



| | |
|------------------|---|
| Title | 海氷域における大気との二酸化炭素交換過程 |
| Author(s) | 野村, 大樹 |
| Citation | 低温科学, 82, 45-55 |
| Issue Date | 2024-03-29 |
| Doc URL | http://hdl.handle.net/2115/91847 |
| Type | bulletin (article) |
| File Information | 04_p045-055_LT82.pdf |



[Instructions for use](#)

海水域における大気との二酸化炭素交換過程

野村 大樹^{1), 2), 3)}

2023年11月10日受付, 2023年12月7日受理

従来、海水は大気—海洋間の物質交換を阻む存在と考えられてきた。しかし、海水は高塩分水であるブラインを含む多孔性の物質であり、大気との二酸化炭素(CO₂)交換が起きる可能性がある。本稿では、海水の物理特性と気体交換の関係性、室内実験や野外観測による海水—大気間のCO₂交換に関する理解の進展について述べる。また、近年進めつつあるデータ統合によるグローバルスケールでの海水域の炭素収支評価、海氷上でのCO₂交換に関する計測手法の確立のための取り組みについて紹介する。

CO₂ exchange process with atmosphere in sea ice areas

Daiki Nomura^{1,2,3}

Sea-ice has not been considered in estimations of biogeochemical cycles, especially in gas exchange, in ice-covered seas because of the assumption that sea-ice acts as a barrier for atmosphere—ocean exchange. However, recent works have shown that sea ice cover play an active role in the carbon dioxide (CO₂) exchange between the ocean and atmosphere. This paper describes the relationship between the physical properties of sea ice and gas exchange, laboratory experiments and field observation efforts, and progress in our understanding for sea ice—atmosphere CO₂ exchange. We also introduce our recent efforts to evaluate the carbon budget of sea ice areas on a global scale by integrating data and to establish methods for CO₂ exchange with the atmosphere in sea ice areas.

キーワード：海氷, ブライン, 二酸化炭素, 気体交換
Sea ice, brine, carbon dioxide, gas exchange

1. はじめに

大気中に蓄積する二酸化炭素(CO₂)は、大気から海洋に吸収されている。特に極域の海は低温であるため、溶解度が大きいこと(気体を海水中に溶かす能力は、水温が低いほど大きくなる)、栄養塩が豊富であり植物プランクトンが光合成活動を活発に行うことで、大気から海洋により

多くのCO₂が吸収される(Takahashi et al., 2012)。ただし、これらの知見は主に海洋観測などが比較的容易な海水が存在しない時期や場所のデータをもとに得られたものであり、海洋が氷に覆われる海水域についての情報は、基本的には含まれていない。

海氷は地球の海洋面積の約1割を占め、その存在は地球

連絡先

野村 大樹
北海道大学 北方生物圏フィールド科学センター
〒041-8611 北海道函館市港町 3-1-1 北海道大学函館キャンパス
Tel: 0138-40-8849
Email: daiki.nomura@fish.hokudai.ac.jp

- 北海道大学 北方生物圏フィールド科学センター
Field Science Center for Northern Biosphere, Hokkaido University, Hakodate, Japan
- 北海道大学 大学院水産科学研究院
Faculty of Fisheries Sciences, Hokkaido University, Hakodate, Japan
- 北海道大学 北極域研究センター
Arctic Research Center, Hokkaido University, Sapporo, Japan

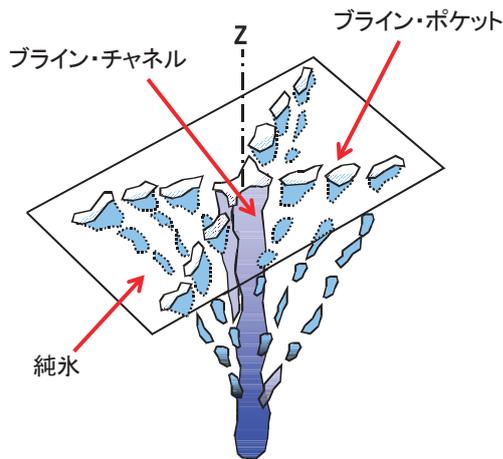


図1：海水内のブライン・チャンネルの模式図。ブライン・チャンネル内はブラインで満たされている。ブライン・チャンネルの周りには海水の純水部分から凍結した純氷が存在する。Lake and Lewis (1970)を改変。

Figure 1: Schematic illustration of brine-channel network in sea ice. Brine-channel is filled by the brine. Pure ice frozen from the pure water portion of the seawater exists around the brine channel. Modified from Lake and Lewis (1970).

の環境に大きな影響を与えている。例えば、海水の存在は、大気—海洋間での熱輸送 (Maykut, 1978)、海水表面での太陽光の反射効果(アルベド) (Shine and Henderson-Sellers, 1985)、海水内でのアイスアルジの繁茂を起点とした動物プランクトンや魚類に続く海水生態系 (Thomas et al., 2010) など、地球規模の気候変動や海洋環境に膨大な影響を与えている。そして、近年では、地球温暖化の影響による極域での急激な環境変動が懸念されている。

本稿では、海水の存在が、大気とのCO₂交換に与える影響について、まず海水の物理特性と気体交換の関係性について1960-1980年代に発表された成果の解説を行い、その後、現在に至るまでの海水—大気間のCO₂交換に関する室内実験や野外観測の取り組みと理解の進展について述べる。さらに、近年進めつつある海水域での大気とのCO₂交換データの統合によるグローバルスケールでの評価、観測手法の確立のための相互比較研究、若手育成についての取り組みについて紹介する。

2. 海水の物理特性と気体交換の関係性

海水は海水が凍ってできるが故に、湖などの淡水が凍ってできる淡水氷とは物理的性質が異なる。海水が成長していく過程において、海水中の純水部分が凍っていく。すると、海水中に含まれていた不純物である塩は追い出されて

結晶の周囲には塩が濃縮した液体が溜まってくる。これをブラインと呼ぶ。このブラインは海水の成長によって海水下に排出される際の抜け道としてブライン・チャンネル (Bennington, 1963) と呼ばれるものを海水内部に形成する (図1)。図のように木の幹のようなブライン・チャンネルが存在し、その周りには木の枝のようにポケット状のチャンネルが存在する。この幹の部分の太さは様々で直径1 から数ミリメートルのものまでである (Lake and Lewis, 1970)。融解期の海水などでは小指の太さほどに発達する場合もある (著者によるサロマ湖での観察例)。海水内ブライン・チャンネルや海水から排出されるブラインについての詳細な研究は、北海道大学低温科学研究所でも精力的に実施されてきた (Wakatsuchi and Ono, 1983; Wakatsuchi and Kawamura, 1987)。このように、海水は海水が凍るが故に海水の中にブライン・チャンネルが存在し、海水内部に上下に無数に分布するという、淡水氷にはない特殊な環境を作り出す。

1970年代に海水は多孔質であることに注目した気体透過性に関する室内実験が行われた (Gosink et al., 1976)。ブライン・チャンネルには、多くの気体成分が存在するということが、海水内部での気体の移動速度は、海水の温度が高いほど大きくなるということなど、室内実験を主軸とした海水の気体透過性に関する基礎研究が実施された。この実験により、海水の構造は多孔質であり、気体交換が起きる可能性が示された。一方で、この報告の10年以上前に、海水内の気体成分の分析が気象研究所の研究者によって既になされていた (Miyake and Matsuo, 1963; Matsuo and Miyake, 1966)。南極の氷山、雪、海水などあらゆる氷の中の気体成分の分析を実施し、陸の水に対して海水には最も多くの気体が含まれることを明らかにしていた。この報告は海水内の気体成分を測定した世界で初めての報告となる。

上記のような海水の物性を把握するための基礎研究がこの時代(1960から1980年代ごろ)に進んだ。しかし、その後は、地球温暖化などよりグローバルな視点に基づいた全球規模での炭素循環研究が進むこととなる。特にCO₂研究については、大気中に蓄積するCO₂が海洋のどこでどれほど吸収されるのかということの評価する時代に入った (例えばTakahashi et al., 2002)。しかし、観測ができない海水域はどうしても理解が進まなかった。そのため、炭素循環モデルにおいて、海水域では大気—海洋間のCO₂交換は無いものとされてきた (Yager et al., 1995; Sun and Matsumoto, 2010)。これは、海水域での炭素循環過程が不

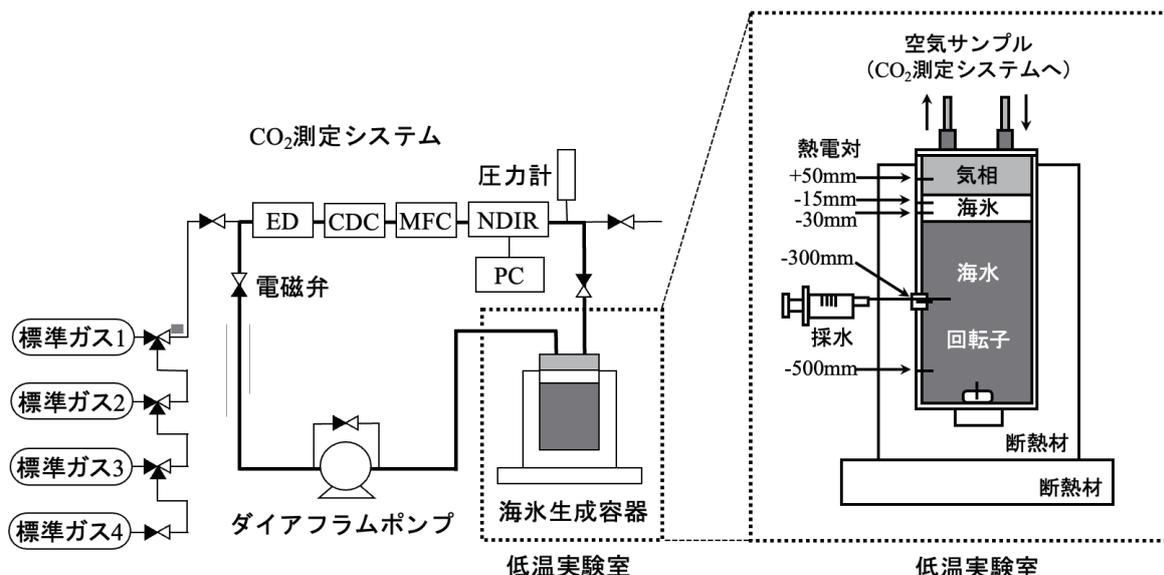


図2：海水生成容器(右)とCO₂測定システム(左)の模式図。アクリル製の海水生成容器に海水を60リットル入れ、蓋をして、海水生成時に気相内のCO₂濃度を測定することで海水—大気間CO₂交換を定量評価する。CO₂測定システムは、4種類の異なるCO₂濃度の標準ガス、NDIR (CO₂分析計)、MFC (流量計)、CDC (乾燥剤)、ED (電子冷却器) などから構成される。Nomura et al. (2006)を改変。
Figure 2: Schematic diagrams of the sea ice formation tank (right panel) and CO₂ measuring system (left panel). Seawater (60 L) was injected into the tank, and the top of the tank was covered with an acrylic board. CO₂ concentration in the head space of the tank was measured to calculate the CO₂ flux between sea ice and atmosphere interface. CO₂ measuring system was composed from four CO₂ standards gases, a non-dispersive infrared gas (NDIR) analyzer, a mass flow controller (MFC), a chemical desiccant column (CDC), an electric dehumidifier (ED). Modified from Nomura et al. (2006).

明であったことが一因であったと考えられる。上記のような海水中の気体成分分析や気体透過性など物性に関わる基礎研究は過去に盛んに実施されたが (Miyake and Matsuo, 1963; Matsuo and Miyake, 1966; Gosink et al., 1976), 自然界への適応や観測による海水域での気体透過性評価が困難なため、海水域の炭素循環過程は不明であるという点は当時(2000年代初めごろ)世界共通の認識であった。

そのような状況のなか、気象研究所 (海水内の気体成分測定を世界で初めて報告した三宅氏と同じ研究室) で海洋のCO₂研究を精力的に進めていた吉川久幸氏が北海道大学に移った。丁度同じタイミングで大学院に入学した著者は、吉川氏の指導を受けることができる状況となった。長期航海中に間違えてコーラを凍らせてしまったということで、勿体ないので融かして飲んでみると炭酸が抜けてしまっていた、という結氷による脱炭素化現象の奇抜なアイデアを発端とし、海水の生成が大気—海洋間のCO₂交換に与える影響を、海水の物性にも着目しつつ、全球における海水の役割というグローバルな視点に基づいた研究が2004年ごろに開始された。海水に関しては、北海道大学低温科学研究所の豊田威信氏に、野外観測は、低温科学研究所環オホーツク観測研究センターの設立を機に低温科学研究所付属流

氷研究施設(紋別市)から札幌に移った白澤邦男氏に指導を受けた。

3. 海水—大気間でのCO₂交換の可能性の検証実験

北海道大学低温科学研究所には、海水生成実験を実施するための温度可変式の低温実験室が数多くあった。これらの低温実験室は、海水物理に関する様々な研究が実施された際に利用されてきた (例えば、Wakatsuchi and Ono, 1983)。その一室を利用して、結氷を再現し、海水—大気間でのCO₂交換過程を調べる実験を行った。著者は海水域での野外調査で明らかにしたいという気持ちを抑えつつも、まずは海水の物性などを制御できる室内実験で海水—大気間でのCO₂交換に関する現象を明らかにすることに集中した。

海水生成容器を低温実験室に設置し(図2)、海水が生成・成長する際の容器上部の気相中CO₂濃度を測定する実験を行った。海洋観測で使用する際に利用していた大型CO₂測定システムを冷凍室外のスペースに置き、テフロンチューブを用い、低温室内の海水生成容器と接続することで、気

相中CO₂濃度を高精度で測定することが可能となった。また、結氷実験中は、海水の成長に伴う膨張によって海水下海水の圧力増加を防ぐために、3時間ごとに海水生成容器の側面から採水を実施するなど、泊まり込みの実験を何度も繰り返した。

繰り返しによる結氷実験の結果、海水からCO₂が放出されて気相中CO₂濃度が増加する現象を捉えることが出来た (Nomura et al., 2006)。これは、海水中ブラインの塩分濃縮に伴う全炭酸濃度の増加、CO₂溶解度の減少、炭酸系の平衡の変化によって、海水内のCO₂濃度が、大気に対して過飽和となるため (Papadimitriou et al., 2003)、ブライン・チャンネルを通して海水から大気へCO₂が放出されたためであると結論づけた。本室内実験は、結氷時の海水が大気に対してCO₂の放出源として働くことを示唆した。また、海水から大気へのCO₂放出量は、海水成長速度の増加とともに増加した。海水成長速度は低温室温度が低いほどより大きくなる。そのため、海水の温度は、海水成長速度が大きいほど低くなる。

海水内ブラインの組成は、温度に大きく依存することが知られている (Assur, 1958)。ブラインとその周りにある純水の間では、温度変化によって、結氷や融解が繰り返されるため、ブラインの化学組成は、ブライン内の水分が抜き取られて濃縮したり、融解によって薄められたりすることで変化する。また、ブライン内での固体塩析出によっても化学組成は変化する。さらに、ブラインの体積も温度によって変化する (Cox and Weeks, 1983)。海水が低温であればあるほど、水分が凍結するため、ブラインの体積は小さくなる。本室内実験では、低温室の温度を変化させることで様々な海水成長速度での結氷実験を行い、海水の物性の違いと大気とのCO₂交換の関係性を明らかにした。室内実験は、自然環境ではさまざまな現象が複雑に入り混じっているため理解に困る事柄をそれぞれの諸現象に分別して一つ一つ詳細に解明していくことを可能とする。いわば基礎研究であり、普遍的な現象を追究するためのベースラインとなる有効な研究であることを当時修士課程であった著者は学んだ。

4. 野外観測での検証実験

室内での結氷実験より、海水—大気間でのCO₂交換について普遍的な現象であることが確認された。そのため、次のステップとして野外観測を試みた。しかしながら、海水

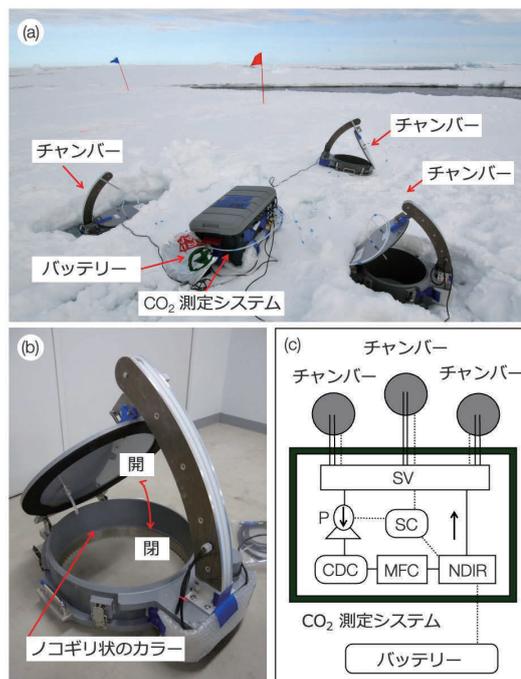


図3：北極スバルバル諸島北部海水上でのチャンバーによる海水—大気間CO₂交換測定の様子 (a)。チャンバーの詳細 (b)。CO₂測定システムの詳細 (c)。CO₂測定システムは、図2で示した機材に加え、SC (システムコントローラー)、P (ポンプ)、SV (電子バルブ) などから構成される。Nomura et al. (2013) を改変。

Figure 3: Photographs of the CO₂ flux chamber system installed over the sea ice north of Svalbard, Arctic Ocean (a) and scaled close up of one of the chambers (b). Schematic diagram of the CO₂ flux chamber system (c). In addition to the explanation in Figure 2, this system was composed by system controller (SC), pump (P), and solenoid valves (SV). Modified from Nomura et al. (2013).

と大気の間でのCO₂交換をどのように測定したらいいのかという問題に当時博士課程1年の著者は直面した。室内実験で使用した船舶用のCO₂測定システムは大型であり数人でも海水上に持ち運ぶことは不可能であった。そのため、研究室にあった部品を寄せ集め、低温環境下でも持ち運びを可能とするためにクーラボックスの中に収まるサイズのシステムを組んだ (Nomura et al., 2010a; 2010b)。また、氷上でのCO₂交換量を測定するためのためにチャンバー法を採用した。チャンバー法は、閉鎖形の容器を海水上に被せ、容器内のCO₂濃度を測定し、その濃度変化より海水面と大気間でのCO₂交換を定量評価するものである。

チャンバーを海水上に設置できるようにカラー (チャンバーを置く土台) 底部をノコギリ状にし、海水に食い込ませることで密閉できるような工夫を施したチャンバーを作成し、サロマ湖やアラスカ・バロー (ウトキアグヴィク) での観測を開始した (Nomura et al., 2010a; 2010b)。その

後、低温科学研究所の技術部によって開発・作成された自動開閉式チャンパー（図3）を用い、南極海や北極海の氷上観測を実施した（Nomura et al., 2013）。また、最近では陸域における土壌呼吸研究で使用されている市販のシステム（Nomura et al., 2018）や、CO₂以外の成分も測定可能な機器を併用し、海水—大気間の様々な成分に関する気体交換の定量評価がなされつつある（Nomura et al., 2020; 2022）。

上記に示すチャンパー法による海水—大気間のCO₂交換の定量評価を様々な季節・場所で実施した結果、開水域（海水がない海域）と同様に、海氷域においてもCO₂の放出や吸収が起きることが確認された（例えばNomura et al., 2013; Delille et al., 2014）。また、室内実験で得られた結果同様に、海水の物性とCO₂交換との間で見られる関係性についても確認された。これらの研究を通して、海水—大気間のCO₂交換は、1) 海水内部のCO₂濃度、2) 海水表面の物理形態、3) 海水—大気間の温度差による対流などの外的要因に依存することが明らかになった。

ここで1) の変化要因として、生物活動による光合成・呼吸と海水の生成・融解による海水の濃縮・希釈が挙げられる。海水融解時の炭酸系成分と海水希釈率を調べたところ、海水内部のCO₂濃度の変化をもたらすのは、海水の生成・融解による海水の濃縮・希釈が支配的であった。ただし、時期や海域（海水の種類：例えば一年氷または多年氷）の違いによって生物活動による光合成・呼吸が支配的になる場合もあった。次に2) の変化要因として、海水の表面に降り積もった雪の影響について、海水表面の状態とCO₂交換の関係を調べたところ、積雪量が増加すると海水—大気間のCO₂交換が著しく減少することが分かった（Nomura et al., 2010a; 2013）。これは海氷上に存在する積雪が海水と大気の間でのCO₂交換を物理的に阻害するためである。しかし、積雪深や積雪の密度によってCO₂交換の様子は変化するため、一概に積雪は海水—大気間のCO₂交換を阻害するものではない。最後に3) の変化要因について述べる。2) にも関連するが、海水の上に存在する積雪は断熱材として働く。厳冬期の気温はマイナス30度になるにもかかわらず、積雪底部の温度は積雪の存在によりマイナス8度と比較的暖かい場合があった（Nomura et al., 2018）。海水の温度は、海水内のブラインの塩分を決定する重要なパラメータである。ブラインの塩分が温度によって左右されるということは、CO₂などの溶存成分の濃縮具合も温度によって変わることを意味する。さらに、前述の通り海水の温度はブライン・

チャンネルの体積に影響する（Cox and Weeks, 1983）。温度が低いとブラインの体積は小さくなり（純水部分が凍り、体積が小さくなる）、ブライン・チャンネル内での物質の動きが鈍くなる。するとCO₂などのガス成分の海水内での気体透過性も低くなる。ブラインの体積が海水全体の体積に対して5-7.5パーセント以下になると気体透過性がなくなるという報告もある（Golden et al., 1998; Pringle et al., 2009; Zhou et al., 2013）。よって、積雪の効果によって海水上部（積雪底部）の温度が大気に対して高く保たれることは、海水—大気間のCO₂交換にも大きく影響する。特に厳冬期は、積雪の密度が低い（パウダースノーをイメージすると良い）ので、雪を通してCO₂の交換なども起きる（Nomura et al., 2018）。

また、積雪の影響による大気と海水表面の温度差は、対流を引き起こす原因となる。温度の高い空気は上に行こうとするため混ぜられる。この時CO₂も同時に上方へと輸送される。その際、大気と海水内ブラインのCO₂の濃度差に加えて、この対流現象によってCO₂交換が促進される可能性がある（Nomura et al., 2018）。近年、海氷上の積雪が増加する傾向が報告されている（例えばTison et al., 2019）ことから、対流現象が海水—大気間のCO₂交換に与える影響が今後より大きくなることが予想される。しかし、積雪量が増加すると前述のように海水—大気間のCO₂交換が著しく減少することがあるため、CO₂交換が促進されるか阻害されるかを予想することは難しい。このように海水を介した大気との気体交換過程は、単純ではなく、今後も詳細に検討する必要がある。

5. 温暖化による海氷環境の変化が大気との気体交換過程に与える影響

近年、地球温暖化の影響による極域での急激な環境変動が懸念されている。北極海では海氷面積は激減するとともに、多年氷（夏にも融けない海氷）から一年氷へのシフトが報告されており（Stroeve et al., 2012）、海水が果たす役割が時間の経過とともに変化することが考えられる。多年氷は、海氷生成後時間が経っていること、融解期に生じるブライン脱落の効果により海水内の塩分が低くなる（Weeks and Lee, 1958）。また、積雪が融解し、再凍結した氷（スーパーインポーズドアイス）などは、淡水が凍結した氷であるため、ブラインの量も少なく気体交換するためのスペースがないため気体交換はほぼゼロとなる。このような結果は、淡水を結氷させた室内実験（Nomura et al., 2006）、



図4: 中央北極海でのMOSAiC時に実施したフローティングチャンバーによるリード—大気間CO₂交換測定の様子。アメリカ・ボルダークのグループが持ち込んだダイナミックチャンバー（外部からチャンバー内に空気を取り入れ、外部とチャンバー内のCO₂濃度差より交換量を評価する方法）と著者が持ち込んだクローズドチャンバー（閉鎖型：説明は本文参照）の比較実験を実施した。リードの水のCO₂濃度は大気に対して低く、大気からCO₂を吸収する結果が得られた。著者による撮影。

Figure 4: Photograph of the floating CO₂ flux chamber systems installed over the lead water surface during MOSAiC expedition in the central Arctic Ocean. Comparison experiments were examined for CO₂ flux measurement by dynamic chamber by USA team (CO₂ flux was calculated based on the CO₂ concentration difference between inside/outside of chamber) and closed chamber by our team (see detail in the text). CO₂ absorption from atmosphere was detected because the lead water CO₂ concentration was low with respect to that of atmosphere. Photograph was taken by author.

再凍結した氷上 (Nomura et al., 2011; 2013; Delille et al., 2014), 北極多年氷域 (Nomura et al., 2018) での研究より実際に確認されている。

また、夏季に発達するメルポンドと呼ばれる水たまりが海水表面に形成される。メルポンド内の水は、主に海水上にあった雪や海水表面の融解水によって構成されている。このメルポンドの水はCO₂濃度が対して低いために、大気からのCO₂吸収源となることが指摘されている (Semiletov et al., 2004; Geilfus et al., 2015)。さらに、氷の割れ目であるクラックやリードもCO₂吸収が起きる可能性が指摘されている (Steiner et al., 2013)。海水量減少によって、より海水の動きが活発となりクラックやリードの形成が頻繁化する可能性があるため、より大気—海洋間の気体交換が活発化することが予想される (Parmentier et al., 2013)。近年実施された中央北極海での通年漂流観測 MOSAiC (Multidisciplinary drifting Observatory for the Study of Arctic Climate) においては、メルポンドやリードの時系列観測を実施し、メルポンドやリード内部に形成される融解水層の物理構造変化とCO₂濃度の関係、大気とのCO₂交換過程に関して観測を実施した (図4) (Smith

et al., 2023)。また、積雪が多い南極海では、積雪底部に集積した積雪融解水で構成されるスラッシュ層の存在により、積雪を通して大気かCO₂吸収が起きることも報告されている (Nomura et al., 2013)。この様に、今後さらに融解が進むことで、海水そのもの様子が変化し、結果として大気とのCO₂交換過程にも変化が起きる可能性がある。

海水減少は海洋表層の光環境の改善をもたらすため、北極全体で基礎生産が増加すること (Arrigo and van Dijken, 2015)、海水の薄化により海水を通して太陽光が海水下に達しやすくなるため海水下で植物プランクトンのブルームが起ること (Arrigo et al., 2012) が報告されている。海水環境が変化することによって基礎生産が増加し、その結果、海洋表層の栄養塩やCO₂濃度が減少する。よって、生態系の変化も北極海表層の物質循環過程に影響を及ぼす要因の一つとして考慮する必要がある。

海水や氷河の融解によって大量の融解水が海洋に供給されている。融解水は密度が低いので、海洋の表面付近に留まる。そのため、大気との気体交換過程に直接影響を与

える。また、融解水は海水と混合することで、海洋炭酸系の変化や大気とのCO₂交換に変化をもたらす。しかしながら融解水が海洋のCO₂動態に与える影響、大気への応答過程について議論する必要があるが研究が限られているため、実態がよくわかっていない。数少ない研究として例えば、Horikawa et al. (2022) は、グリーンランド北西部のボードインフィヨルドにおいて、氷河融解水と海水の混合がフィヨルド表層の炭酸系に与える影響を評価した。それによると、氷河融解水と海水の混合による希釈効果で塩分の低下とともにCO₂濃度が低下した。一方で、氷河底面を経由して海洋に流入する氷河融解水には有機物が含まれその有機物分解の影響によって、最も塩分が低くなる氷河末端付近ではCO₂濃度は大気の数よりも高くなった。また、Meire et al. (2015; 2017) も南西グリーンランドのフィヨルドにおいて、同様に氷河融解水が海洋表層へ供給されることでCO₂濃度が低下することを報告した。一方、Tamura et al. (2022) は、南極海トッテン氷河/棚氷において、棚氷底面融解の影響を報告した。棚氷下に侵入する高温の周極深層水の影響によって棚氷底面が融解し、大量の融解水が海洋にもたらされる。そのため、トッテン棚氷近辺では海洋表層のCO₂濃度は、融解水の影響による希釈効果で小さくなる。しかし、CO₂濃度減少には、希釈効果よりも植物プランクトンによる光合成の影響が大きかったことがわかった。これは、棚氷底面で融解した融解水が湧昇し、海洋表層へ鉄が供給されたことが影響したと考えられる。一方で、昭和基地付近に存在する白瀬氷河では、南極海トッテン氷河/棚氷とは異なり、CO₂濃度減少には植物プランクトンによる光合成よりも融解水による希釈効果の影響が大きかったという報告もある(Kiuchi et al., 2021)。このように、海水や氷河の融解水(=淡水)と海水の混合と、それに伴う様々な(希釈効果、生物生産や分解の影響など)海洋環境変化を招く。結果として海洋炭酸系やそれに伴う大気とのCO₂交換過程は複雑であり、理解が進んでいないのが現状である。

6. グローバル視点での海氷域のCO₂交換過程について

国際科学会議 (ICSU: International Council for Science) によって設置された海洋研究科学委員会 (SCOR: Scientific Committee on Oceanic Research) において、海氷の物質循環研究に向けたワーキンググループ (WG140: BEPSII: Biogeochemical exchange processes at Sea Ice Interfaces) が2012年から2016年に発足した。2000年以降極域における

物質循環に対する重要性について国内外の様々な研究者によって明らかになりつつある状態となった。このワーキンググループの中では、これまで海氷生物地球化学に関する様々なデータが採取されてきたがそれを統合し、南極や北極スケールで評価するという試みがあった。これまで、海氷の栄養塩(Fripiat et al., 2017)やクロロフィルa (Meiners et al., 2018)についての成果などが公表されている。大気—海洋間のCO₂交換についても国内外の限られた研究グループにより地道に採取されていたが、まず各々の研究グループでの成果を報告し、海氷域での大気とのCO₂交換についての理解を深めるという段階にあった。また、まだデータの数足りておらず、採取したデータを南極や北極スケールでまとめるというほどのデータは揃っていない状況であった。さらに、各々の研究グループにおいて独自で開発した観測機器を使用するなど海氷域での大気とのCO₂交換を測定する方法が確立されていない状況であったため、比較検討が必要な状況であった(比較実験についての詳細は7章を参照)。

2010年代に入ると、海氷域での大気とのCO₂交換についての解釈も進み、データを蓄積していく段階に入った。そして、様々な国際共同観測 (SIPEX2, AWACS, N-ICE2015, SLOPE, MOSAiCなど) が実施されるようになり氷上での大気とのCO₂交換測定がルーチン的に行われるようになった。そのため、多くのデータが集まり、近年データの統合作業が2010年代後半ぐらいから始まった。これまでの解析でわかりつつあることは、海氷—大気間でのCO₂交換の値には季節性があるということ、冬季は大気に対して海水はCO₂放出源となること、逆に夏季には大気に対して海水はCO₂吸収源になることなどである。また、海氷—大気間でのCO₂交換の値は極域の海水が無い海域の値(Takahashi et al., 2009; Rödenbeck et al., 2015, Yasunaka et al., 2018)と同等になることも確認されており、海氷—大気間のCO₂交換の重要性が確認されつつある。そして、現在グローバルスケールでの海氷域の炭素収支の評価が進んでおり、今後成果の公表が期待される。

7. 海氷—大気間CO₂交換測定法の確立に向けた相互比較研究

海氷域における大気とのCO₂交換測定においては、氷上でのCO₂交換測定が必要となる。その方法は、これまで示してきたチャンバー法や陸域で多く使用されている渦相関法がある。さらに、海水中のCO₂濃度を決定し、大気との

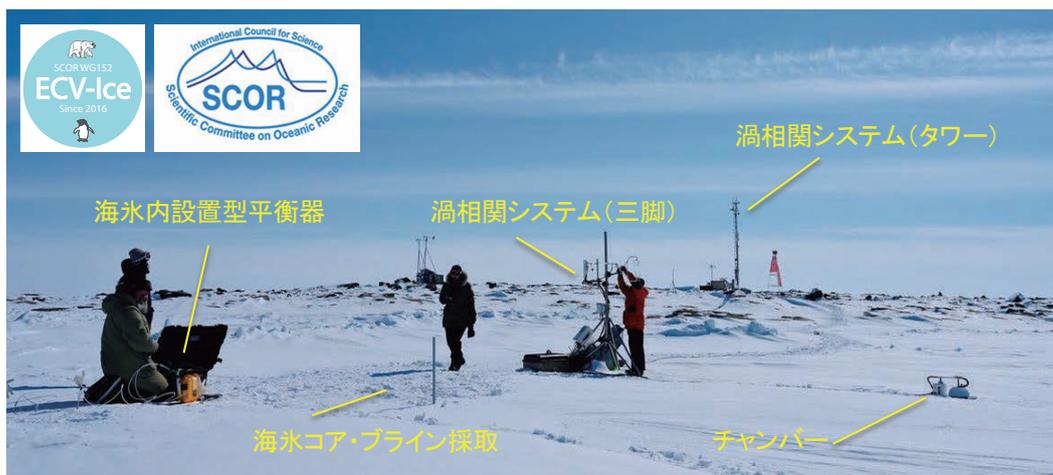


図5：極北カナダ・ケンブリッジベイ海氷上での様々な手法による海水—大気間CO₂交換の比較実験の様子。著者による撮影。

Figure 5: Photograph of the inter-comparison experiments for CO₂ flux between sea ice and atmosphere by many kinds of methods in the Cambridge Bay, Canada. Photograph was taken by author.

濃度差からCO₂交換量を推定するバルク法などがある。それぞれの方法には利点や欠点がある。例えば、チャンバー法は、閉鎖形の容器を海氷上に被せ、容器内のCO₂濃度を測定し、その濃度変化より海氷面と大気間でのCO₂交換量を測定するものである。装置が比較的コンパクトで持ち運び可能なものがあるということ、また、チャンバーを色々な海氷表面(雪の上、メルトポンドなど)に置くことによって、海氷表面の形状とCO₂交換過程の関係を直接調べることができるという利点がある。しかし、チャンバー内の環境が時間とともに変化してしまうということ、海氷域の様々な状況(リードやメルトポンドなど)など入り乱れた状況において、平均的なCO₂交換の計測には不向きである。

一方、様々な地表面と大気とのCO₂交換の計測手法の一つとして渦相関法がある。渦相関法は大気乱流理論に基づいて地表に近い大気中の物質や熱エネルギーの輸送量を評価する方法である。この方法は長期的・広域データの取得に優れており、これまで森林などの陸域で広く使われている。しかしながら、海氷域においては、大気とのCO₂交換が陸域に対して微量であることより、正確な計測が困難となっている (Butterworth and Else, 2018)。渦相関法では、外気のCO₂による赤外線吸収量を直接計測することでCO₂密度を測定するオープンパス型赤外線ガス分析器が最も用いられるが、熱源による誤差 (Ono et al., 2008)、水蒸気によるCO₂との相互干渉や密度補正の不確実性 (Kondo et al., 2014; Kondo and Tsukamoto, 2012) により最終的なCO₂交換の値が桁レベルで合わなくなる問題

が発生する。また、タワーを立てる必要があり機材が多く電源が必要など大掛かりな観測規模となる。

上述のように現在、グローバル視点での海氷域のCO₂交換についての検討が進んでいる状況で方法間や同じ方法内での比較実験などができていないため採取したデータの比較ができない状況にあった。これはCO₂交換過程のみならず、海氷の基礎生産の見積もりなどでも同じで、様々な方法の比較実験が必要となった。そのため、SCOR WG140: BEPSIIの後継として、海氷生物地球化学に関する国際標準観測手法の確立を目指したワーキンググループ (WG152: ECV-Ice: Measuring Essential Climate Variables in Sea Ice) が2016年に発足した。そして、これまで、オホーツク沿岸サロマ湖 (Nomura et al., 2020, 2022)、カナダ・ケンブリッジベイ、イギリス・イーストアングリア大学氷海水槽での相互比較実験を実施してきた。カナダ・ケンブリッジベイでは、2種類の渦相関法システム (三脚、タワー)、チャンバー法、バルク法 (海水内設置型平衡器、海水コア・ブライン採取)を同じ場所・環境で実施した(図5)。また、サロマ湖では、渦相関法とチャンバー法の比較 (Nomura et al., 2022) や、メルトポンドやリード上などの水面でのCO₂交換測定を可能とするフローティングチャンバーの開発なども行った (Nomura et al., 2020)。現在、これまで実施してきた比較実験結果をもとに海氷生物地球化学に関する国際標準観測手法に関する指針の作成を進めている段階にある。

8. 若手の育成に向けた取り組み

2027年には北極新砕氷船が就航するなど、海氷域での観測が可能となり、極域研究の幅が一気に広がることが予想される。しかし、海氷上での研究観測は、安全性の確保や海氷サンプルの採取などの訓練と経験が必要とされるが、現状として、特に日本においては、人材育成が出来ていない状況にある。そこで、水上観測手法、採取した海氷サンプルの取り扱い、海氷および海氷下の物理、化学、生物について学び、次世代の極域研究を担う若手の育成に向けた取り組みを行っている。例えば、2022年には、カナダ・ケンブリッジベイにおいて世界から30名の学生を集めたSea Ice Field Schoolを開催した。そして、2026年には、サロマ湖において同様のスクールを開催する予定である。

サロマ湖は、北極や南極に対して海氷域としてはアクセスが非常に良いということ、海と繋がっており海水が凍るため極域の海水と遜色ないリアルな海氷であること、平坦・均一で安定した海氷であることから安全性・実用性が極めて高いフィールドである。これまで北大低温研を主体としてオーストラリア・タスマニア大学と共同で国際南極大学を実施するなど海氷に関する実習の実績がある。そのため、サロマ湖での実習は将来の極域研究者育成のためのトレーニングなど教育の場として利用することが可能である。このように、次世代の極域研究を担う若手を育成することで今後の研究の発展が期待される。

謝辞

本研究を実施するに当たっては、吉川久幸氏、豊田威信氏、白澤邦男氏、協働して観測を実施してきた国内外の共同研究者の皆様、大学院生の皆様には大変お世話になりました。この場を借りて感謝申し上げます。また、執筆の機会を与えてくださった西岡純氏に感謝いたします。

参考文献

Arrigo, K. R., D. K. Perovich and R. S. Pickart et al. (2012) Massive phytoplankton blooms under Arctic sea ice. *Science*, **336**, 6087, 1408. DOI:10.1126/science.1215065.

Arrigo, K. R. and G. L. van Dijken (2015) Continued increases in Arctic Ocean primary production. *Prog. Oceanogr.*, **136**, 60–70. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2015.05.002>.

Assur, A. (1958) Composition of sea ice and its tensile

strength. (In *Arctic sea ice*. Washington, D.C., 106–38 (U.S. National Academy of Sciences—National Research Council Publication 598).)

Bennington, K.O. (1963) Some crystal growth features of sea ice. *J. Glaciol.*, **4**, 36, 669–688. doi:<https://doi.org/10.3189/S0022143000028306>.

Butterworth B. J. and B. G. T. Else (2018) Dried, closed-path eddy covariance method for measuring carbon dioxide flux over sea ice. *Atmos. Meas. Tech.*, **11**, 6075–6090. DOI:10.5194/amt-11-6075-2018.

Cox, G. F. N. and W. F. Weeks (1983) Equations for determining the gas and brine volumes in sea-ice samples. *J. Glaciol.*, **29**, 306–316. <https://doi.org/10.3189/S0022143000008364>.

Delille, B., M. Vancoppenolle and N.-X. Geilfus et al. (2014) Southern Ocean CO₂ sink: the contribution of the sea ice. *J. Geophys. Res.-Oceans*, **119**, 6340–6355. doi:10.1002/2014JC009941.

Fripiat, F., K.M. Meiners and M. Vancoppenolle et al. (2017) Macro-nutrient concentrations in Antarctic pack ice: Overall patterns and overlooked processes. *Elementa-Science of the Anthropocene*, **5**, 13. DOI: <https://doi.org/10.1525/elementa.217>.

Geilfus, N.-X., R. J. Galley and O. Crabeck et al. (2015) Inorganic carbon dynamics of melt-pond-covered first-year sea ice in the Canadian Arctic. *Biogeosciences*, **12**, 2047–2061. doi:10.5194/bg-12-2047-2015.

Golden, K. M., S. F. Ackley and V. I. Lytle (1998) The percolation phase transition in sea ice. *Science*, **282**, 2238–2241. DOI:10.1126/science.282.5397.22.

Gosink, T. A., J. G. Pearson and J. J. Kelly (1976) Gas movement thorough sea-ice. *Nature*, **263**, 41–42. <https://doi.org/10.1038/263041a0>.

Horikawa, T., D. Nomura and N. Kanna (2022) Effects of the glacial meltwater supply on carbonate chemistry in Bowdoin Fjord, northwestern Greenland. *Front. Mar. Sci.*, **9**:873860. doi: 10.3389/fmars.2022.873860.

Kiuchi, M., D. Nomura and D. Hirano (2021) The effect of basal melting of the Shirase Glacier Tongue on the CO₂ system in Lützow-Holm Bay, East Antarctica. *J. Geophys. Res.-Biogeosciences*, **126**, e2020JG005762. <http://doi.org/10.1029/2020JG005762>.

Kondo, F. and O. Tsukamoto (2012) Comparative CO₂ flux measurements by eddy covariance technique using open- and closed-path gas analysers over the equatorial Pacific Ocean.

- Tellus*, **64B**. DOI: 10.3402/tellusb.v64i0.17511.
- Kondo, F., K. Ono and M. Mano et al. (2014) Experimental evaluation of water vapour cross-sensitivity for accurate eddy covariance measurement of CO₂ flux using open-path CO₂/H₂O gas analysers. *Tellus*, **66B**. DOI: 10.3402/tellusb.v66.23803.
- Lake, R. A. and E. L. Lewis (1970) Salt rejection by sea ice during growth. *J. Geophys. Res.*, **75**, 583–597. <https://doi.org/10.1029/JC075i003p00583>.
- Matsuo, S. and Y. Miyake (1966) Gas composition in ice samples from Antarctica. *J. Geophys. Res.*, **71**(22), 5235–5241. <https://doi.org/10.1029/JZ071i022p05235>.
- Maykut, G. A. (1978) Energy exchange over young sea ice in the central Arctic. *J. Geophys. Res.*, **83**, C7, 3646–3658. <https://doi.org/10.1029/JC083iC07p03646>.
- Meire, L., J. Mortensen and P. Meire et al. (2017) Marine-terminating glaciers sustain high productivity in Greenland fjords. *Glob. Chang. Biol.*, **23**(12), 5344–5357. doi: 10.1111/gcb.13801.
- Meire, L., D. H. Søgaard and J. Mortensen et al. (2015) Glacial meltwater and primary production are drivers of strong CO₂ uptake in fjord and coastal waters adjacent to the Greenland ice sheet. *Biogeosciences*, **12**, 2347–2363. doi:10.5194/bg-12-2347-2015.
- Meiners, K. M., M. Vancoppenolle and G. Carnat et al (2018) Chlorophyll-a in Antarctic land-fast sea ice: a first synthesis of historical ice-core data. *J. Geophys. Res.-Oceans*, **123**. <https://doi.org/10.1029/2018JC014245>.
- Miyake, Y. and S. Matsuo (1963) A role of sea ice and sea water in the Antarctic on the carbon dioxide cycle in the atmosphere. *Pap. Meteorol. Geophys.*, **14**(2), 120–125. https://www.jstage.jst.go.jp/article/mripapers1950/14/2/14_120/_pdf.
- Nomura, D., H. Inoue-Yoshikawa and T. Toyota (2006) The effect of sea-ice growth on air-sea CO₂ flux in a tank experiment. *Tellus*, **58B**, 418–426. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2006.00204.x>.
- Nomura, D., H. Yoshikawa-Inoue and T. Toyota et al. (2010a) Effects of snow, snowmelting and refreezing processes on air-sea-ice CO₂ flux. *J. Glaciol.*, **56**, 196, 262–270. <https://doi.org/10.3189/002214310791968548>.
- Nomura, D., H. Eicken and R. Gradinger (2010b) Rapid physically driven inversion of the air-sea ice CO₂ flux in the seasonal landfast ice off Barrow, Alaska after onset of surface melt. *Cont. Shelf Res.*, **30**, 1998–2004. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.09.014>.
- Nomura, D., M. A. Granskog and P. Assmy (2013) Arctic and Antarctic sea ice acts as a sink for atmospheric CO₂ during periods of snow melt and surface flooding. *J. Geophys. Res.*, **118**, 6511–6524. <https://doi.org/10.1002/2013JC009048>.
- Nomura, D., P. Wongpan and T. Toyota et al. (2020) Saroma-ko Lagoon Observations for sea ice Physico-chemistry and Ecosystems 2019 (SLOPE2019). *Bull. Glaciol. Res.*, **38**, 1–12. doi:10.5331/bgr.19R02.
- Nomura, D., H. Ikawa and Y. Kawaguchi (2022) Atmosphere-sea ice-ocean interaction study in Saroma-ko Lagoon, Hokkaido, Japan 2021. *Bull. Glaciol. Res.*, **40**, 1–17. doi:10.5331/bgr.21R02.
- Papadimitriou, S., H. Kennedy and G. Kattner et al. (2003) Experimental evidence for carbonate precipitation and CO₂ degassing during sea ice formation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **68**, 1749–1761. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.07.004>.
- Parmentier, F. J. W., T. R. Christensen and L. L. Sørensen et al. (2013) The impact of lower sea-ice extent on Arctic greenhouse-gas exchange. *Nat. Clim. Chang.*, **3**, 195–202. doi:10.1038/nclimate1784.
- Pringle, D. J., J. E. Miner and H. Eicken et al. (2009) Pore space percolation in sea ice single crystals. *J. Geophys. Res.*, **114**, C12017. <https://doi.org/10.1029/2008JC005145>.
- Rödenbeck, C., D. C. E. Bakker and N. Gruber et al. (2015) Data-based estimates of the ocean carbon sink variability – first results of the Surface Ocean pCO₂ Mapping intercomparison (SOCOM). *Biogeosciences*, **12**, 7251–7278. <https://doi.org/10.5194/bg-12-7251-2015>.
- Semiletov, I., A. Makshtas and S.-I. Akasofu et al. (2004) Atmospheric CO₂ balance: The role of Arctic sea ice. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L05121. doi: 10.1029/2003GL017996.
- Shine, K. P. and A. Henderson-Sellers (1985) The sensitivity of a thermodynamic sea ice model to changes in surface albedo parameterization. *J. Geophys. Res.*, **90**, D1, 2243–2250. <https://doi.org/10.1029/JD090iD01p02243>.
- Smith, M. M., H. Angot and E. J. Chamberlain et al. (2023) Thin and transient meltwater layers and false bottoms in the Arctic sea ice pack: recent insights on a historically overlooked feature. *Elementa, Science of the Anthropocene*, **11**:1. <https://doi.org/10.1525/elementa.2023.00025>.
- Steiner, N. S., W. G. Lee and J. R. Christian (2013) Enhanced gas fluxes in small sea ice leads and cracks: Effects on CO₂

- exchange and ocean acidification. *J. Geophys. Res. -Oceans*, **118**, 1195–1205. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20100>.
- Stroeve, J. C., M. C. Serreze and M. M. Holland et al. (2012) The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis. *Clim. Change*, **110**, 1005. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0101-1>.
- Sun, X. and K. Matsumoto (2010) Effects of sea ice on atmospheric pCO₂: A revised view and implications for glacial and future climates. *J. Geophys. Res.*, **115**, G02015. doi:10.1029/2009JG001023.
- Takahashi, T., S. C. Sutherland and C. Sweeney et al. (2002) Global sea–air CO₂ flux based on climatological surface ocean pCO₂, and seasonal biological and temperature effects. *Deep Sea Res. Part II: Top. Stud. Oceanogr.*, **49**, 1601–1622. [https://doi.org/10.1016/S0967-0645\(02\)00003-6](https://doi.org/10.1016/S0967-0645(02)00003-6).
- Takahashi, T., S. C. Sutherland and R. Wanninkhof et al. (2009) Climatological mean and decadal change in surface ocean pCO₂, and net sea–air CO₂ flux over the global oceans. *Deep Sea Res. Part II: Top. Stud. Oceanogr.*, **56**(8–10), 554–577. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2008.12.009>.
- Takahashi, T., C. Sweeney and B. Hales et al. (2012) The changing carbon cycle in the Southern Ocean. *Oceanography*, **25**(3), 26–37. <https://doi.org/10.7916/D86W9MS1>.
- Tamura, T. P., D. Nomura and D. Hirano et al. (2022) Impacts of basal melting of the Totten Ice Shelf and biological productivity on marine biogeochemical components in Sabrina Coast, East Antarctica. *Global Biogeochemical Cycles*, **37**, 9. <https://doi.org/10.1029/2022GB007510>.
- Thomas, D. N., S. Papadimitriou and C. Michel (2010) Biogeochemistry of sea ice, In *Sea Ice*, edited by D. N. Thomas and G. S. Dieckmann, 2nd ed., 425–467, Wiley-Blackwell, Oxford.
- Tison, J.-L., S. Schwegmann and G. S. Dieckmann (2017) Biogeochemical impact of snow cover and cyclonic intrusions on the winter Weddell sea ice pack. *J. Geophys. Res.-Oceans*, **112**. <https://doi.org/10.1002/2017JC013288>.
- Wakatsuchi, M. and N. Ono (1983) Measurements of salinity and volume of brine excluded from growing sea ice. *J. Geophys. Res.*, **88**(C5), 2943–2951. <https://doi.org/10.1029/JC088iC05p02943>.
- Wakatsuchi, M. and T. Kawamura (1987) Formation processes of brine drainage channels in sea ice. *J. Geophys. Res.*, **92**, 7195–7197. <https://doi.org/10.1029/JC092iC07p07195>.
- Weeks, W. F. and O. S. Lee (1958) Observations on the physical properties of sea ice at Hopedale, Labrador. *Arctic*, **11**, 3, 134–155. <https://doi.org/10.14430/arctic3740>.
- Yager, P. L., D. W. R. Wallace and K.M. Johnson et al. (1995) The northeast water polynya as an atmospheric CO₂ sink: A seasonal rectification hypothesis. *J. Geophys. Res.*, **100**, 3289–4398. <https://doi.org/10.1029/94JC01962>.
- Yasunaka, S., E. Siswanto and A. Olsen et al. (2018) Arctic Ocean CO₂ uptake: an improved multiyear estimate of the air–sea CO₂ flux incorporating chlorophyll a concentrations. *Biogeosciences*, **15**, 1643–1661. <https://doi.org/10.5194/bg-15-1643-2018>.
- Zhou, J., B. Delille and H. Eicken et al. (2013) Physical and biogeochemical properties in landfast sea ice (Barrow, Alaska): insights on brine and gas dynamics across seasons. *J. Geophys. Res.*, **118**, 3172–3189. <https://doi.org/10.1002/jgrc.20232>.