



Title	南極沿岸ポリニャでの海氷生成と底層水形成
Author(s)	大島, 慶一郎
Citation	低温科学, 76, 13-23
Issue Date	2018-03-31
DOI	https://doi.org/10.14943/lowtemsci.76.13
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/70322
Type	departmental bulletin paper
File Information	7_Lowtemsci76_P13-23.pdf



南極沿岸ポリニヤでの海水生成と底層水形成

大島 慶一郎¹⁾

世界の海洋の深層まで及ぶ最も大きな循環は、重い水が沈み込みそれが徐々に湧き上がってくる、という密度差による循環である。沿岸ポリニヤでの大量の海水生成が重い水のソースになっている。衛星マイクロ波放射計データ等による海水生産量マッピングからは、南極沿岸ポリニヤでは、非常に高い海水生産があることが示され、世界の深層に広がる南極底層水がここを起源として形成されることと整合する。南大洋ではロス棚氷ポリニヤが最大の海水生産を持つ。第2位の海水生産量を持つのがケープダンレーポリニヤであることがわかり、日本の観測からここが第4(未知)の南極底層水生成域であることが発見された。第3の南極底層水生成域であるメルツ氷河沖では、2000年初頭の氷河崩壊後に海水生産量が40%も減少し、その結果として、ここでの底層水生成も激減した。

Sea-ice production in Antarctic coastal polynyas and bottom water formation

Kay I. Ohshima¹

Global overturning circulation is driven by density differences. Saline water rejected by sea-ice production in coastal polynyas is the main source of dense water, and thus sea-ice production is a key factor in the overturning circulation. The mapping of sea-ice production derived from satellite microwave radiometer data demonstrates that ice production rate is high in Antarctic coastal polynyas, in contrast to Arctic coastal polynyas. This is consistent with the formation of Antarctic Bottom Water (AABW), the densest water mass which occupies the abyssal layer of the global ocean. The Ross Ice Shelf polynya has by far the highest ice production in the Southern Hemisphere. The Cape Darnley polynya is found to be the second highest production area, leading to the discovery of the missing (fourth) source of AABW in this region. In the region off the Mertz Glacier Tongue, the third source of AABW, sea-ice production in the Mertz polynya decreased by as much as 40 %, due to the glacier calving in early 2010, resulting in a significant decrease in AABW production.

キーワード：沿岸ポリニヤ, 南極底層水, 海水生産, マイクロ波放射計, ケープダンレーポリニヤ
coastal polynya, Antarctic Bottom Water, sea-ice production, microwave radiometer, Cape Darnley Polynya

1. 海洋深層循環

世界の海洋の深層まで及ぶ最も大きな循環は、重い水

が沈み込みそれが徐々に湧き上がってくる、という密度差による循環である。世界中の海の深層水(deep water)の元となる重い水は北大西洋(North Atlantic)の北部と南大洋(Antarctic Ocean)の2箇所ですり込み、それぞれ北大西洋深層水(North Atlantic Deep Water: NADW)、南極底層水(Antarctic Bottom Water: AABW)と呼ばれている。この深層へのすり込みが起点となり、約1500-2000年で世界の海洋を一巡りするゆっくりした循環、海洋深層循環(deep water circulation)が作られる。このようにしてできる海洋の大循環を模式的に示したのが図1で(本巻の勝又図8及び図9も参照)、海洋のコンベアベルト(Ocean Conveyorbelt)と呼ばれる

連絡先

大島 慶一郎

北海道大学 低温科学研究所

〒060-0819 北海道札幌市北区北19条西8丁目

Tel. 011-706-5481

e-mail: ohshima@lowtem.hokudai.ac.jp

1) 北海道大学 低温科学研究所

Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Sapporo, Japan

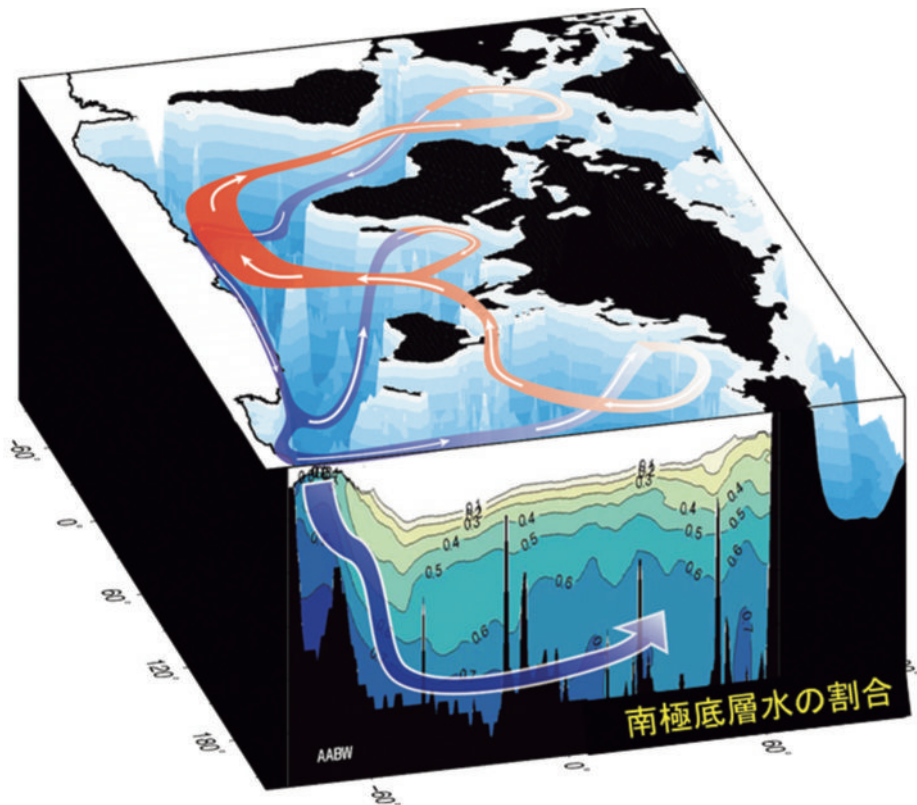


図1：海洋のコンベアベルトと2つの深層水の形成域。
太平洋における南北断面図は南極底層水を起源とする海水の割合（Johnson, 2008 より）を示す。奥野淳一氏（国立極地研究所）作成。

(Broecker, 2010)。また、海水の密度は温度（熱）と塩分（salinity）で決まることから、この密度差による深層循環は熱塩循環（thermohaline circulation）とも呼ばれる。

北大西洋深層水の場合、冷やされるだけで深層まで沈み込む重い水が作られるのに対し、南極底層水は海水生成を伴って重い水が作られる。海水が凍って海水となる時、できるだけ真水成分で凍ろうとする性質がある。海水の塩分が3.0-3.4%に対し、海水の塩分は0.3-1.0%、すなわち、海水の塩分の7-9割ははきだされ、濃縮された高塩分水、ブライン（brine）が下の海へ排出されることになる。そのため、大量に海水が作られる場所では塩分の高い重い水ができ、それが元となって南極底層水が生成される。

南大洋と北大西洋で生成される南極底層水と北大西洋深層水は、それぞれ北上、南下して深層に拡がっていき、全海洋の深層を占めることになる。図1の太平洋の南北断面図は、海水の性質から、南極底層水を起源とする海水の割合を示したものである（Johnson, 2008）。この図では、水温・塩分のほかに、溶存酸素（dissolved oxygen）、リン、シリカ、硝酸、渦位など、海水の持つ様々な性質から海水の起源を推定している。太平洋では2000 m以深の水は2℃以下であるが、この断面図から、そのかな

りの部分は南極底層水起源の水で占められていることがわかる。南極底層水起源の水は、全海洋の30-40%をも占め、北大西洋深層水起源の水の約2倍であると見積もられている（Johnson, 2008）。南極底層水は北大西洋深層水より重く、全世界の底層に広がっている（本巻の勝又図5も参照）。

さて、熱塩（深層）循環を閉じさせるためには、深層で潜り込んだ海水が湧き上がる機構が必要となる。これを担っているのが、主に潮流による鉛直乱流拡散である。海洋は重い水ほど下方にあり成層しているが、鉛直拡散により上方の軽い水が強制的に下方へ運ばれると、浮力を得ることになる。ごく限られた海域で沈み込んだ海水は、鉛直拡散によって得た浮力によって海洋全域で徐々に湧き上がって、循環を閉じることになる。重い水の沈み込みが弱くなったり、沈み込む場所が変わったりすると、海洋深層循環が変わることになる。そうすると、海の持っている熱容量は非常に大きいので、地球上の気候が激変することになる。実際に古い過去には深層循環が今のものとは異なっている時期があり、そのために地球の気候が大きく異なっていたことが示唆されている（Broecker, 2010）。

なお、海洋の大循環は、このような密度差による鉛直

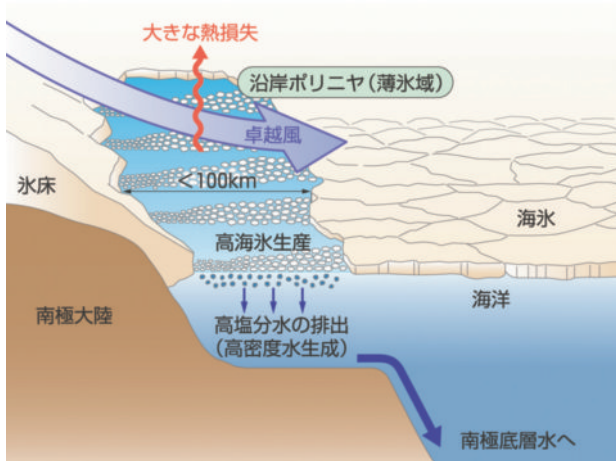


図2:「海水の生産工場」沿岸ポリニヤでの海氷生成と南極底層水生成の模式図。

循環である熱塩循環の他に、風の力によって駆動される風成循環がある。海洋の表層から500-1000 m くらいまでの水平方向の循環は主にこの風成循環であり、この循環による水平方向の流速は深層循環によるものよりずっと大きい。一般に海流と呼ばれる流れは、この風成循環によるものである。

2. 南極底層水の形成

南極底層水の形成には海水生成による重い水の生成が不可欠となるが、ここで重要になってくるのが、沿岸ポリニヤ (coastal polynya) と呼ばれる場所での大量の海水生産である (図2)。沿岸ポリニヤとは、生成された海水が風や海流によって次々と沖へ運ばれ薄水域が維持される場所である。通常海水は、ある程度厚くなると自らの断熱効果の働きによって、それ以上は成長しない。しかし、沿岸ポリニヤでは、十分成長しないうちに海水が運びさらわれるため薄水域が維持され、大量の熱が大気によって奪われる。奪われた熱に比例して海水が生産されるので、ポリニヤでは海水が大量に生産されることになる。沿岸ポリニヤはいわば「海水の生産工場: Sea Ice factory」と言える。南極大陸周辺の沿岸ポリニヤでは、大陸からの寒気により大量の海水が作られ、大陸棚上では高密度陸棚水 (dense shelf water) が生成される。この高密度水が陸棚斜面を下りながら、周りの海水と混合し徐々に量を増しながら底層へと潜り込んで、南極底層水が作られることになる。ただし、南極の陸棚のどこからでも底層水が作られるわけではない。

南極底層水がどこで生成され、どのように拡がっているのかを調べるには、海水の性質、特に化学トレーサー (chemical tracer) が有効となる。図3は、南大洋の海底

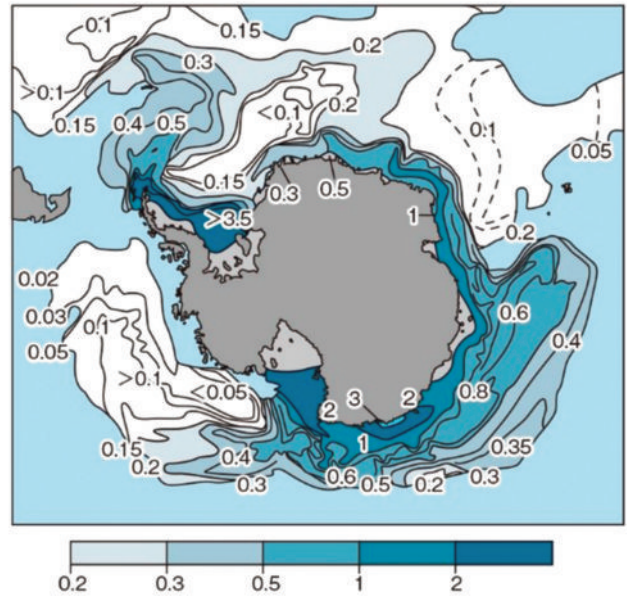


図3: 南大洋の海底付近におけるフロン(CFC-11)の濃度分布。単位は pmol kg^{-1} 。Orsi et al. (1999) を元に加筆した青木 (2011) より。

付近におけるフロン (CFC-11: chlorofluorocarbon) の濃度分布を示したものである (Orsi et al., 1999)。フロンは人工的に作られた物質で1930年前後から大気中に存在し、大気と接して間もない海水ほど高いフロン濃度を示す。底層でフロン濃度が高いということは、表層から底層に水が潜り込んでいること、つまり底層水の生成域に近いことを意味する。図3で分かるように、フロン濃度は南極の沿岸に近いほど高く、特にロス海 (Ross Sea)・ウェッデル海 (Weddell Sea)・アデリーランド (Adélie Land) 沖で高い値を示している (地名は図4を参照)。図4は、これまでの研究に基づいて南極底層水の生成域とその流出経路を模式的に示したもので、ロス海・ウェッデル海・アデリーランド沖が南極底層水の3大生成海域とされており (Orsi et al., 1999)、フロン濃度分布ともよく対応している。

南極底層水の起源水は、大陸棚上での高海水生産による高密度陸棚水であるが、底層にまで沈み込むような重い水になるには、重い水を溜めておく機構が必要となる。ロス海及びウェッデル海は、広大な大陸棚と棚氷 (ice shelf) を持っており、沿岸ポリニヤでできた高密度陸棚水は、広大な大陸棚を循環しながら、棚氷によってさらに冷却され、棚氷水 (Ice Shelf Water: ISW) が作られる。両海では、陸棚水が溜め込まれながら冷却されるプロセスが底層水の形成には重要と考えられている。一方、アデリーランド沖は広大な大陸棚や棚氷を持たない代わりに大きな窪地 (depression) を持っており、沿岸

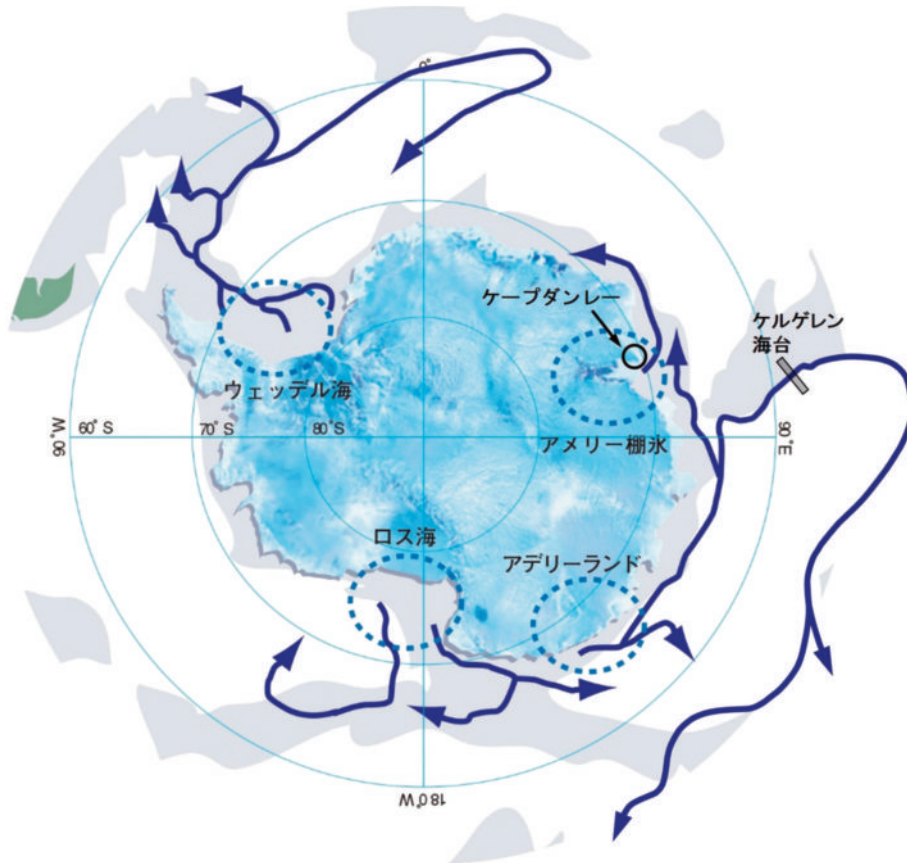


図4：南極底層水の生成域と流出経路。
Orsi et al. (1999) を参考に青木茂氏（北大低温研）が作成したものを加筆。

ポリニヤでできた高密度陸棚水を溜める機構を有している (Williams et al., 2010)。このように、南極底層水が形成されるためには、広大な大陸棚や棚水、あるいは大きな窪地の存在が重要な条件と考えられていた。

重い水が大陸棚上に十分溜まると、陸棚から斜面を降下することになる。その際に、重い水は、まず地衡流バランス（地球の回転効果によるコリオリ力と圧力傾度力によるバランス：geostrophic balance）によって、斜面の浅い方を左に見るようにして、ゆっくりと斜面を降下しながら、西方に向かって流れることになる。しかし、峡谷のような急激な地形変化にぶつかると、重い水は一気に速度を増して谷を下る流れとなる (Baines and Condie, 1998)。このようにして重い水は、峡谷などに集中する形で、徐々に底層に広がっていく。その際には、上方や周辺の海水を混合し取り込むことで、徐々に南極底層水としての流量を増していくことになる。

フロンなどの観測から、南極陸棚上で表層から潜り込んで底層水となる高密度陸棚水の潜り込み流量は南極全体で 5 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) 程度と見積もられている (Orsi et al., 2002)。それが上層にある周極深層水 (Circumpolar Deep Water : CDW) などと混合すること

で流量を増し、南極底層水となった際には、その3倍程度の 15-20 Sv 程度の流量を持つことになる（周極深層水については本巻の草原及び勝又も参考）。フロンなどのデータから、このうちの約 50-60% がウェッデル海で、約 30-40% がロス海で、約 10% がアデリーランド沖からの底層水と見積もられているが、これらは大雑把な見積もりであるとともに、最終的な南極底層水としての流量であり、元々どの海域からどの程度表層から底層へ潜り込んでいるのか、という起源を同定するには至っていない。

3. 海氷生産量のマッピング

どこに薄氷域（ポリニヤ）があるかを検知し、そこでの海氷生産量がわかると、どこで重い水ができていたかを推定することができる。しかし、冬季の沿岸ポリニヤの現場観測は、沖に厚い海氷が広がっているため非常に難しく、南大洋のどこでどのくらい海氷や重い水が生成されているのかは全くわかっていなかった。南極域のような現場に行くことが困難な海域を広い範囲にわたって計るには、人工衛星による観測しかない。ただし、南大

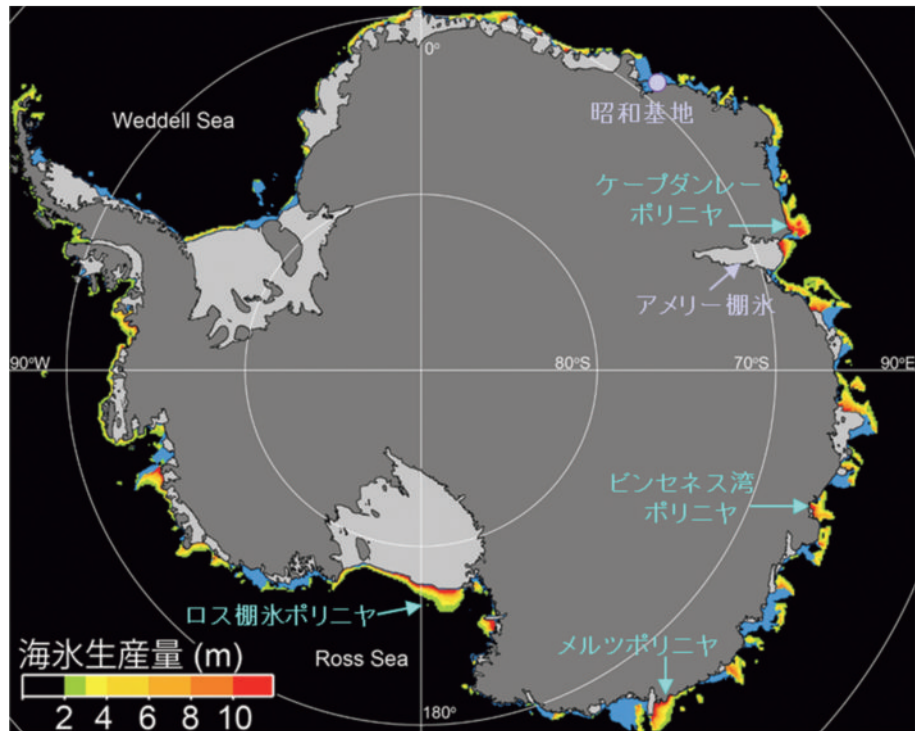


図5：南大洋における年間積算海水生産量と定着水のマッピング（2003-2011年で平均）。生産量は海水の厚さで換算し、2 m以上の海域を左下のカラースケールでシェードしている。定着氷は青で示す。Ohshima et al. (2016)の図を、二橋創平氏（苫小牧高専）が加筆・修正。Nihashi and Ohshima (2015)のアルゴリズムによる。

洋は厚い雲に覆われている場合が多く、可視光や赤外線での観測では難しい。海水の観測に威力を発揮するのがマイクロ波（microwave）である。マイクロ波は可視光や赤外線に比べ波長が長い（センチのオーダー）電磁波で、雲があっても透り抜けることができる。

開水面か、厚い海水か、薄い海水かによって放射されるマイクロ波の強度（輝度温度）や偏波比は僅かながら異なる。この地表面から雲を透り抜けて放射されるマイクロ波を衛星に搭載されたマイクロ波放射計（microwave radiometer）でキャッチすることで、海水分布や薄氷域を検知することが可能となる。1973年に初めて人工衛星によるマイクロ波放射計観測が行われるまで、全球の海水分布は正確にはわかっていなかった。現在では、衛星マイクロ波放射計によって、毎日ほぼリアルタイムで海水分布を見ることが出来る。特に2012年からは、AMSR2（Advanced Microwave Scanning Radiometer 2）という日本で開発され打ち上げられた最高精度のマイクロ波放射計が、全球の海水モニタリングを担っている。

そのような中、Tamura et al. (2007)は、マイクロ波放射計SSM/I（Special Sensor Microwave Imager）データを用いて、偏波比（垂直偏波と水平偏波の比）が厚い氷と薄い氷では異なることを利用し、薄氷域（ポリニヤ）

を検知し、そこでの氷厚を推定する、というアルゴリズムを南大洋において開発した。これによって、毎日天候によらず、どこに薄氷域つまりポリニヤが出現しているかがわかる。さらに、薄氷の厚さがわかると、大気より奪われる熱を計算できる（氷が薄いほど多く熱を奪われる）。下層の海から熱の供給がないとすると（冬季の沿岸ポリニヤでは概ねこの仮定が成り立つ）、この奪われる熱量分、海水が生産されることになる。このようにして、Tamura et al. (2008)は、初めて南大洋での年積算の海水生産量の分布（マッピング）を示した。

図5には、SSM/Iより高分解能のAMSRを用いた最新の海水生産量マッピングの結果が暖色系カラーで示されている。海水生産の大きい領域が沿岸ポリニヤであることや、南極底層水の主生成域であるロス海のポリニヤで最大の海水生産量があることなどがよく表現されている。第3の底層水生成域であるアデリーランド沖（メルツポリニヤ）も第3位の海水生産量を持つ一方で、底層水の主生成域であるウェッデル海は海水生産量が小さい。このことから、ウェッデル海では単純にローカルな海水生産だけで底層水が形成されているわけではないことが示唆される。

南極沿岸ポリニヤでの海水生産量がいかに大きいかを示す意味で、北半球での海水生産量のマッピングの最新



図6：北半球における年間積算海水生産量のマッピング (2002-2011年で平均)。生産量は海水の厚さで換算し、2m以上の海域を右下のカラーズケールでシェードしている。Ohshima et al. (2016) を加筆・修正。Iwamoto et al. (2014) のアルゴリズムによる。

版 (Ohshima et al., 2016) を、南半球のもの (図5) と同じカラーズケールで示す (図6)。北極海の沿岸ポリニヤに比べると、南極沿岸ポリニヤは格段に高い海水生産を持つことがわかる。これは、南大洋は外洋に開かれた海であるため、海水が発散しやすくポリニヤができやすいためである。これに対し、北極海は周りを陸に囲まれ、海水が発散しにくくポリニヤができにくいために海水生産量も小さくなる。同じ広大な海水域でありながら、南大洋では重い底層水ができるのに対し、北極海ではそのような重い水ができない理由となっている。因みに、北半球で一番海水生産量大きいのはオホーツク海 (Sea of Okhotsk) の北西陸棚ポリニヤであり、ここで北太平洋表層では最も重い水が生成され、北太平洋全体の中層 (水深 200-1000 m の層) へ広がっていき、北太平洋の中層 (鉛直) 循環を作っている。なお、全球の海水生産量やそれを応用した熱塩フラックス (Tamura et al., 2011) のデータは以下のサイトに公開されている。http://www.wod.lowtem.hokudai.ac.jp/polar-seaflux/

4. 未知の南極底層水生成域の発見

前節の海水生産量のマッピング (図5) において、ひとつ注目されるのは、ロス海に次ぐ第2の海水生産海域が、南極昭和基地の東方約 1200 km にあるケープダンレー (Cape Darnley) 沖のポリニヤであることがわかったことである。海水生産が高いということは、重い水を作り出すということである。南極底層水の生成域は、ロス海・ウェッデル海・アデリーランド沖の3大生成域の他に、底層での海水特性の分析から、東南極の 60-80° E 周辺にも生成域があることが近年になって示唆されていた (Meredith et al., 2000)。フロンの濃度の分布からも東南極沿岸域でフロンの高いことが見てとれる (図3)。また、海底付近の溶存酸素濃度の分布 (本巻の勝又図3) から、この海域を起点に酸素濃度の高い海域が西方に広がっているように見える。底層水は、ロス海とウェッデル海に次ぐ棚水を持つアメリー棚水 (Amery Ice Shelf) から生成されるという推定はあったが、決定的な証拠は得られていなかった。海水生産量のマッピング (図5) は、この未知 (第4) の南極底層水生成域は、アメリー棚水沖ではなく、そのすぐ西にある海水生産量2位のケープダンレーポリニヤ (Cape Darnley Polynya) 沖である可能性を示唆している。

ケープダンレー沖では本当に南極底層水ができているのか？ 北大低温研が中心となり、それを明らかにするための観測プロジェクトが日本の国際極年 (International Polar Year: IPY) 観測として展開された。2008-2009年に海洋研究開発機構の白鳳丸と東京海洋大の海鷹丸によって、ケープダンレー沖での集中海洋観測が行われた。その結果、「予想通り、ここで底層水ができている！」ことが実測から明らかにされ、この底層水はケープダンレー底層水 (Cape Darnley Bottom Water: CDBW) と名づけられた (Ohshima et al., 2013)。

2009年1月 (南極の夏) に行われた海鷹丸による観測では、ケープダンレー沖周辺の多数の点で海底までの海水の性質の詳細な観測が行われた。図7はその結果の一つで、ケープダンレーポリニヤ沖の (重い水の通り道と予想した) 峡谷沿いでの水温と溶存酸素 (海水中に溶け込んでいる酸素濃度) の断面図である。表面で大気に接している水は酸素が豊富にあるが、それが潜り込むと酸素は生物活動に使われて減少していく。図7で海底斜面に沿って底層に見られる低温で酸素濃度の高い水は、表層から低温の水が潜り込んで間もないことを示している。この層の密度は南極底層水の密度に達しており、この海域周辺で潜り込みが生じ南極底層水が生成されている。

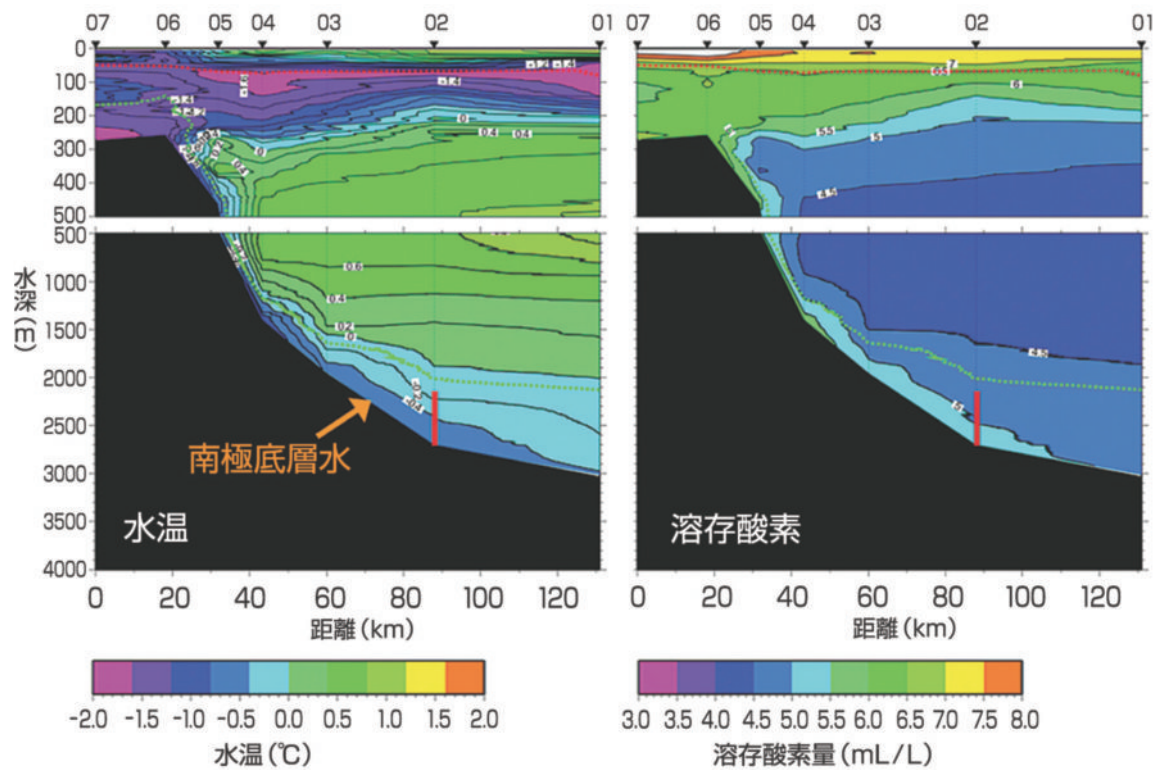


図7：ケープダンレーポリニヤ沖の Wild Canyon (図9 参照) 沿いでの (左図) 水温と (右図) 溶存酸素の断面図。2009年1月、海鷹丸で観測。赤棒は図8に観測結果を示す係留系の設置点。Ohshima et al. (2013) を平野大輔氏(北大低温研) が加筆・修正。

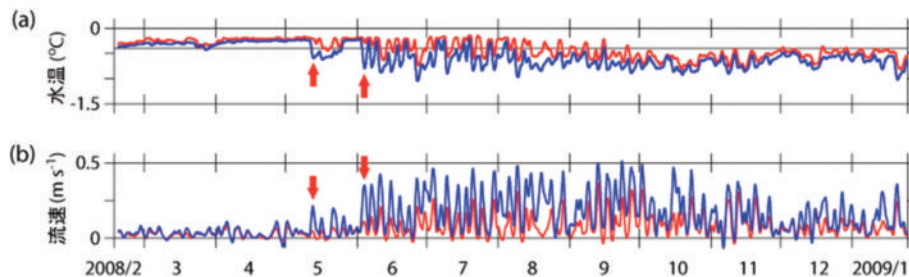


図8：係留系で捉えた南極底層水の流出。ケープダンレー沖の底層水が下り降りると予想した峡谷 (水深約 2,600 m) に設置された係留系による (a) 水温と (b) 下り降りる方向の流速。青線が海底より約 20 m、赤線が海底より約 225 m の地点でのデータ。海水生成が盛んになって約 2ヶ月後に、底層水の性質を持つ低温で重い水が到来し (赤矢印)、それと同期して海底付近ほど強い降下流が観測された。この底層水を伴う降下流は 4-5 日周期をもって半年以上続いていた。Ohshima et al. (2013) を加筆・修正。

ることを示唆している。ただし、この水は他の海域から移流されてきた可能性もある。

この観測プロジェクトでは、係留系観測によってさらに決定的な底層水生成の証拠を得ることができた。図8は、ケープダンレー沖の峡谷沿い(図7の02赤棒の地点)に設置した係留系で得られた、底層での水温と流速の1年間の時系列を示している(Ohshima et al., 2013)。海水生産が盛んになってから2-3ヶ月後に、低温で高密度の水が到来し、それに同期して峡谷を下る流れが一気に強

くなっていることがわかる(図8赤矢印)。この流れは下層(図8の青線)ほど強く、海底に捕捉(強化)された流れであることもわかる。海水生成によって重い水が潜り込み、南極底層水として拡がっていく過程を直接捉えた観測と言える。底層水を伴う降下流は、非常にきれいな4-5日の周期性を持っており、地球流体力学的にも興味深い現象である。底層に捕捉された重い水が周期的・間歇的に流出するという特徴は、他の底層水形成域でも見られる現象であり、ここで底層水が形成されてい

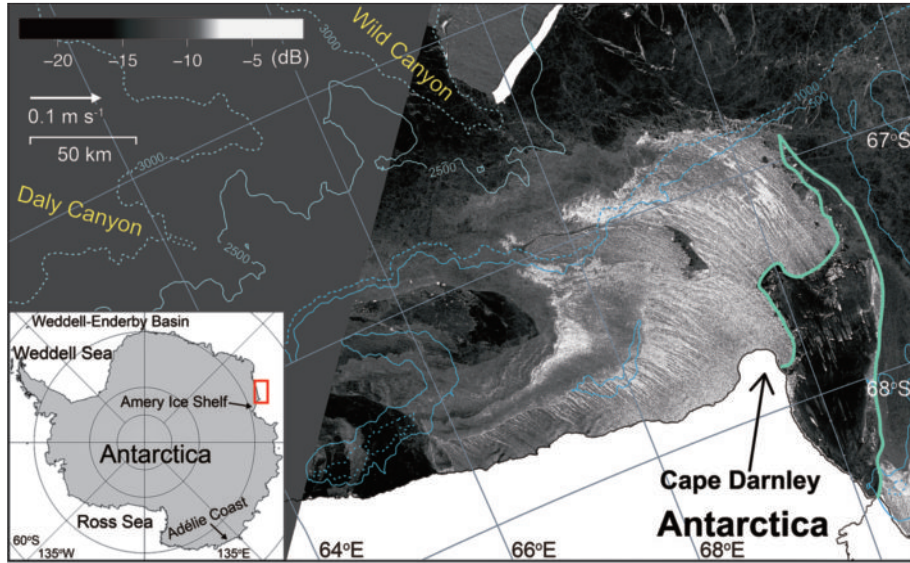


図9：衛星合成開口レーダー（SAR）で観測されたケープダンレーポリニヤ。白いほど後方散乱係数が大きい。白い筋状の列が新生氷（薄氷域）を示している。緑で囲った領域は氷山舌（定着氷）。ヨーロッパ宇宙機構のENVISAT衛星によるASAR画像。2008年8月7日の画像。Ohshima et al. (2013)を加筆・修正。

ることをさらに裏付けるものでもある。また、バイオロギング（bio-logging）観測によりゾウアザラシに取り付けられた水温塩分計から、ケープダンレーポリニヤ下の大陸棚上では非常に重い水が生成されることや、その重い水が斜面を下る様子も示された（Ohshima et al., 2013）。

ここで生成される底層水の流量については、1点のみの係留観測のため、大雑把な見積もりしかできないが、衛星による海水生産量を使った塩分収支からの見積もりと合わせ、全南大洋で沈み込む底層水のうちオーダーで10%程度がこの海域から潜り込んでいると推定された（潜り込む流量は0.3-0.7 Sv）。ケープダンレー底層水は、徐々に周極深層水と混合しながら流量を増し西方へ移流され、ウェッデル海（大西洋セクション）の深層水に対して最大で30%を占めると推定された（Ohshima et al., 2013）。この底層水生成域発見をサポートする研究は、その後他の国からも次々と出されており（Wong and Riser, 2013; Couldrey et al., 2013; Jullion et al., 2014）、日本でも、数値モデルによるCDBWの形成と周期流出の再現（Nakayama et al., 2014）、CDBW形成に至る混合過程（Hirano et al., 2015）など、第4の（4番目に発見された）底層水の研究は大きな拡がりを見せている。

次に、なぜケープダンレー沖で、巨大なポリニヤが形成され、非常に高い海水生産が生じるのか？ 図5に示すようなマイクロ波放射計データからだけでは、分解能が粗すぎるため、ポリニヤの形成機構に迫ることは難しい。最新のAMSR2の分解能は89 GHzの場合約5 km

で、それまでのマイクロ波放射計SSM/I（1988年から現在まで継続して運用）の分解能12.5 kmと比べて、ピクセル密度にすると5倍以上の分解能を持つ。それでも数kmから高々数十kmのスケールである沿岸ポリニヤを捉えるには不十分である。高い分解能で海水を観測するのに威力を発揮するのが合成開口レーダー（Synthetic Aperture Radar：SAR）で、おおよそ10-100 mという高い分解能を持っている。SARは、放射計とは違い、自らがマイクロ波を地表面に照射し、反射して返ってきた信号から地表面の情報を得る、というものである。毎日全球の観測が可能なマイクロ波放射計に対し、多くても数日に1回程度しか観測できないのが難点である。

図9がケープダンレーポリニヤを捉えたSAR画像の1例である。白い筋状の列が出来たての新生氷（new ice）を示しており、風によって新生氷が沖方向へ流され、100 km×100 kmに及ぶ巨大なポリニヤ（薄氷域）が形成されているのがわかる。また、ポリニヤの東に黒い（散乱係数小の）定着氷（landfast ice：陸から続く動かない海水）域が存在することもわかる（緑線で囲った領域）。これは座礁氷山群（白いパッチ）がアンカーとなって、その間を埋める海水が固定されて発達した定着氷で、氷山舌（iceberg tongue）という言い方もされる。この海域は強い北西向きの風が卓越し、この風によって東から運ばれてくる海水は氷山舌によって堰き止められることになる。また、南極沿岸には西向きの南極沿岸流（Antarctic Coastal Current）が存在するが、この海流によって運ばれる海水も氷山舌で堰き止められる。氷山舌

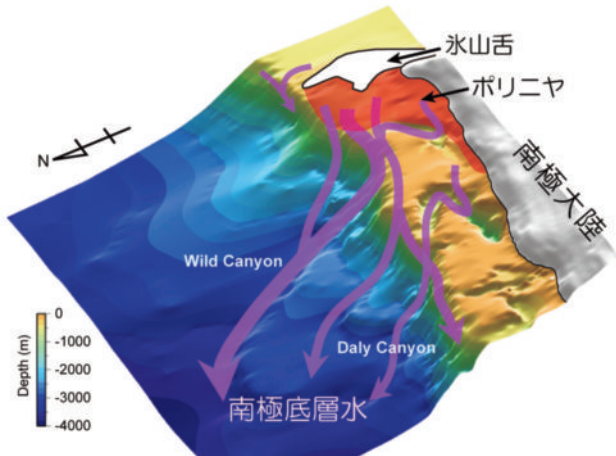


図 10：ケープダンレー底層水形成の模式図。

南極大陸から張り出す氷山舌の下流に、多量に海水が生産される海域(沿岸ポリニヤ)が作られる。この高海水生産によって重い水が作られ、その重い水が海の峡谷に沿って沈み込み、周りの水と混合しながら南極底層水となつて、南大洋さらには全世界の海洋深層に拡がっていく。Ohshima et al. (2013) を加筆・修正。

を作る海水の下は海水が通り抜けられるので、氷山舌の東側では海水のみが堰き止められ、氷山舌の西側では開水面が作られやすくなる、という一種のフィルター効果が働いていると考えられる。このようにして、氷山舌の存在が、その西(風下・下流)側に巨大なポリニヤを形成していると考えられる。

図 10 は、ケープダンレー底層水が形成される機構を模式図で示したものである。南極大陸から張り出す氷山舌の下流に巨大沿岸ポリニヤが形成、ここでの高海水生産によって重い水が作られ、その重い水が海の峡谷に沿って沈み込み、周りの水と混合しながら底層水となっていく。このケープダンレー底層水は、その後ゆっくりと西方へ拡がっていく、ウェッデル海深層水(Weddell Sea Deep Water)の一部をなし、南大洋から全世界の海洋深層に拡がっていく。なお、ケープダンレー海域は、南極昭和基地の東方 1200 km にあり(図 5 参照)、日本南極地域観測隊「しらせ」の行き帰りの経路沿いにある。この新しく発見された底層水生成域は、日本の観測隊の絶好の研究ターゲット海域であり、実際に観測プロジェクトが進行中である。

5. 東南極での南極底層水形成と氷河・棚氷の関係

図 5 には、開発したアルゴリズムを用いて定着氷(landfast ice: 陸から続く動かない海水)の分布も青色で示している。東南極(図の右半分)には海水生産の高い

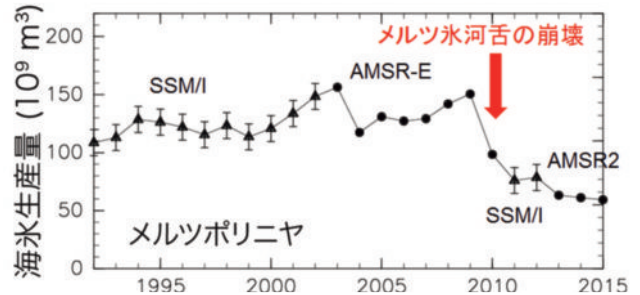


図 11：メルツポリニヤの年積算海水生産量の時系列(1992-2015年)。

三角が SSM/I により、黒丸が AMSR により、見積もった年積算海水生産量。Nihashi et al. (2017) を加筆・修正。

多くの沿岸ポリニヤが存在していることや、その多くが定着氷の西側(風下側または下流側)に形成されていることがわかる。つまり、定着氷の存在が、ポリニヤ形成に重要な働きをすることを示している。第 3 の底層水生成域のアデリーランド沖では、メルツポリニヤ(Mertz Polynya)での高海水生産が底層水の起源となっている。このポリニヤでは、大陸から突き出して発達しているメルツ氷河(Mertz Glacier)とその先に存在する氷山舌の両者が、東からの海水を堰き止めることで巨大ポリニヤが出現し高い海水生産を生んでいる。ところが、このメルツ氷河が 2010 年 2 月に大崩壊(カービング: calving)した。そこで、Tamura et al. (2012) は、この前後の海水生産量を調べ、氷河崩壊後に生産量が激減したことを明らかにした。図 11 は、3 種類のマイクロ波放射計から見積もった海水生産量を比較検討したうえで、長期(1992-2015 年)のメルツポリニヤの年積算海水生産量の時系列を示したものである(Nihashi et al., 2017)。カービングが起こった 2010 年以降は海水生産量が約半分に激減したことがわかる。図 12 には、海水生産の空間分布を示しているが、カービングにより、海水の堰き止めが一気に弱体化し、海水生産量が激減したことがわかる。さらに、それに伴って、南極底層水も昇温・低塩化、つまり底層水生成量が減少していることも、日本の海鷹丸等の観測でわかってきた(Aoki et al., 2013; 本巻の青木も参照)。底層水生成の減少は海洋深層循環の弱体化を引き起こす可能性がある。これらの研究は、氷河・氷床の変動が底層水の生成にも大きな影響を及ぼすことを初めて示した研究であり、氷床海洋相互作用の研究の重要性を示すものでもある。一方、海水生産量を見積もる手法の開発は、底層水生成域の発見だけでなく、底層水の変動の予見まで可能とすることも示された。

広い陸棚・窪地と棚氷が底層水形成には不可欠と今まで考えられてきたが、ケープダンレー底層水の発見は、

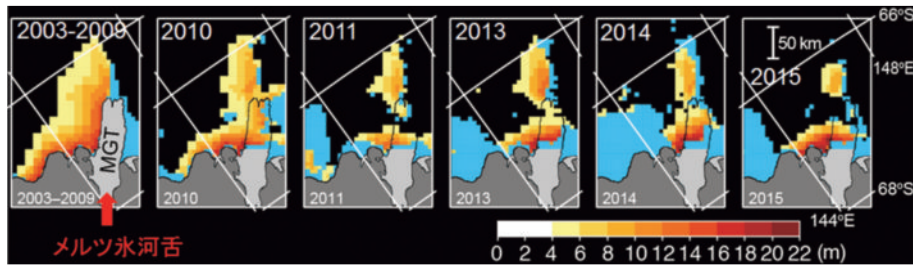


図 12：メルツポリニヤの年積算海水生産量の空間分布（2003-2015 年）。生産量は海水の厚さで換算し暖色カラーで示す（スケールは右下）。青色は定着水を示す。Nihashi et al. (2017) を加筆・修正。

それらの条件がなくても海水生成が非常に強力であれば底層水が作られることを示唆している。海水生産量マッピング（図 5）からは、ケープダンレー沖ほどではないが、東南極に海水生産量が大きいポリニヤ海域がいくつかあることが示されており、これらの海域でも多量ではなくとも底層水ができていく可能性がある。実際に海鷹丸での係留観測から、南極第 6 位の海水生産域であるビンセネス湾ポリニヤ沖（位置は東経 110°付近；図 5 参照）でも底層水生成のシグナルが観測されている（Kitade et al., 2014）。

ケープダンレーの上流（東側）のアメリカ棚氷沖プリッツ湾には 3 つのポリニヤが存在し、その 3 つを合わせるとケープダンレーポリニヤに匹敵する海水生産量を持つ。今までに蓄積されたアザラシによる観測データから、これらのポリニヤでも衛星から見積もられる海水生産量とよく対応する塩分・密度の増加があり、底層水、もしくはケープダンレー底層水の前駆水となるような高密度水が生成されていることが明らかになった（Williams et al., 2016）。しかし、プリッツ湾の背後にあるアメリカ棚氷の融解により、高密度水の生成が抑制され、そのためケープダンレー沖ほどの大量の底層水形成には至らないことも同時に示唆された。これは、ポリニヤ海水生産による高塩化と棚氷融解による低塩化の兼ね合いが底層水生成を決める重要なファクターであることも示唆している。現在、西南極で海洋による棚氷融解が加速していることが大きな問題となっている（Paolo et al., 2015；本巻の杉山，福田，草原を参照）。一方で、世界の深層水の変化（高温低塩化）が南極底層水を起点として生じ始めており（Purkey and Johnson, 2012；本巻の青木を参照）、南極底層水の生成量はこの 40 年で半減したという研究（van Wijk and Rintoul, 2014）さえある。ポリニヤ海水生産と棚氷融解及びそれらの変動が、どう底層水・深層循環の変動を引き起こしうるか、地球環境の未来を予測するうえでも非常に重要なテーマとなっている。

謝辞

図作成等に協力頂いた二橋創平博士，北川暁子氏，および原稿への有益なコメントを頂いた須藤斎博士に深く感謝いたします。

参考文献

- 青木茂 (2011) SUPER サイエンス 南極海ダイナミクスをめぐる地球の不思議。C & R 研究所，新潟，222pp.
- Aoki, S., Y. Kitade, K. Shimada, K. I. Ohshima, T. Tamura, C. C. Bajish, M. Moteki and S. R. Rintoul (2013) Widespread freshening in the seasonal ice zone near 140 E off the Adelie Land Coast, Antarctica, from 1994 to 2012. *J. Geophys. Res.*, **118**, 6046–6063, doi: 10.1002/2013JC009009.
- Baines, P. G. and S. Condie (1998) Observations and modelling of Antarctic downslope flows: a review. In: Jacobs, S. and R. Weiss (eds.) *Ocean, Ice, and Atmosphere: Interactions at the Antarctic Continental Margin*, Antarct. Res. Ser., **75**, 29–49. American Geophysical Union, Washington, D. C.
- Broecker, W. (2010) *The Great Ocean Conveyor: Discovering the Trigger for Abrupt Climate Change*. Princeton University Press, Princeton, New Jersey.
- Couldrey, M. P., L. Jullion, A. C. Naveira Garabato, C. Rye, L. Herráiz-Borreguero, P. J. Brown, M. P. Meredith and K. L. Speer (2013) Remotely induced warming of Antarctic Bottom Water in the eastern Weddell gyre. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 2755–2760.
- Hirano, D., Y. Kitade, K. I. Ohshima and Y. Fukamachi (2015) The role of turbulent mixing in the modified Shelf Water overflows that produce Cape Darnley Bottom Water. *J. Geophys. Res.*, **120**, 910–922, doi: 10.1002/2014JC010059.
- Iwamoto, K., K. I. Ohshima and T. Tamura (2014) Improved mapping of sea ice production in the Arctic Ocean using AMSR-E thin ice thickness algorithm. *J. Geophys. Res.*, **119**, 3574–3594, doi: 10.1002/2013JC009749.
- Jacobs, S. S., A. F. Amos and P. M. Bruchhausen (1970) Ross Sea oceanography and Antarctic Bottom Water formation. *Deep Sea Res.*, **17**, 935–970.

- Johnson, G. C. (2008) Quantifying Antarctic Bottom Water and North Atlantic Deep Water volumes. *J. Geophys. Res.*, **113**, C05027, doi: 10.1029/2007JC004477.
- Jullion L, A. C. Naveira Garabato, S. Bacon, M. P. Meredith, P. J. Brown, S. Torres-Valdes, K. G. Speer, P. R. Holland, J. Dong, D. Bakker, M. Hoppema, B. Loose, H. J. Venables, W. J. Jenkins, M-J. Messias and E. Fahrbach (2014) The contribution of the Weddell Gyre to the lower limb of the Global Overturning Circulation. *J. Geophys. Res.*, **119**, 3357–3377.
- Kitade, Y., K. Shimada, T. Tamura, G. D. Williams, S. Aoki, Y. Fukamachi, F. Roquet, M. Hindell, S. Ushio and K. I. Ohshima (2014) Antarctic Bottom Water production from the Vincennes Bay Polynya, East Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 3528–3534, doi: 10.1002/2014GL059971.
- Meredith, M. P., R. A. Locarnini, K. A. Van Scoy, A. J. Watson, K. J. Heywood and B. A. King (2000) On the sources of Weddell Gyre Antarctic Bottom Water. *J. Geophys. Res.*, **105**, 1093–1104.
- Nakayama, Y., K. I. Ohshima, Y. Matsumura, Y. Fukamachi and H. Hasumi (2014) A numerical investigation of formation and variability of Antarctic Bottom Water off Cape Darnley, East Antarctica. *J. Phys. Oceanogr.*, **44**, 2921–2937, doi: 10.1175/JPO-D-14-0069.1.
- Nihashi, S. and K. I. Ohshima (2015) Circumpolar mapping of Antarctic coastal polynyas and landfast sea ice: relationship and variability. *J. Climate*, **28**, 3650–3670, doi: 10.1175/JCLI-D-14-00369.
- Nihashi, S., K. I. Ohshima and T. Tamura (2017) Sea-ice production in Antarctic coastal polynyas estimated from AMSR2 data and its validation using AMSR-E and SSM/I-SSMIS data. *IEEE J. Sel. Topics Appl. Earth Observ. Remote Sens.*, **10** (9), 3912–3922, doi: 10.1109/JSTARS.2017.2731995.
- Ohshima, K. I., Y. Fukamachi, G. D. Williams, S. Nihashi, F. Roquet, Y. Kitade, T. Tamura, D. Hirano, L. Herraiz-Borreguero, I. Field, M. Hindell, S. Aoki and M. Wakatsuchi (2013) Antarctic Bottom Water production by intense sea-ice formation in the Cape Darnley Polynya. *Nature Geosci.*, **6**, 235–240, doi: 10.1038/NCEO1738.
- Ohshima, K. I., S. Nihashi and K. Iwamoto (2016) Global view of sea-ice production in polynyas and its linkage to dense/bottom water formation. *Geoscience Letters*, **3**:13, doi: 10.1186/s40562-016-0045-4.
- Orsi, A. H., G. C. Johnson and J. L. Bullister (1999) Circulation, mixing, and production of Antarctic Bottom Water. *Prog. Oceanogr.*, **43**, 55–109.
- Orsi, A. H., W. M. Smethie Jr. and J. L. Bullister (2002) On the total input of Antarctic waters to the deep ocean: A preliminary estimate from chlorofluorocarbon measurements. *J. Geophys. Res.*, **107**, 3122, doi: 10.1029/2001JC000976.
- Paolo, F. S., H. A. Fricker and L. Padman (2015) Volume loss from Antarctic ice shelves is accelerating. *Science*, **348**, 327–331, doi: 10.1126/science.aaa0940.
- Purkey, S. G. and G. C. Johnson (2012) Global contraction of Antarctic Bottom Water between the 1980s and 2000s. *J. Climate*, **25**, 5830–5844.
- Tamura, T., K. I. Ohshima, T. Markus, D. J. Cavalieri, S. Nihashi and N. Hirasawa (2007) Estimation of thin ice thickness and detection of fast ice from SSM/I data in the Antarctic Ocean. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **24**, 1757–1772.
- Tamura, T., K. I. Ohshima and S. Nihashi (2008) Mapping of sea ice production for Antarctic coastal polynyas. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L07606, doi: 10.1029/2007GL032903.
- Tamura, T., K. I. Ohshima, S. Nihashi and H. Hasumi (2011) Estimation of surface heat/salt fluxes associated with sea ice growth/melt in the Southern Ocean. *SOLA*, **7**, 17–20, doi: 10.2151/sola.2011-005.
- Tamura, T., G. D. Williams, A. D. Fraser and K. I. Ohshima (2012) Potential regime shift in decreased sea ice production after the Mertz Glacier calving. *Nature Commun.*, **3**: 826, doi: 10.1038/ncomms1820.
- van Wijk, E. M. and S. R. Rintoul (2014) Freshening drives contraction of Antarctic Bottom Water in the Australian Antarctic Basin. *Geophys. Res. Lett.*, **41**, 1657–1664.
- Williams, G. D., S. Aoki, S. S. Jacobs, S. R. Rintoul, T. Tamura and N. L. Bindoff (2010) Antarctic bottom water from the Adélie and George V Land coast, East Antarctica (140–149E). *J. Geophys. Res.*, **115**, C04027, doi: 10.1029/2009JC005812.
- Williams, G. D., L. Herraiz-Borreguero, F. Roquet, T. Tamura, K. I. Ohshima, Y. Fukamachi, A. D. Fraser, L. Gao, H. Chen, C. R. McMahon, R. Harcourt and M. Hindell (2016) The suppression of Antarctic bottom water formation by melting ice shelves in Prydz Bay. *Nature Commun.*, **7**: 12577, doi: 10.1038/ncomms12577.
- Wong, A. P. S. and S. C. Riser (2013) Modified shelf water on the continental slope north of Mac Robertson Land, East Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, **40**, 6186–6190.