

吴延俊, 赵进平. 欧亚海盆大西洋水输运过程及热释放研究进展[J]. 地球科学进展, 2020, 35(3): 231-245. DOI: 10.11867/j.issn.1001-8166.2020.014. [Wu Yanjun, Zhao Jinping. Thermoteresis and transportation of atlantic water along eurasian basin of the Arctic Ocean[J]. Advances in Earth Science, 2020, 35(3): 231-245. DOI: 10.11867/j.issn.1001-8166.2020.014.]

## 欧亚海盆大西洋水输运过程及热释放研究进展\*

吴延俊<sup>1</sup>, 赵进平<sup>1,2\*</sup>

(1. 中国海洋大学海洋与大气学院, 山东 青岛 266100;

2. 物理海洋教育部重点实验室, 山东 青岛 266100)

**摘要:** 温暖的大西洋水进入北冰洋后, 通过热量释放影响海洋和大气环境。在欧亚海盆, 大西洋水深度浅, 其热量释放是海冰融化的重要热源, 也是海冰减退和北极放大的关键因素。大西洋水输送的环流结构没有变化, 而是通过流速的变化改变热量输送的效率。大西洋水在流动过程中通过湍流运动、冬季对流和双扩散三大物理机制向上释放热量而降温。近年来, 大西洋水热量增加并将暖信号向北冰洋内部输送, 进而影响下游加拿大海盆的海洋过程。增暖的热源来自弗拉姆海峡的异常暖事件, 体现为北欧海挪威大西洋流水温长期变化因素与低频振荡因素的共同作用。

**关键词:** 大西洋水; 欧亚海盆; 海冰减退; 热量释放

中图分类号: P731.21

文献标志码: A

文章编号: 1001-8166(2020)03-0231-15

### 1 引言

南森海盆 (Nansen Basin) 和阿蒙森海盆 (Amundsen Basin) 也被称为欧亚海盆 (Eurasian Basin), 位于北冰洋东侧, 盖格尔海脊 (Gakkell Ridge) 将两个海盆隔开。南森海盆的西侧通过弗拉姆海峡 (Fram Strait) 与北欧海 (The Nordic Sea) 相连。阿蒙森海盆则通过罗蒙诺索夫海脊与右侧的马卡洛夫海盆 (Makarov basin) 分开 (图 1)。

在过去的几十年中北冰洋内发生了很多变化, 给全球气候也带来显著影响<sup>[2]</sup>。大西洋水通过弗拉姆海峡和巴伦支海进入欧亚海盆, 然后向下游输运<sup>[3,4]</sup>。在输运过程中大西洋水温盐性质会发生显著变化, 例如在沿法兰士约瑟夫地群岛 (Franz Josef Land) 至新西伯利亚群岛 (Novosibirskiye Islands) 之间的陆坡输运过程中核心温度下降显著, 这显著影

响着北冰洋内部的热收支平衡<sup>[5]</sup>。大西洋水输运过程中向上的热释放也是影响海冰减少的一个重要因素, 并且可能在全球变暖背景下对北冰洋海冰覆盖和淡水平衡产生深远的影响。为了更好地理解大西洋入流水的综合影响, 不仅要在入流通道进行连续观测, 更要调查其在运输路径上的变化。基于此, 美国国家科学基金会 (National Science Foundation) 与美国国家海洋和大气管理局 (National Oceanic and Atmospheric Administration) 资助的南森和阿蒙森海盆观测系统 (Nanson and Amundsen Basins Observational System, NABOS) 在 2002 年夏季开始运行。

通过长期系统的观测, 主要集中解决: 边界流如何输运大西洋水, 大西洋水是如何与陆架水、深海盆内部和上层海洋之间相互作用的, 海盆内上层环流的变化等问题。布放在陆坡上的潜标观测为

收稿日期: 2019-12-17; 修回日期: 2020-02-20.

\* 基金项目: 国家自然科学基金重点项目“北极快速变化的能量过程研究”(编号: 41941012); 国家自然科学基金项目“北欧海多种流态的耦合作用及其对北冰洋和北大西洋的外溢影响”(编号: 41976022) 资助。

作者简介: 吴延俊 (1996-), 男, 福建南平人, 硕士研究生, 主要从事极地海洋学研究. E-mail: wuyanjun\_ouc@126.com

\* 通信作者: 赵进平 (1954-), 男, 吉林省吉林人, 教授, 主要从事极地海洋学研究. E-mail: jpzhao@ouc.edu.cn

研究陆架—海盆相互作用过程和大西洋水弗拉姆海峡分支与巴伦支海分支之间复杂的作用过程提供了观测基础,同时也为陆坡上发生的大西洋水热量损失、侧向交换、双扩散对流和热盐交错等小尺度过程提供了详细的资料<sup>[1]</sup>。本文主要基于 NABOS 的研究来讨论大西洋水沿欧亚海盆边缘输运过程的特点和变化以及大西洋水热量对于欧亚海盆内水体和海冰的影响。

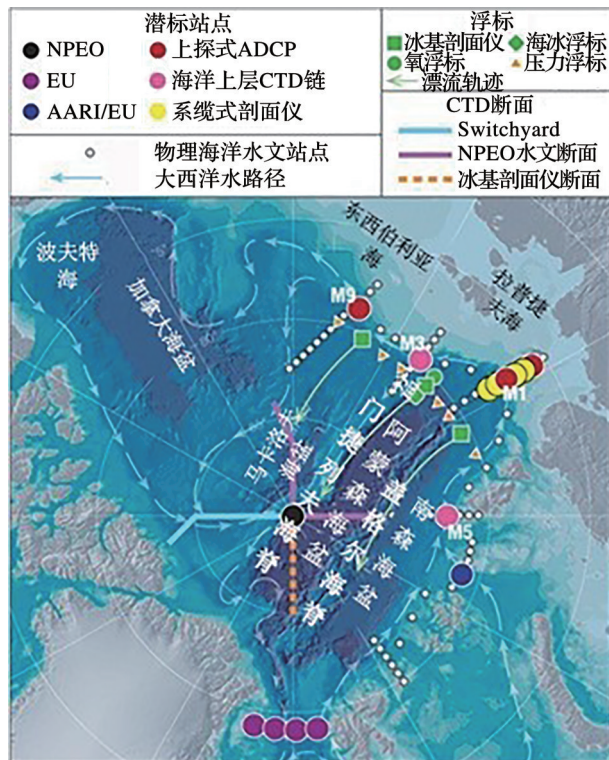


图 1 NABOS 布放的主要潜标和温盐深仪 (Conductivity, Temperature, Depth, CTD) 断面观测站点分布<sup>[1]</sup>

Fig. 1 Locations of mooring, buoys, CTD (Conductivity, Temperature, Depth) lines and oceanographic sections about NABOS<sup>[1]</sup>

M1、M3、M5 和 M9 分别表示不同的潜标组

M1, M3, M5 and M9 represent different mooring series

## 2 北冰洋水文特征的变化

历史观测数据显示,北冰洋在过去的几十年中正在经历大量剧烈的变化。北冰洋的主要气候参数,例如:北极表层气温 (Arctic Surface Air Temperature, SAT), 北冰洋淡水含量 (Arctic Ocean Freshwater Content, FWC), 中层 (150~1 000 m) 大西洋水温度以及陆缘冰厚度等都存在显著的变化<sup>[6,7]</sup>。2007 年以后北冰洋表层温盐变化的范围和强度显著增强,尤其是欧亚海盆内 5~50 m 的表层水体,2007—2009

年冬季平均盐度明显高于 20 世纪 50~70 年代的平均值,且在欧亚海盆和加拿大海盆之间还存在一个明显的水文锋面<sup>[8]</sup>。2012 年夏季北冰洋海冰减退面积达到历史新高<sup>[9]</sup>。大量研究表明,自 21 世纪以来,北冰洋正在朝着一个不可逆转的新模式转变,尤其表现为上层水体的变淡以及中层大西洋水层的异常增暖<sup>[6,10,11]</sup>。

### 2.1 北冰洋中层水的异常增暖

暖而咸的大西洋水 (Atlantic Water, AW) 对于北冰洋的热量平衡起着特殊作用。其主要来自挪威海<sup>[12]</sup>,一部分挪威沿岸流向东流穿过巴伦支海进入北冰洋,而另一部分则继续向北,以西斯匹茨卑尔根流 (West Spitsbergen Current) 的形式穿过弗拉姆海峡进入北冰洋 (图 2)。两个大西洋水分支在喀拉海北部相遇混合后受地形控制以一个狭窄的边界流形式沿着北冰洋欧亚海盆边缘逆时针输运进入北冰洋内部,年平均流速为 1~5 cm/s<sup>[14,15]</sup>,在北冰洋内部分布在中层 150~1 000 m 的深度。

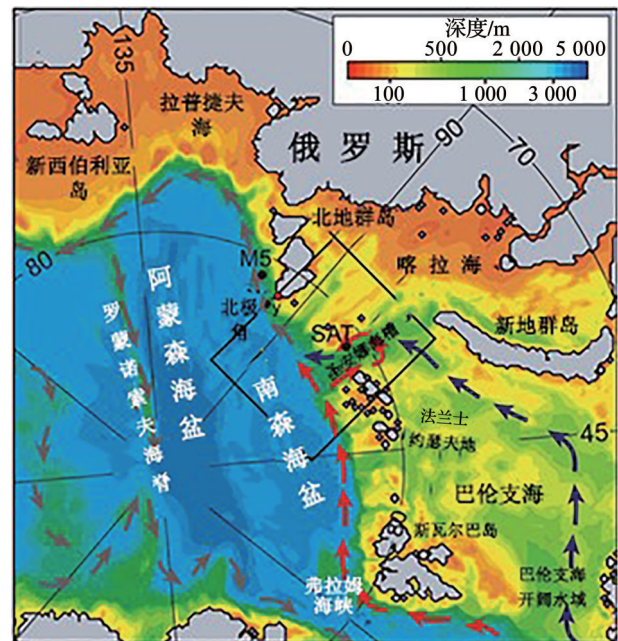


图 2 北冰洋大西洋水入流示意图<sup>[13]</sup>

Fig. 2 Map of the inflow region of Atlantic Water (AW) to the Arctic Ocean<sup>[13]</sup>

箭头表示大西洋水运输方向,红色和蓝色箭头分别表示大西洋入流水中的弗拉姆海峡分支和巴伦支海分支

Arrows trace the Atlantic Water (AW) pathways, red and blue arrows show the Fram Strait and Barents Sea branches, respectively

20 世纪 80 年代以来,北冰洋内的大西洋水层变化显著,主要体现在核心温度变高、盐度增大,同时

伴随着水层变浅<sup>[16]</sup>,1990年在南森海盆内第一次观测到温度正异常达到1°C的大西洋水增暖信号。20世纪90年代末期开始,大西洋水温度再次开始显示出新的增暖趋势<sup>[10,14]</sup>,1999年在弗拉姆海峡内观测到入流大西洋水的暖异常信号,并于2004年初输运到拉普捷夫海北部陆坡。这额外的热量供给使得整个欧亚海盆陆坡上的大西洋水温度显著增加并逐渐传递至北冰洋内部<sup>[17,18]</sup>,整个北冰洋内大西洋水层温度变化最大的区域在南森海盆<sup>[19]</sup>。

潜标数据显示(图1中M1号潜标组)拉普捷夫海北部大西洋水层自2004年2月开始温度突增,幅度达到0.4°C,该过程仅持续了7个月左右。在8月末又出现1次同等幅度的增暖,此后虽没有显著增暖事件发生,但小幅度增暖一直持续至2004年11月,并伴随着水层的增厚<sup>[10,20]</sup>。同时,2004年在斯瓦尔巴特岛东侧的大西洋水温度也达到了历史新高的4.2°C<sup>[14]</sup>。不同年份横跨拉普捷夫海陆架的走航CTD观测断面也记录到了拉普捷夫海陆坡上大西洋水层的显著增暖和增厚现象<sup>[6,17]</sup>。大西洋水的变暖趋势在2007—2008年到达顶峰后开始逐渐减弱,但是一直到2015年其温度仍高于2004年初次增暖后的温度。

## 2.2 北冰洋大西洋水突变原因——多年际振荡

欧亚海盆大气环流模式受到大气低频振荡的影响,包括周期为10年尺度的北极涛动/北大西洋涛动<sup>[21,22]</sup>,也包括更长时间尺度的变化<sup>[23]</sup>。通过分析20世纪长达100年的历史数据,Polyakov等<sup>[16,19]</sup>发现大气环流模式的改变会导致通过弗拉姆海峡进入北冰洋内大西洋水的输运量以及温度的变化<sup>[24]</sup>,并且认为20世纪北冰洋内大西洋水的变化主要是由时间尺度为50~80年的低频振荡(Low-Frequency Oscillations, LFO)导致的。同时大西洋水的变化与其他一些北极关键气候参数如海表气温、压强<sup>[25]</sup>、海冰厚度以及海平面<sup>[25]</sup>等之间存在显著的相关性,表明LFO在整个北极的变化中都扮演着重要的角色<sup>[23]</sup>。从更长时间尺度的数据资料出发,Polyako等<sup>[11]</sup>进一步指出21世纪初期大西洋水的突然增暖则更有可能是长期变化趋势的基础上叠加低频振荡叠加后发生的。

## 3 大西洋水的输运过程

### 3.1 弗拉姆海峡分支水和巴伦支海分支水

通过弗拉姆海峡进入北冰洋内的大西洋水被称为弗拉姆海峡分支水(Fram Strait Branch Water,

FSBW)<sup>[26]</sup>,以西斯匹茨卑尔根流形式向北穿过弗拉姆海峡的大西洋水为(3.0±0.2) Sv,其中(1.3±0.1) Sv的大西洋水受地形控制向东输运进入北冰洋内部<sup>[27]</sup>。弗拉姆海峡还是北冰洋内重要的海洋热量输运通道<sup>[28]</sup>,1997—2009年通过海峡向北进入北冰洋的净热量输运达到(36±6) TW<sup>[27]</sup>。在斯瓦巴特岛北部,FSBW上层受到融冰水的作用而变淡变冷,将FSBW的高温核心同上层海冰和大气隔开,随后沿着欧亚海盆东侧的陆坡向北冰洋内部逆时针输运<sup>[29]</sup>。

直接向东穿过巴伦支海进入北冰洋内的大西洋水被称为巴伦支海分支水(Barents Sea Branch Water, BSBW)<sup>[28]</sup>,基于布放在法兰士约瑟夫地和新地群岛之间1991—1992年的潜标观测数据估算出流量约为1.9 Sv<sup>[30]</sup>。刚进入巴伦支海时其温度很高,有时甚至可达到4~6°C<sup>[31]</sup>,但是在穿越巴伦支海过程中受冷空气、海冰和局地水的作用而发生更为显著的冷却<sup>[32,33]</sup>。巴伦支海南部海域常年无冰,刚进入的大西洋水与寒冷大气直接接触失去大量热量变得冷而重<sup>[34-36]</sup>。到了巴伦支海北部大西洋水与海冰作用则形成相对低盐的上层<sup>[37]</sup>,因此最终进入北冰洋内的巴伦支海分支水密度范围变大<sup>[24,32]</sup>。

### 3.2 两个分支的汇合以及分叉

两个大西洋水分支在喀拉海北部的圣安娜海槽(St. Anna Trough)内相遇<sup>[38]</sup>。弗拉姆海峡分支水沿陆坡输运至圣安娜海槽附近后,受地形控制一部分水体沿着海槽西侧进入海槽内部<sup>[39,40]</sup>,随后与离开巴伦支海后直接注入海槽底部更冷的巴伦支海分支水相遇发生强烈混合变性后沿着海槽东侧流出<sup>[33,40]</sup>。海槽的出流水在出口处与另一部分持续向东输运的弗拉姆海峡分支水(图3)汇合后一起以边界流的形式沿着欧亚海盆陆坡向东输运<sup>[10,15,41]</sup>。

在圣安娜海槽到罗蒙诺索夫海脊之间的陆坡上,边界流中存在两股并行的独立流动且两者之间存在明显的温盐锋面<sup>[33]</sup>。高分辨率模式模拟显示,来自于圣安娜海槽的巴伦支海分支在北地群岛以北的陆架上形成一个相对独立深度位于200 m左右的核心,并沿着俄罗斯边缘海陆坡内侧(upper slope)向东输运<sup>[35,39]</sup>,弗拉姆海峡分支则沿着陆坡外侧1 800 m等深线(Lower slope)输运<sup>[33]</sup>。观测数据也证实在北地群岛以北的陆坡上确实存在2个大西洋水核心结构<sup>[28,42]</sup>,但在拉普捷夫海陆坡上2个核心已经逐渐合并,同时最大温度和盐度下降至2°C和34.9 psu。温盐锋面在向下游输运过程中通

过水平混合逐渐变弱,在到达罗蒙诺索夫海脊时已基本混合均匀<sup>[26]</sup>。

欧亚海盆东侧的大西洋水层分布在 150~900 m 的中层深度,在拉普捷夫海陆坡上将整个水层垂直方向上的温度最大值识别为弗拉姆海峡分支水核心,之下 400~1 000 m 水层内温度和盐度极小值识别为巴伦支海分支核心,密度范围为 27.8~28.0 kg/m<sup>3</sup><sup>[43,44]</sup>。2013—2015 年通过拉普捷夫海中部陆坡的大西洋水输运量为 (3.1±0.1) Sv<sup>[44]</sup>。大西洋水穿过拉普捷夫海陆坡后再次分叉<sup>[33,45]</sup>,一部分沿陆坡继续向东跨越罗蒙诺索夫海脊进入加拿大海盆,另一部分沿着罗蒙诺索夫海脊向北流动<sup>[45]</sup>。

### 3.3 输送路径上大西洋水结构的变化

大西洋水弗拉姆海峡分支刚进入弗拉姆海峡时输运速度达到 24 cm/s,此时为正压流结构且最大流速出现在表层<sup>[27,46,47]</sup>,输运至下游 500 km 处的斯瓦尔巴特群岛北侧陆坡时转变为斜压流模式<sup>[48]</sup>,同时最大流速下降至 8 cm/s,其中斜压流出现的深度与大西洋水核心密切相关。斜压流结构一直保持至拉普捷夫海中部陆坡,随后再次转变为正压流结构并维持至罗蒙诺索夫海脊<sup>[45]</sup>,最大流速也下降至 4 cm/s<sup>[26,29]</sup>。

从弗拉姆海峡到罗蒙诺索夫海脊大西洋水流速下降了 6 倍,同时流结构也经历了从正压到斜压再到正压的转变。其中流速的减小是由正压输运在底地形影响下的变化导致的<sup>[29]</sup>,大西洋水核心层对应深度之上的水层内水体沿横跨陆坡方向上的等密度梯度与核心层对应深度之下水层内水体沿

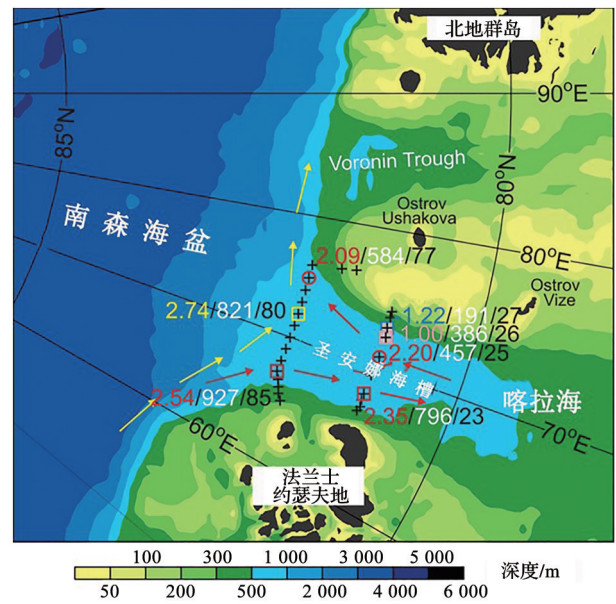


图 3 喀拉海北部圣安娜海槽内大西洋水环流示意图<sup>[13]</sup>

Fig. 3 Map of the northern Kara Sea showing the St. Anna Trough (ST)<sup>[13]</sup>

黄色箭头表示始终沿陆坡边缘输运的弗拉姆海峡分支水,红色箭头表示弗拉姆海峡分支水在圣安娜海槽内环流路径

Arrows show the Fram Strait branch of the AW inflow into the Arctic Ocean, which recirculates in the ST (red arrows) and follows the continental margin (yellow arrows)

横跨陆坡方向上的等密度梯度相反则是导致斜压流结构出现的主要原因(图 4)。继续向东输运过程中大西洋水与周围水体之间密度差异逐渐减小,斜压成分也逐渐减弱最终重新恢复为正压流结构<sup>[26,29]</sup>。

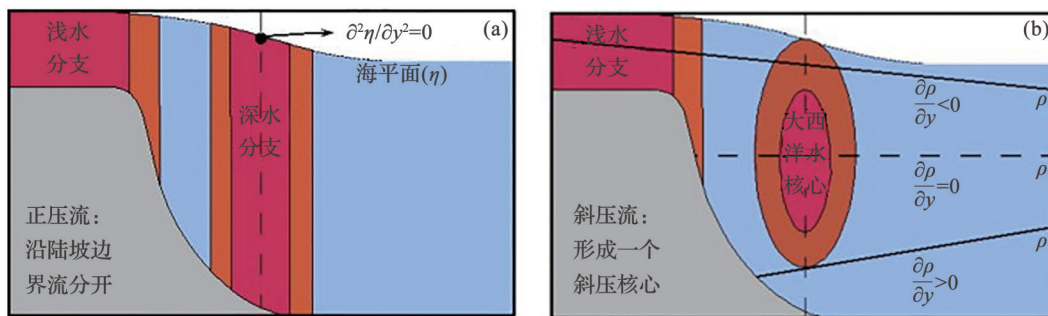


图 4 大西洋水输运过程中正压流结构(a)和斜压流结构(b)维持原因<sup>[29]</sup>

Fig. 4 Schematic of boundary current structure for (a) barotropic case and (b) baroclinic case<sup>[29]</sup>

### 3.4 与边缘海陆架水体的交换

(1) 陆架水泄流: 冬季陆架水结冰析盐过程中形成的高密度水有利于大西洋水通风<sup>[49]</sup>。拉普捷夫海西北陆架上经常有高密度水泄流(cascading)发生<sup>[24,50,51]</sup>,形成高密度水体的位置主要位于北极角

(Cape Arkticheskiy) (81°20'N, 95°26'E) 及其南部的海底峡谷(80°00'N)之间的持续性冰间湖内<sup>[51]</sup>。气候态数据表明拉普捷夫海西北陆架上结冰形成的高盐高密度水体常年存在,携带大量低温高盐陆架水体的水舌可以达到大西洋水层内<sup>[49]</sup>。且即使当

泄流的总体积相对较小时(约0.02 Sv),仍旧能够改变沿西伯利亚陆架边缘输运的大西洋水的温盐特性<sup>[49]</sup>。

(2)大西洋水抬升:大西洋水输运过程中,当上层盐跃层减弱以及地形的作用可能会造成大西洋水层的抬升而入侵至周围边缘海陆架上<sup>[52]</sup>。2008年冬季在拉普捷夫海近底层水体中发现了大西洋暖水入侵现象,作用区域一直扩展至20 m等深线处,使得这些区域水体盐度和温度比周围水体分别高0.2 °C和1.0~1.5 psu。大西洋水的抬升入侵不仅会对陆架水体造成重要影响,热量不断注入还会对海底的永冻土层产生不可低估的影响<sup>[52]</sup>。

### 3.5 局地季节性风场的作用

拉普捷夫海陆坡上,大西洋水存在明显的季节变化<sup>[26]</sup>。潜标数据显示,除了自2004年以来整个大西洋水层长期的增温以外,季节变化也十分显著,

主要体现在冬季水体的温度和盐度都比夏季高<sup>[43,53,54]</sup>。

研究表明,局地大西洋水核心位移是导致拉普捷夫海陆坡上大西洋水层温盐季节变化的重要原因<sup>[53,54]</sup>。大西洋水核心横跨陆坡(cross-slope)水平位置的分布受到多种因素的影响,例如绕极边界流的动力不稳定或者海表面季节变化引起密度驱动的表层流的南北摆动等<sup>[55]</sup>。Dmitrenko等<sup>[53]</sup>通过直接的流速观测以及数值模式的验证进一步表明,不同季节局地风场的作用是造成大西洋水核心位移的重要原因。冬季拉普捷夫海表风场受反气旋大气环流模态的影响形成离岸风<sup>[56]</sup>,表层水体离岸输运后次表层水体则向岸补充,最终导致大西洋水核心向岸移动。而夏季气旋式大气环流模态使局地风场转变为向东的沿岸风,从而使大西洋水核心向海盆内部移动(图5)。

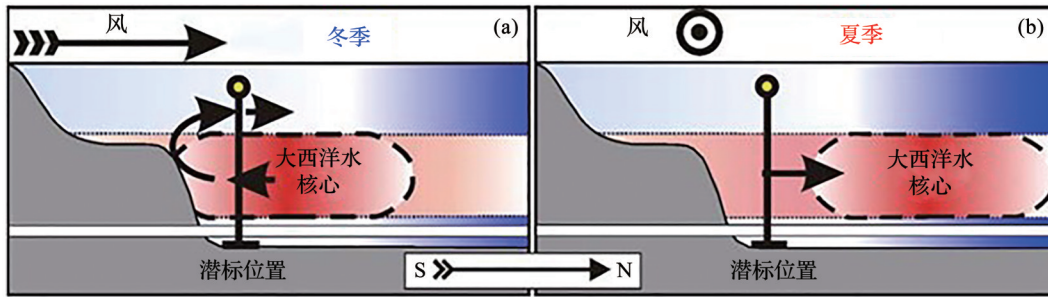


图5 大西洋水核心变化示意图

Fig. 5 Sketch of proposed seasonal shift of the Atlantic Water core

(a)跨陆坡冬季风导致表层离岸流,大西洋水核心向岸移动;(b)夏季大西洋水核心又回到最初的位置<sup>[53]</sup>

(a)Cross-slope winter wind causes off-shore surface current, which moves the AW core toward the shelf;(b) In summer, the Atlantic Water core relaxes back to its initial position<sup>[53]</sup>

## 4 大西洋水输送过程中的热量损失

### 4.1 流动中的热耗散

大西洋水进入北冰洋时携带着大量热量,但是在长期输运过程中大西洋水核心的平均温度下降显著。在弗拉姆海峡内温度为5 °C左右,斯瓦尔巴群岛附近为2.5~3.0 °C,法兰士约瑟夫地群岛北部为2.0~2.5 °C,拉普捷夫海西侧陆坡下降至1.5 °C,新西伯利亚群岛北部约为1.0 °C,最终沿着罗蒙诺索夫海脊向北输运的大西洋水温度仅为0.8 °C<sup>[18]</sup>,进入加拿大海盆内的大西洋水核心温度也只有0.5 °C<sup>[17]</sup>,这意味着大量热量在欧亚海盆内输运时被释放出去。若弗拉姆海峡分支水携带的(36±6) TW热量在北冰洋深海盆内全部向上释放,垂直热通量可以达到7 W/m<sup>2</sup>。但实际上大部分大西洋水

热量通过平流、涡旋搅拌和其他一些水平过程耗散掉,只有一部分热量直接向上释放进入大西洋水层之上的盐跃层中<sup>[58]</sup>。对有限观测数据的研究表明,在北冰洋深海盆内部大西洋水向上的热通量很小(<1 W/m<sup>2</sup>)<sup>[59,60]</sup>。但在地形起伏大的区域以及海盆边缘,向上的热通量经常可以达到很大的数值<sup>[58,61]</sup>。目前对于大西洋水热量具体是如何向上释放的仍然存在激烈的争论。

### 4.2 通过双扩散阶梯的热量损失

大西洋水热量可以通过剪切不稳定和双扩散这两种机制向上输送至上层的密度跃层内<sup>[62]</sup>。剪切不稳定通常与潮汐引起的内波有关且热通量很大,在一些地区能达到10甚至50 W/m<sup>2</sup>。但剪切不稳定往往只发生于北冰洋东侧容易产生斜压潮的

陆坡上<sup>[63,64]</sup>,因此剪切不稳定对于整个北冰洋内大西洋水的热量损失的贡献仍旧没有明确的结论。双扩散机制主要通过大西洋水核心上的扩散层的不稳定性造成热量损失,这些双扩散层在整个北冰洋内广泛分布<sup>[60]</sup>。当冷而淡的水体覆盖在暖而咸的水体之时有利于形成双扩散,因此在大西洋水核心所在深度之上的水层内存在典型的双扩散现象。双扩散层处在活跃状态时位温和盐度的垂向剖面上会出现一连串的“阶梯”结构,在“阶梯”的两端是相对均质的水层,而在两个均质层之间的高梯度区(High-Gradient Regions, HGRs)温度和盐度变化显著,高梯度区内往往包含着多个阶梯结构。

利用实验室试验的结果,得出以下计算双扩散热通量的公式<sup>[65]</sup>:

$$F_h = 0.00859 e^{4.6 \exp[-0.54(R_p - 1)]} \rho c_p \left( \frac{g k_T \alpha}{Pr} \right)^{\frac{1}{3}} (\Delta\theta)^{\frac{4}{3}}, \quad (1)$$

$$R_p = (\beta \partial S / \partial Z) / (\alpha \partial \theta / \partial Z), \quad (2)$$

式中: $F_h$ 为通过扩散层界面的热通量; $c_p$ 为海水的比热(下同); $\rho$ 是海水的密度(下同); $g$ 为重力加速度(下同); $Pr = \nu / k_T$ 为普朗特数, $\nu$ 为运动黏性系数, $k_T$ 为热量的分子扩散系数(下同); $\Delta\theta$ 为扩散层界面两端的位温差(下同); $R_p$ 为密度比(下同),当其大于1时表示扩散层的不稳定处于活跃状态; $\alpha$ 和 $\beta$ 分别为热膨胀系数(下同)和盐收缩系数(下同),两者都是正数; $S$ 为海水盐度; $Z$ 为水层深度; $\theta$ 表示海水的位温。

Padman等<sup>[66]</sup>利用微结构剖面数据估算出在加拿大海盆内大西洋核心上的双扩散热通量范围在0.02~0.10 W/m<sup>2</sup>,Lenn等<sup>[67]</sup>利用湍流耗散和温盐协同测量数据估算出的垂直双扩散热通量大小约为1 W/m<sup>2</sup>,且沿着欧亚海盆东侧的陆坡双扩散导致的热通量至更大。Polyakov等<sup>[58]</sup>利用2003—2004年连续1年的观测数据发现在拉普捷夫海中部陆坡上140~350 m的深度内长期存在6个明显的阶梯层,利用上述公式估算出通过双扩散过程从大西洋水核心层向上输运的热量可以达到8 W/m<sup>2</sup>,这些热通量的存在可以有效地将大西洋水热量向上输送超过100 m进入盐跃层内。虽然双扩散机制引起的热通量要远远小于剪切不稳定的作用,但是它在整个海盆尺度内导致的大西洋水核心热量的损失远远超过剪切不稳定的作用<sup>[58,68]</sup>。

实验室通量公式可以很好地估算出大西洋水热通量的数值,但将其应用于更加复杂的实际海洋中时会存在一定的争议<sup>[69]</sup>。Polyakov等<sup>[68]</sup>除了应

用上述热通量公式来计算之外还利用其他两种方式来处理不同情况。

利用厚均质层中的扩散率来估算热通量:

$$\varepsilon_{\text{LAYER}} + \frac{g}{H^{\text{LAYER}}} (\alpha k_T \Delta\theta + \beta k_S \Delta S) = (1 - R_F) \frac{g \alpha}{\rho c_p} F_H^{\text{LAYER}}, \quad (3)$$

式中: $F_H^{\text{LAYER}}$ 为通过大扩散层的热通量, $H^{\text{LAYER}}$ 为大扩散层的厚度, $k_S$ 为盐的分子扩散率, $\Delta\theta$ 和 $\Delta S$ 分别为大扩散层两端的最大温盐差值; $R_F$ 为浮力通量比,与 $R_p$ 相关,当 $R_p > 2$ 时其为常值0.15<sup>[65]</sup>;  $\varepsilon_{\text{LAYER}}$ 为大扩散中的扩散率。

针对不同高梯度区类型分别计算通过高梯度区内小的扩散层界面、小的湍对流层和湍流层(turbulent patches)的热通量后求和:

$$F_H^{\text{HGR}} = \left\{ \langle F_H^{\text{interface}} \rangle \sum H^{\text{interface}} + \langle F_H^{\text{layer}} \rangle \sum H^{\text{layer}} + \langle F_H^{\text{patch}} \rangle \sum H^{\text{patch}} \right\} / H^{\text{HGR}}, \quad (4)$$

$$\langle F_H^{\text{interface}} \rangle = (\sum F_H^{\text{interface}} H^{\text{interface}}) / \sum H^{\text{interface}}, \quad (5)$$

式中: $F_H^{\text{interface}}$ 、 $F_H^{\text{layer}}$ 、 $F_H^{\text{patch}}$ 分别表示通过小的扩散层界面、小的湍对流层和湍流层的热通量; $H$ 表示各层对应的厚度, $H^{\text{layer}}$ 表示小的湍对流层的厚度, $F_H^{\text{HGR}}$ 表示通过高梯度区的热通量, $H^{\text{HGR}}$ 为高梯度区对应的厚度。基于2007—2008年布放在拉普捷夫海陆坡中部的剖面仪观测到的不同类型的扩散层阶梯,估算出大西洋水核心之上的大扩散阶梯结构内所产生的扩散热通量为2~8 W/m<sup>2</sup><sup>[68]</sup>。这些扩散层在欧亚海盆内普遍存在且能够源源不断地将热量从大西洋水核心输运至上层,因此其对于大西洋水层的冷却的贡献是十分显著的<sup>[68]</sup>。

### 4.3 冬季对流的影响

通过扩散机制从大西洋水核心向上输送的大部分热量都先储存在大西洋水层之上的冷盐跃层和密度跃层内,当出现很强的垂向混合时向上释放至表层<sup>[70]</sup>。由水层中热含量变化引起的热通量由下式计算:

$$Q = \int_{z_1}^{z_2} \rho_w c_p (\theta - \theta_f) dz, \quad (6)$$

$$\Delta F_H = \Delta Q / \delta t, \quad (7)$$

式中: $Q$ 为热含量(单位:J/m<sup>2</sup>), $\rho_w$ 为海水密度, $\theta_f$ 为海水的冰点<sup>[20]</sup>, $z_1$ 和 $z_2$ 分别为水层的上下边界随对应的深度; $\Delta F_H$ 为水层内热通量的变化量, $\Delta Q$ 表示水层内热含量的变化量。

Polyakov等<sup>[70]</sup>利用水层中热含量的变化发现每年的1~4月从冷盐跃层和密度跃层内释放至表层的的热量最强,平均值为3~4 W/m<sup>2</sup>。这主要是因为冬季海冰形成过程中盐分的析出使得周围水体盐

度显著增高,从而驱动对流的形成。另外,冬季风暴天气出现频率增高使得对流强度增强。不仅如此,自21世纪以来在整个欧亚海盆东侧内冬季对流能够到达更大的深度<sup>[20]</sup>,因此冬季对流的作用能够将更多的热量释放到海洋表层<sup>[20,70]</sup>。

#### 4.4 上游降温事件的影响

除了局地双扩散和冬季对流作用会造成大西洋水降温外<sup>[68,70]</sup>,上游的降温事件也会导致下游观测到温度更低的大西洋水<sup>[3]</sup>。例如,2004年起拉普捷夫海陆坡上的弗拉姆海峡分支水经历了连续突然增暖,但2005年和2006年的观测数据却显示巴伦支海分支水呈现出相反的变冷趋势<sup>[10,13]</sup>。研究发现巴伦支海分支水的变冷并不是由局地热损失引起,而是源于上游海域的热损失<sup>[71]</sup>。2001年开始巴伦支海和喀拉海北部的径向风由正向变为负向,使其在上游区域滞留时间延长,净热量损失增多导致核心温度降低,最终该冷信号随着大西洋水从圣安娜海槽输运至下游<sup>[71]</sup>。

### 5 圣安娜海槽的作用

#### 5.1 海槽内的入流水

圣安娜海槽位于喀拉海北部新地群岛以北,长550 km,宽150~200 km,深度达600 m<sup>[72]</sup>,是北冰洋内水动力最活跃的区域之一<sup>[73]</sup>。在法兰士约瑟夫地东北陆坡上一部分弗拉姆海峡分支水受地形控制沿海槽西侧进入海槽内部,而另一部分则继续沿着陆坡向东输运<sup>[32]</sup>(图3),刚流入时水温为2.0~2.5 °C<sup>[19]</sup>。巴伦支海分支水穿过巴伦支海后直接从海槽南侧潜入海槽内部,与海槽内部的弗拉姆海峡分支水相遇混合后沿着海槽东侧流入南森海盆内<sup>[32]</sup>。

#### 5.2 发生在圣安娜海槽的过程

从海槽流出的弗拉姆海峡分支水与刚进入时相比温度下降明显,且核心层之上的双扩散阶梯结构受到明显侵蚀<sup>[33]</sup>,意味着其中一部分热量可能在混合过程中向上损耗掉<sup>[13]</sup>。在海槽东侧上层,出流中的弗拉姆海峡分支水与冷而淡的巴伦支海分支

之间由于水平密度差异而导致剧烈的湍流混合<sup>[13]</sup>,在粗糙的地形作用下湍流混合加剧<sup>[74]</sup>,最终使得大西洋水在圣安娜海槽输运过程中损失大量热量。基于数值模式和观测数据的研究,Dmitrenko等<sup>[13]</sup>估算出2008—2010年在圣安娜海槽内大西洋水垂直向上的热通量可以达到30~100 W/m<sup>2</sup>,表明在圣安娜海槽内发生的混合过程可能会对下游大西洋水携带的热量产生重要影响。

涡旋的出现会破坏水体的垂向结构,例如,2005年2月在拉普捷夫海中部陆坡记录到一个突然出现的尺度涡旋结构<sup>[75]</sup>,该涡旋由2个明显的核心组成,总厚度达到650 m。上层核心更暖更咸,密度与周围水体相近;而下层核心更冷更淡,密度比周围水体大0.02 kg/m<sup>3</sup>。通过分析发现该涡旋是在弗拉姆海峡分支水与巴伦支海分支水混合过程中逐渐形成,随后一直保持其垂向结构并将其热盐差异从源地携带至几千公里外的下游<sup>[75]</sup>。

#### 5.3 海槽东侧稳定出流

从圣安娜海槽东侧流出进入南森海盆内部的水体是由弗拉姆海峡分支水和巴伦支海分支水之间的相互作用主导的,从海槽东侧出流的水体主要由3个包含着不同大西洋水成分的水团组成(表1),从而在海槽东侧形成一个明显的垂向锋面<sup>[38,76]</sup>。

圣安娜海槽回流弗拉姆海峡分支水(SAT-circulating FSBW):比西侧入流水核心温度下降显著,含有大量的大西洋水成分。分布在50~450 m的深度,这一部分水体流出后最终能够补充进入北冰洋内的下盐跃层中<sup>[13]</sup>。

低大西洋水含量的巴伦支海分支水:含有大量沿岸水的成分。主要分布在海槽东侧夏季混合层以下并且倾斜分布至海槽中部底层。该水团是由于BSBW在穿越巴伦支海过程中受大气冷却以及降雨和纳维亚河径流水的作用变性后形成的<sup>[32]</sup>,也可能是下沉至海槽内的喀拉海陆架高盐水与一部分巴伦支海分支水混合后形成<sup>[28]</sup>,包含着较少的大西洋水信息。

表1 圣安娜海槽东侧出流中3个水团的基本情况

Table 1 The basic circumstances of three water masses on the eastern flank of St. Anna Trough

水团	温度/°C	盐度/psu	密度/(kg/km <sup>3</sup> )	来源	贡献
圣安娜海槽回流弗拉姆海峡分支水	>0	34.75~34.95	27.85	沿海槽西侧进入的FSBW变性	补充进入北冰洋内的下盐跃层
低大西洋水含量的巴伦支海分支水	<0	>34.75	28.00	BSBW与局地陆架水体混合	
高大西洋水含量的巴伦支海分支水	>0	>34.90	28.04	BSBW核心部分	为深层提供大西洋水

高大西洋水含量的巴伦支海分支水(True mode of the BSBW):大西洋水巴伦支海分支水中的核心

部分。这一部分巴伦支海分支水占据着圣安娜海槽东侧的底层区域,相对高盐的特性也表明其几乎

不受浅海变性水以及降雨和陆地径流的影响。这一部分水体在下游西伯利亚边缘海陆坡上仍然可以观测到,主要分布在 900~1 880 m 的深度,为北冰洋深层提供相对高温高盐的大西洋水来源<sup>[38]</sup>。

沿海槽东侧陆坡向北进入北冰洋内的出流是长期稳定存在的<sup>[13,38,76]</sup>。Kirillov 等<sup>[76]</sup>利用连续 1 年的直接流速观测显示,在 134~472 m 的水层中存在持续向北的正压输运,年平均流速约为 20 cm/s。但是巴伦支海和喀拉海北部长期风场扰动引起的海平面变化会导致流速的突变,西风和西南风作用在无漂流冰覆盖的海面引起表层海水向东输运,在圣安娜海槽内形成横向的海面梯度,最终通过地转平衡使得向北的径向输运加强。Dmitrenko 等<sup>[38]</sup>进一步通过数据观测和模式研究指出,向北的出流在 134~218 m 平均流速为 18 cm/s,而 376~468 m 的平均流速为 23 cm/s。因此除去由大气环流引起的正压流之外还存在明显的由弗拉姆海峡分支和巴伦支海分支之间密度梯度变化而形成的斜压流成分<sup>[36]</sup>。

## 6 大西洋水对欧亚海盆的贡献

### 6.1 “大西洋化 (Atlantification)” 向东扩展

50~100 m 水层内温度接近冰点的冷盐跃层将中层温暖的大西洋水与表层相隔开是北冰洋欧亚海盆水体垂向特征分布的一个重要特征<sup>[54]</sup>。盐跃层内盐度梯度很大,层化显著,能够有效地抑制大西洋水携带的热量释放至表层<sup>[20,77]</sup>。“大西洋化”最开始指的是在巴伦支海内海冰北移同时伴随着水体层化减弱、垂向混合增强以及初级生产力的改变

的现象<sup>[78]</sup>。南森海盆西侧作为大西洋水的入流区域,表层和海洋内部存在很强的相互作用因此层化较弱,尤其在冬季海冰形成过程中产生的盐对流能够直接对大西洋水通风<sup>[79]</sup>。过去这一现象只发生在欧亚海盆的西侧,但是近年来更多的数据表明“大西洋化”现象开始逐渐向海盆东侧扩展<sup>[20]</sup>。随着“大西洋化”的东移,欧亚海盆东侧表层水体可以观测到更多的大西洋水信号。大西洋水层上边界变浅<sup>[18]</sup>以及冬季对流的加深,使得冬季通风现象更加显著,因此更多的大西洋水热量被携带至表层,冷盐跃层和永久密度跃层也有可能最终转变为季节性跃层(图 6)。

### 6.2 海盆内海冰的显著减少

欧亚海盆内部水体显著变化的同时也伴随着很强的夏季海冰减退现象<sup>[18,79]</sup>。从 1979 年开始海冰的面积呈线性减少,幅度达到 11%/10a,进入 21 世纪以后减少的速度开始加快<sup>[80,81]</sup>。观测数据显示 2007 年和 2012 年美亚海盆和欧亚海盆的海冰覆盖分别达到了历史新低,2011 年夏末欧亚海盆东侧的海冰覆盖下降至惊人的 10%,基本上处于一个接近无冰的状态<sup>[20]</sup>。虽然冬季海冰减少的速度更慢<sup>[82]</sup>,但在南森海盆西侧变化会更加明显,斯瓦尔巴特岛东北部海域在 2011—2014 年冬季就长期存在大面积的无冰区<sup>[79]</sup>。2010 年和 2016 年北极中央区的海冰也发生了显著变化<sup>[83]</sup>,涉及到欧亚海盆大范围区域。除了海冰面积变小以外,还伴随着海冰变薄和冰龄变短<sup>[82]</sup>,自 2007 年后季节性海冰甚至在整个北冰洋中都占据着相当大的面积<sup>[84]</sup>。

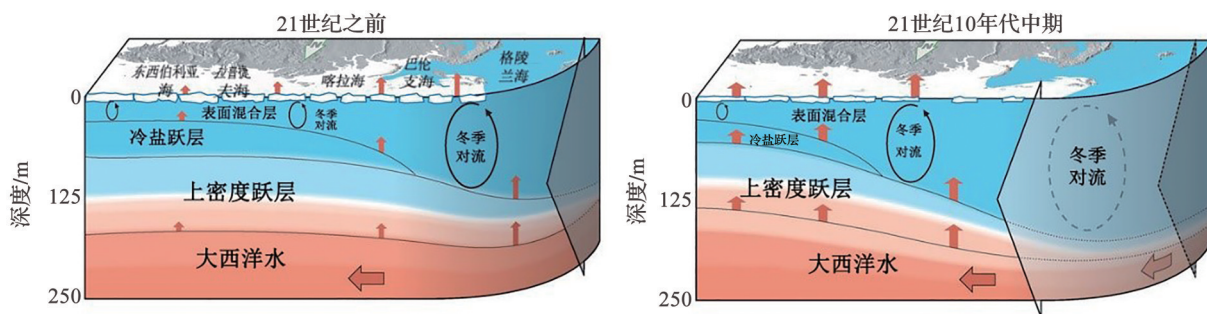


图 6 欧亚海盆大陆边缘上的“大西洋化”示意图<sup>[20]</sup>

Fig. 6 Sketch of "Atlantification" of the Eurasian Basin continental margin in recent years<sup>[20]</sup>

红色箭头表示大西洋的热量的运输

Red arrows represent transport of Atlantic water heat

海冰的显著减少很大程度上归因于大气强迫的作用<sup>[20,85]</sup>,海表气温的变化很明显显示出北极范围内的增暖,增幅达 0.1~0.3 °C/10a<sup>[86]</sup>。但大气热动

力对海冰的影响不能仅仅通过气温的变化来衡量,因为其往往忽略了其他大气过程引起的动力强迫。夏季海冰范围的减少使更多的太阳热量通过冰间



缝隙及开阔水区域进入海面,随后升温的表层海水造成冰底融化<sup>[87,88]</sup>,同时混合层上层中留存下的夏季太阳热量会延缓秋季和早冬时期海冰的形成<sup>[79]</sup>。虽然大气强迫是海冰减少的一个重要影响因子,但是在海冰厚重时期它的作用并不显著,因此北极海冰的快速减退可能是由于海—冰—气之间更为复杂的动力和热动力过程导致的<sup>[18,20,79,81]</sup>。

### 6.3 大西洋水热量释放对海冰的影响

大西洋水向上释放的热量是否能够影响北极海冰覆盖仍旧存在着许多争论<sup>[26,38]</sup>。以前大西洋水热量对于海冰减少的作用往往被忽略,因为北冰洋内层化稳定的冷盐跃层能够有效抑制热量释放至表层<sup>[50]</sup>。但随着21世纪以来进入北冰洋内的大西洋水异常增暖<sup>[10]</sup>以及欧亚海盆内“大西洋化”现象向东扩展<sup>[18]</sup>,越来越多研究学者认为大西洋水的热量在海冰变化过程中扮演的角色不可忽视,且正在变得越来越重要<sup>[20,62,70,79]</sup>。一般 $1\text{ W/m}^2$ 的海洋热量的释放能融化大约 $10\text{ cm}$ 海冰<sup>[20,70]</sup>,Polyakov等<sup>[18]</sup>利用三维冰—海模型试验估算出在40年后大西洋水热量每增加 $0.5\text{ W/m}^2$ 将会导致 $28\sim 35\text{ cm}$ 海冰融化。

在海冰覆盖区域,向上释放的大西洋水热量到达表层后不能直接释放至大气中,而是在冰底与海冰发生热交换使冰底融化<sup>[81]</sup>,冬季这些释放的热量并不会完全阻止海冰的形成只是减缓海冰增长的速度<sup>[70]</sup>。通过分析海冰密集度和海冰厚度发现冬季薄冰和低海冰密集度区域往往出现在大西洋水输运路径上,如斯瓦尔巴特群岛东北部<sup>[79,81]</sup>和喀拉海北部<sup>[13]</sup>。Rudels等<sup>[89]</sup>认为在南森海盆西侧斯瓦尔巴特群岛附近的海域内大西洋水冷却过程中释放的一部分热量能够直接使海冰融化,大西洋水的上层从而冷却变淡形成表层混合层水<sup>[48,74]</sup>。

当夏季南森海盆西侧海冰覆盖面积显著减小时,单位面积海冰融化量减少,上层大西洋水的冷却变淡能力减弱,更多的太阳热量在开阔水域被混合层上层吸收。而在无冰条件下波浪作用可能诱发很强的垂向混合导致混合层加深并从下层获得更多盐分<sup>[90,91]</sup>,到了夏末在南森海盆内能够形成有一定厚度且盐度相对较大的暖池并沿着大西洋水输运路径向东扩展。这一部分弱层化水体的存在使得冬季结冰形成的对流混合能够到达更大的深度,最终将大量的大西洋水热量释放至表层影响表层海—气或者海—冰界面的热平衡<sup>[81]</sup>,进而导致大西洋水输运路径上海冰密集度的减小<sup>[92]</sup>。因此对于南森海盆内冬季海冰的减退可以用夏季海冰减

退和大西洋水热量影响的季节性增强之间的正反馈机制来解释<sup>[79]</sup>。

## 7 南森和阿蒙森海盆内需要解决的重大科学问题

近年来在北冰洋南森海盆和阿蒙森海盆(欧亚海盆)内的海水和海冰发生了显著变化,主要表现为:①21世纪以来受低频振荡的影响进入北冰洋内的大西洋水异常增温<sup>[10]</sup>;②欧亚海盆内盐跃层减弱、大西洋水通风增强<sup>[20]</sup>;③海冰减退、变薄、季节冰增加<sup>[82]</sup>;④陆架和海盆之间水体交换增强<sup>[93]</sup>,这些因素可能会使得大西洋水热交换增强和边界流结构的变化<sup>[49]</sup>。欧亚海盆作为大西洋水在北冰洋内输运的上游,深入了解大西洋水在输运过程中的变化和作用,以及在北冰洋变化过程中的响应过程是十分重要的。

### 7.1 大西洋水向上热量损失的过程和机制

观测数据的分析结果显示通过大西洋水核心层之上大的扩散阶梯向上的热通量可以达到 $2\sim 8\text{ W/m}^2$ <sup>[58,68]</sup>,但是在大的阶梯层之上大量的小阶梯层内热量通量仅有 $0.1\sim 1.0\text{ W/m}^2$ 。这说明虽然能够通过大阶梯的扩散作用快速有效地冷却大西洋水,但是大部分热量只能储存在大西洋水层之上的密度跃层和冷盐跃层中<sup>[20]</sup>。目前对这一部分热量是通过其他机制释放至表层还是通过盐跃层内的强侧向交换而耗散掉<sup>[68]</sup>仍旧没有一个明确的结论<sup>[18]</sup>。虽然通过冬季对流能够有效的将热量释放至表层,但对流并不是在整个欧亚海盆内普遍存在的<sup>[70]</sup>。因此需要利用更具体更科学的机制来解释大西洋水热量向上的损失过程,不仅如此,还需要更加充分的理解当北冰洋变化(如大西洋入流水、表层热通量、降雨通量、海冰年际变化等改变)时扩散层内的热通量是如何变化的<sup>[62]</sup>。

### 7.2 大西洋水热量对海冰减退的贡献

入流大西洋水对于海冰影响最显著的地方是在南森海盆西侧斯瓦尔巴特岛周围的海域内<sup>[28,79,81]</sup>,刚进入的弗拉姆海峡分支在此与海冰直接作用变冷变淡,同时也造成海冰的融化。沿大西洋水输运路径上的低海冰密集度以及海盆内海冰开始减少时间与大西洋水异常增温时间之间的高相关性表明大西洋水热量有助于海冰的减少<sup>[81]</sup>,但是在欧亚海盆东侧盐跃层的存在往往能够有效地抑制大西洋水的热量释放至表层,因此大西洋水热量对于海冰减退的具体贡献仍旧不明确<sup>[82]</sup>,海冰减

退和上层海洋通风的具体物理机制也仍在讨论当中<sup>[62]</sup>。随着欧亚海盆东侧层化开始减弱需要更加深刻地了解大西洋水热量对于欧亚海盆上层水体和海冰的贡献以及可能给整个北冰洋上层带来的变化<sup>[20]</sup>,如:陆架—海盆水体交换,淡水存储和运输的改变等。

### 7.3 大西洋水层中巴伦支海分支水的影响

一直以来对于北冰洋内大西洋水的研究更多是集中在弗拉姆海峡分支水上<sup>[28]</sup>,而巴伦支海分支水对于北冰洋的重要性直到 20 世纪 80 年代末期才被提及<sup>[94]</sup>。近年来,在阿蒙森海盆,马卡洛夫海盆和加拿大海盆内都观测到巴伦支海分支水的存在,说明其也能为其他海盆的中层提供相对暖的大西洋水<sup>[28,42,95]</sup>。且从喀拉海北部到拉普捷夫海陆坡间的输运过程中,整个大西洋水层中都可以监测到巴伦支海分支水季节变化的特征,说明其很有可能会在向下游输运过程中改变弗拉姆海峡分支水的一些季节特性<sup>[43]</sup>。因此巴伦支海内气象水文条件的改变对巴伦支海分支水的影响以及在圣安娜海槽内的变化过程都将会显著影响北冰洋内的大西洋水层以及下游的海洋热收支<sup>[28]</sup>。但是目前由于数据资料的限制很少能够完整地研究其在上游的变化过程,可获得的流量观测数据目前仅有来自于 1991—1992 年位于法兰士约瑟夫地和新地群岛的一组潜标数据<sup>[30]</sup>,所以需要很多的数据以及海洋模式来进行更加充分的研究。

### 7.4 大西洋水分叉以及水量的分配

弗拉姆海峡分支和巴伦支海分支在喀拉海北部汇合后沿着陆坡向东输运,但是当其沿拉普捷夫海陆坡到达罗蒙诺索夫海脊之前分为 2 支,一支跨越海脊继续向东输运,另一支则沿着罗蒙诺索夫海脊向北流动。一般认为大西洋水的分叉主要发生在新西伯利亚群岛以北的陆坡上<sup>[33,45]</sup>,但 Dmitrenko 等<sup>[43]</sup>通过拉普捷夫海陆坡上 2005 年潜标数据提供的信息推测,大西洋水在到达新西伯利亚群岛之前就已经产生了分叉。不仅如此,Rudels 等<sup>[28]</sup>还提出一个观点,认为大部分弗拉姆海峡分支水留在南森海盆内,这也是导致大西洋水核心温度在拉普捷夫海陆坡上下降显著的原因。因此在欧亚海盆内水体显著变化的当下,这些变化是否会对大西洋水的分叉过程以及分叉后进入加拿大海盆内的大西洋水量和携带的热量产生影响还需要更多不同类型数据(潜标数据和同位素数据等)和研究来论证<sup>[96,28]</sup>。

## 8 结语和讨论

欧亚海盆(南森和阿蒙森海盆)是大西洋水进入北冰洋的上游海域,大西洋水在海盆内输运过程中发生显著的变化,对大西洋水在整个北冰洋内的循环有重要影响。

进入北冰洋的大西洋水有 2 个分支:弗拉姆海峡分支和巴伦支海分支。弗拉姆海峡分支在进入北冰洋之后开始冷却下沉,温度和盐度都偏高;而巴伦支海分支在巴伦支海陆架上经过充分的冷却并与融冰水混合,呈现相对低温低盐的特点。在喀拉海北部的圣安娜海槽内,2 个大西洋水分支相遇并发生剧烈混合,形成密度更高的改性巴伦支海分支水,沿海槽东侧流出进入北冰洋<sup>[38]</sup>。从海槽流出后,改性的巴伦支海分支水与另一部分持续向东输运的弗拉姆海峡分支水交汇,沿着喀拉海北部到罗蒙诺索夫海脊之间的陆坡向东输运<sup>[15]</sup>。在输运过程中不断混合,二者之间的锋面渐渐变弱<sup>[26]</sup>,呈现为在 150~900 m 深度范围内模糊分布的大西洋水,较浅的部分以弗拉姆海峡分支为主体,较深的部分以巴伦支海分支为主体。在到达罗蒙诺索夫海脊附近大西洋水再次分叉,一部分跨越海脊继续向东输运,另一部分沿着海脊向北输送<sup>[45]</sup>。

根据已有的研究,大西洋水沿俄罗斯陆坡的输送格局没有改变,但是流量却发生着明显的变化,大尺度大气环流模式的长期变化<sup>[15]</sup>和时间尺度为 50~80 年的低频振荡<sup>[14]</sup>都会改变大西洋水的输运速度。由于大西洋水在流动过程中不断散热,即使不考虑源区水温的变化,流速增加(降低)也会导致海水温度升高(降低),进而导致向上释放的热量增大(减小),引起气候系统的变化甚至全球响应<sup>[14]</sup>。因而,未来需要关注大西洋水流速的变化及相关的影响因素。

大西洋水源区的海水温度变化也是不可忽视的。自 20 世纪 90 年代末期开始,从弗拉姆海峡进入北冰洋的大西洋水发生了多次异常暖事件,造成持续大幅度的增温<sup>[17]</sup>。研究表明,大西洋水在弗拉姆海峡的增暖可能是长期变化导致的,意味着北冰洋正在向一个新的、更暖的状态转变<sup>[10,19]</sup>。增暖现象也有可能是长期增暖趋势与低频振荡叠加的结果。因此,对增暖机制的研究也是认识北极热过程非常重要的环节。

在欧亚海盆,大西洋水核心层的深度较浅,在输运过程中不断向上释放热量,导致核心层温度显著下降。导致热量释放的有 3 个主要因素:一是湍

流运动,因海冰减少风生混合会显著增大,导致大西洋水热量损失加剧。在圣安娜海槽东侧弗拉姆海峡分支水和巴伦支海分支水之间的侧向湍流混合也加大了大西洋水的热量损失<sup>[13]</sup>。二是冬季对流,不仅可导致混合层内的热量释放,而且还会向下侵蚀盐跃层,将更深的热量释放到大气中。三是北冰洋内普遍存在的双扩散阶梯结构,该结构一方面抑制了大西洋水的失热,另一方面也导致一定的热量损失,研究表明双扩散阶梯向上的热通量可以达到 $2\sim 8\text{ W/m}^2$ <sup>[68]</sup>。这一部分热量往往被保存在下盐跃层和密度跃层中<sup>[20]</sup>,当冬季对流发生时向表层释放<sup>[70]</sup>。大西洋水热释放除了上述局地因素之外,海盆尺度的因素也是不可忽略的。欧亚海盆内“大西洋化”现象从海盆西侧向东侧扩展,引起盐跃层减弱、大西洋水变浅和冬季对流增强,加强了大西洋水的通风<sup>[20]</sup>,有助于大西洋水的热量释放。大西洋水热量释放是重要的气候因素,而且对下游加拿大海盆的大西洋水结构产生重要影响。

北极海冰减退也发生在欧亚海盆。可以预见的是,大西洋水热量释放增大一定会影响海冰范围、厚度和密集度。研究表明,在大西洋水的输运路径附近,海冰密集度明显降低<sup>[13,79,81]</sup>。然而,关于大西洋水热量释放对整个北极海冰减退的影响仍旧充满争议<sup>[26,38]</sup>,来自大西洋水的热量很可能会在海冰减少过程中扮演重要的角色<sup>[20,79,97]</sup>,至少在欧亚海盆是非常重要的;而在加拿大海盆,来自太平洋的热量和局地加热的因素也许更加重要。大西洋水在海冰减退中的作用无疑是值得深入研究的命题。

### 参考文献(References):

- [1] Vladimir Alexeev. Nansen and Amundsen Basins Observational System [EB/OL]. [2019-10-12]. <https://uaf-iarc.org/about-nabos/>.
- [2] Polyakov I, Walsh D, Dmitrenko I, et al. A long-term circulation and water mass monitoring program for the Arctic Ocean [J]. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 2003, 84(30): 281-288.
- [3] Carmack E C, Macdonald R W, Perkin R G, et al. Evidence for warming of Atlantic water in the southern Canadian Basin of the Arctic Ocean: Results from the Larsen - 93 expedition [J]. *Geophysical Research Letters*, 1995, 22(9): 1 061-1 064.
- [4] Mclaughlin F, Carmack E, Macdonald R, et al. The Canada Basin, 1989-1995: Upstream events and far-field effects of the Barents Sea [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2002, 107(C7): 19-1-20.
- [5] Blinov N, Popkov S. On the heat exchange of the Atlantic water in the Arctic Basin [J]. *Eos, Transactions, American Geophysical Union, Leningrad, Gydrometeoizdat*, 1986, 408: 90-98.
- [6] Polyakov I V, Bhatt U S, Walsh J E, et al. Recent oceanic changes in the Arctic in the context of long-term observations [J]. *Ecological Applications*, 2013, 23(8): 1 745-1 764.
- [7] 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.]
- [8] Timokhov L, Ashik I, Dmitrenko I, et al. Extreme changes of the Arctic Ocean during and after IPY 2007/2008 [J]. *Polarforschung*, 2012, 81(2): 85-102.
- [9] Overland J E, Wang M. When will the summer Arctic be nearly sea ice free? [J]. *Geophysical Research Letters*, 2013, 40(10): 2 097-2 101.
- [10] Dmitrenko I A, Polyakov I V, Kirillov S A, et al. Toward a warmer Arctic Ocean: Spreading of the early 21<sup>st</sup> century Atlantic water warm anomaly along the Eurasian Basin margins [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2008, 113 (C5). DOI:10.1029/2007JC004158.
- [11] Polyakov I V, Pnyushkov A V, Timokhov L A. Warming of the intermediate Atlantic water of the Arctic Ocean in the 2000s [J]. *Journal of Climate*, 2012, 25(23): 8 362-8 370.
- [12] 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. [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.]
- [13] Dmitrenko I A, Kirillov S A, Serra N, et al. Heat loss from the Atlantic water layer in the northern Kara Sea: Causes and consequences [J]. *Ocean Science*, 2014, 10(4): 719-730.
- [14] Polyakov I V, Beszczynska A, Carmack E C, et al. One more step toward a warmer Arctic [J]. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32(17). DOI:10.1029/2005GL023740.
- [15] Karcher M J, Gerdes R, Kauker F, et al. Arctic warming: Evolution and spreading of the 1990s warm event in the Nordic seas and the Arctic Ocean [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2003, 108(C2). DOI:10.1029/2001JC001265.
- [16] Polyakov I, Alekseev G, Timokhov L, et al. Variability of the intermediate Atlantic water of the Arctic Ocean over the last 100 years [J]. *Journal of Climate*, 2004, 17(23): 4 485-4 497.
- [17] Polyakov I V, Alexeev V A, Ashik I M, et al. Fate of early 2000s Arctic warm water pulse [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2011, 92(5): 561-566.
- [18] Polyakov I V, Timokhov L A, Alexeev V A, et al. Arctic Ocean warming contributes to reduced polar ice cap [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2010, 40(12): 2 743-2 756.
- [19] Polyakov I, Walsh D, Dmitrenko I, et al. Arctic Ocean variability derived from historical observations [J]. *Geophysical Research Letters*, 2003, 30(6). DOI:10.1029/2002GL016441.
- [20] Polyakov I V, Pnyushkov A V, Alkire M B, et al. Greater role for Atlantic inflows on sea-ice loss in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean [J]. *Science*, 2017, 356(6 335): 285-291.

- [21] Zhao Jinping, Cao Yong, Shi Jiuxin. Spatial variation of the Arctic Oscillation and its long-term change [J]. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 2010, 62(5): 661-672.
- [22] Zhao J, Drinkwater K, Wang X. Positive and negative feedbacks related to the Arctic Oscillation revealed by air-sea heat fluxes [J]. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 2019, 71(1): 1-21.
- [23] Polyakov I V, Johnson M A. Arctic decadal and interdecadal variability [J]. *Geophysical Research Letters*, 2000, 27(24): 4 097-4 100.
- [24] Rudels B, Meyer R, Fahrbach E, et al. Water mass distribution in Fram Strait and over the Yermak Plateau in summer 1997 [C]//*Annales Geophysicae*. Springer-Verlag, 2000, 18(6): 687-705.
- [25] Polyakov I V, Alekseev G V, Bekryaev R V, et al. Long-term ice variability in Arctic marginal seas [J]. *Journal of Climate*, 2003, 16(12): 2 078-2 085.
- [26] Pnyushkov A V, Polyakov I V, Ivanov V V, et al. Structure and variability of the boundary current in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean [J]. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 2015, 101: 80-97.
- [27] Beszczynska-Möller A, Fahrbach E, Schauer U, et al. Variability in Atlantic water temperature and transport at the entrance to the Arctic Ocean, 1997-2010 [J]. *ICES Journal of Marine Science*, 2012, 69(5): 852-863.
- [28] Rudels B, Schauer U, Bjrk G, et al. Observations of water masses and circulation in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean from the 1990s to the late 2000s [J]. *OS Special Issue: Ice-Atmosphere-Ocean Interactions in the Arctic Ocean During IPY: The Damocles Project*, 2013, 9(1): 147-169.
- [29] Pnyushkov A V, Polyakov I V, Ivanov V V, et al. Structure of the Fram Strait branch of the boundary current in the Eurasian Basin of the Arctic Ocean [J]. *Polar Science*, 2013, 7(2): 53-71.
- [30] Loeng H, Ozhigin V, Ådlandsvik B. Water fluxes through the Barents Sea [J]. *ICES Journal of Marine Science*, 1997, 54(3): 310-317.
- [31] Rudels B, Korhonen M, Schauer U, et al. Circulation and transformation of Atlantic water in the Eurasian Basin and the contribution of the Fram Strait inflow branch to the Arctic Ocean heat budget [J]. *Progress in Oceanography*, 2015, 132: 128-152.
- [32] Schauer U, Loeng H, Rudels B, et al. Atlantic water flow through the Barents and Kara Seas [J]. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 2002, 49(12): 2 281-2 298.
- [33] Schauer U, Rudels B, Jones E P, et al. Confluence and redistribution of Atlantic water in the Nansen, Amundsen and Makarov basins [J]. *Annales Geophysicae*, 2002, 20(2): 257-273.
- [34] Årthun M, Schrum C. Ocean surface heat flux variability in the Barents Sea [J]. *Journal of Marine Systems*, 2010, 83(1/2): 88-98.
- [35] Aksenov Y, Bacon S, Coward A C, et al. The North Atlantic inflow to the Arctic Ocean: High-resolution model study [J]. *Journal of Marine Systems*, 2010, 79(1/2): 1-22.
- [36] Smedsrud L H, Esau I, Ingvaldsen R B, et al. The role of the Barents Sea in the Arctic climate system [J]. *Reviews of Geophysics*, 2013, 51(3): 415-449.
- [37] Steele M, Morison J H, Curtin T B. Halocline water formation in the Barents Sea [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1995, 100(C1): 881-894.
- [38] Dmitrenko I A, Rudels B, Kirillov S A, et al. Atlantic water flow into the Arctic Ocean through the St. Anna trough in the northern Kara Sea [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2015, 120(7): 5 158-5 178.
- [39] Aksenov Y, Ivanov V V, Nurser A G, et al. The Arctic circumpolar boundary current [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2011, 116(C9). DOI:10.1029/2010JC006637.
- [40] Hanzlick D, Aagaard K. Freshwater and Atlantic water in the Kara Sea [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1980, 85(C9): 4 937-4 942.
- [41] Aagaard K. A synthesis of the Arctic Ocean circulation [M]// Rapp P, Reun V. Conseil Permanent International pour l'Exploration de la Mer, 1989, 188: 11-22.
- [42] Rudels B. Arctic Ocean circulation and variability-advection and external forcing encounter constraints and local processes [J]. *Ocean Science*, 2012, 8(6): 2 313-2 376.
- [43] Dmitrenko I A, Kirillov S A, Ivanov V V, et al. Seasonal modification of the Arctic Ocean intermediate water layer off the eastern Laptev Sea continental shelf break [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2009, 114(C6): 513-527.
- [44] Pnyushkov A V, Polyakov I V, Rember R, et al. Heat, salt, and volume transports in the eastern Eurasian Basin of the Arctic Ocean from 2 years of mooring observations [J]. *Ocean Science*, 2018, 14(6): 1 349-1 371.
- [45] Woodgate R A, Aagaard K, Muench R D, et al. The Arctic Ocean boundary current along the Eurasian slope and the adjacent Lomonosov Ridge: Water mass properties, transports and transformations from moored instruments [J]. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 2001, 48(8): 1 757-1 792.
- [46] Schauer U, Beszczynska-Möller A, Walczowski W, et al. Variation of flow through the Fram Strait to the Arctic Ocean between 1997 and 2006 [M]// Dickson R R, Meincke J, Rhines P, eds. Arctic-Subarctic Ocean Fluxes. Dordrecht: Springer, 2008.
- [47] Schauer U, Fahrbach E, Osterhus S, et al. Arctic warming through the Fram Strait: Oceanic heat transport from 3 years of measurements [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2004, 109(C6): C06026. DOI:10.1029/2003JC001823.
- [48] Ivanov V V, Polyakov I V, Dmitrenko I A, et al. Seasonal variability in Atlantic water off Spitsbergen [J]. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 2009, 56(1): 1-14.
- [49] Ivanov V V, Golovin P N. Observations and modeling of dense water cascading from the northwestern Laptev Sea shelf [J].

- Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2007, 112 (C9). DOI: 10.1029/2006JC003882.
- [50] Aagaard K, Coachman L, Carmack E. On the halocline of the Arctic Ocean [J]. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 1981, 28(6): 529-545.
- [51] Martin S, Cavalieri D J. Contributions of the Siberian shelf polynyas to the Arctic Ocean intermediate and deep water [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1989, 94 (C9) : 12 725-12 738.
- [52] Dmitrenko I A, Kirillov S A, Tremblay L B, *et al.* Impact of the Arctic Ocean Atlantic water layer on Siberian shelf hydrography [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2010, 115(C8). DOI:10.1029/2009JC006020.
- [53] Dmitrenko I A, Polyakov I V, Kirillov S A, *et al.* Seasonal variability of Atlantic water on the continental slope of the Laptev Sea during 2002-2004 [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2006, 244(3/4): 735-743.
- [54] Baumann T M, Polyakov I V, Pnyushkov A V, *et al.* On the seasonal cycles observed at the continental slope of the Eastern Eurasian Basin of the Arctic Ocean [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2018, 48(7): 1 451-1 470.
- [55] Polyakov I. Diagnostic computations of the Arctic Ocean currents and sea level variations [J]. *Izvestiya Atmospheric and Oceanic Physics*, 1996, 32(5): 637-649.
- [56] Gudkovich Z. Relation of the ice drift in the Arctic Basin to ice conditions in the Soviet Arctic seas [J]. *Proceedings of the Oceanography Commission of the USSR Academy of Science*, 1961, 11:14-21.
- [57] Schauer U, Beszczynska-Möller A. Problems with estimation and interpretation of oceanic heat transport-conceptual remarks for the case of Fram Strait in the Arctic Ocean [J]. *Ocean Science*, 2009, 5(4): 487-494.
- [58] Polyakov I V, Pnyushkov A V, Rember R, *et al.* Mooring-based observations of double-diffusive staircases over the Laptev Sea slope [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2012, 42 (1): 95-109.
- [59] Fer I. Weak vertical diffusion allows maintenance of cold halocline in the central Arctic [J]. *Atmospheric and Oceanic Science Letters*, 2009, 2(3): 148-152.
- [60] Timmermans M L, Toole J, Krishfield R, *et al.* Ice-Tethered Profiler observations of the double-diffusive staircase in the Canada Basin thermocline [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2008, 113(C1):163-175.
- [61] Shaw W, Stanton T, Mcphee M, *et al.* Role of the upper ocean in the energy budget of Arctic sea ice during SHEBA [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2009, 114(C6):529-545.
- [62] Carmack E, Polyakov I, Padman L, *et al.* Toward quantifying the increasing role of oceanic heat in sea ice loss in the new Arctic [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2015, 96(12): 2 079-2 105.
- [63] Padman L. Small-scale physical processes in the Arctic Ocean [M]//Smith Jr W O, Grebmeir J M. Coastal and Estuarine Studies, 1995: 97. DOI: 10.1002/SERIES5059.
- [64] Rippeth T P, Lincoln B J, Lenn Y-D, *et al.* Tide-mediated warming of Arctic halocline by Atlantic heat fluxes over rough topography [J]. *Nature Geoscience*, 2015, 8(3): 191.
- [65] Kelley D E. Fluxes through diffusive staircases: A new formulation [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1990, 95 (C3): 3 365-3 371.
- [66] Padman L, Dillon T M. Vertical heat fluxes through the Beaufort Sea thermohaline staircase [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1987, 92(C10): 10 799-10 806.
- [67] Lenn Y-D, Wiles P, Torres-Valdes S, *et al.* Vertical mixing at intermediate depths in the Arctic boundary current [J]. *Geophysical Research Letters*, 2009, 36 (5). DOI: 10.1029/2008GL036792.
- [68] Polyakov I V, Padman L, Lenn Y-D, *et al.* Eastern Arctic Ocean diapycnal heat fluxes through large double-diffusive steps [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2019, 49 (1) : 227-246.
- [69] Sirevaag A, Fer I. Vertical heat transfer in the Arctic Ocean: The role of double-diffusive mixing [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2012, 117(C7).DOI: 10.1029/2012JC007910.
- [70] Polyakov I V, Pnyushkov A V, Rember R, *et al.* Winter convection transports Atlantic water heat to the surface layer in the eastern Arctic Ocean [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2013, 43(10): 2 142-2 155.
- [71] Dmitrenko I A, Bauch D, Kirillov S A, *et al.* Barents Sea upstream events impact the properties of Atlantic water inflow into the Arctic Ocean: Evidence from 2005 to 2006 downstream observations [J]. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 2009, 56(4): 513-527.
- [72] Hald M, Kolstad V, Polyakov I, *et al.* Late-glacial and Holocene paleoceanography and sedimentary environments in the St. Anna Trough, Eurasian Arctic Ocean margin [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1999, 146 (1/2/3/4): 229-249.
- [73] Nikiforov E G, Shpaikher A O. Regularities of Formation of Large-scale Variations of Hydrological Conditions in the Arctic Ocean [M].Leningrad:Gidrometeoizdat, 1980.
- [74] Sirevaag A, Fer I. Early spring oceanic heat fluxes and mixing observed from drift stations north of Svalbard [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2009, 39(12): 3 049-3 069.
- [75] Dmitrenko I A, Kirillov S A, Ivanov V, *et al.* Mesoscale Atlantic water eddy off the Laptev Sea continental slope carries the signature of upstream interaction [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2008, 113(C7). DOI: 10.1029/2007JC004491.
- [76] Kirillov S A, Dmitrenko I A, Ivanov V V, *et al.* The influence of atmospheric circulation on the dynamics of the intermediate water layer in the eastern part of the St. Anna Trough[J]. *Doklady Earth Sciences*, 2012, 444(1): 630-633.
- [77] Dmitrenko I A, Ivanov V V, Kirillov S A, *et al.* Properties of the Atlantic derived halocline waters over the Laptev Sea continental margin: Evidence from 2002 to 2009 [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2011, 116 (C10). DOI: 10.1029/2011JC007269.

- [78] Reigstad M, Wassmann P, Riser C W, *et al.* Variations in hydrography, nutrients and chlorophyll a in the marginal ice-zone and the central Barents Sea [J]. *Journal of Marine Systems*, 2002, 38(1/2): 9-29.
- [79] Ivanov V, Alexeev V, Koldunov N V, *et al.* Arctic Ocean heat impact on regional ice decay: A suggested positive feedback [J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2016, 46(5): 1 437-1 456.
- [80] Comiso J C, Parkinson C L, Gersten R, *et al.* Accelerated decline in the Arctic sea ice cover [J]. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35(1): L01703. DOI:10.1029/2007GL031972.
- [81] Ivanov V V, Alexeev V A, Repina I, *et al.* Tracing Atlantic water signature in the Arctic Sea ice cover east of Svalbard[J]. *Advances in Meteorology*, 2012, 2012(23):1-11.
- [82] Polyakov I V, Walsh J E, Kwok R. Recent changes of Arctic multiyear sea ice coverage and the likely causes [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 2012, 93(2): 145-151.
- [83] Zhao J, Barber D, Zhang S, *et al.* Record low sea-ice concentration in the central Arctic during summer 2010 [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2018, 35(1): 106-115.
- [84] Kwok R, Cunningham G, Wensnahan M, *et al.* Thinning and volume loss of the Arctic Ocean sea ice cover: 2003-2008 [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2009, 114 (C7). DOI:10.1029/2009JC005312.
- [85] Zhang J, Lindsay R, Steele M, *et al.* What drove the dramatic retreat of arctic sea ice during summer 2007[J]. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35(11): L11505. DOI: 10.1029/2008GL034005.
- [86] Li C, Stevens B, Marotzke J. Eurasian winter cooling in the warming hiatus of 1998-2012 [J]. *Geophysical Research Letters*, 2015, 42(19): 8 131-9 913.
- [87] Perovich D K, Richter-Menge J A, Jones K F, *et al.* Arctic sea-ice melt in 2008 and the role of solar heating [J]. *Annals of Glaciology*, 2011, 52(57): 355-359.
- [88] Toole J M, Timmermans M L, Perovich D K, *et al.* Influences of the ocean surface mixed layer and thermohaline stratification on Arctic Sea ice in the central Canada Basin [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2010, 115 (C10). DOI: 10.1029/2009JC005660.
- [89] Rudels B, Anderson L, Jones E. Formation and evolution of the surface mixed layer and halocline of the Arctic Ocean [J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1996, 101 (C4): 8 807-8 821.
- [90] Rainville L, Lee C M, Woodgate R A. Impact of wind-driven mixing in the Arctic Ocean [J]. *Oceanography*, 2011, 24(3): 136-145.
- [91] Richter-Menge J A, Perovich D K, Pegau W S. Summer ice dynamics during SHEBA and its effect on the ocean heat content [J]. *Annals of Glaciology*, 2001, 33:201-206.
- [92] Onarheim I H, Smedsrud L H, Ingvaldsen R B, *et al.* Loss of sea ice during winter north of Svalbard [J]. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 2014, 66(1): 23 933.
- [93] Ivanov V V. Intensification of water exchange between the shelf and the arctic basin in conditions of ice depletion[J]. *Doklady Earth Sciences*, 2011, 441(1):1 533-1 536.
- [94] Rudels B. On the Mass Balance of the Polar Ocean, with Special Emphasis on the Fram Strait[M]. Oslo: Norsk Polarinstitut 1987.
- [95] Rudels B. Constraints on exchanges in the Arctic Mediterranean —Do they exist and can they be of use?[J]. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, 2010, 62(2): 109-122.
- [96] Zhao Jinping, Shi Jiuxin. Research progresses and main scientific issues in studies for Arctic circumpolar boundary current [J]. *Chinese Journal of Polar Research*, 2004, 16(3): 159-169.[赵进平, 史久新. 北极环极边界流研究及其主要科学问题[J]. 极地研究, 2004, 16(3):159-169.]
- [97] Zhao Jinping, Shi Jiuxin, Wang Zhaomin, *et al.* Arctic amplification produced by sea ice retreat and its global climate effects [J]. *Advances in Earth Science*, 2015, 30(9): 29-39.[赵进平, 史久新, 王召民, 等. 北极海冰减退引起的北极放大机理与全球气候效应[J]. 地球科学进展, 2015, 30(9):29-39.]

## Thermosteresis and Transportation of Atlantic Water Along Eurasian Basin of the Arctic Ocean\*

Wu Yanjun<sup>1</sup>, Zhao Jinping<sup>1,2\*</sup>

(1. College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China;

2. Physical Oceanography Laboratory, Ministry of Education, Qingdao 266100, China)

**Abstract:** It is summarized based on previous studies that warm and salty Atlantic Water (AW) brings huge amount of heat into Arctic Ocean and influences oceanic heat distribution and climate. Both heat transportation and heat release of AW are key factors affecting the thermal process in Eurasian Basin. The Arctic circumpolar boundary current is the carrier of AW, whose flow velocity varies to influence the efficiency of the warm advection. Because the depth of AW in Eurasian Basin is much shallower than that in Canadian Basin, the upward heat release of AW is an important heat source to supply sea ice melting. Turbulent mixing, winter convection and double-diffusion convection constitute the main physical mechanism for AW upward heat release, which results in the decrease of the Atlantic water core temperature during its spreading along the boundary current. St. Anna Trough, a relatively narrow and long trough in northern continental shelf of Kara Sea, plays a key role in remodeling temperature and salinity characteristics of AW, in which the AW from Fram Strait enters the trough and mixes with the AW from Barents Sea. Since the 21<sup>st</sup> Century, AW in the Arctic Ocean has experienced obvious warming and had the influence on the physical processes in downstream Canada Basin, which is attributed to the anomalous warming events of AW inflowing from the Fram Strait. It is inferred that the warming AW is dominated by a long-term warming trend superimposed on low frequency oscillation occurring in the Nordic Seas and North Atlantic Ocean. As the Arctic Ocean is experiencing sea ice decline and Arctic amplification, the role of AW heat release in response to the rapid change needs further investigation.

**Key words:** Atlantic water; Eurasian Basin; Sea ice melting; Heat release.

---

\* **Foundation item:** Project supported by the National Natural Science Foundation of China "Study on the energy processes related to the Arctic rapid change (No. 41941012)" and "The coupling processes of multiple flows in Nordic Seas and their spillover influence on the North Atlantic and Arctic Oceans (No. 41976022)".

**First author:** Wu Yanjun (1996-), male, Nanping City, Fujian Province, Master student. Research areas include polar physical oceanography. **E-mail:** wuyanjun\_ouc@126.com

\* **Corresponding author:** Zhao Jinping (1954-), male, Jilin City, Jilin Province, Professor. Research areas include polar physical oceanography. **E-mail:** jpzhao@ouc.edu.cn