

龚亚平, 钟文理, 王晓宇, 等. 西北冰洋大西洋水与太平洋冬季水在波弗特流涡变化背景下的调整与响应[J]. 海洋学报, 2024, 46(5): 1–15, doi:10.12284/hyxb2024028

Gong Yaping, Zhong Wenli, Wang Xiaoyu, et al. Variations of the Atlantic Water and Pacific Winter Water under the influence of the shifting Beaufort Gyre in the western Arctic Ocean[J]. Haiyang Xuebao, 2024, 46(5): 1–15, doi:10.12284/hyxb2024028

# 西北冰洋大西洋水与太平洋冬季水在波弗特流涡变化背景下的调整与响应

龚亚平<sup>1</sup>, 钟文理<sup>1\*</sup>, 王晓宇<sup>1</sup>, 李涛<sup>2</sup>, 赵进平<sup>1,2</sup>, 兰友文<sup>1</sup>

(1. 中国海洋大学 物理海洋教育部重点实验室, 山东 青岛 266100; 2. 中国海洋大学 海洋与大气学院, 山东 青岛 266100)

**摘要:** 大西洋水是北冰洋内部最重要的储热层, 而西北冰洋楚科奇边陲区域是大西洋水进入加拿大海盆的关键海域, 研究大西洋水在楚科奇边陲区域的变化能深入揭示大西洋水对北冰洋的影响。本文收集整理并校正 1999–2021 年的大量历史水文数据, 探讨了近年来在波弗特流涡加强和摆动背景下, 大西洋水、太平洋冬季水和双扩散阶梯结构在西北冰洋楚科奇边陲区域的时空变化。结果表明, 在研究时段内楚科奇边陲区域出现了 3 次大西洋水暖异常信号, 出现时间分别在 2000 年、2012 年和 2018 年, 异常暖水核心处的位温均超过 1°C。太平洋冬季水核心和大西洋水核心间垂向平均热含量在楚科奇边陲区域中部和东部显著升高, 主要归因于太平洋冬季水核心位温的增高。太平洋冬季水核心深度对波弗特流涡变化的响应相比大西洋水更显著。太平洋冬季水核心位温与大西洋水核心位温的联动变化调制着双扩散阶梯结构的变化。加拿大海盆内的双扩散阶梯结构呈现出从大阶梯结构向小阶梯结构过渡、直至大范围消亡的演变。该过程的主要调控机制为大西洋水核心位温的降低以及其上界面层化的增强抑制了垂向混合。

**关键词:** 大西洋水; 太平洋冬季水; 波弗特流涡; 双扩散阶梯; 楚科奇边陲区域

中图分类号: P731 文献标志码: A 文章编号: 0253-4193(2024)05-0001-15

## 1 引言

北冰洋上层水体主要为冷而淡的融冰水、径流水和太平洋水, 而中层则为经由弗拉姆海峡 (Fram Strait) 和巴伦支海 (Barents Sea) 流入的暖而咸的大西洋水 (Atlantic Water)。大西洋水在位涡守恒的约束下以绕极边界流的形式呈现出沿陆坡的气旋式流动。一部分大西洋水通过罗蒙诺索夫海脊 (Lomonosov Ridges) 和阿尔法-门捷列夫海脊 (Alpha-Mendeleev Ridges) 回流至弗拉姆海峡<sup>[1-3]</sup>。另一部分大西洋水继续沿陆坡经马克洛夫海盆 (Makarov Basin) 而进入加

拿大海盆 (Canada Basin) 的波弗特流涡内, 最终通过加拿大北极群岛和弗拉姆海峡流出北冰洋<sup>[2-5]</sup>。大西洋水在北冰洋完成一次循环的时间为 20~30 a, 其流出北冰洋时要比流入时的密度更大、温度更低、盐度更小<sup>[5-9]</sup>。大西洋水作为北冰洋中蕴含热量最大的水团<sup>[10]</sup>, 如果其热量完全释放到海表面, 足以融化全部北极海冰<sup>[11-12]</sup>。虽然近年来北极海冰骤减的主要原因是来自大气的热贡献和冰反照率正反馈机制<sup>[13]</sup>, 但随着流入北冰洋的大西洋水增暖, 大西洋水的热量释放对北极海冰消融的贡献变得愈加重要。在欧亚海盆东部出现的“大西洋化”现象尤其突出<sup>[12]</sup>, 表现为海冰

收稿日期: 2023-07-24; 修订日期: 2023-11-21。

基金项目: 国家自然科学基金专项项目 (41941012); 国家自然科学基金面上项目 (42076225, 41976022)。

作者简介: 龚亚平 (1998—), 男, 广东省清远市人, 主要从事北极大尺度海洋环流研究。E-mail: gongyaping@stu.ouc.edu.cn

\* 通信作者: 钟文理, 副教授, 主要从事北极大尺度海洋环流方面的研究。E-mail: wlzhongouc@ouc.edu.cn

显著减少、盐跃层减弱和大西洋水核心温度极大值所在深度变浅等。

在动力学方面,一个关键的问题是大西洋水如何流入北冰洋并在北冰洋内形成环流的?目前主要有两种不同观点<sup>[14]</sup>:第一种观点基于河口动力学框架的理论,这是最早提出来的北冰洋环流模型<sup>[15]</sup>。其主要认为北冰洋是一个半封闭的海盆,通过北欧海海水的流入和北冰洋海水的流出达到平衡,水体交换的快慢和强度主要取决于北冰洋内垂向水体的混合强度。在这个模型中,海面风仅对上层水体起到混合作用。第二种主流观点基于风驱动的沿着等位涡线流动的理论,该观点指出在北冰洋内的加拿大海盆以下降流为主导,而在北海海则存在相对强的上升流,由此建立起一个由风应力驱动的绕极边界流。该观点的理论基础是高纬海洋贝塔效应很弱,风驱动的大尺度环流主要受到地形的调控作用<sup>[16]</sup>。大西洋水受到北海海低压系统的驱动,沿等深线呈气旋式流入北冰洋,而在加拿大海盆内波弗特高压驱动着反气旋式的波弗特流涡,这两个气压系统共同调节着北冰洋内的环流。

20世纪90年代初,在北冰洋欧亚海盆内首次发现了大西洋水异常增暖的信号(大西洋水核心温度达到了 $1^{\circ}\text{C}$ 以上)<sup>[17-19]</sup>,该异常暖信号通过环极边界流逐渐向北冰洋内部传播,在2000年前后到达楚科奇海台区域,在2002年前后进入加拿大海盆<sup>[17,19]</sup>。自2004年之后该暖异常信号在加拿大海盆呈现出逐渐减弱的过程<sup>[20-22]</sup>。第二次异常增暖信号于2006年出现在欧亚海盆的拉普捷夫海,并持续增强,在2008年达到峰值后才缓慢降温<sup>[21,23]</sup>。大西洋水从欧亚海盆输送到加拿大海盆的时间约为7a<sup>[14]</sup>,据此推算在2015年前后第二次暖异常信号应当传播至加拿大海盆内,然而观测并没有发现这样的异常暖信号<sup>[21-22]</sup>。有研究指出这可能与波弗特流涡的加强和西移有关<sup>[24]</sup>,导致大西洋水流动路径发生了转向,从而异常暖信号没有出现在下游<sup>[25]</sup>。考虑到波弗特流涡近期所发生的变化,在流涡西侧边缘处的楚科奇深海平原似乎是大西洋水异常暖信号能否输送到加拿大海盆的关键区域。然而,二者之间的具体联系和变化尚未得到充分认识。

从垂向结构来看,在暖而咸的大西洋水之上是冷而淡的盐跃层水,这种特殊的温盐结构在一定条件下会发展为双扩散阶梯结构<sup>[26]</sup>。双扩散阶梯的形成机制是由于分子热、盐扩散系数不同,分子热扩散系数比分子盐扩散系数要大1~2个量级,这种扩散速度

的差异引发了垂向上的对流,从而演变为双扩散阶梯结构<sup>[27]</sup>。双扩散阶梯结构一般只能存在于深海盆及湍流较弱的区域,而在地形复杂及强湍流海域,双扩散阶梯很可能被破坏<sup>[28]</sup>。因此,双扩散阶梯结构的分布对于研究大西洋水流动过程中的状态演化可以起到重要指示作用<sup>[29]</sup>。欧亚海盆的双扩散阶梯层厚较大,其热通量在 $O(1)\text{W}/\text{m}^2$ 的量级上<sup>[30]</sup>。而且该海域大西洋水核心温度所在深度分布较浅,其上界面盐跃层的层化较弱,所以通过双扩散阶梯结构向上释放的热量对海冰的融化有着不可忽视的作用。与之相反,加拿大海盆内大西洋水核心温度所在深度较深且核心温度与上游相比明显降低,大西洋水上界面的层化极强,在该海域所形成的双扩散阶梯层厚较小,其热通量在 $O(0.1)\text{W}/\text{m}^2$ 的量级上<sup>[31-33]</sup>。因而大西洋水在加拿大海盆内向上释放的热量对海冰融化的贡献可忽略不计。然而,据估计在没有双扩散阶梯存在的陆坡区域,大西洋水上界面的湍流热通量是双扩散阶梯热通量的4~10倍<sup>[28]</sup>。除此之外,大西洋水核心温度的高低也在一定程度上调节着双扩散阶梯结构的分布与强度,然而这种联系在近年来的变化尚不明晰。

在北冰洋的楚科奇边陲区域存在着复杂的动力过程,冷而淡的太平洋冬季水(Pacific Winter Water)位于暖而咸的大西洋水之上(图1a)<sup>[34-36]</sup>。太平洋冬季水是吸收大西洋水所释放的热量的重要“冷源”,二者之间可能通过相互作用而调节着双扩散阶梯结构的强度和空间分布。然而,这种联系同样有待深入研究。本文整理并校正大量历史水文数据,对大西洋水、太平洋冬季水和双扩散阶梯结构在楚科奇边陲区域的时空变化进行深入分析,研究在波弗特流涡自旋加速、摆动背景下所带来的影响,进而揭示大西洋水近年来的变化与双扩散阶梯结构之间的联系。

## 2 数据和方法

### 2.1 研究区域和水团

针对大西洋水在西北冰洋区域的变化,本文所研究的重点海域是楚科奇边陲海域,具体范围在 $71^{\circ}\sim 82^{\circ}\text{N}$ ,  $170^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{W}$ 之间(图1b)。为了比较不同区域的水文性质差异,衡量大西洋水在流动过程中的上游、中段和下游的变化情况,我们将楚科奇边陲区域分为了西部( $74.5^{\circ}\sim 81^{\circ}\text{N}$ ,  $170^{\circ}\text{E}\sim 171^{\circ}\text{W}$ )、中部( $74^{\circ}\sim 79.5^{\circ}\text{N}$ ,  $154^{\circ}\sim 171^{\circ}\text{W}$ )和东部( $73^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{N}$ ,  $140^{\circ}\sim 154^{\circ}\text{W}$ )3个区域。大西洋水从西部较为规则的大陆坡流入,途径中部地形复杂多变的楚科奇海台,最后进入东部区域的加拿大海盆内。为进一步了解加拿

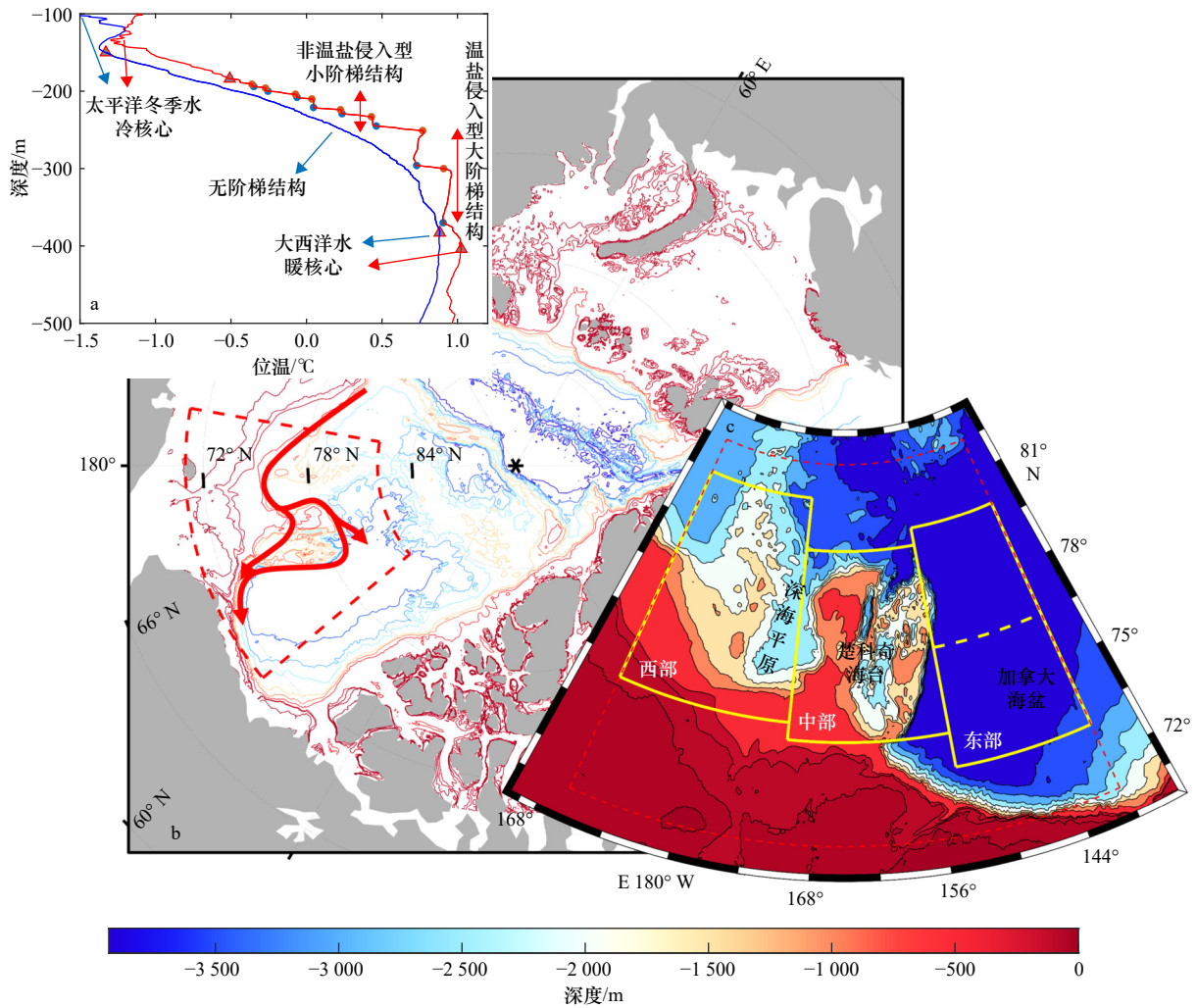


图1 本文主要讨论的两个水团和典型的双扩散阶梯结构示意图(a)、大西洋水在楚科奇边陲区域的流动路径示意图(b)和依据大西洋水流动路径所细分的三个研究区域(c)

Fig. 1 The typical potential temperature profiles with double-diffusive staircases and two major water masses that discussed in this study (a), schematic of Atlantic Water circulation in the Chukchi Borderland (b), three divided regions according to the pathway of Atlantic Water (c)

图a中彩色圆点为识别出的阶梯结构上下界面,灰色三角形为判断阶梯结构的水柱起点和终点,

图c中东部海域由黄色虚线进一步分为东北部和东南部

The identified double-diffusive staircase is separated by the colored dots in Fig. a, while the water column between the top and bottom grey triangles are used to identify the double-diffusive staircases. The eastern region is further divided into the northeastern part and the southeastern part by the yellow dashed line in Fig. c

大海盆北部和南部的区域差别,东部区域又细分为东北部(76.5°~80°N, 140°~154°W)和东南部(73°~76.5°N, 140°~154°W)两个区域(图1c)。本文主要研究的水团以及有无双扩散阶梯结构的典型垂向结构如图1a所示,其中双扩散阶梯结构还包括两种情形:非温盐侵入型的小阶梯结构和温盐侵入型的大阶梯结构。

## 2.2 数据

本文使用了1999–2021年间多种来源的现场水文数据进行分析,主要包括:(1)美国国家海洋和大气

管理局(National Oceanic and Atmospheric Administration, NOAA)的世界海洋数据库(World Ocean Database, WOD 2018)数据,WOD数据是世界上最大的格式统一和公开获取的海洋观测数据集(<https://www.noaa.gov/products/world-ocean-database>);(2)北极和亚北极水文统一数据库(Unified Database for Arctic and Subarctic Hydrography, UDASH)的数据,UDASH数据经过严格的质量审查、质量控制,消除了重复和错误的剖面数据<sup>[37]</sup>(<https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.872931>);(3)中国历年北极科学考察数据(Polar Re-

表 1 本文所用到的观测数据列表  
Table 1 Dataset that used in this study

WOD	ITP	UDASH	CHINARE	LSSL
1999		1999	1999	
2000		2000		
2001		2001		
2002		2002		
2003		2003	2003	2003
2004	2004	2004		2004
2005	2005	2005		2005
2006	2006	2006		2006
2007	2007	2007		2007
2008	2008	2008	2008	2008
2009	2009	2009		2009
2010	2010	2010	2010	2010
2011	2011	2011		2011
2012	2012	2012	2012	2012
2013	2013	2013		2013
2014	2014	2014	2014	2014
2015	2015	2015		2015
2016	2016		2016	2016
2017	2017			2017
2018	2018		2018	2018
2019	2019			2019
2020	2020		2020	2020
2021	2021		2021	2021

注:表中数字代表年份。

search Institute of China, CHINARE) (<http://www.chin-are.org.cn>); (4) 波弗特流涡观测计划的观测数据 (Louis S. St-Laurent, LSSL, 加拿大 LSSL 号破冰船) (<https://www.whoi.edu/beaufortgyre>); (5) 冰基锚系剖面仪 (Ice-Tethered Profiler, ITP) 数据 (<http://www.whoi.edu/itp>), 见表 1。早期观测的温盐剖面数据在不同深度上存在一些异常值, 我们将其剔除后在深度上进行插值补缺; 此外, 我们将全部站位的温盐剖面统一插值到垂向分辨率为 1dbar 上, 随后将数据集融合并剔除了其中重复站位的数据。数据时间范围限定在每年的 7 月 1 日至 10 月 31 日之间, 以最大程度消除季节变化所带来的影响。此外, 利用极地水文气候态海洋数据<sup>[38]</sup> (Polar Hydrographic Climatology Ocean Data)

作为历史气候态数据进行对比, 该气候态数据水深从 0 m 到 1 500 m, 共 24 层, 本文经过对比后发现 400 m 水层位温空间分布与大西洋水核心位温空间分布最相符。

在考虑波弗特流涡范围和强度变化时, 采用了 Armitage 等<sup>[39]</sup> 合成的 Envisat (2003–2011 年) 和 Cryo-Sat-2 (2011–2020 年) 的动力地形高度数据, 时间跨度为 2003–2020 年, 网格分辨率为  $2^\circ \times 0.5^\circ$  (经度  $\times$  纬度)。为最大程度消除季节变化的影响, 同样是计算夏季 (7–10 月) 的动力地形高度变化值。动力地形高度的变化可用于刻画波弗特流涡的强度<sup>[24–25]</sup>, 本文使用动力地形高度的 40 cm 等值线作为波弗特流涡的边界。此外, 为考虑上升流对大西洋水热量释放所可能起到的作用, 我们还计算了考虑地转流的埃克曼泵抽吸速度, 计算方法和所用数据参考 Zhong 等<sup>[40]</sup> 的文章。

### 2.3 方法

太平洋冬季水核心到大西洋水核心之间水体的热含量可以积分求得

$$\int_{H_2}^{H_1} \rho c_p (\theta(z) - \theta_f) dz, \quad (1)$$

式中,  $H_1$  为太平洋冬季水 (位温极小值) 所在深度;  $H_2$  为大西洋水位温极大值所在深度;  $\rho$  为海水密度;  $c_p$  为海水比热容;  $\theta(z)$  是某一水深对应的位温;  $\theta_f$  为冰点温度, 热含量的单位为  $J/m^2$ 。本文使用的垂向平均热含量是由两核心间水体热含量除两核心间距离求得。

本文用势能异常值的大小来衡量太平洋冬季水核心到大西洋水核心之间的水柱发生垂向混合的可能性。若势能异常越大, 表明两水团间密度差越大, 层结越强, 越难发生垂向混合, 计算公式如下<sup>[41]</sup>:

$$\int_{H_2}^{H_1} g (\sigma(z) - \bar{\sigma}) z dz, \quad (2)$$

式中,  $\sigma(z)$  为垂向的位势密度;  $\bar{\sigma}$  为两核心之间位势密度平均值。

对太平洋冬季水核心深度以下 80 m 至大西洋水核心深度之间的水柱进行双扩散阶梯结构的识别, 具体步骤为: (1) 借鉴 Polyakov 等<sup>[30]</sup> 采用的距平法, 对原位温剖面进行 5 m 窗口的滑动平均, 求出原位温剖面与平滑剖面的差值, 用位温差  $0.01^\circ C$  作为判据, 初步判断出双扩散阶梯的上下界面; (2) 利用温度梯度作为第二判据<sup>[33, 42]</sup>, 取位温梯度  $-0.001 \sim 0.003^\circ C/m$  作为阶梯混合层的判据; (3) 将少于 3 个阶梯结构的剖面视为无双扩散阶梯结构的剖面; (4) 将阶梯总层厚占比两核心水柱厚度不足 20% 的剖面剔除。单个剖面判断结果如图 1a 所示, 以此方法得出 1991–2021 年

7–10月楚科奇边陲区域双扩散阶梯平均层厚和数量的分布情况(图6),阶梯层厚由每个剖面识别出的相应下界面深度减上界面深度得出,阶梯数量则是该剖面阶梯层厚的个数。

### 3 大西洋水及其上界面水文性质的统计结果

#### 3.1 大西洋水暖核心和太平洋冬季水冷核心在楚科奇边陲区域的时空变化

大西洋水以暖脉冲的形式沿陆坡等深线逐渐从楚科奇深海平原向加拿大海盆输送(图2a),受制于早期观测数据量的稀缺,我们只能大致估计出20世纪90年代在欧亚海盆出现的暖异常信号<sup>[43–44]</sup>在2000年前后到达本文所关注的楚科奇边陲区域。通过与气候态数据PHC的对比,可以看到1999–2001年间在楚科奇深海平原的陆坡上出现了高于气候态0.7℃的大西洋水,这与Zhao等<sup>[19]</sup>和Woodgate等<sup>[17]</sup>所估计的类似,我们将此时的大西洋水暖异常信号定义为第一次暖异常事件(图2a)。随着时间推移(2002–2005年),该异常暖信号逐渐向下游渗透并在波弗特流涡的作用下部分以热盐入侵的形式进入加拿大海盆<sup>[29]</sup>。而从2005年至2017年,在北风海脊以东的大西洋水核心位温体现出明显的降温趋势,降温幅度约0.2℃(图2b)。在楚科奇深海平原西侧,对比有站位数据的年份:2008年、2011年和2012年,可以发现2008年后大西洋水核心位温开始缓慢下降,直到2012年出现比2008年位温略高的大西洋水,该异常暖信号与1999–2001年间在同样位置所观测到的异常暖信号强度相当(图2b, 95%分位数曲线所示)。本文将其定义为第二次暖异常事件, Li等<sup>[45]</sup>也指出在2010年前后发现了这一暖异常,这次出现的暖异常信号推测与2006年在弗拉姆海峡所观测到的暖异常信号存在关联<sup>[4, 23, 46]</sup>。

2013–2017年间,大西洋水核心位温变化相对稳定。但2018年在楚科奇西部陆坡区域再次出现一个大西洋水核心位温极大值(图2b),我们将其定义为第3次暖异常事件,该事件使得2020–2021年西部区域大西洋水核心位温都维持在高值上,同时导致中部和东部区域的大西洋水核心位温在2018–2021年间出现增温趋势。值得注意的是1999–2001年和2018年大西洋水在西部出现暖异常事件之后,在随后几年东部区域都相应的出现了升温趋势,意味着暖异常信号进入了加拿大海盆内。与之鲜明对比的是2012年暖异常事件出现之后,在下游东部区域的大西洋水

核心位温并没有明显变化。这种差异很可能指示着大西洋水环流的变化,我们将在后面进行讨论。

在楚科奇边陲区域,冷而淡的太平洋冬季水位于暖而咸的大西洋水之上,二者的变化在一定程度上调制着大西洋水向上释放的热量。因此,我们同样审查1999–2021年间太平洋冬季水核心位温极小值的时空分布及变化(图2c和图3)。从空间分布上看(图3),太平洋冬季水核心位温低值区主要分布在楚科奇海台南部及楚科奇陆坡,如:2000年,2002–2005年,2008–2009年和2020年数据所示。这印证了楚科奇陆坡流是输送太平洋水的主要渠道<sup>[47]</sup>。从时间变化上看(图2c),在楚科奇边陲区域中部和东部太平洋冬季水核心位温都呈现出升温趋势。这个升温似乎与楚科奇陆坡流输送了更暖的太平洋冬季水有关,如:2010年在楚科奇陆坡上出现的异常暖的太平洋冬季水(图3),在随后几年楚科奇海台以北和以东的太平洋冬季水都显现出明显升温。最大升温幅度达到了0.1℃以上(图2c),这与Zhong等<sup>[48]</sup>所指出的在加拿大海盆内太平洋冬季水呈现出升温趋势是一致的。尤其引人注目的是2020年出现在楚科奇深海平原以西的异常高温的太平洋冬季水(图2c, 图3),区域平均位温达到了约-1.4℃,这比冰点位温高了0.3℃以上。

为分析大西洋水和太平洋冬季水之间的联系,我们计算了两水团核心之间的垂向位温梯度(大西洋水与太平洋冬季水核心位温差值除以两核心间距离)和垂向平均热含量变化(图2d, 图2e)。从时间序列上看,楚科奇边陲区域中部和东部海域的两核心间位温梯度和垂向平均热含量变化呈现良好的负相关性,即:两核心间位温梯度的变小对应着垂向平均热含量的增加。中部海域的两核心间位温梯度从2002年的1.1℃/m左右降至2021年的0.9℃/m左右,西部海域从2004年的1.0℃/m左右降至2021年的0.85℃/m左右。同期,中部和东部海域的两核心间垂向平均热含量呈现增加趋势,总体从2002年的 $8.0 \times 10^8 \text{ J/m}^3$ 左右增加到2021年的 $8.8 \times 10^8 \text{ J/m}^3$ 左右。

为进一步了解大西洋水在所划分区域的不同变化特点,我们详细分析了这4个区域温盐曲线图的变化(图4)。4个区域都能明显地看到下盐跃层(太平洋冬季水位温极小值到大西洋水位温极大值之间)在研究时段内的升温过程,在东部两个区域下盐跃层位温线性递增,而在西部和中部区域的变化略有反复。与之相反的是大西洋水核心位温总体呈现降低趋势,大西洋水核心位温降低而太平洋冬季水核心位温升高,二者共同导致了两核心间垂向位温梯度的减小

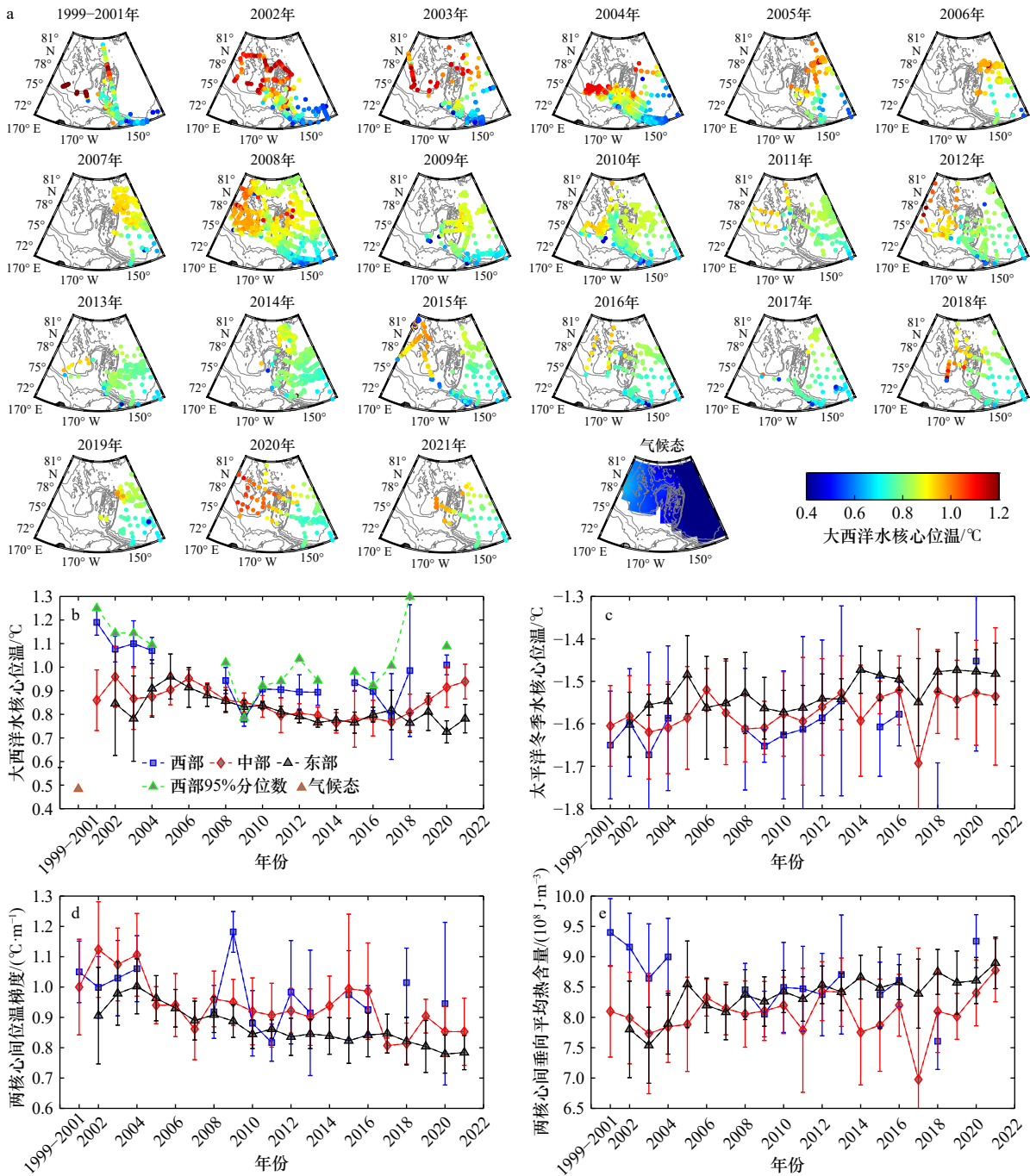


图2 楚科奇边陲区域大西洋水核心位温在1999–2021年间的空间分布(a)、大西洋水(b)和太平洋冬季水(c)的核心位温在3个区域的平均值(曲线)和空间标准差(竖直棒)、大西洋水和太平洋冬季水之间垂向位温梯度(d)及垂向平均热含量(e)

Fig. 2 The spatial distribution of the potential temperature maximum of Atlantic Water (AW) during 1999–2021 in the Chukchi Borderland (a), annual potential temperature of Atlantic Water (b) and Pacific Winter Water (PWW) (c) in the three defined regions in Fig. 1c; The colored lines are for spatial averaged values while the vertical bars denote the spatial standard deviation; vertical gradient of potential temperature (d) and vertical averaged heat content (e) between the AW and PWW

a. 气候态数据为400 m处位温; b. 绿色三角点线为95%分位数的核心位温数值, 红灰色三角形为气候态楚科奇边陲区域平均位温值  
a. The climatologically potential temperature at 400 m are shown; b. the green triangle dotted line is the 95% quantile of potential temperature maximum in the western part while the red-grey triangle indicates the climatologically regional averaged potential temperature at 400 m

(图2d)。

影响大西洋水上界面盐跃层热含量变化的因素

除了大西洋水和太平洋冬季水核心位温的变化外, 两水团的核心深度及其之间的厚度变化同样是一个重

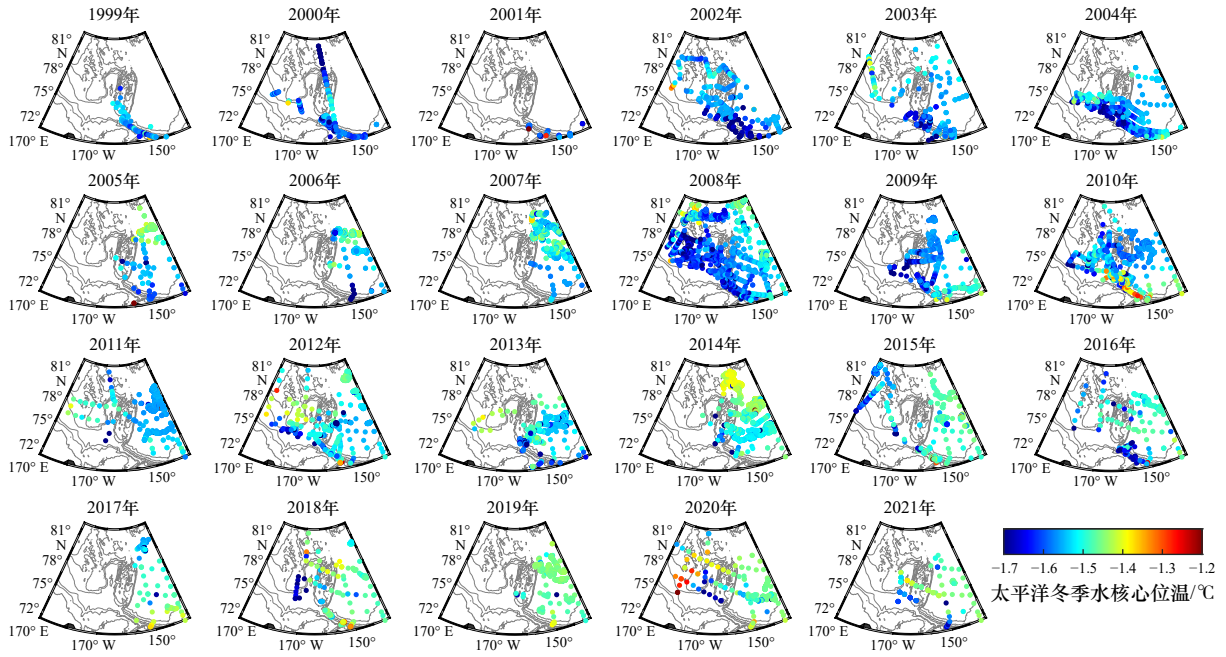


图3 楚科奇边陲区域太平洋冬季水核心位温在1999–2021年间的时空分布

Fig. 3 Spatio-temporal distribution of the potential temperature minimum of Pacific Winter Water in the Chukchi Borderland during 1999–2021.

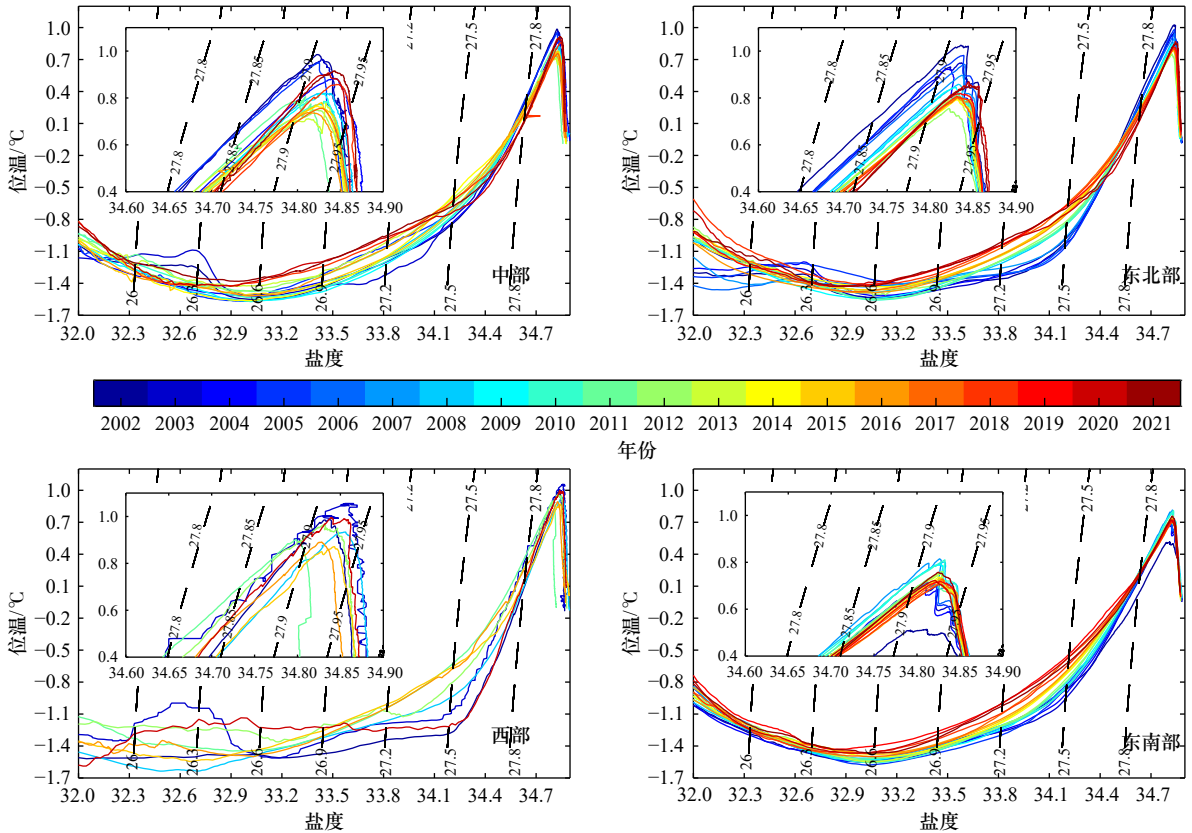


图4 2002–2021年在所划分4个区域(如图1c中所示,东部区域又细分为东北部和东南部区域)的温盐曲线变化,其中每幅子图的左上角温盐曲线图为红框内温盐性质的放大显示

Fig. 4 The four region are the potential temperature and salinity plots for the four defined regions (Fig. 1c, the eastern region is further divided into northeastern and southeastern regions) during 2002–2021, the insets of each subplot are the enlarged plots for the red rectangle boxes

要指标。在楚科奇边陲区域,大西洋水和太平洋冬季水在流动过程中受冷却增密和波弗特流涡的作用,两水团会发生不同程度的潜沉。在中部海域,大西洋水核心深度从2002年的360 m上下增加到2016年的410 m上下,随后保持稳定(图5a);而太平洋冬季水核心深度在2008年才出现了明显的加深,加深幅度达到约30 m(图5b)。2008–2016年太平洋冬季水核心深度维持在一个较深的水平上(180 m上下),而2017年之后其深度明显变浅并维持在160 m上下。在东部海域,大西洋水核心深度从2003年的390 m加深到2010年的470 m,随后保持稳定,2018年再次加深,到2021年加深至500 m上下(图5a);而太平洋冬季水核心深度2002–2008年的变化趋势和中部海域的一致,在2008年出现了明显的加深,直至2018年再次明显加深,达到200 m上下(图5b)。这里出现了两个关键的年份,即:2008年和2016年,太平洋冬季水和太平洋冬季水的深度变化似乎与近年来波弗特流涡的强度和范围变化有较强联系<sup>[20]</sup>,本文将在4.1节进行讨论。

大西洋水和太平洋冬季水核心深度变化的差异会导致二者之间核心距离的变化,可以看到楚科奇边陲区域中部和东部两核心距离总体呈现出增加趋势,

尤其以东部区域的增加趋势最为明显,中部区域的变化可分为3个阶段2002–2007年间的快速增加时期,2008–2016年间的平稳时期,2017–2021年两核心距离又明显增加(图5c)。这里我们计算了势能异常来量化两核心间水柱层化强度的变化。在所划分的3个区域,两核心间水柱的势能异常都呈现出增加趋势,这意味着层化随时间变化而增强,也指示着两水团(大西洋水和太平洋冬季水)之间要发生混合过程变得越来越难。这也意味着我们在图2e中所看到的两核心间垂向平均热含量的增加趋势不是由大西洋水热量向上释放所导致的,而更主要是由于太平洋冬季水的升温所致。

### 3.2 双扩散阶梯结构在楚科奇边陲区域的时空变化

上节所揭示的大西洋水和太平洋冬季水所发生的变化将极大地调制着双扩散阶梯结构的形成、发展和消亡过程。一般来说,在该海域的双扩散阶梯结构可分为两种,即:温盐侵入型的大阶梯结构和非温盐侵入型的小阶梯结构。其中,温盐侵入型双扩散阶梯结构被认为是由热盐分子扩散和平流剪切混合两者共同作用下产生的<sup>[17]</sup>。而非温盐侵入型的小阶梯结构远离大西洋水暖核心,受平流剪切作用小,由分子双扩散主导混合过程所形成阶梯结构<sup>[31]</sup>。考虑到

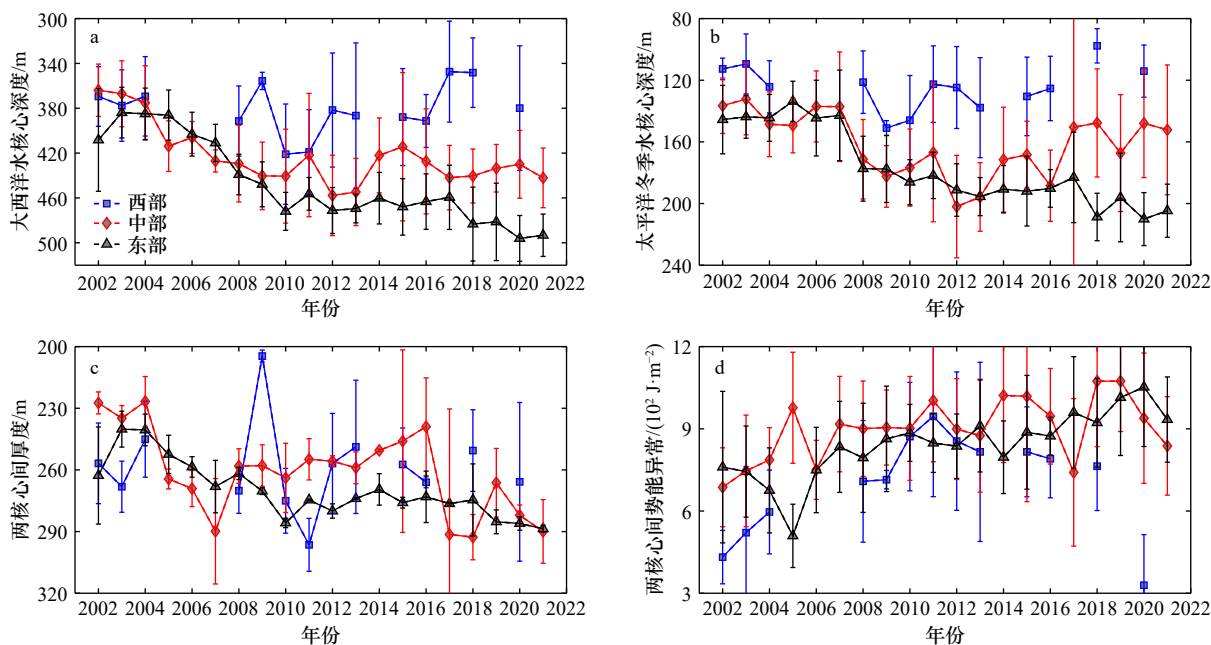


图5 2002–2021年大西洋水和太平洋冬季水核心深度区域年度平均值(a, b)、两核心间厚度区域年度平均值(c)和势能异常区域年度平均值(d)

Fig. 5 Annual regional averaged depth of Atlantic Water (a) and Pacific Winter Water (b), the layer thickness (c) and potential energy anomaly (d) between the Atlantic Water and Pacific Winter Water during 2002–2021

这里的区域平均值即为在图1c中3个黄框区域内的区域平均值

Here the regional averaged are referred to the three regions that showed in Fig.1c

大阶梯结构和小阶梯结构的相关性,本文将二者进行统一分析讨论,对双扩散阶梯的时空演变过程进行研究。这里我们采用2.3节中所述方法来对双扩散阶梯结构进行识别。

图6为1999–2021年间所识别的每个站点的双扩散阶梯结构数量和平均层厚的空间分布。总体上来看,出现双扩散阶梯结构的站点主要分布在深海盆区

域,在陆坡和楚科奇海台上鲜有出现。这是由于在陆坡和楚科奇海台上更容易地形扰动,从而破坏脆弱的双扩散阶梯结构,这与Li等<sup>[45]</sup>的研究结论相似。每个站点在垂向上双扩散阶梯结构的总数最大的能够超过14个(图7b),而阶梯的平均层厚最大也能达到14 m左右。从时间变化上来看,双扩散阶梯结构的数量和平均层厚似乎存在一定的变化规律,但每年站

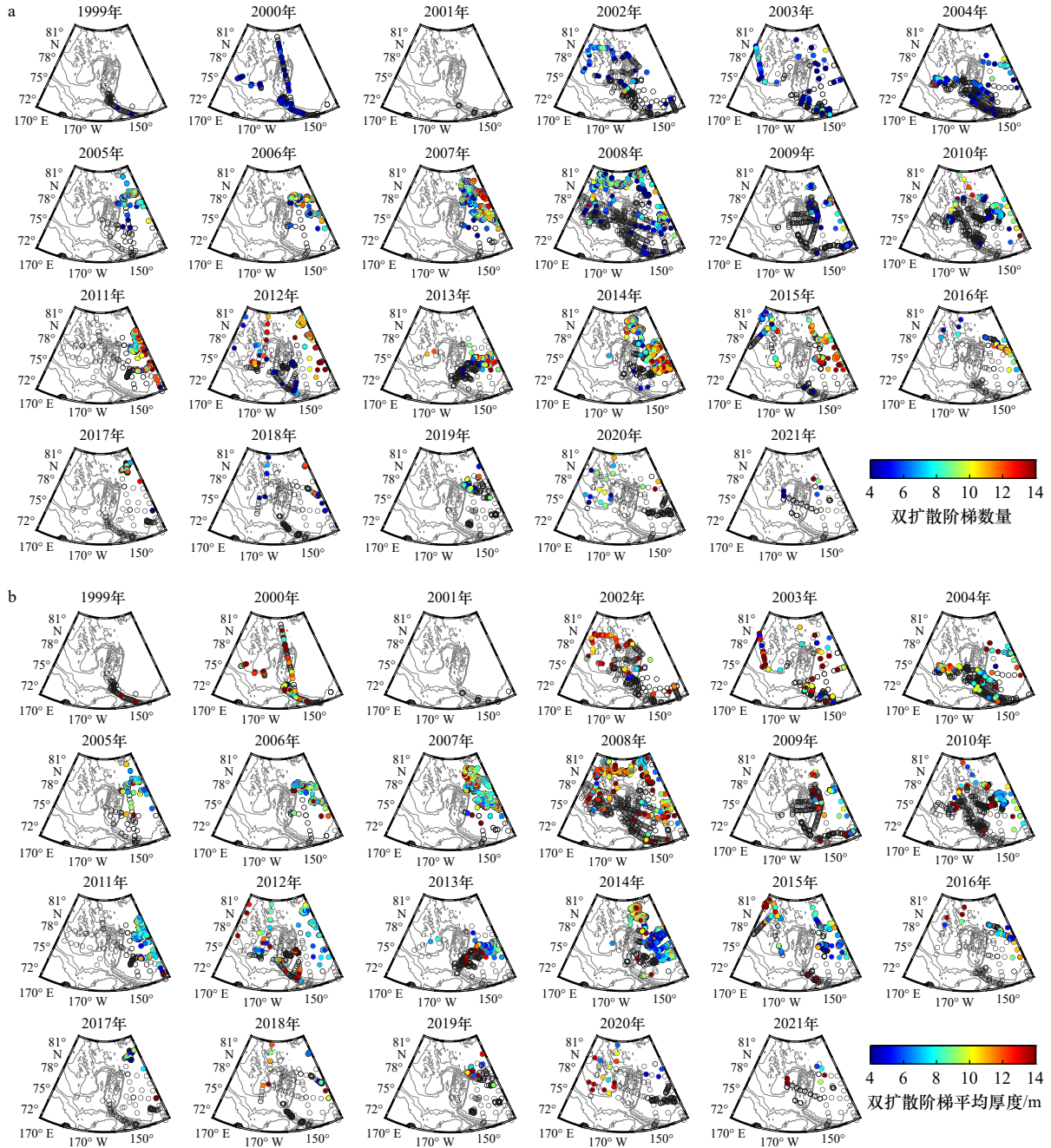


图6 1999–2021年双扩散阶梯的数量(a)和平均层厚(b)在楚科奇边陲区域的时空分布

Fig. 6 Spatio-temporal distribution of the amount of double-diffusive staircases for each profile (a) and the corresponding averaged thickness (b) in Chukchi Borderland during 1999–2021

其中每幅子图中的黑色空心圆圈代表没有双扩散阶梯的站点

The hollow black circles in each plot represent no double-diffusive staircases are identified for the profile

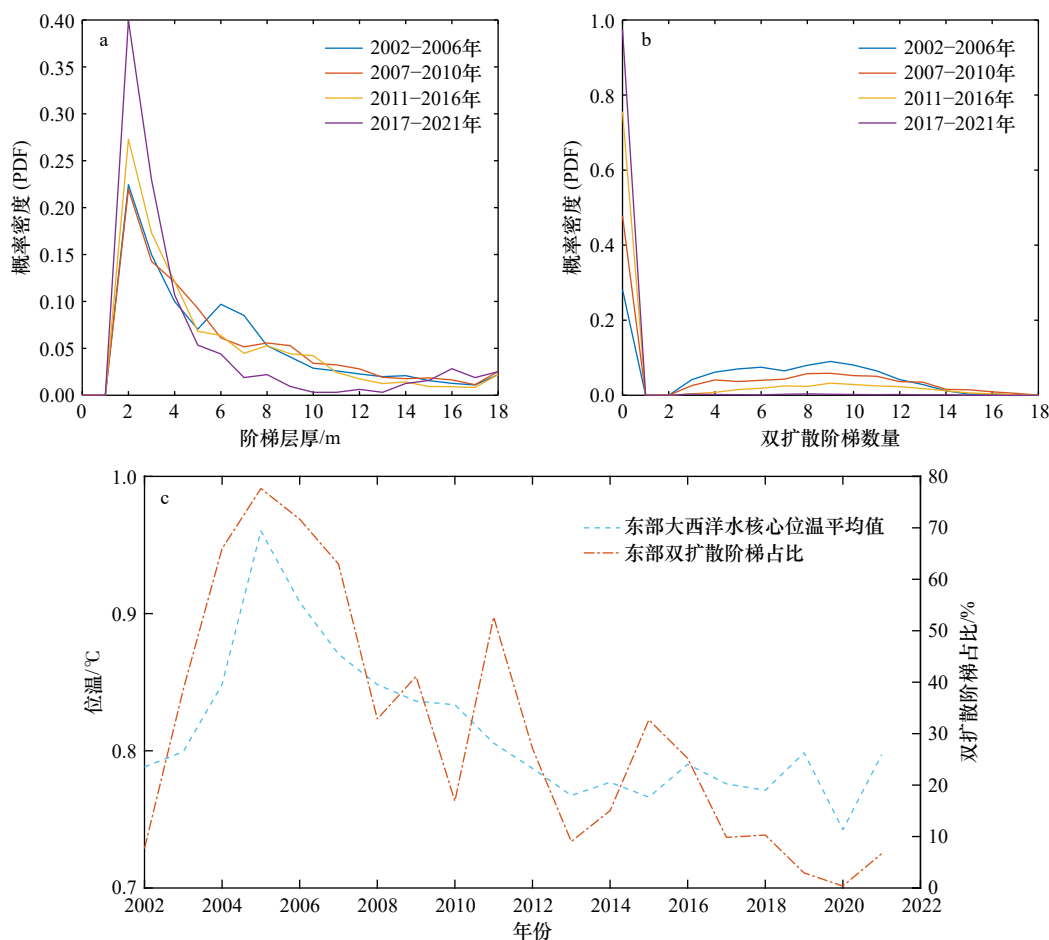


图 7 楚科奇边陲区域东部站位在所划分的 4 个时期的双扩散阶梯所有层厚和数量的概率密度分布(a, b), 东部区域大西洋水核心位温平均值与双扩散阶梯占比之间的关系(c)

Fig. 7 The probability density function (PDF) of all layer thickness and number for double-diffusive staircases in the eastern region in four defined periods (a, b), and the regional averaged potential temperature maximum of Atlantic Water versus the ratio of the number of stations with double-diffusive staircases and the total stations in the eastern region of Chukchi Borderland (c)

位分布位置和站位数量的差异限制了我们对这些规律进行总结。为此,我们将关注重点放在楚科奇边陲区域东部(即:加拿大海盆西部)的双扩散阶梯结构的时空变化,因为在该区域的观测站位时空分布较完整。

本文为从统计角度上发现楚科奇边陲区域东部站位的双扩散阶梯变化规律,计算了所有双扩散阶梯层厚和数量的概率密度分布,双扩散阶梯结构的站位数与该年全部站位数的比值(该比值我们称为双扩散阶梯占比)以及该区域大西洋水核心位温极大值与双扩散阶梯占比之间的关系。我们注意到阶梯所有层厚的概率密度分布的峰值在向层厚更小的方向移动,小阶梯占比增多,而大阶梯占比变少(图 7a)。这一变化过程同样也能从空间分布中观察到(图 6b)。在 2002–2006 年,有双扩散阶梯数站位的占比很大,为 1 263/1 753 个,达到 72.0%;到了 2007–2010 年,有双扩散阶梯站位的占比有所下降,为 1 495/2 865 个,达

到 52.2%; 2011–2016 年即使总站位数变多,双扩散阶梯占比还是继续下降,为 1 099/4 501 个,只有 24.4%;到最近的时期 2017–2021,更是下降为 47/1 872 个,低至 2.5%,双扩散阶梯几乎消失。我们也注意到 2002–2021 年 4 个时期,双扩散阶梯数量为 0 的值(即无阶梯剖面)比重逐渐增大,而阶梯数量值在 3~14 个的比重逐渐变小(图 7b),这也表明了加拿大海盆内的双扩散阶梯正在逐渐消亡。图 7c 显示出双扩散阶梯的占比和大西洋水核心位温平均值之间有良好的相关性。楚科奇边陲区域东部的大西洋水核心位温平均值在 2005 年达到峰值,对应着有双扩散阶梯结构的占比也到达了峰值(占比约 75%)。2005 年之后大西洋水核心呈现出明显的降温趋势,双扩散阶梯的占比也逐渐减小(图 7c)。2016–2020 年双扩散阶梯结构基本已经消失,同时,大西洋水核心位温进一步降低。此外,需要注意到东部区域大西洋水和太平洋

冬季水两核心之间的势能异常是呈现增加趋势的(图 5d),即:层化增强,垂向混合更难。再考虑到大西洋水核心位温的降低,从而导致大西洋水无法提供足够的势能来形成和维持双扩散阶梯形态,这可能是近年来加拿大海盆内双扩散阶梯结构消亡的原因。但随着第 3 次大西洋水暖异常信号的进入,加拿大海盆内的双扩散阶梯可能重新建立和发展。如 2021 年大西洋水核心位温平均值和双扩散阶梯占比都略有升高(图 7c)。

## 4 讨论

### 4.1 大西洋水、太平洋冬季水和波弗特流涡间的关系

为了探究波弗特流涡变化与本文关心的两个水团之间的关系,本文利用动力地形高度数据来衡量波弗特流涡强度和范围的变化(图 8)。图 8 显示出从 2003 年至 2020 年波弗特流涡的范围在扩张,动力地形高度极大值也在增加。我们以动力地形高度的 40 cm 等值线作为波弗特流涡影响范围的衡量,可以看到流涡中心的西移和范围的西扩(图 8a)。2003–2006 年间区域平均的动力地形高度在 26 cm 左右,流涡影响范围较小(图 8a, 图 8b)。此时太平洋冬季水核心深度较浅(图 5b),但大西洋水核心深度在中部和东部区域呈现加深趋势,这也导致这一期间两核心间的距离逐渐增大。2007 年波弗特流涡范围明显扩张,区域平均的动力地形高度也明显增加至 35 cm, 2010–2014 年该值稳定在 36 cm 左右,而 2015 年该值又骤增并稳定在 40 cm 以上直至 2020 年才略有降低(图 8b)。结

合 3.2 节的结果,我们可以看到在 2007 年波弗特流涡强度和范围骤增时,楚科奇边陲区域中部和东部的太平洋冬季水核心深度在 2008 年大幅度加深(增幅达 40 m 左右),而大西洋水核心深度的加深却只有 20 m 左右(图 5a, 图 5b)。2016 年之后波弗特流涡中心和影响范围都呈现出东移趋势,楚科奇边陲区域中部的太平洋冬季水核心深度在 2017 年大幅变浅,而大西洋水核心深度却没有明显变化(图 5a, 图 5b)。上述结果意味着波弗特流涡强度的变化对太平洋冬季水核心深度的变化影响显著,而大西洋核心深度的变化主要受到其自身冷却增密而潜沉的影响。

### 4.2 大西洋水在陆坡的涌升与埃克曼动力学的可能联系

如 3.1 节所述 1999–2001 年和 2018 年在楚科奇边陲区域西部出现暖异常事件之后,在随后几年东部区域都出现了升温趋势,而与之鲜明对比的是 2012 年暖异常事件出现之后,在下游东部区域的大西洋水核心位温却没有明显变化。考虑到大西洋水在西部陆坡的涌升对其热量释放的可能作用,我们计算了大西洋水暖异常事件发生年份 4–9 月的埃克曼抽吸速度(海洋对大气强迫作用的响应具有一定的滞后性),并探讨在其作用之下跨陆坡位温断面的变化(图 9)。2012 年和 2013 年在楚科奇边陲区域西部陆坡都出现了较强的上升流,对应的位温断面上能够明显地看到等密面上翘现象(图 9b, 图 9c),而 2004 年和 2020 年埃克曼抽吸速度较弱或产生下降流时则无明显的等密面上翘(图 9a, 图 9d)。2012–2013 年间在大西洋水

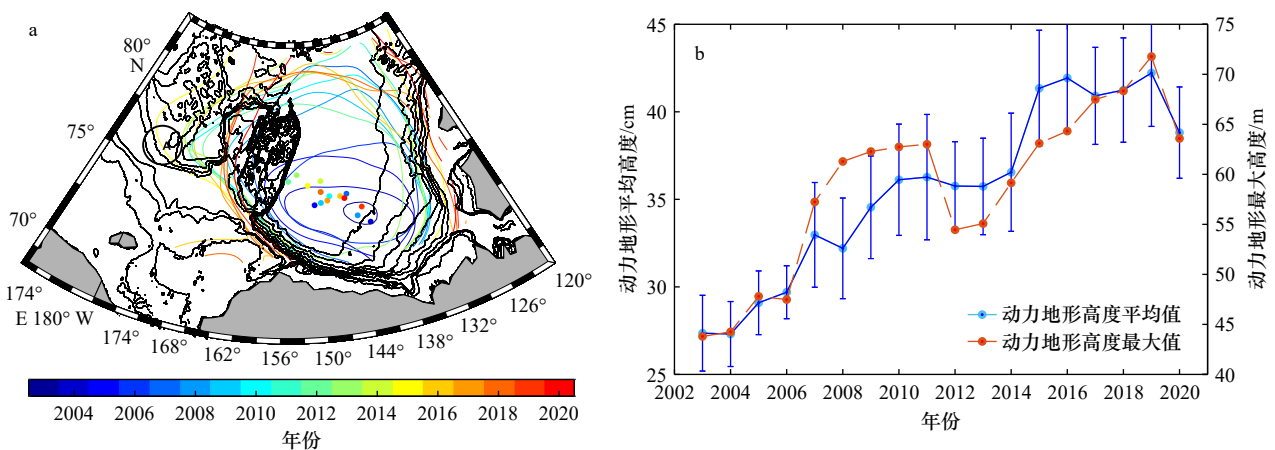


图 8 2003–2020 年楚科奇边陲区域动力地形高度的 40 cm 等值线范围和波弗特流涡中心位置变化(a), 动力地形高度区域平均值(68°–82°N, 170°E–120°W)和最大值时间序列变化(b)

Fig. 8 The 40 cm isolines of dynamic topography and the location of Beaufort Gyre center during 2003–2020 (a), the regional (68°–82°N, 170°E–120°W) averaged (blue solid line) and maximum (red dotted line) dynamic topography (b)

图 a 中黑圈 A 为西部大陆坡附近; 图 b 中竖直线为标准误

The black circle in Fig. a is the western continental slope, while the vertical bars in Fig. b denote the standard error

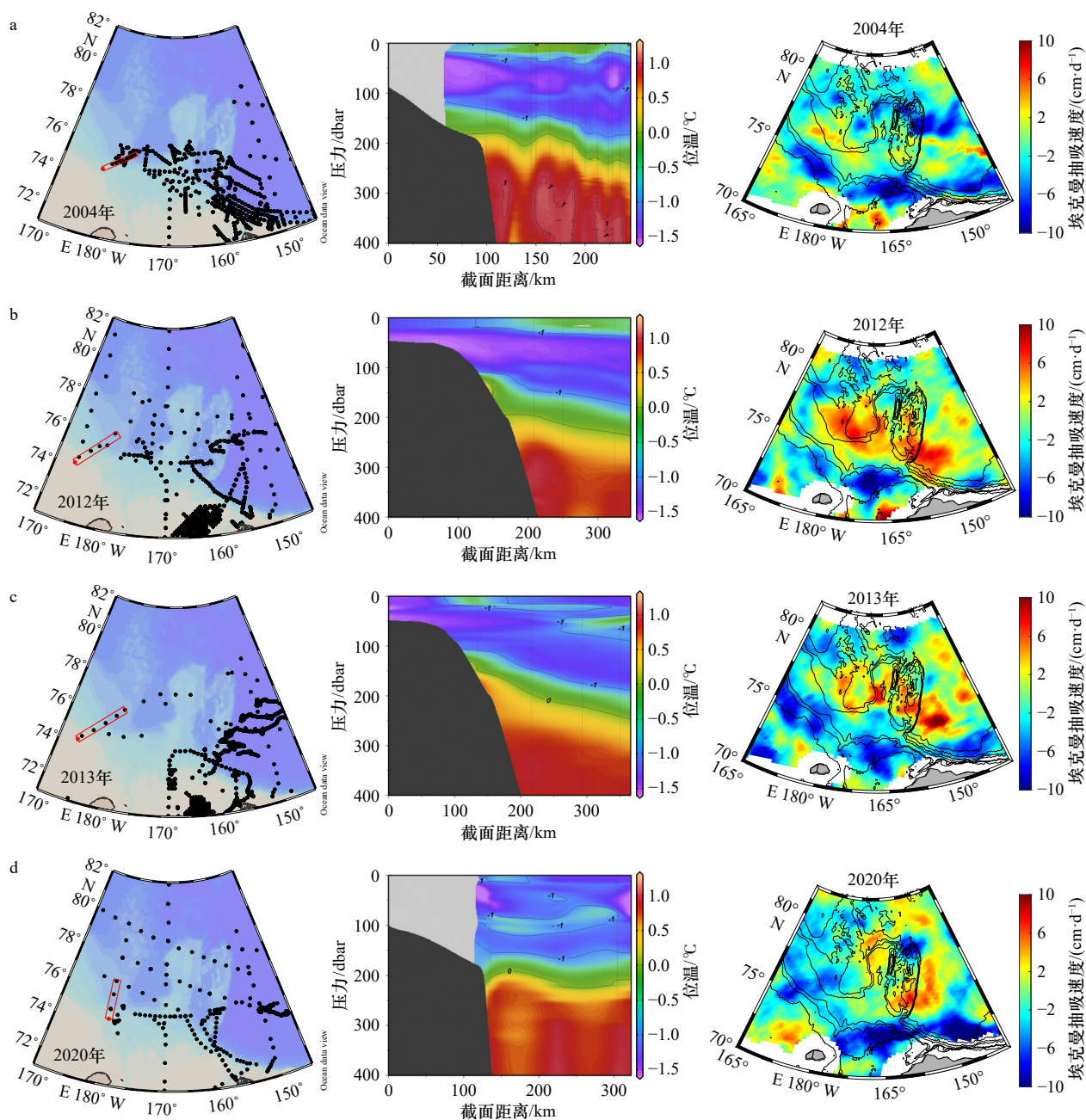


图9 楚科奇边陲区域西部大陆坡在2004年(a)、2012年(b)、2013年(c)和2020年(d)的垂直位温断面(中间一列所示)与埃克曼抽吸速度(最右一列所示,对应年份4-9月的平均值)的空间分布

Fig. 9 Vertical sections of potential temperature (middle panels) and the spatial distribution of Ekman pumping velocity (right panels, monthly mean during April to September for the corresponding year) in the western region of the Chukchi Borderland in 2004 (a), 2012 (b), 2013 (c), and 2020 (d)

位温断面插值使用ODV软件中的数据插值变分分析方法,并沿等密度面插值

Vertical sections of potential temperature are constructed using the Data Interpolating Variational Analysis (DIVA) method that incorporated in ODV software, and interpolate along the isodensity surface

上游(楚科奇边陲区域的西部)的陆坡处受较强上升流作用后,大西洋水涌升及热量释放极有可能促使其核心位温明显降低,从而在下游(楚科奇边陲区域的中部和东部)观测不到第二次大西洋水暖异常信号所带来的影响。此外,在2011-2016年楚科奇边陲区域

西部的陆坡上不存在双扩散阶梯结构,而在第一和第三次暖异常事件时期这里都存在双扩散阶梯结构(图6),并且2011-2016年下盐跃层的位温显著升高(图4)。双扩散阶梯结构的破坏意味着西部陆坡区域的背景湍流更强,垂向热通量的极大提高<sup>[33]</sup>。这也

进一步支持我们的推断,即第二次暖异常信号没有进入加拿大海盆的原因是由于在西部陆坡区上升流和背景混合的增强消除了到达这里的暖异常信号。

## 5 结论

本文对1999–2021年北极楚科奇边陲地区的实测水文数据进行分析,探讨了在波弗特流涡自旋加速背景下该区域大西洋水和太平洋冬季水的长期变化以及这些变化对双扩散阶梯的形成和演变所起到的作用,主要结论有:

(1)在1999–2021年间,楚科奇边陲区域共出现了3次大西洋水暖异常信号,分别于2000年、2012年和2018年前后在楚科奇边陲区域的西部出现。其中第一次暖异常信号在2003年进入加拿大海盆;第二次暖异常信号只出现于2012年的楚科奇边陲区域西部;第三次暖异常信号在2019年进入加拿大海盆。第二次大西洋水暖异常信号的没能传递到下游的可能原因是2012–2013年间埃克曼抽吸速度引起的上

升流所导致的大西洋水热量在陆坡的释放,从而导致这一暖异常信号没有在加拿大海盆中所显现。在波弗特流涡显著增强时期(2007–2008年和2016–2017年),大西洋水和太平洋冬季水核心深度都明显增加,且太平洋冬季水核心深度增幅更为显著。

(2)太平洋冬季水核心位温的低值主要分布在楚科奇海南部和楚科奇陆坡上,其核心位温呈现升温趋势。太平洋冬季水核心和大西洋水核心之间水柱(即:下盐跃层)的平均热含量在楚科奇边陲区域中部和东部显著增加,主要贡献来源于太平洋冬季水核心位温的升温,而两核心之间水柱层化的增强实际上抑制了大西洋水热量向上的释放。

(3)双扩散阶梯结构的形成受大西洋水核心位温的变化影响显著。楚科奇边陲区域东部的加拿大海盆内在2002–2021年出现了大阶梯向小阶梯的过渡,直至最后大范围消亡的演变过程。这个过程的主要调控机制为大西洋水核心位温的降低以及其上界面层化的增强抑制了垂向混合的强度。

## 参考文献:

- [1] 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): 1757–1792.
- [2] Aksenov Y, Ivanov V V, Nurser A J G, et al. The arctic circumpolar boundary current[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2011, 116(C9): C09017.
- [3] 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.
- [4] 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.
- [5] Karcher M, Smith J N, Kauker F, et al. Recent changes in Arctic Ocean circulation revealed by iodine-129 observations and modeling[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2012, 117(C8): C08007.
- [6] Rudels B. Arctic Ocean circulation, processes and water masses: a description of observations and ideas with focus on the period prior to the International Polar Year 2007–2009[J]. *Progress in Oceanography*, 2015, 132: 22–67.
- [7] Karcher M J, Oberhuber J M. Pathways and modification of the upper and intermediate waters of the Arctic Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2002, 107(C6): 3049.
- [8] Karcher M, Kauker F, Gerdes R, et al. On the dynamics of Atlantic Water circulation in the Arctic Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2007, 112(C4): C04S02.
- [9] Wefing A M, Casacuberta N, Christl M, et al. Circulation timescales of Atlantic Water in the Arctic Ocean determined from anthropogenic radionuclides[J]. *Ocean Science*, 2021, 17(1): 111–129.
- [10] 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): 2079–2105.
- [11] Turner J S. The melting of ice in the Arctic Ocean: the influence of double-diffusive transport of heat from below[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2010, 40(1): 249–256.
- [12] 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(6335): 285–291.
- [13] Overland J E, Wood K R, Wang M Y. Warm Arctic—cold continents: climate impacts of the newly open Arctic Sea[J]. *Polar Research*, 2011, 30(1): 15787.
- [14] Timmermans M L, Marshall J. Understanding Arctic Ocean circulation: a review of ocean dynamics in a changing climate[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2020, 125(4): e2018JC014378.
- [15] Aagaard K, Swift J H, Carmack E C. Thermohaline circulation in the Arctic Mediterranean seas[J]. *Journal of Geophysical Research:*

- Oceans, 1985, 90(C3): 4833–4846.
- [16] Nøst O A, Isachsen P E. The large-scale time-mean ocean circulation in the Nordic Seas and Arctic Ocean estimated from simplified dynamics[J]. *Journal of Marine Research*, 2003, 61(2): 175–210.
- [17] Woodgate R A, Aagaard K, Swift J H, et al. Atlantic water circulation over the Mendeleev Ridge and Chukchi Borderland from thermohaline intrusions and water mass properties[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2007, 112(C2): C02005.
- [18] Polyakov I V, Rippeth T P, Fer I, et al. Intensification of near - surface currents and shear in the Eastern Arctic Ocean[J]. *Geophysical Research Letters*, 2020, 47(16): e2020GL089469.
- [19] Zhao Jinping, Gao Guoping, Jiao Yutian. Warming in Arctic intermediate and deep waters around Chukchi Plateau and its adjacent regions in 1999[J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2005, 48(8): 1312–1320.
- [20] Zhong Wenli, Zhao Jinping. Deepening of the Atlantic Water core in the Canada Basin in 2003–11[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2014, 44(9): 2353–2369.
- [21] Richards A E, Johnson H L, Lique C. Spatial and temporal variability of Atlantic Water in the Arctic from 40 years of observations[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2022, 127(9): e2021JC018358.
- [22] Ménesguen C, Lique C, Caspar-Cohen Z. Density staircases are disappearing in the Canada Basin of the Arctic Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2022, 127(11): e2022JC018877.
- [23] 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): 8362–8370.
- [24] Regan H C, Lique C, Armitage T W K. The Beaufort Gyre extent, shape, and location between 2003 and 2014 from satellite observations[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2019, 124(2): 844–862.
- [25] Bertosio C, Provost C, Athanase M, et al. Changes in freshwater distribution and pathways in the Arctic Ocean since 2007 in the Mercator Ocean global operational system[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2022, 127(6): e2021JC017701.
- [26] Schmitt R W. The salt finger experiments of Jevons (1857) and Rayleigh (1880)[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1995, 25(1): 8–17.
- [27] Turner J S, Stommel H. A new case of convection in the presence of combined vertical salinity and temperature gradients[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 1964, 52(1): 49–53.
- [28] 赵倩, 赵进平. 加拿大海盆双扩散阶梯结构分布与热通量研究 [J]. *地球科学进展*, 2011, 26(2): 193–201.  
Zhao Qian, Zhao Jinping. Distribution of double-diffusive staircase structure and heat flux in the Canadian Basin[J]. *Advances in Earth Science*, 2011, 26(2): 193–201.
- [29] McLaughlin F A, Carmack E C, Williams W J, et al. Joint effects of boundary currents and thermohaline intrusions on the warming of Atlantic water in the Canada Basin, 1993–2007[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2009, 114(C1): C00A12.
- [30] 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.
- [31] Timmermans M L, Toole J, Proshutinsky A, et al. Eddies in the Canada Basin, Arctic Ocean, observed from ice-tethered profilers[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2008, 38(1): 133–145.
- [32] Lincoln B J, Rippeth T P, Lenn Y D, et al. Wind-driven mixing at intermediate depths in an ice-free Arctic Ocean[J]. *Geophysical Research Letters*, 2016, 43(18): 9749–9756.
- [33] Shibley N C, Timmermans M L, Carpenter J R, et al. Spatial variability of the Arctic Ocean's double-diffusive staircase[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2017, 122(2): 980–994.
- [34] Steele M, Morison J, Ermold W, et al. Circulation of summer Pacific halocline water in the Arctic Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2004, 109(C2): C02027.
- [35] Timmermans M L, Proshutinsky A, Golubeva E, et al. Mechanisms of Pacific summer water variability in the Arctic's Central Canada Basin[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2014, 119(11): 7523–7548.
- [36] Timmermans M L, Marshall J, Proshutinsky A, et al. Seasonally derived components of the Canada Basin halocline[J]. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44(10): 5008–5015.
- [37] Behrendt A, Sumata H, Rabe B, et al. UDASH—unified database for Arctic and Subarctic hydrography[J]. *Earth System Science Data*, 2018, 10(2): 1119–1138.
- [38] Steele M, Morley R, Ermold W. PHC: a global ocean hydrography with a high-quality Arctic Ocean[J]. *Journal of Climate*, 2001, 14(9): 2079–2087.
- [39] Armitage T W K, Bacon S, Ridout A L, et al. Arctic sea surface height variability and change from satellite radar altimetry and GRACE, 2003–2014[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2016, 121(6): 4303–4322.
- [40] Zhong Wenli, Steele M, Zhang Jinlun, et al. Greater role of geostrophic currents in Ekman dynamics in the western Arctic Ocean as a mechanism for Beaufort Gyre stabilization[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2018, 123(1): 149–165.
- [41] Polyakov I V, Pnyushkov A V, Carmack E C. Stability of the arctic halocline: a new indicator of arctic climate change[J]. *Environmental Research Letters*, 2018, 13(12): 125008.
- [42] Shibley N C, Timmermans M L. The formation of double-diffusive layers in a weakly turbulent environment[J]. *Journal of Geophysical*

- Research: *Oceans*, 2019, 124(3): 1445–1458.
- [43] Quadfasel D, SY A, WELLS D, et al. Warming in the Arctic[J]. *Nature*, 1991, 350(6317): 385.
- [44] Quadfasel D, Sy A, Rudels B. A ship of opportunity section to the North Pole: Upper ocean temperature observations[J]. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 1993, 40(4): 777–789.
- [45] Li Jianqiang, Pickart R S, Lin Peigen, et al. The Atlantic water boundary current in the Chukchi Borderland and southern Canada Basin[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2020, 125(8): e2020JC016197.
- [46] Dmitrenko I A, Polyakov I V, Kirillov S A, et al. Toward a warmer Arctic Ocean: spreading of the early 21st century Atlantic Water warm anomaly along the Eurasian Basin margins[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2008, 113(C5): C05023.
- [47] Corlett W B, Pickart R S. The Chukchi slope current[J]. *Progress in Oceanography*, 2017, 153: 50–65.
- [48] Zhong Wenli, Steele M, Zhang Jinlun, et al. Circulation of Pacific winter water in the Western Arctic Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2019, 124(2): 863–881.

## Variations of the Atlantic Water and Pacific Winter Water under the influence of the shifting Beaufort Gyre in the western Arctic Ocean

Gong Yaping<sup>1</sup>, Zhong Wenli<sup>1</sup>, Wang Xiaoyu<sup>1</sup>, Li Tao<sup>2</sup>, Zhao Jinping<sup>1,2</sup>, Lan Youwen<sup>1</sup>

(1. Key Laboratory of Physics and Oceanography, Ministry of Education, Ocean University of China, Qingdao 266100, China; 2. College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Ocean University of China, Qingdao 266100, China)

**Abstract:** The Chukchi Borderland served as the critical gateway for the inflow of Atlantic Water (AW, which is the most important heat storage layer in the Arctic Ocean) into the Canada Basin in the western Arctic Ocean. One of the key issues is how the AW and Pacific Winter Water (PWW) interacts in this complex topography region. The answer to this question will shed light on the important role of AW in the Arctic Ocean. In this study, based on the multi-sources' quality controlled hydrographic data during 1999–2021, the variation of AW, PWW and the double-diffusive staircases in the Chukchi Borderland are studied in details. We identified three anomalous warm events of AW that occurred in year 2000, 2012 and 2018 with the maximum potential temperature over 1 °C. The vertical averaged heat content between the PWW and AW shows a warming trend in the central and eastern region of the Chukchi Borderland. The major reason for this is the warming of PWW. The depth of PWW is more sensitive to the shifting of the Beaufort Gyre (BG) than that of the AW. The combined changes of PWW and AW lead to the variation of double-diffusive staircases, which show a regime shift from large to small thickness and to largely decayed in the Canada Basin. Our results suggest that the major mechanism for this transition is the cooling of AW along with the stronger stratification that restricts the vertical mixing for all.

**Key words:** Atlantic Water; Pacific Winter Water; Beaufort Gyre; double-diffusive staircases; Chukchi Borderland