

王晓宇, 赵进平, 李涛, 等. 2012年夏季挪威海和格陵兰海水文特征分析[J]. 地球科学进展, 2015, 30(3): 346-356, doi: 10.11867/j.issn.1001-8166.2015.03.0346. [Wang Xiaoyu, Zhao Jinping, Li Tao, et al. Hydrographic features of the Norwegian Sea and the Greenland Sea in summer 2012 [J]. Advances in Earth Science 2015, 30(3): 346-356, doi: 10.11867/j.issn.1001-8166.2015.03.0346.]

## 2012年夏季挪威海和格陵兰海水文特征分析\*

王晓宇 赵进平 李涛 钟文理 矫玉田

(中国海洋大学物理海洋教育部重点实验室 海洋环境学院 山东 青岛 266100)

**摘要:** 利用2012年夏季在北欧海(挪威海和格陵兰海)的水文考察数据,对调查区域内海洋水团性质和分布进行了分析,并对北欧海冷却对流的发展加深过程进行了研究。在上层,从东侧暖而咸的大西洋水跨越锋区至西侧低温低盐的格陵兰海盆上层水体,温度和盐度的变化分别可以达到8℃和0.4 psu。中层与深层水体的性质则相对均匀和稳定,3个海盆内从浅至深依次分布着北极中层水、海盆深层水、北极深层水以及海盆底层水。格陵兰海盆中深层水体在3500 m深度上位温约为-0.97℃,相比较1970s观测到的-1.30℃,升温幅度超过了0.3℃,表明海盆深层存储的热量显著增加。在只考虑局地表面冷却的简化条件下,当前格陵兰海内部通过冷却对流混合至季节性跃层下界需要向大气释放 $0.9 \times 10^9 \sim 1.2 \times 10^9$  J的热量,这一过程至少需要2个月的时间而不利于对流向深层的发展。大量的热量被存储于北欧海深海盆中使得北欧海已经成为北半球高纬海域的热量存储器,对当前北极气候变化的影响有待深入研究。

**关键词:** 北欧海;水团分布;北极中层水;深层增暖;冷却对流

中图分类号: P731

文献标志码: A

文章编号: 1001-8166(2015)03-0346-11

### 1 引言

北欧海(The Nordic Seas)是对格陵兰海(Greenland Sea)、挪威海(Norwegian Sea)以及冰岛海(Iceland Sea)的统称。海区主体部分被莫恩海脊(Mohn Ridge)、Knipovick海脊以及扬马延破碎带(Jan Mayen Fracture Region)分成了3个相对独立的海盆:格陵兰海盆(Greenland Basin, GB)、罗弗墩海盆(Lofoten Basin, LB)和挪威海盆(Norwegian Basin, NB)。北部的弗拉姆海峡(Fram Strait, FS)的海槛深度约为2600 m,是连接北冰洋唯一的深水通道。在南部,通过格陵兰-苏格兰海脊与北大西洋相接,最深的海槛位于Faroe Bank Channel,深度约为850 m。

北欧海表层的水文特征受到沿着挪威陆坡北向

流动的挪威海大西洋暖流(Norwegian Atlantic Current, NwAC)和自弗拉姆海峡向南流动的东格陵兰寒流(East Greenland Current, EGC)的共同影响<sup>[1-4]</sup>。由于地形的约束作用,进北欧海的流动主要沿着陆坡或者洋中脊运动<sup>[5]</sup>,北欧海上层环流的基本形式如图1所示。

在北欧海的中层(500~1100 m),分布着以低盐为显著特征的水体,被称为北极中层水(Arctic Intermediate Water, AIW),其产生于冬季格陵兰海与冰岛海的冷却对流<sup>[1,6]</sup>,格陵兰海内的北极中层水(Greenland Sea Arctic Intermediate Water, GSAIW)向东入侵到大西洋层下形成了挪威海中层水(Norwegian Sea Arctic Intermediate Water, NSAIW)<sup>[7-9]</sup>。冬季的对流过程和格陵兰海流中的亚中尺度涡对中

收稿日期: 2014-11-28; 修回日期: 2015-02-02.

\* 基金项目: 国家自然科学基金重点项目“北极海冰与上层海洋环流耦合变化及其气候效应”(编号: 41330960); 全球变化研究国家重大科学研究计划“北极海冰减退引起的北极放大机理与全球气候效应”(编号: 2015CB953900)资助。

作者简介: 王晓宇(1988-),男,山东蓬莱人,博士研究生,主要从事极地物理海洋学研究。E-mail: wangxiaoyu331@163.com

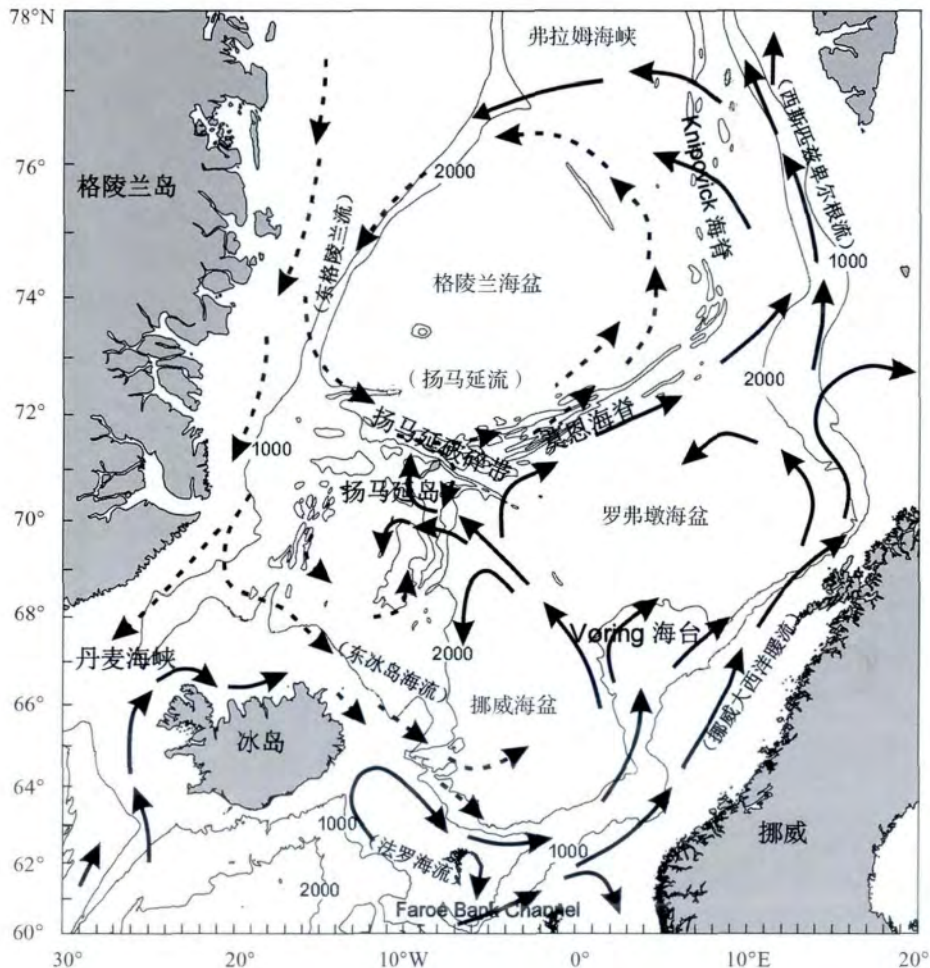


图 1 北欧海上层环流示意图<sup>[5]</sup>

Fig. 1 A schematic illustration of the current system in the Nordic Seas<sup>[5]</sup>

实线箭头代表大西洋暖水的运动, 虚线箭头代表北极冷水的运动

Arrows with broken lines represent Arctic water and solid lines represent Atlantic water

层水的通风具有重要的贡献<sup>[10]</sup>。

北欧海深层 (> 1 500 m) 水体的性质相对均匀, 但是温、盐微弱的差异表明这里依然存在弱的层化结构。以盐度极大值为明显特征的北极深层水 (Arctic Deep Water, ADW, -1.0 ~ 0.8 °C, 34.905 ~ 34.912 psu) 自北冰洋深层越过弗拉姆海峡海槛后进入北欧海并向南扩展, 因其源地的不同分为加拿大海盆深层水 (Canadian Basin Deep Water, CBDW) 和欧亚海盆深层水 (Eurasian Basin Deep Water, EBDW)<sup>[11]</sup>。其中, CBDW 盐度极大值的核心位于上层 1 500 ~ 1 800 m 深度内<sup>[12]</sup>, 且会随着冬季的对流过程被 AIW 所取代<sup>[13]</sup>。EBDW 的盐度极大值分布在 2 000 ~ 2 500 m 的深度, 通过洋中脊间的深海通道, 分别参与到格陵兰海和挪威海的深层环流中<sup>[14, 15]</sup>。分布于北极深层水和中层水之间, 同时温、盐的性质也介于二者之间

的过渡性水体被称为海盆深层水 (Basin Deep Water, BDW, -1.0 ~ -0.5 °C, 34.890 ~ 34.905 psu), 而在北极深层水之下是具有最低温度和相对较低盐度的海盆底层水 (Basin Bottom Water, BBW, -1.35 ~ -1.10 °C, 34.905 ~ 34.908 psu)<sup>[5, 14]</sup>。

NSAIW 向南越过冰岛—法罗—苏格兰海槛发生溢流和深海瀑布, 对北大西洋深层水的形成有直接的重要贡献, 同时也会随着西斯匹次卑尔根流 (West Spitsbergen Current, WSC) 通过弗拉姆海峡影响北冰洋内的水团性质。因此, 对北欧海内部海洋结构进行研究有助于进一步了解当前北冰洋和北大西洋海洋环境的变化趋势。本文基于 2012 年夏季中国北极科学考察获取的北欧海水文调查数据, 对该海域基本的水团分布、温盐特征及其性质变化进行了描述和讨论, 并基于一个简化的局地冷却对流

假设,对格陵兰海盆上层冷却对流的发展过程进行了分析。

## 2 现场调查数据

2012年8月4~11日,中国第五次北极科学考察在北欧海完成了2个断面(BB,AT)合计17个站位的船基温盐深仪(Conductivity, Temperature and Depth,CTD)观测,观测的最大深度为3700m。其

中BB断面自挪威海北部的BB01站( $8.99^{\circ}\text{E}$ ,  $71.80^{\circ}\text{N}$ )向西北方向经莫恩海脊至格陵兰海盆中部的BB09站( $0.97^{\circ}\text{E}$ ,  $74.62^{\circ}\text{N}$ ),AT断面自挪威海北部的AT01站( $7.01^{\circ}\text{E}$ ,  $71.71^{\circ}\text{N}$ )向西南至AT10站( $3.10^{\circ}\text{W}$ ,  $66.74^{\circ}\text{N}$ ),纵贯罗弗墩海盆和挪威海盆。温盐和深度数据的观测采用美国SBE公司生产的海鸟911 PlusCTD剖面仪,温度和盐度的测量精度分别可以达到 $0.001^{\circ}\text{C}$ 和 $0.002\text{psu}$ 。

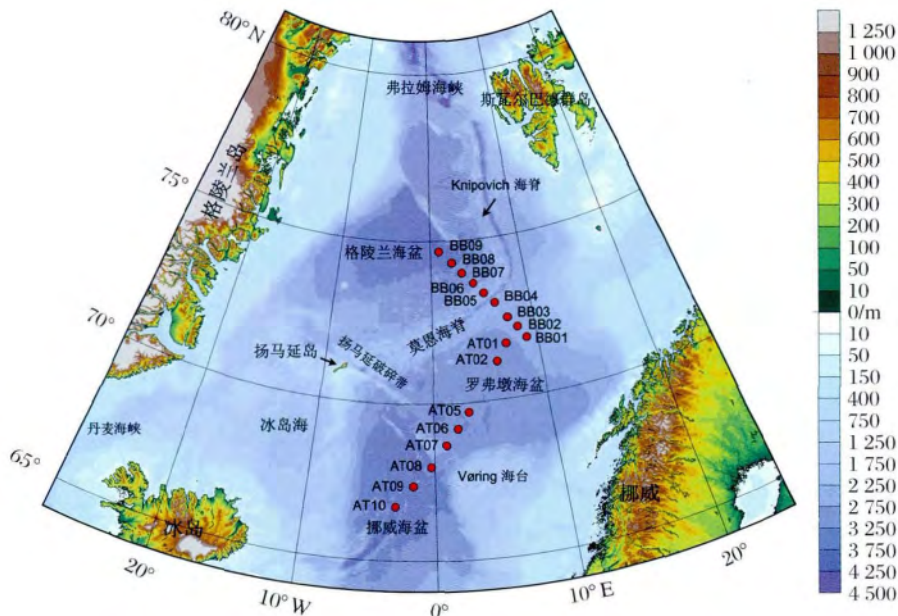


图2 北欧海地理情况以及2012中国第五次北极科学考察水文站位的分布

Fig. 2 Main bathymetric features of the Nordic Seas and locations of the hydrographic stations during the fifth Chinese Arctic Research Expedition in 2012

本次考察的2条断面涉及北欧海3大海盆(NB, LB和GB)的主要区域,可以获得调查区域内各水团(或水体)的基本特征及分布情况。2条断面的势位温度、盐度及位势密度的分布如图3所示。从BB断面来看,上层水体( $0\sim 700\text{m}$ )以莫恩海脊为界,西侧格陵兰海盆内海水温度和盐度值均低于东侧罗弗墩海盆内的水体,在中层( $700\sim 1500\text{m}$ )2个海盆内的水体则均存在一个低盐中心且格陵兰海盆内的低盐核心要更深一些,在深层( $1500\sim 3000\text{m}$ )2个海盆之间温盐性质差异进一步缩小,格陵兰海盆内的盐度要更高一些(图3c)。AT断面则反映了罗弗墩海盆和挪威海盆之间海水性质的差异,在上层以Vøring海台为界北部罗弗墩海盆内的水体具有相对更大的温度和盐度,中层2个海盆内的低盐核心呈现北深南浅的分布特征,而深层最典型的

特征是盐度从罗弗墩海盆的北部向南部递减(图3d)。断面温盐分布在空间上的差异代表了不同性质的水团其空间分布不同,在下文我们会依据温盐性质的差异对水团进行归纳和分类。由于在观测海区内各级水团种类较多且中、深层水团性质差异较小,为了便于清晰地对各类水团进行划分,我们将该海区按照上层海洋、中层海洋和深层海洋分别进行讨论和分析。

## 3 挪威海和格陵兰海水团特征分析

### 3.1 上层海洋

#### 3.1.1 挪威大西洋暖流水(Norwegian Atlantic Current Water, NACW)

NACW有时也被称为变性北大西洋水(Modified North Atlantic Water),主要位于挪威海表层至700m

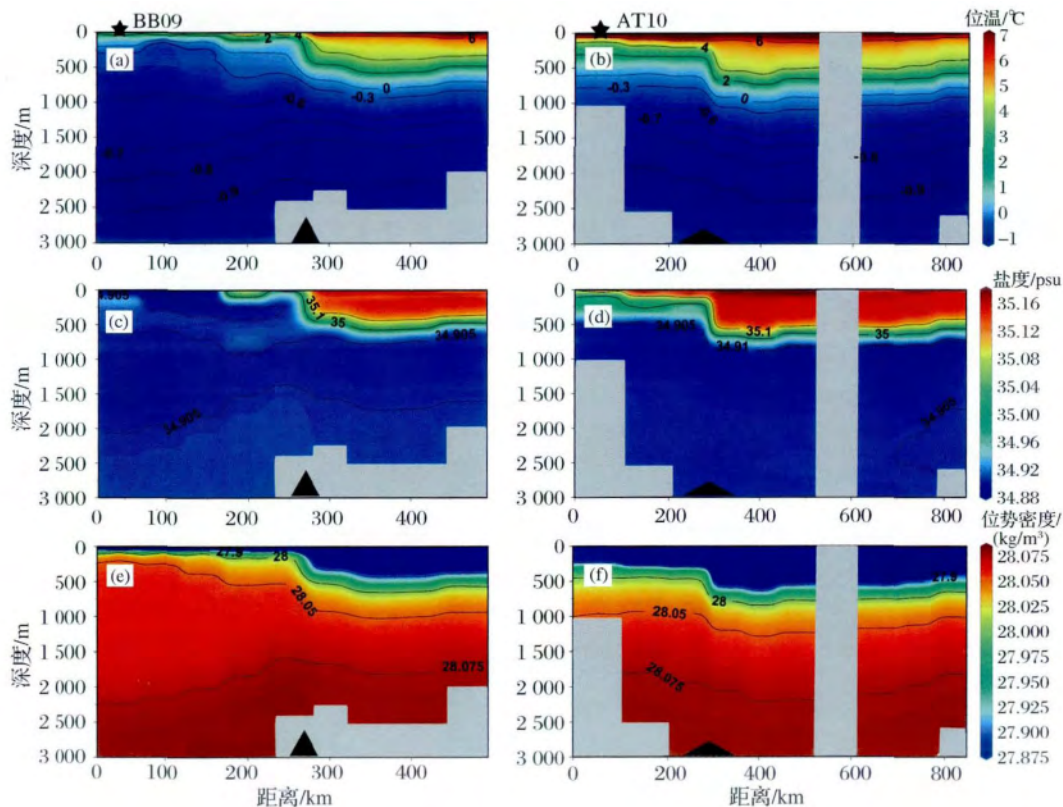


图 3 位势温度、盐度和位势密度在 BB 和 AT 断面的分布

Fig. 3 Distributions of potential temperature , salinity and potential density in section of BB and section AT

位势温度(a, b) 盐度(c, d) 和位势密度(e, f) 在 BB 和 AT 断面上的分布; 灰色区域表示数据缺失, 黑色三角形表示断面上海底山脊所在位置  
 Potential temperature(a, b) , salinity(c, d) and potential density(e, f) in section of BB and section AT; Grey area marks the region where data is missing and the black triangles mark the location of sea ridge

的上层海洋中, 位于罗弗嫩海盆内的大西洋水影响深度最深, 几乎是其在挪威海盆内分布深度的 2 倍<sup>[16]</sup>。

NACW 根据性质上的差异可以分为 3 类, 分别是:

(1) 挪威海季节性混合层

位于季节性跃层之上, 垂向的性质十分均匀, 具有大西洋暖流最为典型的高温高盐特征(图 4 绿色框  $T > 6\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $S > 35.1\text{ psu}$ ), 主要分布在 30 m 以浅, 其高温源于暖平流所带来的大量热量以及夏季太阳和大气对海洋的加热。

(2) 罗弗嫩海盆冬季混合层

尽管大西洋暖水所占据的东部海域在冬季并不能发生深层对流, 但是随着表面的降温整个大西洋暖水在垂向趋于均匀, 直至春季之后季节性跃层再次出现。在 100 ~ 700 m 深度内的水体具有相对均匀和稳定的性质(图 4 黄色框  $4 < T < 5\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $S > 35.1\text{ psu}$ ), 这部分水体在环流结构相对封闭的罗弗嫩海

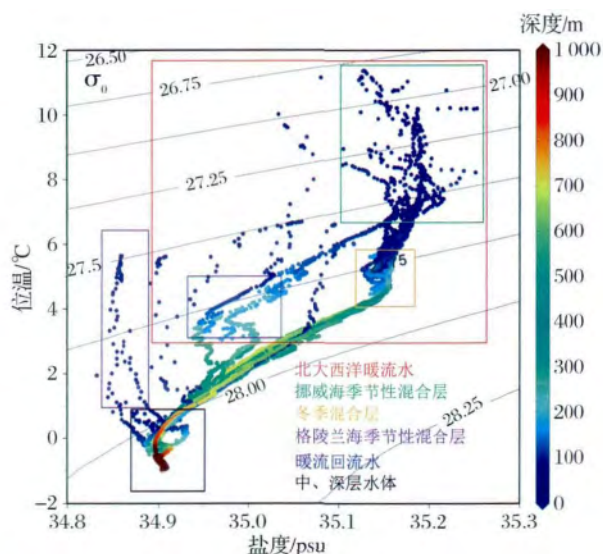


图 4 T-S 温盐图解, 所有站位的 CTD 数据

Fig. 4 Potential temperature-salinity diagram for waters from CTD observations

盆内最为典型。

### (3) 挪威海盆大西洋回流水

这部分水体在季节性跃层之下的特征更加明显。相对于罗弗敦海盆内的冬季混合层,其温度和盐度均略低一些(图4蓝色框  $\beta < T < 5^\circ\text{C}$ ,  $34.95 < S < 35$  psu)。大西洋暖水自 Vøring 海台沿着扬马延破碎带到达扬马延岛之后会有一个分支折向南参与到挪威海上层气旋式的环流中(图1),同时在流动过程中会与西侧东冰岛寒流(East Iceland Current)的低盐低温水体发生混合而变性,使得挪威海盆内100~400 m 深度的大西洋回流水表现出相对低温低盐的特征。

### 3.1.2 格陵兰海盆上层水(Greenland Basin Upper Layer Water)

该类性质的水体在 BB05~BB09 站被观测到,位于北极锋西侧的格陵兰海盆中,其上层(0~800 m)因温盐特征的差异可以被细分为3类:

#### (1) 格陵兰海季节性混合层

其位于格陵兰海盆中央30 m 以浅(图4粉色矩形框),温度( $T < 6^\circ\text{C}$ )和盐度( $S < 34.9$  psu)介于西部的格陵兰海寒流( $T < -1^\circ\text{C}$ ,  $S < 34.5$  psu<sup>[17]</sup>)和东部的北大西洋暖水之间,但是因为东格陵兰极地锋和北极锋的存在,分别限制了西纬和东纬向上水体的交换和混合,因此北部暖水的回流和南部冷水的回流对于海盆内部的水体性质有重要的贡献。

#### (2) 格陵兰海冬季混合层

冬季由于格陵兰海海气界面存在很强的海气热量交换过程,表面因冷却而增密的水体会不断地通过垂向对流过程向更深处混合,同时破坏了上层的层化结构。在季节性混合层之下,冬季混合层内的海水的温盐性质( $34.905 < S < 34.915$  psu,  $-0.4 < T < -0.2^\circ\text{C}$ ,图5)已经与中、深层十分接近,相对于挪威海在600~700 m 深度还存在一个较强的密度跃层(图3),格陵兰海内这种垂向均匀的结构有利于冬季深对流过程的发展。在本文的第4节将继续讨论这一问题。

#### (3) 东格陵兰寒流回流水

在图5中用黄色框线圈出来的水体来源于 BB07~BB09 3 个站的观测。从季节性跃层之下的水文特征来看,断面最西段靠近寒流区的 BB09 站在200 m 深度附近的温度反而高于 BB07 和 BB08 站。BB07 和 BB08 站所观测到的低温水体来源于东格陵兰寒流,虽然这支寒流分支在沿着扬马延破碎区、莫恩海脊向北运动的过程中逐渐发生变性,但

寒流水低温低盐的性质被保留下来。同时,紧靠莫恩海脊西侧的 BB06 站在500~700 m 深度上存在一个相对暖而咸的核心( $T \approx -0.30^\circ\text{C}$ ,  $S \approx 34.914$  psu),这是北冰洋中层水通过弗拉姆海峡进入格陵兰海之后随着寒流的回流分支平流而来的,只是其性质已经发生了较大的改变。BB 断面上观测到的这支寒流回流水随着深度变化存在水平上的位移,从700 m 深度时位于 BB06 站向西逐渐变浅至200 m 深度时位于 BB08 站,水平向移动了将近100 km,这种在垂向上倾斜的结构与 BB 断面上大西洋水由深到浅向格陵兰海盆扩展的结构一致。

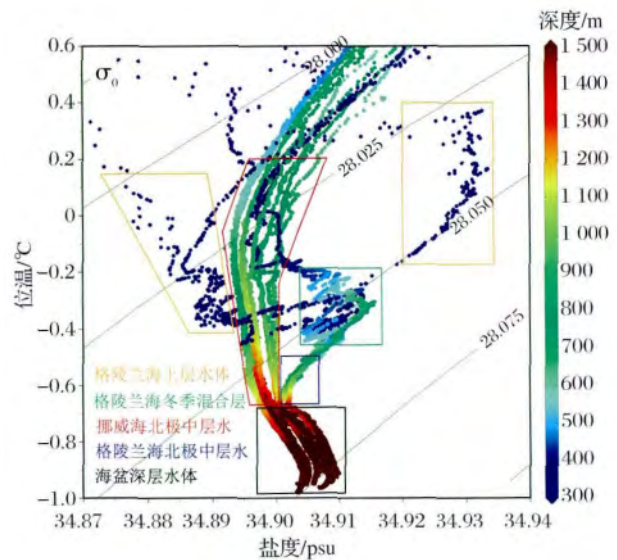


图5 所有站点 CTD 数据在中、深层深度上的 T-S 图解  
Fig. 5 Potential temperature-salinity diagram of waters from the intermediate to deep layers

## 3.2 中层海洋

本文提到的中层海洋指800~1500 m 的深度范围。以垂向上盐度极小值为典型特征的中层水,即格陵兰海北极中层水(GSAIW,图5灰蓝色框)和挪威海北极中层水(NSAIW,图5红色框)分布在这个深度上。Swift 等<sup>[18]</sup>认为 GSAIW( $-0.9 \sim -0.5^\circ\text{C}$ ,  $34.86 \sim 34.89$  psu)源于发生在格陵兰海内的对流,而 NSAIW( $-0.5 \sim 0.5^\circ\text{C}$ ,  $34.7 \sim 34.9$  psu)的源地则是在冰岛海和格陵兰海,通过平流输送进入挪威海中层。

通过研究发现,在2012年的夏季,中层水的强度、深度存在明显的空间变化。其中 GSAIW 在格陵兰海盆中心的位置,即 BB09 站具有最大的平均深度(约1470 m),同时中层水的厚度也是所有测站中最大的。沿着 BB 断面向东 GSAIW 的深度逐渐

变浅,至 BB06 站其平均深度上升至约 1 180 m,而盐度逐渐增加至约 34.902 psu。如果以中层水盐度极小值所在深度作为其核心位置,在挪威海盆观测的 3 个站均位于海盆偏北的区域,其 NSAIW 的核心位置及核心处的盐度非常接近 ( $h \approx 630$  m,  $S \approx 34.894$  psu)。罗弗墩海盆内的 NSAIW 在海盆南部以及中央的深度约为 1 100 m,向北深度逐渐减少且其盐度极小值微弱地增加到 34.897 psu。在本次观测中挪威海盆内的 NSAIW 分布深度仅约为罗弗墩海盆内分布深度的一半,见图 6 中 AT09 和 AT06 中的盐度极小值分布深度,这一特征与 Blindheim<sup>[19]</sup>在挪威海盆和罗弗墩海盆的观测结果一致,NSAIW 的深度分别为 500 ~ 800 m 和 800 ~ 1200 m。

格陵兰海内的北极中层水盐度极小值要高于挪威海内的北极中层水盐度极小值,且挪威海自南向北中层水的盐度极小值逐渐升高(图 6)。这种差异表明格陵兰海盆内的中层水难以直接越过莫恩海脊而对挪威海北极中层水进行补充,这与 Swift 等<sup>[18]</sup>的结论一致,认为挪威海北极中层水的源地应该位于扬马延岛和冰岛之间的冰岛海,冬季的冷却对流将东冰岛寒流的低盐特征传递到中层水所在深度,随后进入挪威海盆并随着海盆内气旋式的环流向北部扩展来补充当地的中层水,同时在流动中因混合变性而盐度略有升高。

### 3.3 深层海洋

本文深层海洋指 1 500 m 至底层的深度范围。自 1 500 m 至底层(观测最深处在 BB08 站,  $h = 3 707$  m) 3 个海盆内的水团性质在这个深度上已经近似均匀,我们选取图 5 中黑色矩形框部分来比较和分析深层水团之间的微弱差异(图 7)。

#### 3.3.1 海盆深层水(Deep Water, DW)

海盆深层水依据所在海区以及性质上的微弱差异可进一步分为格陵兰海深层水(Greenland Sea Deep Water, GSDW, 图 7 蓝色框内)和挪威海深层水(Norwegian Sea Deep Water, NSDW, 图 7 绿色框)。在中层水之下,其分布深度为 1 500 ~ 2 500 m,盐度随着深度的加深而轻微地增加,但变化幅度仅为 0.005 psu 左右。与中层水的情况相似, GSDW 所在深度是 3 个海盆之中最大的,也是 3 个海盆中唯一可以通过对流过程与上、中层直接进行水体交换的海盆。在图 7 中,海盆深层水的性质介于 AIW 和 ADW 之间,从而难以准确地界定出其核心所在的深度,更多地表现出一种“过渡水体”的特征,海盆深对流的强

度和持续时间都对海盆深层水的性质有重要影响。

#### 3.3.2 北极深层水(Arctic Deep Water, ADW)

其典型特征是在 2 500 m 左右深度上存在一个盐度的极大值,这支水团起源于通过弗拉姆海峡进入格陵兰海的欧亚海盆深层水(Eurasian Basin Deep Water)<sup>[5]</sup>。根据所处的海盆不同,也可以将其再分为格陵兰海北极深层水(Greenland sea Arctic Deep Water, GADW)和挪威海北极深层水(Norwegian sea Arctic Deep Water, NADW)(图 7 红色和粉色框内的水体)。2012 年夏季,格陵兰海内的 ADW 分布位置相对深一些,在 2 600 ~ 2 900 m 的范围内,而挪威海内的 ADW 分布要相对浅一些,在 2 200 ~ 2 500 m 的范围内,这种深度变化与弗拉姆海峡的海槛深度(2 600 m)和连接格陵兰海与挪威海的海槛深度(2 400 m)有关,体现了海底地形结构对深层水层结的贡献。另外, BB05 站观测到的 ADW 的温盐散点在 T-S 图解中位于“S”型分布曲线拐点的最右侧(图 7),意味着较 BB06 ~ BB09 站来说, BB05 站更好地维持了北极深层水高盐的特征,从这一点上,推测 BB05 站所在的海脊位置很可能处于东格陵兰寒流深层回流的核心区域,而相对于上层回流的核心位置,深层回流的位置更加靠近莫恩海脊,表明地形效应对深层环流有更强的约束作用,支持了 Voet 等<sup>[15]</sup>利用漂流浮标得出的深层环流更加孤立和稳定的结论。

#### 3.3.3 海盆底层水(Bottom Water, BW)

BW 又可以再分为格陵兰海底层水(Greenland sea Bottom Water, GSBW)和挪威海底层水(Norwegian sea Bottom Water, NSBW)。位于北极深层水(Arctic Deep Water, ADW)之下,分布在 2 700 m 至底层的范围内,盐度相对于北极深层水轻微地减少,但是其温度是所有深层水团中最低的,所以仍然具有最大的密度而下沉至底部。本次观测到的格陵兰海内的底层水最低位温为  $-0.97$  °C,位于 BB08 站和 BB09 站的底层( $h \approx 3 600$  m,  $S \approx 34.9070$ ),而挪威海底层水最低位温为  $-0.98$  °C,位于 AT08 的底层( $h \approx 3 500$  m,  $S \approx 34.9035$ )。

关于深层的对流机制,很可能是一个复杂的、通过多种途径共同实现的过程<sup>[20~22]</sup>。目前大量的研究表明底层水的生成不是每年都存在的,对底层水的补充只有在部分特殊的年份可以实现,而由于海水性质的变化,使得近些年来底层水的更新变得更难<sup>[13, 23~26]</sup>。在我们的观测中, BB09 站位于格陵兰海盆的中央区域,在 3 000 ~ 3 500 m 深度范围内的

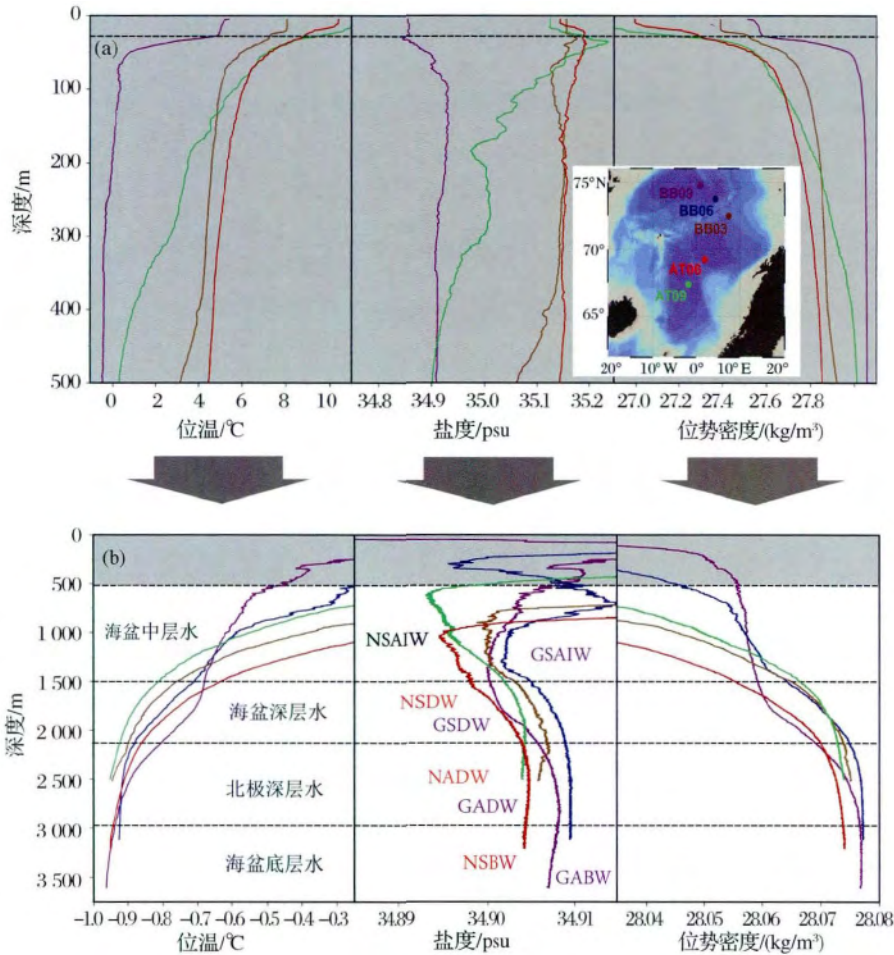


图 6 北欧海水团的温、盐和密度剖面

Fig. 6 The vertical potential temperature, salinity and potential density measured at the five representative stations (a) 5 个代表站位在上 500 m 的温盐剖面(只有 4 个); (b) 5 个代表站位全深度的温盐剖面 标注的水团其颜色与其站位的颜色一致 (a) and (b) show the hydrographic profiles of the upper 500 m layer and the full depth, respectively

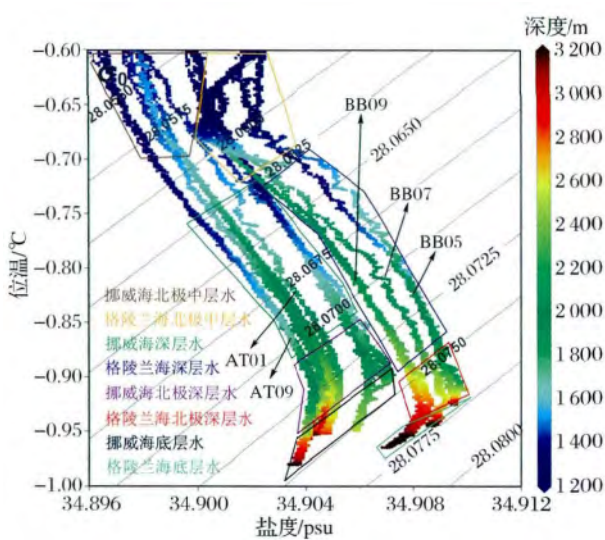


图 7 所有站点 CTD 数据在深层的 T-S 图

Fig. 7 Potential temperature-salinity diagram of deep waters for all CTD stations

平均位温为  $-0.96\text{ }^{\circ}\text{C}$  相比较 1970s 在同一区域相同深度上观测到的  $-1.30\text{ }^{\circ}\text{C}$  低温<sup>[27]</sup>, 深层水的温度表现出显著增温, 大量热量被存储于海洋内部, 对当前气候系统的调整起到了促进作用<sup>[28-30]</sup>。

#### 4 格陵兰海盆冷却对流的深度

发生在格陵兰海盆的冷却对流过程是上层海洋与中、深层之间实现水体交换的重要联系纽带。进入秋季之后, 格陵兰海向大气持续地释放热量使得表层海水密度增大, 在重力作用下发生沉降, 同时作为补偿下层海水则向上运动最终形成了对流。我们称之为冷却对流。对流过程往往伴随海水的垂向运动而发生混合导致对流深度内的水体趋于均匀, 在海水温盐结构不变的情况下, 对流所能到达深度与冬半年海气界面间热力学性质的差异和持续时间有关。

本文利用考察期间位于格陵兰海盆的 5 个站位

(BB05 ~ BB09 站) 的观测资料,采用一种简化的冷却对流方案讨论了不同降温条件下冷却对流所能到达的深度以及所需向大气释放的热量。由于格陵兰海盆内流场呈现出准闭合逆时针流动的特点,假定在调查期间所观测的海水柱在随后的水平运输以及垂向对流过程中始终位于海盆内的闭合环流中,且运动在垂向上是均匀的,忽略侧向的物质与能量交换。此外,蒸发和降雨而导致的海表面净淡水通量为零。这样,自海面向下开始的冷却对流成为导致该区域内的海水柱发生垂向混合的最主要因素。

在冷却对流过程中上层和下层的海水会不断地发生混合,我们假定对流过程可以导致充分的混合,因此在冷却对流所能够到达的深度  $h$  之内海水的性质是均匀的。根据此时混合层内的平均盐度  $\bar{S}$ ,海水密度  $\rho$ ,深度  $h$  上的海水位势密度  $\rho_h$  以及海表面气压  $P_{surf}$  利用海水状态方程:

$$\rho_h = \rho(\bar{T}, \bar{S}, P_{surf}) \quad (1)$$

就可以得到此时混合层内的海水平均温度  $\bar{T}$ ,明显地,同时还存在  $\bar{T} = T_{surf}$ ,表示仅通过自海表面开始的冷却对流过程向下混合到达深度  $h$  时,混合层内的温度需要降低到  $\bar{T}$ ,冷却对流过程如图 8 所示。

根据得到的海水平均温度  $\bar{T}$ ,我们可以计算每一层海水的热含量在冷却对流发生之前和之后的变化,然后对深度  $h$  进行积分,就得到单位面积上的海水柱通过对流到达深度  $h$  时需要通过海面向大气释放的热量  $Q_h$ 。

$$Q_h = S \cdot \int_0^h \rho C_p \Delta T dz \quad (2)$$

式中:  $C_p = 4\ 069\ J \cdot (^\circ C \cdot K_g)$ ,代表了海水的比热;  $\rho$  为海水密度;  $S$  为海水面积;  $\Delta T = \bar{T} - T$ ;  $dz$  为垂向积分间距。

随着混合层内温度的下降,冷却对流导致的逐渐加深过程呈现出 2 个明显不同的阶段: 温度显著下降阶段(70 m 以浅)和深度显著加深阶段(70 m 以深),如图 9 中实线部分。这是因为在 70 m 深度附近,格陵兰海盆内存在较强的密度跃层(图 6a BB09 站)。跃层以上的海水盐度较低,所以需要充分地冷却增密才能使对流过程破坏强密度层结而向下发展。随后,由于跃层以下海水的层化非常微弱,此时混合层内的温度只需要再稍微地降低就可以使对流过程到达更深的深度,也就是对应着曲线上深度显著加深的阶段。此外, BB06 站(绿色)的关系曲线相对于 BB07 ~ BB09 站来说要特别一些,随着温度的下降其对流深度发展相对较快,这是因为

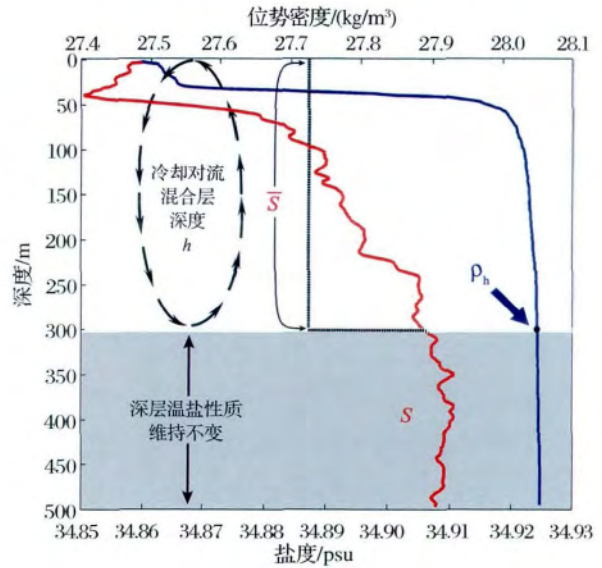


图 8 冷却对流过程的示意图

Fig. 8 The schematic process of simplified cooling convection

红色和蓝色实线分别是 BB09 站所观测的海水盐度以及位势密度剖面

The salinity (red line) and potential density (blue line) are measured at station BB09

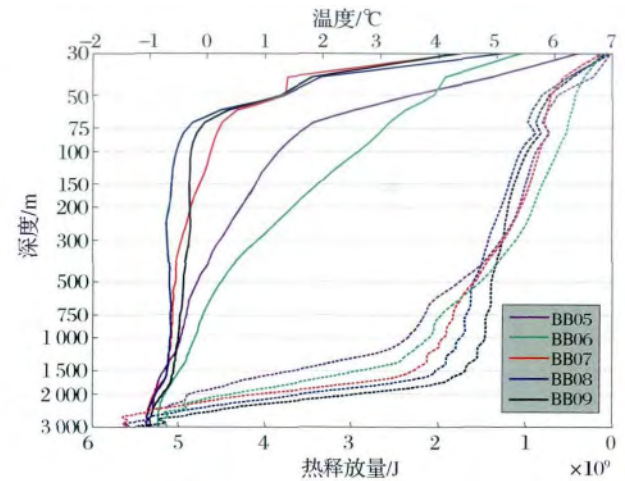


图 9 冷却对流深度  $h$  与混合层内平均温度的对应关系(实线),以及冷却对流深度  $h$  与混合层内水体热释放量  $Q_h$  的对应关系(虚线)

Fig. 9 Deepening of the convection depth  $h$  (solid lines) with the mixed layer cooling and the corresponding heat loss  $Q_h$  (dotted lines) needed to escape from the mixed layer

BB06 站(图 6a) 在 200 m 以浅具有相对较高的盐度,其性质介于格陵兰海盆表层水与挪威海大西洋暖水之间,是北部平流来的回流混合水。当温度下降至  $0\ ^\circ C$  时,该站点的对流深度已经可以向下发展到 700 ~ 800 m 的深度,而在同样降温条件下 BB07



~ BB09 3 个站点的对流深度仅仅约为 80 m, 二者相差了接近一个数量级, 由此可见通过回流输送而来的高盐水对于格陵兰海盆的冷却对流深度有着十分重要的贡献。BB05 站的上层水体性质介于回流水和低盐水之间, 其冷却对流深度与温度的对应关系曲线也介于这两者之间。

通过冷却海表面实现的对流意味着海洋从上层到深层不断地失去热量, 在无冰的海区这些热量主要被用来加热大气, 图 9 中的虚线表示了当对流到达不同的深度时要向大气释放的热量。观测期间 BB05 ~ BB09 站的密度剖面显示水深在 150 m 左右时海水密度在垂向的差异已经不超过 0.0002 kg/m, 微小的垂向密度梯度表明此时已经近似到达密度跃层的下界。因此, 以 150 m 深度作为跃层下界的参考, 可以得知, 当对流向下发展至完全破坏跃层结构时, 如果仅依靠表面的冷却, 每平米的海水柱至少需要向大气中释放  $0.9 \times 10^9 \sim 1.2 \times 10^9$  J 的热量。如果取  $270 \text{ W/m}^2$  作为北欧海冬季平均海气热通量的标准<sup>[5, 45]</sup>, 意味着单独依靠表面的冷却, 格陵兰海上层海水对流混合至跃层以下时需要大约 2 个月的时间。而对流到达 1 000 m 深度, 也就是中层水的下界时, 共需要释放  $1.8 \times 10^9 \sim 2.2 \times 10^9$  J 的热量, 相当于大约 3 个月的时间。上层存储的大量热量增加了海水垂向的稳定度, 在冬季需要充分的冷却时间来释放这些热量, 使得随后更深位置上冷却对流的时间被压缩, 不利于深对流的发生和发展。

在 300 m 以浅, 当对流过程到达同样的深度时,

靠近海盆中央的 BB08 站和 BB09 站所需要释放的热量略大于其他站点, 这是由于当对流混合层内盐度较低时, 达到同样的增密效果所需要降温的幅度就越大, 释放的热量就越多, 因此格陵兰海上层盐度的分布成为影响海洋内部对流热释放量的因素之一。而当对流混合的深度超过 600 m 之后, 从海盆边缘的锋面位置向中央区, 在同样的对流深度下海水柱释放的热量递减, 这是由于随着对流过程向下发展, 大量海洋中层位置上盐度相差很小的水体参与进来, 从而抵消了盐度差异对上层海洋浮力通量所带来的影响, 此时海水自身温度  $T$  的高低取代了盐度成为控制冷却对流热释放量多少的一个重要因素。分布于海盆中央区的水体具有相对低一些的温度  $T$ , 意味着  $\Delta T$  要小一些, 因此冷却对流在到达同样的深度时, 其释放的热量要小一些。

## 5 结 论

从 2012 年夏季在北欧海获得的水文调查数据来看, 在 800 m 以浅的上层海洋中水团的种类和分布最为复杂, 差异也最显著。从表层暖而咸的大西洋水 ( $T$  约为  $11 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $S$  约为 35.10 psu) 至格陵兰海盆次表层低温低盐的冬季混合水 ( $T$  约为  $-0.4 \text{ }^\circ\text{C}$ ,  $S$  约为 34.90 psu) 在这个温盐范围内至少存在 6 种不同性质的水体。中层及深层水体的性质和分布相对均匀和稳定, 3 个海盆内从浅到深依次分布着北极中层水、海盆深层水、北极深层水以及海盆底层水。关于本次调查期间水团种类及性质分布如表 1 所示。

表 1 2012 年夏季挪威海以及格陵兰海内水团性质一览

Table 1 Water properties of the Norwegian Sea and the Greenland Sea in the summer of 2012

水团	分布深度/m	位温/ $^\circ\text{C}$	盐度/psu	密度差异/( $\text{kg/m}^3$ )	
北大西洋暖流水	季节性混合层	<35	8.0 ~ 11.3	35.05 ~ 35.19	26.81 ~ 27.64
	冬季混合层	60 ~ 600	2.0 ~ 7.0	35.00 ~ 35.22	27.55 ~ 27.95
	暖流回流水	60 ~ 360	1.5 ~ 6.0	34.94 ~ 35.10	27.62 ~ 27.96
格陵兰海上层水	季节性混合层	<30	5.0 ~ 6.0	34.86 ~ 35.10	27.49 ~ 27.57
	冬季混合层 <sup>1</sup>	60 ~ 1 000	-0.6 ~ 0.6	34.89 ~ 34.93	28.00 ~ 28.06
	寒流回流水 <sup>2</sup>	60 ~ 230	-0.3 ~ 0.3	34.88 ~ 34.90	28.00 ~ 28.05
挪威海北极中层水	650 ~ 1 100	-0.3 ~ -0.1	34.895 $\pm$ 0.002	28.02 ~ 28.04	
格陵兰海北极中层水	1 100 ~ 1 500	-0.69 ~ -0.61	34.900 ~ 34.901	$\approx$ 28.06	
挪威海深层水	1 200 ~ 2 100	-0.82 ~ -0.35	34.901 $\pm$ 0.004	28.05 ~ 28.07	
格陵兰海深层水	1 600 ~ 2 500	-0.91 ~ -0.70	34.905 $\pm$ 0.004	28.06 ~ 28.08	
挪威海北极深层水	2 200 ~ 2 500	-0.92 ~ -0.90	34.904 ~ 34.905	$\approx$ 28.07	
格陵兰海北极深层水	2 600 ~ 2 800	-0.93 ~ -0.92	34.908 ~ 34.909	$\approx$ 28.08	
挪威海底层水	>2 800	-0.98 ~ -0.94	34.904 ~ 34.905	$\approx$ 28.07	
格陵兰海底层水	>3 000	-0.96 ~ -0.94	34.907 ~ 34.909	$\approx$ 28.08	

注: 1 指在格陵兰海冬季冷却对流所及的深度范围内出现的水体统称; 2 指从东格陵兰海流分离的沿扬马延破碎区以及莫恩海脊的西侧向北运动的回流

格陵兰海的上层环流伴随着大西洋水在莫恩海脊附近上宽下窄的楔形结构,其流轴中心会向西发生偏移达到100 km,有利于增大北欧海内的海气感热通量。而中层温盐性质的差异表明挪威海中层水的源地主要位于格陵兰—冰岛海海域,随后进入挪威海盆并随中层气旋式环流向整个挪威海扩展。观测发现格陵兰海盆深层水的位温在3 500 m 约为 $-0.97\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,而1970s 在同一位置观测到的温度为 $-1.30\text{ }^{\circ}\text{C}$ <sup>[27]</sup>,深层温度表现出显著的增温,表层更多的来自上层的热量被存储在深层中,而围绕这部分热量的来源和释放路径有可能成为影响未来气候变化的不确定性因素。

由于格陵兰海在70 m 深度上存在一个强的密度跃层,导致在跃层以浅对流混合的深度随着温度的降低而缓慢加深,而当跃层结构被破坏之后在同样的温降条件下对流深度迅速增大。冷却对流过程伴随着向大气中释放大量的热量,其中对流至跃层下界时每平米的海水柱需要向大气中释放 $0.9 \times 10^9 \sim 1.2 \times 10^9\text{ J}$ 的热量,意味着在冬季对流期间需要大约2个月的时间来释放海水柱内部的热量。上层的层化结构抑制了冷却对流的发展加深,不利于为随后的深对流过程创造必要的条件。

#### 参考文献(References):

- [1] Aagaard K, Swift J. Seasonal transitions and water mass formation in the Iceland and Greenland Seas[J]. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 1981, 28(10): 1 107-1 129.
- [2] Hansen B, Østerhus S. North Atlantic-Nordic Seas exchanges[J]. *Progress in Oceanography*, 2000, 45(2): 109-208.
- [3] Rossby T, Prater M D, Søyland H. Pathways of inflow and dispersion of warm waters in the Nordic Seas[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2009, 114(C4): C04011 doi: 10. 1029/2008JC005073.
- [4] He Yan, Zhao Jinping. Distributions and seasonal variations of fronts in GIN Seas[J]. *Advances in Earth Science*, 2011, 26(10): 1 079-1 091. [何琰, 赵进平. 北欧海的锋面分布特征及其季节变化[J]. *地球科学进展*, 2011, 26(10): 1 079-1 091.]
- [5] Blindheim J, Rey F. Water-mass formation and distribution in the Nordic Seas during the 1990s[J]. *ICES Journal of Marine Science*, 2004, 61(5): 846-863.
- [6] Swift J. The Arctic waters[M]// Hurdle B G, ed. *The Nordic Seas*. Washington DC: Springer, 1986: 129-154.
- [7] Blindheim J. Arctic intermediate water in the Norwegian Sea[J]. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 1990, 37(9): 1 475-1 489.
- [8] Furevik T, Mauritzen C, Ingvaldsen R. The flow of Atlantic water to the Nordic Seas and Arctic Ocean[M]// *Arctic Alpine Ecosystems and People in A Changing Environment*. Berlin, Heidelberg: Springer, 2007: 123-146.
- [9] Aagaard K, Swift J H, Carmack E C. Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean Seas[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1985, 90(C3): 4 833-4 846.
- [10] Gascard J, Watson A J, Messias M, et al. Long-lived vortices as a mode of deep ventilation in the Greenland Sea[J]. *Nature*, 2002, 416(6 880): 525-527.
- [11] Rudels B, Friedrich H J, Quadfasel D. The Arctic circumpolar boundary current[J]. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 1999, 46(6): 1 023-1 062.
- [12] Meincke J, Rudels B, Friedrich H J. The Arctic Ocean-Nordic Seas thermohaline system[J]. *ICES Journal of Marine Science: Journal du Conseil*, 1997, 54(3): 283-299.
- [13] Rudels B, Korhonen M, Bud Eus G, et al. The East Greenland current and its impacts on the Nordic Seas: Observed trends in the past decade[J]. *ICES Journal of Marine Science: Journal du Conseil*, 2012, 69(5): 841-851.
- [14] Rudels B. The  $\theta$ -S relations in the northern seas: Implications for the deep circulation[J]. *Polar Research*, 1986, 4(2): 133-159.
- [15] Voet G, Quadfasel D, Mork K A, et al. The mid-depth circulation of the Nordic Seas derived from profiling float observations[J]. *Tellus A*, 2010, 62(4): 516-529.
- [16] Kushnir Y. Interdecadal variations in north Atlantic Sea surface temperature and associated atmospheric conditions[J]. *Journal of Climate*, 1994, 7(1): 141-157.
- [17] Rudels B, Fahrbach E, Meincke J, et al. The East Greenland current and its contribution to the Denmark[J]. *ICES Journal of Marine Science: Journal du Conseil*, 2002, 59(6): 1 133-1 154.
- [18] Swift J H, Aagaard K. Seasonal transitions and water mass formation in the Iceland and Greenland Seas[J]. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 1981, 28(10): 1 107-1 129.
- [19] Blindheim J. Arctic intermediate water in the Norwegian Sea[J]. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 1990, 37(9): 1 475-1 489.
- [20] Clarke R A, Swift J H, Reid J L, et al. The formation of Greenland Sea Deep Water: Double diffusion or deep convection?[J]. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 1990, 37(9): 1 385-1 424.
- [21] Akitomo K. Two types of thermobaric deep convection possible in the Greenland Sea[J]. *Journal of Geophysical Research*, 2011, 116(C8): C8012 doi: 10. 1029/2010JC006635.
- [22] Shao Qiuli, Zhao Jinping. On the deep water of the Nordic Seas[J]. *Advances in Earth Science*, 2014, 29(1): 42-55. [邵秋丽, 赵进平. 北欧海深层水的研究进展[J]. *地球科学进展*, 2014, 29(1): 42-55.]
- [23] Rhein M. Ventilation rates of the Greenland and Norwegian Seas derived from distributions of the chlorofluoromethanes F11 and F12[J]. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 1991, 38(4): 485-503.
- [24] Meincke J, Rudels B, Friedrich H J. The Arctic Ocean-Nordic

- Seas thermohalinesystem [J]. *ICES Journal of Marine Science: Journal du Conseil*, 1997, 54(3): 283-299.
- [25] Malmberg S, Jónsson S. Timing of deep convection in the Greenland and Iceland Seas [J]. *ICES Journal of Marine Science: Journal du Conseil*, 1997, 54(3): 300-309.
- [26] Visbeck M, Rhein M. Is bottom boundary layer mixing slowly ventilating Greenland Sea Deep Water [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2000, 30(1): 215-224.
- [27] Karstensen J, Schlosser P, Wallace D W, et al. Water mass transformation in the Greenland Sea during the 1990s [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans (1978-2012)*, 2005, 110(C7): 2156-2202.
- [28] Chen Xingrong, Cai Yi, Tan Jing, et al. Research progress on hiatus in the process of global warming [J]. *Advances in Earth Science*, 2014, 29(8): 947-955. [陈幸荣, 蔡怡, 谭晶, 等. 全球变暖 hiatus 现象的研究进展 [J]. 地球科学进展, 2014, 29(8): 947-955.]
- [29] Gao Tao, Xie Li'an. Study on progress of the trends and physical causes of extreme precipitation in China during the last 50 years [J]. *Advances in Earth Science*, 2014, 29(5): 577-589. [高涛, 谢立安. 近50年来中国极端降水趋势与物理成因研究综述 [J]. 地球科学进展, 2014, 29(5): 577-589.]
- [30] Chen Xianyao, Tung Ka-Kit. Varying planetary heat sink led to global-warming slowdown and acceleration [J]. *Science*, 2014, 345(6199): 897-903.

## Hydrographic Features of the Norwegian Sea and the Greenland Sea in Summer 2012

Wang Xiaoyu, Zhao Jinping, Li Tao, Zhong Wenli, Jiao Yutian

(Key Laboratory of Physical Oceanography, MOE, College of Physical and Environmental Oceanography, Ocean University of China, Qingdao 266100, China)

**Abstract:** Based on observations during the 5th Chinese Arctic expedition in 2012, the property and distribution of water masses were identified and the evolution of cooling convection was studied. In the upper layer, from the warm and salty Atlantic waters, which mainly lie on the east, westerly to the cold and fresh Greenland upper waters, the temperature and the salinity decreases were about 8 °C and 0.4 psu respectively. As for the intermediate and deep waters, water properties were more homogeneous and stable. Along with the depth deepening, there existed the Arctic Intermediate Water, the Basin Deep Water, the Arctic Deep Water and the Basin Bottom Water in all the three deep basins. In the center of the Greenland Basin, the potential temperature was about -0.97 °C at depth 3500 m, which was nearly 0.3 °C warmer compared to the value -1.30 °C observed in 1970s, implying a heat increase in the deep layer. Under a simplified hypothesis only concerning the surface cooling to erode the seasonal pycnocline, now a total heat loss of about  $0.9 \times 10^9 \sim 1.2 \times 10^9$  J/m<sup>2</sup> was needed for the upper ocean of the Greenland Sea. This process may take at least two months and thus leaves less time for the following deep-reaching convection. At present, the Nordic seas are becoming a heat reservoir on the northern hemisphere and impacts of such change on the Arctic climate are worthy of further study.

**Key words:** Nordic Seas; Water masses; Arctic intermediate water; Abyssal warming; Cooling convection.