HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	南極底層水と全球海洋子午面循環
Author(s)	勝又, 勝郎
Citation	低温科学, 76, 1-12
Issue Date	2018-03-31
DOI	https://doi.org/10.14943/lowtemsci.76.1
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/70320
Type	departmental bulletin paper
File Information	6_Lowtemsci76_P1-12.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

低温科学 76 （2018） 1-12
doi: 10.14943/lowtemsci. 76. 1

南極底層水と全球海洋子午面循環

勝又　勝郎[1)]

南極沿岸のポリニヤで冬季に冷却された海水は高密度水として周囲の海水と混合しながら大陸斜面を下り南極底層水となる．低温・高溶存酸素で特徴づけられるこの水塊はインド洋・太平洋の底層を中心に世界の海水の大きな割合を占める．この南極底層水を含む海洋の循環は乱流が卓越し，数年程度の観測では熱や物質の輸送量を正確に見積もれていないことが分かってきた．数十年から百年程度平均化した循環はしばしばその南北の輸送を強調して子午面循環とよばれる．この子午面循環は複雑な三次元構造を持つ．この循環場は大気から風・熱・淡水による強制を受けるだけでなく潮汐による混合や地熱の影響を受けて流れている．これらの外力と海洋循環との関係はよく分かっていないが，南極底層水と周囲の海水との混合が全球の海洋循環に影響を与えている可能性が指摘されている．

Antarctic Bottom Water and global ocean meridional overturning circulation

K. Katsumata[1]

Antarctic Bottom Water (AABW) originates from dense shelf water mixing with ambient water masses as it flows down the shelf slope. Dens shelf water is mainly produced by winter brine rejection in polynyas along the Antarctica coast. Cold and highly oxygenated AABW occupies a significant part of world oceans, mainly in the bottom layers in the Indian and Pacific oceans. It is recently recognised that ocean currents including the flow of AABW are turbulent and measurement with a duration of a few years is not appropriate for accurate transport estimate. Even after averaging for decadal or centennial time scales, the global system of ocean currents has a complicated three-dimensional structure. This circulation, often referred to as the meridional overturning circulation, is forced not only by wind, heat, and freshwater fluxes from the atmosphere but also gravitational tidal forces and geothermal heating. We do not fully understand quantitative relationships between these forcing and ocean circulation, but recent studies point out possible mechanisms where AABW mixing with ambient water masses can affect the global meridional overturning circulation.

キーワード：乱流，気候変動，海水の混合
turbulence, climate change, sea water mixing

1．南極底層水

1.1　水塊

海水は電波を通さない．それゆえ海洋観測はもっぱら現場でセンサーを船から吊りおろすか自動観測ロボットなどが潜水して行うことになる．海洋物理学は大雑把に言えば海流の学問である．だから海洋物理学者にとって興味がある海水の性質は密度である．密度は温度と塩分と圧力から計算できる[1]．観測を行った場所は緯度・経

連絡先
勝又　勝郎
海洋研究開発機構　地球環境観測研究開発センター
〒237-0061　神奈川県横須賀市夏島町 2-15
Tel. 046-866-3811
e-mail：k.katsumata@jamstec.go.jp
1）海洋研究開発機構　地球環境観測研究開発センター
Research and Development Center for Global Change (RCGC), Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology (JAMSTEC), Yokosuka, Japan.

[1] 最新（2010 年採用）の海水の状態方程式では温度・塩分・圧力に加え栄養塩などほかの情報が必要になる．

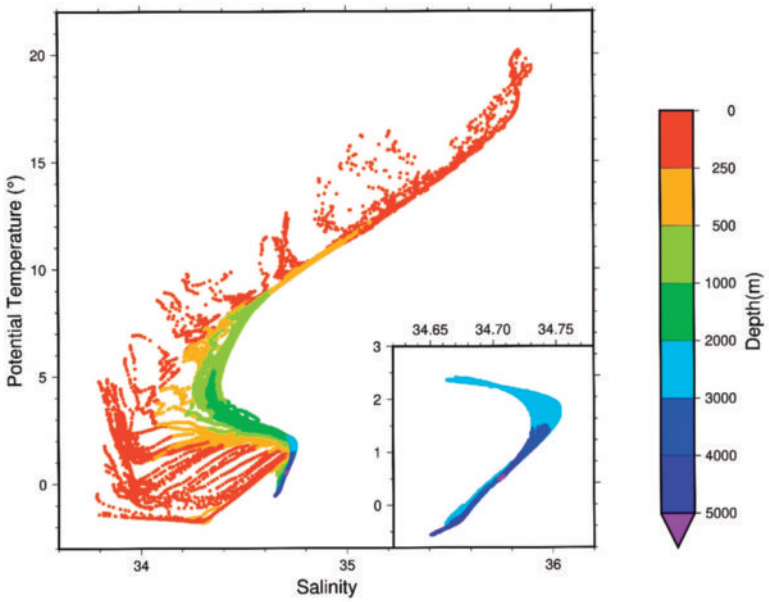

図 1：南大洋インド洋セクター東経 115 度に沿って観測された温度・塩分．観測線 I9 は図 3 に示した．点の色は右のカラーバーに即して観測深度を示す．浅い部分（250 m 以浅）は大気の影響を受けてばらつくが，深くなるにつれ（緑色）ばらつきは小さくなる．特に 2000 m 以深を拡大したのが右下の拡大図で，水塊の構造を示す．水温 1.9 度くらいに見られる塩分の極大値は北大西洋の高塩分水の名残．南大洋深層水は水温 0 度以下の部分．

度で指定されるから，一回の観測では緯度・経度・時刻・圧力[2] の四次元のデータとして温度や塩分が測られる．これらのデータを集めて目的に応じて，たとえば深さを縦軸として塩分を線で描いた塩分プロファイル（断面図）を見たり，経度を横軸・緯度を縦軸として温度を色で描いた地図を作成したりする．

海水の移動より海水の性質そのものに注目したいときには緯度・経度・圧力・時刻は関係ないので縦軸を温度・横軸を塩分とすると具合がいい．別に縦軸を塩分にしてもよさそうなものだが，大部分の海洋では表層が一番暖かく海底が一番冷たいので温度を縦軸にして深さと関連付けているのだと筆者は想像している．ある深さの海水が海流に乗って異なる深さに移動すると，圧力の変化による仕事を受け温度がわずかながら変化する．深くなれば圧縮されて温度が上がるし，浅くなれば温度が下がる[3]．この効果を取り除いてやれば，ある海水が移動するのを「同じ温度・塩分の海水」として追跡できるようになる．「圧力の変化の効果を取り除いた水温」をポテンシャル水温と呼んで，以下の「水温」はすべてポテンシャル水温を指す．同様に「密度」とは海中で海水が力を受けずに移動する方向として定義した中立密度（McDougall, 1987）のことを指す．

海水の性質は水温を縦軸・塩分を横軸にした「温度塩分図」の上に点で示される（図 1）．このような図を描くと，ある地域の海水が往々にして一本の線上に乗ることが知られている．海水の温度・塩分は表面で大気からの強制によって海面で与えられ，海洋内部に入り込んだ後はゆっくりと周囲と混合・拡散しながら移動するから，温度塩分図の上の一本の線は「ある程度の大きさの海水の塊が同じような履歴をたどってきて同じような大気からの温度塩分の強制を受けてきた」と解釈される．このような温度塩分図の特徴的な線を「水塊」と呼ぶ．

よく考えてみると「温度・塩分の異なる海水が混ざって一様になる」というプロセスでも温度塩分図の上で線は一本（あるいは一点）になる．ところが，風や大気の影響を直接受ける海洋表層数十メートルの境界層と，海底近くの摩擦の影響を受ける海底境界層を除くと，海洋の混合は小さい．実際に海中に染料を流してそこから鉛直方向の拡散係数を推定するとせいぜい $10^{-4}\,\mathrm{m^2 s^{-1}}$ 程度である．これは 100 m 鉛直に拡散するのに 1000 日程度かかるという小ささである．季節変動あるいは数年程度の変動を考える上では，表層・海底の両混合層を除くと，海水はほとんど周囲と熱や塩分のやり取りをせずに移動する（断熱的 adiabatic）とみなせることが多い．

[2] 揺れる船上から正確に鉛直の深さを求めるよりは水圧を測る方が簡単である．現場では圧力を鉛直方向の軸に用いてあとからこれを深さに換算することが多い．

[3] 圧力による塩分の変化はとても小さいので無視する．

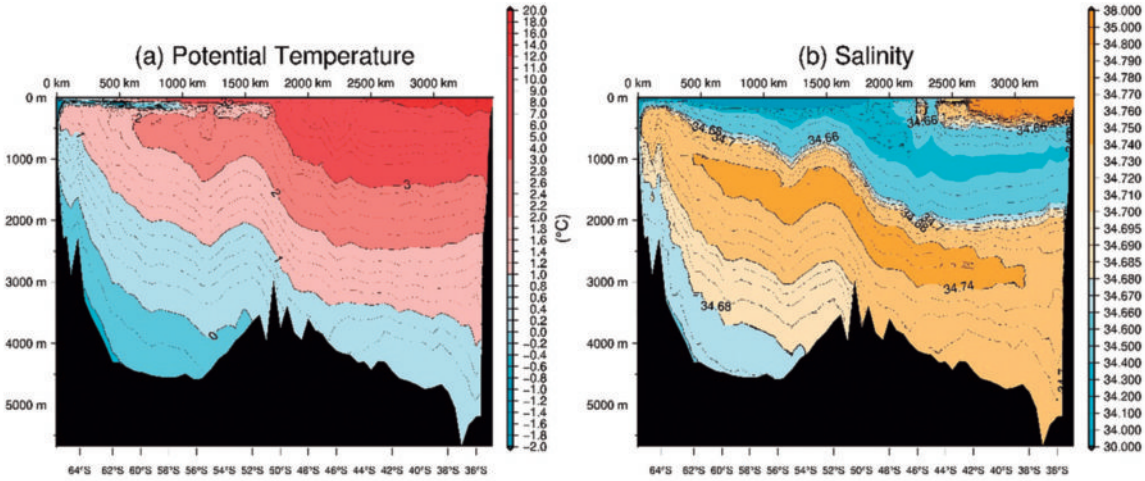

図 2：世界海洋循環実験（WOCE, World Ocean Circulation Experiment）観測線 I9 に沿ったポテンシャル温度（a）と塩分（b）の断面図．黒は海底地形で右側が北向きで豪州大陸，左側が南向きで南極大陸．縦軸が深さで横軸が緯度（下目盛）・距離（上目盛）．観測線の位置は図 3 参照．

1.2　南極底層水

では，南大洋の東経 115 度に沿って実際に観測された温度・塩分の断面図を見てみよう（図 2）．観測は 2004 年 12 月から翌年 1 月に豪州 *Aurora Australis* 号をプラットフォームとして行われた．水温も塩分も全体的に北向きに深くなる構造を示している．ある一定の深さの断面を考えると北に行くほど水温は高くなる．暖かい水は密度が低いから海面高度は北に行くほど高くなっていて，これは人工衛星から確認できる．このような状況ではある一定の深さでは北にいくほど圧力が高い[4]．海洋で数百キロメートル以上の広がりを持つ大規模な流れ場は地衡流平衡していることが知られている．これは圧力と地球回転に由来するコリオリ力が釣り合っている状態である．図 2 のような場合，圧力は北から南に海水を押しているのでコリオリ力は南から北に働いている．南半球ではコリオリ力は海流の向きを向いて左手の直角方向に働くから，西から東に流れる海流が存在することが分かる．これが南極周極流である．南緯 53 度付近のように部分的に逆向きの傾きがみられるが，これは周極流が蛇行していることで説明される．

水温（図 2a）をみると，上層ほど暖かく下層ほど冷たいが，南極大陸（図左側）に向かう表層近くには冷たく（0 度以下）軽い海水がみられる．これは冬季の海氷が融解してできた海水である．この図の底層付近で水温 0 度以下で青く塗られているのが南極底層水（AABW, Antarctic Bottom Water）である．塩分（図 2b）も同じような形で分布する．表層の南極大陸方向には低塩分の水が存在し上記の海氷融解水と理解される．中層に塩分の高い水が存在するがこれは高塩分な大西洋に由来する深層水の名残である．AABW はこれより低塩である．図 1 で見たように，温度塩分図上では AABW は短い線分に見える．なお，ここでは水温 0 度以下を AABW と定義したが，密度 1028.27 kg m^{-3} より重い水を AABW と定義することも多い．これは Orsi et al. (1999) で用いられた基準で，この密度の水塊は南極周極流に沿って流れるが，もっとも浅いドレーク海峡の「しきい」を超えることが出来ないという物理的意味を持つ．

1.3　南極底層水の分布

前節で水塊を「同じ履歴」をもつ海水と定義したが，AABW はどのような履歴を持っているのか．これは，低温・高溶存酸素といった特徴と局地的な観測（たとえば Foster and Carmack, 1976）から「南極大陸周辺（まれに沖合）のポリニヤで冷却された低温な高密度水（DSW, Dens Shelf Water）が中層の周極深層水（Circumpolar Deep Water）と混合しながら大陸斜面を駆け降りて AABW となる」と推定されている（詳細は本誌大島の記事）．溶存酸素は大気から飽和濃度で混合されて，それ以降は海水中の微生物の働きで減少する一方である．だから溶存酸素が高いという性質は大気に直前まで接していた証拠である．逆に溶存酸素が低い海水は表層から海中に潜り込んで長い時間がたったことを示す．そこで南大洋の海底付近の溶存酸素データをプロットしてみる．溶存酸素が高い「新しい」海水の分布を見れば DSW が表層から沈み込んでくる経路を推定できる．底層の溶存酸素（図 3）を見ると，ウェッデル海から

[4] 水圧はその点にかかる水（と空気）の重さに由来するから密度の低い水は圧力を下げる働きもある．厳密には海面高度を上げる効果と圧力を下げる効果の両者を計算する必要がある．南大洋では一定の深さで北に行くほど高圧．

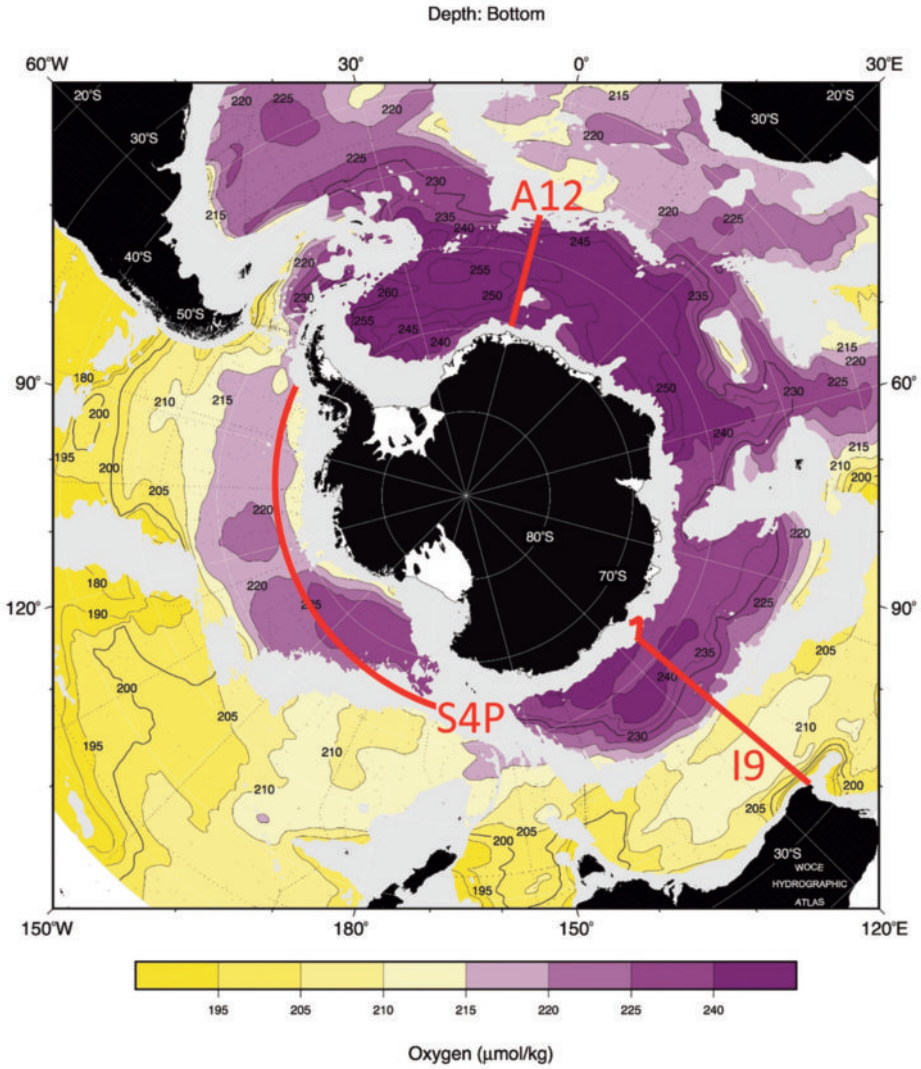

図 3：海底付近の溶存酸素濃度（Orsi et al., 2005）．濃い色ほど高い酸素濃度で海洋表面から沈み込んでからの時間が短いことを意味する．赤線で観測断面を示す．図 1・図 2 ではインド洋セクターの観測線 I9 を示した．図 6 では加えて太平洋セクター S4P，大西洋セクター A12 の図も示す．©Southampton Oceanography Centre, 2005.

東経 60 度くらいまでに高い溶存酸素が海底付近に分布していることが分かる．豪州南部とロス海にも高い値が分布している．沿岸近くでは弱い大陸斜面海流が東から西に流れているものの外洋では強い周極流が西から東に流れていることを考えると，ウェッデル海，インド洋セクター西部，豪州南部，そしてロス海に強い沈み込みが存在することが示唆される．

余談になるが，この点に関して Jacobs の総説（2004, Fig.8）が興味深い指摘をしている．すなわち，1960 年くらいまでは AABW は 100％ウェッデル海由来と推定されていたが，年とともにその比率は下がり，1977 年には 80％程度（残りはロス海を含む太平洋セクター由来），2002 年にはせいぜい 50％程度（30％太平洋セクター，20％はインド洋セクター）と観測数が増えるにつれて底層水生成域がどんどん増えているのである．過去の観測がいかに大西洋セクターに偏在していて東南極が観測されていなかったかが分かる．現在ではウェッデル海・ロス海・アデリーランド沖・ケープダンレー沖で特徴的な底層水が見つかっている（表 1）[5]．ウェッデル海では比

表 1：西から東に並べた代表的な沈み込み域における底層水の性質．ウェッデル海は Orsi et al. (1999) Fig.3 に，ロス海・アデリーランドの底層水は Johnson (2008) に，ケープダンレー底層水は Ohshima et al. (2013) による．

水塊	水温（℃）	塩分
ウェッデル海底層水	−0.8	34.63
ケープダンレー底層水	−0.65	34.635
アデリーランド底層水	−0.55	34.678
ロス海底層水	−0.24	34.702

[5] 2014 年には，あらたに豪州南部のヴィンセネス湾で新たな沈み込み域が報告されている（Kitade et al., 2014）．

較的低温・低塩な DSW が生まれ，東に進むと比較的高温・高塩になる様子が見られる．

沈み込んで海底に達した AABW は北上を始める．AABW は高溶存酸素とならんで低温という特徴を持つので，上記の溶存酸素と同じ原理で，全球の海底の水温データを集めると AABW の流路が推定できる（Mantyla and Reid, 1983）．また数値モデルを用いれば，より詳細にどこで沈み込んだ DSW がどれくらいどの海盆に流れていくのか考察することができる．Kusahara et al. (2017) による数値モデルを使った AABW シミュレーションの結果を図 4 に示す．ポリニヤで海中に注入された高密度水が海底地形に沿って大西洋・インド洋・太平洋の各海盆に向かう様子が詳細に捕らえられている．

これを一歩進めて Johnson (2008) は，船舶やアルゴフロート[6] によるデータを集めて世界中の海水の中に含まれる AABW の割合を推定した（図 5）．世界の底層水は大西洋北部の冬季の冷却に由来する北大西洋深層水と AABW が知られているが，両者の割合を温度・塩分・溶存酸素などのデータから計算した．それによれば縁辺海を除いた 1.293×10^9 km^3 の海水のうち，36% が AABW 21% が NADW と推定される．当然のことながら，北大西洋深層水は大西洋で多く見られ，インド洋・太平洋では AABW が多い．海底地形に接している水塊という観点では，0.180×10^9 km^2 の海底のうち 26% が北大西洋深層水に 58% が AABW に接していた．前者が後者より若干密度が低いことを考えると納得のいく数値である．

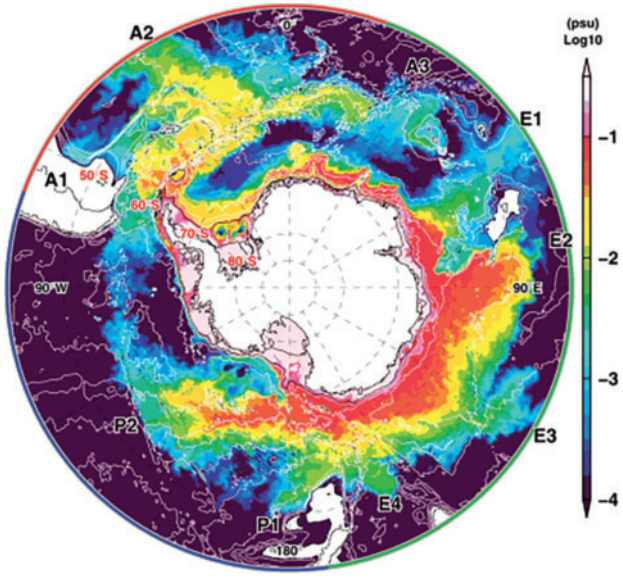

図 4：沿岸ポリニヤで注入された高密度水 DSW を 25 年間追跡した分布（Kusahara et al., 2017）．海洋循環数値モデルでシミュレートした結果を示す．相対濃度が対数スケールで示されている．主な流出経路は以下の九か所．A1．アルゼンチン海盆西端，A2．スコシア海からアルゼンチン海盆東端に向かうウェッデル深海平原，A3．アメリカ南極海嶺南斜面沿い，E1．南西インド海嶺とケルゲレン海台西岸を通るエンダービー深海平原，E2．ケルゲレン海台東岸，E3．豪州南極海盆内南東インド海嶺超え，E4．東経 160 度北上，P1．ニュージーランド東岸北上，P2．ロス海から南東太平洋海盆経由太平洋南極海嶺沿い．A1，A2，A3 は大西洋に，E1，E2，E3，E4 はインド洋に，P1，P2 は太平洋に向かう．大西洋・インド洋・太平洋はそれぞれ赤・緑・青の縁取りで表されている．

1.4　AABW の数十年スケールの変動

子午面循環の話に移る前に，近年の観測から明らかになった AABW の変動の話をしたい（本誌青木の記事も参照）．アルゴフロートは 2000 m 深までしか観測しない．それ以深のデータは限られた船舶観測のものがほぼすべてといえる．1980 年代から 90 年代に行われた世界海洋循環実験（WOCE, World Ocean Circulation Experiment）では各国の船舶を用いて当時最高精度の海洋断面観測が行われた．その際の観測点を 10 年あるいはそれ以上の間隔をおいて再観測することで，海洋の十年スケールの変動を明らかにする計画が全球海洋船舶ハイドログラフィ調査プログラム（GO-SHIP, Global Ocean Ship-based Hydrographic Investigation Program）である．ここで得られた結果として，南大洋で統計的に有意な AABW の体積減少が挙げられる（図 6）．この減少の原因はわかっていない．仮説として「南極氷床の融解に伴い底層水生成量が減少」あるいは「生成される底層水の密度が軽くなった」の二点が考えられている．

AABW を含む深層水は体積が大きく海水の熱容量は大気のそれより桁違いに大きいので，温暖化により地球に増加した熱のほとんどが海洋に入っていると考えられている（Trenberth et al., 2014）．海洋の中で熱の多くは表層にとどまるが，無視できない量が深海に吸収されているという見積もりもあり，温暖化の正確な把握のためには深海の観測が急務となっている．地球表面のフラックスに換算した具体的な数字を挙げておくと，大気上端における地球に入ってくる過剰な熱の見積もりは 0.5〜1 Wm^{-2} で，このうち 9 割が海洋に入っていると考えられる（Trenberth et al., 2014）．一方 3000 m より深い海洋には 0.1 Wm^{-2}（Kouketsu et al., 2011）程度となる．AABW に直接入るという意味で 0℃ の等温度面を通ってより深い海洋には 0.027 ± 0.009 Wm^{-2}（Purkey and Johnson, 2013）程度の過剰な熱が入っていると推定され

[6] アルゴプロジェクトで用いられる自動観測ロボット．このプロジェクトは世界 34 カ国が参加している国際プロジェクトで 2000 m 以浅の海洋を自動観測する浮力調整機能付き衛星通信機能付きフロートを多数（3800 台以上）展開している．国数・台数は 2017 年 11 月現在．

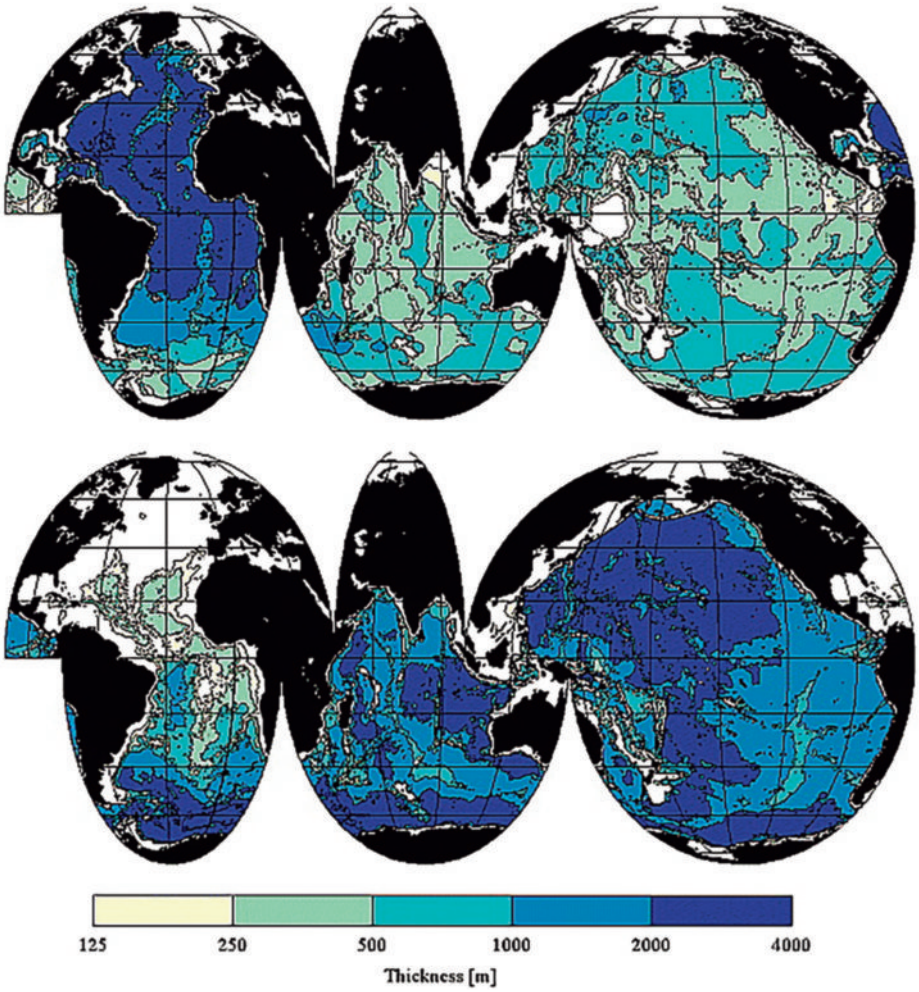

図 5：北大西洋深層水（上）と南極底層水（下）の分布（Johnson, 2008）．それぞれの水塊の量をその点における「厚さ」として表している．大西洋では北大西洋深層水が多いが，インド洋太平洋では南極底層水が圧倒的に多い．

ている．これは面積をかけると 14±5 TW となる．Purkey and Johnson (2013) はさらに淡水流入や海面高度への影響も評価していて AABW の寄与は一年あたり 99±56 Gt の淡水流入，一年あたり 0.52±0.18 mm の海面上昇と見積もっている．前者は例えば東南極の 2006 年の氷床融解量の見積もり一年あたり 132±60 Gt（Rignot et al., 2008）と同程度の数字で氷床融解が深層水に影響を与えているという仮説に矛盾しない．

2．全球海洋子午面循環

全球規模の海洋循環の話に移る．ひと昔前までは「熱塩循環」や「海洋大循環」などと呼ばれていたが，海洋循環の駆動力としては熱や塩だけでなく風が大きな役割を果たしていること，気候システムの維持において海洋が熱や物質を南北方向に運ぶ役割が重要であること，の二点が近年明らかになるにつれて子午面循環（Meridional overturning circulation）と呼ばれることが多い．

数千年スケールで海洋循環が定常であるとすれば，南極周辺から北上して行った AABW は，最終的にはまた南極周辺に戻ってくるはずである．前節で溶存酸素や温度といった海水とともに移動する目印を用いて海水の循環を推定する手法を紹介したが，それを地球上のあちこちの海洋で行えば，だいたいの海水の循環を推定できる．このような大雑把な方法で 1987 年に描かれたのが，かの「コンベヤーベルト」である．この図は直感的に分かりやすいのだが，不正確な点が多い．たとえば，南極付近で沈み込む AABW が含まれていない．ほかにも以下に述べるような海洋循環の本質を欠いているのでここでは紹介しない．図 1 で紹介した 1980 年代以降の世界海洋循環実験をきっかけとして海洋物理観測は大きな進歩を見せた．それに従って全球海洋循環像も大きく現実に近づいた．ここでは昔の海洋循環像に見られた「大河のような海流が一定速度で海洋を流れる」という単純な描写をアップデートするかたちで現代的な海洋循環像を紹介する．

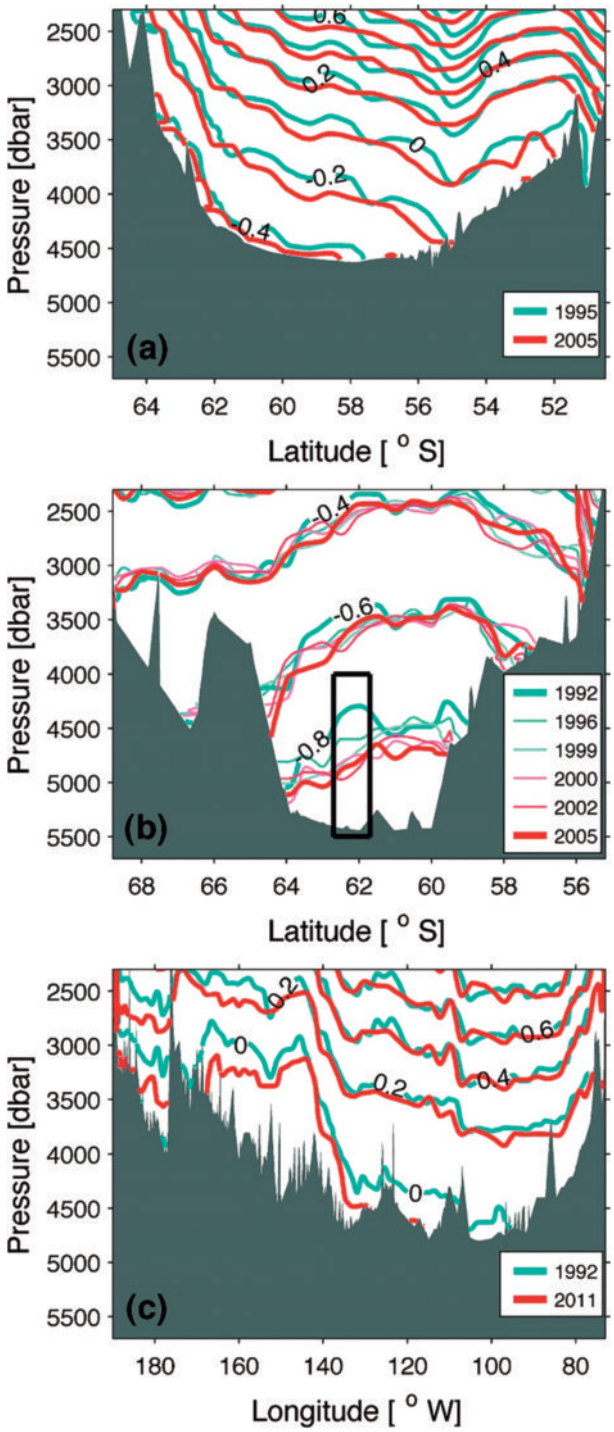

図 6：繰り返し横断観測（repeat hydrography）で明らかになった AABW の減少（Purkey and Johnson, 2012）．上から豪州南大洋海盆を通る I9 線（ほぼ東経 115 度），ウェッデル・エンダービー海盆を通る A12 線（ほぼ東経・西経 0 度），アムンゼン・ベリングスハウゼン海盆を通る S4P（ほぼ南緯 67 度，太平洋セクター）に沿った等温線の変化．観測線は図 3 に示した．図中右下の凡例は観測年を示す．図中の色付きの線は等温度線．年を経るごとに等温度線が下がって，0℃ 以下の水塊である AABW の体積が減少していることを意味する．
©American Meteorological Society. Used with permission.

2.1　海洋子午面循環の特徴

ベルトではない

ベルトの最大の問題点は連続であることである（Lozier, 2010）．一か所を引っ張ると全体が同じ速度で移動する．確かに，大規模な海流は地衡流バランスしており非発散ではある．しかし局所的には定常ではない．例えば，子午面循環のある場所はほかの場所より早く流れることがある．渦が発生することもあるし（Kawabe et al., 2005），数十日程度の振動現象（Warren et al., 2002）なども報告されている．

ベルトと同種の誤解に北大西洋の深層水の沈み込みが停止すれば全球の海洋循環が停止するかのような記述がなされることがある．実際の大西洋の観測では沈み込み量と子午面循環の量に有意な関係は見られない（Lozier, 2012）．後述するように子午面循環には風が与える運動量の寄与も大きい．そのような場所では沈み込みがなくなっても風があれば循環は続く．

熱塩循環だけではない

古い教科書には海洋循環は「表層は風による風成循環・中深層は温度と塩分のコントラストによる熱塩循環」などと書かれていた．しかし数値シミュレーションを用いた実験（たとえば Tsujino and Suginohara, 1999; Saenz et al., 2012）により，風による効果と温度塩分による効果はそう簡単に分けられないことが分かってきた．別な言い方をすれば，風だけで駆動した子午面循環と温度塩分だけで駆動した子午面循環を足し合わせても実際の子午面循環像は再現できない．両者が非線形に作用しあっているためである．

ジャイアではない

海洋表層は風によって駆動されている．前述したとおりそこでは大規模な海流は地衡流平衡していて圧力とコリオリ力が釣り合っている．また地球が北から見て反時計回りに回転している影響で，海洋の西側に南北に流れる強い海流が生じやすい．実際，北太平洋には黒潮が，北大西洋にはメキシコ湾流が，南太平洋には東オーストラリア海流が，南大西洋にはブラジル海流が，南インド洋にはモザンビーク海流がある．深海の観測がほとんどなかった時代には，深層もそのように流れていると考えられていた（Stommel, 1958）．

冒頭に記したように海洋は電波を通さない．だから表層ではなく深層の海流を測るために海水の密度と同じ浮き（フロート）を海中に流しても，その場所が分からない．しかしながら海洋は音波を通す．観測網が比較的充

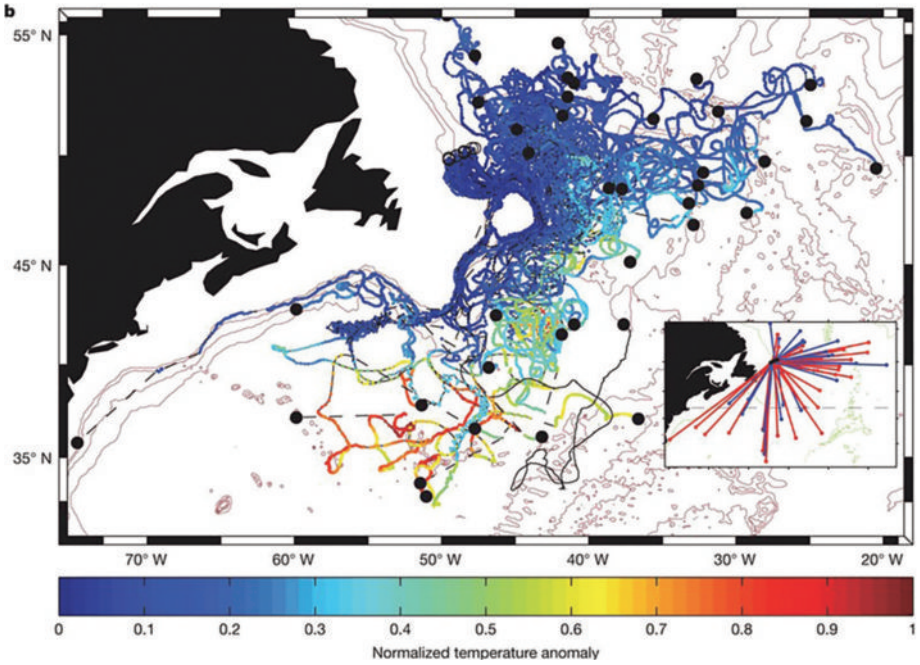

図 7：大西洋の中深層の流れの軌跡（Bower et al., 2009）．北緯 50 度近辺の深さ 700 m と 1500 m で音波探知位置測定装置が付いたフロートを 40 本投入して二年間追跡した．軌跡は一日一点．流れは乱れていて多くの方向に様々な速度で流れている．右下の囲み図は投入地点と二年後の地点を直線で結んだ図．赤色が 700 m，青色が 1500 m．（色は温度アノマリ．温度 T のアノマリは $(T-Ti)/Tmax$ で定義される．Ti は投入地点の水温，$Tmax$ は観測された最大の温度変化（700 m では 6.4 度，1500 m では 1.8 度）．点線は測位失敗で推定した軌跡．） Reprinted by permission from Macmillan Publishers Ltd: Nature (Bower, A. S., Lozier, M. S., Gary, S. F., & Böning, C. W. Interior pathways of the North Atlantic meridional overturning circulation. 459(7244), 243–247), copyright 2009.

実している大西洋には，海中に音響測位システムが設置されており，海中のフロートの位置を知ることが出来る．図 7 はそのようなフロートにより観測された中層深層の流れを記録したものである（Bower et al., 2009）．表層の循環にあるメキシコ湾流に対応する北向きの深層西岸海流があるかと思いきや，実際のフロートは西岸にとどまらず外洋内部にしみ出して北にも南にも東にも西にも移動している．つまり，子午面循環を担う深層循環は単純なジャイアではなく乱流に近い乱れた流れであることが分かった．数値シミュレーションを用いた研究によると，数年程度では乱流に見えるこの流れも十年あるいは百年程度平均すると一方向に海水を輸送している（Wunsch and Heimbach, 2006）．深層循環はこのように長い時間平均してはじめて見えてくる流れなのである．

2.2 子午面循環の特徴

上述の通り数十年から数百年といった長時間平均した循環を考えるとそこには海水・物質の一方向の輸送が存在する．その長時間平均した海水の輸送を描いたのが図 8 である（Marshall and Speer, 2012）．注目したいのは矢印が一部途切れていることである．これは上で述べた「ベルトではない」ことを表している．

この流れ場をむりやり東西方向に平均して表したのが図 9 である（Talley, 2013）．この程度簡単になると以下のように子午面循環を言葉で説明できる．「南極周辺で急冷されて沈み込んだ深層水は南極周極流を経由して一部はインド洋・一部は太平洋・そして一部は大西洋の底層を北上する．北上する過程で主に熱の拡散により密度を減らし，一部は主に風によって南大洋で湧昇する深層水に加わる．この深層水は大西洋北部で冷やされた沈み込んだ水塊を含む．南大洋で湧昇した水塊の一部は南極沿岸付近に達し，循環を閉じる．同じ水塊の一部は太平洋・インド洋の中層（正確には上部深層）に湧昇する．これら上部深層水の一部は前述の深層水と同様南大洋で湧昇し，一部は太平洋・インド洋・大西洋の表層水（正確にはモード水）やインドネシア通過流など複雑な表層の循環を形成するが最終的には大西洋北部の冷却を受け深層に戻って循環を閉じる．」

ベルトではない子午面循環という事実は以下の通り循環の「速さ」にも幅があることを意味する．つまり 100 年間平均して海洋中のある点 A からほかの点 B に移動すると分かっても，その所要時間は単なる「AB 間の距

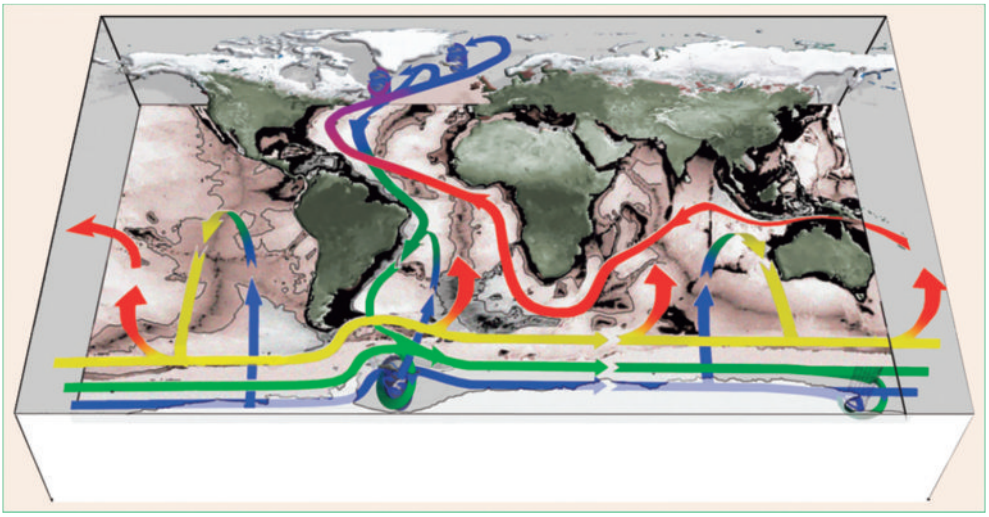

図 8：子午面循環の概略図（Marshall and Speer, 2012）．矢印の色は底層（青）・深層（緑）・中層（黄）・表層（赤）を表す．Reprinted by permission from Macmillan Publishers Ltd: Nature Geoscience (Marshall, J., & Speer, K. Closure of the meridional overturning circulation through Southern Ocean upwelling. Nature Geoscience, 5(3), 171–180), copyright 2012.

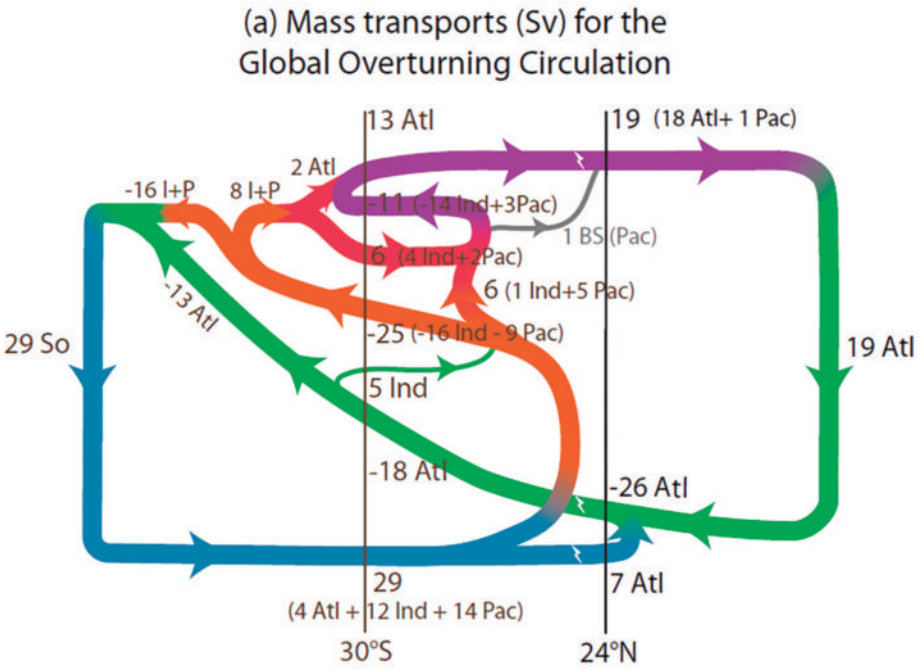

図 9：東西平均した海洋循環像（子午面循環）．色は底層（青）・深層下部（緑）・深層上部（橙）・中層（赤）・表層（紫）を表す．数字は Sverdrup 単位であらわされた長時間平均した時の流量（1 Sv = 10^6 m^3s^{-1}）で正が北向きまたは下向き．大西洋・インド洋・太平洋・南大洋をそれぞれ Atl，Ind (I)，Pac (P)，So と略記した．BS は太平洋からベーリング海峡を抜けて大西洋に抜ける流れ．©Copyright 2013 by The Oceanography Society.

離÷平均流速」ではなくて，非常に早く到達する水塊も，あれこれ寄り道して非常に遅く到達する水塊も存在することになる．つまり所要時間も分布を持つのである．このような複雑な流れ場に対しては，海洋中の大気から注入された放射壊変炭素をつかった推定をおこなえば，この分布のある意味での平均値が与えられる．それによれば，南大洋から北上する AABW が 1500 m 程度の中層に達するのはこの意味で「平均して」太平洋で 595 年，インド洋で 335 年，大西洋で 275 年程度である（Stuiver et al., 1983）．

3. 子午面循環と南極底層水

子午面循環はどのように駆動されているのか，という

質問は難問である．海洋循環の定量的な理解（どこにどれほどの強さの流れがあって，どのように変化しているか）が不足しているのがそもそもの理由だが，よく考えてみると「駆動する」という言葉を物理的にどのように解釈するかという点がはっきりしていない．子午面循環の「エネルギー源」という意味では風と大気からの熱と淡水フラックスと潮汐とわすかながらの地熱と答えられるが，それぞれの寄与を定量的に見積れるほどのデータは存在しない．シミュレーションモデルで見積もることも可能だが，風と大気のエネルギーが鉛直混合を通じて海水のポテンシャルエネルギーに変換される過程がよく分かっていないので，シミュレーションモデルの結果を鵜呑みにはできない．子午面循環の「運動量源」という意味では，沈み込み域では浮力，湧昇域では風が「駆動力」と考えられるが，圧力項の解釈が難しい（Marshall and Pillar, 2011）．

ここではとくに AABW との関係に焦点を当てて，「AABW は全球子午面循環を駆動するか」という問いを「AABW に関連する物理量が変動したら全球子午面循環はどれほど変動するか」という問いに置き換えて考察する．

すぐに思いつくのが南極周辺の高密度水の生成が停止したら全球子午面循環が変化するか，という問いである．溶存フロン用いた Orsi et al. (1999) の見積もりによれば 2500 m より深くに沈み込んでいく AABW は 8 Sv 程度である（Sverdrup は流量の単位で $1\,\mathrm{Sv} = 10^6\,\mathrm{m^3 s^{-1}}$）．一方で南大洋の上を西から東に吹くジェット気流によって南大洋で湧昇する周極深層水は 20 Sv 以上（例えば Sallée et al., 2010）である．流量を見る限り南極周辺の高密度水の沈み込み量は風によって湧昇する量の半分以下である．風の寄与を考えるに，高密度水の沈み込みが停止しても風による湧昇が停止しなければ全球の子午面循環が停止することはなさそうである．ここでもう一度図 9 に注目する．実は AABW の生成のための高密度水の沈み込みは，風による深層水の湧昇のすぐ隣で生じている．つまり両水塊の間には強い混合が起こっている可能性が高い．ここで極端な場合を思考実験してみる．すなわち，沈み込みと湧昇の間の運動量の混合が極端に強ければ，下降する沈み込みと上昇する湧昇の運動量が相殺して子午面循環が南大洋の沈み込みと湧昇だけで閉じるという場合が考えられる．一方で密度の混合が極端に強ければ，沈み込んで行った DSW の密度はすぐに周囲の軽い密度と混合してしまうため冷却直後の高密度水との密度コントラストが強化されて沈み込みが強くなる場合も考えられる．

以上の思考実験の内容をより現実的な設定で定量的に解析したのが Ito and Marshall (2008) である．海洋表面で一定の密度と運動量を与えるという設定で AABW の子午面循環を解析して，AABW 循環の強度は AABW と湧昇流の間の鉛直混合係数の 1/2 乗に比例することを予測した．異なった仮定を用いた Nikurashin and Vallis (2012) のモデルでは 2/3 乗であった．すなわち南大洋の鉛直混合が強くなると全球の子午面循環も強くなる．Hughes and Griffiths (2006) は斜面を駆け降りる高密度水を陽に取り込んだモデルを用いて AABW と全球子午面循環の関係を考察した．このモデルでは子午面循環の流速は，$Ez^{0.45}$ に比例する．Ez は斜面を下る高密度水が周囲の海水を混合する強さをあらわす係数で，重力流が速度 U で傾き Θ の斜面を流れているとき，単位幅単位時間当たりの混合量が $Ez\,U\sin\Theta$ となる．つまりここでも高密度水の混合が強くなると子午面循環が強くなっている．理想化した設定で考察すると以上のように，AABW 生成に伴う混合の強化は全球子午面循環を強化することが予測される．

4．まとめ

南極底層水 AABW および全球海洋の子午面循環そして両者の関係を駆け足で概観した．人口の多い大陸から遠く厳しい環境の南大洋での観測量は不足していて，まだ分かっていないことは数多い．一方で，各国の南極観測活動・自動観測ロボット・バイオロギングなどの努力でデータは少しずつ積み上げられている．どうしても簡単な海洋循環像（「ベルトコンベヤ」「AABW はウェッデル海のみで生成される」など）は魅力的でそれをもって複雑な現実の海洋を理解したい気持ちはある．一方，観測データを積み上げれば積み上げるほど複雑な南極気候システムは，その姿を複雑なまま見せつけてくる．その複雑なシステムの中から海洋とくに AABW にかかわる疑問のうち，筆者が重要と考えるものを最後にまとめる．

- ポリニヤにおける外力（温度，風）と沈み込む高密度水の性質（温度・塩分）との関係．
- ポリニヤにおける外力と沈み込む高密度水の量との関係．
- ポリニヤでの沈み込み量と AABW の生成量との関係．
- AABW の近年の体積減少の原因
- AABW 生成量と子午面循環の関係

以上．

参考文献

Bower, A. S., M. S. Lozier, S. F. Gary and C. W. Böning (2009) Interior pathways of the North Atlantic meridional overturning circulation. *Nature*, **459**, 243–247, doi: 10.1038/nature07979.

Foster, T. D. and E. C. Carmack (1976) Frontal zone mixing and Antarctic Bottom Water formation in the southern Weddell Sea. *Deep Sea Res.*, **23**, 301–317.

Hughes, G. O. and R. W. Griffiths (2006) A simple convective model of the global overturning circulation, including effects of entrainment into sinking regions. *Ocean Model.*, **12**, 46–79, doi: 10.1016/j.ocemod.2005.04.001.

Ito, T. and J. Marshall (2008) Control of lower-limb overturning circulation in the Southern Ocean by diapycnal mixing and mesoscale eddy transfer. *J. Phys. Oceanogr.*, **38**, 2832–2845, doi: 10.1175/2008JPO3878.1.

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

Jacobs, S. S. (2004) Bottom water production and its links with the thermohaline circulation. *Antarct. Sci.*, **16**, 427–437, doi: 10.1017/S095410200400224X.

Kawabe, M., D. Yanagimoto, S. Kitagawa and Y. Kuroda (2005) Variations of the deep western boundary current in Wake Island Passage. *Deep Sea Res. I*, **52**, 1121–1137, doi: 10.1016/j.dsr.2004.12.009.

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.

Kouketsu, S. et al. (2011) Deep ocean heat content changes estimated from observation and reanalysis product and their influence on sea level change. *J. Geophys. Res.*, **116**, C03012, doi: 10.1029/2010JC006464.

Kusahara, K., G. D. Williams, T. Tamura, R. Massom and H. Hasumi (2017) Dense shelf water spreading from Antarctic coastal polynyas to the deep Southern Ocean: A regional circumpolar model study. *J. Geophys. Res. Oceans*, **122**, doi: 10.1002/2017JC012911.

Lozier, S. (2010) Deconstructing the Conveyor Belt. *Science*, **328**, 1507–1511, doi: 10.1126/science.1189250.

Lozier, M. S. (2012) Overturning in the North Atlantic. *Annu. Rev. Mar. Sci.*, **4**, 291–315, doi: 10.1146/annurev-marine-120710–100740.

Mantyla, A. W. and J. L. Reid (1983) Abyssal characteristics of the World Ocean waters. *Deep Sea Res. A*, **30**, 805–833.

Marshall, D. P. and H. R. Pillar (2011) Momentum balance of the wind-driven and meridional overturning circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **41**, 960–978.

Marshall, J. and K. Speer (2012) Closure of the meridional overturning circulation through Southern Ocean upwelling. *Nature Geosci.*, **5**, 171, doi: 10.1038/ngeo1391.

McDougall, T. J. (1987) Neutral surfaces *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 1950–1964, doi: 10.1175/1520–0485(1987)017〈1950:NS〉2.0.CO; 2.

Nikurashin, M. and G. Vallis (2012) A theory of the interhemispheric meridional overturning circulation and associated stratification. *J. Phys. Oceanogr.*, **42**, 1652–1667, doi: 10.1175/JPO-D-11–0189.1.

Ohshima, K. I., Y. Fukamachi, G. D. Williams, S. Nihashi, F. Roquet et al. (2013) Antarctic Bottom Water production by intense sea-ice formation in the Cape Darnley polynya. *Nature Geosci.*, **6**, 235–240, doi: 10.1038/NGEO1738.

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. and T. Whitworth III (2005) Volume 1: Southern Ocean. In: Sparrow, M., P. Chapman and J. Gould (eds.) *Hydrographic Atlas of the World Ocean Circulation Expedition (WOCE)*, WOCE Project Office, Southampton, U.K.

Purkey, S. G. and G. C. Johnson (2012) Global Contraction of Antarctic Bottom Water between the 1980s and 2000s. *J. Climate*, **25**, 5830–5840, doi: 10.1175/JCLI-D-11–00612.1.

Purkey, S. G. and G. C. Johnson (2013) Antarctic Bottom Water warming and freshening: contribution to sea level rise, ocean freshwater budget, and global heat gain. *J. Climate*, **26**, 6105–6122.

Rignot, E., J. L. Bamber, M. R. van den Broeke, C. Davis, Y. Li, W. J. van de Berg and E. van Meijgaard (2008) Recent Antarctic ice mass loss from radar interferometry and regional climate modelling. *Nature Geosci.*, **1**, 106–110, doi: 10.1038/ngeo102.

Saenz, J. A., A. M. Hogg, G. O. Hughes and R. W. Griffiths (2012) Mechanical power input from buoyancy and wind to the circulation in an ocean model. *Geophys. Res. Lett.*, **39**, L13605, doi: 10.1029/2012GL052035.

Sallée, J. B., K. Speer, S. Rintoul and S. Wijffels (2010) Southern Ocean thermocline ventilation. *J. Phys. Oceanogr.* **40**, 509–529.

Stommel, H (1958) The abyssal circulation. *Deep Sea Res.* **5**, 80–82.

Stuiver, M., P. D. Quay and H. G. Ostlund (1983) Abyssal water carbon-14 distribution and the age of the world oceans. *Science*, **219**, 849–851.

Talley, L. D. (2013) Closure of the global overturning circulation through the Indian, Pacific, and Southern Oceans: Schematics and transports. *Oceanography*, **26**, 80–97, doi: 10.5670/oceanog.2013.07.

Trenberth, K. E., J. T. Fasullo and M. A. Balmaseda (2014) Earth's Energy Imbalance. *J. Climate*, doi: 10.1175/JCLI-D-13–00294.1.

Tsujino, H. and N. Suginohara (1999) Thermohaline

Circulation Enhanced by Wind Forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, **29**, 1506–1516, doi: 10.1175/1520-0485 (1999) 029〈1506: TCEBWF〉2.0.CO;2.

Warren, B., T. Whitworth III and J. H. LaCasce (2002) Forced resonant undulation in the deep Mascarene Basin. *Deep Sea Res. II*, **49**, 1513–1526, doi: 10.1016/S0967-0645(01)00151-5.

Wunsch, C. and P. Heimbach (2006) Estimated decadal changes in the North Atlantic meridional overturning circulation and heat flux 1993–2004. *J. Phys. Oceanogr.*, **36**, 2012–2024, doi: 10.1175/JPO2957.1.