

西部北極海における新しい表層循環像

島田 浩二^{*1} 刈谷 賀明^{*2} 滝沢 隆俊^{*1}

北極海では、夏でも海水の存在を可能ならしめる特有の海洋成層構造が存在する。1997年以降、西部北極海では、夏季氷縁の異常な後退が起こっており、地球温暖化の現れではないかと注目を浴びている。ここでは、「西部北極海の亜表層における熱源の1つである、ベーリング海峡から北極海へ流入するベーリング夏季水が、西部北極海の海水変動に支配的役割を果たす」という仮説の下で、海洋上層の成層構造と表層・亜表層の循環について論議する。

キーワード：北極海, カナダ海盆, 夏季ベーリング海水, 海水変動, 表層循環

New schematic image of surface circulation in the western Arctic Ocean

Koji SHIMADA^{*3} Yosiaki KARIYA^{*4} Takatoshi TAKIZAWA^{*3}

The Arctic Ocean has a peculiar water stratification that allows sea ice cover persists throughout the summer. It is reported that an anomalous retreat of summer ice edge in the western Arctic Ocean occurs since 1997. The summer Bering Sea water flowing into the Arctic Ocean through the Bering Strait spreads the subsurface layer in the western Arctic Ocean and it is one of major heat source. We discuss the water stratification and surface/sub-surface circulation in the western Arctic Ocean, on the hypothesis that the water property and spreading pathway of summer Bering Sea water plays a major role in the variation of sea ice.

Keywords : Arctic Ocean, Canada Basin, Summer Bering Sea Water, Sea Ice Variation, Surface Circulation

*1 海洋科学技術センター海洋観測研究部

*2 広島大学大学院生物圏科学研究科

*3 Ocean Observation & Research Department, Japan Marine science and Technology Center

*4 Graduate School of Biosphere Sciences, Hiroshima University

1. はじめに

1.1. 変わりつつある北極海 (Changing Arctic) は地球温暖化の兆候?

近年の世界的に大きな関心事の一つは、気候変動とそれによって引き起こされる地球環境問題である。気候の変動は、地球の気候システムの内的要因による自然変動(数年周期で発生するエルニーニョ現象が代表的)と外部からの強制力によるものとがある。外的要因の代表は、地球が太陽を回る公転軌道や地球自転の変動と言った天文学的要因による数千年から10万年周期の変動である。加えて、最近特に注目を集めている外的要因が、人間活動の拡大による大気中の温室効果ガスの増大による地球温暖化である。「異常気象レポート'99」¹⁾によれば「1990年代に入り世界はこれまでにない気温の高い状態が続いている。このような状況の中で異常高温、異常多雨の発生が増加している。今後も、地球温暖化に伴い異常高温が増加し、豪雨と異常少雨の増加が予想される」。記憶に新しい気候変動は、1997/1998年のエルニーニョであろう。それは20世紀最大規模のものとなり、世界各地に早ばつや豪雨をもたらした。わが国では、梅雨前線の停滞による中部地方と西日本の大雨、立て続けに上陸した台風、1998年正月明けの首都圏を襲った大雪など、記録に残る気象災害が発生した。北極域も例外ではなく、1997年夏季のベーリング海南部陸棚域の水温は平年値より約5℃も高温であった。翌1998年のアラスカは、海水が非常に早く後退するとともに、6月中旬まで頻繁に低気圧が来襲する荒れ模様の春であった。また、動・植物プランクトン、海藻、魚類の生育と分布に異常が見

られ、結果として食物連鎖の上位に位置する海鳥「みずなぎどり」が多数餓死する事態となった。このような生態系の異常を象徴する出来事が衛星画像から得られている。それはベーリング海陸棚域で見られた植物プランクトン円石藻(*Coccolithophorid*)の異常発生である²⁾。ベーリング海での卓越種は珪藻であり、円石藻の大発生はこの海域での初めての報告であった。原因は、エルニーニョに伴い水温が高かったためと考えられている。その後もこの海域での円石藻の発生は、毎年のように報告されている³⁾(図1)。これに呼応する様に、ベーリング海峡北方の夏季海水縁が、1997年以降異常に北へ後退している(但し、2001年夏の水縁は平年に近かったが、海水密接度の低下は顕著であった)(図2)。

一方、海盆スケールで見ると、衛星観測データの解析から、1978年以降の北極海の海水域面積(海水が最も拡大した時の面積)は10年当たり約3%の割合で減少している^{4), 5)}、また中央部の多年氷域(夏でも融け残る氷)の面積は、1978年から1998年にかけての20年間で約14%減少した⁶⁾；一方、米国の潜水艦による海水観測(SCICEX)からは海水の厚さは1960-70年代の値に比べ、1990年代のそれは平均で約40%減少した⁷⁾、と言った報告が相次いで出されている。更に、海水だけでなく大気と海洋にも明確な変化が認められており、北極海研究者の間では「1990年代になって北極海には重大な変化が生じている」との認識がもたれている。特に、海水域の縮小に代表されるようにこれら一連の変化は温暖化を示唆しており、地球温暖化の兆候ではないかと注目されている。

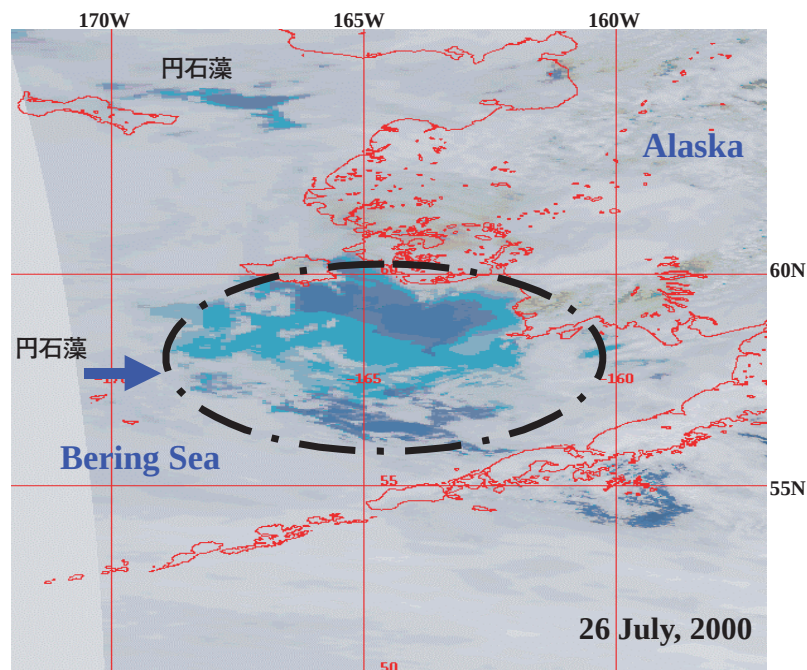
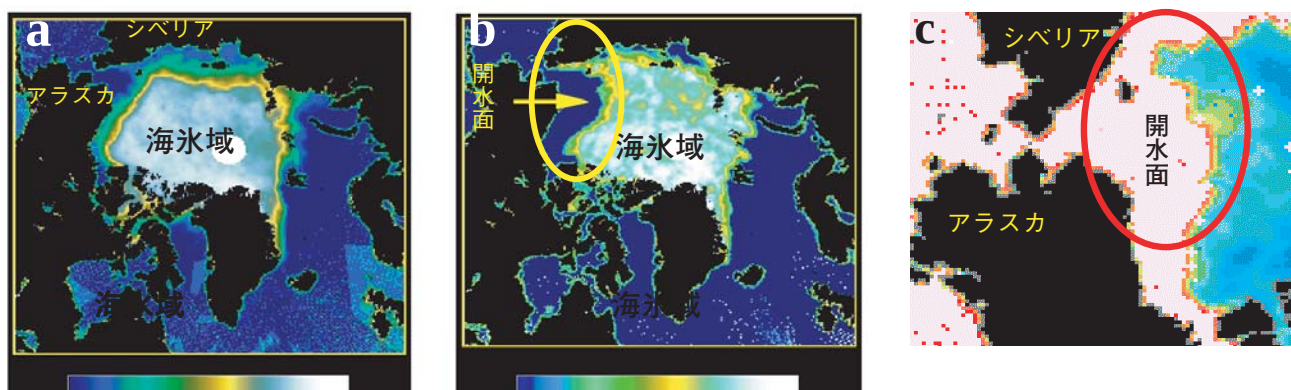


図1 海色センサー(SeaWiFS)によって捕らえられた円石藻の大発生(2000年7月26日)(北海道大学大学院水産科学研究科、齋藤誠一教授作成)。

Fig. 1 *Coccolithophorid* bloom in the southeastern Bering Sea observed by ocean color sensor SeaWiFS (26 July, 2000). By the courtesy of Prof. S. Saitoh of Hokkaido University.



9月30日の平均的氷域

1998年9月30日の氷域

2002年9月30日 (SSM/I画像)

図2 a: 平均的な9月30日の氷域, b: 1998年9月30日の氷域, c: 2002年9月30日 (SSM/I画像)

Fig. 2 a: Mean sea ice concentration on 30 September. b: Sea ice concentration on 30 September, 1998. c: SSM/I image of the western Arctic Ocean on 30 September, 2002

1.2. 地球の気候システムでの北極域

今北極で起こっている変化の原因を説明する一つの有力な考えとして、極渦（北極上空の低気圧）の強さを表す「北極振動 (AO: Arctic Oscillation)」指数の変化が挙げられる。AO指数は、年々変動をしながらも10年程度の周期で、その値が正の時期と負の時期を持つ。値が正の時は極渦が強く、北極上空の大気循環場に反時計回り成分が強くなる。日本の2000/2001年の冬が、暖冬予報に反して寒い冬となったのは記憶に新しいが、これはAOによる解釈の代表例である。1990年代はAOが正の時期であり、暖冬傾向であった。しかし、一時的かは未だ不明であるが、この冬のAO指数が負に転じたためシベリア高気圧とアリューシャン低気圧ともに強くなり、東西の気圧傾度が強まった結果、極の寒気が南下したためと解釈されている。

北極へ話を戻すと、AO指数の長期的傾向は1960年代後半から上昇を示し、90年代に入って正の値を取っている。そのため北極の大気場は、気候値からの偏差として低気圧性の循環が強い状況が続いた。その現れとして、海面気圧の低下、南から暖気の進入（気温上昇）、風成循環として海洋の反時計回り循環の強化、フラム海峡から大西洋側への流れ出る海水量の増大とその結果として生じる北極海の海水の減少と言った、一連の変化が北極域に生じたとされる。一方で最近のモデル研究によると、地球温暖化はAO指数が正の傾向を加速するとの結果が出ている。このため、現在起こっている北極で一連の変化は、地球温暖化の兆候ではないかとの見方が強まっている。AOに基づく気候変動の解釈は、まだ異論も多く定説とはなっていないが、北極研究でのホットなテーマであり、今後の進展が待たれている。

1.3. 本研究の目的

既に述べたように、最新の研究から過去10-20年間に北極の大気、海洋、陸域に一連の顕著な変化が起こっている事が明らかになった。気温上昇、海面気圧の低下、海洋の反時計回り循環の強化、海水の減少といった物理的变化は、生態系や生物資源の変化をもたらす、牽いては人口分布の変化を引き起こしつつある。更に、これらの変化は北極域のみならず北半球規模での海運や水産といった経済活動に重大な影響を与えるのを含め、その生物学的、社会的な波及効果は、エルニーニョ現象に匹敵するとされる。しかし、今我々が知っているのは、観測結果として重大な変化が北極域で起こっており、その影響が中・低緯度にも及ぶであろうと言う事だけである。この様な背景の下、北極研究の包括的目標は、「今起こっている変化が、真に地球温暖化の現れなのか、その変化が極域のみならず地球規模の気候や生態系、更には人間社会にどのような影響を与えるか、またその影響のフィードバック効果は極域にどのように現れるのか、それらの長期的影響は何か」などを解明する事である。

北極海の最大の特徴は、その大部分が夏でも厚い海水に覆われている事である。海水は大気・海洋間のエネルギーや物質の交換を抑制する海の蓋の効果を持つとともに、アルベドの増大によって海面における放射収支を大きく変える。そのため、温暖化により海水がわずかでも減少すると、正のフィードバック効果^{*5}によりその減少は急激に進む。その結果として北極海の海水の変化は、大気・海洋大循環を介して全球規模の気候変動に重大な影響を与える。本研究では、近年夏季氷縁の異常な後退が起こっている西部北極海に着目し、「北極域の気候システムに果たす海洋の

*5 正のフィードバック効果；氷・アルベドフィードバック効果と呼ばれ、海水のアルベド（太陽光の反射率）が0.6～0.8であるのに対し、海水のそれは0.1以下である事より生じる増幅効果である。温暖化により、もしある海域で海水が僅かに減少したとすると、今まで海水に覆われていた海面のアルベドが大きく低下するので、その海水は、多量の太陽熱を吸収できる。その結果、水温が上昇するとともに周囲の大気の温度も上昇する。それがさらに周囲の海水を融かし、さらに気温と水温を上昇させていく。

役割を解明するために、北極海に特有の夏でも海水の存在を可能ならしめる海洋成層構造の形成・維持過程及びその変動メカニズムの解明」を目指すものである。

1.4. 研究対象海域の海底地形と主な名称

西部北極海とは、経度が西経で表される海域であり(図3)、グリーンランド、カナダ多島海、アラスカに囲まれている。中央には、深さ3,000mを越すカナダ海盆が広がっており、海盆の北と西は、アルファ海嶺とメンデレイエフ海嶺で仕切られている。海盆のアラスカ側の大陸棚と陸棚斜面域は、特にボーフォート海と名付けられている。ベーリング海峡の北側には深さ50m程度の浅いチュクチ海が広がっている。チュクチ海の北には、カナダ海盆に突き出す形で、ノースウインド海嶺とチュクチ海台が存在する。ボーフォート海東部には、北米大陸有数の大河であるマッケンジー川が流れ込んでいる。

1.5. 使用した観測データ

用いた海洋観測データは、海洋科学技術センターが過去11年間にを行った船舶観測、流速計等の係留観測及び氷海用漂流ブイ観測に加えて、米国・カナダが実施した各種観測によるものである(表1, 表2)。加えて、衛星観測データ、Arctic Ocean Atlas^{8), 9)}による歴史データを使用した。

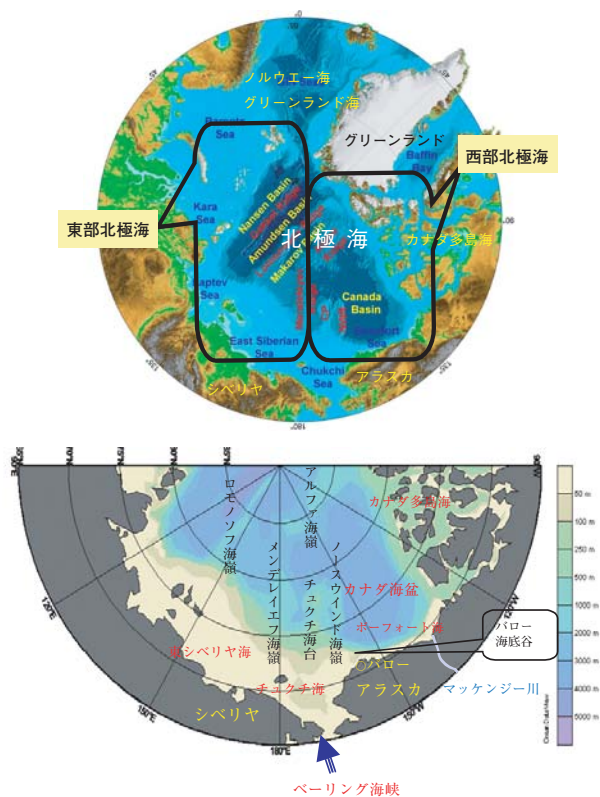


図3 研究対象海域の海底地形と主な名称
Fig. 3 Study area and the bottom topography.

表1 使用した船舶観測データ一覧
Table 1 Source of data used (ship observation)

海洋観測船	実施機関	観測期間
みらい (海洋科学技術センター)	海洋科学技術センター	1998/8/14~1998/8/31 1999/9/11~1999/10/6 2000/8/27~2000/10/13 2002/8/25~2002/10/10
サー・ウィルフリッド・ローリエ号 (カナダ沿岸警備隊)	海洋科学技術センター	1997/7/10~1997/7/31 1998/9/22~1998/10/17 1999/9/21~1999/10/21 2000/8/4~2000/10/8 2001/7/11~2001/7/29 2001/9/6~2001/10/7
ルイ・サン・ローラン号 (カナダ沿岸警備隊)	カナダ漁業海洋省	1994/7/26~1994/9/1 1995/8/3~1995/9/4 1996/9/10~1996/9/24
	SHEBA (米国・カナダ) 海洋科学技術センター	1997/9/17~1997/10/16 1998/9/22~1998/10/17
	カナダ漁業海洋省 海洋科学技術センター	2002/8/2~2002/9/5
アルファ・ヘリックス号 (アラスカ大学)	海洋科学技術センター	1992/9/16~1992/10/8 1993/9/9~1993/10/14 1994/9/9~1994/10/14 1995/9/5~1995/10/7 1996/8/27~1996/10/2
ヘンリー・ラーセン号 (カナダ沿岸警備隊)	カナダ漁業海洋省	1990/9/6~1990/9/19 1991/9/14~1991/9/26 1992/9/20~1992/9/25 1993/8/24~1993/9/25
ボーラー・スター号 (アメリカ沿岸警備隊)	米国 カナダ漁業海洋省	1993/7/30~1993/8/16
ボーラー・シー号 (アメリカ沿岸警備隊)	米国 カナダ漁業海洋省	1994/7/26~1994/9/1
デグロシエ号 (カナダ沿岸警備隊)	カナダ漁業海洋省	1997/10/19~1998/10/3

表2 その他の観測データ
Table 2 Source of data used (mooring, drifting buoy, SCICEX and SHEBA drifting station)

海洋科学技術センター係留系一覧					
名称	設置位置			設置 水深	観測期間
	海域	緯度	経度	(m)	
CBE96	パロー海底谷北端	71°45.74'N	155°13.57'W	244	1996/9/～1998/7/20
NWR97	ノースウインド海嶺	74°29.60'N	158°02.63'W	1,485	1997/10/～1998/10/6
漂流ブイ					
名称	設置位置/年月日			最終位置/年月日	
J-CAD2	72.46N, 130.16W 2000/9/12			74.45N, 179.55E 2002/1/2	
IOEB-1/97	76.87N, 132.08W 1997/4/11			71.80N, 168.00W 1998/4/25	
POPブイ (ワシントン大学)	1992/4/15			1993/5/31	
POPブイ (ワシントン大学)	1993/11/1			1994/3/31	
SCICEX (アメリカ海軍原子力潜水艦) データ					
実施年	1993/8～1993/9		1995/3～1995/5		
	1997/8～1997/9		1998/6～1998/8		
	1999/3～1999/5				
SHEBA 漂流ステーションCTDデータ					
実施期間			観測期間		
カナダ漁業海洋省			1997/10/19～1998/10/3		

J-CAD : JAMSTEC Compact Arctic Drifter 氷海観測用小型漂流ブイ
IOEB : Ice-Ocean Environmental Buoy 氷海用自動観測ステーション
POP : Polar Ocean Profiler 極域海洋観測ブイ
SCICEX : Scientific Ice Expedition 科学的水海探査計画
SHEBA : Surface Heat Budget of the Arctic Ocean 北極海表面熱収支観測研究

2. 北極海の循環と海洋構造(これまでの研究のレビュー)

図4は、北極海の表層と中層の模式的循環像である。西部北極海における海水と表層水は、北極海上空の風の場に従い時計回りの循環となっている。一方、東部北極海の表層では、シベリヤ沖から北極点を通して大西洋側へ流れる極横断流が存在する。ベーリング海から亜表層に広がって行く亜表層水は、カナダ海盆を中心に反時計回りと考えられている。大西洋側から中層に広がる大西洋水は、複数の分枝に分かれながらも全体としては反時計回りに流れている。

図5は、東部北極海の基本的成層構造であり、これが全北極海の典型であると従来は考えられて来た。海盆規模で見ると、北極海の主要熱源はノルウェー海から流入し、



図4 北極海の表層・中層循環

— 大西洋水, — ベーリング海からの流入水
— 表層水及び海水, — 河川水

Fig. 4 The water transport with the main current systems in the Arctic Ocean.

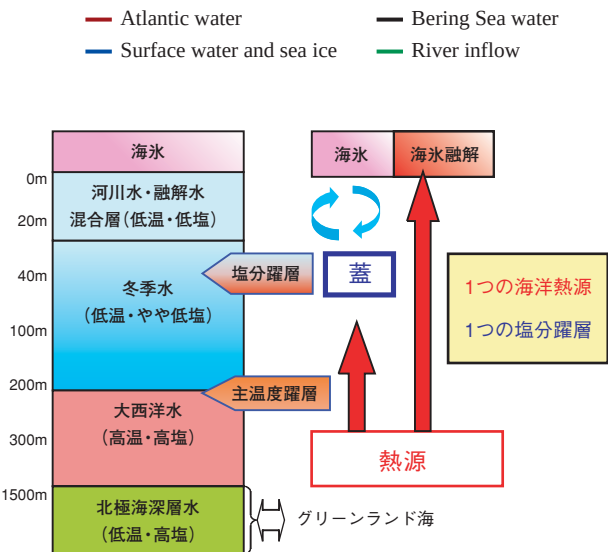


図5 東部北極海の成層構造

Fig. 5 Stratification in the eastern Arctic Ocean

全北極海の中層に広がる大西洋水である。その上に冬季陸棚域で形成された冬季水が存在し、表層は低温低塩な混合層となっている。冬季水の上部は、非常に強い塩分躍層が形成されている。極域の海では塩分が密度を支配するため、この塩分躍層が密度躍層として、下層の大西洋水の熱を封じ込める蓋の役割を果たしている。このため、大西洋水が持っている大量の熱が上層へ運ばれること無く、海水が維持されている。一方、西部北極海では、水温の高いベーリング海水が亜表層に流入するため、成層構造が東部とは若干違う事は、以前から知られていた。しかし、その流量が小さいため海水変動に果たす役割について論議された事はなく、Shimada *et al.*¹⁰⁾が初めて取り組み、西部北極海における水塊分析を行い四つの水温極大水を定義した(表3, 図6)。特に、ベーリング海から東部チュクチ海を経て流入する夏季水(ECSW)とマッケンジー川からの流入水(MW)の流路とそれらの変動が海水変動に大きな役割を果たすと推定した。

3. 西部北極海の海洋構造と「ベーリング海から東部チュクチ海を経て流入する夏季水」(ECSW)の空間分布

3.1. 成層構造

図7は、2002年の「みらい」により得られたカナダ海盆とノースウインド海嶺における代表的な観測データである。選んだ測点は、ほぼ通年に渡り厚い海水に覆われている多年氷海域にあるため、夏季の日射による昇温はほとんど起こらない。従って、深さ30~50mに見られる水温極大水は移流されてきたもので、その性質からしてECSWである。Shimada *et al.*¹⁰⁾の成果を基に、西部北極海における成層構造の特徴を模式的に示したのが図8である。高温ではあるが大西洋水や冬季水に比べてやや低塩なECSWは、深さ50m程度の亜表層(表層混合層と冬季水の間に)に広がり、表層混合層との間に強い塩分躍層を形成している。中層には東部北極海同様、高温・高塩の大西洋水が存在しているので冬季陸棚水との間に塩分躍層が存在する。即ち、2段の塩分躍層=2段の密度躍層が出来ている点が西部北極海の大きな特徴になっている。加えて、亜表層にECSWと言う強い熱源があり、二つの熱源の存在がもう一つの特徴である。この亜表層の熱源は、より深い場所にある大西洋水の熱源よりも海水に与える影響はより大きいことは容易に推測できる。

表3 西部北極海における水温極大水¹⁰⁾

Table 3 Shallow temperature maximum water in the western Arctic Ocean¹⁰⁾

マッケンジー川からの流入水(MW)	$S < 30\text{psu}$
ベーリング海から流入する夏季水(ベーリング夏季水)	
① 東部チュクチ海を経て流入する夏季水(ECSW)	$31 < S < 32\text{psu}$
② 西部チュクチ海を経て流入する夏季水(WCSW)	$32 < S < 33\text{psu}$
大西洋水(AW)	$S > 34.7\text{psu}$

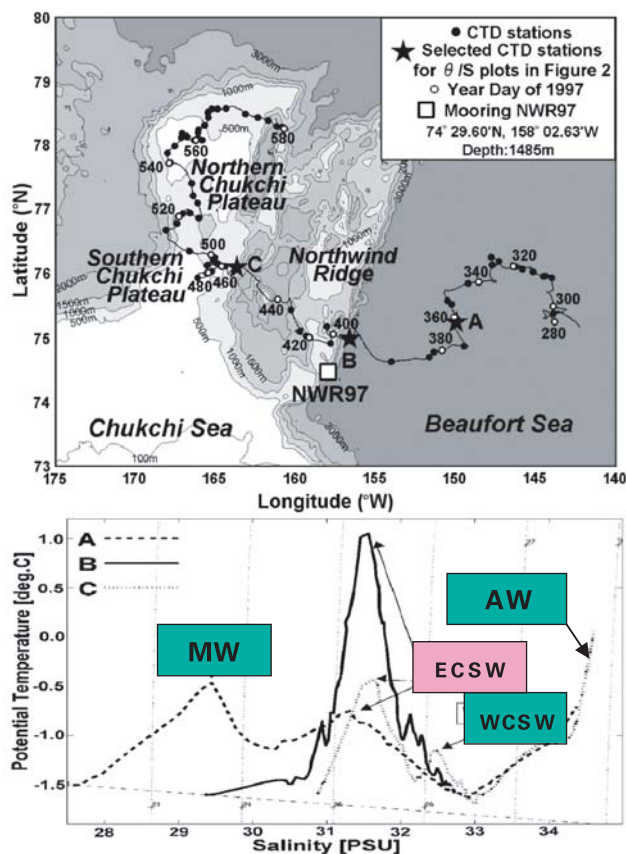


図6 西部北極海における水温極大水。観測データは、SHEBA 有人漂流ステーションで行われたCTD観測によるもので、観測点は上図にA,B,Cで示した。上図中の漂流軌跡に示した数値は、1997年からのジュリアン日。

MW: マッケンジー川からの流入水

ECSW: ベーリング海から流入する夏季水(ベーリング夏季水)のうち東部チュクチ海を経て流入する夏季水

WCSW: ベーリング海から流入する夏季水(ベーリング夏季水)のうち西部チュクチ海を経て流入する夏季水

AW: 大西洋水

Fig. 6 Shallow temperature maximum waters in the western Arctic Ocean obtained by the CTD casts during the SHEBA

MW: Mackenzie River water

ECSW: Eastern Chukchi Summer Water. An eastern branch of Bering Sea summer water flows northward in the eastern Chukchi Sea.

WCSW: Western Chukchi Summer Water. An western branch of Bering Sea summer water flows northward in the western Chukchi Sea.

AW: Atlantic water

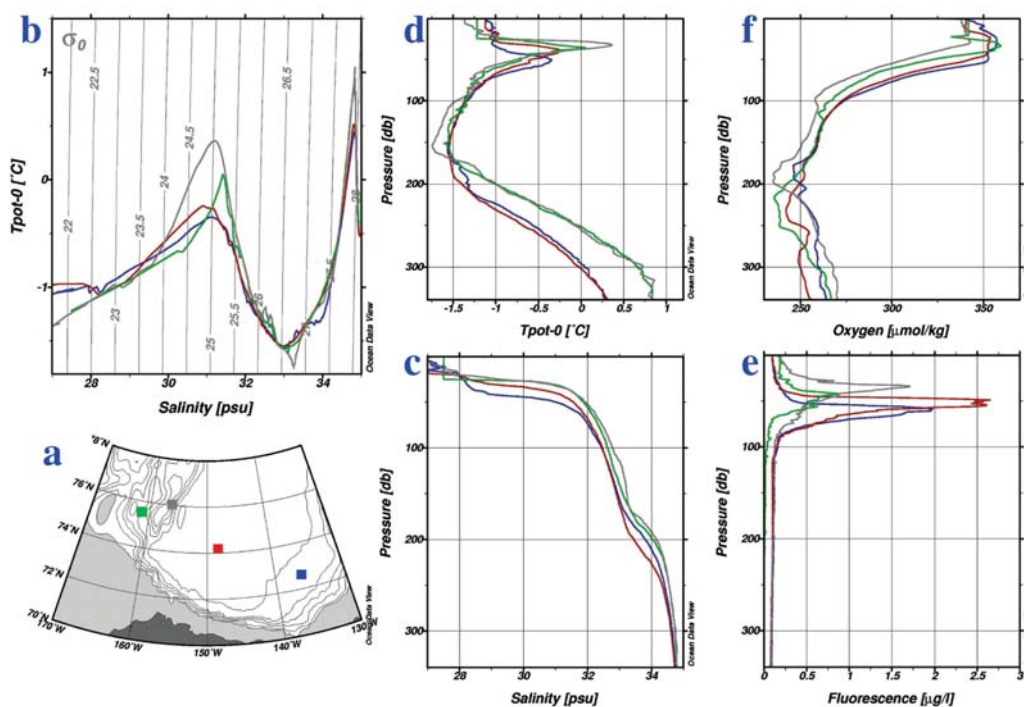


図7 カナダ海盆及びノースウインド海嶺における代表的海洋構造。

a: 観測点図, b: T-S図, c-f: それぞれ塩分, ポテンシャル水温, 蛍光光度, 溶存酸素量の鉛直分布。観測データは、2002年みらいMR02-K05による。

Fig. 7 Typical oceanic structure in the Canada Basin and the Northwind Ridge from the CTD observation of R/V Mirai in 2002 (MR02-K05).

a: CTD stations, b: T-S diagram, c-f: Vertical profiles of salinity, potential temperature, fluorescence and dissolved oxygen, respectively.

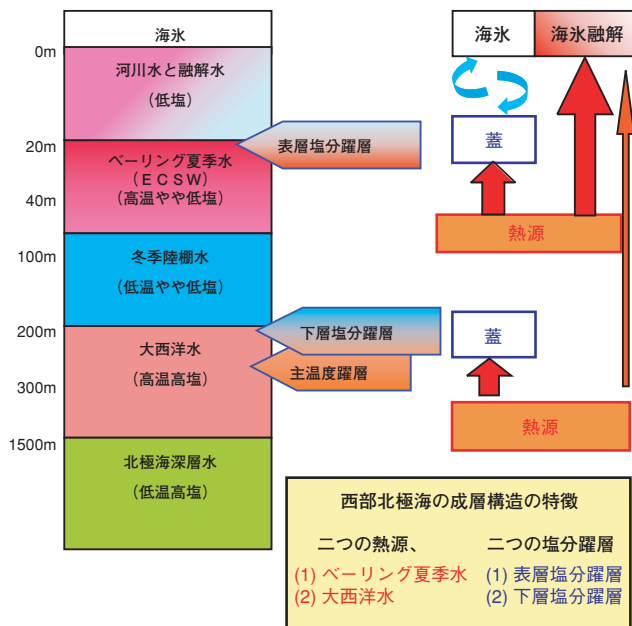


図8 西部北極海の成層構造の模式図
Fig. 8 Stratification in the western Arctic Ocean

3.2. ECSWの空間分布

図9は、1992年から2002年まで実施された船舶観測（表1）及び表2のSCICEXデータを用いて合成した、ECSWを代表する塩分31.5面でのポテンシャル水温の空間分布である。ECSWを示す高水温領域がカナダ海盆の西縁に分布している。特に、水温の高い領域はバロー沖を中心として西経150度から西経160度くらいにあり、その北西のノースウインド海

嶺東側ではやや水温が低い。一方で、西経150度より東のボーフォート海東部には高水温域が存在せず、ECSWが岸に沿って東へ流れてはいない事を示している。次節で議論するが、この結果はカナダ海盆でのECSWの時計回りの循環を示している。カナダ海盆東部にも高水温域が見られるが、これは後に述べる様にECSWの時計回り循環の東の部分ではないかと推察される。図10は、同じデータから作成した塩分31.5面の深度分布である。カナダ海盆西部での高水温のECSWは深さ30mから50mに存在する。海盆東部に見られるECSWは、西部よりやや深く60～70mに位置している。

図11は、Arctic Ocean Atlas より作成したECSWを代表する塩分31.5面でのポテンシャル水温の空間分布である。これからも、気候値として、冬季及び夏季を通じて、ノースウインド海嶺を中心としてカナダ海盆西部に高温の領域が広がっている事より、ECSWがアラスカ沖から海盆西部に入り込む事が示唆される。

3.3. ECSWの循環

図12は、SHEBA漂流ステーションで行われたCTD観測（1997年10月～1998年8月）に基づく、カナダ海盆西部からノースウインド海嶺水域の水温と塩分の鉛直断面である。これから、1998年1～2月にノースウインド海嶺東斜面上に+0.5℃前後を示す高水温のECSWが存在するのが分かる。また、海盆内部には水温が-0.5℃前後のECSWがパッチ状に見られ、後述の様に数年前に流入した古いECSWであると推定できる。図13は、ノースウインド海嶺東側斜面上での係留観測に基づく水温・塩分の時系列（1997年10月～1998年10月）である。ここで分かることは、1997年12月後半～1998年1月にかけて

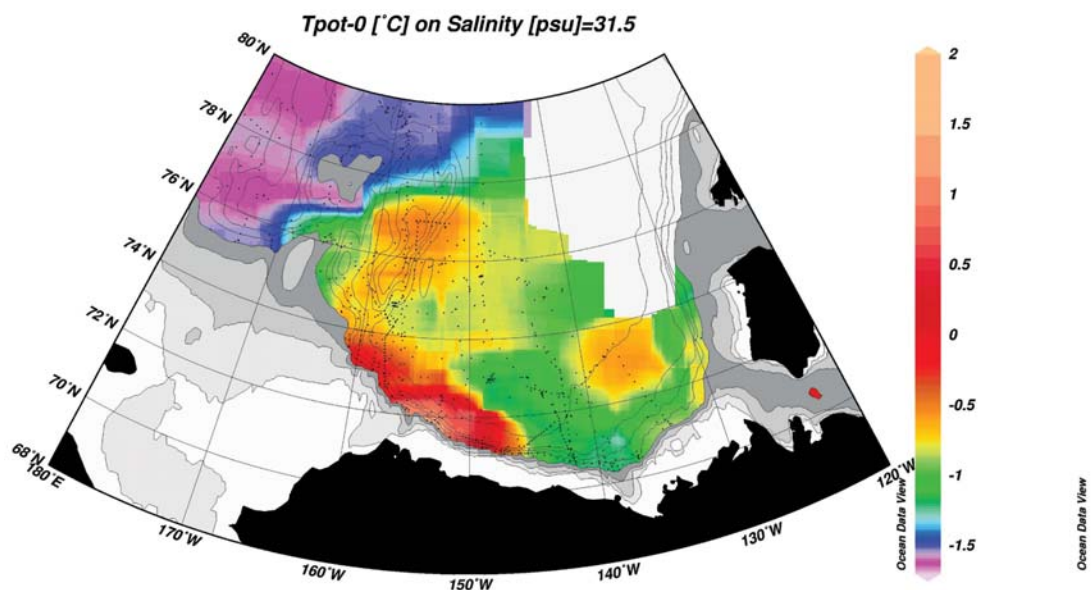


図9 1992年から2002年まで実施された船舶観測（表1）及び表2のSCICEXデータを用いて合成した、ECSWを代表する塩分31.5面でのポテンシャル水温の空間分布。なお、この図には夏と冬のデータが一緒に使われている。
Fig. 9 Spatial distribution of potential temperature on S=31.5 surface that represents ECSW, composed of the shipborne observations during 1992-2002 (Table 1) and SCICEX (Table 2).

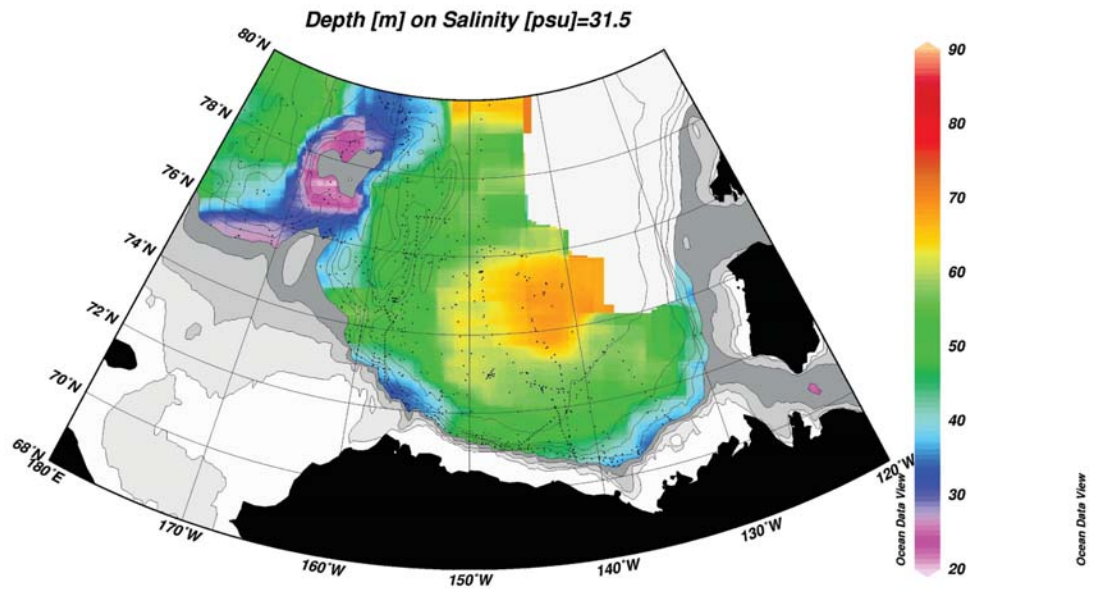


図10 1992年から2002年まで実施された船舶観測 (表1) 及び表2のSCICEXデータを用いて合成した, ECSWを代表する塩分31.5面の深度分布。

Fig.10 Spatial distribution of depth of the S=31.5 surface that represents ECSW, composed of the shipborne observations during 1992-2002 (Table 1) and SCICEX (Table 2).

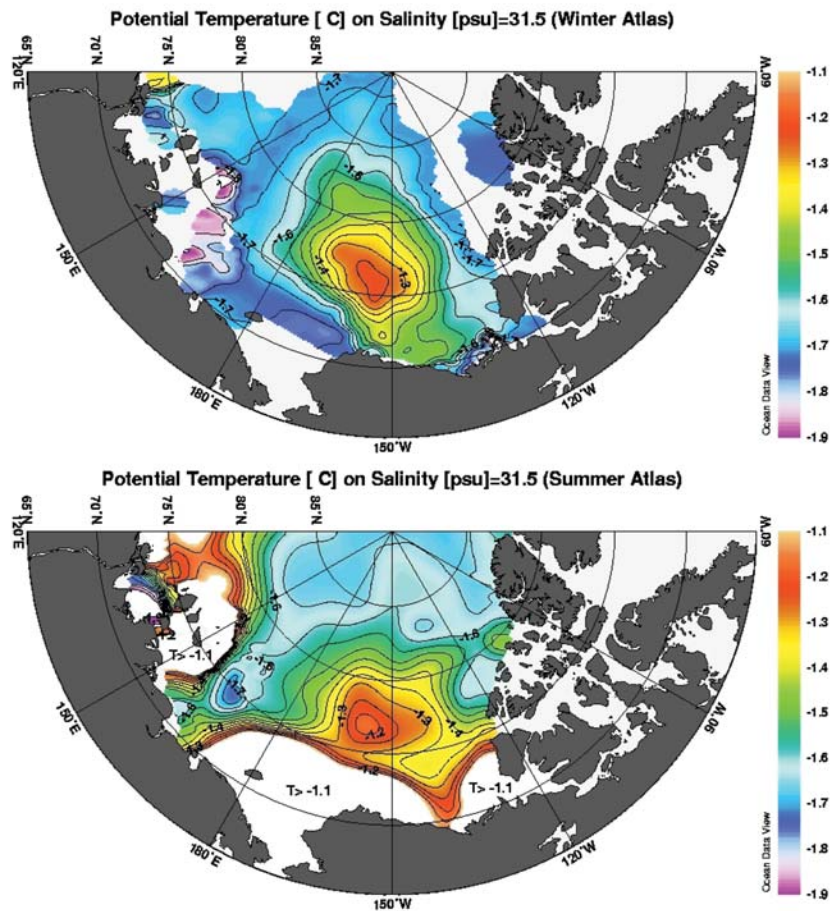


図11 Arctic Ocean Atlas より作成したECSWを代表する塩分31.5面でのポテンシャル水温の空間分布。上：冬季 (12月～5月), 下：夏季 (6月～11月)

Fig.11 Spatial distribution of potential temperature on S=31.5 that represents ECSW from the winter climatology of EWG (upper) and the summer climatology of EWG (lower).

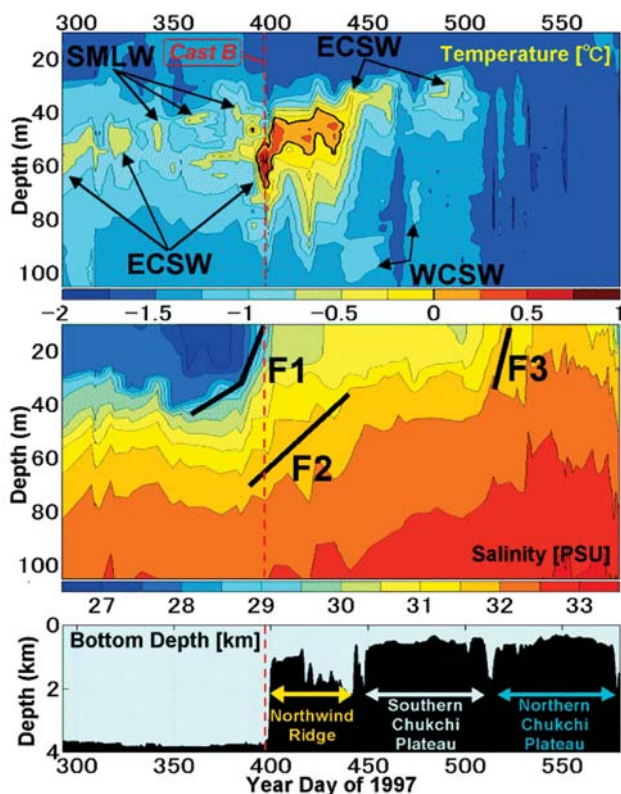


図12 SHEBA漂流ステーションで行われたCTD観測に基づくカナダ海盆西部とノースウインド海嶺水域の水温(上)と塩分(中)の鉛直断面(1997年10月–1998年8月)。日付は、1997年からのジュリアン日。塩分に示したF1, F2, F3は、主要な塩分フロント。下図は、海底地形。なお、漂流軌跡は図6にあり、CTD観測点は軌跡上に●で示されている。本図は時系列で示してあるため、地理的には図の左が東で、右が西に当たる。

Fig.12 Vertical section of temperature (upper), salinity (middle) and bottom topography (lower) along SHEBA drift track in the western Canada Basin and the Northwind Ridge (October 1997–August 1998). Major salinity fronts (F1–F3) are found in this area. The drift track and CTD stations are shown in Fig.6.

てECSWが出現し、冬を通じて高温な水がノースウインド海嶺に存在する。そして、7月の終わり頃になると、水温は1℃ほど低下しているが、塩分ではECWSである水塊が見られる。なお、300日前後(1997年10月から11月)に、高水温が見られるが、塩分31以下であり表層水であると考えられる。図14はSHEBA/1998(漂流ステーション撤収のための航海)の際に行われたXCTD観測による、アラスカ沿岸からノースウインド海嶺にかけての水温と塩分の鉛直断面(1998年9月下旬)である。ECSW(塩分31–32)は、バロー沖に水温1℃程度のものと、ノースウインド海嶺上に図13に対応した水温がかなり低下(-0.2から-0.4℃程度)したものと認められる。図15は、アラスカ湾(水深1m)、バロー海底谷(水深78m)とノースウインド海嶺(水深49m)における係留観測に基づく水温の時系列(1996年9月–1998年9月)である。アラスカ湾の係留データは、ベーリング海での適当な観測データが存在しないため、夏季ベーリング水の水温代理データとしてアラスカ湾の水温

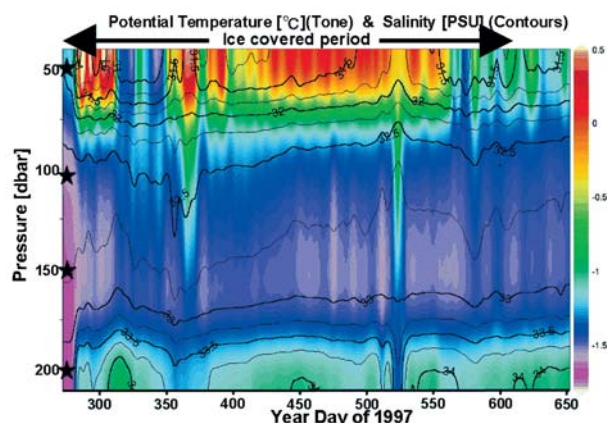


図13 ノースウインド海嶺東斜面での係留観測(図6の、□NWR97)に基づく水温(カラーコンター)と塩分(等値線)の時系列(1997年10月–1998年10月)。日付は、1997年からのジュリアン日。圧力軸に示した★は、水温塩分計の深度。

Fig.13 Time series of potential temperature and salinity at the mooring NWR97 site (□NWR97 in Fig.6) from 16 October, 1997 to 6 October, 1998. Four sensor depths are shown in ★.

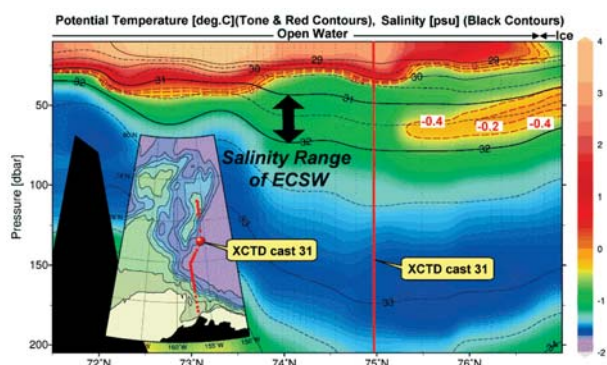


図14 アラスカ沿岸からノースウインド海嶺にかけての水温(カラーコンター)と塩分(等値線)の鉛直断面(1998年9月下旬)。SHEBA/1998の際のルイ・サン・ローラン号でのXCTD観測。

Fig.14 Vertical sections of potential temperature (color contour) and salinity (isopleth) from the shelf slope north off the Barrow Canyon to the Northwind Ridge from XCTD casts in 26–28 September by CCGS Louis S. St-Laurent.

を用いた。1997年で見ると、アラスカ湾では5月から昇温が始まり水温極大は8月に生じており、ベーリング海でもほぼ同時期に起こったと考えられる。バロー沖では、8月にECSWの先駆けと見られるパルス的な昇温が認められるが、本体としては晩秋の10月に水温極大が観測された。一方、ノースウインド海嶺では、翌年(1998年)に1月になってECSWの水温極大が観測された。なお、前述の様に(図13)ノースウインド海嶺で、10–11月にも水温極大が存在するが、塩分が31以下であり局地的な表層水の日射による昇温と考えられる。系統的観測データは1年間ではあるが、これら図12–15からECSWの移流について以下の様に考えられる。8月頃にベーリング海において水温極大を示すベーリング夏季水の東の分枝であるECSW本体は、10月頃にバロー沖に到達する。その後、次

節で述べる原因によりバロー沖から外洋へ運ばれたECSWは北西流し、1月頃にノースウインド海嶺にまで達する。従って、ECSWのベーリング海から北極海への流入は、晩夏もしくは初秋にイベント的に起こる現象である。そのため10月で

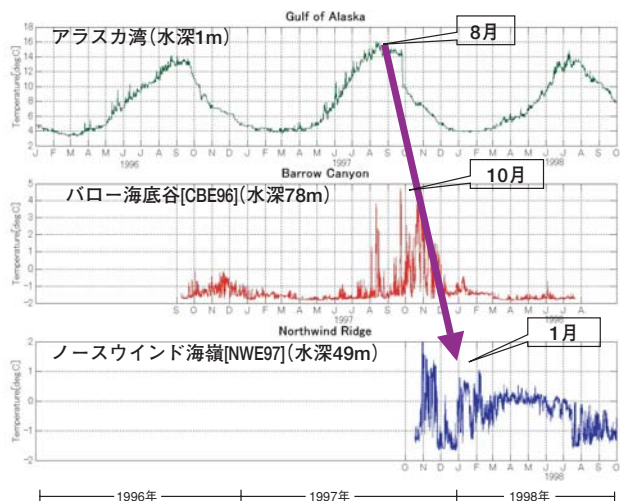


図15 アラスカ湾(水深1m)、バロー海底谷(水深78m)とノースウインド海嶺(水深49m)での水温の時系列(1996年9月–1998年9月)。アラスカ湾の係留データは、NDBCブイ46001(56°30'N, 148°17'W)による。ベーリング海での適当な観測データが存在しないため、夏季ベーリング水の水温代理データとしてアラスカ湾の水温を用いた。

Fig.15 Time series of temperatures (September 1996–September 1998) at the depth of 1m in Gulf of Alaska (NDBC BUOY 46001, 56°30'N, 148°17'W), at the depth of 78m in Barrow Canyon and at the depth of 104m in the Northwind Ridge.

見ると、バロー沖にはその夏のECSWが存在し、ノースウインド海嶺には前年の流入水で水温がかなり低下したものが存在する。図9及び図11に示した長期間の合成図では、両者の分離は困難であるが、図16に示した2002年の観測結果には現れている。従って、図14においてノースウインド海嶺上に認められた0℃をやや下回るECSWは、前年(1997年)に図15のバロー海底谷に存在したものであると考えられる。

図17は、2002年の観測結果から計算した、500db面基準の50db面上の力学的高低図である。これより、カナダ海盆内では、陸棚斜面に沿って時計回りの表層循環場が存在しているのが分かる。従って、バロー沿岸から海盆内へ運ばれたECSWは、この循環に乗ってノースウインド海嶺に達することになる。図18は、IOEB-1/97により観測された1997年10月–12月のカナダ海盆南部の水温・塩分の東西断面である。海盆西部、西経146–149度に1997年に流入したECSWが認められる。一方、海盆東部に水温がかなり低下しているが周囲よりは水温が高く塩分はECSWである水塊が認められる。これは数年前の秋に流入し、前述の時計回りの循環に従いカナダ海盆東部へ到達した古いECSWであると思われる。

3.4. 渦によるバロー東方沖でのECSWの離岸

図4にあるように、アラスカ沿岸を北上しバロー沖でボーフォート海へ入り込んだ高温・低塩であるため低密度(軽い水)であるECSWは、海洋力学の法則として沿岸境界流として岸に沿って東向きに流れるはずである。しかし、垂表層水温分布図から、沿岸境界流によるECSWの東向き輸送は卓越していないことが想像される。何らかの形で、ECSWが沿岸域を離れ、力学高低図に現れる等値線(流線)を横切る水塊輸送が起こっていないと仮定しなければならない。その様子を

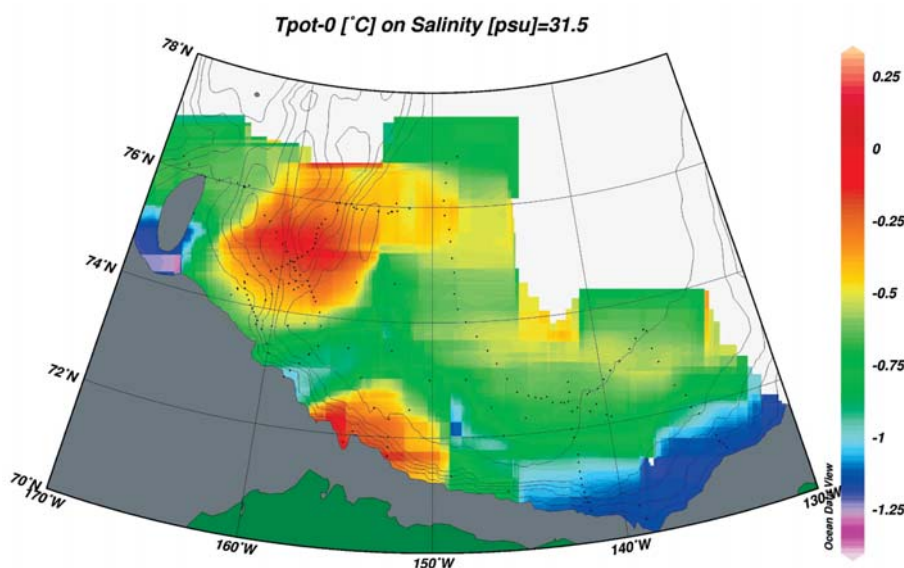


図16 2002年8–10月のECSWを代表する塩分31.5面でのポテンシャル水温の空間分布(みらいMR02-K05及びルイ・サン・ローラン号の観測結果より)。

Fig.16 Spatial distribution of potential temperature on S=31.5 that represents ECSW (August–October, 2002), composed of the shipborne observations by R/V Mirai (MR02-K05) and CCGS Louis S. St-Laurent.

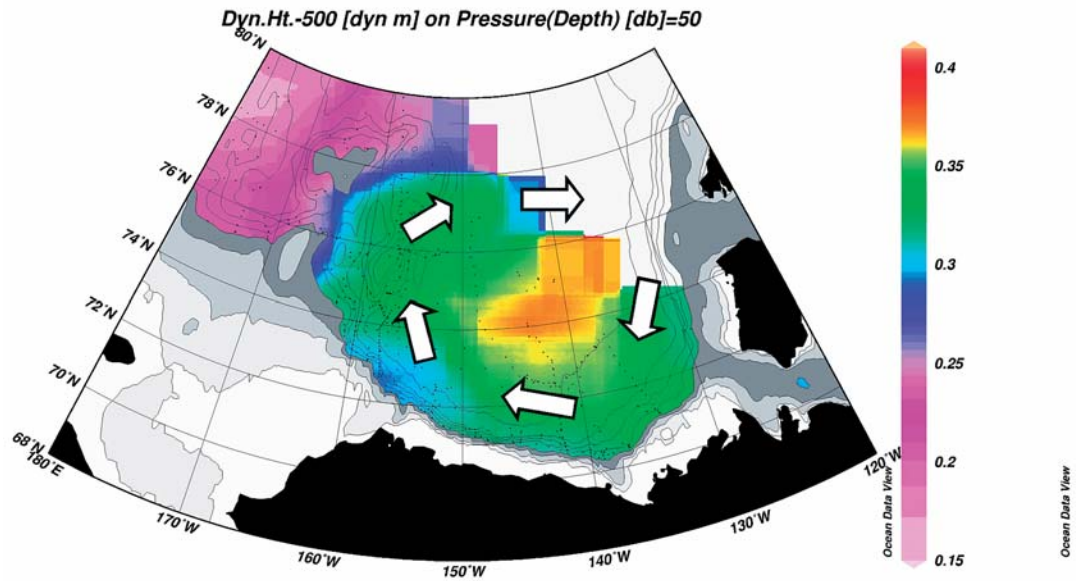


図17 500db面基準の50db面上での力学的高低図。2002年8－10月に行われた「みらい」MR02-K05及びルイ・サン・ローラン号の観測結果より。

Fig.17 Spatial distribution of dynamic height (dynamic m) of the 50db surface relative to the 500db surface (August–October, 2002), composed of the shipborne observations by R/V Mirai (MR02-K05) and CCGS Louis S. St-Laurent.

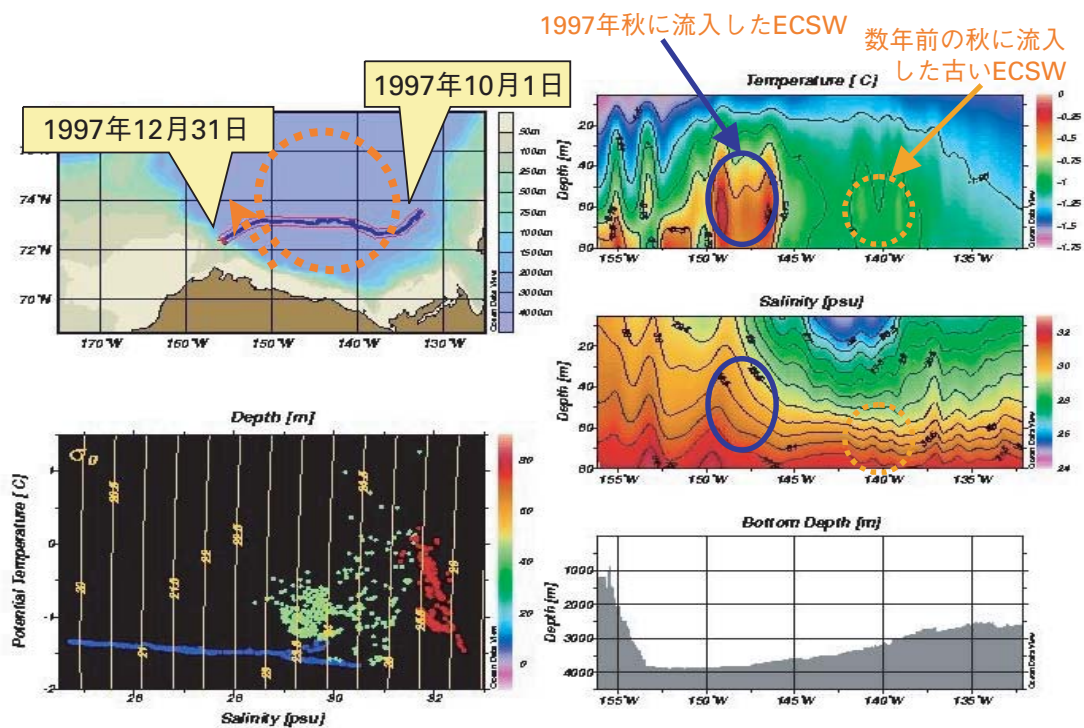


図18 IOEB-1/97により観測された1997年10月～12月のカナダ海盆南部の水温・塩分の東西断面。

Fig.18 East-west sections of temperature and salinity in the southern Canada Basin during October–December, 1997 by an IOEB drifting buoy.

捉えたものが、カナダ海水観測衛星RADARSATによる合成開口レーダー画像(図19)である。2000年10月1日と10月8日の2枚の画像には、バロー北～北東沖の氷縁付近にダイポール渦とモノポール渦の2種の渦が見られる。これらの渦の周囲では氷縁が内湾の様に氷野に入り込んでいることより、暖水渦である事が分かる。この海域で、この季節に暖水渦を発生させ得るものはECSW以外には想定できない。従って、ECSWがバローの岬を回りボーフォート海に入った際に与えられる擾乱により、渦の形成・発展過程そして切

離の過程¹¹⁾によりECSWが沖合いへ運ばれると考えられる。

図20は、2001年9月19日のカナダ海水観測衛星RADARSAT画像である。バロー北東沖にモノポール渦が認められる。この渦を縦断する直線(赤)上での水温と塩分構造を図21に示した。陸棚から海盆内へ、ECSWが水深20～100mの層厚で広がっているが、沿岸域に比べて海盆内でECSWが厚い事が分かる。従って、沿岸を流れるECSWは、渦により沖へその多くの部分が運ばれ、沿岸に取り残される部分は少ない事が推察される。

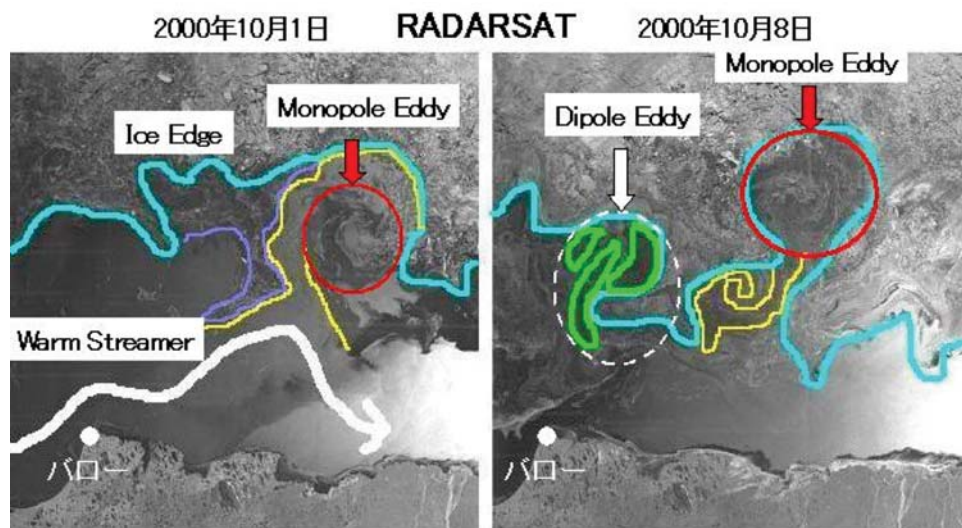


図19 カナダ海水観測衛星RADARSATによる合成開口レーダー画像。

Fig.19 SAR images off Barrow, Alaska by RADARSAT show the evolution of ice-edge eddies.

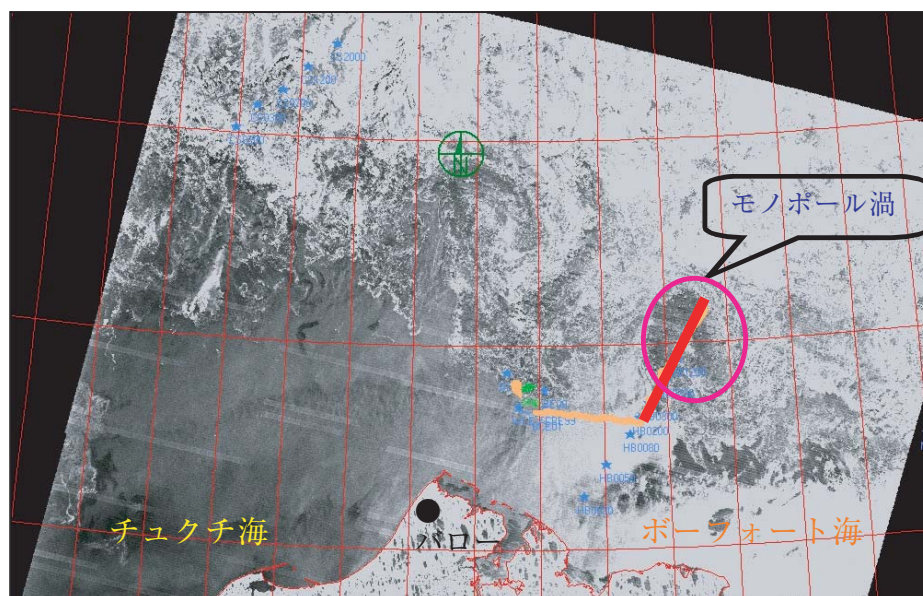


図20 2001年9月19日のカナダ海水観測衛星RADARSATによる合成開口レーダー画像。バロー北東沖のモノポール渦を縦断する直線(赤)は、カナダ沿岸警備隊ローリエ号の観測線であり、そのCTD観測結果を図21に示す。

Fig.20 SAR image off Barrow, Alaska on 19 September 2001 by RADARSAT. A red line across a monopole eddy northeast off Barrow is an observation line occupied by CCGS Sir Wilfrid Laurier.

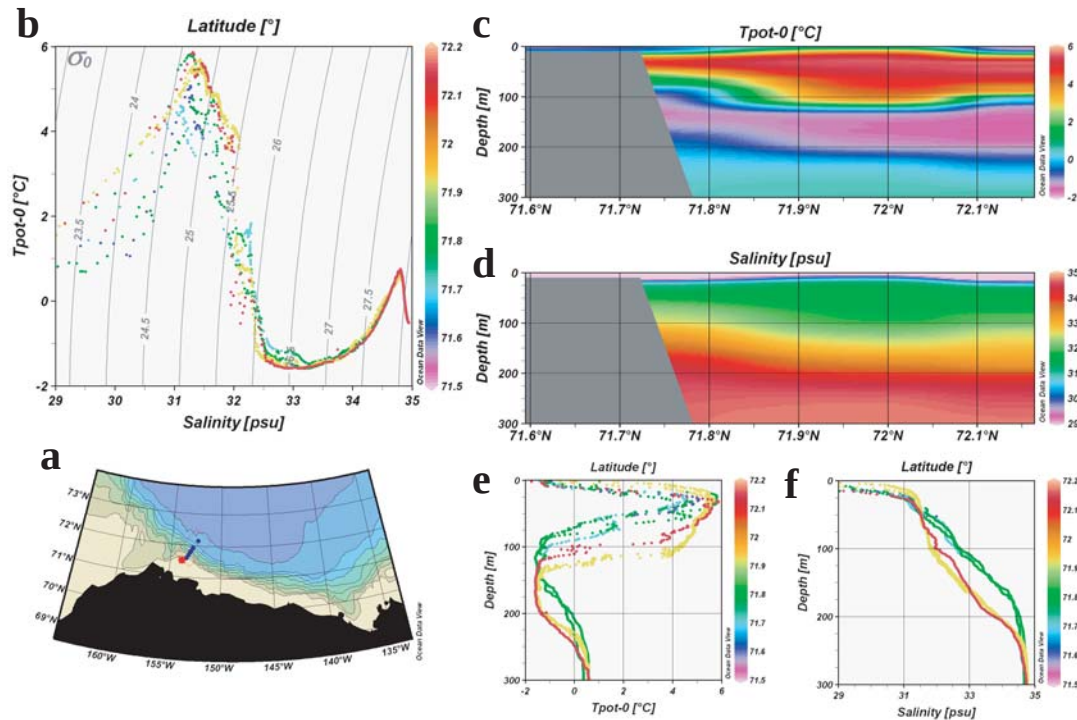


図21 バロー海底谷の直ぐ東における陸棚斜面を横切る水温・塩分断面。2001年9月30日カナダ沿岸警備隊ローリエ号の観測。

a:観測点(図21のモノポール渦を縦断する直線(赤)に対応) b:T-S図, c:水温断面, d:塩分断面, e水温の鉛直分布, f:塩分の鉛直分布。b, e, fで、点線の色は観測点の緯度により分けている。暖色(赤と黄色)は、水深2,000~3,000mの海盆内の観測点であり、寒色(緑から青)は、陸棚と陸棚斜面の観測点である。

Fig.21 Vertical sections of potential temperature and salinity across the shelf slope east of Barrow Canyon on 30 September, 2001 by CCGS Sir Wilfrid Laurier.

a: CTD stations corresponding to the red line in Fig.20, b: T-S diagram, c: temperature section, d: salinity section, e: temperature profiles, f: salinity profiles. A difference in color of dotted line in Figs. b, e and f corresponds to a difference in latitude of CTD stations. The stations in red and yellow are located in the basin of 2,000-3,000m deep, and those in pale color are on the shelf and shelfbreak.

3.5. ECSWは何故ボーフォート海東部で認められないのか

前節では、ECSWはバロー海底谷の東で、その大部分が渦により海盆内部へ運ばれると述べたが、量的には少ないにしても沿岸に残されたECSWはそのまま東へ流れて行き、マッケンジー川河口域にまで到達しても不思議はない。しかし、気候値(図9と図11)及び2002年の観測結果でも(図16)、その存在は認められていない。図22は、ボーフォート海陸棚斜面上でのECSWの鉛直構造を示した図である。1999年と2000年の水温分布図より西経150度付近に高水温領域は存在し、それより東側では観測されていない。更に、JCAD-2の2000年9月—2001年5月の水温分布図、塩分分布図からも2001年の1月にノースウインド海嶺付近にだけ高水温域が存在していることが分かる。では、何故東部ボーフォート海(マッケンジー川河口域)にECSWが存在しないのであろうか? 1つの原因に卓越季節風の変化が挙げられる。図23aは、1997年から1998年のバロー海底谷入口付近での係留観測による海流の東西成分を示している。11月末

から2月の冬季間に西向きの流れが存在するが、それ以外の1年の大部分は東向きの流れである。図23bに示した、東西風の目安としてのバローとノームの気圧差からは、1年を通じてこの海域はボーフォート高気圧の勢力下にあり東風が卓越風である事が分かる。しかし、春～秋には概して風が弱いので、バロー付近の陸棚域では、海流とは逆風である東風の影響を受けることなく海水は東流できる。しかし、ECSWがバロー沖に到着するのは10-11月であり、その直後に東風の強化が起こる。そのため、渦により海盆へ放出されずに沿岸を東へ向かったECSWも、強い逆風のため押し戻される形で、流向を西へと変えろと考えられる。その例が図15に示したバロー海底谷における係留結果に現れていると考えられる。真冬であり外的な熱源の無い1998年1月にわずかではあるが水温の極大が認められる。これは、塩分値(ここでは示していないが)からしても、ECSWの逆流(西流)と思われる。

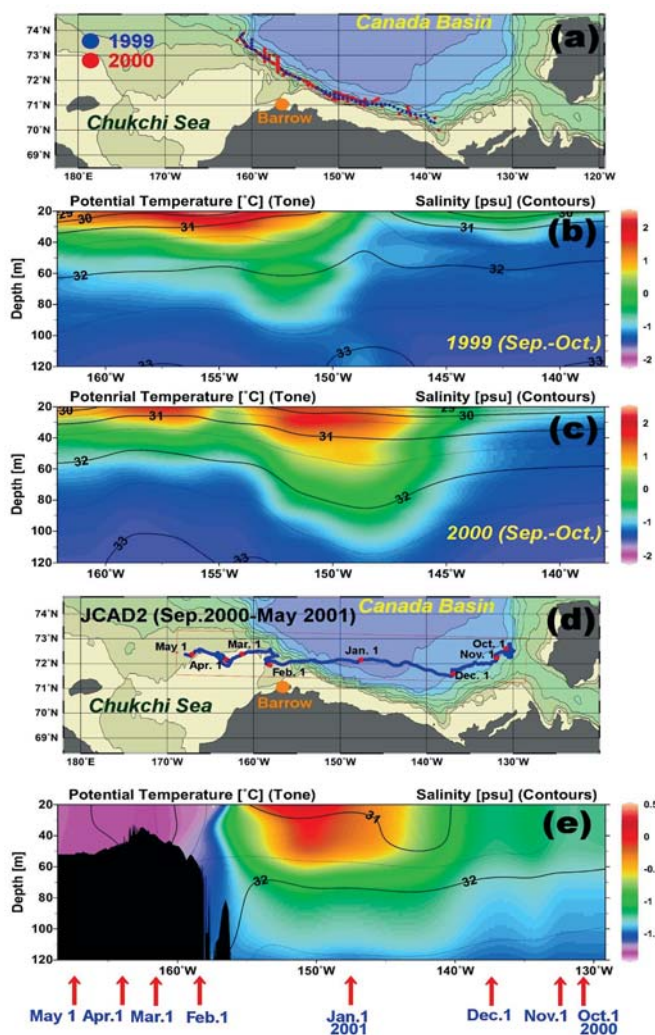
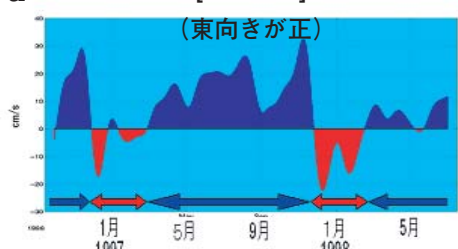


図22 (a)「みらい」とカナダの沿岸警備隊の砕氷船「ローリエ号」による1999年と2000年のCTDとXCTD観測点図
(b) 1999年の晩夏のポテンシャル水温・塩分の鉛直分布
(c) 2000年の晩夏のポテンシャル水温・塩分の鉛直分布
(d) JCAD-2の軌跡(2000年9月ー2001年5月)
(e) JCAD-2によるポテンシャル水温・塩分の鉛直分布

Fig.22 (a): CTD and XCTD stations occupied by R/V Mirai and CCGS Sir Wilfrid Laurier in 1999 and 2000.
(b): Vertical section of potential temperature and salinity in late summer of 1999.
(c): Vertical section of potential temperature and salinity in late summer of 2000.
(d): Drift track of drifting buoy JCAD-2.
(e): Vertical section of potential temperature and salinity observed by JCAD-2.

a バロー海底谷[水深78m]での東西流速



b ノームとバローでの気圧差(東西風の目安)

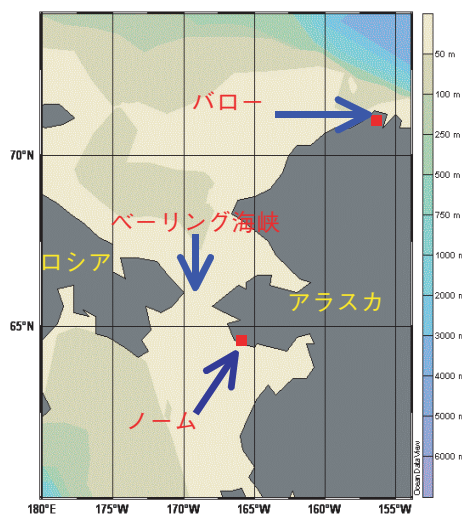
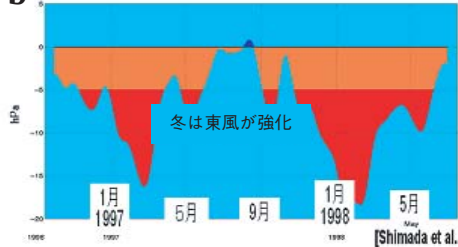


図23 a: バロー海底谷の入り口付近、陸棚斜面での係留観測 (CBE96) より得られた海流の東西成分 (1997年9月ー1998年7月) b: ノームとバローの気圧差。値が負であれば東風を示す。

Fig.23 a: Eastward component of current at the depth of 78m near the mouth of Barrow Canyon (September 1997 - July 1998). b: Difference in sea level atmospheric pressure (SLP) between Nome and Barrow: $SLP(Nome) - SLP(Barrow)$. The negative value corresponds to the easterly wind.

4. ECSWが海水に与える影響とその経年変動

4.1. ECSWの熱による海水融解

既に図2bに示した様に、1998年の西部北極海における夏季氷縁は異常に後退した。図24に示した1998年7-9月にかけての、この海域における氷状の時間変動によると(NCEP:米国環境予報センターによるSSM/I画像)、氷野の融解はまず南のチュクチ海で進行する。同時に、東部ボーフォート海マッケンジー川河口域においても、水温の高い淡水流入により海水融解が進む。その結果、バロー沖が取り残される形の氷縁分布となる。しかし、7月20日と8月5日の海水分布を見ると、バロー沖からノースウインド海嶺にかけての氷野内部に密接度の小さい領域が見られる。それが8月20日になると更に発達し9月5日には消滅している。即ち、ノースウインド海嶺付近では、大規模な海水融解が極めて短時間に起こり、その結果氷縁は一気に北上した。一般的に、北半球における氷野の融解は、7月20日のボーフォート海東部に見られるように、氷縁付近に密接度が小さい領域があり、それが季節の進行とともに徐々に北上する。一方、ノースウインド海嶺付近での8月~9月上旬にかけて見られ

た様な、氷野内部に密接度が小さい領域が形成され、それが面的に短時間で消滅するのは顕熱ポリニヤ⁶に見られるような、海水下面からの海洋熱による融解を示している。第3章で述べた様に、ECSWによりノースウインド海嶺に運ばれた熱が冬季の海水成長を抑制し、夏季には図24に現れた融解過程を引き起こしていると考えられる。ECSWがどの程度の海水を融かす事が出来るかについて見積もったのが図25である。1998年1月にノースウインド海嶺に到着したECSWは(図15)、2月1日の水温鉛直分布には水深約60mを中心にして最大水温+1.0℃を示して認められる。その9ヵ月後の1998年9月26日の観測では、水温は約-1.0℃まで低下していた。この間、単純に1次元を仮定して40mから100mまでの層で失われた熱を見積もると140MJ/m²となる。この熱量は、約50cmの海水を融かす事ができる。後に第6章で論議するが、この熱で海水融解が起こると考えるよりは、海水の成長を阻害すると考えられる。多年氷は、夏季の上面での融解と冬季の下面での成長でほぼ平衡の厚さを保つ。衛星観測では、この様な氷厚減少を捕らえる事は出来ないが、夏になり水温が上昇し海水の運動が活発になりク

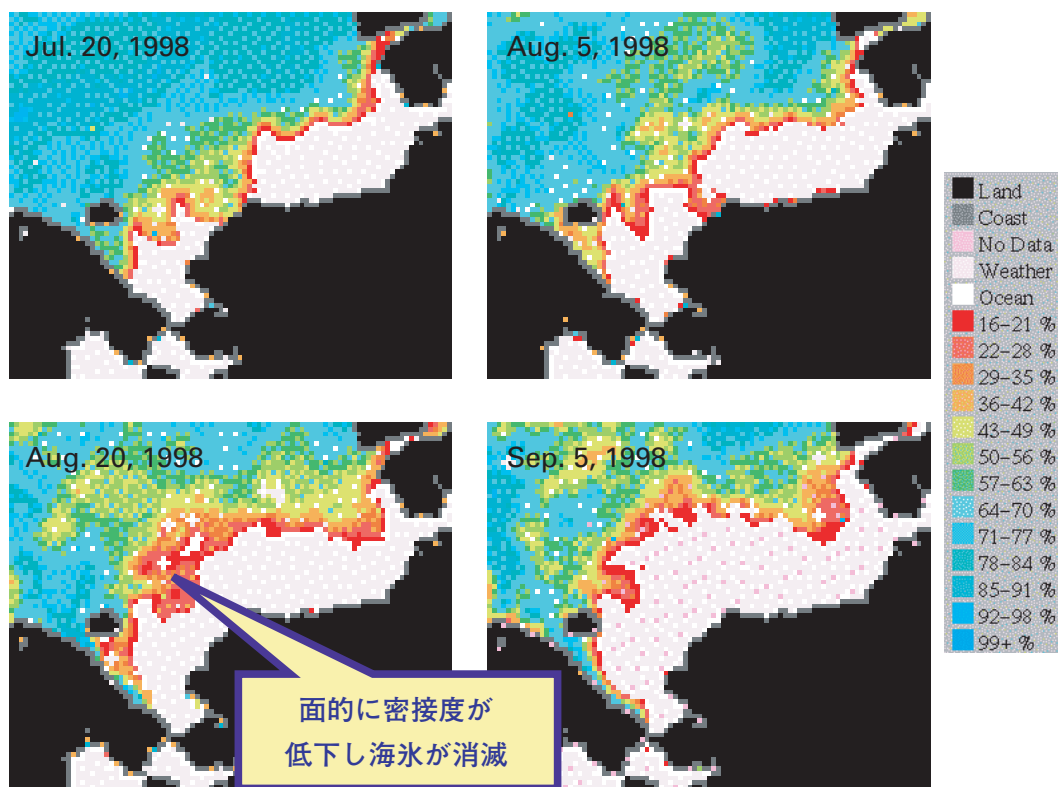


図24 1998年7-9月のカナダ海盆南部における氷縁の後退。NCEP(米国環境予報センター)によるSSM/I画像。

Fig.24 Ice edge retreat for July to September, 1998. SSM/I image by NCEP.

*6 顕熱ポリニヤ: 付近の気温から考えると当然厚い海水が存在するはずなのに、周囲を氷または海岸で囲まれた開水面がポリニヤであり、その成因により潜熱ポリニヤと顕熱ポリニヤに分けられる。顕熱ポリニヤは、深層にまで達する鉛直対流や地形性または風による表層水の発散の補償流としての湧昇流に伴い海の表面に運ばれた熱が、海水の成長を妨げる、または仮に海水があってもそれを融かしてしまうことにより開水面が維持される。ポリニヤの表層水と大気の間で温度差があることにより熱が流れる、即ち顕熱輸送が生じることより、顕熱ポリニヤと呼ばれる。

ラックやリードが発達してくると、真っ先に氷厚の小さい領域で氷盤の分裂が起こる。氷盤はバラバラに成れば成るほどアイス・アルベドフィードバック効果により、大気と海洋からの加熱が効果的に作用するので融解が加速される。

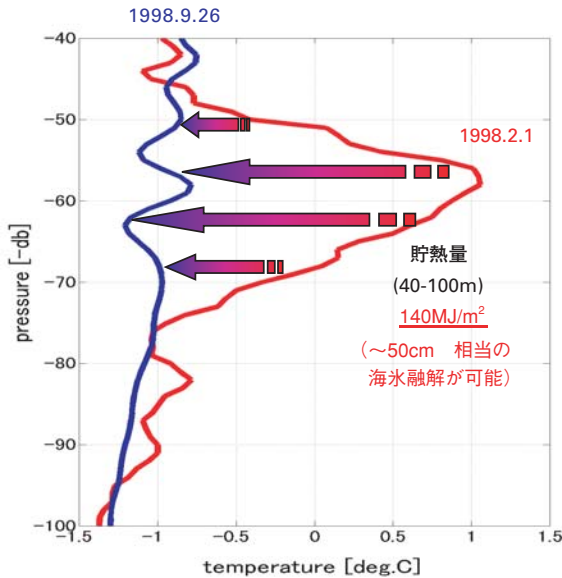


図25 ノースウインド海嶺域での1998年冬季(2月1日)と1998年夏季(9月26日)の水温鉛直分布。2月1日は、SHEBA漂流ステーションからのCTD観測。9月26日は、ルイ・サン・ローラン号からのXCTD観測。

Fig.25 Profiles of potential temperature in winter (1 February, 1998) and summer (26 September, 1998) over the Northwind Ridge.

従って、ノースウインド海嶺域の海水は、ECSWの熱により冬季に下面での融解が起こり得る、少なくとも成長が抑えられるので周囲より薄くなっている。それが、夏季になって氷野の分裂が起こり始めると、この薄水域での融解が周囲の厚い領域に比べて早く進むため、氷縁から内湾が入り込む形でノースウインド海嶺域に開水面が形成される。

4.2. ECSWの経年変動

図26に示した1996年と1997年の9月30日の海水分布(平均的には氷縁が最も後退する時期)からは、1997年のボーフォート海での異常な氷縁後退が見て取れる。ECSWがノースウインド海嶺に到着するのは、それがバロー沖に流入した翌年になるため、図27には図26の氷縁の違いに対応して1997年と1998年に行われた観測結果から作成したT-S図を示した。ボーフォート海で海水が多い年(氷縁が平年に近い)1996年にバロー沖に流入し、翌1997年にノースウインド海嶺に達したECSWは、夏季の観測ではあるがその水温は最高でも-1℃程度である。一方、海水が少なかった1997年に流入し1998年にノースウインド海嶺に達したECSWの水温は+0.1~+0.2℃と前年に比べて1℃程高くなっている。同様に、1992年(海水の多い年)と1993年(少ない年)についても、それぞれの翌年のノースウインド海嶺でのECSWの水温は、1996/1997と同じ特徴を持っている(図28, 図29)。

海水分布とそれに対応する海洋観測データがある例は、ここに示した2例だけであるが、この様な変動をもたらした原因は大気場の変動ではないかと考えられる。図30は、

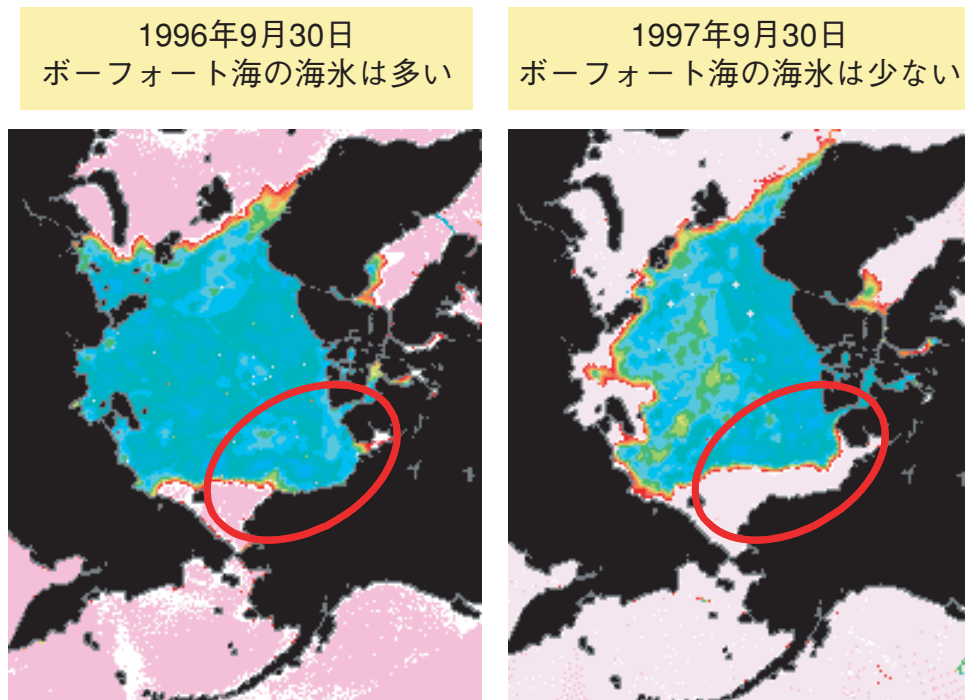


図26 1996年9月30日と1997年9月30日の氷縁分布 (SSM/I) 画像。

Fig.26 Sea ice concentrations on 30 September, 1996 and on 30 September, 1997.

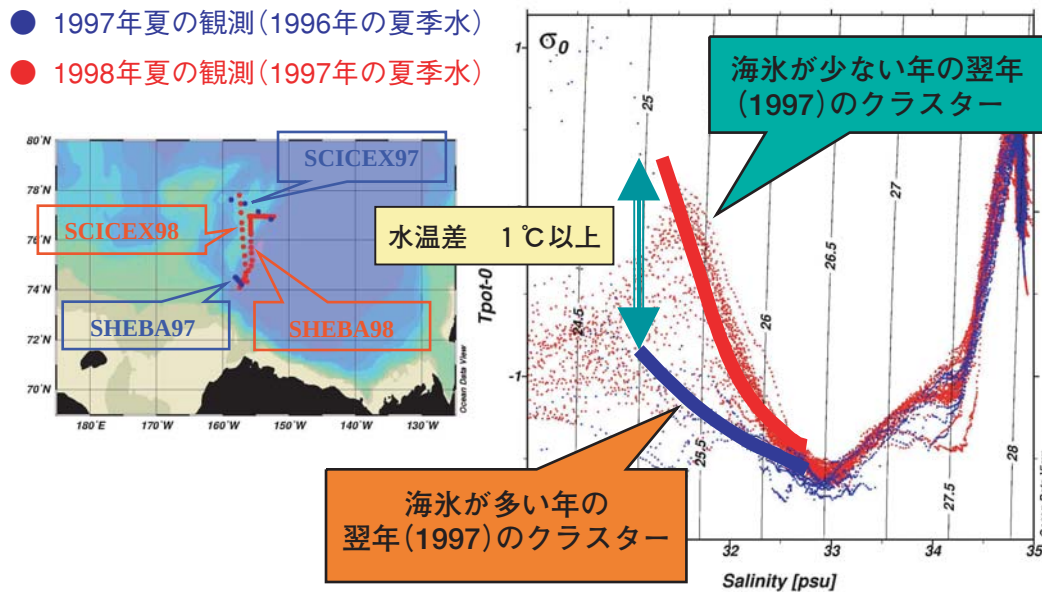


図27 ノースウインド海嶺域での1997年と1998年のT-S図。

Fig.27 T-S diagrams in 1997 and 1998 over the Northwind Ridge.

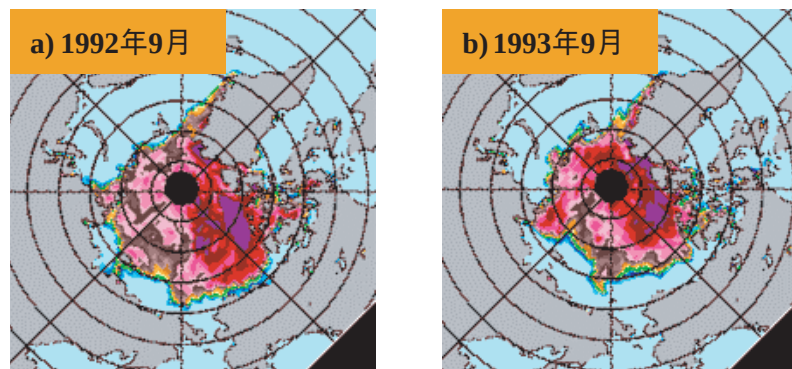


図28 1992年9月と1993年9月の氷縁分布 (SSM/I画像)。

Fig.28 Sea ice concentrations in September, 1992 and in September, 1993.

ノースウインド海嶺に冷たいECSWが観測された1993年と1997年の1月, 暖かいECSWが観測された1994年と1998年の1月の海面気圧, 海面気温と海水の動きを示したものである。両者の大きな違いは, 1994年と1998年はポーフォート高気圧が発達し, 強い時計回りの風の場が形成されたため, 海水の動きにも強い時計回りの運動が見られる。一方, 1993年と1997年は, ポーフォート高気圧が弱く, 海水の動きも小さい。冬季の北極海の海面は海水で覆われているため, 風の応力が海水に直接作用することはなく, 風によって引き起こされた海水の運動が海水に応力を与える。従って, 海水の運動により, 海洋表層の循環を推定できる。このような視点で図30を見ると, 暖かいECSWがノースウインド海嶺で観測された年には, カナダ海盆には強い時計回りの循環が形成されたため, バロー沖で海盆に運ばれたECSWは効率良くノースウインド海嶺へ移流されたのではないかと考え

られる。逆に, ポーフォート高気圧の弱い1993年と1997年は, その移流が弱かったであろうと推察される。

ポーフォート高気圧の強弱は, 北極海上空の極渦の強弱によるものであり, 北極域の大気場の変動を示す指標である北極振動 (Arctic Oscillation; AO) 指数と相関がある。「冬のAO指数が負=極渦が弱い=ポーフォート高気圧が強い=カナダ海盆での時計回りの循環が強い」との関係が成立するので¹²⁾, AO指数が負の年はECSWが風成循環に乗り効率的にノースウインド海嶺へ運ばれると言えるのではないか。ノースウインド海嶺でのECSW水温の高低は, 個々の年に北極海へ流入したECSWの水温や流量にも依存しているので, それらの観測データ無しで, AO指数やポーフォート高気圧の強弱だけでは論議できない。しかし, AO指数やポーフォート高気圧の変動が, ECSWの海盆内での移流に関わっているのは確かであろう。

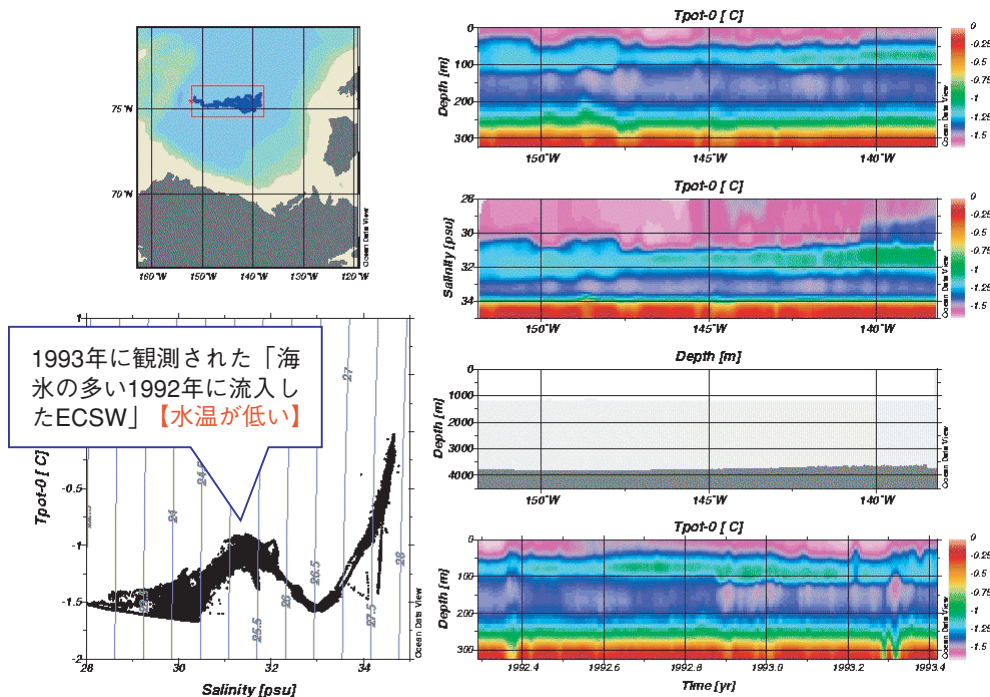


図29a 1992年4月から1993年5月のPOPブイの観測結果。ノースウインド海嶺域での観測は、1993年冬季にあたりT-S図から、海水の多い1992年に流入したECSWの水温が低いことが分かる。
Fig.29a Oceanic structure during April 1992 - May 1993 in the Canada Basin observed by a POP buoy.

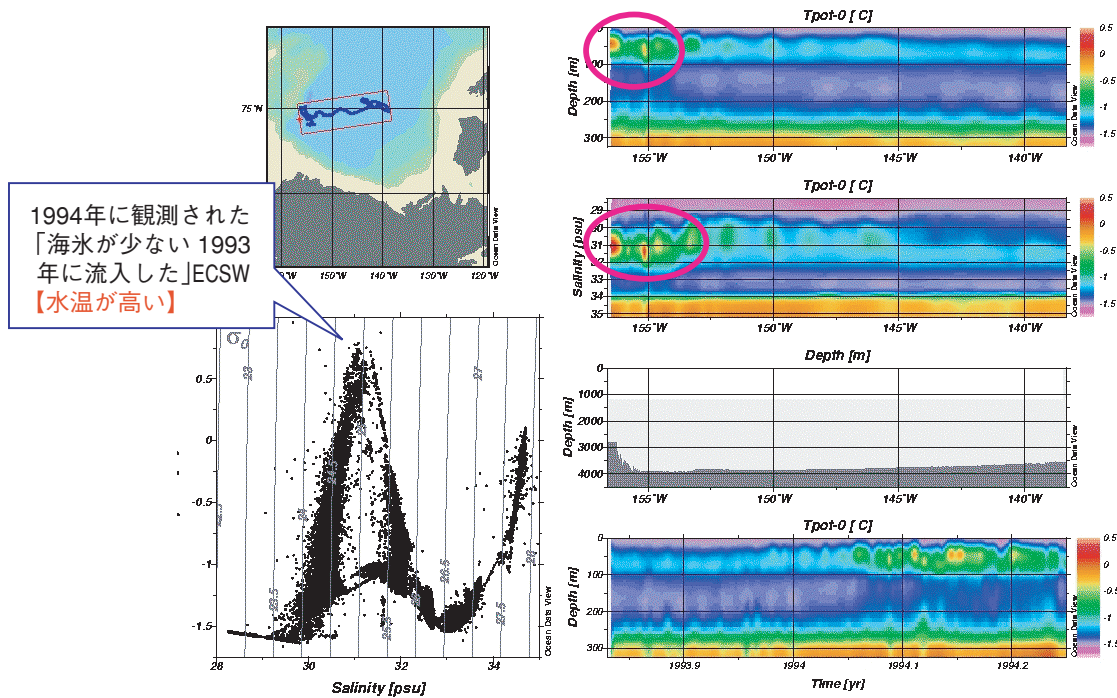


図29b 1993年11月から1994年3月のPOPブイの観測結果。ノースウインド海嶺域での観測は、1994年冬季にあたりT-S図から、海水の少ない1993年に流入したECSWの水温が高いことが分かる。
Fig.29b Oceanic structure during November 1993 - March 1994 in the Canada Basin observed by a POP buoy.

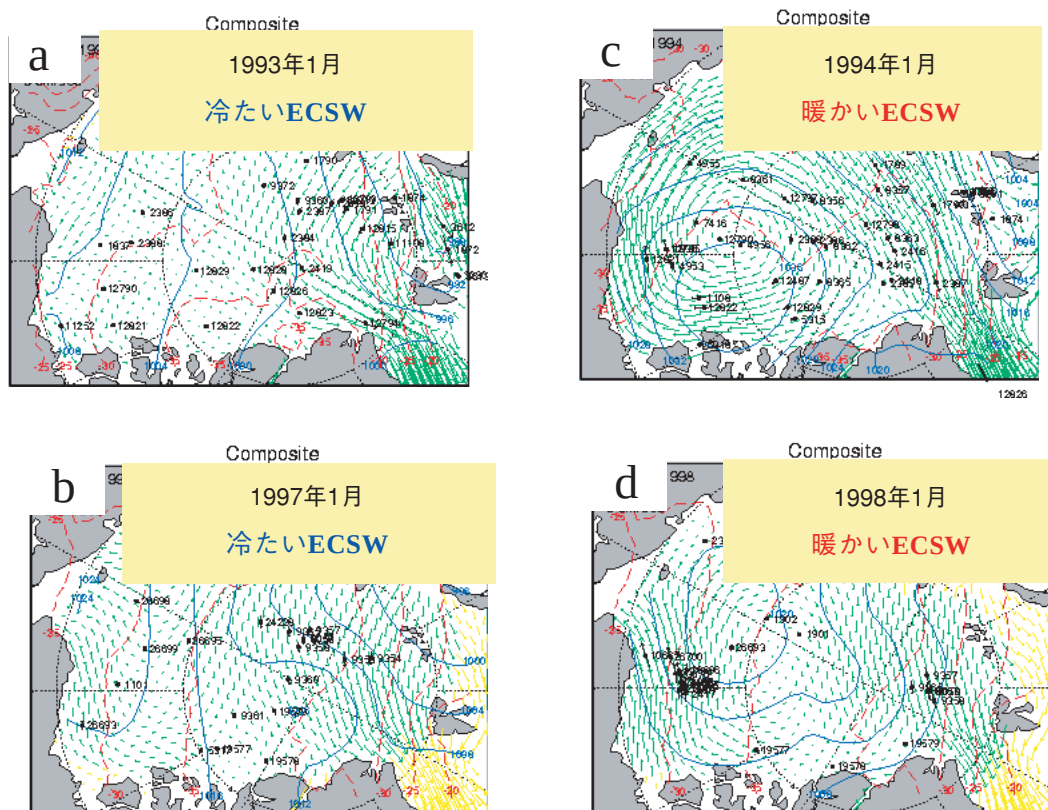


図30 観測された1月の海面気圧、海面気温及び海水の運動。ノースウインド海嶺域で水温が低いECSWが観測された1993年1月(a)、1997年の1月(b)と水温が高いECSWが観測された1994年1月(c)、1998年1月(d)。IABP (国際北極ブイ計画)のホームページより。

Fig.30 Sea level atmospheric pressure (SLP), surface air temperature and sea ice motion, (a): January 1993, (b): January 1997, (c): January 1994, (d): January 1998. From IABP homepage.

5. マッケンジー川水の広がりとその役割

図31は、SeaWiFSによるマッケンジー川河口付近のクロロフィル分布である。栄養塩を豊富に含んだ淡水が流入し、植物プランクトンの大増殖が起こっている様子が見て取れるが、この分布はマッケンジー川水の広がりを表していると言える。高クロロフィル域が河口から、沿岸に沿って東へ広がって行く一方で、沖へ出て西への広がりが顕著である。パロー沖のECSWと同様に軽い(水温が高くて塩分が小さい)マッケンジー川水が沖へ放出されて、時計回りの循環に乗ってカナダ海盆西部へ広がって行くと考えられる。それを裏づけるように、2002年の表層塩分分布では(図32)、河口域から海盆内部に低塩分水が広がっている。図8の西部北極海における海洋構造の模式図に示した様に、この表層水の下にECSWが広がり、両者の間には塩分躍層が形成されている。そのため、ECSWの熱が上方へ運ばれることなく海水が安定して存在できる。

図12の塩分断面によると、ノースウインド海嶺東斜面に強い表層塩分前線(F1)が存在する。この前線の東側、カナダ海盆には塩分29以下の非常に低塩な表層水が広がっている。この表層水は、塩分値からマッケンジー川から流入した河川水と海水の融解水の影響を強く受けている。この表層水について、McDonald *et al.*¹³⁾は海水中の $\delta^{18}\text{O}$ の分析から、

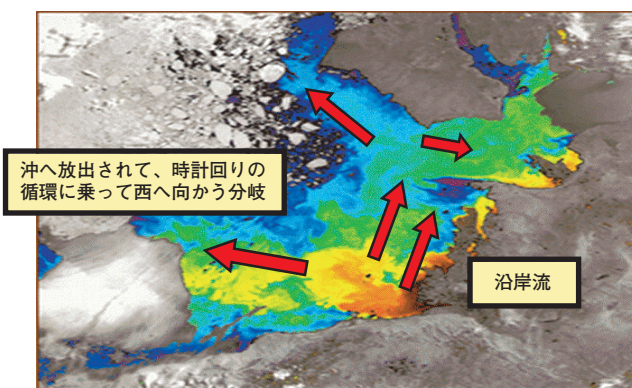


図31 SeaWiFSによるマッケンジー川河口付近のクロロフィル分布。1998年7月16日。

Fig.31 Chlorophyll distribution near the mouth of Mackenzie River on 16 July, 1998 (SeaWiFS image)

表層40mの水柱に約6mに相当する河川水が入っている事を示した。この割合は、融解水に比べて非常に大きい。彼らは、この河川水の起源をマッケンジー川と推定しているが、断定を避けている。理由は、ECSWに代表されるベーリング海から北極海へ流入する水塊は、ベーリング海へ流入する大河川であるユーコン川の淡水の影響を強く受けてい

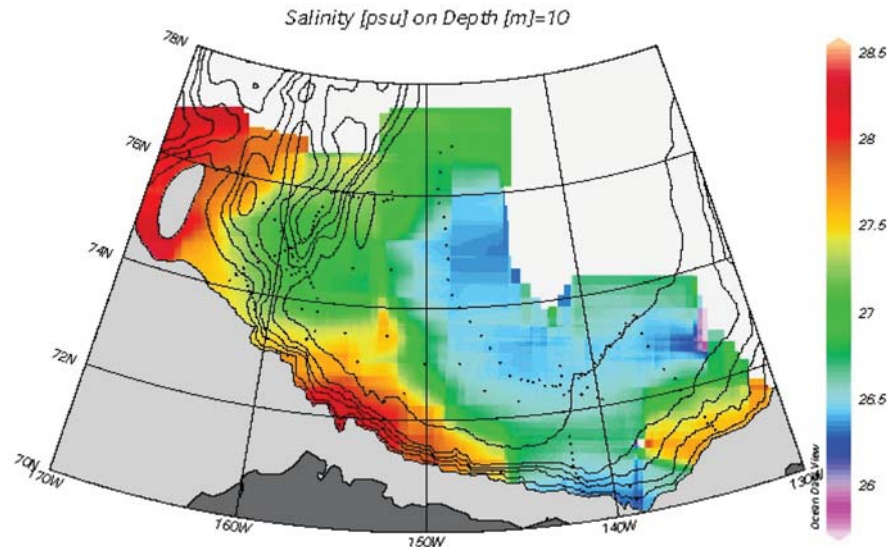


図32 表層(10m深)の塩分分布。2002年8-10月に行われた「みらい」MR02-K05及びルイ・サン・ローラン号の観測結果より。

Fig.32 Spatial distribution of salinity at the depth of 10m (August - October, 2002), composed of the shipborne observations by R/V Mirai (MR02-K05) and CCGS Louis S. St-Laurent.

る。そのため、科学的には両河川水を判別できない以上は、可能性としてユーコン川からの淡水を否定出来ないが、ECSWは深さ数10mの亜表層に広がるため、表層に認められる河川水成分はマッケンジー川起源と考えてよいであろう。Guay and Falkner¹⁴⁾は、マッケンジー川から供給されるバリウム(Ba)の分布から、マッケンジー川水はカナダ海盆の表層に広がっているがノースウインド海嶺上には見られない事を示し、図12の塩分フロントF1の存在を裏づけている。従って、マッケンジー川水はカナダ海盆への主要淡水供給源であり低塩な表層水形成に重要な役割を果たしている。この表層水は、温いECSWの上に広がり両者の境界に強い密度躍層が存在する。そのため、表層水はECSWの持つ熱を封じ込める蓋の役割を果たしている。

6. まとめ

(1) 海水変動と東部チュクチ夏季水(ECSW)

- ① ノースウインド海嶺域は気候値(夏季)として海水が薄い領域である。ここでの、夏季における海水融解の仕方は他の海域とは異なり、単純な氷縁の後退ではなく、バロー沖付近からノースウインド海嶺にかけて局所的に密接度が小さい領域が現れ、やがてそこが面的に消滅する。その結果、氷野に湾が入り込む様な開水面が形成される。この様な海水融解は、海洋から熱流の作用であると考えられる。この熱をもたらしめるのはベーリング夏季水のうちアラスカ沿岸を北上してくる分枝、東部チュクチ夏季水(ECSW)であり、この振る舞いが西部北極海の海水変動に大きな影響を与えられられる。
- ② 夏季にベーリング海峡を北上したECSWは、10月-11月頃にバロー沖に到達し、翌年1月頃にノースウインド海嶺域に達する。ECSWはバロー沖から直線的にノースウインド海嶺

に向かい移流されるのではない。ECSWは、一旦はバロー沖から岸に沿って沿岸境界流として東へ向かうが、渦の形成・発展過程そして切離の過程により、沖合いへ放出される。沖合いに出たECSWは、高気圧性風成循環(ポーフォート循環)によりノースウインド海嶺域に運ばれる(図33)。

- ③ ポーフォート海に流入したECSWが、一部、陸棚上に残ったとしても、間もなく風の場合が夏季の微風状態から冬季(11月下旬-2月)の強い東風に変わるため、流向が西向きとなり、ポーフォート海東部にまで到達することはない。従って、従来のベーリング夏季水の循環像(岸を右手に見て、沿岸に沿って反時計回りの循環)は存在しない。

(2) ECSWの経年変動

カナダ海盆へ流入するECSWの水温は、変動幅1℃以上にも達する大きな変動を示す。よって、その輸送する熱量も大きな変動をしているであろう。また、カナダ海盆上空の冬のポーフォート高気圧(BH)は北極振動(AO)に伴う変動を示す。BHが強いとポーフォート海沿岸域では東風が強いため、効率的にECSWが西方へ(ノースウインド海嶺域へ)輸送される。逆にBHが弱いとポーフォート海沿岸域では東風が弱いため、BHの強度(AOの正負)が、ECSWのノースウインド海嶺水域への輸送に大きな影響を与えているであろう。その結果、この水域での海水成長、そして引き続き夏季の氷野の後退の程度へと影響が及ぶであろう。

(3) マッケンジー川水の分布とその役割

カナダ海盆への主要な淡水供給源であり、融氷水と共に表層水を形成している。その静的安定度のために亜表層水(ECSW)の蓋となり上向きの熱フラックスを抑制している。その分布は、ノースウインド海嶺以西のカナダ海盆に留まる。

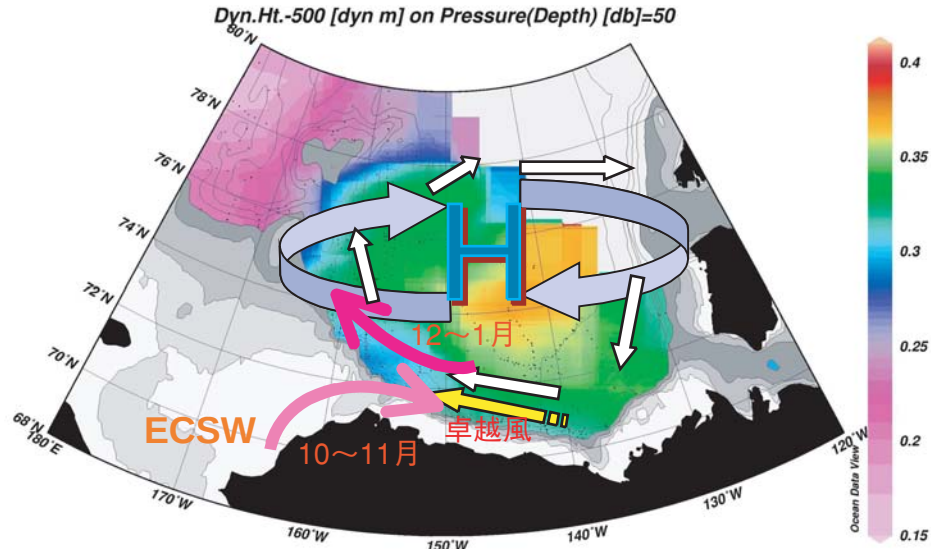


図33 カナダ海盆におけるECSWの移流についての模式図。

⇐ 500db基準の50db面での地衡流。 ⇐ 卓越風
 H ⇐ ボーフォート高気圧
 Fig.33 Transportation of ECSW in the Canada Basin.
 ⇐ Geostrophic current at the surface of 50db relative to 500db surface
 H ⇐ Beaufort high ⇐ Prevailing wind

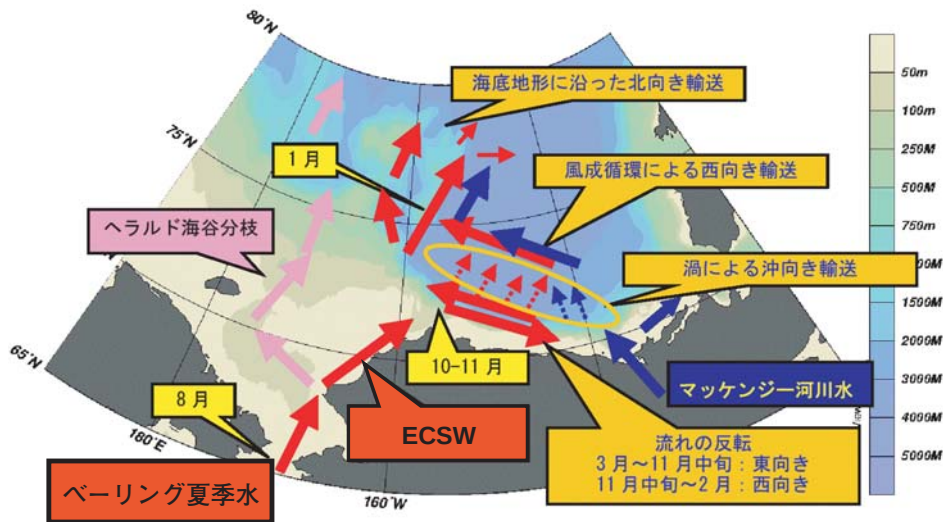


図34 西部北極海の海洋上層の模式的循環

Fig.34 Schematic image of surface circulation in the western Arctic Ocean

(4) ノースウインド海嶺域での成層構造

ノースウインド海嶺東斜面上には強い表層塩分前線があり、その西側のノースウインド海嶺とチュクチ海台での表層水の塩分が高く、カナダ海盆に比べて成層が弱い特徴がある。また上述の様に、この海域にはマッケンジー川水は入り込んでいないと推定される。 $\delta^{18}\text{O}$ の分布からは、冬季の海水成長に伴う鉛直混合により、亜表層にあるベーリング海に流入するユーコン川水を含んだECSWが表層に運ばれている事を示唆している。その結果、表層にはユーコン川起源

の河川水シグナルが現れると同時にブラインとECSWから供給される塩により、表層塩分は上がり成層も弱くなる。従って、ECSW熱の海水への効果を考えると、海水を融かすと言うよりは、成長を阻害する役割を果たしていると思われる。

(5) 西部北極海における海洋上層の循環

本研究により得られた成果とShimada *et al.*¹⁰⁾の結果を下に、ECSWとマッケンジー川水の循環について示したのが図34である。従来考えられていた様な、ベーリング海から

流入する水塊の岸に沿った反時計回りの循環は存在しない。両水塊とも、その大部分は沖合いへ運ばれ時計回りの循環となる。

謝辞

本論文は、著者の一人、刈谷が広島大学大学院生物圏科学研究科修士論文として行った業績をまとめたものである。研究を進めるにあたり海洋科学技術センター海洋観測研究部の畠山副主幹、菊地隆博士、西野茂人博士、伊東素代博士、須股浩博士及び細野益男氏から多大の助言と受けました事を深く感謝いたします。広島大学大学院工学研究科の金子新教授からは、論文完成までの間に励ましの言葉を頂きました。改めまして、深く感謝いたします。

参考文献

- 1) 気象庁, "異常気象レポート'99 <総論>", (大蔵省印刷局, 1999), 61pp.
- 2) Hunt Jr., G. L., C. L. Baduini, R. D. Brodeur, K. O. Coyle, N. B. Kachel, J. M. Napp, S. A. Salo, J. D. Schumacher, P. J. Staben, D. A. Stockwell, T.E. Whitledge, and S. I. Zeeman, "The Bering Sea in 1998: the second consecutive year of extreme weather-forced anomalies", *EOS*, 80 (47), 561, 565, 566 (1999)
- 3) Iida, T., S. Saitoh, T. Miyamura, M. Toratani, H. Fukushima and N. Shiga, "Temporal and spatial variability of coccolithophore blooms in Eastern Bering Sea Shelf", *Progress in Oceanography*, 52(1-2), 165-175 (2002)
- 4) Björge, E., O. M. Johannessen and M. W. Miles, "Analysis of merged SMMR-SSM/I time series of Arctic and Antarctic sea ice parameters 1978-1995", *Geophys. Res. Lett.*, 24(4), 413-416 (1997)
- 5) Cavalieri, D. J., P. Gloersen, C. L. Parkinson, J. C. Comiso and H. J. Zwally, "Observed hemispheric asymmetry in global sea ice changes", *Science*, 278, 1104-1106 (1997)
- 6) Johannessen, O. M., E. V. Shalina and M. W. Miles, "Satellite evidence for an Arctic sea ice cover in transformation", *Science*, 286, 1937-1939 (1999)
- 7) Rothrock, D.A., Y. Yu and G.A. Maykut, "Thinning of the arctic sea-ice cover", *Geophys. Res. Lett.*, 26(23), 3469-72 (1999)
- 8) Arctic Climatology Project, "Environmental Working Group Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean - Winter Period." Edited by L. Timokhov and F. Tanis. Ann Arbor, MI: Environmental Research Institute of Michigan in association with the National Snow and Ice Data Center. CD-ROM (1997)
- 9) Arctic Climatology Project, "Environmental Working Group Joint U.S.-Russian Atlas of the Arctic Ocean - Summer Period" Edited by L. Timokhov and F. Tanis. Ann Arbor, MI: Environmental Research Institute of Michigan in association with the National Snow and Ice Data Center. CD-ROM (1998)
- 10) Shimada, K., E. C. Carmack, K. Hatakeyama, and T. Takizawa, "Varieties of Shallow Temperature Maximum Waters in the Western Canadian Basin of the Arctic Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 28 (18), 3441-3445 (2001)
- 11) Shimada, K. and A. Kubokawa, "Nonlinear evolution of linearly unstable barotropic boundary currents", *J. Phys. Oceanogr.*, 27 (7), 1326-1348
- 12) Rigor, I.G., J.M. Wallace, and R.L. Colony, "Response of Sea Ice to the Arctic Oscillation", *J. Climate*, 15 (18), 2648-2668 (2002)
- 13) Macdonald, R.W., F.A. McLaughlin and E.C. Carmack, "Fresh water and its sources during the SHEBA drift in the Canada Basin of the Arctic Ocean", *Deep-sea Res.*, I 49, 1769-1785 (2002)
- 14) Guay, C.K. and K.K. Falkner, "Barium as a tracer of Arctic halocline and river waters", *Deep-sea Res.*, II, 44, 1543-1569 (1997)

(原稿受理：2003年8月12日)