

1 海洋学の 10 年展望 2021 : 極域

2 川合美千代^{1**}, 田村岳史², 渡邊英嗣³, 西岡純⁴, 野村大樹⁵, 真壁竜介^{1,2},
3 溝端浩平¹, 安中さやか³

4

5 ¹ 東京海洋大学学術研究院

6 ² 情報・システム研究機構 国立極地研究所

7 ³ 海洋研究開発機構 地球環境部門 北極環境変動総合研究センター

8 ⁴ 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

9 ⁵ 北海道大学北方生物圏フィールド科学センター

10 ** 連絡著者 : 川合美千代

11 〒108-8477 東京都港区港南 4-5-7

12 TEL: 03-5463-0753 FAX : 03-5463-0753 e-mail: michiyo@kaiyodai.ac.jp

13 要旨

14 今後 10 年に我が国が取り組むべき極域研究について、海洋学の視点から論じた。
15 気候変化への極域の応答とフィードバックを明らかにするための重要課題とし
16 て、両極共通の重要プロセスである低緯度からの海水輸送、海氷を介した物質
17 輸送と生物生産、沿岸域の熱輸送と物質循環の定量化に加えて、北極海では海
18 氷減少に関連する環境変化のメカニズム、春先の海洋－海氷－大気ダイナミ
19 ックな変化、南大洋では東南極での大気－海洋－海氷－氷床結合システムの理
20 解を取り上げた。さらに、今後の極域研究の進展のため、砕氷船、自立型無人
21 潜水機の活用に加えて、研究用潜水艇、海底ドーム観測基地、沿岸観測タワー
22 の建造と、オホーツク海とサロマ湖の海氷域研究基盤としての利用、数値モデ
23 ルの改良について提案した。

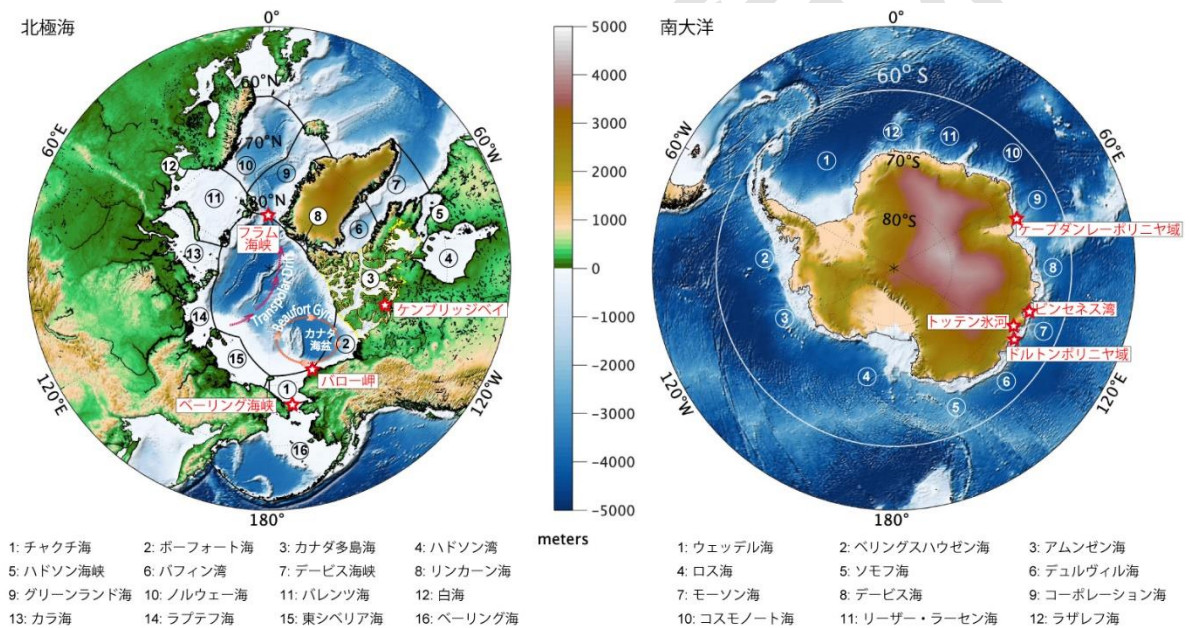
24 キーワード

25 北極海，南大洋，海氷・氷床融解，陸－海相互作用，Polar Morning

26 1. はじめに

27 本稿では、極域海洋として北極海と南大洋を取り扱うこととする。北極海の
 28 定義は様々であるが、バレンツ海西部境界／フラム海峡／カナダ多島海北部境
 29 界／ベーリング海峡と陸で囲まれた部分を狭義の北極海として議論する場合が
 30 多い (Fig. 1, left)。その他、カナダ多島海やバフィン湾、ハドソン湾、ベーリン
 31 グ海、GIN 海 (グリーンランド海, アイスランド海, ノルウェー海) を含む場
 32 合もある。一方の南大洋は、南緯 40°以南, 南緯 60°以南あるいは南極前線の南
 33 といった定義があるが、60°以南が一般的である (Fig. 1 right)。

34



35

36 **Figure 1. Maps of the Arctic Ocean (left) and the Southern Ocean (right).**

37

38 極域海洋の一番の特徴は「氷がある」ことだろう。その氷とは海氷, 氷床,
 39 あるいは氷山である。海氷は、冬には両極海洋全域を覆うが、夏には南大洋の
 40 海氷はほとんど融けてしまうのに対し (一年氷, 季節海氷域), 北極海には一
 41 年中海氷に覆われた海域が存在するという違いがある (多年氷, 多年氷域; 極
 42 域環境監視モニター: <https://ads.nipr.ac.jp/vishop.ver1/ja/vishop-monitor.html>)。

43 海氷の存在は、海面熱収支、風応力の海洋への伝達、大気－海洋間気体交換、
44 流氷による鉄や堆積物、プランクトンなどの生物の輸送、生物の生息域、海洋
45 内の光強度などに影響を及ぼす。また、結氷時における海氷からの塩分（ブラ
46 イン）排出は底層水や深層水の形成を駆動し、全球規模の水循環や物質循環を
47 左右する。氷床は、北極海周辺ではグリーンランドにのみ存在しており、海に
48 流出した氷山は主に大西洋側に流出するため、北極海内部で見かけることはあ
49 まりない。一方の南大洋では、南極氷床の末端が棚氷や氷山として沿岸に流出
50 し、海洋環境を決定づける重要な要素となっている。

51 この極域特有の海水や氷床が、近年急速に融解しつつある。北極海の多くの
52 海域はすでに多年氷域から季節海氷域へと変貌した。グリーンランドや南極の
53 氷床融解の加速や巨大氷山の海洋流出が毎年のように報告されている。このた
54 め、極域海洋に対する社会的関心は高く、氷の融解により極域の海がどのよう
55 に変化するのか、また、その変化を介して全球の気候、水循環、物質循環、生
56 物生産、そして人間活動にどのような影響を及ぼすのかを明らかにすることが
57 求められている。このような課題の解決には、物理－化学－生物は当然のこと
58 として、海洋－海氷－大気、観測－モデル、自然科学－人文科学といった分野
59 や領域を横断した連携研究が必須である。実際、過去 10 年の間、極域海洋学に
60 関してはこのような連携を重視したプロジェクトや重点的観測が実施されるよ
61 うになってきた (Table 1)。例えば、現在進行中の日本の北極プロジェクト
62 ArCSII では、自然科学－工学－人文・社会科学の多分野連携の中で海洋学研究
63 が実施されている。南大洋と南極氷床に関する新学術領域研究 GRAntarctic では、
64 氷床、古環境、個体地球、全球気候にわたる南極システムの総合的理解のため
65 の重要要素の一つとして海洋学が位置付けられている。これらのプロジェクト
66 の下、前回の将来構想当時は手つかずであった (岡ら, 2013) 南大洋の棚氷－
67 海洋相互作用の観測が開始され、神田ら(2013)で提案されていた多数のセンサ
68 ー投入による 4 次元の物質動態観測 (SOCCOM, Table 1 ; 平井ら, 2021, 本特

69 集)や、浜崎ら(2013)で議論されている生物多様性に関する調査やモニタリング
 70 も実施されている。このような現状を踏まえて、今後 10 年に日本が特に注力す
 71 べき研究テーマは何であろうか。

72 本稿では、2 節で極域海洋研究の重要性と現在注目されている課題や問題点
 73 を紹介したのち、3 節では筆者らが特に推し進めるべきと考える研究について
 74 論じる。北極海と南大洋の両方で今後の極域海洋プロセス解明の鍵として挙げ
 75 たのは、低緯度からの海水、熱、物質の輸送メカニズム、海氷を介した物質輸
 76 送と生物生産、沿岸プロセスの解明である。また、日本が世界をリードできる
 77 研究として、北極海では砕氷研究船を活用した春先の研究、南大洋では東南極
 78 における大気—海洋—海氷—氷床結合システム解明のための多面的研究を取り
 79 上げる。4 節では今後の極域研究発展のために必要な研究基盤を提案する。

80 **Table 1. List of major recent/ongoing projects relevant to polar oceanography.**

プロジェクト名 (国)	主な内容	情報
ArCS, ArCSII (日本)	2015～2025 年：持続可能な北極を目指し、環境変化把握、気象気候予測、人間社会影響評価などを推進する総合プロジェクト	https://www.nipr.ac.jp/arcs/ https://www.nipr.ac.jp/arcs2/ https://www.nipr.ac.jp/arcs/about/pamphlet/booklet201903b.pdf
GRAntarctic (日本)	2017～2022 年：新学術領域研究多分野連携/融合研究により南極氷床—南大洋システムの理解と将来予測を目指す	http://grantarctic.jp/
SOCCOM (米国)	2014 年～：約 200 台の BGC フロート投入し、南大洋の炭素循環と気候への影響解明を目指す	https://socom.princeton.edu/
MOSAIC (ドイツ)	2019～2020 年：ドイツ砕氷船を用いた超長期北極海横断漂流観測プロジェクト	https://mosaic-expedition.org

81 2. 極域研究の重要性と現状

82 2.1. 北極海

83 近年の北極海の急速な海氷減少に伴い、海洋内部では様々な変化が観測され
84 てきた。低塩分化 (Proshtinsky et al., 2019), 一次生産量の増加 (Lewis et al.,
85 2020), 動物プランクトンの分布や組成の変化 (Abe et al., 2020; Ershova et al.,
86 2021), 魚類分布の北上 (Eisner et al., 2020), 大気からの二酸化炭素 (CO₂)
87 吸収量の増加 (Yasunaka et al., 2018), 海洋酸性化の進行 (Zhang et al., 2020)
88 などである。しかし、これらの変化の将来予測に関してはいまだ不確実性が
89 大きい。例えば、海洋表層では、海氷融解による淡水供給と太陽放射加熱が成層
90 を強化するのに対して、海氷減少に伴い風応力が海面に直接作用することで鉛
91 直混合が活発化するという対照的なプロセスが存在している。また、海氷の脆
92 弱化は内部応力の低下を介して直下の海洋循環を強化し、河川水や陸棚水の拡
93 がりやを加速することにもつながると考えられる。このような物理過程は、大気
94 -海洋間の気体交換、陸起源物質の輸送過程や動・植物プランクトンの生産量
95 とも密接な関係にある。特に、温暖化によって水温と光環境が改善された北極
96 海では、栄養塩が鉛直混合や移流によってどれだけ供給されるかによって、生
97 物生産の増減が決定される。加えて、Coupled Model Intercomparison Project
98 Phase 6 (CMIP6)に代表される地球温暖化を想定した将来予測プロジェクトでは、
99 経済優先で最も温暖化が進行すると考えられるシナリオ (SSP5-8.5) を想定した
100 場合、21 世紀半ばには夏季に海氷が消失するという見積もりが出されているが、
101 各国の気候モデル間のばらつきがいまだ大きく、境界条件を与える社会経済シ
102 ナリオ自体にも多くの不確定要素を含むことは認識しておく必要がある (IPCC
103 SROCC, 2019)。

104 海氷減少の将来予測の精緻化のためには、海洋からの熱供給の理解も必要で
105 ある。北極海における長期的な海氷減少は気温上昇や海水温上昇など熱力学的

106 要因に依るところが大きく、海洋側の熱源としては、中緯度からの暖水流入が
107 挙げられる。ベーリング海峡から流入する太平洋起源水は、チャクチ陸棚上で
108 太陽放射加熱によって昇温した後 (Tsukada et al., 2018), カナダ海盆の数十 m 深
109 に貫入して亜表層水温極大を形成している (Timmerman et al., 2014)。バロー沿岸
110 ポリニヤ域では、もうひとつの熱源である大西洋起源水がイベント的に湧昇す
111 ることで海水生成を抑制していることも指摘されている (Hirano et al., 2018)。一
112 方で、海盆域における太平洋起源水の詳細な輸送経路や海水融解への定量的な
113 寄与についてはまだ十分にわかっていない。海水減少メカニズムを地球温暖化
114 に伴う気温や海水温の上昇そのものだけで説明することは困難であり、多様な
115 相互作用も含めて包括的に明らかにしていく必要がある。

116 海水の減少は大気-海洋間の気体交換の機会を増やすことで、温室効果気体
117 の収支を変化させる。大気-海洋間の CO₂ 交換量については、Yasunaka et al.
118 (2018) によって北極海全域でのマッピングが作成されたところである。現状
119 では、表層水は大気に対して CO₂ 未飽和なため、大気との接触増加は海洋への
120 CO₂ 吸収量を増加させている。今後海水温の上昇が続けば、表層水の CO₂ 濃度
121 が上昇し、吸収能の減少あるいは放出源へシフトする可能性がある。北極海か
122 らのメタンの放出も重要である。温暖化による永久凍土融解に伴い大量のメタ
123 ンが河川や海底から海洋に供給される。大気への放出においては、海氷内での
124 濃縮やバクテリアによるメタン生成も関連してくるが、CO₂ に比べ観測例が少
125 なく、広域的かつ定量的な見積もりはなされていない。また、海氷自体を介し
126 た気体交換過程についての可能性も指摘されており (Nomura et al., 2018), 現
127 在進行している多年氷から一年氷へのシフトなど海氷の性質の変化などが気体
128 交換過程に与える影響など明らかにすることが課題である。また、氷縁域、ク
129 ラックやリード (氷が割れてできる溝や水路) 内では、海水融解水や雪融け水
130 によりごく表層 (数 m) に強い成層化を引き起こすため、船底から海水を吸い
131 上げて大気-海洋間のガス交換を決定するという従来の方法では、実際の大气

132 ー海洋間の気体交換を見積もることができないことが指摘されている (Ahmed
133 et al., 2020)。海氷薄化によりクラックやリードが増加している北極海ではこの
134 点に注意した観測が必要である。また、近年、北極海域の海氷中の微量金属元
135 素は海水に比べて高い濃度で蓄積されており、海氷とともに移送されて海氷融
136 解時に放出されていることも示されている (Evans and Nishioka, 2019; Bolt et al.,
137 2020)。今後海氷の減少が、微量栄養物質である金属元素の循環にどのような
138 影響を与えるのかも注視すべき課題である。

139 北極海の環境変化は、人間活動との関わりも深い。例えば、高緯度域での一
140 次生産の増加や水温上昇は、魚類を含む高次生物の生息域を北上させている
141 (Eisner et al., 2020)。このため、公海域での漁業資源を保全するための新たな
142 国際的取り決めとして、2034年までを対象とした「中央北極海無規制公海漁業
143 防止協定」が締結された。また、海氷減少により、大西洋と太平洋をつなぐ
144 「北極航路」の利活用が進んでいる。ロシア沿岸の「北東航路」とカナダ多島
145 海を通過する「北西航路」のうち、物流の大半は海氷が少ない「北東航路」の
146 方を利用している。またロシアのヤマル半島で大規模な液化天然ガス基地が稼
147 働していることもあり、エネルギー輸送の観点からも重要なルートとなってい
148 る。さらに身近なところでは、北極の海氷減少が中緯度に異常気象をもたらす
149 ことが指摘されている (Honda et al., 2009; Inoue et al., 2012)。ただし、その影
150 響の大きさやプロセスなどについては現在も盛んに議論されており、一貫した
151 議論には至っていない (Mori et al., 2019; Overland, 2021)。逆に中緯度の人間活
152 動による北極海への影響として、ブラックカーボン、マイクロプラスチック、
153 人為起源窒素化合物などの汚染物質の輸送があり、北極生態系への影響が懸念
154 されている。ブラックカーボンは積雪や海氷のアルベドの低下による融解促進
155 材、人為起源窒素は海氷や海水生態系への新たな窒素源としての働きも注目さ
156 れている。これらは比較的新しい研究テーマで早急な定量化と継続的監視が必
157 要とされるが、分析手法の確立も同時に進める必要がある。北極海のマイクロ

158 プラスチックについては、ArCSII の国際法制度課題と海洋課題が連携して政策
159 提言に向けた報告書を制作したところである（阿部ら, 2021）。

160 2.2. 南大洋

161 南大洋には地球上最大の海流であり偏西風によって駆動されている南極周極
162 流が存在し、三大洋と開放的に繋がっている。その中深層では、北大西洋深層
163 水を起源とする周極深層水（CDW：Circumpolar Deep Water）が極向きに湧昇す
164 ることで、南極沿岸域に熱と塩を供給している。南大洋では、主に沿岸域にお
165 ける局所的な海氷生産を原因として、南極底層水と呼ばれる全球海洋で最も重
166 い水が生成される。全球の熱塩（子午面）循環はこの沈み込む南極底層水を出
167 発点として駆動されていると言える。南極底層水は全海水の 30～40%を占める
168 巨大な負の熱の貯蔵庫であり、その量や温度は全球気候を左右しうる潜在力を
169 持つ（Johnson, 2008）。近年の観測からこの底層水の昇温・低塩化・体積の減
170 少が明らかになり、熱塩循環が弱化している可能性が指摘されている（Purkey
171 and Johnson, 2010; 2013）。さらに、南大洋は地球最大の CO₂貯蔵庫でもあり、氷
172 期－間氷期サイクルにおける CO₂変動は南大洋が決めてきたという説が有力で
173 ある（Uemura et al., 2018）。一方で、地球の氷の約 90%を占める南極氷床は、
174 海水準で約 60m に相当する淡水の貯蔵庫である（Fretwell et al., 2013）。南極氷
175 床は比較的安定であると考えられてきたが、近年になって南極氷床の縮小が相
176 次いで報告され、膨大な熱容量を持つ海こそが、この氷床質量損失の鍵である
177 と強く疑われている（Prichard et al., 2012; Paolo et al., 2015）。このように、熱・
178 水・物質の貯蔵に関わる南大洋は、全球気候や海水準を決定づける重要要素で
179 ある。

180 南大洋は、南極氷床との間に強い相互作用を持つ。例えば、南極氷床の縮小
181 がもたらす淡水は、海水の低塩（低密度）化を招き、海洋の成層構造を安定化
182 させる。これは南極底層水の生成を弱化させて亜表層の水温上昇を招き、南極

183 氷床末端部を底面から融解してさらなる氷床損失をもたらすと考えられている。
184 また、IPCC 海洋・雪氷圏特別報告書（IPCC SROCC, 2019）では、海洋の 2000
185 m 以深の水温上昇は南大洋において最も顕著であり、南極底層水の温暖化がこ
186 れに関係している事が指摘されている。過去 40 年で底層水の体積が半減という
187 見積もりもあり、氷床損失の加速の影響は南極沿岸流により全南極沿岸域に及
188 ぶため、底層水の変化の主要因となっている可能性が高い。さらに、熱塩循環
189 は同時に物質循環を伴う。南大洋における CO₂ や栄養塩等の循環は、全球気候
190 や生態系の変動を支配する最重要因子の一つである。南極中層水と亜南極モー
191 ド水は海洋による人為起源 CO₂ 吸収の約 40% を担うと同時に南大洋由来の栄養
192 塩を輸送することで低緯度の生物生産を支えている。また、南極底層水は炭素
193 を深層に長期隔離する点で重要である。しかし、低温でもともと大量の CO₂ を
194 溶かしている南大洋は酸性化の影響が早期に深刻化する海であり、酸性化によ
195 る炭素や栄養塩循環の変化も指摘されている（Petrou et al., 2019）。

196 IPCC 報告書は、「20 世紀後半の温暖化が人為起源である可能性は極めて高
197 い」と報告しつつ、南大洋と南極氷床において気候モデルによる再現と観測結
198 果との差が大きいなど、理解の遅れを指摘してきた。西南極（西経で表される
199 南極大陸）では気温や南大洋深層水温の上昇が観測されているが、南大洋全体
200 の表層水温や東南極（東経で表される南極大陸）の気温は有意に温暖化してお
201 らず、海氷についても北極海のように単調に減少してはいない。東南極大陸上
202 では、氷床厚が増加している地域もある。生態系・物質循環モデルは植物プラ
203 ンクトン分布のような基本項目ですら南大洋では再現に成功していない。古環
204 境の研究から、南極底層水や南極氷床には一度越えてしまうと容易には後戻り
205 できない不可逆的臨界点が存在し、現在そこに向かって近づいている可能性が
206 あると指摘されているが、物理的アクセスが困難である事を原因とする観測と
207 モデル研究の圧倒的不足により、その実態は未だ解明に至っていない。

208 日本の研究コミュニティは、南極氷床質量全体の 90%近くを占める東南極域
209 を中心に観測研究を進めており、その結果、様々な知見や新たな課題が明らか
210 となってきた。氷床の質量損失に関しては、海盆から沿岸域に流入する暖かい
211 CDWによる底面融解と氷床の不安定化が重要であるが、東南極においては、大
212 陸斜面から海盆域にかけて定在する時計回りの循環が、CDWの氷床末端への輸
213 送に寄与している (Mizobata et al., 2020)。しかし、時計回り循環の形成要因や
214 循環流量の変動要因については風応力では説明できておらず、今後さらなる研
215 究が必要である。より岸側を西向きに流れる南極斜面流 (Antarctic Slope Current)
216 は、暖かい CDW の大陸棚への流入を妨げるバリアの役割を果たしている。時
217 計回り循環による暖水輸送が、沖合の CDW と沿岸の南極斜面流の変動性とど
218 う関係しているのかについては、海洋力学における最先端の課題である。地球
219 温暖化に伴って予測されている南半球の偏西風の強化 (IPCC SROCC, 2019) に
220 対して東南極域の海洋循環がどのように応答するか、今後さらなる研究が必要
221 である。また、CDWは沿岸域への栄養塩輸送においても重要であるため、生物
222 生産との関連についても注目される。生物生産に関しては、海氷縁辺域で生じ
223 る植物プランクトンの大増殖 (氷縁ブルーム) が重要である。氷縁ブルームの
224 成因は一般的には海氷が消失することと、および供給される淡水によって浅い
225 表層混合層が形成されることによる光環境の好転と理解されている。しかし、
226 実際には、これらの環境要因のみでは時空間的に不均一に生じる氷縁ブルーム
227 の発生を説明できないことが分かってきた。海氷に含まれる沿岸堆積物または
228 ダスト由来の鉄や海氷中の植物が融解とともに水柱に供給されることも挙げら
229 れるが、その理解は定性的なものにとどまっている。海氷由来の鉄に関しては、
230 Shiozaki et al. (2020)によって初めて発見された南大洋での窒素固定を促進してい
231 る可能性も指摘されている。

232 3. 今後 10 年に注力すべき研究テーマ

233 3.1. 北極海

234 3.1.1. 海氷減少メカニズムとそれに伴う海洋環境変化の定量的解明

235 海氷の運動は風による駆動力と内部応力に支配され、これらの変化に伴って北
236 極海から大西洋側への海氷流出量も大きく変動することが知られている。一般
237 的に海氷が薄くなると内部応力が低下するため、仮に風向・風速が変わらなく
238 ても海氷の流動性が高まることになる。極端なケースとして内部応力が全く効
239 かない状況（フリードリフト）では、現在のようにカナダ沿岸で氷板が積み重
240 なることがなくなり、比較的平坦な海氷が北極海を同心円状に分布するよう
241 なることも想定される。このような海氷の脆弱化に伴って海氷下の海流および
242 海洋熱輸送も全体的に強化されるはずである。したがって大気-海氷-海洋間
243 の運動量伝達効率が近年どのように変化してきたかを定量的に明らかにするこ
244 とは、海氷減少の力学的要因や海洋循環変動を理解する上で重要である。また
245 海氷の熱的減少の全体像を地球温暖化による気温・海水温の上昇だけで説明す
246 ることは十分ではなく、様々な相互作用も含めて明らかにするべきである。代
247 表的な海氷-海洋アルベドフィードバックは夏季の海氷融解を促進するが、マ
248 イクロ波による衛星観測から示されているように年間最小海氷面積が単調減少
249 になっていないことから、複雑なシステムの中での各プロセスの相対的寄与を
250 把握する必要がある。海氷の脆弱化に伴う流動性の高まりは直下の鉛直乱流混
251 合を介して亜表層からの熱輸送も活発化させ、海氷減少に寄与する正のフィー
252 ドバックをもたらす。一方、海氷の融解水は海水より密度が低いために、海洋
253 表層での成層強化を介して鉛直混合を抑制する働きがある。現在の北極海は大
254 陸から多くの河川水が流入していることや海水温が低いために塩分主導の密度
255 成層で特徴づけられるが、温暖化によって海洋表層への蓄熱が進めば成層強度

256 に対する水温の寄与も無視できなくなる可能性がある。そのような状況では海
257 洋循環像も大きく変化することが想定されるため、数値モデルに仮想的な条件
258 を与えて将来起こり得る海洋環境をシミュレーションしておくことにも意義が
259 ある。

260 3. 1. 2. 太平洋起源水の輸送とその海氷生成と生物生産への影響変化

261 太平洋起源水は、北極海への熱、淡水、栄養塩、炭素の供給源として重要で
262 あるが、近年の観測から、流量増加、水温上昇、塩分低下（特に冬季）が報告
263 されている（Woodgate, submitted）。これらの変化の決定要因の理解は今後の北
264 極海の環境変化を理解するうえで不可欠である。太平洋起源水のベーリング海
265 峡通過流量は、海峡付近の南北風や海面高度の東西勾配だけでなく（Mizobata et
266 al., 2010）、東シベリア海やベーリング海北部の海面高度変動からも遠隔影響を
267 受けることが指摘されている（Peralta-Ferriz and Woodgate, 2017; Mizobata, 2021）。
268 ただし、これらだけで流量変動のすべてを説明できるわけではなく、年々変動
269 と長期トレンドのそれぞれについて支配メカニズムの包括的な理解がまず必要
270 である。

271 太平洋起源水による熱供給は、北極海の家氷減少に寄与するが、ベーリング
272 海峡通過後にチャクチ陸棚縁からカナダ海盆中央部に至る正確な経路やその間
273 の熱量変化、さらに海盆内の数十 m 深に入った後の表層（海水下）への熱供給
274 メカニズムも併せて明らかにする必要がある。表層への熱供給をエクマン湧昇
275 流で説明することは難しく、乱流混合など鉛直熱輸送を示すデータを広範囲で
276 連続的に取得できるかが鍵となる。海氷の脆弱化は海氷設置型ブイによる漂流
277 観測を困難にするため、その代替手法を考案、開発して晩秋～春季も含めた通
278 年観測を継続し、海洋熱輸送プロセスのシームレスな理解と定量化を目指すこ
279 とが最大の課題である。

280 太平洋起源水はベーリング海での湧昇でもたらされる豊富な栄養塩をチャク
281 チ海を經由して北極海中央部まで輸送している。特に、表層で窒素栄養塩の枯
282 渇したカナダ海盆域では、太平洋起源水がもたらす栄養塩が亜表層の一次生産
283 を支えている。海氷減少に伴って光と水温環境が改善した北極海では、栄養塩
284 がいかに有光層に運ばれるかによって、一次生産量が左右される (Lewis et al.,
285 2020)。地球温暖化を想定した将来予測実験でも栄養塩変化の度合いによって
286 一次生産量の増減トレンドがモデル間で分かれることが報告されている
287 (Vancoppenolle et al., 2013)。つまり、太平洋起源水の経路や湧昇と鉛直混合の影
288 響の理解は、生物生産と物質循環の観点からも重要である。さらに、太平洋起
289 源水は、チャクチ海での有機物分解と人為起源 CO₂ による酸性化の影響を受け
290 て炭酸カルシウム (アラゴナイト) 未飽和に達しており (Yamamoto-Kawai et al.,
291 2016)、その結果、カナダ海盆や周辺の沿岸底層に生息する石灰化生物の好適生
292 息域の縮小を引き起こしている。近年観測されている太平洋起源水の物理的性
293 質の変化は、生物応答や堆積物-底層水間の物質輸送 (脱窒など) の変化を通
294 じて、海盆に運ばれる栄養塩濃度や栄養バランス、炭酸カルシウム飽和度を変
295 化させるはずである。また、塩分低下は海盆内での太平洋起源水の存在深度を
296 浅くし、一次生産者への栄養塩利用効率やアラゴナイト未飽和水の沿岸湧昇頻
297 度を高める可能性がある。すでに物理的性質変化が観測されている今、物理プ
298 ロセスの解明と同時に、化学成分の長期係留観測 (センサー観測、時系列採
299 水)、過去のデータの再解析などを行い、ベーリング海峡から海盆域までの太
300 平洋起源水による物質輸送メカニズムを解明することが急務である。

301 3. 1. 3. Polar morning 期のプロセスとその重要性

302 2021 年 1 月、日本初の砕氷機能を持つ北極域研究船の建造が発表された。2026
303 年の竣工を目指している。航行可能な海氷厚は 1.2 m 程度と相当されており、
304 多年氷の少なくなった近年の北極海であれば、9 月~12 月にかけて、北極海のほ

305 とんどが航行可能となる。また、春先のベーリング海、チャクチ海や沿岸付近
306 での観測も可能となる。4月から6月にかけての春期、我々が“Polar morning”と
307 名付けた時期は、物質循環や生物生産の観点からみて、最もダイナミックな変
308 化が起きる季節である。長い極夜が終わり、光が差し、海氷が緩むこの時期に
309 こそ、冬季の間に海氷の上に蓄積した大気由来物質が海水に一気に注がれる。
310 また逆に、海氷の内部や下に蓄積したメタン、揮発性有機ガス、海洋由来エア
311 ロゾルなどが大気の一気に放出される。さらに、一次生産の場所が海氷中・海
312 氷下から海洋表層へと移行しながら、物質の質や行方を変化させる時期でもあ
313 る。中緯度域からのブラックカーボン輸送が増加し、海氷融解に拍車をかける
314 可能性も指摘されている。このように、4~6月の観測が重要なことは明らかで
315 ありながら、海氷の存在に阻まれ、観測例はほとんどない。しかし、海氷融解
316 が年々早まり、また、砕氷船建造が決まったことで、観測実施が可能となった。
317 つまり、Polar morningの集中観測は、北極海における物質循環の理解に向けて
318 次に踏むべきステップであるといえる。また、自国の砕氷船を用いることで、
319 これまで困難であった分析機器の持ち込みやサンプル輸送が可能となるため、
320 日本の海洋学で培ってきた世界最先端の微量金属元素、微量気体、同位体比な
321 どの化学分析技術を駆使した研究を展開することができる。これにより、単に
322 データの空白時期を埋めるだけでなく、物質循環の経路の解明や、プロセス
323 の定量化が可能となる。具体的な観測研究項目としては、海氷上に蓄積した汚
324 染物質、人為起源物質、栄養物質の海洋への流入との生物の応答、海氷融解期
325 における温室効果気体放出と吸収量の変化、光強度変化にともなう海氷内部お
326 よび海洋表層での光化学反応の変化、海洋起源エアロゾルの大気への放出、ア
327 イスアルジーから外洋性プランクトンへの移行期の一次生産と物質循環の変質、
328 海氷融解に対する植物プランクトン生理的順応メカニズム、表層の環境の変化
329 に伴う海底への炭素フラックスの質と量の変化などがあげられる。さらにスト
330 ームイベントに伴う降雪や積雪プロセスの理解も光環境や熱収支にとって重要

331 であり，再解析データの高精度化にも寄与する。これらの観測によって Polar
332 morning 期の大気－海水－海洋間のこれまで未知であったダイナミックなやり
333 取りを定量的に明らかにすることで，気候や生態系に関する将来予測の不確実
334 性の低減につながることを期待される。

335 3.1.4. 温暖化による陸－沿岸－海盆システムの変化

336 北極海において生物生産を支える栄養塩は，太平洋水や大西洋水を起源とし
337 ており，下層から有光層への供給過程が生物生産を左右する。このため，これ
338 までは陸棚－海盆間輸送 (Nishino et al., 2013)，渦活動 (Watanabe et al., 2014)，湧
339 昇流 (Spall et al., 2014) といった海洋内部のプロセスによる栄養塩供給の研究が
340 進められてきた。しかし，温暖化により，河川水，海岸浸食，氷床，海底永久
341 凍土からの有機物や栄養塩など外部からの供給プロセスの重要性が高まってい
342 る。

343 北極海を取り囲む陸上では，積雪面積や積雪期間の減少，凍土の融解が進行
344 し，河川水量の増加，流出タイミングの変化，河川水中の有機炭素や栄養塩濃
345 度の増加，植生や淡水藻類種の変化，一次生産の増加など様々な変化が起きつ
346 つある (Wrona et al., 2016; Lento et al., 2019)。実際，1980年以降の30年間で，
347 河川水量は14%増加し，流量の季節変動も変化してきた (Ahmed et al, 2020)。
348 最新のモデル研究によって，高温な河川水による熱供給が北極海の海水減少や
349 海水温および海上気温上昇に寄与していることも報告されている (Park et al.,
350 2020)。一方，溶存有機炭素，鉄，ケイ素のフラックスが大きく増加した河川
351 もあれば，逆に，過去数十年にわたって有意な変化がみられない河川もある。
352 この違いは，流域に永久凍土があれば温暖化による流量や物質フラックスの変
353 化が大きいためであると考えられている (Chupakov et al., 2020)。永久凍土には
354 有機物と結合していた水銀が多く含まれているため，凍土の融解は，沿岸域へ
355 の水銀流入量増加をもたらし，海洋生物に影響を与える可能性も懸念されてい

356 る (Schaefer et al., 2020)。他にも、人間活動由来の PCB やマイクロプラスチック
357 クが河川水を経由して北極海に供給されていることも知られている (Yakushev
358 et al., 2021)。

359 従来、陸起源の栄養塩の一次生産への寄与は小さいとされてきたが、近年の
360 シミュレーション結果からは、河川水及び沿岸浸食による物質供給が陸棚域で
361 の一次生産（再生産を含む）に対して無視できないことが示唆された (Terhaar
362 et al., 2021)。加えて、海氷減少により一次生産可能な日数が増えたことで、沿
363 岸域における栄養塩の要求量は大きく増加していると考えられる。すなわち、
364 陸起源の栄養塩供給量の増加は、沿岸域での生物生産増加にそのままつながる
365 可能性がある。また、河川水に加え、海岸浸食や海底凍土を起源とする有機炭
366 素の増加は、沿岸域から大気への CO₂ 放出量を増やす（あるいは吸収量を減ら
367 す）と同時に、沿岸域や、沿岸の底層水が流入する海盆亜表層の海洋酸性化を
368 加速するだろう。

369 河川あるいは大陸棚を起源とする栄養塩の輸送は、海盆域における一次生産
370 にとってより重要になりつつある。これまでは、厚い海氷の下を流れてそのま
371 ま北極海の外に運ばれていた栄養塩が、光環境の改善した北極海内部で増えつ
372 つある UIB (Under ice bloom : 海氷下の水中での植物プランクトンブルーム)
373 あるいは海氷融解後の表層の一次生産を支えることが可能になったからである。
374 また、この 10 年の間に GRENE や ArCS, GEOTRACES など国内外の研究プロ
375 ジェクトを通して北極海における微量金属元素の観測が大規模に実施された
376 (e.g., Kondo et al., 2016; Colombo et al., 2020; Bundy et al., 2020)。その結果、北
377 極海表層への微量鉄の供給源は主に陸域河川や沿岸大陸棚堆積物にあること、
378 河川水や海氷融解水など淡水や、トランスポーラードリフト(図 1)、陸棚水の流
379 出を通じて沿岸や陸棚から海盆域へ鉄のみならずマンガンや亜鉛、ニッケル、
380 コバルト、カドミウムといった微量金属元素が輸送されていること、それらが
381 北極海表層広範囲の生物生産へ寄与することなどが報告されている (Klunder, et

382 al., 2012; Hioki et al., 2014; Kondo et al., 2016; Jansen et al., 2020; Bundy et al., 2020)。
383 今後、海氷の減少による表層淡水循環や陸棚水流出過程の変化が、海盆域の鉄
384 制限を引き起こすことも示唆されており(Rijkenberg et al., 2018), 引き続き沿岸
385 と海盆域を結ぶ河川水や海氷が直接あるいは間接的に関わる物質移送プロセス
386 の理解を深めていく必要がある。

387 シベリア沿岸で形成された海氷は、トランスポーラードリフトによって海盆
388 域や大西洋まで素早く運ばれるが(図 1), 近年、この経路の途中で海氷が融解す
389 るようになった。このため、沿岸域で海氷に取り込まれた堆積物、メタン、プ
390 ランクトンの細胞が、以前よりも沿岸付近で海水中に放出されるようになり、
391 生物の多様性、物質循環、一次生産などを変化させるのではないかと指摘され
392 ている (Krumpen et al., 2019)。

393 以上のように、陸—大陸棚—海盆への物質輸送の重要性が増す中、河川水から
394 供給される主要な物質のフラックスについては、近年のモニタリングにより明
395 らかになってきた (Holmes et al., 2021) が、海に供給された後の行方について
396 はいまだに定量的にはほとんど不明である。特にシベリア沿岸の広大な大陸棚
397 では河川水の滞留時間が長く(数年)、大陸棚上での変質の影響も大きいにも
398 関わらず、河口域での塩析などによる物質除去を含めて諸過程の定量的観測デ
399 ータ(特に季節変動の観測)が少ない。一方、シベリア河川水の流域には永久
400 凍土が多く、温暖化の影響を大きく受けること、トランスポーラードリフトに
401 よって海盆域に直接物質を運ぶことなどを考えると、シベリア沿岸域での河川
402 からごく沿岸、そして海盆にかけての物質循環の総合的かつ定量的理解は、今
403 後の北極海研究において重要な研究課題である。そのためには従来の船舶観測
404 に加えて、河口域や極沿岸域での小舟、ドローン、ヘリコプターなどを利用し
405 た採水など、沿岸域に特化した観測の展開(木田ら, 2021, 本特集)が必要で
406 ある。

407 3.2. 南大洋

408 3.2.1. 海洋循環を軸とした東南極の大気－海洋－海氷－氷床結合システムの実 409 態解明 ～海水準変動予測研究への貢献を見据えて～

410 南極氷床の質量収支に起因する海水準変動の予測のためには、南大洋と南極
411 氷床に関して、観測とモデリングによって各プロセスを理解し、種々の相互作
412 用の実態とメカニズムを明らかにする必要がある。南大洋と南極氷床が関わる
413 全球環境変動メカニズムには、異なる時空間スケールの様々な相互作用が関与
414 している。過去数十万年間に起こった全球規模の大きな気温変動に同期した大
415 気 CO₂ 濃度の変動には、南極周辺の海洋が重要な役割を担っていたと考えられ
416 ており (Sigman and Boyle, 2000) , 南大洋の炭素循環変動における物理, 化学,
417 生物過程を明らかにすることは重要である。南大洋では過去 50 年間に溶存 CO₂
418 濃度と栄養塩濃度の変化が観測されており, 海洋循環や海氷変動との関連, 莫
419 大な生物生産量を持つ南大洋生態系へのインパクトの解明が重要課題となっ
420 ている。

421 このため, 海面上昇に対する潜在的なインパクトが大きい東南極をターゲッ
422 トとし, 大気, 海洋, 氷床, 固体地球, 生態系の実態と変遷について, 研究と
423 観測を集中的に実施する必要がある。中でも特に重要なのが, 氷床末端部にあ
424 たる棚氷の下に暖水が貫入して, 氷床底面から融解が進むプロセス, すなわち
425 氷床海洋相互作用を明らかにする研究である。それを現場の実証的な観測とし
426 て捉えるには棚氷下の海洋観測というハードルの高い観測が必須となり, 無人
427 探査技術を含めた新技術の導入が不可欠となる。全体としては, 沿岸・外洋境
428 界域に位置する大気－海洋－海氷－氷床システムに対して複合的な相互作用を
429 もたらしている, 大気, 海洋, 海氷, 物質循環, 生態系の変動を明らかにする
430 観測を高水平解像で実施する必要がある。また, 数値モデルを用いて, 棚氷融
431 解加速を含めた温暖化感度実験等を進める必要もある。中でもこれまで遅れを

432 とっている生態系物質循環モデルの実用化は今後 10 年以内に達成すべき重要項
433 目である。さらに、数千から数万年という長い時間スケールで変化する氷床・
434 海洋システムを理解するため、南大洋で海底堆積物コア等を採取し、過去の変
435 動の復元を高精度化する必要もある。

436 具体的には、東南極氷床の代表的な流出域および周辺海域（例：ビンセンネ
437 ス湾～トッテン氷河～ドルトンポリニヤ域）をターゲット観測域として、氷床
438 底面での融解、暖水流入と融解水の流出、外洋から陸棚域への CDW の流入、
439 氷床融解による海洋循環や生態系物質循環の変化といった各プロセスを解明す
440 るとともに、衛星観測も合わせて、現在および過去数十年の氷床質量収支変動
441 に対応する海洋・海氷・生態系の変動を明らかにする。これらの観測の知見を
442 取り入れた氷床海洋結合モデルによるシミュレーションに対して、海底堆積物
443 コアやアイスコアのデータによる検証を加えることにより、大気-海洋-海氷
444 -氷床結合システムのより正確な理解を実現する事ができる。

445 海水準変動予測への貢献を見据えた東南極の大気-海洋-海氷-氷床結合シ
446 ステムの実態解明は、今後の人類の生存戦略を考える際に不可欠な研究課題で
447 ある。上記に示したように、南極氷床の質量収支の変動に起因する海水準変動
448 の予測を見据えて、東南極を第一のターゲットとして、これまでのこの地域に
449 おける日本の歴史的な取り組みを活かし、現場観測とモデル研究を融合させ、
450 南極とその周辺における底層水・南極周極流・生態系・氷床・固体地球の実態と変
451 動の素過程、およびそれらの相互作用を明らかにする必要がある。特に、海洋
452 循環場の理解をベースとした、氷床海洋相互作用の解明、過去の南大洋と南極
453 気候・氷床変動の復元、生物動態等の変動の解明が不可欠となる。これらを通
454 して、南大洋と南極氷床が相互作用を通じて全球環境変動に果たす役割とその
455 メカニズムを解明する事ができる。また、IPCC を含む気候の将来予測や社会的
456 影響など、多くの分野への波及効果も期待される。数値モデルによるシミュレ

457 ーションと現場観測データとの融合，分野横断による現場観測や，無人探査技
458 術の工学的発展など，学際的側面の意義も大きい。

459 大気-海洋-海氷-氷床結合システムの実態解明には，海洋循環を軸とした南大
460 洋の理解が必要であり，このためには長期の継続的な観測が不可欠である。特
461 に東南極は観測が限られており，南極全体の研究において未解明部分が多い。
462 日本の極域コミュニティが中心となって東南極をホームグラウンドとする諸外
463 国との国際連携を進めることで，長期的な東南極域のモニタリングに向けた国
464 際的な研究協力体制やプラットフォームの整備が期待される。また，分野横断
465 的なアプローチを行うため，「氷床海洋相互作用」などの新しい分野の発展や，
466 南大洋における生態系・物質循環モデルの実用化が期待される。南極観測主要
467 国に先行して分野融合研究を加速することで，南大洋・南極システムの理解と
468 全球環境へのインパクトを含めた将来予測において世界をリードすることが期
469 待される。

470 3.2.2.海氷による物質輸送と南大洋の生態系

471 2.2 節に記したように南大洋季節海氷域における生物生産の鍵である氷縁ブル
472 ームの時空間的に不均一な発生は，そのメカニズムの理解にも達していない。
473 この原因を明らかにするためには海氷に含まれる物質（アイスアルジーや鉄）
474 と生成，流動，融解過程との関係把握が重要となる。例えば海氷中におけるア
475 イスアルジー量および溶存鉄濃度は非常にバラツキが大きく，それぞれ 3～
476 10,100 $\mu\text{g L}^{-1}$ (Arrigo, 2014)，および 0.2～109 nmol L^{-1} (Lannuzel et al., 2016) と
477 報告されている。このような海氷中生物と物質のバラツキには海氷生成過程お
478 よび海氷中での生物活動が寄与していると考えられる。南極大陸縁辺，とりわ
479 けポリニヤで生成される海氷には植物プランクトンが海水中に比べて最大 80 倍
480 程度の濃度で取り込まれることが報告されている (Garrison et al., 1989)。また，
481 海氷中には植物以外の生物や非生物有機物粒子も大量に含まれている（例えば

482 Schnack-Schiel et al., 2001; Meiners et al, 2004; Arrigo, 2014) 。このような多様な
483 生物と物質を含む海氷は海流や風によって移流し、その一部は Mizobata et al.
484 (2020) で報告されたような時計回りの循環の西側で低緯度側へ張り出すことで、
485 氷縁域の食物網の起点、および深層への炭素隔離に寄与していると予想される
486 が、東南極の外洋域では研究例そのものがほとんどない。この背景の一つには
487 海氷中の生物と物質に関する研究が各国の基地周辺などの沿岸域を中心に行わ
488 れてきたことがある。

489 日本の南極観測が主に対象としている南大洋インド洋セクターにおいては、
490 近年の気候変動に伴う海氷の変化傾向は明らかではないが、今後予想される変
491 動が生態系や物質循環にどのような変化をもたらすかを把握するために海氷を
492 軸とした物質循環メカニズムの解明は喫緊の課題である。特に海氷生成、流動、
493 融解のプロセスにおいて上述した生物や物質の質と量の変化を支配する要因を
494 定量的に把握することが重要であり、そのためには海氷と海洋にまたがる物理
495 学、化学、生物学のより強い連携が求められる。

496 3. 2. 3. 沿岸域の物質循環の定量的理解

497 南極沿岸域、特にポリニヤ域は生物生産が活発である。早い季節から光の供
498 給があること、融解水による成層が保たれること、氷床融解水を通じて陸から
499 の鉄の供給があることなどがその要因としてあげられている。特に鉄は沿岸域
500 でも南大洋外洋域においても一次生産の制限要因であるため、温暖化にともな
501 う陸からの鉄の供給量増加の影響の検出や推定が重要である。しかしモデル計
502 算によると、沿岸域の一次生産を支える鉄は主に堆積物 (~40%) と下層の
503 CDW (~30%) が起源であると見積もられている (Dinniman et al., 2020)。CDW
504 はリン、窒素、ケイ素といった主要栄養塩濃度も高く、沿岸域の生物生産に栄
505 養塩の供給減として重要である。しかし、CDW 由来 (加えて二次的に堆積物由
506 来) の栄養塩が、どのように有光層に運ばれるのか (棚氷底面融解水によるプ

507 ルーム，渦，冬季混合など），その量は何によって決まるのか，といったプロ
508 セスは未解明である。また，南極半島やロス海に比べて，東南極沿岸の物質循
509 環に関する定量的研究は少なく，南極周辺の沿岸域全体における栄養塩収支も
510 不明である。

511 Moore et al. (2018)の将来予測によると，南大洋での湧昇が強化・南下するこ
512 とで，南大洋での栄養塩利用と除去が強まり，その結果，低緯度海域に運ばれ
513 る栄養塩が減少し，海洋全体の生産が低下をもたらされる。彼らのモデル計算
514 によると，100 m 深における湧昇速度は東南極沿岸で特に高く，今世紀末に向
515 けてさらに増加すると見積もられている。このことは，日本がターゲット海域
516 としている東南極における生物生産，物質循環の重要性を支持している。沿岸
517 での湧昇は CDW からの栄養塩供給により一次生産を促進し，その結果，各種
518 栄養塩の底層へのフラックスを増大させるが，これらの挙動は常に一定の関係
519 で連動しているわけではない。例えば，生産者の種類によって栄養塩取り込み
520 比は異なるし，再無機化，再利用，沿岸堆積物との相互作用を通じての循環速
521 度もそれぞれに異なり，また水温や酸素濃度の変化に対する応答も異なる。そ
522 してその比の変化は，南大洋だけでなくより低緯度の生産者の種類まで変化さ
523 せる可能性がある (Sarmiento et al., 2004)。しかし，Moore et al. (2018)のモデルで
524 は，これらのプロセスをほとんど考慮していない。つまり，南大洋沿岸域での
525 栄養塩供給増加が全球規模の影響を与えることが示唆されているが，実際の沿
526 岸域での栄養塩循環についてはブラックボックスである。このブラックボック
527 スが温暖化によってどのように応答するかを理解するためには，物理的物質輸
528 送プロセスとともに，生物生産，堆積除去，再生，再利用といった生物活動を
529 通じた化学物質の流れを定量化することが必要である。

530 4. 研究基盤の提案

531 観測基盤としての砕氷船の重要性と必要性は今後 20～30 年にわたって変わる
532 事はないと考えられ、さらに自律型無人潜水機（AUV）をはじめとする無人観
533 測技術の推進とその多点展開が今後の南大洋と北極海研究の柱となることは間
534 違いない。一方で、秋～冬～春の海氷域における観測の重要性が今後高まる事
535 を考えると、砕氷船が海氷域に閉じ込められてしまうリスクへの対策を考える
536 必要がある。そこで、潜水艇を研究専用潜水艇として運用する事を検討すべき
537 である。これは軍事運用ではないので、航海中のほとんどの期間を浮上航行で
538 運用できる。海氷域において、海氷下における潜水状態での観測を実施でき、
539 海氷域を潜水で安全に突破して沿岸ポリニヤにおいて浮上して沿岸域の観測を
540 行う事が可能となる。

541 さらに思い切った事を考えると、海底ドーム基地についても検討すべきであ
542 る。例えば、ケープダンレーポリニヤのように、日本が発見した海洋大循環の
543 出発点の一つであり、近年の気候変動に応答する南極底層水の動向をモニタリ
544 ングするに重要な場所、かつアクセスする際に航行する海域が疎氷域で水深が
545 100 m 前後と比較的技術面で難易度の低い場所が候補となり得る。この海底ド
546 ーム基地においては、上記の砕氷船や潜水艇から補給を受け、通年で安定的か
547 つ多種にわたる海洋モニタリング観測が可能となる。人類の宇宙での活動に向
548 けて様々な開発が進められているが、その実験として極域の海において水中ロ
549 ボット技術のテストが行われている。極域での海底ドーム基地運用は、このよ
550 うな将来的な波及効果も持っている。

551 北極海では、シベリアの極沿岸域へのオホーツクタワー (<https://o-tower.co.jp/>)
552 のような観測施設の設置が特に有益であろう。冬季の海氷下も含めて、未解明
553 かつ重要な陸－海洋境界域における通年観測が可能となる。シベリア沿岸にお
554 ける陸から海への水・熱・物質のフラックスの変化の検出が可能となるほか、
555 アメリカのバローやカナダのケンブリッジベイの沿岸研究施設での観測との比

556 較により、場所による温暖化応答の違いも明らかになるだろう。また、海氷生
557 成時における海底堆積物から海氷への物質の取り込み過程の詳細な観測などに
558 も役立つだろう。

559 もう一つ、別の観点からの提案もある。我が国の面する季節海氷域のオホー
560 ツク海や北海道のオホーツク海沿岸に位置するサロマ湖のより効率的な利用で
561 ある。オホーツク海は北半球で最大海氷生産量の季節海氷域であり (Ohshima et
562 al., 2016) , 日本の研究者にとっても世界的に見ても最もアクセスし易い海氷域
563 である。オホーツク海は陸棚域と海盆域から成り、そこには極域海洋で起こる
564 海氷の生成と融解、それに関わる海洋循環と物質循環プロセスが存在している
565 (Ohshima and Martin, 2004; Nishioka et al., 2014) 。オホーツク海では、古くから
566 海氷の関わる物理学的な研究が進められ (Toyota et al., 2004) , 近年では生物的、
567 化学的な研究も展開されている (Kanna et al., 2014; Ito et al., 2017; Kishi et al.,
568 2021) 。一方、サロマ湖はオホーツク海と繋がっており、海水が凍るため極域
569 の海氷と遜色ない海氷が生成される。また形成される海氷は、平坦・均一で安
570 定した海氷であることから安全性と実用性が極めて高いため、長年海氷の物理
571 的特性から海氷下生態系、物質循環過程に関するものなど多分野にわたった海
572 氷研究が実施されてきた (Nomura et al., 2020) 。さらに、極域観測のトレーニ
573 ングや教育の場として次世代の研究者を育成するための拠点としての役割も果
574 たしてきた。今後もオホーツク海やサロマ湖を海氷域研究の拠点として利用す
575 ることで、極域海洋の海氷が介する諸現象について詳細にまた効率よく理解を
576 深めることが可能となる。例えば、海氷による栄養物質輸送、アイスアルジー
577 のライフサイクル、海氷融解と春季植物プランクトンブルームの関係など、海
578 氷を介した物質循環、海氷融解期に起こる生物生産プロセス、氷厚分布や海氷
579 量の進展に影響を及ぼす海氷の変形プロセスなどを理解するためには、季節の
580 遷移とともに観測を実施することが欠かせない。しかし、両極域で実施する現
581 場観測は限られた季節にのみ行われることが殆んどであり、季節を通したプロ

582 セスの詳細を理解するには限界がある。そこで、アクセスし易いオホーツク海
583 やサロマ湖において海氷観測研究基盤を設け、季節を跨いだ観測を実施し、効
584 率的にプロセスの詳細を観察し、極域に存在する普遍的な諸現象の解明してい
585 くことは、両極域に面していない我が国で世界と対等に極域研究を進めていく
586 ための重要な要素となる。また、これまでと同様にオホーツク海やサロマ湖を
587 利用して、極域に持ち込む前の新しい観測手法や測器の開発等のテスト観測を
588 実施し、効率よく極域研究の進展を図るべきである。さらに、オホーツク海で
589 今後も継続的に季節海氷域の科学的知見を集めていくことは、地球規模で起き
590 ている海氷の生成量の減少が、極域や亜極域の海洋循環、物質循環や海洋生態
591 系にどのように影響するのかを理解する点でも大きな意味を持つ。

592 最後に、研究基盤として重要な数値モデルについて述べる。現在の極域海洋
593 モデルにおいて重要でありながら不確定性が大きいのは、積雪深、海氷厚と海
594 洋亜表層の熱輸送であり、これらに関する観測データ取得とそれに基づいた海
595 氷海洋結合モデルの改良の継続が必要である。特に熱伝導率やアルベドが大き
596 く異なる積雪と海氷をそれぞれ精度良く再現することが必須である。現状では
597 降雪量や積雪深の観測値が著しく少ないために、再解析データであってもバラ
598 つきが大きいので、再現性の向上は3.1.3節に記載したような観測網と観測期間
599 の拡充と合わせて進めるべきとも言える。

600 モデルによる極域環境の予測精度向上のためには、「氷縁域」も重要なキー
601 ワードである。米国では Marginal Ice Zone プロジェクトが立案され、北極海ボ
602 ーフォート海南部の氷縁域を対象とした集中観測がキャンペーン的に実施され
603 た(Lee et al., 2012)。重要な海氷縁プロセスとしては海氷-波浪相互作用が挙げら
604 れる(Williams et al., 2013; Roach et al., 2019)。波浪は氷盤崩壊を介して海氷縁後
605 退を促進する要素となっており、大気-海洋間フラックスや海洋混合層発達な
606 ど多くの諸現象とも絡んでいるが、これまで現場観測が著しく不足していたた

607 めに定量的な解析が困難であった。日本では ArCS/ArCS II プロジェクトの「み
608 らい」北極航海において、レーダーや波浪ブイなどを駆使した海氷と波浪の同
609 時観測に着手した段階であり、この知見が蓄積することで波浪モデルが改良さ
610 れて北極海航路の利活用に深く関わる海氷予測精度の向上にも大きく貢献する
611 ことが期待される。

612 生態系・物質循環モデルに関しても改良の余地が多々あるが、このうちアイ
613 スアルジーについては Forum for Arctic Modeling and Observational Synthesis
614 (FAMOS)の枠組みにおいて初のモデル間相互比較が実施され (Watanabe et al.,
615 2019), 将来予測や南極も含めた比較プロジェクト Ice Algae Model
616 Intercomparison Project Phase 2 (IAMIP2)に引き継がれている (Hayashida et al.,
617 2021)。こちらも Multidisciplinary drifting Observatory for the Study of Arctic Climate
618 (MOSAiC; 表 1)や Biogeochemical Exchange Processes at Sea-Ice Interfaces (BEPSII)
619 などに代表される観測活動と密に連携していくことが重要である。加えて、3.1.
620 2や3.2.2で提案したような、海氷を介した物質循環やプランクトンの輸送過程
621 の定量的理解をもとにモデルの精度を高めていくことで、生態系・物質循環の
622 理解や予測可能性が進展することが望まれる。

623 南極海においては、近年、棚氷と海洋循環の相互作用に着目したモデル開発が
624 急速に進んでいる (Kusahara et al., 2017)。また西南極で氷床の底面融解が駆動
625 する海洋循環による鉄供給などの物質循環と・生物生産プロセスを組み込んだ
626 数値モデルが報告されている (e.g., Twelves et al. 2020)。今後、日本が重点的
627 ターゲット海域としている東南極において、3.2のような他分野連携観測による
628 プロセスの理解に基づいた氷床-海氷-海洋システムの数値モデルの開発を行
629 うことにより、物質循環と生態系変動の定量的な理解や東南極の独自性や重要
630 性の解明につながることを期待される。

631 5. おわりに

632 極域は、気候変動によって大きく変化し、またその変化が全球海洋や気候に
633 影響を及ぼす海域である。その重要性を背景に、近年様々な観測研究プロジェ
634 クトが推進され、新たな知見が多く得られてきた。しかしそれでもなお、極域
635 の観測困難な環境ゆえに他の海域に比べてデータが圧倒的に不足しており、諸
636 現象のプロセスの理解もモデル開発も不十分というのが現状である。このため、
637 今後進められるべき緊急性の高い研究は数多く残されている。2節や3節で取り
638 上げた研究課題の解決を目指した観測の実施はもちろんであるが、各種データ
639 の充足と時空間的な分解能向上をモデル改良につなげることも必要である。そ
640 のためには、4節で提案した大型観測基盤以外にも、極域の環境に対応したセ
641 ンサーや係留あるいは漂流観測装置の積極的な開発、改良、導入が望まれる。
642 幸い我が国には、オホーツク海やサロマ湖など、新規手法や測器を実際に海氷
643 域でテストするのに適した場所もある。このように、極域海洋では海洋観測技
644 術の開発における挑戦が可能であり、データ空白域を埋めることにより未解明
645 の事象や問題を発見する可能性を秘めており、新たな発見は全球規模の重要過
646 程の解明につながる研究ブレークスルーをもたらすポテンシャルが高い。急速
647 に変化しつつある極域の理解に努めることは我々に課せられた課題であるが、
648 極域そのものが魅力ある海域であることも事実であり、今後10年、海洋学を軸
649 とした極域研究に新たな挑戦を試みる若手あるいは他分野の人材が多く現れる
650 ことを期待する。

651

652 謝辞

653 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
654 た：池田元美、栗原晴子、近藤能子、豊田威信、林田博士、山崎開平。深く感
655 謝申し上げます。

656 **References**

- 657 阿部 紀恵, セイタ・ロンパネン, 豊島 淳子, 柴田 明穂 (2021): 北極域の海洋プラス
658 チック問題 - 国際法と海洋科学による共同研究の必要性. *ArCSII*.
- 659 Abe, Y., K. Matsuno, A. Fujiwara, and A. Yamaguchi (2020): Review of spatial and inter-
660 annual changes in the zooplankton community structure in the western Arctic Ocean
661 during summers of 2008–2017. *Prog. Oceanogr.* 186, 102391.
- 662 Ahmed, M. M. M., B. G. T. Else, D. Capelle, L. A. Miller, and T. Papakyriakou (2020):
663 Underestimation of surface pCO₂ and air-sea CO₂ fluxes due to freshwater
664 stratification in an Arctic shelf sea, Hudson Bay. *Elementa Sci. Anth.*, 8:(1).
- 665 Ahmed, R., T. Prowse, D. Yonas, B. Bonsal, and H. O’Neil (2020): Recent trends in
666 freshwater influx to the Arctic Ocean from major Arctic-draining rivers. *Water*,
667 12(4), 1189.
- 668 Arrigo, K.R. (2014): Sea ice ecosystems. *Annu. Rev. Mar. Sci.*, 6, 439-467.
- 669 Bolt, C., A. Aguilar-Islas, and R. Rember (2020): Particulate tracemetals in Arctic snow,
670 sea ice, and underlying surface waters during the 2015 US western Arctic
671 GEOTRACES cruise GN01. *ACS Earth Space Chem.* 4, 12, 2444-2460,
672 doi.org/10.1021/acsearthspacechem.0c00208.
- 673 Bundy, R. M., A. Tagliabue, N. J. Hawco, P. L. Morton, B. S. Twining, M. Hatta, A. E.
674 Noble, M. R. Cape, S. G. John, J. T. Cullen, and M. A. Saito (2020): Elevated
675 sources of cobalt in the Arctic Ocean. *Biogeosciences* 17, 4745-4767.
- 676 Chupakov, A. V., O. S. Pokrovsky, O. Y. Moreva, L. S. Shirokova, N. V. Neverova, A.
677 A. Chupakova, E. I. Kotova, and T. Y. Vorobyeva (2020): High resolution multi-
678 annual riverine fluxes of organic carbon, nutrient and trace element from the largest
679 European Arctic river, Severnaya Dvina. *Chem. Geol.*, 538, 119491. Colombo, M.,
680 S. L. Jackson, J. T. Cullen, and K. J. Orians (2020): Dissolved iron and manganese
681 in the Canadian Arctic Ocean: On the biogeochemical processes controlling their

682 distributions, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 277, 150–174,
683 <https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.03.012>.

684 Dinniman, M. S., P. St - Laurent, K. R. Arrigo, E. E. Hofmann, and G. L. van Dijken
685 (2020): Analysis of iron sources in Antarctic continental shelf waters. *J. Geophys.*
686 *Res.-Oceans*, 125(5), e2019JC015736.

687 Eisner, L. B., Y. I. Zuenko, E. O. Basyuk, L. L. Britt, J. T. Duffy-Anderson, S. Kotwicki,
688 C. Ladd, and W. Cheng (2020): Environmental impacts on walleye pollock (*Gadus*
689 *chalcogrammus*) distribution across the Bering Sea shelf. *Deep Sea Res. II*, 181-
690 182, 104881.

691 Ershova, E. A., K. N. Kosobokova, N. S. Banas, I. Ellingsen, B. Niehoff, N. Hildebrandt,
692 and H. J. Hirche (2021): Sea ice decline drives biogeographical shifts of key
693 *Calanus* species in the central Arctic Ocean. *Global Change Biol.*,
694 doi.org/10.1111/gcb.15562.

695 Evans, L. K., and J. Nishioka (2019): Accumulation processes of trace metals into Arctic
696 sea ice: distribution of Fe, Mn and Cd associated with ice structure. *Mar. Chem.*,
697 209, 36-47.

698 Fretwell, P., H. D. Pritchard, D. G. Vaughan, J. L. Bamber, N. E. Barrand, et al. (2013):
699 Bedmap2: improved ice bed, surface and thickness datasets for Antarctica. *The*
700 *Cryosphere*, 7(1), 375-393.

701 Garrison, D. L., A. R. Close, and E. Reimnitz (1989): Algae concentrated by frazil ice:
702 evidence from laboratory experiments and field measurements. *Antarctic Sci.*, 1,
703 313-316.

704 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
705 洋学の 10 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
706 議論から—, *海の研究*, 22(6), 253-272.

707 Hayashida, H., M. Jin, N. S. Steiner, N. C. Swart, E. Watanabe, R. Fiedler, A. McC. Hogg,
708 A. E. Kiss, R. J. Matear, and P. G. Strutton (2021): Ice Algae Model
709 Intercomparison Project phase 2 (IAMIP2). Geoscientific Model Development,
710 submitted.

711 Hioki, N., K. Kuma, Y. Morita, R. Sasayama, A. Ooki, Y. Kondo, H. Obata, J. Nishioka,
712 Y. Yamashita, S. Nishino, T. Kikuchi, and M. Aoyama (2014): Laterally spreading
713 iron, humic-like dissolved organic matter and nutrients in cold, dense subsurface
714 water of the Arctic Ocean, *Sci. Rep.* 4, 6775, doi:10.1038/srep06775.

715 平井 惇也, 宮 正樹, 藤木 徹一, 吉田 聡, 乙坂 重嘉, 梶山 秀樹, 加古 真一郎,
716 片岡 智哉, 松岡 大祐, 日高 弥子, 杉山大祐, 小嶋 不二夫 (2021) : 海洋学
717 の 10 年展望 : 新たな手法と問題, 海の研究.

718 Hirano, D., Y. Fukamachi, K. I. Ohshima, E. Watanabe, A. R. Mahoney, H. Eicken, M.
719 Itoh, D. Simizu, K. Iwamoto, J. Jones, T. Takatsuka, T. Kikuchi, and T. Tamura
720 (2018): Winter water formation in coastal polynyas of the eastern Chukchi Shelf:
721 Pacific and Atlantic influences. *J. Geophys. Res.-Oceans*, 123. 5688–5705,
722 doi:10.1029/2017JC013307.

723 Holmes, R. M., J. W. McClelland, S. E. Tank, R. G. M. Spencer, and A. I. Shiklomanov
724 (2021): Arctic Great Rivers Observatory. Water Quality Dataset,
725 <https://www.arcticgreatrivers.org/data>

726 Honda, M., J. Inoue, and S. Yamane (2009): Influence of low Arctic sea-ice minima on
727 anomalously cold Eurasian winters. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L08707.

728 Inoue, J., M. E. Hori, and K. Takaya (2012): The role of Barents sea ice in the wintertime
729 cyclone track and emergence of a Warm-Arctic Cold-Siberian anomaly. *J. Clim.*,
730 25, 2561–2568.

731 IPCC (2019): Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate.

732 Ito, M., K. I. Ohshima, Y. Fukamachi, G. Mizuta, Y. Kusumoto, and J. Nishioka (2017):
733 Observations of frazil ice formation and upward sediment transport in the Sea of
734 Okhotsk: A possible mechanism of iron supply to sea ice, *J. Geophys. Res.-Ocean*,
735 doi: 10.1002/2016JC012198.

736 Jensen, L. T., P. Morton, B. S. Twining, M. I. Heller, M. Hatta, C. I. Measures, S. John,
737 R. Zhang, P. Pinedo-Gonzalez, R. M. Sherrell, and J. N. Fitzsimmons (2020): A
738 comparison of marine Fe and Mn cycling: U.S. GEOTRACES GN01 Western
739 Arctic case study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 288, 138–160,
740 <https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.08.006>.

741 Johnson, G. C. (2008): Quantifying Antarctic Bottom Water and North Atlantic Deep
742 Water volumes, *J. Geophys. Res.*, 113, C05027, doi:10.1029/2007JC004477.

743 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
744 牧生, 山下 洋平, 渡邊 豊 (2013): 海洋学の 10 年展望 (II)—日本海洋学会将来
745 構想委員会化学サブグループの議論から—, *海の研究*, 22(6), 219-251.

746 Kanna, N., T. Toyota, and J. Nishioka (2014): Iron and macro-nutrient concentrations in
747 sea ice and their impact on the nutritional status of surface waters in the southern
748 Okhotsk Sea, *Prog. Oceanogr.* 126, 44-57, doi:10.1016/j.pocean.2014.04.012.

749 Kanhai, L. D. K., K. Gardfeldt, T. Krumpfen, R. C. Thompson, and I. O'Connor (2020):
750 Microplastics in sea ice and seawater beneath ice floes from the Arctic Ocean. *Sci.*
751 *Rep.* 10, 5004, <https://doi.org/10.1038/s41598-020-61948-6>

752 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) :
753 海洋学の 10 年展望 2021 : 沿岸域, *海の研究*.

754 Kishi, S., K. I. Ohshima, J. Nishioka, N. Issiki, S. Nihashi, and S. Riser (2021): The
755 prominent spring bloom and its relation to sea ice melt in the Sea of Okhotsk,
756 revealed by profiling floats, *Geophys. Res. Lett.*,
757 <https://doi.org/10.1029/2020GL091394>.

758 Klunder, M. B., D. Bauch, P. Laan H. J. W. de Baar, S. van Heuven, and S. Ober (2012):
759 Dissolved iron in the Arctic shelf seas and surface waters of the central Arctic
760 Ocean: impact of Arctic river water and ice-melt. *J. Geophys. Res.* 117:C01027.
761 doi: 10.1029/2011JC007133.

762 Kondo, Y., H. Obata, N. Hioki, A. Ooki, S. Nishino, T. Kikuchi, and K. Kuma (2016):
763 Transport of trace metals (Mn, Fe, Ni, Zn and Cd) in the western Arctic Ocean
764 (Chukchi Sea and Canada Basin) in late summer 2012. *Deep-Sea Res. I*, 116, 236-
765 252.

766 Krumpen, T., H. J. Belter, A. Boetius, E. Damm, C. Haas, S. Hendricks, M. Nicolaus, E.-
767 M. Nöthig, S. Paul, I. Peeken, R. Ricker, and R. Stein (2019): Arctic warming
768 interrupts the Transpolar Drift and affects long-range transport of sea ice and ice-
769 rafted matter. *Scientific reports*, 9(1), 1-9.

770 Kusahara, K., H. Hasumi, A. D. Fraser, S. Aoki, K. Shimada, G. D. Williams, R. A.
771 Massom, and T. Tamura (2017): Modeling ocean-cryosphere interactions off Adelie
772 and George V Land, East Antarctica. *J. Climate*, 30, 163-188, doi:10.1175/JCLI-D-
773 15-0808.1.

774 Lannuzel, D., M. Vancoppenolle, P. van der Merwe, J. de Jong, K. M. Meiners, M. Grotti,
775 J. Nishioka, and V. Schoemann (2016): Iron in sea ice: Review and new insights.
776 *Elementa*, 4: 000130, doi: 10.12952/journal.elementa.000130.

777 Lee, C. M., S. Cole, M. Doble, L. Freitag, P. Hwang, S. Jayne, M. Jeffries, R. Krishfield,
778 T. Maksym, W. Maslowski, B. Owens, P. Posey, L. Rainville, B. Shaw, T. Stanton,
779 J. Thomson, M.-L. Timmermans, J. Toole, P. Wadhams, J. Wilkinson, and Jinlun
780 Zhang (2012): Marginal Ice Zone (MIZ) Program: Science and Experiment Plan.
781 Technical Report, Applied Physics Laboratory, University of Washington,
782 <https://apps.dtic.mil/sti/pdfs/ADA566290.pdf>

783 Lento, J., W. Goedkoop, J. Culp, K. S. Christoffersen, Kári Fannar Lárusson, E. Fefilova,
784 G. Guðbergsson, P. Liljaniemi, J. S. Ólafsson, S. Sandøy, C. Zimmerman, T.
785 Christensen, P. Chambers, J. Heino, S. Hellsten, M. Kahlert, F. Keck, S. Laske, D.
786 Chun Pong Lau, I. Lavoie, B. Levenstein, H. Mariash, K. Rühland, E. Saulnier-
787 Talbot, A. K. Schartau, and M. Svenning. (2019): State of the Arctic Freshwater
788 Biodiversity. Conservation of Arctic Flora and Fauna International Secretariat,
789 Akureyri, Iceland. ISBN 978-9935-431-77-6.

790 Lewis, K. M., G. L. van Dijken, and K. R. Arrigo (2020): Changes in phytoplankton
791 concentration now drive increased Arctic Ocean primary production. *Science*, 369,
792 198-202.

793 Meiners, K., R. Brinkmeyer, M. A. Granskog, and A. Lindfors (2004): Abundance, size
794 distribution and bacterial colonization of exopolymer particles in Antarctic sea ice
795 (Bellingshausen Sea). *Aquat. Microb. Ecol.*, 35, 283-296.

796 Mizobata, K., K. Shimada, R. Woodgate, S. Saitoh and J. Wang (2010): Estimation of
797 heat flux through the eastern Bering Strait. *J. Oceanogr.*, 66, 405–424.

798 Mizobata, K. (2020): Reconstruction of Bering Strait volume transport suggesting the
799 contribution of Bering Sea continental shelf to the pressure head forcing. *Polar Sci.*,
800 in press.

801 Mizobata, K., K. Shimada, S. Aoki, and Y. Kitade (2020): The Cyclonic Eddy Train in
802 the Indian Ocean Sector of the Southern Ocean as Revealed by Satellite Radar
803 Altimeters and In Situ Measurements, *J. Geophys. Res.-Oceans*, 125(6),
804 e2019JC015994, doi:10.1029/2019jc015994.

805 Moore, J. K., W. Fu, F. Primeau, G. L. Britten, K. Lindsay, M. Long, M., S. C. Doney,
806 N. Mahowald, F. Hoffman, and J. T. Randerson (2018): Sustained climate warming
807 drives declining marine biological productivity. *Science*, 359(6380), 1139-1143.

808 Mori, M., Y. Kosaka, M. Watanabe, H. Nakamura, and M. Kimoto (2019): A reconciled
809 estimate of the influence of Arctic sea-ice loss on recent Eurasian cooling. *Nat.*
810 *Climate Change*, 9, 123-129. doi:10.1038/s41558-018-0379-3.

811 Nishioka, J., H. Mitsudera, I. Yasuda, H. Liu, T. Nakatsuka, and Y. N. Volkov (2014):
812 Biogeochemical and physical processes in the Sea of Okhotsk and the linkage to the
813 Pacific Ocean, *Prog. Oceanogr.*, 126, 1-7,
814 <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.04.027>.

815 Nishino, S., M. Itoh, W. J. Williams, and I. Semiletov (2013): Shoaling of the nutricline
816 with an increase in near-freezing temperature water in the Makarov Basin. *J.*
817 *Geophys. Res.* 118, 635–649. <http://dx.doi.org/10.1029/2012JC008234>.

818 Nomura, D, M. A. Granskog, A. Fransson, M. Chierici, A. Silyakova, K. I. Ohshima, L.
819 Cohen, B. Delille, S. R. Hudson, and G. S. Dieckmann (2018): CO₂ flux over young
820 and snow-covered Arctic pack ice in winter and spring. *Biogeosciences*, 15, 3331–
821 3343, <https://doi.org/10.5194/bg-15-3331-2018>.

822 Nomura, D., P. Wongpan, T. Toyota, T. Tanikawa, Y. Kawaguchi, T. Ono, T. Ishino, M.
823 Tozawa, T. P. Tamura, I. S. Yabe, E. Y. Son, F. Vivier, A. Lourenco, M. Lebrun,
824 Y. Nosaka, T. Hirawake, A. Ooki, S. Aoki, B. Else, F. Fripiat, J. Inoue, and M.
825 Vancoppenolle (2020): Saroma-ko Lagoon Observations for sea ice Physico-
826 chemistry and Ecosystems 2019 (SLOPE2019). *Bull. Glaciol. Res.*, 38, 1–12,
827 doi:10.5331/bgr.19R02.

828 Ohshima, K. I. and S. Martin (2004): Introduction to special section: oceanography of the
829 Okhotsk Sea. *J. Geophys. Res.*, 109, C09S01.
830 <http://dx.doi.org/10.1029/2004JC002604>.

831 Ohshima, K. I., S. Nishashi, and K. Iwamoto (2016): Global view of sea-ice production in
832 polynyas and its linkage to dense/bottom water formation. *Geosci. Lett.*, 3,
833 doi:10.1186/s40562-016-0045-4.

834 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
835 浩二, 羽角 博康, 見延 庄士郎, 早稲田 卓爾, 岩坂 直人, 河宮 未知生, 伊藤 幸
836 彦, 久保田 雅久, 中野 俊也, 日比谷 紀之, 寄高 博行 (2013): 海洋学の 10 年展
837 望 (I)—日本海洋学会将来構想委員会物理サブグループの議論から—, 海
838 の研究, 22(6), 191-218.

839 Overland, J. E., T. J. Ballinger, J. Cohen, J. A. Francis, E. Hanna, R. Jaiser, B.-M. Kim,
840 S.-J. Kim, J. Ukita, T. Vihma, M. Wang, and X. Zhang (2021): How do
841 intermittency and simultaneous processes obfuscate the Arctic influence on
842 midlatitude winter extreme weather events?. *Environ. Res. Lett.*, 16, 043002.

843 Paolo, F. S., H. A. Fricker, and L. Padman (2015): Volume loss from Antarctic ice shelves
844 is accelerating. *Science*, 348(6232), 327-331.

845 Park, H., E. Watanabe, Y. Kim, I. Polyakov, K. Oshima, X. Zhang, J. S. Kimball, and D.
846 Yang (2020): Increasing riverine heat influx triggers Arctic sea-ice decline and
847 oceanic and atmospheric warming. *Sci. Adv.*, 6, eabc4699,
848 doi:10.1126/sciadv.abc4699.

849 Peeken, I., Primpke, S., Beyer, B. et al. Arctic sea ice is an important temporal sink and
850 means of transport for microplastic. *Nat. Commun.*, 9, 1505 (2018):
851 <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03825-5>

852 Peralta - Ferriz, C., and R. A. Woodgate (2017): The Dominant Role of the East Siberian
853 Sea in driving the oceanic flow through the Bering Strait—Conclusions from
854 GRACE ocean mass satellite data and in situ mooring observations between 2002
855 and 2016. *J. Geophys. Res.-Oceans*, 44, 11, 472–11,481.
856 <https://doi.org/10.1002/2017GL075179>.

857 Petrou, K., K. G. Baker, D. A. Nielsen, A. M. Hancock, K. G. Schulz, and A. T. Davidson
858 (2019): Acidification diminishes diatom silica production in the Southern Ocean,
859 *Nat. Climate Change*, 9, 781–786.

860 Pritchard, H., S. R. Ligtenberg, H. A. Fricker, D. G. Vaughan, M. R. van den Broeke, and
861 L. Padman (2012): Antarctic ice-sheet loss driven by basal melting of ice shelves.
862 *Nature*, 484(7395), 502-505.

863 Proshutinsky, A., R. Krishfield, J. M. Toole, J. M., M. - L. Timmermans, W. Williams,
864 S. Zimmermann, S., M. Yamamoto - Kawai, T. W. K. Armitage, D. Dukhovskoy,
865 E. Golubeva, G. E. Manucharyan, G. Platov, E. Watanabe, T. Kikuchi, S. Nishino,
866 M. Itoh, S. - H. Kang, K. - H. Cho, K. Tateyama, and J. Zhao (2019): Analysis of
867 the Beaufort Gyre freshwater content in 2003–2018. *J. Geophys. Res.-Oceans*, 124,
868 9658– 9689.

869 Purkey, S. G., and G. C. Johnson (2010): Warming of global abyssal and deep Southern
870 Ocean waters between the 1990s and 2000s: Contributions to global heat and sea
871 level rise budgets. *J. Climate*, 23, 6336–6351.

872 Purkey, S. G., and G. C. Johnson (2013): Antarctic Bottom Water warming and
873 freshening: Contributions to sea level rise, ocean freshwater budgets, and global
874 heat gain. *J. Climate*, 26(16), 6105-6122.

875 Rijkenberg, M. J. A., H. A. Slagter, M. Rutgers van der Loeff, J. van Ooijen, and L. J. A.
876 Gerringa (2018): Dissolved Fe in the deep and upper Arctic Ocean with a focus on
877 Fe limitation in the Nansen Basin. *Front. Mar. Sci.* 5:88. doi:
878 10.3389/fmars.2018.00088.

879 Roach, L. A., C. M. Bitz, C. Horvat, and S. M. Dean (2019): Advances in modeling
880 interactions between sea ice and ocean surface waves. *J. Adv. Model. Earth Syst.*,
881 11, 4167–4181, <https://doi.org/10.1029/2019MS001836>.

882 Ross, P. S., S. Chastain, E. Vassilenko, A. Etemadifar, S. Zimmermann, S.-A. Quesnel,
883 J. Eert, E. Solomon, S. Patankar, A. M. Posacka and B. Williams (2021): Pervasive
884 distribution of polyester fibres in the Arctic Ocean is driven by Atlantic inputs. *Nat.*
885 *Commun.*, 12, <https://doi.org/10.1038/s41467-020-20347-1>.

886 Sarmiento, J. L., N. Gruber, M. A. Brzezinski, and J. P. Dunne (2004): High-latitude
887 controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity. *Nature*,
888 427, 56-60.

889 Schaefer, K., Y. Elshorbany, E. Jafarov, P. F. Schuster, R. G. Striegl, K. P. Wickland, and
890 R. M. Sunderland (2020): Potential impacts of mercury released from thawing
891 permafrost. *Nat. Commun.*, 11(1), 1-6.

892 Schnack-Schiel, S. B., D. N. Thomas, C. Haas, G. S. Dieckmann, and R. Alheit (2001)
893 The occurrence of the copepods *Stephos longipes* (Calanoida) and *Drescheriella*
894 *glacialis* (Harpacticoida) in summer sea ice in the Weddell Sea, Antarctica.
895 *Antarctic Sci.*, 13, 150-157.

896 Shiozaki, T., A. Fujiwara, K. Inomura, Y. Hirose, F. Hashihama, and N. Harada (2020):
897 Biological nitrogen fixation detected under Antarctic sea ice, *Nat. Geosci.*, 13, 729–
898 732.

899 Sigman, D. M. and E. A. Boyle (2000): Glacial/interglacial variations in atmospheric
900 carbon dioxide. *Nature*, 407, 859–869.

901 Spall, M. A., R.S. Pickart, E.T. Brugler, G.W.K Moore, L. Thomas, and K. Arrigo (2014):
902 Role of shelfbreak upwelling in the formation of a massive under-ice bloom in the
903 Chukchi Sea. *Deep-Sea Res. II*, 105, 17–29.

904 Terhaar, J., R. Lauerwald, P. Regnier, N. Gruber, and L. Bopp (2021): Around one third
905 of current Arctic Ocean primary production sustained by rivers and coastal erosion.
906 *Nature Communications*, 12:169, doi:10.1038/s41467-020-20470-z.

907 Timmermans, M.-L., A. Proshutinsky, E. Golubeva, J. M. Jackson, R. Krishfield, M.
908 McCall, G. Platov, J. Toole, W. Williams, T. Kikuchi, and S. Nishino (2014):
909 Mechanisms of Pacific Summer Water variability in the Arctic's Central Canada
910 Basin. *J. Geophys. Res.* 119, 7523–7548. <http://dx.doi.org/10.1002/2014JC010273>.

911 Toyota, T., T. Kawamura, K. I. Ohshima, H. Shimoda, and M. Wakatsuchi
912 (2004): Thickness distribution, texture and stratigraphy, and a simple probabilistic
913 model for dynamical thickening of sea ice in the southern Sea of Okhotsk. *J.*
914 *Geophys. Res.-Oceans*, 109, C06001. doi:10.1029/2003JC002090.

915 Tsukada, Y., H. Ueno, N. Ohta, M. Itoh, E. Watanabe, T. Kikuchi, S. Nishino, and K.
916 Mizobata (2018): Interannual variation in solar heating in the Chukchi Sea, Arctic
917 *Ocean. Polar Sci.*, 17, 33–39, doi:10.1016/j.polar.2018.06.003.

918 Twelves, A. G., D. N. Goldberg, S. F. Henley, M. R. Mazloff, and D. C. Jones (2020):
919 Self - shading and meltwater spreading control the transition from light to iron
920 limitation in an Antarctic coastal polynya. *J. Geophys. Res.-Oceans*,
921 e2020JC016636.

922 Uemura, R., Motoyama, H., Masson-Delmotte, V. et al. (2018): Asynchrony between
923 Antarctic temperature and CO₂ associated with obliquity over the past 720,000
924 years, *Nat Commun*, 9, 961, <https://doi.org/10.1038/s41467-018-03328-3>.

925 Vancoppenolle, M., L. Bopp, G. Madec, J. Dunne, T. Ilyina, P. R. Halloran, and N. Steiner
926 (2013): Future Arctic Ocean primary productivity from CMIP5 simulations:
927 Uncertain outcome, but consistent mechanisms. *Global Biogeochem. Cycles*, 27,
928 605–619. <https://doi.org/10.1002/gbc.20055>.

929 Watanabe, E., J. Onodera, N. Harada, M. C. Honda, K. Kimoto, T. Kikuchi, S. Nishino,
930 K. Matsuno, A. Yamaguchi, A. Ishida, and M. J. Kishi (2014): Enhanced role of
931 eddies in the Arctic marine biological pump, *Nat. Commun.*, 5:3950,
932 doi:10.1038/ncomms4950.

933 Watanabe, E., M. Jin, H. Hayashida, J. Zhang, and N. Steiner (2019): Multi-model
934 intercomparison of the pan-Arctic ice-algal productivity on seasonal, interannual,
935 and decadal timescales. *J. Geophys. Res. Oceans*, 124, 9053–9084,
936 doi:10.1029/2019JC015100.

937 Wrona, F. J., M. Johansson, J. M. Culp, A. Jenkins, J. Mård, I. Myers - Smith, I. H., T.
938 Prowse, W. F. Vincent, and P. A. Wookey (2016): Transitions in Arctic ecosystems:
939 Ecological implications of a changing hydrological regime. *J. Geophys. Res.-*
940 *Biogeosciences*, 121(3), 650-674.

941 Williams, T. D., L. G. Bennetts, V. A. Squire, D. Dumont, and L. Bertino (2013): Wave–
942 ice interactions in the marginal ice zone. Part 1: Theoretical foundations. *Ocean*
943 *Model.*, 71, 81–91.

944 Yamamoto-Kawai, M., T. Mifune, T. Kikuchi, and S. Nishino (2016): Seasonal variation
945 of CaCO₃ saturation state in bottom water of a biological hotspot in the Chukchi
946 Sea, Arctic Ocean. *Biogeosciences*, 13(22), 6155-6169.

947 Yasunaka, S., E. Siswanto, A. Olsen, M. Hoppema, E. Watanabe, A. Fransson, M.
948 Chierici⁶, A. Murata, S. K. Lauvset, R. Wanninkhof, T. Takahashi, N. Kosugi, A.
949 M. Omar, S. van Heuven, and J. T. Mathis (2018): Arctic Ocean CO₂ uptake: an
950 improved multiyear estimate of the air–sea CO₂ flux incorporating chlorophyll a
951 concentrations. *Biogeosciences*, 15(6), 1643-1661.

952 Zhang, Y., M. Yamamoto - Kawai, and W. J. Williams (2020): Two decades of ocean
953 acidification in the surface waters of the Beaufort Gyre, Arctic Ocean: effects of sea
954 ice melt and retreat from 1997–2016. *Geophys. Res. Lett.*, 47(3), e60119.

955 **Decadal Vision in Oceanography 2021: Polar Oceans**

956 Michiyo Yamamoto-Kawai^{1**}, Takeshi Tamura², Eiji Watanabe³, Jun Nishioka⁴,

957 Daiki Nomura⁵, Ryusuke Makabe², Kohei Mizobata¹, and Sayaka Yasunaka³

958

959 ¹ Department of Ocean Science, Tokyo University of Marine Science and Technology

960 ² National Institute of Polar Research

961 ³ Institute of Arctic Climate and Environment Research, Research Institute for Global
962 Change, Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology

963 ⁴ Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University

964 ⁵ Field Science Center for Northern Biosphere, Hokkaido University

965 ^{**}Department of Ocean Science, Tokyo University of Marine Science and Technology,

966 4-5-7 Konan, Minato, Tokyo 208-8477, Japan.

967

968 **Abstract**

969 Future research challenges in polar oceanography for Japanese oceanographic community
970 are discussed. For both Arctic and Southern oceans, key issues identified are transport of
971 heat and materials from lower latitude oceans, role of sea ice in material transport and
972 biological production, and processes in coastal areas. These have to be quantitatively
973 understood to better predict future changes in the polar regions. In addition, a novel field
974 campaign to observe ocean-sea ice-air fluxes in early spring, and a comprehensive study
975 on the ocean-sea ice-ice sheets coupling system are proposed for the Arctic Ocean and
976 the Southern Ocean, respectively. For the future development of polar oceanography, we
977 also propose new research infrastructures such as submersible research vessels,
978 submarine dome stations, and coastal observation towers, as well as the use of the Sea of
979 Okhotsk and Lake Saroma as a nearby model polar ocean.

980 **Key words:** Arctic Ocean, Southern Ocean, Sea ice/ice sheet melt, land-ocean interaction,
981 Polar Morning

982