

第 4 章

北極海の海洋物理学

島田 浩二¹⁾

4.1 はじめに

近年の北極海における海水減少は地球気候変動・変化の象徴として注目を集めている。20 世紀以降に、大規模な大気・海洋の変動現象の研究が進展した背景として、人工衛星による広域・同時観測、ボランティヤ・シップにより常時海洋観測網が整備され、大気海洋間フラックスの時空間変動の実態が把握されるようになったことが挙げられる。近年の気候研究の歴史を振り返ると、ENSO やインド洋ダイポール現象などの赤道域での大気海洋相互作用研究、黒潮や湾流とその続流域における大気海洋相互作用や水塊形成と大洋規模の 10 年スケールの変動に関する研究が主流であった。実際、熱帯域、西岸境界流とその続流域は全球規模で見ると、大気海洋間の熱塩フラックスとその変動が大きな海域であることがわかる (図 4.1a)。前世紀までの北極域では、グリーンランド海など深層水の形成域でのフラックスが大きかっただけであるが、近年は海水減少にとともに、海面フラックスは顕著に変化している (図 4.1 b, c)。これは、北極海において気候変動の要を担う大気・海洋循環双方の駆動力に顕著な変化が生じていると考えることができ、気候研究の要の地

1) 島田浩二 Koji Shimada 東京海洋大学海洋科学部

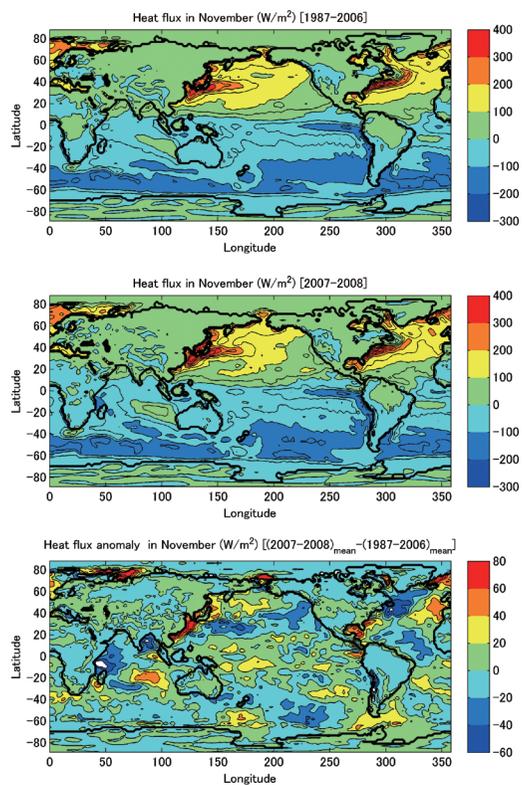


図4.1 11月の海面熱フラックス
(a) 1987-2006年の平均
(b) 2007-2008年の平均
(c) (a) と (b) の差

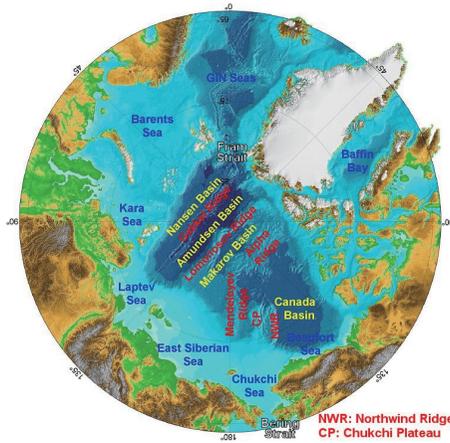


図4.2 北極海の地勢。International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO, Jakobsson et al. (2008)) より。

域となりうることを意味している。大気海洋相互作用研究については8～11章に譲ることにし、本章では、北極海海洋物理学の基礎について述べる。

4.2 北極海の地勢

北極海(図4.2)は世界七つの洋(うみ)の1つである。その面積は七つの洋の中では最も小さく、フラム海峡およびベーリング海峡以北の海域と定義する場合、 $12 \times 10^6 \text{ km}^2$ (全海洋面積の約3%)であり、南北太平洋の面積の1/15程度である。北極海の東経領域には、数100kmから1000kmに及ぶ広大な大陸棚が広がっており、北極海の大陸棚面積は北極海全面積の1/3程度を占めている。東経領域の大陸棚海域は、フラム海峡側から順に、バレンツ海、カラ海、ラプテフ海、東シベリア海、チャクチ海と名付けられている。一方、北極海の西経領域では、カナダ・マッケンジー川河口域のみ大陸棚が発達しているが、それ以外では、比較的狭い大陸棚しかない。個別名称が付けられている大陸棚海域はボーフォート海のみである。東経領域の大陸棚海は明確に大陸棚海を指しているが、ボーフォート海については、バロー以東のカナダ海盆南部海域を含めて扱われることがある。北極海では、大陸棚面積の割合が大き

いため、平均水深は浅く1000m程度しかない。最深部の水深はカナダ海盆で約3900m、ユーラシア海盆側ではナンセン・ガッケル海嶺付近の局所的な深海域を除くと約4300mであり、最深部であっても全海洋の平均水深程度(約3800m)である。北極海の全体積は $1.3 \times 10^7 \text{ km}^3$ であり、全海洋体積の約1%しかない。

北極海は、他の大洋とは局所的に接続する準閉鎖海洋である。フラム海峡、バレンツ海、カナダ多島海域を通じて大西洋と、ベーリング海峡を通じてベーリング海・太平洋と接続している。フラム海峡にて北極海と接続している深度は約2000mであり、湾流の末裔である大西洋水およびグリーンランド海で沈み込んだ高密度水の北極海側への通過が許されている。そのため、フラム海峡は、北極海への塩分供給がなされる海峡になっている。フラム海峡のグリーンランド側では、北極海底層水を除く水塊の北極海からの流出が起こっている。バレンツ海の深度は300m程度であり、大西洋水の通過が許されており、北極海への塩分供給経路になっている。一方、北極海からバレンツ海を通じて大西洋に流出する海水はほとんどない。カナダ多島海域は、浅海であるため、大西洋水の流出は極小であり、主として太平洋水がバフィン湾を経由して大西洋に流出する。太平洋との接続部に当たる、ベーリング海峡では、ベーリング海から北極海に向かう流れになっている。これは、太平洋と大西洋での降水-蒸発のアンバランスにより太平洋が大西洋より高い水位が維持されていることによる。言い換えると、降水過多で低塩分化した太平洋の水が北極海を通じて大西洋に送り込まれることにより、大洋間の塩分バランスが保たれている。ベーリング海峡を通過し北極海に供給される低塩分水は、北極海の淡水化に寄与している。

4.3 淡水収支と分布

4.3.1 淡水収支

全海洋体積の1%程度しか有しない北極海には、全地球の河川水流量の約10%が流れ込んでいる。

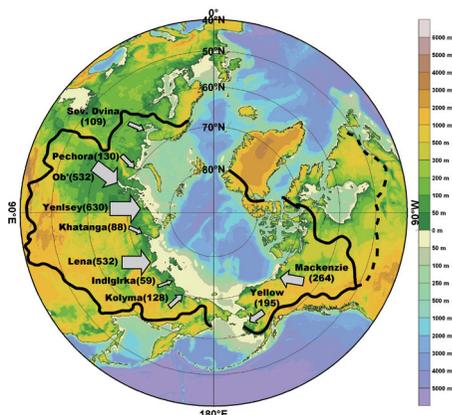


図4.3 北極海に流入する河川の分水嶺と河川水流入量 (km^3/year)。Macdonald (2000) の Fig.1 を基に作成。

淡水収支に注目すると、北極海に流れ込む河川の分水嶺の北極側を“陸を含めた Arctic Basin”を呼ぶことができ、北極海総面積の約3倍の面積に相当する(図4.3)。北極海は、地勢的な閉鎖性も加わって、七つの大洋の中で最も塩分の低い大洋になっている。低温海洋(約 10°C)では、密度に対する寄与は水温よりも塩分が支配的になる。そのため、北極海に流入する河川水や太平洋水は海洋表層を占め、海洋上層に強い塩分成層が形成されやすい。浅い深度に存在する塩分躍層は、冷却にともなう有効対流層深度を抑える働きがあり、海水形成・維持に

重要な役割を果たす。海洋構造については後述することとし、ここではまず、淡水収支について述べる(図4.4)。大西洋側と接続するフラム海峡、バレンツ海、カナダ多島海では、海洋においてはノルウェー沿岸流を除いて全て北極海への塩分供給(淡水の減少)に寄与している。フラム海峡は、北極海からの唯一の海水流出場所になっており、淡水減少に対する寄与は最大である。淡水供給源は、河川水、ベーリング海峡通過水、および降水量-蒸発量であるが、このうち最大であるものは、シベリアからの河川水による淡水供給である。一方、北極海からの淡水放出(北極海への塩分供給)は、大西洋側からの高塩分な大西洋水の流入、大西洋へ北極海表層水の流出、フラム海峡を通過しグリーンランド海に放出される海水によってなされている。淡水供給は、流体の供給でなされているのに対し、淡水放出は固体の海水放出が支配的であることが特徴である。つまり、北極海に供給される淡水の全てが海洋流体を構成するわけではないことに留意する必要がある。

4.3.2 貯淡水量の空間分布と海水運動パターン

図4.5に冬季(12月~5月の平均)の表層混合層の塩分分布(25m深)を示す。シベリア河川からの淡水供給による海洋の低塩分化は大陸棚に留まっており、海盆域にはほとんど及んでいない。こ

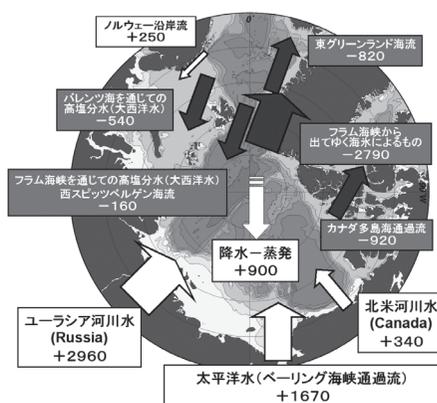


図4.4 北極海の淡水収支(各要素の単位: km^3/year)。塩分34.8PSUを基準とした淡水フラックス。Aagaard and Carmack (1989) の Table1およびTable2に記載されたデータから作成。

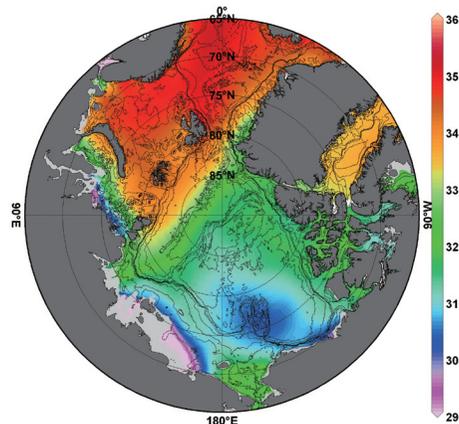


図4.5 北極海冬季(12-5月の気候値)における表層(25m深)の塩分[PSU]分布。

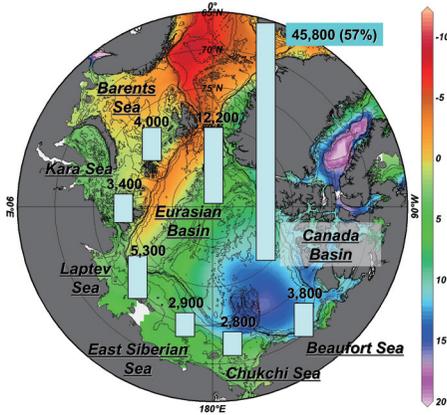


図4.6 北極海冬季（12-5月の気候値）に貯淡水量分布。棒グラフは塩分34.8PSUを基準としたときの淡水含有量。Aagaard and Carmack（1989）より。

のことから、シベリア河川水の大部分は広大な大陸棚域で流体から固体（海水）に相変化していることがわかる。また、シベリアからの河川水供給量とフラム海峡での海氷放出による淡水減少と釣り合っており、シベリアからの河川水流入は海洋の低塩分化には、あまり寄与していない。北極海の淡水量分布（図4.6）を調べると、シベリア沿岸の大陸棚沖の海盆であるユーラシア海盆（ナンセン海盆とアムンセン海盆）では、貯淡水量は、広義のカナダ海盆（カナダ海盆とマカロフ海盆）と比較し非常に少ない。カナダ海盆における大きな貯淡水量に寄与しているのは、ベーリング海峡からの流入水と北米大陸からの河川水（主たるものは、マッケンジー川）である。貯淡水量の空間分布の形成には、淡水供給源の地

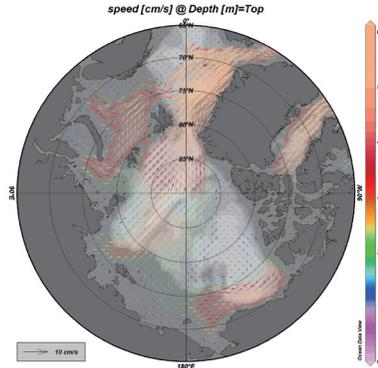


図4.7 海水速度ベクトル（1987～2007年の年平均値）。色はスピードをあらわす。気候値では、極横断海水漂流の軸はロモノソフ海嶺からマカロフ海盆付近付近にある。反時計回りの海水運動のトルクが掛かる海域では、エクマン湧昇が起こり、時計回りのトルクが掛かる海域では表層水の下降が起こる。背景の白黒トーンは海底地形をあらわす。

理的分布に加えて、海水応力に起因する表層海洋のエクマン収束・発散が寄与している。図4.7に北極海の海水速度ベクトル分布を示す。高気圧性の海水運動を呈しているカナダ海盆では、エクマン層内の流体収束により表層の低塩分水は海水循環の中央部に集められる。そのため、力学的な効果によって貯淡水量が多くなっている（図4.6）。一方、極横断する海水運動の軸のシベリア・ヨーロッパ側のナンセン・アムンセン海盆では、低気圧性の海水運動になっており、表層ではエクマン流が発散するため、表層付近の低塩分水を集積できず貯淡水量は小さい。また、下層から高塩分の水が汲み上げられ表層の高塩

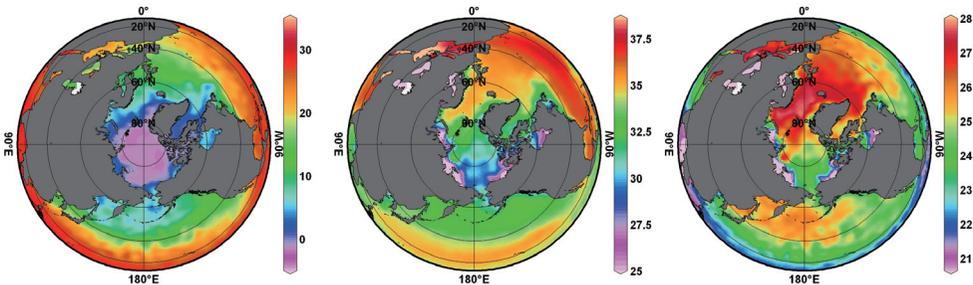


図4.8 北半球の (a) 海面水温 [°C], (b) 海面塩分 [PSU], (c) 海面密度 [kg/m³]

分化が起こりやすい環境になる。このように、貯淡水量と表層塩分は海水運動のパターンと“概ね”符合した分布を呈する（図4.5）。北極海の表層の塩分変化は、海水運動の変化にともなう力学的効果と、海水の形成量と融解量のアンバランスによって決まる。したがって、海水面積が縮小したからといって、表層塩分が低下するとは限らない。これについては、後述する。

4.4 大西洋起源水

4.4.1 大西洋起源水と深層水形成

北極海の特徴をグローバルな視点で概観する。図4.8は北半球海洋の海面での水温、塩分、密度分布を示したものである。北極海は北半球で最も低温な海洋であることがわかる。塩分分布をみると、太平洋では高塩分水は中緯度以南に限り分布しているが、大西洋では高塩分水が北極海付近まで舌状に広がっている。これは、太平洋では亜熱帯循環系を構成する水は直接的に海流となって高緯度に進入できないのに対し、大西洋では進入できることを意味する。大西洋の北部海域に、北上する表層水が深層に沈みこめる場所があるため、大西洋の表層水は北上できるのである。何故、深層水が形成されるのだろうか？ それは、低緯度から海洋表層の高塩分水

が深層水形成域に流れ込んでいるからである。この説明では、原因と結果が同じになっており、鶏が先か、卵が先かの議論になっている。つまり、一旦、深層水が形成されると、そのパターンが維持されやすいことを意味する。

海洋の場合、密度は水温のみならず塩分によっても決まる。低温海洋では、塩分のほうが水温と比較して密度への寄与が大きい。大西洋の高緯度海域に注目すると、北緯40度以北では、舌状の表層高塩分水の塩分値はあまり変化していない。これは、海水の北上にともなって塩分はあまり変化せずほぼ保存されることを意味する。一方、水温は北上とともに接する大気温度に緩和されるように冷やされる。その結果、北上する大西洋水はその密度を増加させてゆく。表層から海水が沈み込む場所は、冬でも海水に覆われていない最果ての海である。海水に覆われた北極海では、海洋は海水の存在により、大気側からの冷却から守られるため深層水は形成されない。

表層水が沈みこめる場所に注目してみる。北半球高緯度で最も海面密度が高い海域は、グリーンランドの東に位置するグリーンランド海とスカンジナビア半島北部に位置するバレンツ海、そしてグリーンランドと北米大陸の間に位置するラブラドル海である。これらの海域で、海面冷却にともなう海水の鉛

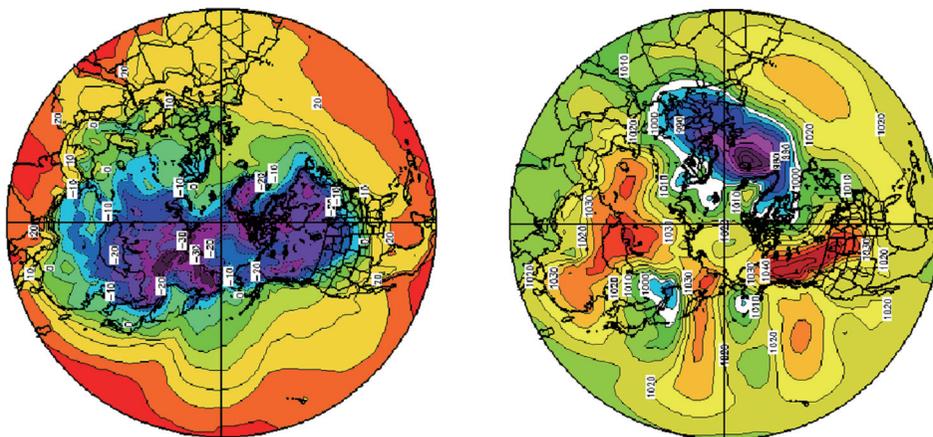


図4.9 2009年1月24日の(左)表面気温 (右)海面塩分 (NOAA ホームページより)

直対流が起きている。グリーンランド海およびラブラドル海で沈みこんだ表層水は深層水となり全球を巡る。しかし、バレンツ海で沈み込んだ水は沈降後に南下し大西洋に戻るのではなく、北極海に流入し循環した後、大西洋に戻る。海面が冷やされ大量の沈み込みが起こるといことは、海洋から奪われた熱量に見合った熱量だけ大気が暖められることを意味する。例えば、上記の3海域の海面気温分布(2009年1月24日)をみると(図4.9), 同じ緯度帯では非常に高温になっている。海面気圧とみると(図4.9), 海水の沈み込みが起きている海域では、北半球で最も気圧が低く、大気と海洋がお互いを駆動しあう大気海洋循環の心臓部になっていることがわかる。バレンツ海で形成される冷却水は全球を巡る深層循環(熱塩循環)の駆動源にはならないため、海洋物理学分野では、グリーンランド海やラブラドル海ほど注目されていないが、大気海洋相互作用にとってきわめて重要である。

4.4.2 大西洋起源水の3つの運命

湾流を起源とする大西洋水のうち、アイスランド-スコットランド海嶺を通過した大西洋水の挙動を考える。温暖で高温である大西洋水は、スカンジナビア半島に沿って北上する。しかし、ロフォーテン諸島付近で大西洋水の流れは分岐し、一部は

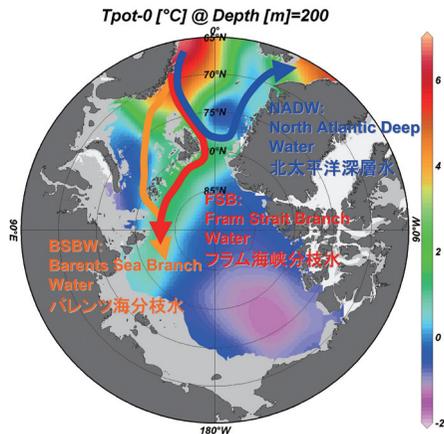


図4.10 水深200mの水温分布(気候値)と大西洋水の3分岐。

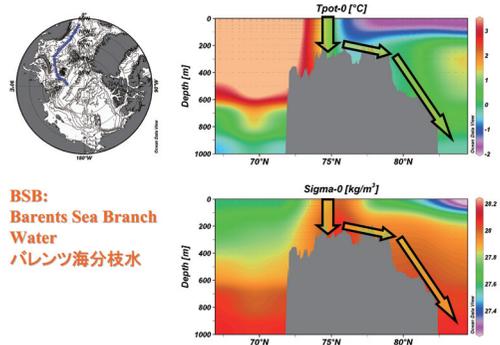


図4.11a バレンツ海を通過する大西洋水の沈み込みとバレンツ海分岐水。左図の側線に沿ったポテンシャル水温断面図(右上段)とポテンシャル密度断面図(右下段)。いずれも気候値場。

スカンジナビア半島に沿ってバレンツ海に進入する(図4.10)。この分岐水のことをバレンツ海分岐水(Barents Sea Branch Water: BSBW)と呼ぶ。BSBWは冬でも大部分が海水に覆われていないバレンツ海で海底にまで沈みこむ冷却を受けて、溶存酸素に富んだ水塊になるが、温かい個性は失われる(図4.11a)。バレンツ海において冷却のともなう鉛直対流が最も発達する場所は北緯75度付近である(図4.11a)。一方、ロフォーテン諸島付近からノルウェー海東縁の等深線に沿って北上しグリーンランド海東部海域に入った大西洋水の流れはグリーンランド海東部海域で分岐する(図4.10)。その後、一部はグリーンランド海を反時計回りに循環し、残りはフラム海

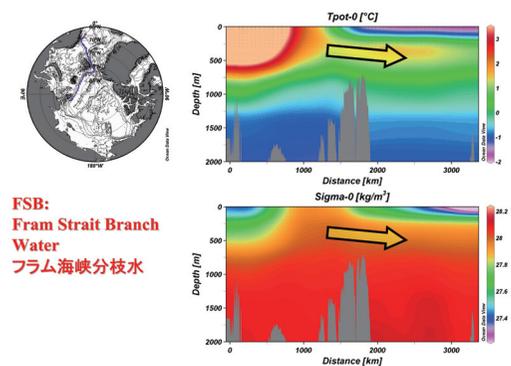


図4.11b フラム海峡を通過する大西洋水の変質とフラム海峡分岐水。左図の側線に沿ったポテンシャル水温断面図(右上段)とポテンシャル密度断面図(右下段)。いずれも気候値場。

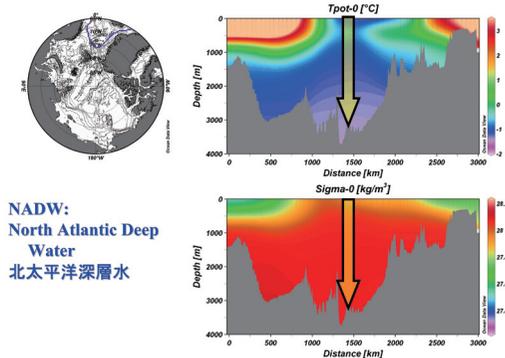


図4.11c グリーンランド海を再循環する大西洋水の深層対流と北大西洋深層水。左図の側線に沿ったポテンシャル水温断面図（右上段）とポテンシャル密度断面図（右下段）。いずれも気候値場。

峡東部を通過し北極海に流入する。フラム海峡を通過し北極海に進入する大西洋水をフラム海峡分岐水（Fram Strait Branch Water: FSBW）と呼ぶ。FSBWは低塩分・低密度である北極海の表層水の下部にもぐりこむため、また海氷の存在により大気からの直接的な冷却が妨げられるため、温かい個性は維持される（図4.11 b）。また、FSBWはBSBWのように、大気との相互作用があまり起きないため、BSBWのように溶存酸素に富んだ水塊にはならない。FSBWは約10年の年月を掛けて北極海を反時計回りに循環する。一方、グリーンランド海を反時計回りに再循環した大西洋水は、冬でも海水に完全に覆われないグリーンランド海で、海面冷却により北大西洋深層水（North Atlantic Deep Water）の源となる深層水となる（図4.11c）。200 m深さのポテンシャル水温分布から深層水形成のコアとなっている領域は北緯75度付近であることがわかる（図4.10）。バレンツ海、グリーンランド海ともに北緯75度付近が冷却ともなう鉛直対流混合の中心域になっていることは興味深い。この緯度は、主太陰半日周潮の周期と慣性周期が一致するため、臨界緯度と呼ばれる。独立した振動現象の共鳴により、著しい混合が生じる（Sakamoto and Akitomo, 2006）。

以上のように、アイスランドースコットランド海嶺を通過した大西洋水は、その経路により全く異なる

運命を歩む。この3つの大西洋水の分岐流量が常に一定であるとは限らない。もし、バレンツ海の一部を覆っている海水が減少したらどうなるであろうか？バレンツ海での沈み込み量が増加するであろう。沈み込み量が増加すれば、バレンツ海に引き込まれる大西洋水（BSBW）の流量も増大する可能性がある。一旦、特定の海域で沈み込み量が増加すれば、他の分岐流量や他海域での沈み込み量は相対的に減少する可能性もある。氷床や、海水起源の淡水供給の増加でグリーンランド海での深層水形成が弱まるという要因だけでなく、バレンツ海での沈み込み量が増加することによって、全球を巡るグリーンランド海の沈み込み量に変化が起きるかもしれない。

4.5 海洋構造

図4.12に北極海の4つの海盆における水温、塩分のプロファイルおよび塩分-水温図を示す。データは1948-1993年の冬（11～5月）に取得されたデータを基にした気候値である。大西洋側北極海に位置するナンセン海盆、アムンセン海盆、マカロフ海盆では、表層に低温水があり、深度とともに水温は増大し200-400 m深で極大となっている。また、表層の結氷水温に近い低温層内に塩分躍層が存在する。これら3つの海盆の成層構造を構成する水塊は、フラム海峡、バレンツ海から流入した大西洋起源水と海水融解に伴って供給される融解水が主であり、大西洋水の湧昇と表層水の鉛直拡散のバランス（鉛直移流拡散方程式）で実現するシンプルな海洋構造である。この3海盆では海水運動によってなされる表面応力場が低気圧性であり（図4.7）、表層エクマン層内の流れの発散により下層の水が表層に汲み上げられやすい環境になっており、表層エクマン層内の流れの収束が起こるカナダ海盆と比較して高い表層塩分が維持される。

ベーリング海峡を通過し北極海に流入した太平洋水は大西洋水よりもその密度が小さいため、大部分が主密度躍層で浅の上層海洋を占めるようになる。太平洋側に位置するカナダ海盆では塩分躍層が100

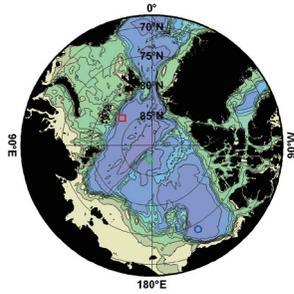
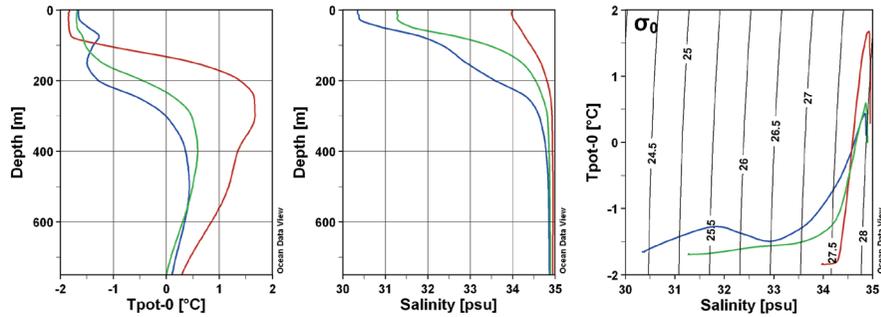


図4.12 北極海の代表的な水温、塩分プロファイルと水温-塩分ダイアグラム特性（気候値）。（青）カナダ海盆、（緑）マカロフ海盆、（赤）ナンセン海盆。各観測点は地図に示されている。地図中の等値線は海底地形をあらわす。



m以浅と 200-250 m 付近の 2 つあり、2 つの塩分躍層の間には比較的塩分成層の小さな層が存在している（図 4.12）（Shimada et al. 2005）。これは、比較的水塊特性が異なる太平洋冬季水の流入によって形成されたものである。また、カナダ海盆では、水温極大は大西洋水による極大だけでなく、100 m 以浅に別の水温極大が存在する。これは太平洋夏季水の供給によって形成されたものである。太平洋起源の水で構成されるカナダ海盆上層海洋の循環は、主として海面応力によって駆動される。ベーリング海峡北部のカナダ海盆域では、ポーフォート高気圧が発達し、海水運動は高気圧性の循環を呈する。海水下では、表層エクマン層内の流れは収束し、表層および上層を占める太平洋起源水と融解水、河川水起源の水は高気圧性の海水循環領域に集積される。力学的には、高気圧性の風応力場となっている亜熱帯循環域と同じである。そこで、高気圧性循環系海域である北極海のカナダ海盆と北太平洋亜熱帯循環域との海洋構造を比較し、北極海の海洋構造を考える。北極海が特殊な海洋ではなく、太平洋での諸水塊や諸現象を北極海用に翻訳すれば、低中緯度海域

で得られた海洋物理学的知見や大気海洋相互作用の知見を活かすことができる。

4.5.1 北極海カナダ海盆と北太平洋亜熱帯循環域の成層構造の共通点

海水の密度は、水温と塩分によって決まり、現在気候における北極海は主として塩分によって密度が支配される海洋である。極域海洋は、特殊な海洋と考えられてきたが、地球流体力学の視点からは、太平洋などの一般中緯度海洋とほとんど変わらない海洋である。図 4.13 に北極海カナダ海盆と北太平洋亜熱帯循環域北西部の水温・塩分・密度プロファイルを示す。北極海カナダ海盆の塩分プロファイルは太平洋黒潮流域南の水温プロファイルに酷似している。海面付近には表層混合層が存在し、北極海では海水融解により低塩分化（低密度化）しているのに対し、北太平洋では、日射による加熱で高温化（低密度化）している。夏の表層混合層直下には、季節躍層が存在し、北極海、北太平洋亜熱帯循環域ともに、夏季の混合層水と冬季に形成される水塊との間に形成される躍層になっている。

季節躍層直下の冬季水層は北極海カナダ海盆および北太平洋亜熱帯循環域北西部ともに、比較的密度が一様な層になっている。北太平洋亜熱帯循環域北西部の成層度の小さな冬季水は、黒潮続流域における冬季の冷却により形成されるもので、亜熱帯モード水と呼ばれる。亜熱帯モード水をはじめ、中緯度海洋の冬季冷却にともなう対流によって形成される水にはさまざまな“モード水”冠した名称が付けられている (Hanawa and Talley, 2001)。モード水は、冬季に海洋にインプットされた情報を長らく記憶する水塊であり、太平洋や大西洋などにおける長期変動、さらに 10 年スケールの気候変動に対し重要な役割を担うことから、研究が進展している。一方、北極海カナダ海盆でみられる塩分成分層が小さな層を占める水は、外洋での海面冷却に伴って生成されたものではなく、ベーリング海北部海域およびチャクチ海陸棚域の沿岸ポリニアでの冷却・海水生成により形成され水平移流によって北極海海盆域に運ばれてきたものであり、太平洋冬季水 (Pacific Winter Water) と呼ばれる (Shimada et al., 2005)。形成域のベーリング海北部沿岸海域では、黒潮続流や湾流の続流域、深層水形成域に匹敵する大気海洋相互作用が起こっている (図 4.1a,b)。

冬季水層の直下には、北極海カナダ海盆、北太平洋亜熱帯循環域北西部ともに主密度躍層が存在する。この深度までが、単純な二層海洋に近似した場合の上層と考えてよい。主密度躍層の深度は北極海カナダ海盆では 200 m 程度であるのに対し、北太平洋亜熱帯循環域北西部では 600 m 程度である。北極海カナダ海盆の密度成層構造は、北太平洋亜熱帯循環域のものを 1/3 に圧縮したものになっている。上層の内部変形半径は $(g' H)^{1/2} / f$ であらわされる (g' は有効重力、 H は上層の厚さ、 f はコリオリ・パラメータ)。北極海カナダ海盆の上層内部変形半径は約 10-15km 程度であり、北太平洋亜熱帯循環域の 1/5-1/4 程度である。内部変形半径を基準の距離として無次元化すると、北極海カナダ海盆は、北太平洋亜熱帯循環域と同じ力学サイズであるといえる。実際、エクマン境界層理論を発端とする近代海

洋学がナンセンによる北極海横断観測航海から始まり、他の大洋の現象を説明する理論が構築されたことから、北極海は七つの洋の 1 つであることを物語っている。

次に、密度に対して支配的ではない北極海カナダ海盆の水温プロファイルと北太平洋亜熱帯循環域北西部の塩分プロファイルを比較する。北太平洋では 1 つの塩分極小層が主密度躍層直下に存在する。その起源は、オホーツク海、ベーリング海の低塩分水である。北極海においても、主密度躍層直下に密度成層を支配しない水温の極大層がみられ、北太平洋と相似的な構造を呈している。この高水温層を占める水の起源は、湾流を起源とする大西洋水のうち、フラム海峡を通過して北極海に流入したフラム海峡分枝水 (FSBW) である。カナダ海盆では、バレンツ海分枝水 (BSBW) は約 1000 m 深付近を中心とした FSBW の下部に存在している。

4.5.2 北極海カナダ海盆と北太平洋亜熱帯循環域の成層構造の相違点

北極海カナダ海盆にあって、北太平洋亜熱帯循環域北西部にない構造について述べる。これは、表層混合層直下にある水温極大層である。この水は、夏季にベーリング海峡を通過して北極海に流入した太平洋夏季水である (Shimada et al., 2001; Shimada et al., 2006) (図 4.13)。海水融解水よりも塩分は高いが、ベーリング海北東部に春季から夏季に集中して流入する河川水の影響を受けるため、北極海に流入する太平洋冬季水よりも低塩分である。そのため、表層混合層と太平洋冬季水層との間を占める。太平洋冬季水は、冬季の冷却による鉛直混合で一様な水塊特性 (モード) を持たないため、北極海海盆域で顕著なモード構造を呈することはない。

太平洋夏季水層は表層混合層と接している層であるため、表層混合層環境の変化に大きな影響を与える。海水形成のためには、有効対流層を結水水温まで下げなければならない。温暖な太平洋夏季水層から表層混合層への熱供給が増大すれば、海水形成量は低下し、年平均すれば海水減少に作用する夏季太

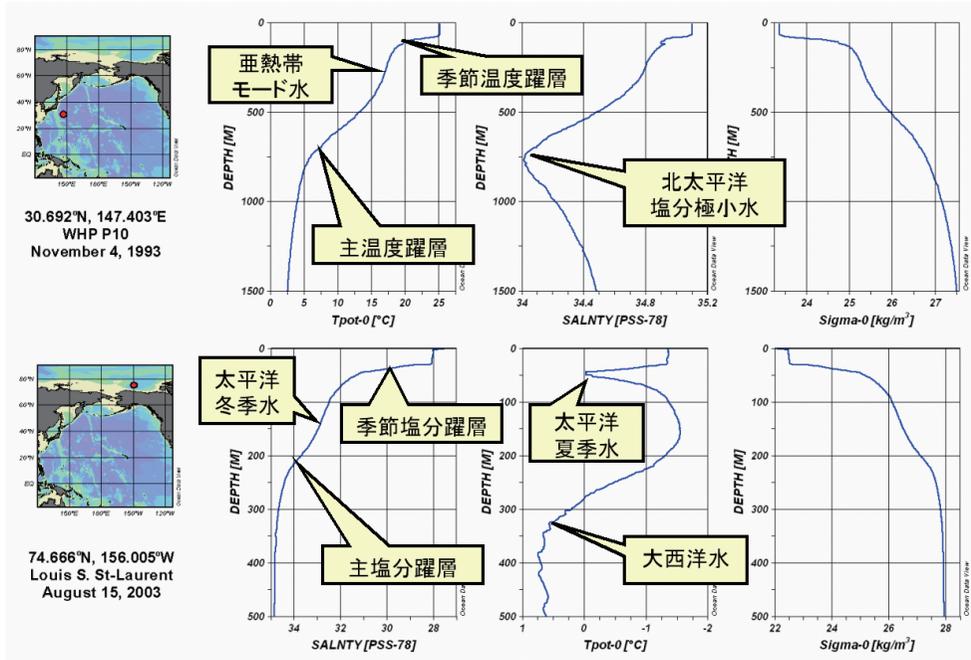


図4.13 (上段) 北太平洋亜熱帯循環域北西部における水温・塩分・密度プロファイル (下段) 北極海カナダ海盆の塩分・水温・密度プロファイル。北太平洋亜熱帯域では水温が密度を支配し、水温が高くなるほど密度は小さくなる。北極海では塩分が密度を支配し、塩分が小さいほど密度は小さくなる。そこで、下段の北極海におけるプロファイルでは、塩分、水温の座標軸方向を反転させている。

平洋水と海水減少の関係については8章で述べる。

4.6 北極海の海洋循環

北極海では一般の海洋循環と同様、海面応力によって駆動される循環と浮力供給に起因した循環に分類される。

4.6.1 風成循環 (主密度躍層以浅の上層循環)

4.6.1.1 ボーフォート海水循環域

気候学的な海水循環の中心は西経150度、北緯78度付近にあり (図4.14)、西縁はロモノソフ海嶺付近に位置している。ボーフォート海水循環直下の海洋のエクマン層では、海水の収束場になる。そのため、エクマン層から下方に押し込まれる鉛直流により、海洋内部の水柱は縮み、負の渦度が注入され、海水循環と同じく高気圧性循環を呈する。図4.14

の等値線は800dbarを無流面としたときの50dbar (太平洋夏季水層上部)と150dbar (太平洋冬季水層)面上の海洋力学高度であり、太平洋水が占める深度での地衡流線に対応する。海洋循環と海水循環を区別せずにボーフォート循環と呼ばれることがあるが、現実には、海洋循環と海水循環の空間パターンおよび循環中心は一致していない。特に重要な循環パターンのずれは、チャクチ海北部からカナダ海盆に突き出たノースウインド海嶺、チャクチ海台域でみられる (図4.14の北緯75-80度、西経150-180度)。海水運動は西向きであるのに、海洋ボーフォート循環の流れは北上している。南北に走る海洋力学高度の等値線はその南でベーリング海峡北部に広がるチャクチ陸棚域と接続しており、太平洋起源の水が、西経150-180度のゾーンで集中的に北上し海盆域に供給されていることがわかる。つまり、この海域が、海洋を駆動する海水運動の変化や太平洋起源

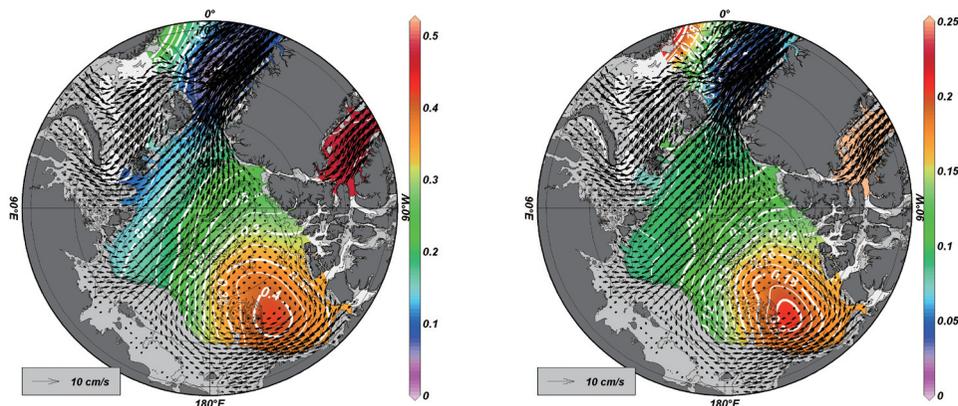


図4.14 11月から5月の800dbar基準の(左)50dbarと(右)150dbarにおける海洋力学高度分布(カラーおよび白色等値線)と海水速度ベクトル(矢印)。前者は気候値, 後者は1987-2007の平均である。

水の変化に対して敏感に応答することが予想される。

このような海洋循環パターンの変形は、海底地形とロスビー波の相互作用に起因している(Sumata and Shimada, 2007)。北極海では年周期の風応力、海水運動の変動が卓越する。しかし、北極海では、惑星ベータ効果が小さく、年周期の順圧ロスビー波は伝播できても、傾圧ロスビー波は伝播できない。年周期の順圧ロスビー波は、振幅の大きな海底地形に遭遇すると、順圧成分のエネルギーの一部は傾圧成分に分配される。傾圧成分に転化された場合は、波動解を持ちえず流れに転化される。そのため、カナダ海盆で南北に走る海嶺、海台域(西経150-180度のゾーン)では上層で北向きの傾圧流が発生する。このようにして、海水運動のパターンからずれた海洋循環パターンが形成されるのである。エクマン収束・発散の変化だけでは、海洋循環の変動は理解できないことを留意しておく必要がある。

また、波動力学的要因に加えて、水塊注入の影響による海洋循環場の変形も生じている。カナダ海盆には大西洋側から流入する水と比べて、低塩分・低密度でありモードを持った太平洋冬季水が流入している。この水塊は低渦位の性質をもつため、集中的に供給されるチャクチ海北東のカナダ海盆南部海域に、局所的な高気圧性循環場が付加される(図4.15)。

この効果も加わって、海洋循環は海水循環と比べてコンパクトなサイズになり、かつ、その循環中心は南にずれる。

4.6.1.2 太平洋夏季水の循環と表層塩分場

海面応力、海底地形の影響、低渦位水塊の注入の3要素により、主密度躍層以浅の太平洋水の流れが形成される。低渦位水の注入は太平洋水そのものの流れによって定まるものであり、循環場そのものが非線形的に決定されていることを意味する。太平洋水はその水塊特性の季節変動が大きく、太平洋夏季

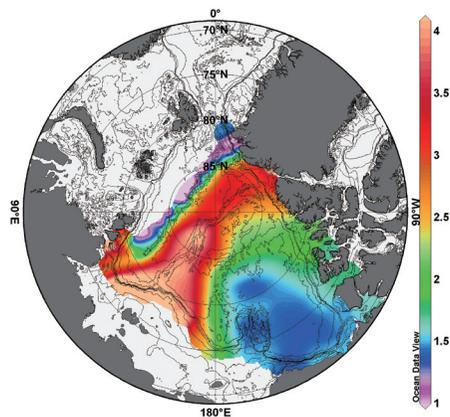


図4.15 太平洋冬季水の代表密度面($\sigma_\theta=26.3$)上の渦位分布(3-5月気候値)。

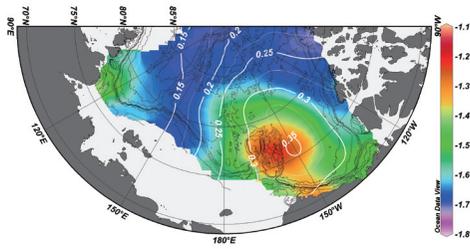


図4.16 太平洋夏季水の代表塩分 (S=31.5PSU) 面上のポテンシャル水温分布渦位分布 (カラー) と800dbar基準の75dbarにおける海洋力学高度 (等値線)。(11～5月気候値)。

水は熱源として海水に作用し、太平洋冬季水は海洋の冷源として直上の太平洋夏季水や直下の大西洋水(フラム海峡分岐水)を冷やす役割を果たす。太平洋冬季水は、栄養塩の豊富な水であり、その存在深度と供給海域は海洋生態系に影響する。

太平洋夏季水は、晩夏から晩秋にバロー沖でカナダ海盆南端に到達し、その後、海盆域の循環場に取り込まれ移流される。気候値的には北極海盆域において太平洋夏季水の水温極大付近の塩分は約31.5PSUである。太平洋夏季水の循環パターンと循環に沿った水塊特性の変化を調べるために、塩分31.5PSU面上での水温分布を図4.16に示す。図4.16には、近年の太平洋夏季水の平均的な存在深度である75dbar面上での海洋力学高度(800dbar基準)を重ねて描いている。高気圧性海洋循環中心の西側領域にあたるバロー付近からノースウインド海嶺、チャクチ海台にかけての海域で高温の太平洋夏季水が存在し、ノースウインド海嶺およびチャクチ海台に太平洋夏季水の主流路があることがわかる。しかし、太平洋夏季水は北上とともに水温が低下しており、この海域で太平洋夏季水の熱が放出されていることが示唆される。気候値では、太平洋夏季水の水温は最大でも -1.2°C であり、ほぼ塩分がゼロである海水の融解温度 0°C よりも低いため、海水を融解させることはない。しかし、太平洋夏季水の水温は結氷水温よりも高いため、冬の海氷形成遅延に作用し得る。このことから、太平洋夏季水の熱的影響を受ける海域では、周囲の海域と比較し海水の厚さが薄

くなる傾向になると推察される。実際、1990年代以前の海水激減前の海水厚の分布をみると(Bourke and Garrett, 1987)、ノースウインド海嶺に沿って舌状の薄水域が存在しており、上記の推察と符号する。

一般的に海水は厚さに比例して物性強度が増大する。薄い氷盤ほど、大気擾乱に対し脆くなり、そのサイズは減少しやすくなる。氷盤サイズが小さくなるほど、海水の上面と底面からの融解だけでなく、側面からの融解が加速される。また、十分薄くなった海水では、日射は海水直下の海洋表層にまで届くためさらに融解は加速される。このような考察から、ノースウインド海嶺付近では、周囲の海域に対して海水融解量が多くなっていると想像できる。図4.17に海面から水深20mまでの平均塩分分布を、図4.18に海洋ポーフォート循環を横切るセクションでのポテンシャル水温と塩分の断面図を示す。ノースウインド海嶺を中心に低塩分領域が分布している。この低塩分領域は、沿岸域とは繋がっていないことから、河川水の供給により形成されたものではなく、局所的な海洋海水相互作用により形成されたものであると考えられる(図4.17, 4.18)。これらの太平洋夏季水の水温と表層塩分の関係は、海洋循環と海洋熱が海水変動に大きく影響することを暗示している。気候値においては、太平洋夏季水はノースウインド海嶺付近の海水厚を減少させるが消滅させるには至らない程度であったが、1990年代後半に、低塩分化が起こるレベルから、海水が消滅させるレベルにまで海洋は変化した。詳細については8章で述べる。

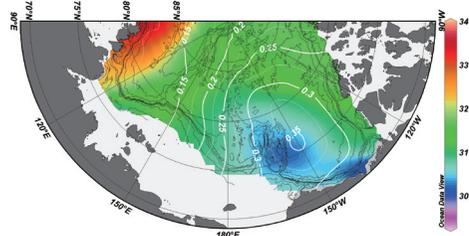


図4.17 表層混合層(0-20m)の平均塩分分布と800dbar基準の75dbarにおける海洋力学高度。(11～5月気候値)。

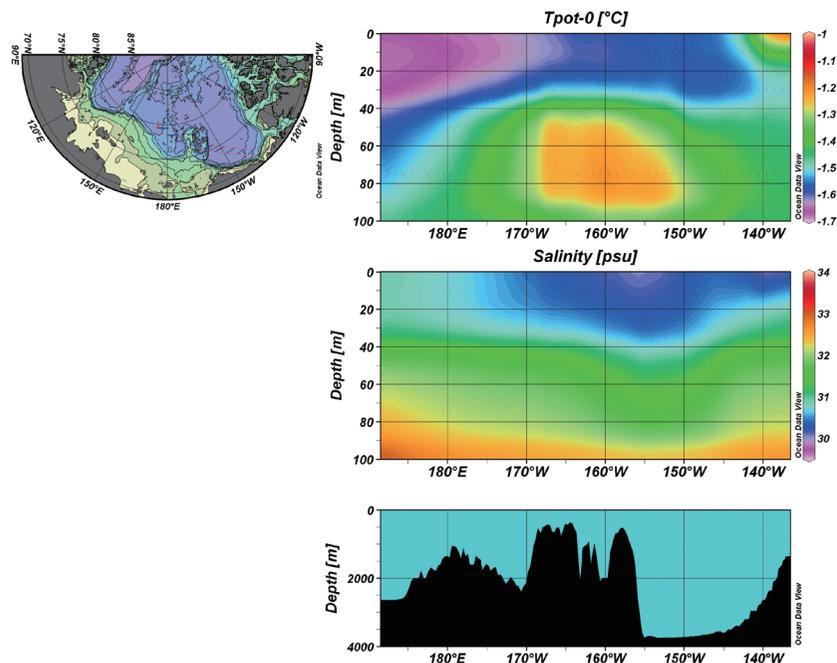


図4.18 ノースウインド海嶺を横切るポテンシャル水温及び塩分断面図（11～5月気候値）。

4.6.1.3 極横断海水漂流域

東シベリア海以西からフラム海峡にかけての経度領域にある海水は、フラム海峡から放出される。極横断海水漂流の軸は、ボーフォート海水循環の西縁と一致し、海面での海水運動の回転成分 ($\nabla \times u_{ice}$) はゼロになる。 $\nabla \times u_{ice} = 0$ ラインのヨーロッパ・シベリア側では、表層エクマン質量輸送は発散し、下層の水が表層に汲み上げられる環境になっている (図 4.14)。そのため、表層海洋の塩分はカナダ海盆と比較して高い状態が保たれている (図 4.5)。同海域の沿岸域では大量のシベリア河川水の流出があるが、表層 50dbar の海洋力学高度分布をみると、陸棚域に接続している等値線は混んでおらず、海洋流体中への陸棚域からの流れは弱いことがわかる。このことから、ベーリング海峡北部のチャクチ海陸棚域と比べるとシベリアの陸棚域にある低塩分水塊の影響は、北極海盆域には現れにくいことを意味する。

極横断海水漂流域の表層の流れ (図 4.14 左) は、北極海内でループを描くのではなく、シベリア沖からグリーンランド北端域に向かう。表層水はグリーンランド沿岸域に到達した後、北極海からグリーンランド海に流出する沿岸密度流である東グリーンランド海流を形成する。図 4.5 で、グリーンランド東岸に沿って相対的に低塩分のバンドがみられるが、これにあたる。

4.6.2 沿岸密度流

陸岸境界が存在し、境界付近に周囲と密度が異なる水が存在するとき、北半球では岸を右手にみて流れる沿岸密度流が形成される。北極海には、河川水や低塩分の太平洋水が流入しており、沿岸付近の至るところに沿岸密度流が存在する。その空間スケールは内部変形半径により決まり、おおよそ 10-15km 程度である (図 4.19)。ベーリング海峡北部のチャクチ海では、河川水の影響を強く受けた温暖な低密

度水である太平洋夏季水がアラスカ沿岸に沿って北上している。その流速は平均で 0.5-1m/s 程度の強い流れである (図 4.19)。局地的な風の影響で、最大 1.5 ~ 2m/s 程度の黒潮級の流速に達することもある。一方、大西洋側では、バルト海の低塩分水の影響を受けた水が、スカンジナビア半島に沿ってバレンツ海に流入している。先に述べたように、北極海の表層水はグリーンランド海の海水と比べて低塩・低密度であるため、グリーンランド東岸に北極海から流れ出る沿岸密度流(東グリーンランド海流)が形成される。

4.7 主密度躍層以深の中深層の循環と拡散

4.7.1 海底地形捕捉流 (北極海に流入する Fram 海峡分岐水とバレンツ海分岐水の循環)

大西洋水を起源とする Fram 海峡分岐水 (FSBW), バレンツ海分岐水 (BSBW) は北極海に海盆域に到達すると主密度躍層以深に潜り込む。BSBW はバレンツ海での冷却により、その密度が増加するため、FSBW の下部を占めるようになる。FSBW は温かい個性が保持されているため、水温極大水として同定できるが、BSBW は水温ではその存在は確認できない。BSBW はバレンツ海での強い冷却 (大気-海洋相互作用) 受け、海水には大量の酸素が溶け込むことから、酸素極大水として同定される。FSBW, BSBW とともに、北極海内部では、海面

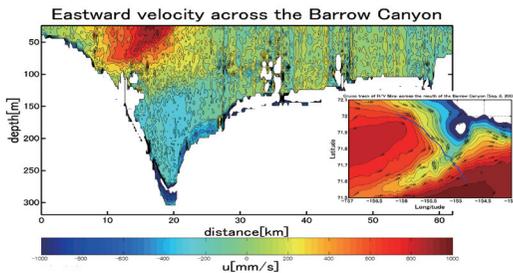


図4.19 2002年に「みらい」搭載のADCPによって観測された、アラスカ沿岸バロー・キャニオンを流れる沿岸流 (アラスカ沿岸流) の流速構造。右の小図は海底地形 (等値線) と観測セクション (青線) を示す。

での外力を直接的に受けることがないため、ほぼ、渦位保存則に支配された循環場を呈する。北極海では、コリオリ・パラメータの緯度変化は小さいため、平均的な等渦位線は等深線にはほぼ沿っていると考えてよい (図 4.20)。実際、FSBW, BSBW の主流路は、北極海盆周縁の陸棚斜面、海嶺斜面に沿っており、北極海全域で反時計回りに循環している。FSBW の場合、その流速は、主流路上で 4cm/s 程度である (Shimada et al., 2004)。

4.7.2 北極海における Fram 海峡分岐水とバレンツ海分岐水の二重拡散貫入

FSBW, BSBW は主流路である陸棚斜面や海嶺斜面上に分布しているのではなく、海盆中央部でも観測される。1990 年頃、北極振動指数が極大となり、アイスランド低気圧の強化に伴い、大西洋水の北極海への流入が増大し、Fram 海峡分岐水の高温偏差が北極海を伝播した。高温偏差の伝播は主流路上で当初観測されたが、その後、海盆中央域にまで広がっていった (図 4.21)。しかし、実観測から、平坦な深海盆域では卓越する平均流は存在せず (図

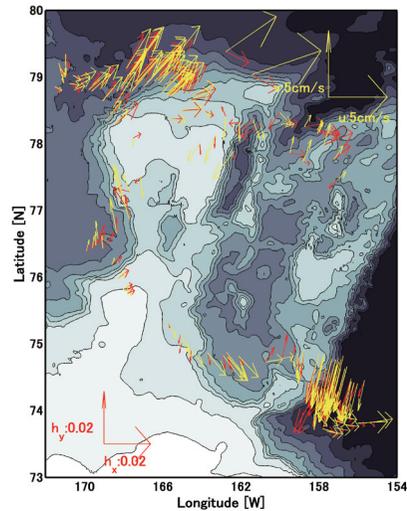


図4.20 北極海カナダ海盆西部海域での250m深 (大西洋水 Fram 海峡分岐水上部) の流速ベクトル (黄) と海底勾配ベクトル (赤) の関係。Shimada et al., (2004)より引用。流速データは、1992-1993年に漂流ブイに取り付けられた音響式多層流向流速計によって取得された直接観測データである。

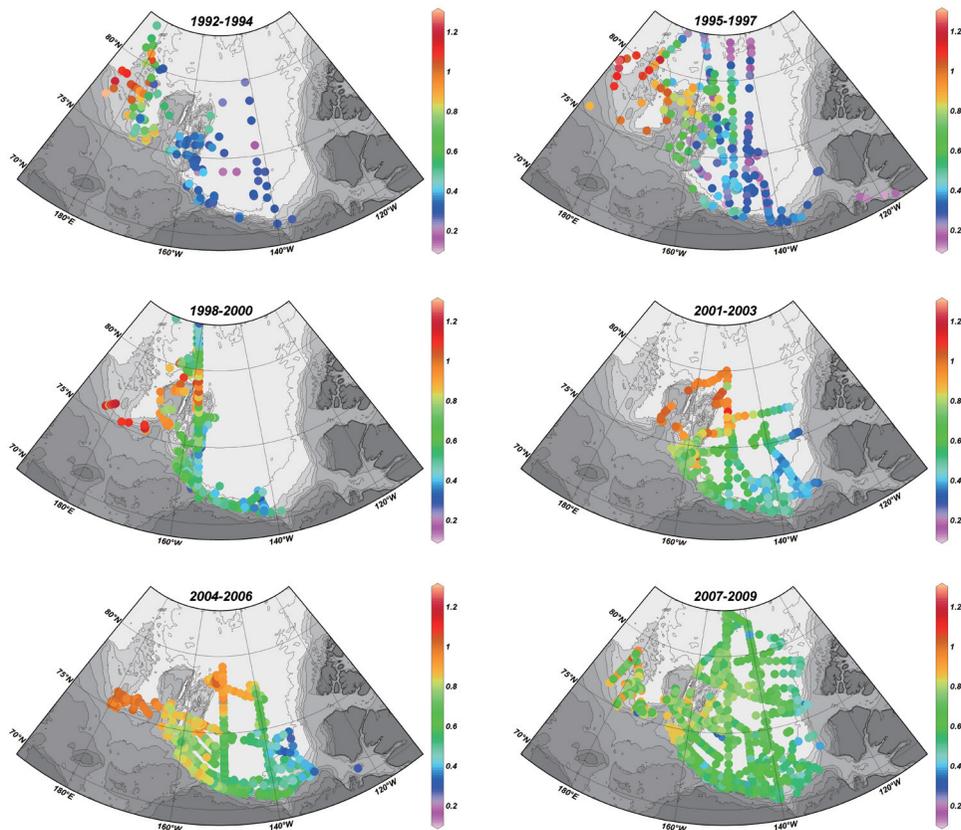


図4.21 大西洋水フラム海峡分枝水温極大付近の密度面 $27.9\sigma_\theta$ 面上の水温分布。北極振動指数が極大となった1990年頃北極海に進入した高温偏差水の移流と拡散がうかがえる。

4.22), 移流ではなく拡散により海盆域に広がっていたと考えられる。主流路上にある大西洋水は、海盆中央部の変質を受けた大西洋水と、密度に差は無くとも水温と塩分の組み合わせが大きく異なっている。海水の密度は水温だけではなく塩分によっても決まる。そのため、水温、塩分いずれかの成層が不安定成層であっても安定成層は可能である。二重拡散対流とは、水温、塩分のどちらかの成層が不安定である場合に、その不安定成層を解消させるように働く対流現象である。密度が等しい高温・高塩水と低温・低塩分水が水平方向に接するとき、高温・高塩水は冷やされるが塩分はほぼ保たれるため密度が増加し下降しながら低温・低塩側に貫入する。一方、

低温・低塩分水は温められるが塩分はあまり変化しないため密度が減少する。そのため、上昇しながら高温・高塩側に貫入する。その結果、双方向にジグザグ構造を呈しながら貫入する(図4.23)。この現象を二重拡散貫入と呼ぶ。FSBW、BSBWが存在する海域では二重拡散貫入の構造がみられる。1980年代終盤に北極海に流入した高温偏差のフラム海峡分枝水の水温極大分布の時空間変化から、二重拡散貫入がナンセン、アムンセン、マカロフ、カナダの各海盆を横断するのに要するの時間は数年程度と見積もられる。現実の北極海で観測から推定される二重拡散貫入の速度は、理想的な状況設定のもとで導かれる理論速と比べて非常に大きく(Walsh and

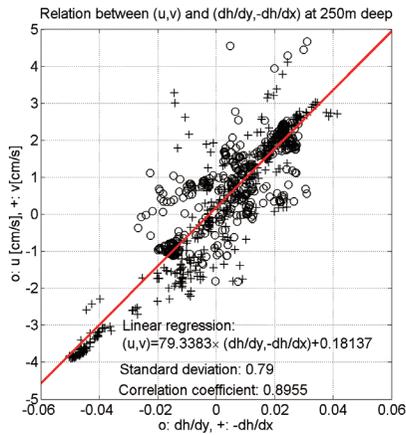


図4.22 北極海カナダ海盆西部海域での250m深（大西洋水フラム海峡分岐水上部）の流れ場と海底勾配ベクトルの関係。海底地形勾配がゼロ近傍では顕著な流れはみられない。Shimada et al., (2004) より引用。

Carmack, 2003), 北極海における二重拡散現象で何か重要な点を見逃しているのではないかと考えられる。海底摩擦による減衰を受けているはずのFSBWやBSBWの流れが維持されているのは、二重拡散にともない生じるキャベリング（海水混合にともなう密度の増加）により流体の位置エネルギーの解放が関与している可能性がある。

二重拡散貫入の速度は、FSBW, BSBWの主流路上での流速に比べて無視できるほど小さいものではなく、海盆スケールの海洋構造の形成に対し、循環だけではなく二重拡散貫入も重要な役割を果たしていると考えられる。拡散時間が移流時間と同程度となる北極海中深層では、トレーサーの空間分布は海

洋循環（=移流）パターンと符合しない点に注意する必要がある。

4.8 北極海における渦とその役割

北極海では、沿岸域や陸棚斜面域を除く海盆域では、平均的な流れは非常に小さく、渦による流れが卓越している。渦がなければ等深線や沿岸に沿った流れが卓越するため、北極海海盆域の周縁部にある水は海盆域に運ばれにくい。渦は、太平洋起源の水や河川水を海盆内部の循環場に輸送するメカニズムとして重要である。

北極海でみられる渦は、流れの不安定や異水塊の注入によって生成されている。流れの不安定は、流速が大きい海域、upwelling, downwelling が起こる水縁域・沿岸域・陸棚斜面域などで起こりやすい。例えば、このような海域として、カナダ海盆南部海域が挙げられる。図4.24に、西経145度に沿った水温、塩分断面を示すが、渦で満たされていることがわかる。29-31.5PSUのレンジには冷たい水が厚みをもって存在する領域がある。また、31.0-32.0PSUの塩分レンジには、温かい渦が存在する。これは、太平洋夏季水で構成される渦である。さらに、32.5-34.0PSUの塩分レンジには、冷たい渦が存在する。これは太平洋冬季水で構成される渦である。これらの渦の並び方には、ある規則性がある。これは、流れの不安定により渦対が形成され平均的な流線を横切り、自己移流していることを示唆する。北米大陸北端のバロー近くでは、変形半径よりも

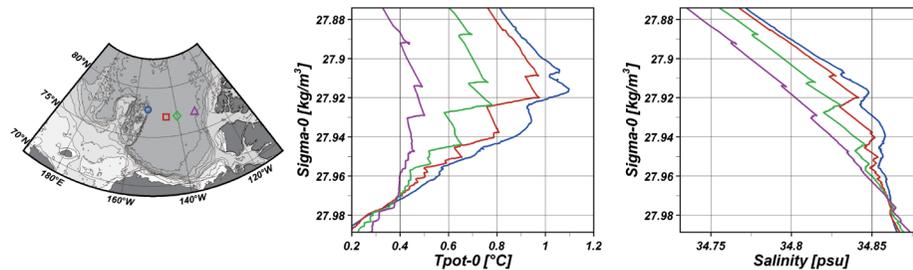


図4.23 北極海カナダ海盆における水温-密度、塩分-密度の関係。2003年の観測データ。水温と塩分のジグザグ構造が海盆域でみられる。水温極大を示す密度は、東方への二重拡散貫入に従い増加している。

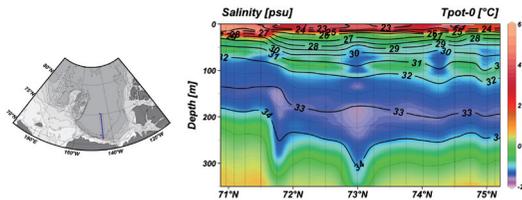


図4.24 145°Wに沿った水温（カラー）、塩分（等値線）の断面図。渦が充滿していることがわかる。データは2008年「みらい」国際極年北極航海より。

十分大きな高気圧性渦が観測されることがある。渦を構成する水は、周囲に対して高温低塩、低渦位であり、双極子構造ではなく単一符号の渦からなる単極子構造を呈している。基本的には、津軽海峡から太平洋に流出する津軽暖水渦形成と同様に、沿岸密度流に現れる渦位前線波動の停滞・成長し有限振幅となった擾乱が楕円渦の自己回転効果より沿岸流域からの切離にされ生成したものと考えられる（Kubokawa, 1991）。

参考文献

- Aagaard, K., and E.C. Carmack, 1989: The role of sea ice and other fresh water in the arctic circulation, *J. Geophys. Res.*, 94, 14485-14498.
- Bourke, R. H., and R. P. Garrett, 1987: Sea ice thickness distribution in the Arctic Ocean, *Cold Reg. Sci. Technol.*, 13(3), 259-280.
- Hanawa, K., and L. D. Talley, 2001: Chap. 5.4 Mode waters. In: *Ocean Circulation and Climate*, G. Siedler, J. Church and J. Gould (Eds.), Academic Press, 373-386.
- Jakobsson, M., and coauthors, 2008: An improved bathymetric portrayal of the Arctic Ocean: Implications for ocean modeling and geological, geophysical and oceanographic analyses, v. 35, L07602, *Geophysical Research Letters*, doi:10.1029/2008GL033520.
- Kubokawa, A., 1991: On the behavior of outflows with low potential vorticity from a sea strait. *Tellus* 43A, 168-176.
- Macdonald, R.W., 2000. Arctic estuaries and ice: a positive-negative estuarine couple. In: *The Freshwater Budget of the Arctic Ocean*. E.L. Lewis et al. (Eds.) Kluwer Academic Publishers, Netherlands. 383-407.
- Sakamoto, K., and K. Akitomo, 2006: Instabilities of the tidally induced bottom boundary layer in the rotating frame and their mixing effect. *Dyn. Atm. Ocea.*, vol. 41, 191-211.
- Shimada, K., E. Carmack, K. Hatakeyama, and T. Takizawa, 2001: Varieties of Shallow Temperature Maximum Waters in the Western Canadian Basin of the Arctic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3441-3444.
- Shimada, K., F. McLaughlin, E. Carmack, A. Proshutinsky, S. Nishino, and M. Itoh, 2004: Penetration of the 1990s warm temperature anomaly of Atlantic Water in the Canada Basin, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 31, No. 20, L20301, 10.1029/2004GL020860.
- Shimada, K., M. Itoh, S. Nishino, F. McLaughlin, E. Carmack, and A. Proshutinsky, 2005: Halocline structure in the Canada Basin of the Arctic Ocean, *Geophys. Res. Lett.*, VOL. 32, L03605, doi:10.1029/2004GL021358.
- Shimada, K., T. Kamoshida, M. Itoh, S. Nishino, E. Carmack, F. McLaughlin, S. Zimmerman, and A. Proshutinsky, 2006: Pacific Ocean Inflow: influence on catastrophic reduction of sea ice cover in the Arctic Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L08605, doi:10.1029/2005GL025624.
- Sumata, H, and K. Shimada, 2007: On northward transport of Pacific Summer Water along the Northwind Ridge in the western Arctic Ocean, *J. Oceanogr.*, 63, 363-378.
- Walsh, D., and E. Carmack, 2003: The nested structure of Arctic thermohaline intrusions, *Ocean Modell.*, 5, 267-289.

