて SML の特異性（下層の水との違い）が増すこ  
218 と，大気海洋間の気体交換が抑制されることなどが報告されている。例えば大気海洋間の CO<sub>2</sub>  
219 フラックスは slick のない状態に比べて最大 15% 減少すると見積もられている（Wurl *et al.*, 2016）。  
220 この節では，下層の水と比べた SML の特異性，海洋から大気への物質の出口としての SML，  
221 大気から海洋への物質の入口としての SML という視点（Fig. 2）から，最近の知見とさらなる  
222 理解のための展望について論じる。気体交換については 4 節で述べる。

223

#### 224 3.1. SML の特異性：有機物と微生物を中心に

225 SML には、粒子態・溶存態の有機物、微生物、栄養塩、微量金属元素などが下層の水に比  
226 べて濃縮している場合が多い (Wurl *et al.*, 2017)。SML への物質や生物の濃縮 (濃集) 度合い  
227 については、実際に SML の水とその下層の水を採取して各物質の濃度を測定し、その比をと  
228 ることで、下層の水に対する SML への濃縮係数 (Enrichment factor) として表現される。SML  
229 サンプルの採取には、メンブレン、メッシュスクリーン、ガラスプレート、回転ドラムなどが  
230 用いられている (Cunliffe and Wurl, 2014)。サンプリング方法によって採取される水の厚さや  
231 採取されやすい・されにくい物質が異なり、また比較対象とする下層の水の採取方法や採取深  
232 度 (多くの研究で 0.1~1 m 程度) も研究者により一様ではないため、異なる研究で見積もられ  
233 た濃縮係数の比較には注意が必要であるが、SML への物質の濃縮という点では、ある程度共通  
234 理解が得られている。例えば、有機物の SML への濃縮・濃集は溶存態有機物でも粒子態有機  
235 物でも見られるが、溶存態よりも粒子態 (ゲル状を含む) でより顕著であることが認識されて  
236 いる (Stolle *et al.*, 2010)。SML に集積する物質の量や質は下層に届く光の強さや波長特性にも  
237 影響する (Stramski *et al.*, 2019)。藻類や細菌などの産生する多糖類を中心とした細胞外ポリマ  
238 ー粒子 (Transparent exopolymer particles; TEP) は、その粘着性などから界面に濃縮しやすい代  
239 表的な界面活性物質と考えられている。TEP およびいわゆる粒子態有機炭素 (POC) の SML  
240 への濃縮は多くの研究で報告されている (e.g., Cunliffe *et al.*, 2009; Robinson *et al.*, 2019a)。slick  
241 のある状態での SML では特に濃縮係数が大きく、TEP、POC とともに下層の水の数倍から数十  
242 倍になる場合もある (Wurl *et al.*, 2016)。お風呂の水面に垢が浮くようなイメージだろうか。  
243 溶存態有機物では、SML への濃縮係数は有機炭素 (DOC) よりも全窒素 (TN) のほうが大き  
244 い傾向があり、特に含窒有機分子 (アミノ酸やアミン類) は SML への濃縮が大きく、一方、  
245 炭水化物のなかには SML と下層の水とであまり濃度が変わらないものもあることが報告されて  
246 いる (e.g., van Pinxteren *et al.*, 2012)。溶存態の含窒有機分子は水中の従属栄養細菌にとって恰  
247 好の栄養源である。

248 SML 試料は大量に採取することができないため、有機物の分子レベルの分析においては分  
249 析可能な化合物に限られるという難しさがある。分析に際し脱塩の必要のない脂溶性有機物に  
250 ついて、近年、SML と下層の海水での網羅的な分析により、SML に濃縮される化合物種の特  
251 定が試みられている (Zabalegui *et al.*, 2020)。SML に濃縮されている分子種の把握は、海洋か  
252 らのエアロゾル生成や大気海洋ガス交換の実態を知るためのカギとなる分子種の同定や、それ  
253 を用いた実験・観測の発展に繋げられる可能性がある。

254 SML 中では従属栄養細菌の現存量も下層の水に比べてやや多いことが報告されている (e.g.,  
255 Stolle *et al.*, 2010)。また、測定事例が従属栄養細菌ほど多くなく、結果にばらつきもあるが、  
256 細菌の捕食者である従属栄養性ナノ鞭毛虫 (HNF) も SML に濃集しているとの報告もある (e.g.,  
257 Sugai *et al.*, 2018)。特にサンゴ礁リーフ上の SML ではいずれの濃縮係数も大きく、生物由来  
258 の新鮮な有機物が SML に濃縮し、それに支えられた活発な微生物食物網が形成されている可  
259 能性が示されている (Nakajima *et al.*, 2013)。一方で、放射性同位体ラベルしたチミジンやロ  
260 イシンの取り込みで測定される細菌生産速度は、SML のほうが下層の水よりも小さいとの報告  
261 もある (Stolle *et al.*, 2009)。これには光ストレスなども関係しているのかもしれない。今後、  
262 微生物の存在量だけでなく、その代謝活性や生物間相互作用等も含めた観測を広範な海洋の  
263 SML で実施し、データを蓄積することが望まれる。

264 SML 内の微生物群集は、基本的には下層の海水の群集組成に基づくものであるが (Zäncker  
265 *et al.*, 2018), 粒子に付着している付着細菌群集で下層との違いが表れやすい (Stolle *et al.*, 2011)。  
266 slick を伴う発達した SML では付着性に関わらず従属栄養細菌の群集構造に下層の水との顕著  
267 な違いがみられることもある (Wurl *et al.*, 2016; Parks *et al.*, 2020)。最近では特定の機能を持つ  
268 微生物や遺伝子の量およびその発現解析も行われるようになり、大気由来の人為起源有機物を  
269 分解する機能を持つ細菌群が SML に濃集していることや (Martinez-Varela *et al.*, 2020), SML  
270 中に下層の水とは異なる独特なアンモニア酸化古細菌群集が存在している可能性 (Wong *et al.*,  
271 2018) などが示されている。また、SML では硫化ジメチル (DMS) の前駆体である DMSP  
272 (Dimethylsulfoniopropionate) を産生する細菌が下層の水よりも多く存在し、DMSP 産生に関わ  
273 る機能遺伝子の量およびその発現が有意に高いとの報告もある (Sun *et al.*, 2020)。DMS およ  
274 び DMSP は後述する雲核形成や CLAW 仮説でも注目されており、大気海洋境界面である SML  
275 において DMSP 産生が盛んであるとの報告は興味深い (Charlson *et al.*, 1987)。他にも、SML  
276 中の有機物の光酸化による一酸化炭素 (CO) 生成速度と SML 中の細菌による CO 酸化 (消費)  
277 速度、それらの温暖化影響を見積もった研究例もあり (Sugai *et al.*, 2020), SML の機能と気候  
278 変動との関わりに興味もたれる。今後、SML 研究においても分子生物学的手法を広く適用し、  
279 大気海洋間のガス交換や物質循環に関わる重要な機能に関する遺伝子やそれを保有する微生物  
280 をターゲットとした研究を進展させることで、SML 中の生物機能による物質動態メカニズム  
281 の解明や大気海洋間での物質フラックスの定量化に寄与していくこと、さらには、これらを含  
282 めた大気海洋間物質循環モデルの構築・気候への影響のモデル化などへと繋げていくことを期  
283 待する。

284

### 285 3.2. バブリングの効果と海洋から大気への出口としての SML

286 海水中の有機物などが SML へ濃集・濃縮するメカニズムについて完全には明らかになって  
287 いないが、水中で生じた泡は、生物粒子や有機物を泡の壁面に付着させながら浮上し、水面で  
288 はじけることで SML に TEP や POC を濃集させる効果をもつことが、メソコズム(模擬生態系)  
289 でのバブリング実験とモデルの両方から示されている (Walls and Bird, 2017; Robinson *et al.*,  
290 2019b)。また、バブリングは溶存有機物を凝集により粒子態化させることもある。特に植物  
291 プランクトンブルーム後期など、死滅期の植物プランクトン細胞に由来する多糖類などの細胞  
292 外高分子有機物が多い時に、その効果が顕著になることが報告されている (Wada *et al.*, 2020)。  
293 こうしてできた TEP のような凝集体粒子も SML に集積すると見込まれる。実際、植物プラン  
294 クトンブルーム時に SML への TEP の濃集が増大することも観測されている (Sugai *et al.*, 2018)。

295 水面で泡がはじけるときの波しぶきによって、SML の一部が壊れて、5 節で述べる Sea spray  
296 aerosol (SSA) の“もと”となる。つまり、海洋表面から大気中へ飛び出す SSA には SML に濃  
297 集していた有機物や微生物が直接含まれることになる。実際に SSA には高分子有機物や微生物  
298 が濃縮されており (Aller *et al.*, 2017)、エアロゾル内部でも微生物による有機物分解活性があ  
299 ることが示されている (Malfatti *et al.*, 2019)。また、炭素安定同位体比や植物色素組成比から  
300 も表層海水や SML と SSA の関係が論じられている (Crocker *et al.*, 2020; Miyazaki *et al.*, 2020)。  
301 海洋から大気へと出る物質やその動態を知るうえでも SML 中の化学・生物的情報が欠かせな  
302 い。

303

### 304 3.3. 大気から海洋への入口としての SML

305 SML は大気から海洋へ供給される物質の入口でもある。2 節で述べたとおり、大気経由の微  
306 量金属元素や栄養塩の供給は海洋生態系における群集組成やその生産力を左右するファクタ  
307 ーともなり得る。SML には大気からの降下物由来と考えられる粒子態のリンや鉄が下層の水よ  
308 りも濃集していることや (Bureekul *et al.*, 2014)、SML 中の粒子態金属元素量が大気エアロゾ  
309 ル沈着イベントに連動して変化することが報告されている (Ebling and Landing, 2017)。このこ  
310 とは、大気エアロゾルから海洋へ沈着した粒子態の栄養物質が、そのまますんなり SML を通  
311 りすぎて下層の水へ移行していくわけではなく、ある程度の時間、SML 中に滞留すること、そ  
312 の間に SML 中で物理化学的・生物化学的変質を受けることを示唆する。また、海洋側から見  
313 ると SML は大気から供給された物質が海洋内部へ入る際の壁でもある。また、大気エアロゾ

314 ルから沈着する粒子態の金属元素の SML 滞留時間は元素によって異なることも報告されてい  
315 る。例えば鉄では数分なのに対して銅では数時間以上と見積もられ (Tovar-Sánchez *et al.*, 2020),  
316 元素による違いが 100 倍以上ある。元素により SML での滞留時間が異なることは、大気エア  
317 ロゾルの粒子としての物理的な挙動だけでなく、各元素の化学的挙動や、SML 内での生物や光  
318 による変質も、大気から沈着する微量元素の海洋生態系への影響の制御要因となっていること  
319 を示唆している。海洋表層の植物プランクトンにとっては、SML は大気から供給される栄養物  
320 質を利用しやすい反面、強い紫外線にさらされて光ストレスによるダメージを受けやすい状況  
321 であるだろう。SML において何が一次生産の制限要因となるかは環境により異なると考えられ  
322 (Mustaffa *et al.*, 2020), 多様な環境での実態把握が必要である。

323

#### 324 3.4. SML のさらなる理解に向けて

325 このように、SML が大気海洋間の物質循環においてさまざまな面で重要な場であることは  
326 疑う余地がない。また、大気海洋の接する場として、大気中の CO<sub>2</sub> 濃度の上昇に伴う海洋酸性  
327 化や、大気経由の人為起源物質の負荷などの影響が最も早く出る場所とも想定される (Galgani  
328 *et al.*, 2014; Martinez-Varela *et al.*, 2020)。SML の実態と SML で起こるプロセスおよび各種フラ  
329 ックスやそれらの変化を多方面から把握するためには物理・化学・生物をあわせた観測・解析  
330 が必須であるが、SML に関する手法的な難しさもあって、まだ充分とは言えない。上述したと  
331 おり、SML サンプルの採取にはこれまでいくつかの異なる方法が用いられている (Cunliffe and  
332 Wurl, 2014)。採取法による違いの検討はこれまでもある程度行われてきたが、現在のところ  
333 SML サンプル採取方法の標準化には至っていない。SML の実態と環境変化に対するその応  
334 答の理解などのためには、様々な環境条件での SML に関するデータを系統立てて蓄積してい  
335 く必要がある。そのためには SML サンプル採取方法が標準化されることが望ましい。扱いや  
336 すく再現性の良い採取法の開発 (あるいは改良) により標準化されることが望まれる。また、  
337 現状の採取法についてもそれぞれの特性を明確にしたうえで、異なる採取法で得られたデータ  
338 でも互換性を持って解析・議論できるようにする必要がある。

339 ドイツの研究グループは、複数のガラスディスクを縦にしてその一部が水面下に入るように  
340 して回転させることでガラスディスクに付いてくる SML 海水を連続的に採取しながら、並行  
341 して水深 1 m の下層の海水もポンプで連続的に汲み上げるシステムを開発している (Sea  
342 Surface Scanner, Ribas-Ribas *et al.*, 2017)。SML と水深 1 m 海水のそれぞれの連続サンプルを汲  
343 み上げた流路に塩分、pH、溶存酸素、FDOM (蛍光性溶存有機物) などの各種センサーを取り

344 付けてモニタリングし、風速や日射などの気象条件と合わせて時間的に高分解能の連続観測デ  
345 ータを取得することに成功している (Mustaffa *et al.*, 2017; 2018)。このような連続サンプルを  
346 用いて、気象条件と SML の動態の解析や FDOM の SML への濃縮機構の解明が試みられてい  
347 るが、系統だったデータや解析はまだ限定的である。地球表面の 7 割が海洋表面であることを  
348 考えれば、SML の実態やその動態に関するデータの蓄積と SML で起こる物理・化学・生物プ  
349 ロセスの把握は、気候変動モデルや物質循環モデルにおいても重要な要素であるはずである。  
350 今後、世界のさまざまな海域、様々な環境条件において気象海象条件と合わせた SML の連続  
351 観測が実施され、SML の実態やその動態に関する継続的なデータの蓄積・解析と SML で起こ  
352 る諸プロセスの定量的評価・モデル化が進むことが望まれる。特に日本近海や太平洋について  
353 は、日本から貢献していきたい。

354 SML の海水を採取して各種分析を行うのみでなく、現場で海表面から深さ数 mm 程度まで  
355 の断面を直接測定できる高分解能のマイクロセンサーでいくつかの項目を頻繁に測定できれ  
356 ば、SML のリアルな構造やその動態の理解がさらに進む可能性がある。河川石床表面のバイオ  
357 フィルムの構造理解に使われるようなマイクロセンサーを SML にも適用し、SML サンプルの  
358 採取と合わせて物理・化学・生物を統合した解析を行うことができれば、SML の実態やその動  
359 態の解明に有効かもしれない。

360 沿岸では、藻類などに由来する有機物が豊富で粘性の高い海水が強い風によって泡立てられ、  
361 この泡が波打ち際の岩場などの海岸や海面に大量に集まることもある。このような泡は「波の  
362 花」と呼ばれ、冬の日本海沿岸などでは風物詩ともなっている。波の花は、海岸付近に打ち付  
363 けられる波の作用などで海表面が攪拌されて空気を含み界面活性物質が泡状になることで  
364 きると考えられ、いわば SML の一つの形と捉えることができる。また、風で吹き飛んだ「波  
365 の花」の泡は破裂して、SSA と同様の海水起源エアロゾルが生成されるだろう。波の花は、大  
366 量に発生すると岸から比較的容易に採取することができる。波の花サンプルを採取し化学・生  
367 物的な分析を行うことも、SML の実態把握や大気海洋間の物質動態の解析に有効なアプローチ  
368 の一つである。

369

#### 370 4. 気体交換

371 大気海洋間の気体交換、特に地球温暖化を考える上で CO<sub>2</sub> の交換は、全海洋における量と分  
372 布、これらの時間変動を精確に評価することで温暖化の現状理解、将来予測をするために重要  
373 である。この交換量の見積りには、大気と海洋表層間の CO<sub>2</sub> の濃度差 (分圧差と溶解度の積)

374 と気体交換速度（輸送速度）の積によって推定することのできる2層薄膜モデルを理論とする  
375 バルク法が用いられている（Liss and Slater, 1974）。CO<sub>2</sub>の濃度差は、大気と海洋間のCO<sub>2</sub>の吸  
376 収・放出の地理的な分布を決め、その変動の主な要因は年変動や季節変動が非常に大きい海洋  
377 表層のCO<sub>2</sub>濃度にある（Takahashi *et al.*, 2002）。全海洋のCO<sub>2</sub>濃度の観測値を収集している  
378 SOCATには、1957～2020年までの約2820万個のデータが蓄積されている。データ数に着目す  
379 れば膨大な数ではあるが、観測データのある年や季節に、さらには地域的な偏りもあり、時空  
380 間的な観測密度は未だ不足している（Takahashi *et al.*, 2009）。また観測プラットフォームには  
381 海洋観測船や民間船舶を活用したVOSがあり（Murphy *et al.*, 2001など）、最近では係留（ま  
382 たは漂流）ブイや自動航行するグライダーによる観測も試みられており（e.g., Gac *et al.*, 2020）、  
383 様々なプラットフォームを用いて南太平洋や南大西洋、インド洋といった、いわゆる観測空白  
384 域の時空間的な分布を埋める努力がなされている。また観測データの無い時期や海域を補完す  
385 る方法として海洋表層のCO<sub>2</sub>濃度とその変動を引き起こす水温や塩分、クロロフィル $a$ 濃度な  
386 どの要素との関係性を経験的に見出して海洋表層のCO<sub>2</sub>濃度を推定して時空間的なギャップを  
387 埋める取り組みが近年多くなされており（e.g., Nakaoka *et al.*, 2013）、全海洋における精確な海  
388 洋表層のCO<sub>2</sub>濃度の時空間分布を推定する手法の確立が望まれる。2020年秋にSCORは、新  
389 しい作業部会としてOASISを立ち上げた（<https://scor-int.org/work/groups/>）。その目標の一つは、  
390 熱、水蒸気、運動量、温室効果気体、生物起源の微量気体、及びこれらの大気海洋間フラック  
391 スの全球分布に焦点をあて、関連する境界層変数の重複を特定し、順位付けし、明らかな矛盾  
392 を解決することで、OceanObs'19からの提言に応えることである（Cronin *et al.*, 2019）。SCOR  
393 では同じく2020年秋に、生物地球化学に関連する作業部会としてReMOを立ち上げた。

394 気体交換速度は、気体交換係数と高度10 mの風速値の関数の積で表されている。気体交換  
395 速度と風速との関係は、室内実験では比例関係にあることを示しているが（Liss and Merlivat,  
396 1986）、実際の海域からは風速の2乗や3乗に比例する関係を示す観測結果が報告されている  
397 （Wanninkhof, 1992; Wanninkhof *et al.*, 2009）。この違いは、気体交換速度が風速だけでは無く、  
398 うねりや砕波などの海面の状態にも影響を受けており、それらの影響を風速の一義的な影響と  
399 して示した結果と考えられる。また気体交換係数については、解析に使用する風速値の時空間  
400 的分布や用いる再解析データや衛星データといったデータセット毎に異なる係数を用いるよ  
401 う提案されており（Wanninkhof *et al.*, 2013）、風速データセットの精緻化が求められている。  
402 これまで気体交換速度は、核実験前の天然または実験後の人工の放射性炭素（<sup>14</sup>C）の海洋の分  
403 布から推定する<sup>14</sup>C法（Broecker and Peng, 1974）、海洋中のラジウム（<sup>226</sup>Ra）の $\alpha$ 崩壊によつ

404 て生成される海洋起源の天然放射性核種であるラドン ( $^{222}\text{Rn}$ ) の鉛直分布から推定する  $^{222}\text{Rn}$   
405 法 (Peng *et al.*, 1979) , 六フッ化硫黄 ( $\text{SF}_6$ ) とヘリウム ( $^3\text{He}$ ) を人為的に海洋に注入して各  
406 濃度や濃度比の分布から推定する  $^3\text{He}/\text{SF}_6$  法 (Watson *et al.*, 1991) といった mass balance (物質  
407 収支) 法により見積もられてきた。これらによる輸送速度の評価時間は数日から年スケールで  
408 ある。この時間スケールの違いにより気体交換係数が変わること, また気体交換と風速以外の  
409 気体交換に影響を及ぼす要因との定量的な関係を明らかにできる可能性への期待から, 1 時間  
410 程度の短い時間スケールで気体交換係数を評価できる渦相関法をはじめとする微気象学的手  
411 法による気体交換の直接観測も試みられている (e.g., Jones and Smith, 1977) 。渦相関法は大気  
412 と陸上間の標準的な  $\text{CO}_2$  交換量の評価法であり (Baldocchi, 2003) , またバルク法で大気と海  
413 洋間の運動量や熱の交換量を見積もるための COARE アルゴリズムのバルク係数の評価に用い  
414 られてきた (Fairall *et al.*, 2003) 。しかし, 大気と海洋間の  $\text{CO}_2$  交換量は大気と陸上間と比べて  
415 極めて小さいため, 渦相関法を気体交換の評価法として確立するためには克服すべき課題があ  
416 る。この課題は海洋のみならず大気と雪氷間や, 大気と陸上間においても年間の炭素収支量で  
417 みた場合にみられ (Butterworth and Else, 2018) , 空気密度変動補正の緻密化 (Kondo and  
418 Tsukamoto, 2012) , また大気中の  $\text{CO}_2$  の乱流変動を計測するガス分析計の水蒸気干渉の正確な  
419 評価もしくは干渉影響を取り除く手法の検討の必要性が示唆されている (e.g., Nilsson *et al.*,  
420 2018) 。これらの課題はあるものの渦相関法は,  $\text{CO}_2$  のみならず, 雲形成や粒子の成長に寄与  
421 すると言われている短寿命気体である DMS の交換量の実測にも適用されており (Blomquist *et*  
422 *al.*, 2006) , 極域において大きな放出量が報告されているメタンなど気体交換の実測へ応用す  
423 るためにも手法の確立が期待されている。

424 また全球スケールのみならず, 海域ごとの交換量評価も喫緊に解決すべき課題である。例え  
425 ば温暖化による海氷融解が顕著な北極海では, 融解による海水の希釈と気体交換による大気か  
426 らの  $\text{CO}_2$  吸収によって急速に酸性化が進行しており, 北極海の生態系を将来予測する上でも  
427  $\text{CO}_2$  吸収量の正確な見積もりが不可欠である (Yasunaka *et al.*, 2018) 。また海洋生態系に吸収  
428 され固定される炭素の貯蔵庫 (いわゆるブルーカーボン) として着目されている沿岸域は, 海  
429 洋生物活動のみならず陸域からの物質流入, 都市化等の影響により広域的な  $\text{CO}_2$  濃度分布推定  
430 が難しい領域であり (Kuwae *et al.*, 2016) , 風速データセットにも大きな不確実性が存在する  
431 ことから, 海洋観測と渦相関法による大気観測の両面からのアプローチが引き続き求められて  
432 いる。



433 バルク法で大気海洋間の気体交換量の推定誤差を引き起こす要因として取り組むべき課題  
434 に SML (3 節) が挙げられる (Wurl *et al.*, 2017)。SML の CO<sub>2</sub> 濃度は水深数 m の表層海水中  
435 とは異なる可能性があり、表層海水中の CO<sub>2</sub> 濃度を用いて大気海洋間の気体交換量を算出する  
436 バルク法では評価誤差が生じている可能性がある。また SML は海面付近の乱流を抑制するな  
437 ど気体交換速度に直接かかわることが指摘されており、大気海洋境界における生物地球化学的  
438 な影響のみならず物理的な影響についても明らかにしていくべきである。SML が低風速時に  
439 ける気体交換に影響を与える一方で、白波や気泡が生じる強風速時の気体交換過程に関する理  
440 解も十分とは言えない。気体交換速度の大きい強風速下では現場観測が困難であるため風洞水  
441 槽による室内実験や数値モデルでの取り組みがなされてきたが、今後は現場観測データに基づ  
442 く定量性をもった評価が求められる。熱帯における現場観測データに基づいた COARE アルゴ  
443 リズムは、熱や運動量の交換量モデルとして広く適用されており、放射や降雨といった交換量  
444 に及ぼす物理量を緻密にパラメータ化し、低緯度から高緯度また低風速から高風速まで対応で  
445 きるモデルとなるような検討がこれまでされてきた (Fairall *et al.*, 2003)。一方で気体交換量に  
446 ついては、室内実験からモデルへ組み込むべきパラメータを明らかにしてきたが、現場で定量  
447 的な理解に至るために必要な観測データが質と量ともに十分とは言い難い。今後は、様々な海  
448 域における品質の高い観測データを充実させるために、観測機会の拡充と観測手法の標準化を  
449 SML や波浪の影響も加味して進めていくことを期待する (Fig. 2)。

450

## 451 5. エアロゾル生成

452 大気エアロゾル粒子は太陽光の光を直接散乱したり、雲凝結核 (CCN) または氷晶核粒子と  
453 いった雲粒子の核として働き雲の放射特性や寿命を変化させたりすることで、気候を調節する。  
454 海洋は地球表面の約 7 割を占める大気エアロゾルの重要な発生源であり、海洋性エアロゾルの  
455 生成量や組成や波浪などの物理プロセスと海洋生態系の動態に依存する (Fig. 2)。いわゆる「磯  
456 臭い匂い」の元である海洋藻類起源の DMS は、大気海洋間のガス交換により大気へと放出さ  
457 れた後、酸化されて硫黄含有エアロゾルを生成し CCN となり得る。1987 年に発表された CLAW  
458 仮説は、DMS がアルベドの変化を通して地球の温度調節に関わってきた可能性を提唱した。  
459 CLAW 仮説以降、DMS に関わる生物地球化学的分野の研究は現在までに精力的に行われ、多  
460 くの知見が蓄積されてきた。

461 例えば、大気中でガスが凝縮・酸化してエアロゾル粒子になる過程は、既存粒子の少ない環  
462 境で起こりやすいため、海塩粒子が豊富に存在する大気境界層 (海面から概ね上空 1 km まで)

463 内においては、DMS などのガスの凝縮・酸化によるエアロゾル粒子生成は極めて稀である (e.g.,  
464 Covert *et al.*, 1996)。海洋大気中には、DMS の酸化生成物であるメタンスルホン酸 (Methans  
465 sulfonic acid; MSA) によって変質した海塩粒子の存在が確認されており (e.g., Yoshizue *et al.*,  
466 2019), 海塩粒子との相互作用は DMS 起源物質の海洋大気中での寿命を決める要因のひとつ  
467 と言える。一方で、DMS を前駆気体とする粒子生成は、対流性の雲によって DMS が既存粒子  
468 の少ない自由対流圏 (概ね上空 1 km から対流圏界面まで) に輸送された後に雲の流出域で起  
469 こりやすく、生成した粒子が大気境界層内に取り込まれる過程が対流圏における雲形成に重要  
470 であると指摘されている (Clarke *et al.*, 1998)。最近の大規模な航空機観測によっても、自由対  
471 流圏における持続的な粒子生成や新たに生成された粒子の大気境界層への取り込みが確かめ  
472 られている (Williamson *et al.*, 2019)。人工衛星では生成して間もない微小なエアロゾル粒子 (粒  
473 径 <100 nm) を観測することは困難であるため、自由対流圏における粒子生成が地球規模でど  
474 れくらい起きているか、それらが対流圏内への雲形成にどの程度寄与するかについてはさ  
475 らなる研究が必要である。特に、エアロゾルをはじめとする大気微量成分の特性については、  
476 水平分布に比べ鉛直分布に関する知見が圧倒的に少ない。鉛直的な観測データの充実には、ゾ  
477 ンデや係留気球、ドローンなどを用いた海洋大気の大気鉛直構造、海洋大気中の物質の鉛直分布を  
478 計測する装置の開発や観測機会の充実が必要である。

479 数値モデルを用いた研究では、DMS の気候調節効果は CLAW 仮説として当初述べられたほ  
480 どには大きく無いことが報告されている (e.g., Carslow *et al.*, 2010; Woodhouse *et al.*, 2010)。2000  
481 年代以降は、海洋大気中の雲粒子の核として、DMS からの生成物に代わり、白波砕波により生  
482 成する海洋性エアロゾルの役割が注目されてきた (e.g., Quinn and Bates, 2011)。海面上に生じ  
483 た気泡の破裂により、海水成分が大気へと輸送され、SSA として浮遊する。SSA の生成は風速  
484 とともに増加し、SSA フラックスやその粒径分布は、経験的に海拔 10 m の風速の関数 (Sea spray  
485 source function; S3F) として表される。粒径分布は SSA の気候影響を評価する上で重要な因子  
486 であり、例えば、ミー散乱による太陽光の光散乱強度には粒径依存性がある。また、エアロゾ  
487 ル粒子が CCN として働くとき、曲率効果 (ケルビン効果) により粒径が大きいほど CCN とし  
488 て活性化しやすい。Source function は文献によるバラツキが大きく (猿渡, 2020), この不確実  
489 性を低減させるためには、波飛沫の数濃度や粒子フラックスを計測する新たな観測手法や、白  
490 波被服率のような風速以外の新規パラメータの導入が不可欠である。

491 SSA の代表格として海塩粒子が挙げられるが、3 節で述べたとおり、SSA には無機の海水成  
492 分だけでなく有機物が含まれる。海水中の有機物は、個々の粒子の CCN 能を決める吸湿性や

493 表面張力に影響を及ぼすだけでなく、気泡のでき方を変えることで SSA の生成フラックス、粒  
494 径分布を変化させる。SSA に含まれる有機物の量や種類を把握するために、これまでに室内(e.g.,  
495 Fuentes *et al.*, 2011) や現場 (e.g., Bates *et al.*, 2012) における SSA 生成実験が実施されており、  
496 SSA に含まれる有機物として、吸湿性の低い炭化水素やコロイド状のものの寄与が大きいこと  
497 がわかってきた。しかしながら、SSA に含まれる有機物と藻類・微生物の種や成長段階との関  
498 連については未だ不明な点が多いので、海域・季節毎に海洋と大気の同時計測を行なうことが  
499 必要である。近年では、大型水槽を用いたメソコズム実験として、人工的に波浪を再現し自然  
500 により近い状況で SSA を生成する研究も推進されており (Prather *et al.*, 2013) , 室内実験と現  
501 場をつなぐ研究として注目されている。また、SSA の気候影響を地球規模で理解するために、  
502 CCN として機能する SSA の数濃度を海洋生物活動の指標であり衛星観測で全球データが得や  
503 すいクロロフィル *a* と関連づける試みがなされてきたが、良好な関係は見出せておらず、クロ  
504 ロフィル *a* に代わる指標を引き続き模索していく必要がある (e.g., Sellegri *et al.*, 2021) 。マク  
505 ロスケールの観測・実験を推進する一方で、エアロゾル粒子の CCN 能や氷晶核能を決定する  
506 粒子の熱力学的なふるまいが、SSA に含まれる有機物の量や種類によってどのように変化する  
507 かという、マイクロスケールの物理化学的現象についても突き詰める必要があるだろう。

508

## 509 6. 波浪に関わるプロセス：砕波、台風などの極端現象

510 運動量や熱などさまざまな物理量の海面フラックスは、主に海上風速と海面水温と深く関係  
511 している。全球の海上風速と海面水温の分布は現在、複数の極軌道衛星による観測を統合して  
512 海洋上 1/4 度の格子点毎に 1 日に 1 回程度の頻度で見積もられ、日々の天気予報モデルの同化  
513 データや境界値として使われている (岡本 2016) 。大気モデル分野では全球再解析プロダク  
514 トの構築や領域アンサンブルモデルによる予報技術の開発が進み、例えば気象庁による 55 年  
515 間分 (1958 年から 3 時間ごと) の再解析風速場は海洋大循環モデルを長期積分する際の外力と  
516 して国際的によく使われている (Tsuji no *et al.*, 2018) 。物理量全般の大気海洋間フラックスの  
517 計算においては Large and Yeager (2009) や COARE のアルゴリズムが、海洋大循環モデルや一般  
518 的な解析でよく使われる。台風条件下におけるフラックス計算のアルゴリズムについては後述  
519 する。全球大気再解析の水平解像度は 1 度程度であるため、台風通過時の海上風速を得るには  
520 代わりに領域大気予測モデルの結果などを用いる。下記に説明する通り、これまで強風下ある  
521 いは海面波浪の伝播方向と風向がずれる場合について詳細な研究が行われてきた。波浪はマイ

522 クロレイヤーの安定性、気体交換の効率、そしてエアロゾルの生成率に寄与する (Fig. 2)。今  
523 後は白波被覆率など海上風速以外の物理量、大気境界層中のエアロゾルの鉛直プロファイル、  
524 海洋有光層中の塩分や生態系関連パラメータの鉛直プロファイルにも着目し、大気海洋相互作  
525 用の生物地球化学的側面の理解にも繋げていくことを期待する (de Leeuw *et al.*, 2011)。

526

## 527 6.1. 外洋の衛星観測

528 合成開口レーダー (SAR) は、日本における海洋研究の中では比較的馴染みの薄い衛星セン  
529 サーである。一方で、台風の海上風推定や、波浪の計測など、大気海洋境界に関わる現象を高  
530 い空間解像度で可視化できるセンサーであり、今後の利用が期待される。SAR はマイクロ波散  
531 乱計と同様に能動型センサーで、海面からの反射・散乱波を受信して海上風速を推定する。一  
532 般的には、1 方向からの観測値のみが得られるので、散乱計と違い、風速・風向を同時に推定  
533 することは出来ないが、高い空間解像度 (O(100 m)) での観測が可能であり、台風・熱帯低気  
534 圧等の目の構造も詳細に捉えることが可能となる。また、散乱計では通常同一偏波のみの観測  
535 であるが、SAR では交差偏波の観測も同時に行っている。この交差偏波の受信信号が強風域に  
536 対しても感度を有しているため、台風等の荒天下での海上風推定に用いられている。

537 SAR に限らず、衛星観測における荒天下での海上風計測に対しては、強風域の検証データが  
538 限られることが大きな課題の一つとなっている。米国では、NOAA と米空軍の航空機により、  
539 ハリケーンの観測がオペレーショナルに実施されており、航空機搭載 C-band マイクロ波放射計  
540 (SFMR) により、海上風速、降雨強度が計測されている。SFMR の海上風は、同時観測が行  
541 われているドロップゾンデにより、校正・検証が行われ、10 m/s~60 m/s の風速レンジで RMSE  
542 が 3.3 m/s であると報告されており、衛星データによる高風速域での海上風検出に対する校正・  
543 検証データとして利用が可能である。実際、C-band SAR では、SFMR との比較により、75 m/s  
544 程度の風速まで感度があることが確認され (Mouche *et al.*, 2019)、台風・ハリケーンの海上風  
545 推定が定常的に行われている。日本においても、JAXA が運用している L-band SAR (ALOS-2  
546 衛星/PALSAR-2 センサー) による台風の風速推定の検討が始まっている。SFMR の計測値との  
547 比較で、現状、風速 55 m/s 程度までの対応関係が確認されている。L-band は C-band に対して、  
548 波長が長いので、より、高風速域までの風速推定が可能となること、また、降雨減衰の影響を  
549 受けずに風速推定が可能となることが期待されている (Isoguchi *et al.*, 2020)。従来のマイクロ  
550 波センサーは 10 km 以上のフットプリント内に陸域がかかると、精度の高い計測が行えなくな  
551 るため、沿岸域に観測の空白域が生じるという問題があった。一方、SAR ではパルス圧縮、お

552 よび、合成開口処理により、空間解像度 10 m 程度の観測が可能であり、沿岸近くまでの計測  
553 に適している。この特性を生かして、SAR による海上風計測は、当初、沿岸域の海上風を計測  
554 する研究が多く行われてきた。特に、沿岸域は、地形によって海上風が歪められ、大きな空間  
555 非一様性が生じる。これらの海上風の空間分布によって形成される、波浪や海洋循環に関する  
556 研究もおこなわれてきた。また、一方で、Sentinel-1 衛星の SAR では、小さい海域 (20 km×20  
557 km) を 100 km 間隔で観測することで、全球の波浪スペクトルを計測する Wave mode と呼ばれ  
558 る観測モードも運用されている。これらのデータは波浪モデルへの同化データとして、現業利  
559 用されている他、大量の画像データを利用した大気境界層に関するパラメータの統計的解析に  
560 も利用されている。

561 現在の運用において、外洋の海上風速を推定するために元となる情報は衛星マイクロ波セン  
562 サーによって計測されている。このセンサーには能動型と受動型の 2 種類がある。能動型のセ  
563 ンサーは散乱計と呼ばれ、衛星から地球に向けてマイクロ波を送信し、海面で反射・散乱した  
564 信号を衛星のアンテナで受信する。散乱計は風速と風向の両方を推定できるという特色がある。  
565 散乱計による海上風速観測は 1991 年に ERS-1 衛星/AMI センサーが運用を開始し、QuikSCAT  
566 衛星/SeaWinds センサーなどを経て、Metop-B 衛星/ASCAT センサーに引き継がれ、最近ではイ  
567 ンドの Oceansat-2 衛星や中国-フランス共同の CFOSAT 衛星が登場している (Ebuchi *et al.*, 2002;;  
568 Tomita *et al.*, 2019)。受動型のセンサーは放射計と呼ばれ、降水、雲、水蒸気、氷、海面の白  
569 波などが自ら発するマイクロ波を衛星のアンテナで受信し、いくつかの周波数の情報を組み合  
570 わせることにより水に関する諸物理量を抽出することができる (Atlas *et al.*, 1996; Ulaby and  
571 Long, 2014)。地球観測衛星 Aqua に搭載されたマイクロ波放射計 AMSR-E の 6.925 GHz 帯と  
572 10.65 GHz 帯水平偏波輝度温度から算出された全天候型海上風速は、高風速・強降雨の状況に  
573 も対応することができた。AMSR-E は宇宙開発事業団 (現 JAXA) が開発し、その改良版であ  
574 る AMSR2 センサーが GCOM-W (しずく) 衛星に搭載され、荒天において優れた特性を示して  
575 おり、気象庁の台風解析でも利用されている (Shibata, 2006)。2023 年度打ち上げ予定の  
576 GOSAT-GW 衛星 (GCOM-W と温室効果ガスミッション GOSAT-2 の後継) に AMSR3 センサ  
577 ーが搭載されることになり、開発が正式に始まっている。AMSR2 では研究プロダクトだった  
578 全天候海上風速が、AMSR3 では標準プロダクトに格上げされる。荒天下の海上風速を衛星か  
579 ら観測する手法について、SAR やマイクロ波センサー以外の手法として、GPS 信号の利用が提  
580 案されている。NASA の CYGNSS は、海面で反射した GPS 信号の強度を 8 台の超小型衛星で  
581 計測し海面の勾配を求め風速を推定する。

582 AMSR2 センサーは海上風速だけでなく降水量分布および（雲に覆われた海域の）海面水温  
583 や水蒸気量の観測において海洋と密接に関係がある。海面水温の観測においても極軌道衛星同  
584 士で比較した場合、マイクロ波放射計センサーは赤外線センサーにくらべて雲の被覆の影響を  
585 受けないという利点がある。その一方で、静止軌道衛星ひまわり 8 号によって実現された 10  
586 分間隔の海面水温測定は、1 日ごとにデータを蓄積すると赤外線センサーによる雲の被覆をか  
587 なり取り除くことができることがわかった (Kurihara *et al.*, 2016)。台風の痕跡の解析などにお  
588 いて、ひまわり 8 号による海面水温は、雲の被覆によるデータ欠損については AMSR2 より不  
589 利であるが、時空間解像度においてはひまわりのほうが高いため、この 2 つの衛星による海面  
590 水温の利用価値は双補完的な関係にある。AMSR3 センサーでは固体降水や水蒸気に感度のあ  
591 る高周波チャンネル (166 GHz, 183 GHz) のほか、海洋関係では、海面水温に感度のある 10 GHz  
592 帯に、帯域幅が広い (温度分解能が良く、ランダムノイズが少ない) チャンネルを新規に一つ追  
593 加することで、6 GHz よりも解像度の良い海面水温を安定的に、かつ、複数チャンネルによって  
594 人工電波干渉の影響を低減して観測できるようになる。

595

## 596 6.2. 現場観測との連携

597 海面から射出されるマイクロ波の信号には白波の効果が含まれている。白波被覆率が衛星観  
598 測プロダクトとして流通しないのは、その計算アルゴリズムが現場観測によって十分に検証さ  
599 れていないことが一つの要因である。白波被覆率と比較して海上風速は利用価値のある物理変  
600 数であり、ドロップゾンデや SFMR そして世界各地の係留ブイによる実測値との比較検証が継  
601 続して行われている。係留ブイによる風速の実測は、熱帯の TAO/TRITON ブイ、アメリカ近  
602 海の NODC ブイが主で、日本周辺の外洋には KEO/J-KEO ブイ以外は安定した観測基地がなかつ  
603 ったが、台湾が台風観測を主目的とした NTU ブイを 2015 年に設置し運用を開始した。日本で  
604 は高知県が管理している黒潮牧場ブイで測定された水温と衛星海面水温の比較検証が近年行  
605 われるなど、地方自治体や水産業界と海洋学会との連携が始まった。これには GTSP や iQuam  
606 のような国際的な現場データ登録システムが役に立っている。今後、黒潮牧場のようなブイに  
607 海面関連センサーを追加する際には、データ流通を鍵として自治体・大学・国研が連携すべき  
608 である。係留ブイについて日本沿岸に話を絞ると、津波や高潮災害の監視を主目的として国土  
609 交通省による GPS 波浪計 18 基の設置が進み、さらに海岸近くでは波浪観測網 NOWPHAS が整  
610 備されている。海洋学会は工学コミュニティーと連携してこれらのデータの利用価値を高めてい  
611 くべきである。

612 超高風速域における気液間運動量輸送量に関する考察は、歴史的にはそれほど単純ではなか  
613 った（高垣, 2020）。高風速下の運動量輸送の理解において、米国マイアミ大学の風洞水槽か  
614 ら得られた結果に基づき Donelan (2004)の抗力係数アルゴリズムが提案された。このアルゴリ  
615 ズムは、2013年頃からNCARのWRFやNHCのHurricane WRFなどにオプションとして追加  
616 され、ハリケーンや台風の数値シミュレーション研究において時々利用されている。2010年前  
617 後に京都大学の工学部において運用されていた大型の風洞水槽を用いて、Takagaki *et al.* (2012)  
618 は、抗力係数の風速依存性が風速35 m/s付近からの大きな変化する理由が、力学的なレジーム  
619 シフトによることを明らかにした。これは、風波の波頭のみが強烈に砕波されることにより、  
620 水面が相対的にフラットになるのが一因であろうとの結論に至っている。最近ではデータの再  
621 検証により、Donelan (2004)モデルは実験誤差を含んでいる可能性があり、京大アルゴリズムの  
622 方が優れているのではないかという報告がある（Curcic, 2020）。大気海洋間の運動量輸送の見  
623 積もり方法については、対数プロファイル法や渦相関法だけでなく乱流運動エネルギー法や慣  
624 性散逸法も検証されている（Inoue *et al.*, 2011）。近年は洋上風力発電や洋上空港施設の運用に  
625 むけて大気海洋境界に関わる新しい観測機器（LiDARによる洋上の風速やエアロゾル分布の観  
626 測など）の試験が気象や海岸工学など近隣コミュニティで行われており、それと並行した大気  
627 海洋波浪結合モデルや位相解像波浪モデルなどの開発が海洋学会に新しい潮流をもたらして  
628 いる（Kanada *et al.*, 2017; Houtani *et al.*, 2018）。大循環モデルおよび領域モデルにおいては  
629 SPRINTERSのような大気エアロゾルモデルと海洋・波浪モデルを結合したシステム開発が今  
630 後10年間に進められることが予想される（Saruwatari and Abe, 2014）。その基礎モデルとして  
631 大気海洋境界層を連続したLESモデル研究の拡充が求められる。海洋学会においては海洋混合  
632 層内の乱流と波浪過程あるいは低次生態過程を同時に解くモデル研究がこれまで活発に行わ  
633 れ、そのなかで粒子追跡アルゴリズムによる新たな展開があった（Furuichi *et al.*, 2012; Fujiwara  
634 *et al.*, 2020）。このような研究のなかで海面水温や風速のような変数だけでなく、例えば海面の  
635 白波被覆率や海面近傍における乱流散逸率や同じく海面近傍における塩分（降水・河川起源）  
636 のような新しい物理変数を核として、観測研究とモデル研究の両輪を進めるべきである。

637 外洋における例であるが、大気海洋間の運動量輸送において海上風速（絶対風速）ではなく  
638 海上風速と海洋の表層流速との差（相対風速）が海洋の渦の維持に密接に関係していることが  
639 わかってきている（Tsuji *et al.*, 2013）。波浪モデルについても海上風速によって駆動するの  
640 が従来のやり方であったが、海洋の表層流と波の位相速度との相互関係の理解が重要である。  
641 台風や爆弾低気圧の通過時のように短時間で風速が変化する場合には波向と風向がいつも同

642 じではないことが一つのポイントであり、海面のうねりの相乗効果によって船舶の遭難に至る  
643 ような巨大波が現れることがある (Tamura *et al.*, 2009)。波々間非線形相互作用モデルの開発  
644 によってこのような現象の一部が再現できるようになった一方で、その検証には漂流型波浪ブ  
645 イシステムや衛星観測による検証が欠かせない (Komatsu and Masuda, 1996)。波々間非線形相  
646 互作用は波動乱流理論によって力学的解釈が行われてきた。その普遍的性質がわかった上で、  
647 観測と理論を組み合わせることが有効である。これまで海面過程の観測変数として海面水温と  
648 風速に続いて利用頻度が高かったのが波浪の有義波高や代表的周期であった。衛星の軌道直下  
649 に限っては海面高度計を用いて有義波高の観測ができるので、波浪モデルとの比較研究がなさ  
650 れている (Ichikawa *et al.*, 2020)。今後の衛星観測においては、SAR などによって風波とうね  
651 りの違いまで区別し、非線形相互作用の時空間分布の考察に結びつけることが重要である。一  
652 方、海面におけるエアロゾル生成の理解のためには白波被覆率の観測の発展が必要である。  
653 CCD カメラ撮影によるアルゴリズム開発が行われ (Sugihara *et al.*, 2007)、最近ではステレオ  
654 カメラを用いた観測や時間的に高解像度の光学式粒子数計による観測が行われるようになった  
655 た (相木ら, 2020)。これにより海塩粒子の生成率の見積もりや風速および白波被覆率との関  
656 係の理解が精緻化していくことが期待される。

657 水面の碎波は数値シミュレーションで再現するのは難しく、国内外で大型室内水槽設備を使  
658 用した高風速に関する研究が続けられている。このような超高風速域での大気海洋境界研究を  
659 実施可能な大型水槽設備は、国内外にわずか 6, 7 台しか存在せず、良い研究のできる大型設  
660 備の作成と維持の重要性和困難さを、海洋関連および風工学のコミュニティ全体で理解してい  
661 く必要がある。主だった海外の高速風洞水槽はマイアミ大学の SUSTAIN 水槽、ロシア、オー  
662 ストラリアの水槽である。特にマイアミ水槽は、2015 年に最大風速が 50 m/s から 85 m/s へと  
663 アップグレードされた。国内の海洋・土木工学・船舶工学学会においては、例えば、国内の大  
664 学や研究所の風洞水槽や観測施設を見学するツアーを若手向けに開催するなどして、横のつな  
665 がりや世代交代の素地を作り、さらに洋上風力発電など海上構造物に関連する民間企業と連携  
666 して、大型設備による実測研究の未来を開拓していくことを期待する。

667

### 668 6.3. 理論と観測の連携

669 波々間非線形相互作用理論の開発は、波浪予測の精度を高めるための中核となる取り組みで  
670 ある。この分野では、伝統的に、Hasselmann (1962) によって定式化されたエネルギースペクト  
671 ルの時間発展方程式を効率よく計算する手法が求められてきた (e.g., Masuda, 1980)。原典の



672 理論は、自由表面におけるエネルギースペクトルのゆっくりとした変動を記述するものであつ  
673 たが、近年では、より突発的な風強制への応答や海氷による減衰効果等も考慮して予測できる  
674 よう、計算式を拡張する試みがある (Liu *et al.*, 2021)。海氷-波浪相互作用については極域にお  
675 いても重要課題として位置づけられており、人工衛星による海氷観測と連動した波浪研究の発  
676 展が望まれる。

677 Hasselmann の波々間非線形相互作用理論は、表面波だけでなく、回転成層流体中の内部波に  
678 も適用することができる。古くは中緯度海洋において普遍的に存在するとされる Garrett-Munk  
679 スペクトルを伝えるエネルギーフラックスの計算に利用されてきた。近年では、中深層におけ  
680 る乱流混合の定量化を目的として、全球におけるエネルギースペクトルの時間発展を計算する  
681 実際的なモデル開発も試みられている。これらを一例とし、潮汐や風によってつくられた内部  
682 波の散逸がもたらす深層混合の推定は、世界的なホットトピックである。近年の観測やシミュ  
683 レーション研究では、乱流混合のエネルギー効率が内部波の性質に依存して変動するとの報告  
684 がなされているほか (Iijchi *et al.*, 2020; Onuki *et al.*, 2021)、内部波に加えてサブメソスケール渦  
685 や地衡流の存在を考慮し、エネルギー散逸率の推定式を検証しなおす動きがある (Barkan *et al.*,  
686 2017; Takahashi *et al.*, 2021)。表面波と内部波の理論的共通性にも見られるように、波動・渦・  
687 乱流等に関する力学研究は、海洋学の諸分野をつなぐ言わば縦糸として伝統的に重んじられて  
688 きた。その存在意義は現代においてもまったく失われていない。海洋学会の発表大会において  
689 は、2016 年度からセッション提案制が導入された。これによって従来の海洋力学・波浪に大気  
690 力学を加えた 3 分野が一つにまとまった情報交換の場が生まれた。今後、気象学会や流体力学  
691 会といった近隣組織との連携を深めながら、数理物理学や計算科学の手法に根ざし、物理素過  
692 程における新たな発見を目指す野心的な取り組みを地道に続けることで、長い目で見たときの  
693 海洋学諸分野への貢献がなされるものと考えられる。

694 SAR による海上風速や波浪関連以外の検出物理量として、表層流の検出が研究されてきた。  
695 SAR では地表面との相対速度によるドップラー周波数を計測して画像化に使用する。この特性  
696 を利用することで、表層流に関する情報が検出可能となることが明らかとなった。また、衛星  
697 進行方向の画像を干渉させることで 2 画像間でのドップラーシフトを計測し表層流の観測が行  
698 われている。現在、打ち上げが確定したものはないが、これらの技術を散乱計と同様に 2 次元  
699 方向に拡張することで、表層流を計測するミッションが、欧州、米国から複数提案されている。  
700 ESA (欧州宇宙機構) に提案された SKIM 衛星は Ka-band のドップラーレーダー型高度計で、  
701 表層流に加え、CFOSAT 衛星の技術を発展させ高い波長分解能での 2 次元波浪スペクトルを計

702 測する。同じく ESA に提案された SEASTAR 衛星は Ku-band のアロングトラック干渉 SAR で、  
703 SAR の高い空間解像度を活かして、1 km 解像度での、表層流・海上風ベクトル、波浪スペク  
704 トルの計測が計画されている。NASA に提案されている、WaCM 衛星は、Ka-/Ku-band の（ド  
705 ップラー型）散乱計による表層流と海上風ベクトルの計測が計画されている。これらのミッシ  
706 ョンは、これまで衛星観測では実現していなかった、非地衡流成分を含む表層流ベクトルを計  
707 測するものであり、かつ、同時に、海上風速、波浪等の取得が可能となる。一方で、NASA と  
708 CNES は SWOT 衛星を 2022 年に打ち上げる予定である。これは、従来観測線上に沿って計測  
709 されていた海面高度を 2 次元に拡張するもので、GEOSAT、TOPEX/POSEIDON 衛星以降、30  
710 年以上振りに新たなタイプの海面高度データが得られることになり、サブメソスケールの海面  
711 高度を計測可能なように設計されている（橋濱ら, 2021, 本特集; 木田ら, 2021, 本特集）。また、  
712 内部波に伴う海面高度の空間分布も計測されると考えられており、鉛直循環を含む海洋上層の  
713 混合過程等の研究に対する貢献も期待されている。時空間的にシームレスな観測は、上述した  
714 大気海洋間の運動量輸送や表層流と海洋波の相互作用の理解において有効なデータとなる。ま  
715 た、近年研究が進められているマイクロプラスチックの輸送に重要な要素となる、垂直混合と  
716 水平移流に関する理解に対しても重要なデータとなる可能性がある。一方で、2020 年度の衛星  
717 設計コンテスト (<http://www.satcon.jp/>) では、光学センサーを搭載した海洋プラスチック観測  
718 衛星の提案が注目を集めた。このように小型衛星を設計するグループを本学会からも支援し、  
719 人材育成と学際融合を進めることが望まれる。

720

## 721 7. 総合的な研究手法

722 これまで説明した 5 つのトピック（大気からの栄養塩沈着、マイクロレイヤー、気体交換、  
723 エアロゾル形成、波浪に関わるプロセス）のそれぞれの枠を超えた総合的な研究手法について  
724 本節で提案する。米国では航空機によるハリケーン観測を継続的に実施し、ドロップゾンデと  
725 SFMR による海上風速データの検証を行っている。米国における航空機観測 (Hurricane Hunters)  
726 では、強風下の低空を低速で飛行しても推進力を失わないようにするために敢えてプロペラ機  
727 を使用している。空中から投下可能な海洋測器として AXBT や AXCTD の他に、Argo フロー  
728 トと同じように自動浮上が可能な鉛直プロファイラーもある (Hsu *et al.*, 2018)。国内でも航空  
729 機による台風観測を行い、ドロップゾンデを用いて上空から海面までの気温、湿度、風速の鉛  
730 直分布の測定している (Ito *et al.*, 2018)。日本気象学会では、気候・地球システム科学研究を  
731 推進するために、大気観測専用の航空機を導入することを目指している (マスタープラン 2020)。

732 これに海洋学会が連携していくにあたり、情報通信研究機構が開発した航空機搭載 SAR の利用  
733 が、候補の一つとして挙げられる。次に空気中と水中ではセンサーの特性や測定可能な項目が  
734 異なるなどの難しさはあるが、海面直上の大気から海表面を経て海洋表層まで鉛直的に連続し  
735 たデータが取得できる観測機器を導入した、組織的な大気海洋境界観測の実現が望まれる。例  
736 えば、Hostetler *et al.* (2018)は、航空機搭載の LiDAR を用いて、自由対流圏から大気境界層にか  
737 けてのエアロゾル後方散乱の鉛直分布（解像度 20 m 程度）と、海洋有光層における光拡散減  
738 衰係数の鉛直分布（解像度 2 m 程度）を連続して計測し、飛行経路に沿う詳細な構造を示して  
739 いる。衛星観測や現場観測の結果から、海洋中の光拡散減衰係数の鉛直分布をある程度仮定す  
740 ることができるようになれば、ひまわり衛星や GCOM-C（しきさい）衛星のようなイメージャ  
741 で光合成有効放射（PAR）波長積算の有光層深や波長毎の有光層深（光消散係数）を推定する  
742 ことが期待できる。衛星搭載の LiDAR については、ESA が 2018 年 8 月に Aeolus 衛星を打ち  
743 上げ、エアロゾルや雲粒の流れを捉えることにより、風速の鉛直分布を解像度 500 m~2 km で  
744 推定したデータを 2020 年 4 月から一般公開している。Aeolus 衛星は 2021 年 8 月に設計寿命を  
745 迎えるため、後継ミッションにむけて JAXA と気象研究所を中心に調査が進められている。前  
746 述したマイクロ波・赤外線・光学センサーそして SAR についてもあてはまることであるが、気  
747 象や陸域分野で計画されている衛星ミッションに、海洋や大気境界層に関する要望やアイディ  
748 アを早い段階から積極的に伝えることが望ましい。打ち上げ後には宇宙から計測されたデータ  
749 から海洋や大気境界層に関する情報を積極的に抽出することができるように、海洋学会とリモ  
750 ートセンシング関連コミュニティとの連携を、センサーの違いの垣根なく、高めていくことが  
751 重要である。今後は、例えば、気象分野で使われている衛星シミュレーターのコンセプトを海  
752 洋に応用し、海上風速のリモートセンシングで直接計測している物理量を、波浪モデルの出力  
753 変数を工夫することで、時空間的に隙間なく再現することが挙げられる。同様に、海色のリモ  
754 ートセンシングで直接計測している物理量を、低次生態系モデルの出力変数を工夫することで、  
755 時空間的に隙間なく再現することが挙げられる。これらを海洋環境監視というキーワードをも  
756 とに運用体制まで発展させるなかで、海洋の時空間構造についての新しい発見が、観測と理論  
757 を両輪として生まれることを期待する。

758 海面近傍の組織的な観測として、Argo フロート、漂流波浪ブイ、そして近年では Wave グラ  
759 イダーや海鳥へのバイオリギングの活用が注目されている (Sato *et al.*, 2008)。全球を観測する  
760 Argo フロートでは、5 m 以浅は計測しないという方法がとられていた。これはポンプで水を吸  
761 い込んで塩分センサーの電極で電気伝導度を計測する際に、海面付近の汚濁物によりセンサー

762 が汚染されるのを防ぐためである。この問題は払拭されつつあり、最近では国際アルゴ運営委  
763 員会でも海面 1, 2 m 浅までの計測を推奨している。一方、電磁誘導式のセンサーはポンプが  
764 不要なため海面近く 1 m 以浅の塩分水温が計測可能であり、Argo フロートへの搭載が見込まれ  
765 ている(<https://rbr-global.com/products/oem/argo>)。海面付近の塩分水温を測定可能なセンサーはこ  
766 れまでも存在し 10 cm の鉛直解像度で降水痕跡を観測した例がある (Anderson and Riser, 2014)。  
767 これらに基づき降水イベントにともなう海面上の雨水がどのように分布、拡散していくのか、  
768 それが気から沈着したダストとどのように相互作用していくのかなどを明らかにしていく  
769 ことを期待する (Hosoda *et al.*, 2009)。

770 水面ごく近傍である SML の詳細な観測には、3 節で述べたマイクロセンサーの適用も検討が  
771 望まれる。船舶を用いた現場での直接観測に加えて、例えば、Argo フロート上部にマイクロセ  
772 ンサーを装着して、Argo フロート本体を水面直下で停止させた状態でマイクロセンサーを稼働  
773 させ、海表面付近の数 cm については微細スケールの詳細な鉛直データを取得するというオプ  
774 ションの検討も有効かもしれない。あるいは、波浪で壊れない堅牢なセンサーを工夫し、漂流  
775 波浪ブイに取り付けることができれば、海表面付近の連続データを取得できる可能性がある。

776 海面の状態を実際に確認・記録しながら SML サンプルや海表面近傍データを取得するため  
777 に、レーダーの活用も有効である。海面に油膜を伴う slick が形成されている場合、人工衛星に  
778 搭載した SAR でもその様子が捕らえられており、こうしたレーダー画像解析と現地での測器に  
779 よる観測ならびに SML サンプル採取をあわせて、油膜 slick を追跡した SML 中の微生物群集  
780 解析が実施されている (Parks *et al.*, 2020)。ここで使用されている SAR は、C-band および X-band  
781 であり、一般的に波長の短い SAR が slick の観測には適していると考えられている。一方で、  
782 JAXA の L-band SAR においても、オイル流出による slick が検出されており、slick 観測への利  
783 用、および、波長依存性が明らかになることが期待される。人工衛星のみでなく、近年発展の  
784 目覚ましいドローンによる空撮を活用すれば、より広い条件で海面情報と SML サンプルの同  
785 時採取が可能となるだろう。ドローン自体のおこす風が SML を乱さないよう注意する必要が  
786 あるが、工夫すれば現実的に考えられるのではないだろうか。さらに、採取量は制限されるだ  
787 ろうが軽量の SML 採取装置を開発してドローンに取り付け、海面状況を確認しながらドロー  
788 ンから SML サンプルを採取することも検討していきたい。

789 SAR の利用の新しい例として海上風速の推定を前節で紹介した。SAR の利用がこれまで進み  
790 にくかった主要な要因として、観測頻度とデータ購入費の問題がある。観測頻度に関しては、  
791 高い空間解像度のトレードオフとして、観測幅が全球観測のセンサーに比べて狭くなり (最大

792 500 km 程度) , その影響で観測頻度が低くなる。散乱計, 放射計等が 2 ~ 3 日の繰り返し周期  
793 で全球を観測できるのに対して, PALSAR-2 では, 同じ地点を観測するのに, 平均 7 日程度を  
794 要する。また, データ量等の制限により, 全球を連続して観測することができず, スナップシ  
795 ョットでの観測となる。ただし, 近年は, 多くの国の宇宙機関で複数の SAR 衛星によるコンス  
796 テレーションが運用, または, 計画されていて SAR 衛星の数が増えている。2022 年度打ち上  
797 げ予定の ALOS-4 衛星/PALSAR-3 センサーでは, 観測幅がこれまでよりもかなり広がるので  
798 (最大, 700km) , 観測頻度が増えることが期待されている。また, 民間による小型 SAR 衛星  
799 の打ち上げが, 欧米, 日本を中心に活発化している。これらの小型 SAR 衛星は, いずれも 20  
800 機程度以上のコンステレーションが計画されており, 原理的には数時間以内間隔での観測が可  
801 能となる。データ購入費に対しては, 衛星データのオープン&フリー化の流れにより, これま  
802 で, 購入が必要だった SAR データに関しても, 無償でデータの利用が可能となりつつある。実  
803 際に, ヨーロッパの Sentinel-1 SAR 衛星に関しては, 上述した Wave mode データも含めて  
804 Copernicus Open Access Hub (<https://scihub.copernicus.eu/>) からダウンロード可能である。また,  
805 JAXA に関しても, JERS-1 衛星の SAR データは, G-potal (<https://gportal.jaxa.jp/>) より無償で入  
806 手可能となっている。このように, 今後は, SAR の海洋観測データが爆発的に増加し, 目に触  
807 れる機会も多くなることが予想される。これらの光学画像も含めた高い空間解像度のデータを,  
808 従来の観測データや数値モデル等と組み合わせて, 大気海洋境界のプロセス研究にどう生かす  
809 かは, 新たな, 視点やアイデアが必要となる。

810 今後, 既存の手法の改良・標準化と, 新たな手法や新たなアプローチの組み合わせにより,  
811 地球表面の 7 割を覆う海表面のさまざまな海域でのデータが蓄積され, 様々な環境条件におけ  
812 る大気海洋境界の実態やその動態, 生物地球化学的物質循環と気象海象等の物理的現象の関係,  
813 地球環境変化・変動に対するそれらの応答などに関する解析が進むことが望まれる。

814

## 815 8. 今後に向けて

816 本稿では, 海洋の有光層から大気の大気圏まで含めた空間を対象として, 大気海洋境界付近  
817 での生物地球化学的な連鎖と物理場の相互作用の研究展望について説明した。特に水深 10 m  
818 から海表面を経て上空数百 m までの範囲は, 観測とモデル両方において従来の鉛直解像度では  
819 動態把握に不十分であった。この大気海洋境界層の研究は国内では海洋学, 気象学, 大気化学,  
820 土木工学, 船舶工学, リモートセンシングそれぞれの分野において独自の発展を遂げてきた。  
821 本稿で述べたようなコミュニティ連携は中堅以上の研究者にとっては醍醐味があるが, 学生や

822 若手にとっては現状や将来像が見えづらいという課題がある。その中でよく組織されているの  
823 が生物地球化学分野を中心とする SOLAS-Japan であり、全球のみならず西部北太平洋やベンガ  
824 ル湾などにおいて領域地球システム研究プロジェクトを推進してきた。今後 10 年間に  
825 物理系の研究者が合流した大気海洋境界アライアンス（多様なコミュニティ間の連絡網）を形  
826 成することにより、新たな共通目標や観測・モデル化における標準比較項目（白波被覆率や海  
827 面近傍におけるエアロゾルの鉛直分布）を整備することが求められる。これまで海洋学の分野  
828 は長期的な地球システムの変化に関する理学的な理解を目標とする場合が多かった。一方で気  
829 象学や土木工学の分野においては豪雨や暴風災害など社会に関連する短期的なイベント研究  
830 に目標を据える傾向がある。この違いを積極的に利用して、例えば化学天気予報システム (Uno  
831 *et al.*, 2003) でイベント解析を行いながら SSA 生成や栄養塩沈着のモデル化における現状を見  
832 極めデータ同化に有効な観測項目を発掘したり、近年のマイクロプラスチック研究に関する技  
833 術開発に連動して SML や降水痕跡の観測とそのモデル化を推進したりすることが期待される。

834

835 謝辞

836 本稿の作成にあたり、以下の方々（敬称略）から貴重な助言をいただきました：江淵直人，大  
837 貫陽平，可知美佐子，高垣直尚，富田裕之，中岡慎一郎，濱崎恒二，細田滋毅，本多牧生，宮  
838 崎雄三，村上浩。深く感謝申し上げます。

839

840 略語説明（プロジェクト名と衛星・センサー・測器名は日本語省略）

841

842 AMSR-E: Advanced Microwave Scanning Radiometer for the Earth observing system

843 ASGAMAGE: the Air–Sea Gas Exchange/MAGE Experiment

844 ASGASEX: for Air Sea GAS Exchange

845 AXBT: Airborne eXpendable BathyThermograph probe

846 AXCTD: Airborne eXpendable Conductivity, Temperature, and Depth probe

847 CCD: Charge-Coupled Device

848 CCN: Cloud Condensation Nuclei 雲凝結核

849 CFOSAT: Chinese-France Oceanography Satellite

850 CLAW: Carlson Lovelock Andreae Warren （著者名の頭文字）

851 CNES: Le site du Centre national d'études spatiales

- 852 COARE: Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment
- 853 CORE: Coordinated Ocean Research Experiments
- 854 CYGNSS: Cyclone Global Navigation Satellite System
- 855 DMS: Dimethyl Sulfide 硫化ジメチル
- 856 DMSP: Dimethylsulfoniopropionate ジメチルスルフォニオプロピオネイト
- 857 DOC: Dissolved Organic Carbon 溶存態有機炭素
- 858 EANET: the acid deposition monitoring Network in East Asia 東アジア酸性雨モニタリングネットワーク
- 859 ワーク
- 860 ERS-1/AMI: European Remote Sensing satellite-1 / Active Microwave Instrument
- 861 ESA: European Space Agency
- 862 FDOM: Fluorescent Dissolved Organic Matter 蛍光性溶存有機物
- 863 GasEx: Gas Exchange Experiment
- 864 GEOSAT: Geodetic Satellite
- 865 GEOTRACES
- 866 GPS: Global Positioning Satellite
- 867 GCOM-C: Global Change Observation Mission Climate
- 868 GCOM-W: Global Change Observation Mission Water
- 869 GOSAT-GW: Greenhouse Gases Observing Satellite Greenhouse gases and Water cycle
- 870 GSMaP: the Global Satellite Mapping of Precipitation
- 871 GTSP: Global Temperature and Salinity Profile Programme
- 872 HNF: Heterotrophic Nanoflagellates 従属栄養性ナノ鞭毛虫
- 873 HNLC: High-nutrient, low-chlorophyll
- 874 iQuam: in situ SST Quality Monitor
- 875 JERS: Japanese Earth Resources Satellite
- 876 KEO: Kuroshio Extension Observatory
- 877 LES: Large Eddy Simulation
- 878 LiDAR: Light Detection and Ranging
- 879 Metop-B/ASCAT: The Meteorological Operational satellite program-B/Advanced Scatterometer
- 880 NASA: National Aeronautics and Space Administration
- 881 NCAR: National Center for Atmospheric Research

- 882 NHC: National Hurricane Center
- 883 NOWPHAS: National Ocean Wave information network for Ports and Harbours
- 884 NODC: National Oceanographic Data Center
- 885 NTU: National Taiwan University
- 886 OASIS: Observing Air-Sea Interaction Strategy
- 887 PALSAR: Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar
- 888 PAR: Photosynthetically Active Radiation 光合成有効放射
- 889 ReMO: Respiration in the Mesopelagic Ocean
- 890 POC: Particulate Organic Carbon 粒子態有機炭素
- 891 SAR: Synthetic-Aperture Radar 合成開口レーダー
- 892 SCOR: Science Committee on Oceanographic Research 海洋研究科学委員会
- 893 SEAREX: The Sea-Air Exchange program
- 894 SFMR: Stepped Frequency Microwave Radiometer
- 895 SKIM: Sea Surface KInematics Multiscale monitoring
- 896 SML: Sea surface Microlayer
- 897 SSA: Sea Spray Aerosol
- 898 SUSTAIN: Surge-Structure-Atmosphere Interaction
- 899 S3F: Sea Spray Source Function
- 900 SOCAT: Surface Ocean CO<sub>2</sub> Atlas 表層海洋 CO<sub>2</sub> データベース
- 901 SOLAS: Surface Ocean Lower Atmosphere Study 海洋大気間の物質相互作用研究計画
- 902 SPRINTERS: Spectral Radiation-Transport Model for Aerosol Species
- 903 SWOT: The Surface Water and Ocean Topography
- 904 TEP: Transparent Exopolymer Particles 透明細胞外ポリマー粒子
- 905 TAO: Tropical Atmosphere Ocean
- 906 TRITON: Triangle Trans-Ocean Buoy Network
- 907 TN: Total nitrogen 全窒素
- 908 VMAP: the Variability of Maritime Aerosol Properties
- 909 VOS: Voluntary Observing Ship 篤志観測船
- 910 WaCM: Winds and Currents Mission
- 911 WRF: Weather Research and Forecast system



912

913 **References**

- 914 相木 秀則, 近藤 文義, 根田 昌典, 田中 潔, 藤田 敏男 (2020): 10 Hz 測定光学粒子計による海  
915 上波浪境界層観測, エアロゾル研究, 35, 160 – 169.
- 916 Aller, J. Y., J. C. Radway, W. P. Kilhau, D. W. Bothe, T. W. Wilson, R. D. Vaillancourt, P. K. Quinn, D.  
917 J. Coffman, B. J. Murray, and D. A. Knopf (2017): Size-resolved characterization of the  
918 polysaccharidic and proteinaceous components of sea spray aerosol. *Atmospheric Environment*, 154,  
919 331-347. doi:10.1016/j.atmosenv.2017.01.053.
- 920 Anderson, J. E., and S. C. Riser (2014): Near-surface variability of temperature and salinity in the  
921 near-tropical ocean: Observations from profiling floats, *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, 7433–7448,  
922 doi:10.1002/2014JC010112.
- 923 Anderson, R. F. (2020): GEOTRACES: Accelerating research on the marine biogeochemical cycles of  
924 trace elements and their isotopes, *Annu. Rev. Mar. Sci.*, 12, 49–85,  
925 doi:10.1146/annurev-marine-010318-095123.
- 926 Atlas, R., R. N. Hoffman, S. C. Bloom, J. C. Jusem, and J. Ardizzone (1996): A multilayer global surface  
927 wind velocity dataset using SSM/I wind observations, *Bull. Amer. Meteo. Soc.*, 77, 869–882, doi:  
928 10.1175/1520-0477(1996)077<0869:AMGSWV>2.0.CO;2
- 929 Baldocchi, D.D. (2003): Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide  
930 exchange rates of ecosystems: Past, present and future, *Glob. Change Biol.*, 9, 479–492.
- 931 Barkan, R., K. B. Winters, and J. C. McWilliams (2017): Stimulated imbalance and the enhancement of  
932 eddy kinetic energy dissipation by internal waves, *J. Phys. Oceanogr.*, 47(1), 181–198.
- 933 Bates, T. S., P. K. Quinn, A. A. Frossard, L. M. Russell, J. Hakala, T. Petäjä, M. Kulmala, D. S. Covert, C.  
934 D. Cappa, S. - M. Li, K. L. Hayden, I. Nuaaman, R. McLaren, P. Massoli, M. R. Canagaratna, T. B.  
935 Onasch, D. Sueper, D. R. Worsnop and W. C. Keene (2012): Measurements of ocean derived aerosol  
936 off the coast of California, *J. Geophys. Res.*, 117, D00V15.
- 937 Bishop, J. K. B., R. E. Davis, and J. T. Sherman (2002): Robotic observations of dust storm enhancement  
938 of carbon biomass in the North Pacific. *Science*, 298, 817–821.
- 939 Blomquist, B.W., C.W. Fairall, B.J. Huebert, D.J. Kieber, and G.R. Westby (2006): DMS sea–air transfer  
940 velocity: Direct measurements by eddy covariance and parameterization based on the NOAA/COARE  
941 gas transfer model, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L07601.

942 Boyd, P.W., D. S. Mackie, and K. A. Hunter (2010): Aerosol iron deposition to the surface ocean-Modes  
943 of iron supply and biological responses. *Mar. Chem.*, 120,128–143,  
944 doi:10.1016/j.marchem.2009.01.008.

945 Broecker, W., and T. Peng (1974): Gas exchange rates between air and sea, *Tellus*, 26, 21–35.

946 Burekul, S., Y. Murashima, H. Furutani, M. Uematsu (2014): Enrichment of particulate phosphorus in a  
947 sea-surface microlayer over the Eastern Equatorial Pacific Ocean. *Geochemical Journal*, 48(3), e1-e7.  
948 doi:10.2343/geochemj.2.0315.

949 Butterworth, B.J., and B.G.T. Else (2018): Dried, closed-path eddy covariance method for measuring  
950 carbon dioxide flux over sea ice, *Atmos. Meas. Tech.*, 11, 6075–6090.

951 Carslaw, K. S., O. Boucher, D. V. Spracklen, G. W. Mann, J. G. L. Rae, S. Woodward and M.  
952 Kulmala (2010): A review of natural aerosol interactions and feedbacks within the Earth system,  
953 *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 1701–1737.

954 Charlson, R., J. Lovelock, M. Andreae *et al.* (1987): Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud  
955 albedo and climate. *Nature* 326, 655–661, doi:10.1038/326655a0

956 Clarke, A. D., J. L. Varner, F. Eisele, R. L. Mauldin, D. Tanner and M. Litchy (1998): Particle production  
957 in the remote marine atmosphere: cloud outflow and subsidence during ACE 1, *J. Geophys. Res.*, 103,  
958 16397–16409.

959 Conway, T. M., and S. G. John (2014): Quantification of dissolved iron sources to the North Atlantic  
960 Ocean. *Nature*, 511, 212–215.

961 Covert, D. S., V. N. Kapustin, T. S. Bates and P. K. Quinn (1996): Physical properties of marine  
962 boundary layer aerosol particles of the mid - Pacific in relation to sources and meteorological transport,  
963 *J. Geophys. Res.*, 101, 6919–6930.

964 Crocker, D. R., R. E. Hernandez, H. D. Huang, M. A. Pendergraft, R. Cao, J. Dai, C. K. Morris, G. B.  
965 Deane, K. A. Prather, and M. H. Thiemens (2020): Biological influence on  $\delta^{13}\text{C}$  and organic  
966 composition of nascent sea spray aerosol. *ACS Earth and Space Chemistry*, 4 (9), 1686-1699.  
967 doi:10.1021/acsearthspacechem.0c00072.

968 Cronin M. F., C. L. Gentemann, J. Edson, I. Ueki, M. Bourassa, S. Brown, C. A. Clayson, C. W. Fairall,  
969 J. T. Farrar, S. T. Gille, S. Gulev, S. A. Josey, S. Kato, M. Katsumata, E. Kent, M. Krug, P. J. Minnett,  
970 R. Parfitt, R. T. Pinker, P. W. Stackhouse, S. Swart, H. Tomita, D. Vandemark, A. R. Weller, K.

971 Yoneyama, L. Yu and D. Zhang (2019): Air-sea fluxes with a focus on heat and momentum, *Front.*  
972 *Mar. Sci.*, 6, 430, doi:10.3389/fmars.2019.00430.

973 Crutzen, P.J. (2002): Geology of mankind. *Nature*, 415(23), doi:10.1038/415023a.

974 Cunliffe, M., A. Engel, S. Frka, B. Gašparović, C. Guitart, J. C. Murrell, M. Salter, C. Stolle, R.  
975 Upstill-Goddard, and O. Wurl (2013): Sea surface microlayers: A unified physicochemical and  
976 biological perspective of the air–ocean interface. *Prog. Oceanogr.*, 109, 104-116.  
977 doi:10.1016/j.pocean.2012.08.004.

978 Cunliffe, M., M. Salter, P. J. Mann, A. S. Whiteley, R. C. Upstill-Goddard, and J. C. Murrell (2009):  
979 Dissolved organic carbon and bacterial populations in the gelatinous surface microlayer of a  
980 Norwegian fjord mesocosm, *FEMS Microbiology Letters*, 299(2), 248–254.  
981 doi:10.1111/j.1574-6968.2009.01751.x

982 Cunliffe, M., and O. Wurl (2014): Guide to best practices to study the ocean’s surface. Occasional  
983 Publications of the Marine Biological Association of the United Kingdom, Plymouth, UK. 118 pp.

984 Curcic, M., and B. K.Haus (2020): Revised estimates of ocean surface drag in strong winds. *Geophys.*  
985 *Res. Lett.*, 47, e2020GL087647.

986 de Leeuw, G., E. L. Andreas, M. D. Anguelova, C. W. Fairall, E. R. Lewis, C. O’Dowd, M. Schulz, and S.  
987 E. Schwartz (2011), Production flux of sea spray aerosol, *Rev. Geophys.*, 49, RG2001,  
988 doi:10.1029/2010RG000349.

989 Duce, R. A. (1989): SEAREX; The sea/air exchange program. *Chem. Oceanogr.*10, Academic Press,  
990 London. 404 pp.

991 Donelan, M. A., B. K. Haus, N. Reul, W. J. Plant, M. Stiassnie, H. C. Graber, *et al.* (2004): On the  
992 limiting aerodynamic roughness of the ocean in very strong winds. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L18306.

993 Ebuchi, N, H. C. Graber and M. J. Caruso (2002): Evaluation of wind vectors observed by  
994 QuikSCAT/SeaWinds using ocean buoy data, *J. Atmos. Oceanic Tech.*, 19, 2049-2062,  
995 doi:10.1175/1520-0426(2002)019<2049:EOWVOB>2.0.CO;2

996 Ebling, A. M., and W. M. Landing (2017): Trace elements in the sea surface microlayer: rapid responses  
997 to changes in aerosol deposition. *Elem. Sci. Anth.*, 5, 42. doi:10.1525/elementa.237

998 Fairall, C.W., E.F. Bradley, J.E. Hare, A.A. Grachev, and J.B. Edson (2003): Bulk parameterization of  
999 air–sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm, *J. Clim.*, 16, 571–591.

- 1000 Fuentes, E., H. Coe., D. Green and G. McFiggans (2011): On the impacts of phytoplankton-derived  
1001 organic matter on the properties of the primary marine aerosol – Part 2: composition, hygroscopicity  
1002 and cloud condensation activity, *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 2585-2602.
- 1003 Fujiwara, Y., Y. Yoshikawa, and Y. Matsumura (2020): Wave-resolving simulations of viscous wave  
1004 attenuation effects on Langmuir circulation. *Ocean Modell.*, 154, 101679,  
1005 doi:10.1016/j.ocemod.2020.101679.
- 1006 Furuichi, N., T. Hibiya, and Y. Niwa (2012): Assessment of turbulence closure models for resonant  
1007 inertial response in the oceanic mixed layer using a large eddy simulation model, *J. Oceanogr.*, 68,  
1008 285–294, doi:10.1007/s10872-011-0095-3.
- 1009 Furutani, H., A. Meguro, H. Iguchi, and M. Uematsu (2010): Geographical distribution and sources of  
1010 phosphorus in atmospheric aerosol over the North Pacific Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 37, L03805,  
1011 doi:10.1029/2009GL041367.
- 1012 Gac, J.-P., T. Cariou, É. Macé, M. Vernet, and Y. Bozec (2020): Statistical analysis of high-frequency  
1013 pCO<sub>2</sub> data acquired with the ASTAN buoy (south-western English channel, off Roscoff), p. 67–82. In  
1014 *Evolution of Marine Coastal Ecosystems under the Pressure of Global Changes*, edited by H.J.  
1015 Ceccaldi, Y. Hénocque, T. Komatsu, P. Prouzet, B. Sautour, J. Yoshida, Springer International  
1016 Publishing.
- 1017 Galgani, L., C. Stolle, S. Endres, K. G. Schulz, and A. Engel (2014): Effects of ocean acidification on the  
1018 biogenic composition of the seasurface microlayer: Results from a mesocosm study. *J. Geophys. Res.*  
1019 *Oceans*, 119, 7911–7924. doi:10.1002/2014JC010188.
- 1020 浜崎恒二, 石坂丞二, 齊藤宏明, 杉崎宏哉, 鈴木光次, 高橋一生, 千葉早苗 (2013): 海洋学の 10  
1021 年展望(Ⅲ)—日本海洋学会将来構想委員会生物サブグループの議論から—, *海の研究*, 22(6),  
1022 253-272.
- 1023 Hamme, R. C, P. W. Webley, W. R. Crawford, F. A. Whitney, M. D. DeGrandpre, S. R. Emerson, C. C.  
1024 Eriksen, K. E. Giesbrecht, J. F. R. Gower, M. T. Kavanaugh, M. A. Pena, C. L. Sabine, S. D. Batten, L.  
1025 A. Coogan, D. S. Grundle, and D. Lockwood (2010): Volcanic ash fuels anomalous plankton bloom in  
1026 subarctic northeast Pacific. *Geophys. Res. Lett.* 37, L19604, doi:10.1029/2010GL044629.
- 1027 Hamilton, D. S., *et al.* (2020): Recent (1980 to 2015) Trends and variability in daily - to - interannual  
1028 soluble iron deposition from dust, fire, and anthropogenic sources. *Geophys. Res. Lett.* 47(17),  
1029 e2020GL089688. doi:10.1029/2020GL089688.

- 1030 花輪公雄, 津田敦 (2013): 「海洋学の 10 年展望」 発刊に寄せて. 海の研究, 22, 187-189.  
1031 doi:10.5928/kaiyou.22.6\_187.
- 1032 橋濱史典, 瀨瀨慎也, 近藤能子, 佐々木克徳, 杉本周作, 高橋一生, 長井健容, 西岡純, 林田博士,  
1033 平井惇也 (2021): 海洋学の 10 年展望: 中緯度, 海の研究, 投稿中.
- 1034 Hasselmann, K. (1962): On the non-linear energy transfer in a gravity-wave spectrum Part 1. General  
1035 theory. J. Fluid Mech., 12(4), 481-500.
- 1036 Hostetler, C. A., M. J. Behrenfeld, Y. Hu, J. W. Hair, and J. A. Schullien (2018): Spaceborne lidar in the  
1037 study of marine systems. Ann. Rev. Mar. Sci., 10, 121-147. doi:  
1038 10.1146/annurev-marine-121916-063335.
- 1039 Hosoda, S., T. Suga, N. Shikama, and K. Mizuno (2009): Global surface layer salinity change detected  
1040 by Argo and its implication for hydrological cycle intensification. J. Oceanogr., 65, 579-586,  
1041 doi:10.1007/s10872-009-0049-1.
- 1042 Houtani, H., T. Waseda, W. Fujimoto., K. Kiyomatsu. and K. Tanizawa (2018): Generation of a spatially  
1043 periodic directional wave field in a rectangular wave basin based on higher-order spectral simulation.  
1044 Ocean Engineering, 169, 428-441.
- 1045 Hsu, J., R. Lien, E. A. D'Asaro, and T. B. Sanford (2018): Estimates of surface waves using subsurface  
1046 EM-APEX floats under Typhoon Fanapi 2010, J. Atmos. Oceanic Tech., 35(5), 1053-1075,  
1047 doi:10.1175/JTECH-D-17-0121.1.
- 1048 Ichikawa, K., X.-F. Wang, and H. Tamura (2020): Capability of Jason-2 subwaveform retrackerers for  
1049 significant wave height in the calm semi-enclosed Celebes Sea, Remote Sens., 12, 3367,  
1050 doi:10.3390/rs12203367.
- 1051 Ijichi, T., L. St. Laurent, K. L. Polzin, and J. M. Toole (2020): How variable is mixing efficiency in the  
1052 abyss?. Geophys. Res. Lett., 47(7), e2019GL086813.
- 1053 Isoguchi, O., T. Tadono, M. Ohki, U. Shimada, M. Yamaguchi, M. Hayashi, and W. Tanase (2021):  
1054 Hurricane ocean surface wind retrieval from ALOS-2 PALSAR-2 cross-polarized measurements, 2021  
1055 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (in press).
- 1056 Ito, A., *et al.*, (2019): Pyrogenic iron: The missing link to high iron solubility in aerosols, Sci. Adv., doi:  
1057 10.1126/sciadv.aau7671.

1058 Ito, A., Y. Ye, A. Yamamoto, M. Watanabe, and M. N. Aita (2020): Responses of ocean  
1059 biogeochemistry to atmospheric supply of lithogenic and pyrogenic iron-containing aerosols.  
1060 Geological Magazine, 157, 741–756, doi: 10.1017/S0016756819001080.

1061 Ito, A., Y. Ye, C. Baldo, and Z. Shi (2021): Ocean fertilization by pyrogenic aerosol iron. *npj Clim*  
1062 *Atmos. Sci.*, 4, 30, doi:10.1038/s41612-021-00185-8.

1063 Ito, K., H. Yamada, M. Yamaguchi, T. Nakazawa, N. Nagahama, K. Shimizu, T. Ohigashi, T. Shinoda  
1064 and K. Tsuboki (2018): Analysis and forecast using dropsonde data from the inner-core region of  
1065 tropical cyclone Lan (2017) obtained during the first aircraft missions of T-PARCII, SOLA, 14,  
1066 105-110, doi:10.2151/sola.2018-018.

1067 Inoue, T., R. N. Glud,, H. Stahl, and A. Hume (2011): Comparison of three different methods for  
1068 assessing in situ friction velocity: A case study from Loch Etive, Scotland, *Limnol. Oceanogr.*  
1069 *Methods*, 9, 275-287, doi:10.4319/lom.2011.9.275.

1070 Iwamoto, Y., K. Yumimoto, M. Toratani, A. Tsuda, K. Miura, I. Uno, and M. Uematsu (2011):  
1071 Biogeochemical implications of increased mineral particle concentrations in surface waters of the  
1072 northwestern North Pacific during an Asia dust event. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L01604,  
1073 doi:10.1029/2010GL045906.

1074 Jickells, T. D., *et al.* (2017): A reevaluation of the magnitude and impacts of anthropogenic atmospheric  
1075 nitrogen inputs on the ocean. *Global Biogeochem. Cycles*, 31, 289– 305, doi:10.1002/2016GB005586.

1076 Jones, E.P., and S.D. Smith (1977): A first measurement of sea–air CO<sub>2</sub> flux by eddy correlation, *J.*  
1077 *Geophys. Res.*, 82, 5990–5992.

1078 Jung, J., H. Furutani, M. Uematsu, S. Kim and S. Yoon (2013): Atmospheric inorganic nitrogen input via  
1079 dry, wet, and sea fog deposition to the subarctic western North Pacific Ocean, *Atmos. Chem. Phys.*, 13,  
1080 411–428, doi:10.5194/acp-13-411-2013.

1081 Kadko, D., W. M. Landing, and C. S. Buck (2020): Quantifying atmospheric trace element deposition  
1082 over the ocean on a global scale with satellite rainfall products. *Geophys. Res. Lett.*, 47,  
1083 e2019GL086357. doi: 10.1029/2019GL086357.

1084 神田 穰太, 石井雅男, 小川浩史, 小埜恒夫, 小畑元, 川合美千代, 鈴木昌弘, 本多牧生, 山下洋  
1085 平, 渡邊豊 (2013): 海洋学の10年展望(Ⅱ)—日本海洋学会将来構想委員会化学サブグループ  
1086 の議論から—, *海の研究*, 22(6), 219-251.

- 1087 Kanada, S., S. Tsujino, H. Aiki, M. K. Yoshioka, Y. Miyazawa, K. Tsuboki, and I. Takayabu, (2017):  
1088 Impacts of SST patterns on rapid intensification of Typhoon Megi (2010). *J. Geophys. Res. Atmos.*,  
1089 122, 13,245– 13,262. doi:10.1002/2017JD027252.
- 1090 木田新一郎, 栗原晴子, 大林由美子, 川合美千代, 近藤能子, 西岡純 (2021): 海洋学の 10 年展  
1091 望: 沿岸域, 海の研究, 投稿中.
- 1092 Kim, T., W., K. Lee, R. G. Najjar, H. D. Jeong, H. J. Jeong (2011): Nitrogen deposition from the  
1093 atmosphere has altered the nitrate:phosphorus ratio in the marginal seas of the northwestern Pacific  
1094 Ocean. *Science*, 334, 505-509, doi:10.1126/science.1206583.
- 1095 Komatsu, K. and A. Masuda (1996): A new scheme of nonlinear energy transfer among wind waves:  
1096 RIAM method-algorithm and performance. *J. Oceanogr.*, 52, 509–537, doi:10.1007/BF02239052.
- 1097 Kondo, F., and O. Tsukamoto (2012): Experimental validation of WPL correction for CO<sub>2</sub> flux by eddy  
1098 covariance technique over the asphalt surface, *J. Agric. Meteorol.*, 68, 183–194.
- 1099 Krishnamurthy, A., J.K. Moor, N. Mahowald, C. Luo, S.C. Doney, K. Lindsay, and C.S. Zender (2009):  
1100 Impacts of increasing anthropogenic soluble iron and nitrogen deposition on ocean biogeochemistry.  
1101 *Global Biogeochem. Cycles*, 23, GB3016, doi:10.1029/2008GB003440.
- 1102 Kubota, T. *et al.*, (2007): Global precipitation map using satellite-borne microwave radiometers by the  
1103 GSMaP project: Production and validation, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45,  
1104 2259-2275, doi: 10.1109/TGRS.2007.895337.
- 1105 Kurisu M., Y. Takahashi, T. Iizuka, and M. Uematsu (2016): Very low isotope ratio of iron in fine  
1106 aerosols related to its contribution to the surface ocean, *J. Geophys. Res.*, 121, 11,119–11,136.
- 1107 Kurihara, Y., H. Murakami, and M. Kachi (2016), Sea surface temperature from the new Japanese  
1108 geostationary meteorological Himawari - 8 satellite, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 1234–1240,  
1109 doi:10.1002/2015GL067159.
- 1110 Kuwae, T., J. Kanda, A. Kubo, F. Nakajima, H. Ogawa, A. Sohma, and M. Suzumura (2016): Blue  
1111 carbon in human-dominated estuarine and shallow coastal systems. *Ambio*, 45, 290–301.
- 1112 Large, W.G. and S.G. Yeager (2009): The global climatology of an interannually varying air-sea flux  
1113 data set. *Clim Dyn.*, 33, 341–364, doi:10.1007/s00382-008-0441-3.
- 1114 Liao, W., S. Takano, S. Yang, K. Huang, Y. Sohrin, and T. Ho (2020): Zn Isotope composition in the  
1115 water column of the Northwestern Pacific Ocean: The importance of external sources, *Glob.*  
1116 *Biogeochem. Cycle*, 34, e2019GB006379, doi:10.1029/2019GB006379.

- 1117 Liss, P.S., and P.G. Slater (1974): Flux of gases across the air–sea interface, *Nature*, 247, 181–184.
- 1118 Liss, P.S., and L. Merlivat (1986): Air–sea gas exchange rates: Introduction and synthesis, p. 113–129. In  
1119 The Role of Air–Sea Exchange in Geochemical Cycling, edited by P. Buat-Menard, Springer  
1120 Netherlands.
- 1121 Liu, Q., O. Gramstad, and A. Babanin (2021): Kinetic equations in a third-generation spectral wave  
1122 model. *J. Fluid Mech.*, 910, doi:10.1017/jfm.2020.1036
- 1123 Mahowald, N. M., A. R. Baker, G. Bergametti, N. Brooks, A. Duce, T.D. Jickells, N. Kubliay, J. M.  
1124 Prospero, and I. Tegen (2005): Atmospheric global dust cycle and iron inputs to the ocean. *Glob.*  
1125 *Biogeochem. Cycle*, 19, GB4025, doi:10.1029/2004GB002402.
- 1126 Mahowald, N., *et al.* (2008): Global distribution of atmospheric phosphorus sources, concentrations and  
1127 deposition rates, and anthropogenic impacts. *Global Biogeochem. Cycles*, 22, GB4026,  
1128 doi:10.1029/2008GB003240.
- 1129 Mahowald, N. M., D. S. Hamilton, K. R. M. Mackey, J. K. Moore, A. R. Baker, R. A. Scanza1, and Y.  
1130 Zhang (2018): Aerosol trace metal leaching and impacts on marine microorganisms. *Nature Com.*, 9,  
1131 2614, doi:10.1038/s41467-018-04970-7.
- 1132 Malfatti, F., C. Lee, T. Tinta, M. A. Pendergraft, M. Celussi, Y. Zhou, C. M. Sultana, A. Rotter, J. L.  
1133 Axson, D. B. Collins, M. V. Santander, A. L. A. Morales, L. I. Aluwihare, N. Riemer, V. H. Grassian,  
1134 F. Azam, and K. A. Prather (2019): Detection of active microbial enzymes in nascent sea spray  
1135 aerosol: Implications for atmospheric chemistry and climate. *Environmental Science & Technology*  
1136 *Letters*, 6 (3), 171-177. doi:10.1021/acs.estlett.8b00699
- 1137 Martinez-Varela, A., G. Casas, B. Piña, J. Dachs, and M. Vila-Costa (2020): Large enrichment of  
1138 anthropogenic organic matter degrading bacteria in the sea-surface microlayer at coastal Livingston  
1139 Island (Antarctica). *Front. Microbiol.*, 11:571983. doi:10.3389/fmicb.2020.571983
- 1140 Masuda, A. (1980): Nonlinear energy transfer between wind waves. *J. Phys. Oceanogr.*, 10(12),  
1141 2082-2093.
- 1142 Misumi, K., J. Nishioka, H. Obata, D. Tsumune, T. Tsubono, M. C. Long, K. Lindsay, and J. K. Moore  
1143 (2021): Slowly sinking particles underlie dissolved iron transport across the Pacific Ocean, *Glob.*  
1144 *Biogeochem. Cycle*, 21115, doi:10.1029/2020GB006823.



- 1145 Miyazaki, Y., K. Suzuki, E. Tachibana, Y. Yamashita, A. Müller, K. Kawana, and J. Nishioka (2020):  
1146 New index of organic mass enrichment in sea spray aerosols linked with senescent status in marine  
1147 phytoplankton. *Sci. Rep.*, 10, 17042. doi:10.1038/s41598-020-73718-5
- 1148 Mouche, A., B. Chapron, J. Knaff, Y. Zhao, B. Zhang, and C. Combot (2019): Copolarized and  
1149 cross - polarized SAR measurements for high - resolution description of major hurricane wind  
1150 structures: Application to Irma Category 5 Hurricane, *Journal of Geophysical Research: Oceans*,  
1151 doi:10.1029/2019JC015056.
- 1152 Murphy, P.P., Y. Nojiri, Y. Fujinuma, C.S. Wong, J. Zeng, T. Kimoto, and H. Kimoto (2001):  
1153 Measurements of surface seawater fCO<sub>2</sub> from volunteer commercial ships: Techniques and  
1154 experiences from Skaugran, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 18, 1719–1734.
- 1155 Mustaffa, N. I. H., T. H. Badewien, M. Ribas-Ribas, and O. Wurl (2018): High-resolution observations  
1156 on enrichment processes in the sea-surface microlayer. *Sci. Rep.* 8, 13122.  
1157 doi:10.1038/s41598-018-31465-8
- 1158 Mustaffa, N. I. H., L. Kallajoki, H. Hillebrand, O. Wurl, and M. Striebel (2020): Sea surface  
1159 phytoplankton community response to nutrient and light changes. *Mar. Biol.*, 167, 123.  
1160 doi:10.1007/s00227-020-03738-2
- 1161 Mustaffa, N. I. H., M. Ribas-Ribas, and O. Wurl (2017): High-resolution variability of the enrichment of  
1162 fluorescence dissolved organic matter in the sea surface microlayer of an upwelling region. *Elem. Sci.*  
1163 *Anth.*, 5, 52, doi:10.1525/elementa.242
- 1164 Nakajima R., K. Tsuchiya, N. Nakatomi, T. Yoshida, Y. Tada, F. Konno, T. Toda, V. S. Kuwahara, K.  
1165 Hamasaki, B. H. R. Othman, T. C. Segaran, and A. W. M. Effendy (2013): Enrichment of microbial  
1166 abundance in the sea-surface microlayer over a coral reef: implications for biogeochemical cycles in  
1167 reef ecosystems. *Mar. Ecol. Prog. Ser.*, 490, 11-22. doi:10.3354/meps10481
- 1168 Nakaoka, S., M. Telszewski, Y. Nojiri, S. Yasunaka, C. Miyazaki, H. Mukai, and N. Usui (2013):  
1169 Estimating temporal and spatial variation of ocean surface pCO<sub>2</sub> in the North Pacific using a self-  
1170 organizing map neural network technique, *Biogeosciences*, 10, 6093–6106.
- 1171 Nilsson, E., H. Bergström, A. Rutgersson, E. Podgrajsek, M.B. Wallin, G. Bergström, E. Dellwik, S.  
1172 Landwehr, and B. Ward (2018): Evaluating humidity and sea salt disturbances on CO<sub>2</sub> flux  
1173 measurements, *J. Atmos. Ocean. Technol.*, 35, 859–875.

- 1174 岡 英太郎, 磯辺篤彦, 市川香, 升本順夫, 須賀利雄, 川合義美, 大島慶一郎, 島田浩二, 羽角博  
1175 康, 見延庄士郎, 早稲田卓爾, 岩坂直人, 河宮未知生, 伊藤幸彦, 久保田雅久, 中野俊也, 日比  
1176 谷紀之, 寄高博行 (2013): 海洋学の10年展望(I)—日本海洋学会将来構想委員会物理サブグ  
1177 ループの議論から—, 海の研究, 22(6), 191-218.
- 1178 岡本 幸三 (2014): 数値予報における衛星データの利用, 計測と制御, 53, 1006-1012
- 1179 Onuki, Y., S. Joubaud, and T. Dauxois (2021): Simulating turbulent mixing caused by local instability of  
1180 internal gravity waves. *J. Fluid Mech.*, 915.
- 1181 Parks, G., C. W. Dean, J. A. Kluge, A. V. Soloviev, M. Shivji, A. Tartar, K. L. Howe, S. Lehner, E.  
1182 Schwarz, H. Shen, W. Perrie, and P. Schuler (2020): Analysis of surfactant-associated bacteria in the  
1183 sea surface microlayer using deoxyribonucleic acid sequencing and synthetic aperture radar.  
1184 *International Journal of Remote Sensing*, 41(10), 3886-3901. doi:10.1080/01431161.2019.1708508
- 1185 Peng, T.-H., W.S. Broecker, G.G. Mathieu, Y.H. Li, and A.E. Bainbridge (1979): Radon evasion rates in  
1186 the Atlantic and Pacific Oceans as determined during the GEOSECS program, *J. Geophys. Res.*, 84,  
1187 2471–2486.
- 1188 Pinedo-González P., N. J. Hawco, R. M. Bundy, E. V. Armbrust, M. J. Follows, B. B. Cael, A. E. White,  
1189 S. Ferron, D. M. Karl, and S. G. John (2020): Anthropogenic Asian aerosols provide Fe to the North  
1190 Pacific Ocean. *Proc. Natl Acad. Sci. USA*, 117(45), doi:10.1073/pnas.2010315117.
- 1191 Prather, K. A., T. H. Bertram, V. H. Grassian, G. B. Deane, M. D. Stokes, P. J. DeMott, *et al.* (2013):  
1192 Bringing the ocean into the laboratory, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 110, 7550-7555.
- 1193 Quinn, P. K. and T. S. Bates (2011): The case against climate regulation via oceanic phytoplankton  
1194 sulphur emissions, *Nature*, 480, 51-56 (2011)
- 1195 Ribas-Ribas, M., N. I. H. Mustaffa, J. Rahlff, C. Stolle, and O. Wurl (2017): Sea Surface Scanner (S3): A  
1196 catamaran for high-resolution measurements of biogeochemical properties of the sea surface  
1197 microlayer. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, 34(7), 1433-1448. doi:10.1175/JTECH-D-17-0017.1
- 1198 Robinson, T.-B., C. Stolle, and O. Wurl (2019a): Depth is relative: the importance of depth for  
1199 transparent exopolymer particles in the near-surface environment. *Ocean Sci.*, 15, 1653–1666.  
1200 doi:10.5194/os-15-1653-2019
- 1201 Robinson, T. - B., O. Wurl, E. Bahlmann, K. Jürgens, and C. Stolle (2019b): Rising bubbles enhance the  
1202 gelatinous nature of the air-sea interface. *Limnol. Oceanogr.*, 64, 2358-2372. doi:10.1002/lno.11188
- 1203 猿渡 亜由未 (2020): 白波砕波と波飛沫, エアロゾル研究, 35(3), 155 – 159.

1204 Saruwatari, A., and N. Abe (2014): Relationship between latent heat of sea spray and uncertainty of a  
1205 meteorological field. *Appl. Ocean Res.*, 44, 102–111, doi:10.1016/j.apor.2013.11.007.

1206 Sato, K., F. Daunt, Y. Watanuki, A. Takahashi, and S. Wanless (2008): A new method to quantify prey  
1207 acquisition in diving seabirds using wing stroke frequency. *Journal of Experimental Biology* 211,  
1208 56-65.

1209 Schlitzer *et al.* (2018): The GEOTRACES Intermediate Data Product 2017. *Chem. Geol.*, 493, 210-223,  
1210 doi:10.1016/j.chemgeo.2018.05.040.

1211 Sellegri, K., A. Nicosia, E. Freney (2021): Surface ocean microbiota determine cloud precursors, *Sci.*  
1212 *Rep.*, 11, 281, doi:10.1038/s41598-020-78097-5

1213 Shibata, A. (2006): A wind speed retrieval algorithm by combining 6 and 10 GHz data from Advanced  
1214 Microwave Scanning Radiometer: Wind speed inside hurricanes, *J. Oceanogr.*, 62, 351–359,  
1215 doi:10.1007/s10872-006-0060-8.

1216 Stolle, C., M. Labrenz, C. Meeske, and K. Jürgens (2011): Bacterioneuston community structure in the  
1217 southern Baltic Sea and its dependence on meteorological conditions. *Applied and Environmental*  
1218 *Microbiology*, 77 (11), 3726-3733. doi:10.1128/AEM.00042-11

1219 Stolle C., K. Nagel, M. Labrenz, and K. Jürgens (2009): Bacterial activity in the sea-surface microlayer:  
1220 in situ investigations in the Baltic Sea and the influence of sampling devices. *Aquat. Microb. Ecol.*, 58,  
1221 67-78. doi:10.3354/ame01351

1222 Stolle, C., K. Nagel, M. Labrenz, and K. Jürgens (2010): Succession of the sea-surface microlayer in the  
1223 coastal Baltic Sea under natural and experimentally induced low-wind conditions. *Biogeosciences*, 7,  
1224 2975–2988. doi:10.5194/bg-7-2975-2010

1225 Stramski, D., R. A. Reynolds, P. Gernez, R. Röttgers, and O. Wurl (2019): Inherent optical properties  
1226 and particle characteristics of the sea-surface microlayer. *Progr. Oceanogr.*, 176, 102117.  
1227 doi:10.1016/j.pocean.2019.05.009.

1228 Sugai, Y., K. Tsuchiya, S. Shimode, and T. Toda (2018). Seasonal variations in microbial abundance and  
1229 transparent exopolymer particle concentration in the sea surface microlayer of temperate coastal waters.  
1230 *Aquat. Microb. Ecol.*, 81, 201-211. doi:10.3354/ame01869

1231 Sugai, Y., K. Tsuchiya, S. Shimode, and T. Toda (2020): Photochemical production and biological  
1232 consumption of CO in the SML of temperate coastal waters and their implications for Air-Sea CO  
1233 Exchange. *J. Geophys. Res. Oceans*, 125, e2019JC015505. doi:10.1029/2019JC015505

- 1234 Sugihara, Y., H. Tsumori, T. Ohga, H. Yoshioka, and S. Serizawa (2007): Variation of whitecap  
1235 coverage with wave field conditions, *J. Mar. Syst.*, 66, 47–60, doi:10.1016/j.jmarsys.2006.01.014.
- 1236 Sun, H., Y. Zhang, S. Tan, Y. Zheng, S. Zhou, Q.-Y. Ma, G.-P. Yang, J. D. Todd, and X.-H. Zhang  
1237 (2020): DMSP-producing bacteria are more abundant in the surface microlayer than subsurface  
1238 seawater of the East China Sea. *Microb. Ecol.*, 80, 350–365. doi:10.1007/s00248-020-01507-8
- 1239 Tagliabue, A., O. Aumont, R. Death, J. P. Dunne, S. Dutkiewicz, E. Galbraith, K. Misumi, J. K. Moore,  
1240 A. Ridgwell, E. Sherman, C. Stock, M. Vichi, C. Völker, and A. Yool (2016): How well do global  
1241 ocean biogeochemistry models simulate dissolved iron distributions? *Glob. Biogeochem. Cycle*, 30,  
1242 149–74, doi: 10.1002/2015GB005289.
- 1243 Takagaki, N., S. Komori, N. Suzuki, K. Iwano, T. Kuramoto, S. Shimada, R. Kurose, K. Takahashi  
1244 (2012): Strong correlation between the drag coefficient and the shape of the wind sea spectrum over a  
1245 broad range of wind speeds, *Geophys. Res. Lett.*, 39, L23604, doi:10.1029/2012GL053988.
- 1246 高垣直尚, (2020): 海洋表面を通しての運動量・スカラ輸送機構に関する研究, 日本流体力学会  
1247 誌ながれ, 39(3), 130-135.
- 1248 Takahashi, A., T. Hibiya, and A. C. Naveira Garabato (2021): Influence of the distortion of vertical  
1249 wavenumber spectra on estimates of turbulent dissipation using the finescale parameterization: Eikonal  
1250 calculations, *J. Phys. Oceanogr.*, 51(5), 1723-1733.
- 1251 Takahashi, T., S.G. Sutherland, C. Sweeney, A.P. Poisson, N. Metzl, B. Tilbrook, N.R. Bates, R.  
1252 Wanninkhof, R.A. Feely, C.L. Sabine, J. Olafsson, and Y. Nojiri (2002): Global sea–air CO<sub>2</sub> flux  
1253 based on climatological surface ocean pCO<sub>2</sub>, and seasonal biological and temperature effects, *Deep  
1254 Sea Res. II*, 49, 1601–1622.
- 1255 Takahashi, T., S.C. Sutherland, R. Wanninkhof, C. Sweeney, R.A. Feely, D.W. Chipman, B. Hales, G.  
1256 Friederich, F. Chavez, C. Sabine, A. Watson, D.C.E. Bakker, U. Schuster, N. Metzl, H.  
1257 Yoshikawa-Inoue, M. Ishii, T. Midorikawa, Y. Nojiri, A. Körtzinger, T. Steinhoff, M. Hoppema, J.  
1258 Olafsson, T.S. Arnarson, B. Tilbrook, T. Johannessen, A. Olsen, R. Bellerby, C.S. Wong, B. Delille,  
1259 N.R. Bates, and H.J.W. de Baaru (2009): Climatological mean and decadal change in surface ocean  
1260 pCO<sub>2</sub>, and net sea–air CO<sub>2</sub> flux over the global oceans, *Deep Sea Res. II*, 56, 554–577.
- 1261 Taketani, F., M. N. Aita, K. Yamaji *et al.* (2018): Seasonal response of North Western Pacific marine  
1262 ecosystems to deposition of atmospheric inorganic nitrogen compounds from East Asia. *Sci. Rep.*, 8,  
1263 9324, doi: 10.1038/s41598-018-27523-w.

1264 Tamura, H., T. Waseda, and Y. Miyazawa (2009), Freakish sea state and swell - windsea coupling:  
1265 Numerical study of the Suwa-Marui incident, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L01607,  
1266 doi:10.1029/2008GL036280.

1267 Tsujino, H., S. Nishikawa, K. Sakamoto, N. Usui, H. Nakano, G. Yamanaka (2013): Effects of  
1268 large-scale wind on the Kuroshio path south of Japan in a 60-year historical OGCM simulation, *Clim.*  
1269 *Dyn.*, 41, 2287-2318, doi:10.1007/s00382-012-1641-4.

1270 Tsujino, H., S. Urakawa, H. Nakano, R. J. Small, W. M. Kim, S. G. Yeager, *et al.* (2018): JRA-55 based  
1271 surface dataset for driving ocean-sea-ice models (JRA55-do). *Ocean Modell.*, 130, 79-139,  
1272 doi:10.1016/j.ocemod.2018.07.002.

1273 Tomita, H., T. Hihara, S. Kako, M. Kubota, and K. Kutsuwada (2019): An introduction to J-OFURO3, a  
1274 third-generation Japanese ocean flux data set using remote-sensing observations. *J. Oceanogr.*, 75,  
1275 171–194, doi:10.1007/s10872-018-0493-x.

1276 Tovar-Sánchez, A., A. Rodríguez-Romero, A. Engel, B. Zäncker, F. Fu, E. Marañón, M. Pérez-Lorenzo,  
1277 M. Bressac, T. Wagener, S. Triquet, G. Siour, K. Desboeufs, and C. Guieu (2020): Characterizing the  
1278 surface microlayer in the Mediterranean Sea: trace metal concentrations and microbial plankton  
1279 abundance, *Biogeosciences*, 17, 2349–2364. doi:10.5194/bg-17-2349-2020

1280 Uematsu, M., R. A. Duce, J. M. Prospero, L. Chen, J. T. Merrill, and R. L. McDonald (1983): Transport  
1281 of mineral aerosol from Asia over the North Pacific Ocean. *J. Geophys. Res.*, 88, 5343–5352.

1282 Uematsu, M., Z. Wand, and I. Uno (2003): Atmospheric input of mineral dust to the western North  
1283 Pacific region based on direct measurement and regional chemical transport model. *Geophys. Res.*  
1284 *Lett.*, 30(6), 1342, doi:10.1029/2002GL016645.

1285 Ulaby, F. T. and D. G. Long (2014): *Microwave radar and radiometric remote sensing*, University of  
1286 Michigan Press, pp. 984

1287 Uno, I., *et al.* (2003): Regional chemical weather forecasting system CFORS: Model descriptions and  
1288 analysis of surface observations at Japanese island stations during the ACE - Asia experiment, *J.*  
1289 *Geophys. Res.*, 108, 8668, doi:10.1029/2002JD002845.

1290 Uno, I., Z. Wang, S. Itahashi, K. Yumimoto, Y. Yamamura, A. Yoshino, A. Takami, M. Hayasaki and B.  
1291 G. Kim (2020): Paradigm shift in aerosol chemical composition over regions downwind of China.  
1292 *Sci. Rep.*, 10, 6450, doi:10.1038/s41598-020-63592-6.

1293 van Pinxteren, M., C. Müller, Y. Iinuma, C. Stolle, and H. Herrmann (2012): Chemical Characterization  
1294 of Dissolved Organic Compounds from Coastal Sea Surface Microlayers (Baltic Sea, Germany).  
1295 Environmental Science & Technology, 46 (19), 10455-10462. doi:10.1021/es204492b

1296 Wada, S., Y. Omori, S. Yamashita, Y. Hayashi, T. Hama, and Y. Adachi (2020): Aggregation of marine  
1297 organic matter by bubbling. J. Oceanogr., 76, 317–326. doi:10.1007/s10872-019-00538-1

1298 Walls, P. L. L. and J. C. Bird (2017): Enriching particles on a bubble through drainage: Measuring and  
1299 modeling the concentration of microbial particles in a bubble film at rupture. Elem. Sci. Anth., 5, 34.  
1300 doi:10.1525/elementa.230

1301 Wang, R., Y. Balkanski, O. Boucher *et al.* (2015): Significant contribution of combustion-related  
1302 emissions to the atmospheric phosphorus budget. Nature Geosci., 8, 48–54, doi:10.1038/ngeo2324.

1303 Wanninkhof, R (1992): Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean, J. Geophys.  
1304 Res., 97, 7373–7382.

1305 Wanninkhof, R., W.E. Asher, D.T. Ho, C.S. Sweeney, and W.R. McGillis (2009): Advances in  
1306 quantifying air–sea gas exchange and environmental forcing, Annu. Rev. Mar. Sci., 1, 213–244.

1307 Wanninkhof, R., G.–H. Park, T. Takahashi, C. Sweeney, R. Feely, Y. Nojiri, N. Gruber, S.C. Doney,  
1308 G.A. McKinley, A. Lenton, C. Le Quéré, C. Heinze, J. Schwinger, H. Graven, and S. Khatiwal (2013):  
1309 Global ocean carbon uptake: Magnitude, variability and trends, Biogeosciences, 10, 1983–2000.

1310 Watson, A.J., R.C. Upstill–Goddard, and P.S. Liss (1991): Air–sea gas exchange in rough and stormy  
1311 seas measured by a dual tracer technique, Nature, 349, 145–147.

1312 Williamson, C. J., A. Kupc, D. Axisa, K. R. Bilsback, T. P. Bui, P. Campuzano-Jost, M. Dollner, K. D.  
1313 Froyd, A. L. Hodshire, J. L. Jimenez, J. K. Kodros, G. Luo, D. M. Murphy, B. A. Nault, E. A. Ray, B.  
1314 Weinzierl, J. C. Wilson, F. Yu, P. Yu, J. R. Pierce and C. A. Brock (2019): A large source of cloud  
1315 condensation nuclei from new particle formation in the tropics. Nature, 574, 399–403.

1316 Wong, S. K., M. Ijichi, R. Kaneko, K. Kogure, and K. Hamasaki (2018). Ammonia oxidizers in the  
1317 sea-surface microlayer of a coastal marine inlet. PLoS ONE, 13, e0202636.  
1318 doi:10.1371/journal.pone.0202636

1319 Woodhouse, M. T., K. S. Carslaw, G. W. Mann, S. M. Vallina, M. Vogt, P. R. Halloran and O. Boucher  
1320 (2010): Low sensitivity of cloud condensation nuclei to changes in the sea-air flux of  
1321 Dimethyl-Sulphide, Atmos. Chem. Phys., 10, 7545–7559.

- 1322 Wurl, O., W. Ekau, W.M. Landing, and C.J. Zappa (2017): Sea surface microlayer in a changing ocean –  
1323 A perspective, *elementa: Science of the Anthropocene*, 5, 31.
- 1324 Wurl, O., C. Stolle, C. V. Thuoc, P. T. Thu, and X. Mari (2016): Biofilm-like properties of the sea  
1325 surface and predicted effects on air - sea CO<sub>2</sub> exchange. *Progr. Oceanogr.*, 144, 15-24.  
1326 doi:10.1016/j.pocean.2016.03.002.
- 1327 Yasunaka, S. E. Siswanto, A. Olsen, M. Hoppema, E. Watanabe, A. Fransson, M. Chierici, A. Murata,  
1328 S.K. Lauvset, R. Wanninkhof, T. Takahashi, N. Kosugi, A.M. Omar, S. van Heuven, and J.T. Mathis  
1329 (2018): Arctic ocean CO<sub>2</sub> uptake: An improved multiyear estimate of the air-sea CO<sub>2</sub> flux  
1330 incorporating chlorophyll a concentrations, *Biogeosciences*, 15, 1643–1661
- 1331 Yoshizue, M., Y. Iwamoto, K. Adachi, S. Kato, S. Sun, K. Miura, K. and M. Uematsu (2019): Individual  
1332 particle analysis of marine aerosols collected during the north-south transect cruise in the Pacific  
1333 Ocean and its marginal seas, *J. Oceanogr.*, 75, 513-524.
- 1334 Zabalegui, N., M. Manzi, A. Depoorter, N. Hayeck, M. Roveretto, C. Li, M. van Pinxteren, H. Herrmann,  
1335 C. George, and M. E. Monge (2020): Seawater analysis by ambient mass-spectrometry-based  
1336 seaomics. *Atmos. Chem. Phys.*, 20, 6243–6257. doi:10.5194/acp-20-6243-2020
- 1337 Zäncker B., M. Cunliffe, and A. Engel (2018): Bacterial community composition in the sea surface  
1338 microlayer off the Peruvian coast. *Front. Microbiol.* 9:2699. doi:10.3389/fmicb.2018.02699  
1339

1340 **Decadal Vision in Oceanography 2021: Air-Sea Boundary**

1341

1342 Yoko Iwamoto<sup>1\*\*</sup>, Hidenori Aiki<sup>2</sup>, Osamu Isoguchi<sup>3</sup>, Yumiko Obayashi<sup>4</sup>, Fumiyo Kondo<sup>5</sup>, Yoshiko

1343 Kondo<sup>6</sup>, Jun Nishioka<sup>7</sup>

1344

1345 <sup>1</sup> Graduate School of Integrated Sciences for Life, Hiroshima University

1346 <sup>2</sup> Institute for Space-Earth Environmental Research, Nagoya University

1347 <sup>3</sup> Remote Sensing Technology Center of Japan

1348 <sup>4</sup> Center for Marine Environmental Studies, Ehime University

1349 <sup>5</sup> Japan Coast Guard Academy

1350 <sup>6</sup> Graduate School of Fisheries and Environmental Sciences, Nagasaki University

1351 <sup>7</sup> Pan-Okhotsk Research Center, Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University

1352 \*\* Graduate School of Integrated Sciences for Life, Hiroshima University, 1-7-1 Kagamiyama,

1353 Higashi-Hiroshima, 739-8521 Japan

1354 **Abstract**

1355 The oceans exchange heat and various substances with the atmosphere, which largely affects the Earth's  
1356 climate. In this paper, we focused on not only the “interface” between the atmosphere and the ocean, but  
1357 also on the vertically wide area from the euphotic layer to the troposphere. Does the deposition of  
1358 aerosols containing nitrogen, phosphorus, and iron contribute to primary production? What is the role of  
1359 the ocean surface microlayer as an air-sea interface in the biogeochemical cycle and what factors control  
1360 its physical properties? What is needed to refine the exchange of greenhouse gases and marine biogenic  
1361 gases between the air-sea interface? What kind of oceanic aerosols can contribute to cloud formation and  
1362 change the Earth's radiation budget? What approaches are needed to understand the spatio-temporal  
1363 distributions that affect the amount of material and energy exchanged in processes involving waves? To  
1364 answer these questions and help humankind live in harmony with the natural environment, this paper  
1365 presents a 10-year vision for research necessary, and collaboration between the Oceanographic Society of  
1366 Japan and neighboring societies.

1367



1368 **Keywords:** Nutrient deposition, Sea surface microlayer, Gas exchange, Aerosol production, Surface

1369 waves

投稿用原稿