

北冰洋水体对格陵兰海混合增密对流的可能影响分析

史文奇¹, 赵进平¹

(1. 中国海洋大学 海洋环境学院, 山东 青岛 266100)

摘要: 格陵兰海内发生的等密度混合后产生的增密对流是重要的对流现象之一。北冰洋正在发生快速变化, 其内水团变性以及环流系统的改变都将使格陵兰海等密度混合对流发生明显变化, 继而对全球气候变化产生影响。以往关于等密度混合对流的研究很少, 大都集中在对流发生海域。由于等密度混合的主体是大西洋回流水与北冰洋流出水体, 本文目的是探讨北极内部不同海域的水体会对混合增密对流造成的可能影响。文中定义了有效对流速度, 强调水平温度梯度和垂向层化强度是影响有效对流速度的决定性因素; 水平温度差越大, 垂向层化越弱, 产生的对流越强。发生在东格陵兰极锋处的有效对流都是大西洋的水体, 一部分是在格陵兰海回流的大西洋回流水; 一部分是在北冰洋潜沉并回流的北极大西洋水, 该水体在北冰洋循环的时间越长, 温度差越大, 产生的有效对流越强。而横越北冰洋的太平洋水因密度过低而不能参与等密度混合对流, 加拿大海盆主盐跃层之上的水体也都不能参与对流。北冰洋几个海盆深层水的温度差异明显, 有可能与格陵兰海深层水形成有效对流; 但是, 由于深层水流速低、湍流混合弱、水平温度梯度小, 是否可以产生有效对流尚不清楚。

关键词: 混合增密对流; 北冰洋; 格陵兰海; 东格陵兰极锋; 有效对流速度

中图分类号: P727; P731.26

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2012)06-0019-11

1 引言

大西洋经向翻转环流是全球大洋环流系统的一个重要组成部分, 它将大量的热量由热带输送到北大西洋的高纬地区, 形成了北半球的主要热量来源之一。这些热量释放到大气, 极大地影响了欧洲的气温, 使冬季北欧地区的近地层温度较之同纬度的其他地区最多要高 10°C 左右。Macdonald 与 Wunsch^[1] 估计海气联合系统向极地输送热量的一半均由大洋经向翻转环流提供, 其强度的变化对北半球气候格局至关重要。作为经向翻转环流的重要组成部分, 北上海流的绝大部分是通过发生在格陵兰海的下沉运动到达海洋深层, 再通过溢流从深层返回

低纬度, 形成全球海洋的质量平衡。

翻转环流下沉运动的主要形式是发生在格陵兰海的对流。由于地转效应, 对流以对流元 (convection plumes) 的形式发生。观测到的对流元中海水的垂直速率可达 10 cm/s , 然而其中垂物质运输的净速率仅为 10^{-4} m/s ^[2], 这是由于对流元中的下沉运动基本上可以被其自身的上升运动抵消。对流元的垂直混合作用明显, 但是垂直输运能力有限^[3]。虽然对流的净输运速度很慢, 但是发生对流的空间范围很大, 仍然可以产生很大的垂向净流量, 以往的研究估计出北大西洋的对流流量可达 $10 \times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$ ^[4]。对流的垂直净速率很小, 无法直接观测, 只能通过一些可测量参数来估计。

收稿日期: 2012-02-20; 修订日期: 2012-05-12。

基金项目: 国家自然科学基金(40876006; 40631006)。

作者简介: 史文奇(1987—), 男, 山东省济宁市人, 硕士研究生, 主要从事极地物理海洋学研究。E-mail: swqouc@163.com

Chu^[5]分析了各种形式的对流,提出用下式表达 5 种主要驱动力作用下产生的对流

$$\frac{\partial}{\partial t} \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \rho}{\partial z} = \sum_{i=1}^5 G_i < 0, \quad (1)$$

式(1)是对各种能够产生对流因素的全面概括,也表明各种能够引起静压不稳定的因素都可以产生对流。其中, G_1 代表浮力通量,包括卤水释放和海气热通量; G_2 代表位势不稳定,为水团随着海流输运到不同静态稳定度区域时导致的稳定度的变化; G_3 代表热盐分子扩散率的差异导致的双扩散现象; G_4 代表由于不同盐度水体的不同压缩性产生的热压效应; G_5 代表由于海水状态方程的非线性而产生的混合增密效应。发生在格陵兰海的对流主要是表面冷却和卤水释放导致的对流 [G_1 ,即开放海洋对流(Open-Ocean Convection)^[6]],热压效应产生的对流(G_4)^[7],以及由于混合增密产生的对流(G_5 ,该对流在本文中简称为混合增密对流)。

混合增密效应为由于海水状态方程的非线性,当两不同温盐的海水混合时,混合水体的密度大于原来两水体密度的线性平均值^①。McDougall^[8]详细讨论了温度、盐度和压强对混合增密效应的影响。由于体积的压缩,混合增密能影响水体势能,进而影响动力系统,扩大混合^[9]。Padman 等^①指出混合增密效应依据混合方式的不同可以分为两种,等密度面的混合增密(isopycnal cabbeling)与跨等密度面的混合增密(diapycnal cabbeling),已往的研究主要集中在等密度混合增密上。

McDougall^[10]估计北大西洋等密度混合增密与热压过程可以产生的对流强度相当于 $10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ 的垂直扩散率引起的对流。Garrett 和 Horne^[11]发现等密度混合增密过程在锋面处可以引起明显的下沉速度,并能驱动垂向环流来抵抗扩散效应以维持锋面的存在。Horne^[12]指出等密度混合增密效应是暖陆坡水与拉布拉多陆坡水形成的次表层锋面的主要维持机制。Marsh^[13]通过模式计算得到北大西洋由于等密度混合增密引起的海水质量增加率为 $2 \times 10^6 \text{ s}^{-1}$,等于表层 0.6 W/s 的冷却强度下产生的质量增量,而该冷却速率相当于北大西洋海气热通量的 10%。Cottier 和 Venables^[14]认为在格陵兰海的北极锋(Arctic Front)处,咸的北大西洋水与淡的北冰洋水团(Arctic Water)为双扩散对流和等密度混

合增密过程提供了良好的水文条件,等密度混合增密效应可以引起高达 0.03 kg/m^3 的增密效应,有利于加速水团的变性以及维持锋面处的温盐梯度。等密度混合增密在整个格陵兰海盆的水团输运中起着重要的作用,并可以影响中层水的形成,进而影响溢流速度^[15]。Marsh^[13]指出中高纬度海域的混合增密效应主要为:上层海洋跨亚极地锋面的等密度混合增密与深层海洋不同水团平行于中性面的混合增密。Rudels 等^[16]认为在格陵兰海内发生的混合主要为等密度混合,本文将主要研究这种等密度混合下的增密效应。以往关于格陵兰海对流问题的研究主要集中在 G_1 ,即冷却对流的研究^[6,9]。迄今对于等密度对流(G_5)尤其是深层等密度对流的研究很少,因为对参与混合的水团变化不清楚,对深层水的等密度混合了解很少。

北欧海的水体在东西方向上大体分为 3 部分,自东向西分别为挪威暖流水、过渡区水和东格陵兰寒流水。其中,过渡区水是挪威暖流的回流水与极地水的混合物,还混有挪威海冬季冷却水、夏季融冰冲淡水等,温度介于 $0 \sim 2 \text{ }^\circ\text{C}$,盐度介于 $34.6 \sim 34.9$ 之间^[17]。Helland-Hansen 和 Nansen^[18]将其称之为 Arctic Water,在近期的研究中称之为大西洋回流水(Recirculating Atlantic Water)^[19]。发生在格陵兰海的等密度混合主要发生在极锋(Polar Front)附近,也就是由北冰洋流出的南下冷水与大西洋回流水之间发生混合^[16]。等密度的高温高盐的暖流水和低温低盐的寒流水混合后必然由于混合增密而必然产生对流,形成下沉运动^[12,14,16],我们称之为等密度混合对流。这两个参与混合的水团中,到达格陵兰海的暖流水结构比较简单,基本上是挪威海流水降温变性的结果,而来自北冰洋的水团结构很复杂。进入北冰洋的水体主要是从弗莱姆海峡进入的西斯匹兹卑尔根海流和从巴伦支海进入的挪威暖流分支,但是这些水体在北冰洋中参与了几个循环,在罗蒙诺索夫海脊、门捷列夫海脊处都发生回流,与来自加拿大海盆的水体一道,从弗莱姆海峡(Fram Strait)流出^[20-22]。这些回流水的流出渠道不同,在北冰洋中停留的时间不同,其冷却的程度也不同。这些水团在到达格陵兰海之前的漫长时间里会与途径的水团发生混合而变性,尤其在弗莱姆

① PADMAN L, MUENCH R, FAHRBACH E. Cabbeling catastrophes[J]. J Geophys Res, in press.

海峡会发生很强的混合。来自罗蒙诺索夫海脊的回流水团温度和盐度都较高,而来自加拿大海盆的回流水团具有低温低盐的特点^[22]。事实上,北冰洋各个海区的水体都有机会参与回流运动,因此都有可能参与格陵兰海极锋附近的等密度对流^[20-21]。然而,各个回流水团的性质不同,一旦参与等密度混合,其产生的等密度对流的强度和深度也会有明显差别。依据现有的观测数据,还无法知道各个回流水团参与等密度混合的水量及其变化,尤其是北冰洋正在发生显著的变化,北冰洋各个回流的强度在不同的年份应该有所不同,但是由于观测数据稀少,不足以了解各个回流在不同年份的流出量。但是,我们仍然希望了解来自北冰洋不同区域的海水参与等密度混合对流时的差别,从而了解北冰洋不同水体对格陵兰海等密度对流的不同影响。在没有对参与对流的冷水团进行长期观测之前,最为有效的办法是研究北冰洋不同海域的水体一旦参与混合,将产生的对流运动,从而评估这些水团导致的对流运动的差别。

本文利用格陵兰海等密度对流海域暖水区域的代表性数据和北冰洋中各个海域的观测数据,计算可能发生的等密度混合,以及等密度混合的发生深度和有效对流速度,评估北冰洋不同海域水体参与对流时的差异,从而认识北冰洋海水结构对格陵兰海等密度对流的影响。

本文使用数据为 WOD(World Ocean Database)数据集中 2002—2009 年站点温盐数据:CTD-High Resolution CTD/XCTD, OSD-Ocean Station Data [Bottle, low resolution CTD/XCTD, plankton data],并进行了质量控制。

2 混合对流速度的计算

流体微团沿着等密度面运动时,恢复力的作用将随着距离的变大而在压缩作用下变得很明显。因此等位势密度面并不适合研究侧向混合。为了解决这个问题,McDougall^[23]提出了中性面(neutral surface)的概念,其定义为 $\alpha \nabla_n \theta = \beta \nabla_n S$,其中 α 为热膨胀系数, β 为盐度压缩系数, θ 为位势温度, S 代表盐度。

$$\alpha = \frac{-1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial \theta} \Big|_{s,p} = \frac{-1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial T} \Big|_{s,p} \left[\frac{\partial \theta}{\partial T} \Big|_{s,p} \right]^{-1},$$

$$\beta = \frac{-1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial S} \Big|_{\theta,p} = \frac{-1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial S} \Big|_{T,p} + \alpha \frac{\partial \theta}{\partial S} \Big|_{T,p},$$

流体微团沿该平面运动时不受浮力恢复力的作用,

故中性面更适合研究侧向混合问题。

对流速度决定了对流的流量,因而估算对流速度是对流研究的关键。在中性面基础上,McDougall^[11]通过热盐守恒原理提出一个公式,来计算由于涡流、双扩散、混合增密和热压效应而产生的垂直速率 w 。该式为:

$$(\omega - D_z)g^{-1}N^2 = D(\alpha \theta_{zz} - \beta S_{zz}) + (\beta F_z^S - \alpha F_z^\theta) - k[\theta_z C_b |\nabla_n \theta|^2 + \theta_z C_h \nabla_n \theta \cdot \nabla_n p], \quad (2)$$

其中, N 为浮力频率, $g^{-1}N^2 = \alpha \theta_z - \beta S_z$, θ 为位势温度, S 为盐度, g 为重力加速度, k 和 D 分别代表平行于中性面与垂直于中性面的湍扩散系数, ∇_n 为沿着中性面的侧向梯度,带下标 z 的项代表该变量垂向梯度, F^θ 和 F^S 分别表示为热量和盐度的双扩散系数。 C_b 和 C_h 分别为混合增密参量(cabbeling parameter)和热压效应参量(thermobaric parameters),都为位势温度 θ 、盐度 S 与压强 p 的函数,

$$C_b(\theta, S, p) = \left[\frac{\partial \alpha}{\partial \theta} + 2 \frac{\alpha}{\beta} \frac{\partial \alpha}{\partial S} - \frac{\alpha^2}{\beta^2} \frac{\partial \beta}{\partial S} \right],$$

$$C_h(\theta, S, p) = \left[\frac{\partial \alpha}{\partial p} - \frac{\alpha}{\beta} \frac{\partial \beta}{\partial p} \right], \quad (3)$$

式(2)中右侧各项分别代表垂直于中性面的湍流混合和双扩散作用,以及平行于中性面混合的非线性效应(混合增密效应和热压效应)。其中由于混合增密效应而引起的垂直速率为:

$$w_b = -gN^{-2}k|\nabla_n \theta|^2 C_b(\theta, S, p), \quad (4)$$

该速率可以用来反映混合增密对流的强度。式(4)对混合下沉速度的计算应该是在中性面上,然而对于上层海洋,中性面与位势密度面基本平行^[15],因此为了计算方便,使用等位势密度面来计算混合增密下沉速度。

两个温盐不同但密度相同的水团发生混合,就一定会因为混合增密效应而发生对流。但是,如果温度和盐度的差别不大,则对流的速度很小。需要有较大的对流速度才有意义。我们将能产生较强对流的最低速度称为有效对流速度。

设下沉区宽度为 L_x ,长度为 L_y ,流量为 A ,下沉速度为 w_0 ,有

$$A = L_x L_y w_0, \text{ 或 } w_0 = \frac{A}{L_x L_y}. \quad (5)$$

若取 L_x 为 50 km, L_y 为 1 000 km,产生流量为 $1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$,则需要形成的有效对流速度为

$$w_0 = \frac{A}{L_x L_y} = \frac{10^6}{5 \times 10^4 \times 10^6} \times 86\ 400 = 1.73(\text{m/d}).$$

若等密度混合下沉速度达到该速度则称为有效对流。如果要产生更大的流量,有效对流速度要更大。Garrett 和 Horne^[11]指出在一个锋面上由于混合增密导致的典型下沉速率为 1 m/d,与我们确定的有效对流速度相当,且与 Kasajima 和 Johannesen^[15]计算出的西格陵兰海的混合下沉速率的量级一致。

产生对流有必要条件和充分条件。必要条件是等密度水体要能够到达极锋海域,并通过抬升或下沉到达与其密度相当的深度参与混合。充分条件是混合后能产生大于有效下沉速度的下沉运动。北冰洋各区域水体都有机会流出北冰洋,参与极锋海域的混合,但是,不同海域水体到达极锋海域的时间与北冰洋的环流动力学有关,迄今还无法准确了解何种条件下何种水体参与混合。本文主要讨论产生对流的充分条件,即北冰洋各部分水体一旦参与混合是否能产生有效对流。这项工作的意义是,比较北冰洋不同海域的水体对可能发生的等密度混合对流的影响,确定可能参与对流的水体,排除不能参与对流的水体,从整体上了解北冰洋对格陵兰海对流的影响。

用式(4)计算对流速度时,设参与混合水团形成锋面的宽度为 L ,并假设锋面上的位温梯度均一,则 $\nabla_n \theta = \Delta \theta / L$ 。公式中的 C_b, N^2 取自格陵兰海中的参考站点,通过 TEOS-10 提供的程序运算得到。计算发现 C_b 变化较小,但 N^2 在垂向上变化幅度很大,无法代表普遍的海洋垂直层化的情况,故需对 N^2 对数进行 4 次多项式拟合,以对 N^2 进行平滑处理。水平湍扩散系数取为 $k = 550 \text{ m}^2/\text{s}^2$,为 Messias 等 2007 年在格陵兰海中心通过示踪物释放实验得到的值^[15]。取 $w_b = -1.73 \text{ m/d}$,则可计算出可与参考站水体发生有效混合对流的 T-S 范围,由此确定北冰洋内不同海域能够参与有效混合对流的水层。

由式(4)可知,等密度混合产生较强下沉速度的条件为:参与混合的水体之间有较大的位温差($\nabla \theta$),以及较弱的层结(即 N^2 较小)。在上层海洋,海洋锋处存在很强的水平温度梯度,是可能产生较大混合下沉速度的区域;在深层海洋,海水性质差异较小,不存在较强的温度梯度,但深层海洋层结非常弱, N^2 很小,也可能形成较大混合下沉速度。与 Marsh 指出的在中高纬度海域主要存在的两种等密度混合增密现象一致^[13]。

Rudelsa 等^[16]根据水团分析讨论了东格陵兰流内的水团与周围海域的水团在格陵兰陆坡海域进行等密度混合的情况。并指出在格陵兰海发生的等密度混合主要有:位势密度在 $27.8 \sim 28 \text{ kg/m}^3$ 范围内北冰洋大西洋水(AAW)与大西洋回流水(RAW)的等密度混合;位势密度在 $28 \sim 28.06 \text{ kg/m}^3$ 范围内上层极地深层水(upper Polar Deep Water, uPDW)与北极中层水(Arctic Intermediate Water, AIW)的等密度混合;以及位势密度在 28.06 kg/m^3 以下深层水体的等密度混合。根据其结论,我们用位势密度(σ_0)将格陵兰海分为 3 层来讨论: $\sigma_0 < 28 \text{ kg/m}^3$ 的上层海洋,对应深度范围大约为 200 m 以浅; $28 \text{ kg/m}^3 < \sigma_0 < 28.06 \text{ kg/m}^3$ 的中层海洋,对应的深度范围大约为 200~1 000 m; $\sigma_0 > 28.06 \text{ kg/m}^3$ 的深层海洋,对应的深度范围大约为 1 000 m 以下。

已知格陵兰海中层发生等密度混合的水团,主要为来自北冰洋的 uPDW 以及在格陵兰海生成的 AIW^[16,24]。冰岛海北极中层水(Iceland Sea Arctic Intermediate Water, IAIW)的高密度部分即为 AIW 与 uPDW 在格陵兰海等密度混合的结果。其中 AIW 主要为上层北极中层水(uAIW)^[16,24],为格陵兰海冬季对流的产物^[25]。格陵兰海中 uPDW 与 AIW 有相同的温盐范围,只能通过 T-S 图上温盐曲线的倾斜特征来分辨,且两水体处在不断混合变性中^[26-27],本文的数据和方法无法讨论在该层可能发生的混合增密对流。因此本文主要讨论在上层与深层发生的混合对流的情况。

3 北冰洋水体对格陵兰海上层等密度混合对流的影响

本节首先考虑 $\sigma_0 < 28 \text{ kg/m}^3$ 水层的等密度混合对流情况。由北冰洋通过 Fram 海峡输出到格陵兰海的上层水团与大西洋回流水直接形成东格陵兰极地锋(EGPF)^[19]。东格陵兰极地锋位于东格陵兰流(EGC, East Greenland Current)的东边界,沿格陵兰岛陆架分布。图 1 是格陵兰海 100 m 层温度分布大图,极锋体现为温度变化梯度很大的狭窄区域。该锋面的南北范围很大,是可能产生有效对流的区域。图中格陵兰海涡旋中心冷水(温度约为 $0 \text{ }^\circ\text{C}$)与格陵兰岛沿岸冷水(温度约为 $-1.8 \text{ }^\circ\text{C}$)之间存在着约为 $2 \text{ }^\circ\text{C}$ 的温度较高的暖水,该水体即为大西洋回流水。由于季节原因大西洋回流水温度会

大于 $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ [20]。

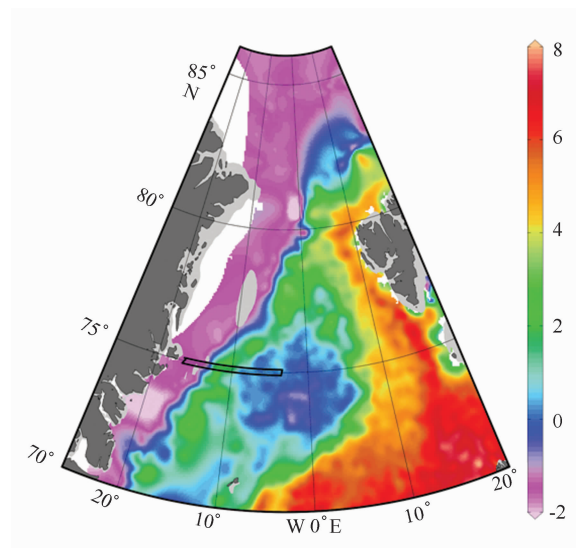


图1 格陵兰海 100 m 深度温度($^{\circ}\text{C}$)分布
(黑色方框表示选取的参考断面)

3.1 参考站点的选取

为了研究北冰洋水体与大西洋回流水之间可能发生的混合,需要先选取大西洋回流水的代表性温盐结构。然而,大西洋回流水从暖流分离出来之后,一直处在不断混合变性过程中,并没有一成不变的代表性温盐结构。Strass 等[28]指出,大西洋回流水随着东格陵兰流在近格陵兰海流涡一侧流动,与东格陵兰流水体发生强烈混合,在沿着格陵兰陆坡进入格陵兰海过程中快速冷却($<2\text{ }^{\circ}\text{C}$) [20,28],成为深层丹麦海峡溢流的源泉。

这里,我们选取 75°N 断面作为等密度混合对流的代表性海域来研究。该海域距弗莱姆海峡中线 500 km,混合趋缓但类似的水体范围大,具有很好的代表性。我们以该海域的大西洋回流水温盐结构为代表来研究等密度混合对流。由图 1 和图 2 知在 75°N 的断面上, $13^{\circ}\sim 12^{\circ}\text{W}$ 之间大陆坡处有明显温度锋面存在,即为东格陵兰极地锋。锋面的平均深度约为 200 m,宽度约为 50 km,锋面两侧温差达到了 $6\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。从图 2 中可见,在 12°W 附近有明显的高温水体,属于大西洋回流水。由于大西洋回流水处在不停的流动和混合变化之中, 12°W 以东水体性质在一定范围内变化。为了更好地代表大西洋回流水的特性。我们选取了图 2 中黑色三角所对应的 5 个站点作为参考站点。

虽然东格陵兰流和大西洋回流水两支交汇的海

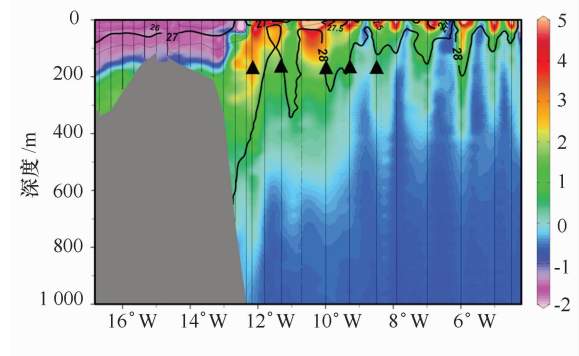


图2 格陵兰海 75°N 位势温度($^{\circ}\text{C}$)断面图
图中黑色粗线分别代表 $\sigma_0=27$ 和 28 kg/m^3 的等位势密度线
黑色正三角为代表大西洋回流水性质的 5 个参考站点位置

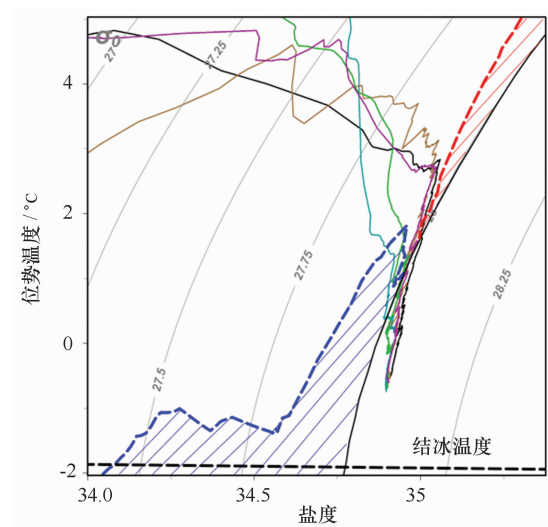


图3 在 T-S 图中有效对流的发生范围
图中的阴影区为 $w_b \geq -1.73\text{ m/d}$ 的区域以及 $\sigma_0 = 28\text{ kg/m}^3$ 的等值线所包围的范围,为可以与大西洋回流水 5 个代表性站点中至少一个站水体发生有效对流的温度和盐度分布特性的集合。其中 5 条曲线代表在图 2 断面上选取 5 个代表站点的温盐曲线

流密度剖面差异很大,但在交汇发生前后,两支海流将会发生密度结构调整,锋面两侧同深度海水的密度差异不大,通常满足等密度混合的条件。即使有时由于响应海面高度的变化,锋面两侧的密度会有差异,但这种差异很小。密度的差异主要发生在垂直方向。锋面两侧水体的位势密度主要在 $27\sim 28\text{ kg/m}^3$ 之间(如图 2 所示),上层海洋的等密度混合主要发生在该密度范围内。以 5 个代表点数据为例(图 3),了解可以发生有效混合对流的温盐范围,实测温盐数据用细实线表示。将有效对流速度 $w_b = -1.73\text{ m/d}$ 代入式(4),并取

锋面宽度 L 为 50 km, 通过上述的计算方法, 得到在 50 km 宽度的锋面上产生有效对流所需的最小位势温度偏差 $\pm \Delta\theta$ 。参与混合水体之间的位势温度差大于最小位势温度偏差的水体都可以产生有效对流。将所有 5 个站的 $w_b \geq -1.73$ m/d 的区域以及 $\sigma_0 = 28$ kg/m³ 的等值线所包围的范围融合起来, 得到可能产生有效对流的范围, 图 3 中红色和蓝色阴影区分别表示水温高于或低于大西洋回流水, 并能引起有效对流的的水团温盐范围。一旦北冰洋中某水体的 T-S 点落在阴影区, 即意味那些深度的水体与同样密度的回流水发生等密度混合时可以产生有效对流。注意本文使用的位温梯度 $\nabla\theta$ 取为 50 km 上的平均位温梯度, 而在真实海洋中由于锋面强弱的空间变化较强, 局地混合对流下沉速率可能大很多。

3.2 可能引起有效混合对流的水体

在北冰洋内选取 12 个代表站点(见图 4a), 来具体探讨北冰洋各区域的不同深度水体是否能够与大西洋回流水体产生有效混合对流, 各站点的温盐分布如图 4b 所示。可见, 站点 1 的温盐曲线没有进入阴影区, 而其他 11 个海域的温盐曲线都有一部分进入阴影区, 表明这些站的水体一旦与大西洋回流水发生等密度混合都可能可以形成有效对流。

我们用图 4c 中的矩形框表示可以发生有效对流的深度范围, 红色框和蓝色框分别表示温盐曲线落入图 4b 中红色和蓝色阴影区域水体的深度范围。可以看出, 站点 1 的水体不能发生有效对流, 因为其温盐性质与回流水相差不大。站点 2 和 3 的水体同时进入低温和高温阴影区, 表明混合后可以产生有效对流, 但参与对流的水柱都很薄, 不会发生垂直方向上大规模的对流。站点 4~12 均有较大部分曲线进入蓝色阴影区(见图 3), 可以产生有效对流的水体厚度达到数百米。其中, 站点 4~7 的有效对流水体柱分为两段, 并被 0 °C 等位势温度线隔开, 表明有两个不同的水团可以参与混合: 较浅(基本处于 200 m 以浅)较薄的水体柱厚度 13~76 m, 温度小于 0 °C, 属于北极上层水; 较深(基本处于 250 m 以深)较厚的水体柱厚度 300~550 m, 温度大于 0 °C, 属于北极中层水。而站点 8~12 不能形成较浅的对流, 即上层水与回流水混合后不能产生有效对流。上述结果表明, 站点 4~7 位于欧亚海盆, 表明欧亚海盆中的水体盐度较高, 一旦流入格陵兰海, 将在上层和上层同时发生有效对流。而站点 8~12 均位于

加拿大海盆, 表明加拿大海盆的上层水体盐度低, 只有北极中层水可以发生有效对流。

由图 4c 中粗虚线表示的等位势温度线可知, 左侧存在温度大于 1 °C 的水体, 反映了在北冰洋中北极中层水最大温度及其深度的变化。由 1 到 8 站点该暖水厚度逐渐减少, 同时暖水的最高温度随之降低, 到 8 站点仅存在很少的大于 1 °C 的水团; 在 9~12 站点不存在大于 1 °C 的水团。1~12 站点暖水的厚度逐渐减少、最高温度降低的现象, 可以代表北冰洋中的大西洋水层的运移、变性、潜沉的过程^[20-22]。从图 4c 可见, 可能有效混合水体主要存在于大于 0 °C 的大西洋层内。这个结果非常重要, 表明来自北冰洋能够产生有效对流的水体也是来自大西洋的水体, 与格陵兰海的大西洋回流水来源相同, 只是在北冰洋的流动过程中发生了变性。产生有效对流的强度取决于其变性的程度, 变性后的温度差越大, 产生的有效对流越强。这也隐喻着直接从欧亚海盆回流的水体不如从加拿大海盆流出的水体产生的对流强。

Rudels 等^[16]的结果表明, 北极中层水与大西洋回流水可发生强烈的等密度混合。而图 4c 表明, 4, 5, 6, 7, 9 各站可以发生有效对流的水层都在最大位温所在的深度之下, 最大位温代表了北极中层水的暖核, 表明在罗蒙诺索夫海脊回流的大西洋水只有暖核以下的水体才能形成有效对流。而从 8, 10, 11 和 12 站的结果可见, 整个北极中层水都可以通过等密度混合形成有效对流。按照 Woodgate 等^[22]的研究结果, 暖核附近的大西洋水是由弗莱姆海峡流入并通过冷却对流潜沉的水体, 而较深的大西洋水是经由巴伦支海并在巴伦支海陆架上通过结冰析盐而增密的水体。这个结果表明, 经由巴伦支海进入北冰洋的温度更低的水体对格陵兰海的对流混合有显著贡献。

上述结果是将北冰洋各个海域水体直接与大西洋回流水混合的结果。事实上, 各个海域的水体并不能与格陵兰海的大西洋回流水直接混合, 而是在流出的过程中发生变性。我们从 3 个方面来体现变性的影响。首先, 由于北极中层水在北冰洋的整个运移过程中盐度变化幅度很小, 发生的变性主要是在流动过程中的热量损失导致的温度降低^[29]。从图 4b 可见, 落入蓝色阴影区的水体如果温度降低, 仍然保留在蓝色阴影区之内, 因而, 上述结果也代表了变性之后的情形。第二, 各站水体温度的差异实际上也表现了北冰洋内部大

西洋水在运输过程中的变性过程,如1—2—3—4—7代表了罗蒙诺索夫海脊回流的流路,6—8—11—10—12大体代表了加拿大海盆回流的流路。这两大流路各站的温度变化表明大西洋水进入北冰洋后所发生的过程主要是最大温度降低。显

然,温度降低后发生等密度混合仍然满足产生有效对流的条件。第三,按照式(4),北冰洋中大西洋水的变性有利于发生在格陵兰海的等密度混合对流,大西洋水在北冰洋滞留的时间越长,温度下降得越多,产生的对流越大。

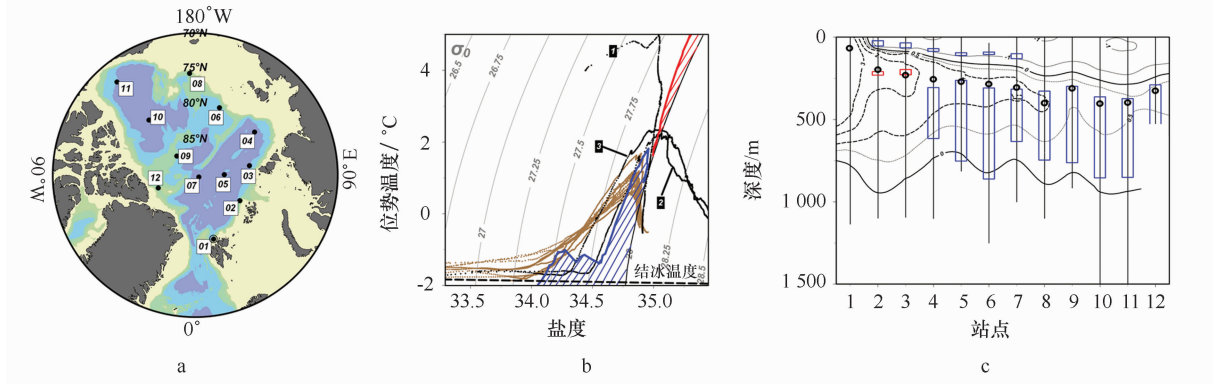


图4 北冰洋水体可能与大西洋回流水发生有效对流的深度范围

a. 北冰洋内代表站点的空间分布; b. 有效混合水体 T-S 范围(同图 3)及北冰洋内 12 个站点的温盐曲线,其中 1,2,3 站的温盐曲线特别标出;c. 可能发生有效对流的水体深度范围。红框代表由于温度较高而可能引起有效对流的水体,对应 b 图的红色阴影区;蓝框代表由于温度较低而可能引起有效混合对流水体,对应 b 图的蓝色阴影区。曲线为等势温度线,其中虚线为大于 0 °C 的等位温线,粗实线为 0 °C 等位温线,黑色圆圈代表各站点最大位温所在深度

另外一个重要的结果是,由于北冰洋上层水的密度低,与大西洋回流水同样密度的水体所在的深度要比在格陵兰海深很多,如果要发生等密度混合,北冰洋水在流向格陵兰海的过程中要向上抬升,使相应密度水体的深度达到相同的深度。同密度水体深度的差异体现为压力场的差异,在流动中,压力场将作出调整以适应流场,导致深度的抬升,与大气中的过程相似^[30]。图 4c 中体现了这种抬升过程,在流向格陵兰海的过程中还要进一步抬升。

3.3 不可能在极锋产生有效对流水体

在图 4b 中没有落到阴影区的水层为等密度混合后不可能产生有效对流水体。不可能产生有效对流水体分为 3 类:

第一,水体密度低于回流水($\sigma_0 < 27 \text{ kg/m}^3$),无法形成等密度混合,如图 5 上部浅色阴影区所示。这类低密度水体分布在 8~12 站,厚度约为 200 m,对应于北冰洋表层水团 ASW,其特征是温度接近冰点,但是盐度较低,其成分主要是来自太平洋的低盐水体,也包含融冰形成的较淡的水层。这部分水体若想变性为有效对流水体,则需要使密度增大,即通过增盐的方式变性。而在这个水层,没有增盐过程发生,因而该水体流出 Fram 海峡后,密度不能有很

大增加,不仅不会产生有效等密度混合对流,而且将会覆盖到其他水团上面,阻碍格陵兰海域上层冷却对流的发生^[25]。

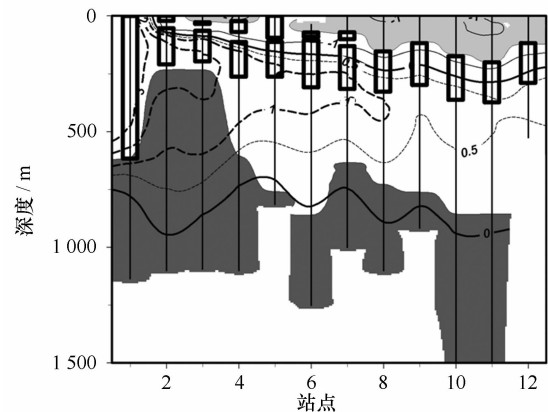


图5 不可能产生有效对流水体分布

较淡阴影代表 $\sigma_0 < 27 \text{ kg/m}^3$ 而不能产生有效对流水体,较深阴影代表 $\sigma_0 > 28 \text{ kg/m}^3$ 而不能产生有效对流水体,黑色矩形框代表 $27 \text{ kg/m}^3 < \sigma_0 < 28 \text{ kg/m}^3$ 不可能产生有效对流水体柱

第二,水体密度大于回流水($\sigma_0 > 28 \text{ kg/m}^3$),无法形成等密度混合,如图 5 下方的阴影区所示。北冰

洋这部分高密度水体运移到格陵兰海时会潜沉到极锋锋面之下,不能在锋面处形成有效对流。但是由于在深层海洋层结很小,因此该水体很可能会在下层海洋与格陵兰海高密度水体形成有效混合对流,深层 $\sigma_0 > 28.06 \text{ kg/m}^3$ 的情况将在第 4 节予以讨论。

第三,温度偏高而盐度偏低,无法形成有效下沉速度,如图 5 中的黑色框所示,在除了站点 1 外的其他站点都有分布。这部分水体位于主盐跃层内,密度偏小,形成的对流流速较低。这个结果很重要,表明加拿大海盆盐跃层及其之上的水体都无缘于格陵兰海的等密度混合对流,也就是说,在北冰洋局地因素形成的水团和太平洋形成的水团都不能参与格陵兰海的等密度混合对流,有效对流的主体还是起源

于大西洋的水体。

4 北冰洋深层水在格陵兰海可能形成的深层对流

Aagaard^[26] 等将北冰洋和 GIN 海的深层水划分为 4 个水团:欧亚海盆深层水 (EBDW)、加拿大海盆深层水 (CBDW)、格陵兰海深层水 (GSDW) 和挪威海深层水 (NSDW)。这些深层水团的产生主要有两个源地:一为西伯利亚和加拿大陆架区的结冰析盐,产生咸水沿着大陆坡下沉,在穿过大西洋层时变暖,形成深层水 EBDW 和 CBDW;二为格陵兰海表层到深层的对流产生较冷和相对新鲜的 GSDW 和 NSDW。

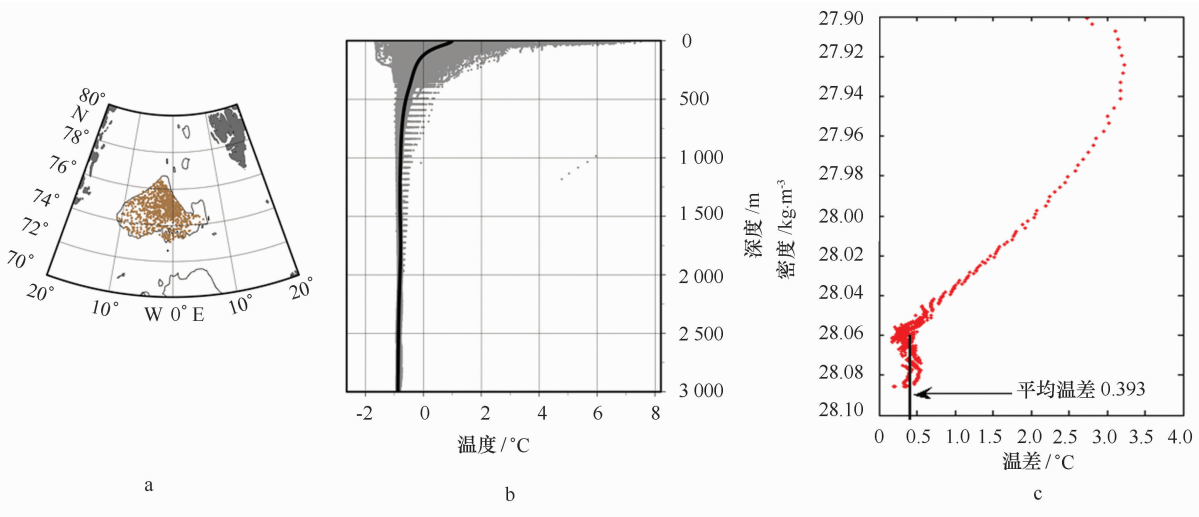


图 6 格陵兰海深层水结构及产生有效对流需要的温差

a. 格陵兰海盆内选取站点分布; b. 各站温度剖面图,以及平均温度剖面(深色粗线); c. 不同密度水体(y轴)形成有效对流所需的温度差(x轴)

各站点 1 000 m 深度以下,即 $\sigma_0 > 28.06 \text{ kg/m}^3$ 的水层,温盐性质差别不大(图 6)。但是,由于深层水的密度梯度很小,形成有效对流所需的位势温度差也很小。为讨论方便,同样令 L 为 50 km,按照式(4),可求得混合水体产生有效对流所需的位势温度差仅为 $0.393 \text{ }^\circ\text{C}$ (图 6c),意味着进入到格陵兰海盆内的深层水,位势温度差大于 $0.393 \text{ }^\circ\text{C}$ 则可与格陵兰海内的深层水 GSDW 发生混合形成有效对流。根据 20 世纪 80 年代及以前观测数据,GSDW 的位势温度大约为 $-1.3 \text{ }^\circ\text{C}$,EBDW 约为 $-0.75 \text{ }^\circ\text{C}$,CBDW 约为 $-0.4 \text{ }^\circ\text{C}$ ^[26],因此在不考虑变性情况下,格陵兰深层水与另外两种深层水混合都能形成有效对流。

看起来,与加拿大海盆深层水发生的混合对流强度更大,但是,由于罗蒙诺索夫海脊深度较浅(约 1 500 m),阻隔了更深处 CBDW 水体的大规模输出,CBDW 与 GBDW 发生混合的机会很少。可能与格陵兰海深层水发生混合的只有 EBSW。由于海洋深层的热量损失不大,EBDW 在流动过程中变性很小,只有在 Fram 海峡 EBSW 会与周边深层水体相互混合而发生变性,在一定程度上削弱到达格陵兰海时的有效对流速度。近年来,由于格陵兰海海洋对流 G_1 的减弱,GSDW 出现增温增盐的现象,其与 EBSW 的温盐差异减小^[6,31],因此二者形成的混合增密对流在减弱。

$\sigma_0 > 28.06 \text{ kg/m}^3$ 水层的对流研究尚属空白。本文的结果认为,欧亚海盆深层水与格陵兰海深层水之间的温度差有可能产生有效对流,但由于深层水没有锋面,混合也比较弱,是否有足够强度的混合来产生增密对流尚未可知。

5 结论

格陵兰海内发生的各种对流是全球热盐环流的重要形成机制,其强度的变化对全球气候有重大影响。其中,等密度混合后产生的增密对流是重要的对流现象之一。以往关于等密度混合对流的研究很少,大都集中在对流发生海域。由于等密度混合的主体是大西洋回流水与北冰洋流出水体之间的混合,需要研究北冰洋水体对等密度混合对流的影响。本文目的在于探讨北极内部不同海域的水体进入该海域后会对混合增密对流造成的可能影响。主要讨论了上层海洋($\sigma_0 < 28 \text{ kg/m}^3$)和深层海洋($\sigma_0 > 28.06 \text{ kg/m}^3$)可能发生的有效对流,得到了以下结论:

(1) 北极出流水体主要与大西洋回流水在格陵兰极锋处发生等密度混合产生对流,文中将等密度混合后可以产生较大对流速度和对流流量的对流称为有效对流。决定有效对流主要有两个主要因素:水平温度梯度和垂向层化强度。水平温度差越大,产生的对流越强;而垂向层化越强,产生的对流越弱。

(2) 在北冰洋内的各海域都存在较厚的,一旦与大西洋回流水混合,就可能产生有效对流的水体。发生有效对流的主体是北极大西洋水,在欧亚海盆,由于大西洋水温度较高,只有温度极大值以下的大西洋水可以产生有效对流。而在加拿大海盆,整个大西洋水层都可以与格陵兰海的大西洋回流水产生

有效对流。这个结果表明,发生在格陵兰海的有效对流的水体都是来自大西洋暖流的水体,一部分是在格陵兰海回流的大西洋回流水,一部分是在北冰洋潜沉并回流的北极大西洋水,在北冰洋循环的时间越长,变性后的温度差越大,产生的对流越强。在北冰洋,中层水的盐度变化很小,在流动过程中的变性主要是温度降低造成的,因此,变性的结果不会改变这些结论,只会使对流更强。

(3) 在欧亚海盆,由于海水的盐度高,100 m 以浅的水层流到格陵兰海会与格陵兰海表层水发生有效对流,而在加拿大海盆的 100 m 以浅的水体由于盐度低,不能产生有效对流。在加拿大海盆以及门捷列夫海盆区域表层有较厚的低密度层($< 27 \text{ kg/m}^3$),该层水体由于密度较小无法参与锋面处的等密度混合。这个结果表明,来自太平洋的低盐水体尽管可以跨越北冰洋被输送到格陵兰海,但因其密度太低,而不能参与等密度混合对流。北极主盐跃层内的水体温度和盐度都递增,但因其盐度偏低、密度偏小,与大西洋回流水混合后产生的对流太弱,不能产生有效对流。因此,加拿大海盆中大西洋层之上的水体都不能在格陵兰海引发有效对流。

(4) 仅从温度差异来看,来自欧亚海盆的深层水进入格陵兰海后,有可能与格陵兰海深层水形成有效对流。但是,由于深层水流速低、湍流混合弱、没有温度锋面,是否可以产生等密度混合尚不清楚。

在全球变暖的情况下,北冰洋正在发生快速变化,其内水团变性以及环流的系统改变都将改变其输出到格陵兰海的水体性质,使得格陵兰海等密度混合对流发生明显变化。对流流量的变化不仅影响全球海洋热盐环流,而且可能影响全球气候系统。

参考文献:

- [1] MACDONALD A, WUNSCH C. The global ocean circulation and heat flux[J]. *Nature*, 1996, 382: 436—439.
- [2] SCHOTT, FRIEDRICH, VISBECK M, et al. Observations of deep convection in the Gulf of Lions, northern Mediterranean, during the winter of 1991/92[J]. *J Phys Oceanogr*, 1996, 26: 505—524.
- [3] SEND, UWE, MARSHALL J. Integral effects of deep convection[J]. *J Phys Oceanogr*, 1995, 25: 855—872.
- [4] PALUSZKIEWICZ T, GARWOOD R W, DENBO D W. Deep convective plumes in the ocean[J]. *Oceanography*, 1994, 7(2): 37—44.
- [5] CHU P C. Geophysics of deep convection and deep water formation in oceans[R]//CHU P C, GASCARD J C. *Deep Convection and Deep Water Formation in the Oceans*. Elsevier Oceanography Series, 1991, 57: 3—16.
- [6] MARSHALL J, SCHOTT F. Open-ocean convection: Observations, theory, and models[J]. *Rev Geophys*, 1999, 37(1): 1—64.
- [7] AKITOMO K. Two types of thermobaric deep convection possible in the Greenland Sea[J]. *J Geophys Res*, 2011, 116(C08012): 1—9.

- [8] McDOUGALL T J. The relative roles of diapycnal and isopycnal mixing on subsurface water mass conversion[J]. *J Phys Oceanogr*, 1984, 14: 1577–1589.
- [9] FOFONOFF N P. Nonlinear limits to ocean thermal structure[J]. *J Mar Res*, 1998, 56: 793–811.
- [10] McDOUGALL T J. Thermobaricity, cabbeling and water-mass conversion[J]. *J Geophys Res*, 1987, 92(C5): 5448–5464.
- [11] GARRETT C, HORNE E. Frontal circulation due to cabbeling and Double diffusion[J]. *J Geophys Res*, 1978, 83(C9): 4651–4656.
- [12] HORNE E P W. Interleaving at the subsurface front in the Slope Water off Nova Scotia[J]. *J Geophys Res*, 1978, 83: 3659–3671.
- [13] MARSH R. Cabbeling due to isopycnal mixing in isopycnal coordinate models[J]. *J Phys Oceanogr*, 2000, 30: 1757–1775.
- [14] COTTIER F R, VENABLES E J. On the double-diffusive and cabbeling environment of the Arctic Front, West Spitsbergen[J]. *Polar Res*, 2007, 26: 152–159.
- [15] KASAJIMA Y, JOHANNESSEN T. Role of cabbeling in water densication in the Greenland Basin[J]. *Ocean Sci*, 2009, 5: 247–257.
- [16] RUDELS B, FAHRBACH E, MEINCKE J. The East Greenland Current and its contribution to the Denmark Strait overflow[J]. *ICES Journal of Marine Science*, 2002, 59: 1133–1154.
- [17] SWIFT J H, AAGAARD K. Seasonal transitions and water mass formation in the Iceland and Greenland seas[J]. *Deep-Sea Res*, 1981, 28: 1107–1129.
- [18] HELLAND-HANSEN B, NANSEN F. The Norwegian Sea, Its Physical Oceanography Based upon the Norwegian Researches 1900–1904[R]. Report on Norwegian Fishery and Marine—Investigations 11(2). Kristiania det Mallingske Bogtrykkeri, 1909.
- [19] 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): 1079–1091.
- [20] RUDELS B, FRIEDRICH H J, QUADFASEL D. The Arctic Circumpolar Boundary Current[J]. *Deep-Sea Research II*, 1999, 46: 1023–1062.
- [21] 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): 159–170.
- [22] WOODGATE R A, AAGAARD K, SWIFT H J, et al. Atlantic water circulation over the Mendeleev Ridge and Chukchi Borderland from thermohaline intrusions and water mass properties[J]. *J Geophys Res*, 2007, 112, C02005.
- [23] McDOUGALL T J. Neutral surface[J]. *J Phys Oceanogr*, 1987, 17: 1950–1964.
- [24] RUDELS B, MEYER R, FAHRBACH E, et al. Water mass distribution in Fram Strait and over the Yermak Plateau in summer 1997 [J]. *Ann Geophys*, 2000, 18: 687–705.
- [25] SWIFT J H, AAGAARD K. Seasonal transitions and water mass formation in the Icelandic and Greenland Seas[J]. *Deep-Sea Res*, 1981, 28: 1107–1129.
- [26] STOUFFER R, Coauthors. Investigating the causes of the response of the thermohaline circulation to past and future climate changes [J]. *J Climate*, 2006, 19: 1365–1387.
- [27] AAGAARD K, SWIFT J H, CARMACK E C. Thermohaline Circulation in the Arctic Mediterranean Seas[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1985, 90 (C3): 4833–4846.
- [28] STRASS V H, FAHRBACH E, SCHAUER U, et al. Formation of Denmark Strait overflow water by mixing in the East Greenland Current[J]. *J Geophys Res*, 1993, 98: 6907–6919.
- [29] 李淑江. 北冰洋中层水的分布、变化及其动力过程的研究[D]. 青岛: 中国海洋大学海洋环境学院, 2008.
- [30] 叶笃正、李麦村, 大气运动中的适应问题[M]. 北京: 科学出版社, 1965: 126.
- [31] TVERBERG V, PAVLOV V, HANSEN E, et al. Decadal trends in exchange of heat, salt and deep water between the Arctic Ocean and the Nordic Seas[C]. ICES Annual Science Conference, 2001.

Analysis of possible effects of various water masses in Arctic Ocean to Greenland Sea isopycnal cabbeling convection

SHI Wenqi¹, ZHAO Jinping¹

(1. Key Laboratory of Physical Oceanography, Ministry of Education, Ocean University of China, Qingdao 266100, China)

Abstract: In Greenland sea, the convection produced by isopycnal cabbeling is an important type of convection. The Arctic Ocean is experiencing intense and rapid changes, in which the changes of water masses

and circulation system will alter isopycnal cabbeling convection of Greenland Sea, and further affect the Global climate system. Previous researches on isopycnal cabbeling convection are few, most of them focus on convective regions. As in Greenland Sea, Recirculating Atlantic Water and water masses from Arctic Ocean are the main water masses that involved in the cabbeling convection, so the purpose of this paper is to discuss the possible effects of various water masses in different regions of Arctic Ocean to Greenland Sea cabbeling convection. In this paper, effective cabbeling convection velocity is defined. It's emphasized that horizontal temperature gradient and vertical stratification intensit is determinant to cabbeling velocity. And greater temperature gradient and weaker stratification intensity will lead to intenser convection. In Greenland sea, various water masses involved in the isopycnal cabbeling convection all originate from Atlantic Ocean. Some of them are Recirculating Atlantic Water recirculating in Greenland Sea, the others are Atlantic Water of Arctic which experience recirculating and diving in Arctic Ocean. If the later water masses stay in the Arctic Ocean longer, the temperature gradient will be greater, and the convection will be intenser. While, the water masses from Pacific Ocean which cross the Arctic Ocean could not be involved in isopycnal cabbeling convection for its low density. In the Arctic Mediterranean, deep-water temperature varies between the different basins, so these deep water masses may produce Effective Cabbeling Convection through mixing with Greenland Sea Deep Water. But in the deep and bottom layer of ocean, the current velocity is low, turbulent mixing is weak and temperature gradient is small, so at present it's not sure whether the convection exists.

Key words: isopycnal cabbeling convection; Arctic Ocean; Greenland Sea; East Greenland Polar Front; effective cabbeling convection velocity