

南极中层水盐度多年变化:1981—2010*

姚文峻, 史久新

(中国海洋大学物理海洋实验室, 山东 青岛 266100)

摘要: 通过分析 1981—2010 年的 SODA2. 2. 4(Simple Ocean Data Assimilation)温盐数据,发现南极中层水在这个时期表现出了盐度减小的变化趋势,包括垂向盐度极小值处与沿 27. 2 kg/m³ 等密度面的盐度。但是这个淡化过程并不是渐进的,而是先在 1996—2000 年间达到了一个盐度异常的最大值,然后才进入快速减小阶段。盐度最小值处(27. 2 kg/m³ 等密度面)盐度的 EOF 分解表明,南非以南海域以及东南大西洋海域的盐度减小幅度显著大于太平洋与印度洋水体,这隐含了厄加勒斯流系统对大西洋-印度洋通道上中层水体性质变化的重要影响。在形成机制上,本文从两个海气相互作用过程解释了上述的结果。南半球纬向风应力的 EOF 结果表明,亚南极锋以南的西风带在 1979—2014 年间是一个增强的变化趋势,由此产生的低盐南极表层水向北输送导致了上述的多年南极中层水淡化现象。这其中 1998 年风应力的极大值应当对应一个盐度异常的极小值,但在这里表现出的是盐度异常的最大值产生了一个矛盾的因果关系。进一步的分析表明,这个盐度异常最大值是海表面淡水输入量(降雨-蒸发)在相应时期大幅度减小的结果。

关键词: 南极中层水;多年变化;西风;淡水输入

中图法分类号: P728. 2

文献标志码: A

文章编号: 1672-5174(2018)03-001-11

DOI: 10.16441/j.cnki.hdxh.20170026

引用格式: 姚文峻,史久新. 南极中层水盐度多年变化:1981—2010[J]. 中国海洋大学学报(自然科学版), 2018, 48(3): 1-11.

YAO Wen-Jun, SHI Jiu-Xin. Multi-year variability of salinity of antarctic intermediate water: 1981-2010[J]. Periodical of Ocean University of China, 2018, 48(3): 1-11.

南极中层水(AAIW, Antarctic Intermediate Water)以垂向深度上的盐度极小值为特征,通常位于 600~1 000 m 深度上,核心密度为 27. 1~27. 3 kg/m³[1](见图 1)。南极中层水从亚南极锋(SAF, Subantarctic Front^[2])向北下沉并扩展^[3],遍布整个南半球亚热带流涡以及太平洋、印度洋的热带海洋区域^[4],最远可被追踪到北半球 20°N 的位置^[5]。

南极中层水在世界大洋循环中扮演着极其重要的角色,它是世界各大洋的通风水体^[6],构成了南半球超级流涡的北部分支^[7-8],并且是南大西洋上层经向翻转环流的回流水体,补偿了大西洋深层水体的输出^[9-12]。

已经有大量的工作投入到南极中层水环流形态的研究中^[13-14]。在水体时间变化的研究中使用重复的 CTD 观测断面,Bindoff and McDougall^[15], Curry 等^[16]和 Wong 等^[17]分别发现,在 1950s—1990s 期间南极中层水在南半球各大洋的盐度都是减小的。在半球尺度的研究工作中,Helm 等^[18]与 Durack and Wijffels^[19]都报告了南极中层水盐度的减小现象(时间区

间分别为 1970—2007、1950—2000),他们认为这是高纬降雨-蒸发,即海表面淡水输入量增加的结果。由于无法通过与周围水体进行跨密度的混合而使盐度减小,南极中层水的淡化过程体现的都是其在生成区水体的变化信号^[20-21]。上述的南极中层水盐度减小现象与过去 50 年的全球水循环变化相一致^[22-23],在这样的水循环变化背景下,湿润(降雨大于蒸发)的亚极区海洋将变得更加湿润,而干燥的(蒸发大于降雨)亚热带海洋则变得更加干燥。

通常认为海-气-冰共同作用下形成了南极中层水的水体性质变化^[24-26],但它的生成机制至今仍存在争议。一种表明了南极中层水主要来源于亚极区海洋,认为南极中层水是沿着亚南极锋在环南极区域形成的,是南极表层水体顺着等密度面与亚热带水体混合下沉的结果^[27-28]。另一种强调的是在南美西南部海洋中海-气相互作用产生的结果,认为南极中层水是特定区域生成的水体,是深对流作用下的南极模态水(Sub-antarctic Mode Water)的附属产品^[1,29]。依据这两类生成机制,在亚极区西风异常加强的情形下,会引起向

* 基金项目:南北极环境综合考察与评估专项“极地对全球和我国气候变化影响的综合评价(CHINARE-04-04)”、“南极环境综合分析与评价(CHINARE-04-01)”资助

Supported by the Chinese Polar Environment Comprehensive Investigation and Assessment Programs (CHINARE-04-04); Comprehensive Analysis and Assessment of Antarctic Environment (CHINARE-04-01)

收稿日期:2017-01-16;修订日期:2017-04-16

作者简介:姚文峻(1989-),男,博士生。E-mail: wjimyao@163.com

赤道方向输送的南极表层水的增加,最终将导致南极中层水盐度的减小。

最近, Schmidtko and Johnson^[30] 讨论了整个南半球上的南极中层水多年代际变化,但他们更多地关注了水体的长期变化趋势,而对各个大洋的变化情况没有进行展开。从1978年开始进入卫星数据时代,实现了大尺度海表面温度、全球风场、气压场等大气、海洋数据的观测,这使得历史数据稀少的南大洋温盐数据得以通过同化的方式,取得空间覆盖广、时间序列连续并且更加准确的反演结果,这其中被广泛使用的是 SODA2.2.4 (Simple Ocean Data Assimilation^[31], <http://sodaserver.tamu.edu/>) 同化数据集。当前的工作将使用具有连续时间序列及在空间上覆盖整个南半球的同化温盐数据,描绘在1981—2010年间南极中层水的多年时空变化特征,并进一步讨论太平洋、大西洋、印度洋之间存在的变化差异,以及在数据所示范围内的南极中层水盐度变化过程。最后使用再分析风场、降雨蒸发数据对观测现象进行成因分析与解释,这其中包括了长期的变化趋势以及在时间演变过程中发生的显著异常。

1 数据与方法

本文使用 SODA2.2.4 同化数据集的温度、盐度数据,研究环南半球上的南极中层水(AAIW, Antarctic Intermediate Water)多年盐度变化。SODA2.2.4 数据集的时间跨度为1871年1月—2010年12月,覆盖了全球75.25°N~89.25°S的海洋区域。其时间分辨率为月,空间分辨率为0.5°,采用的是墨卡托(Mercator)经纬网格分布。这里只选用了1981—2010年时间段上的数据,即本文主要关注卫星观测时代的南极中层水变化情况,这种覆盖全球海洋的连续温盐时间序列使我们能够从时空二维上研究中层海洋的变化情况。Yang and He^[32] 使用 SODA 数据讨论了巴西-马尔维

纳斯流汇流区域的南极中层水在最近数十年里的变化情况,并且认为厄加勒斯流系统内的局地中尺度涡过程是这一变化现象的诱因。

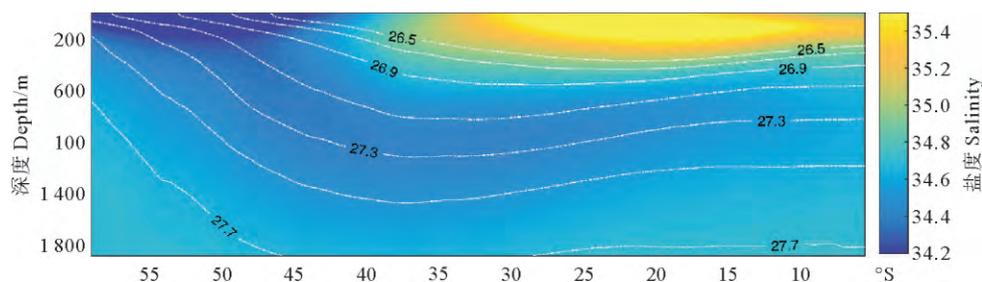
根据引言所述,南极中层水的主要特征表现为在海洋中层具有一个垂向剖面的盐度极小值。因此,对每一时空点上的盐度剖面,首先捕捉到盐度极小值处的盐度值作为衡量南极中层水水体性质的指标。另一方面,在传统的水文研究工作中,通常都会以某一特定等密度面上的水文性质来量化南极中层水。本文也选用沿27.2 kg/m³ 等位势密度面的盐度值作为定量研究南极中层水的指标^[32]。经验正交函数分解(EOF, Empirical Orthogonal Function)的应用不仅能够看到盐度变化在空间域上的相关性,同时也能够从对应的时间序列上看到它的时间演变过程。SODA 数据具备了完整的空间覆盖与时间连续性,不同于以前使用CTD断面的重复观测数据进行水文性质的比较,这里对盐度极小值处盐度以及等密度面盐度的处理,采用 EOF 分解方法,以达到在时空二维上展现南极中层水在1981—2010年间的多年变化。

风场数据(10 m 风速)选用的是 ERA-interim(<http://apps.ecmwf.int/datasets/data/interim-full-daily/levtype=sfc/>) 纬向风速,通过 Trenberth 等^[33] 提出的公式转换为纬向风应力 τ_x 。对 τ_x 的处理同样采用 EOF 分解,选取的风场数据时间区间为1979—2014年,相对温盐数据的时间区间有一定的延展。

海表面淡水输入量(降雨-蒸发)由 ERA-interim, 1979—2014年期间的日均降雨、蒸发数据导出。

2 南极中层水淡化现象

首先从整个南半球纬向平均的盐度异常经向断面上来看南极中层水的淡化过程。需要说明的是这里不对48°S以南的水体变化进行讨论,因为48°S以南的水体不具备中层海洋的垂向盐度极小值特征(见图1),即



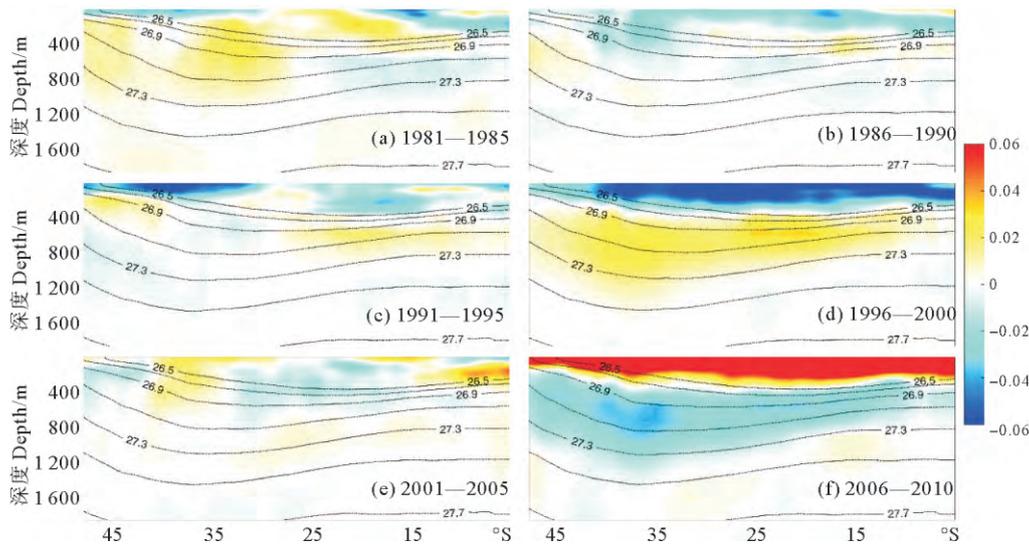
(上覆折点线为气候态平均的等位势密度线,间距为0.2 kg/m³。由1981—2010年的 SODA 盐度数据纬向平均得到。The overlaid dashed-dotted lines are the climatological potential density with contour intervals of 0.2 kg/m³. Zonally averaged from SODA salinity data from 1981 to 2010.)

图1 气候态盐度经向断面分布图

Fig. 1 Climatological section of salinity

这里只讨论发展成熟的南极中层水多年变化。很明显在 $26.9 \sim 27.3 \text{ kg/m}^3$ 这个密度范围内, 南极中层水在 1981—2010 年间经历了一个淡化过程。盐度的减小从

48°S 开始, 向北一直延伸到了 13°S 的位置(比较图 2(a)与图 2(f))。30 年内最大幅度的盐度减小发生在 $40^\circ\text{S} \sim 35^\circ\text{S}$ 之间, 数值达到了 0.06。



(纬向平均范围包括整个纬圈。图中蓝色表示相对整个时间区间盐度平均的减小, 红色表示增加。上覆折点线为同时期的等位势密度线, 间距为 0.2 kg/m^3 , 每 2 条等值线进行了一次标注。对应时期标注在右下角位置。Averaged over all longitudes. The blue shading represents reduction and vice versa for the red shading. The overlaid dashed-dotted lines are the contemporary potential density anomaly contours, which are ticked for every two lines (interval of 0.2 kg/m^3). The corresponding periods are listed at the right-bottom corner.)

图 2 5 年时期的盐度异常分布经向断面图

Fig. 2 Meridional sections of salinity anomaly for each 5-yr period

在 1981—1995 年期间, 以 25°S 为界, 以南是盐度的减小, 以北则是增加(见图 2(a)~(c))。 25°S 以南的盐度减小在纬度-深度上呈斑点状出现, 局部达到了 $0.01 \sim 0.02$ 的变化。以北的盐度增加则呈窄带出现, 数值也在 $0.01 \sim 0.02$ 之间(见图 2)。

1996—2000 年是一个盐度突然增长的时期, 并且是 1981—2010 年期间的最大值, 水平空间上跨越了 $43^\circ\text{S} \sim 14^\circ\text{S}$ 纬度带的海区, 深度上覆盖了 $26.9 \sim 27.3 \text{ kg/m}^3$ 的密度范围。在经历了这个最大的峰值之后, 南极中层水的盐度开始进入显著减小阶段, 在 2006—2010 年时下降到盐度异常的最小值。

独立海盆内的经向盐度断面图展示了太平洋、印度洋和大西洋之间水体盐度变化的异同点(见图 3~5)。在三大洋内, 南极中层水盐度都在 1996—2000 年期间达到最大, 并在 2006—2010 年时下降到最小。它们之间的差别表现为 1996—2010 年的盐度减小现象, 在太平洋主要发生在 30°S 以北的较低纬度海区, 而印度洋与大西洋则是发生在 30°S 以南的较高纬度海区。另外可以注意到, 南极中层水在大西洋内的盐度减小幅度是最大的, 这也将在今后的章节中进一步介绍。

接下来将分为太平洋、印度洋和大西洋 3 个扇区,

从 θ - S (位势温度-盐度, potential temperature versus salinity)图解的视角, 展示南极中层水在各大洋的变化情况。扇区划分如图 6(a)所示。考虑到南极中层水的生成区会随着季节发生变化^[29,34], 这里仅选取 $38^\circ\text{S} \sim 8^\circ\text{S}$ 范围的海区对温盐进行沿等密度面的平均, 这一纬度带是南极中层水发展成熟, 盐度极小值特征稳定存在的区域。在讨论南极中层水多年变化特征之前可以看到在整体的 θ - S 分布上, 南极中层水盐度在太平洋最低, 大西洋次之, 印度洋最高。盐度最低的南极中层水出现在太平洋, 这个结果与南极中层水的其中一个生成机制在东南太平洋及南极半岛周边海区形成这一说法是相符合的。在 Sun and Watts^[35] 与 Rimaud 等^[36] 的工作中也展示了南极中层水在印度洋表现出相对大西洋的高盐特征。从图 6(b)~(d)可以看到, 在南极中层水盐度最小值的上部(密度较小的水体), 各大洋扇区都表现出了长期的盐度减小, 并且均在 1996—2000 年期间达到了一个盐度的最大值。需要注意图 2 中 1981—1995 年的轻微盐度减小并没有在这里体现出来, 是因为图 2 中表现出的盐度减小也来源于 38°S 以南水体的贡献, 但图 6 中的 θ - S 曲线仅是 38°S 以北海区的平均值。

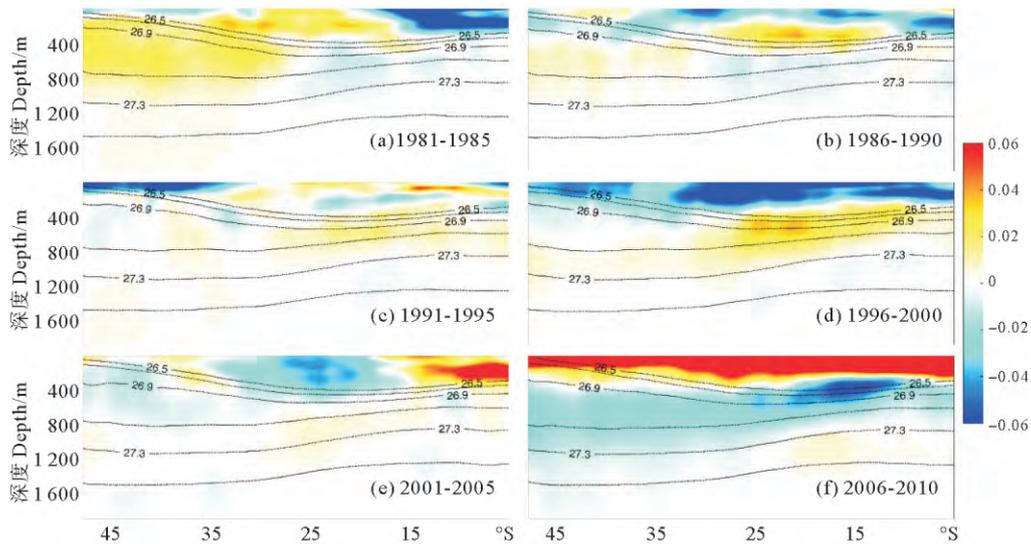


图3 同图2但仅为太平洋海盆内的结果

Fig. 3 The same as Fig. 2 but for the Pacific Ocean

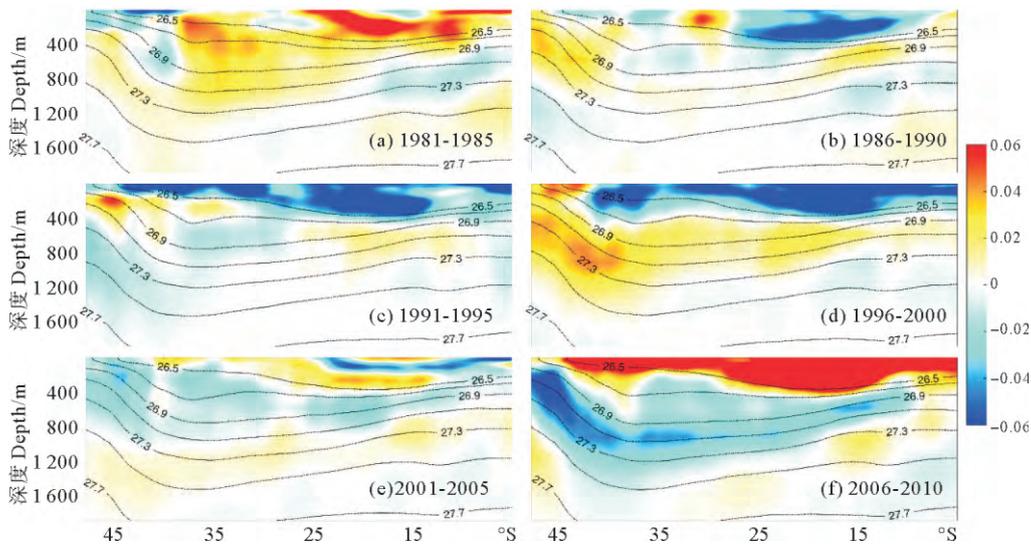


图4 同图2但仅为印度洋海盆内的结果

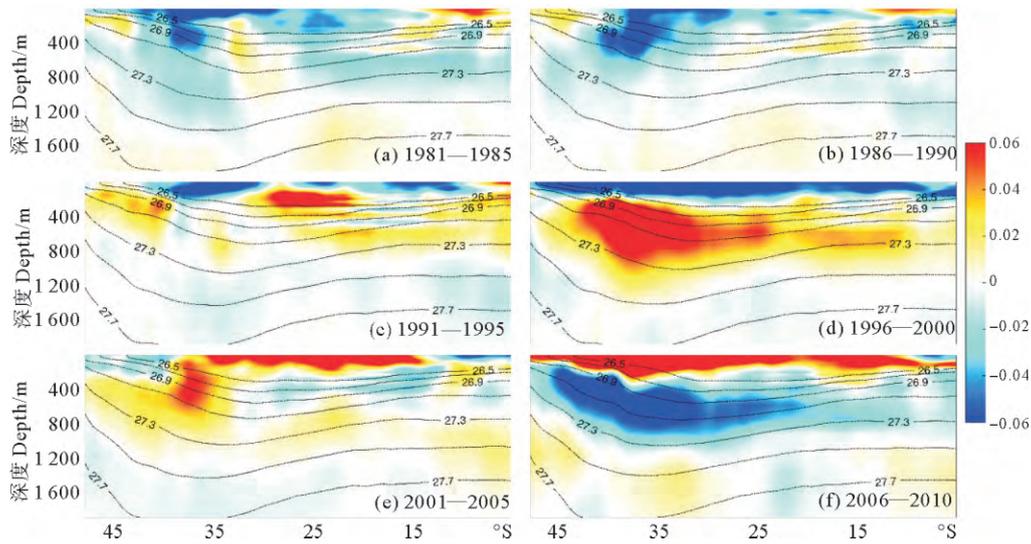
Fig. 4 The same as Fig. 2 but for the Indian Ocean

三大洋扇区的 θ - S 时间变化差异主要体现在盐度最小值以深的水体。在盐度最小值以深,太平洋表现为1981—2010年的轻微盐度增长,印度洋基本没有变化,虽然在1996—2000年期间有过盐度减小的震荡。在大西洋扇区,多年的盐度减小一直延伸到了 27.4 kg/m^3 等密度面的位置。

3 南极中层水盐度多年时空变化特征

在对南极中层水盐度最小值处盐度进行 EOF 分解的结果中,最大方差贡献是 24.2% 。EOF 的第一模态(见图7(a))表现的是南极中层水在整个南半球各大洋上的淡化过程。从30年的时间区间来看,盐度减小在空间分布上非常一致,没有出现明显的盐度增长区。

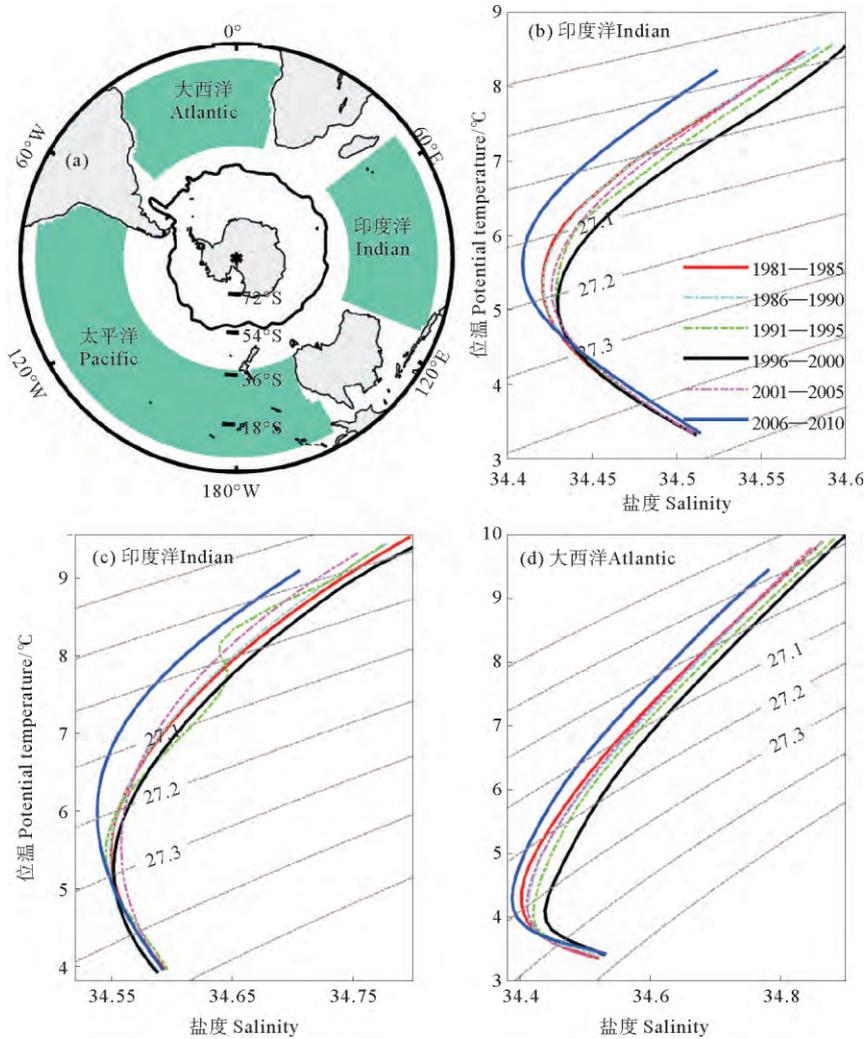
注意到太平洋与印度洋海盆的减小幅度基本相同,而受厄加勒斯流系统影响的南非以南海区以及东南大西洋,是盐度减小最明显的大尺度区域。根据 $50\% \sim 60\%$ 的南大西洋南极中层水来自于印度洋,并由厄加勒斯泄漏传输的研究论据^[37-38],这种盐度减小区域分布隐含了厄加勒斯流系统在印度洋-大西洋连通区域中对南极中层水起到的非常重要的作用^[39]。另外一处有显著盐度减小的区域发生在西南大西洋。根据 Reid^[40] 和 Talley^[5] 等的研究结果,西南大西洋的南极中层水是在德雷克海峡西南生成并向东汇入大西洋海区,因此这个观测现象可能是局地生成的南极中层水盐度显著减小的结果。



(大洋扇区的经度范围见图 6(a)。The longitude range for average is shown in Fig. 6(a).)

图 5 同图 2 但仅为大西洋海盆内的结果

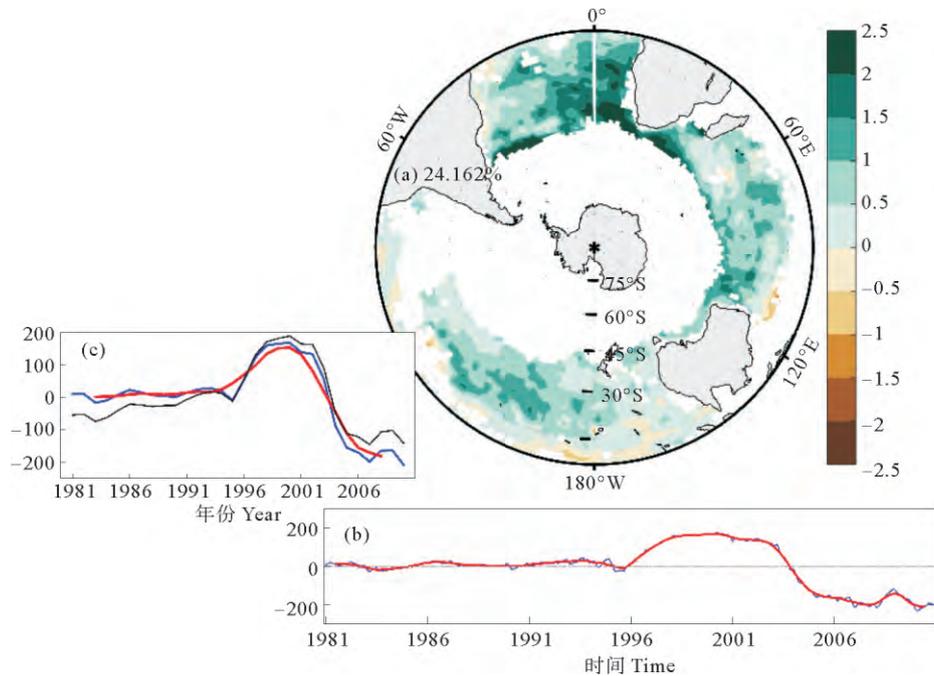
Fig. 5 The same as Fig. 2 but for the Atlantic Ocean



(a)中的黑线为气候态亚南极锋位置^[2]。θ-S 线为 5 年时期平均的结果, 对应的时间只标注在 (b) 右下方位置, 并且与 (c)、(d) 的时期保持一致。The black line in (a) denotes the Subantarctic Front^[2]. The corresponding 5-yr periods for each line are only listed at the right-bottom corner in (b), which are consistent with those in (c) and (d).

图 6 θ-S 图解平均的海盆区域划分(a)及太平洋(b)、印度洋(c)、大西洋(d)的 θ-S 图解

Fig. 6 The division of ocean basins for derivation of θ-S diagram (a) and the θ-S diagrams for Pacific (b), Indian Ocean (c), and Atlantic (d), respectively



(a)中的留白部分为无法构成连续的数据时间序列,及相应的月均(b)与年均(c)时间序列;(b)中的蓝线为月均时间序列,红线为13月滑动平均的结果。(c)中蓝线为第一时间序列的年均结果,红线为5年滑动平均,黑线为去趋势年均时间序列。In (a), the blank areas are where the data are not continuous). (b) and (c) are the corresponding monthly and yearly time series; The blue line in (b) is the monthly time series, and the red line is the 13-month running mean. The blue line in (c) is the yearly time series, the red line is the 5-yr running mean, and the black line is the detrended yearly time series.)

图7 南极中层水盐度极小值处盐度的 EOF1 分解(a)空间模式

Fig. 7 The (a) pattern of EOF1 of salinity in salinity minimum

前边的叙述中曾提到(见图 2,6),南极中层水盐度的变化在 1981—2010 年间并不是一个单调的过程。它在 1995 年以前基本保持不变,然后进入一个快速增长阶段,在 1996—2000 年间达到极大值,再进一步形成本文观察到的多年南极中层水盐度减小现象。这个过程很好地体现在 EOF 分解的第一主成分时间序列上(见图 7(c))。在考虑(见图 7(c)红线)与不考虑(见图 7(c)黑线)长期趋势的情况下,盐度的突然增加都开始于 1995 年附近,并在 2000 年的时候达到极值。随后进入快速减小阶段,一直延续到 2010 年。与图 6 一样,这里没有表现出 1981—1995 年的轻微盐度减小,同样是因为数据的分解没有包含 38°S 以南的数据。沿等密度面盐度的 EOF 分解空间模式与时间序列(见图 8),和盐度极小值处盐度的 EOF 结果几乎一致。但前者比后者具有更大的第一方差贡献,达到了 29.4%。

不论是 θ - S 图解还是 EOF 的分解结果,都可以看到南极中层水垂向深度最小盐度值处的盐度减小,这个现象意味着南极中层水的淡化不可能通过与周围水体的混合实现,只能够发生在水体的生成区域,并在传输的过程中将表层的信号传播到大洋中层^[17]。

4 风场与海表面淡水入量在南极中层水多年盐度变化中起到的作用

依据引言所述,南极中层水的其中一种生成机制是在环南极上,低盐南极表层水顺着等密度面,跨越亚南极锋潜沉到亚热带区域大洋中层。西风异常引起的水体赤道向输送,在 Rintoul and England^[41] 和 Sallée 等^[42] 的研究结果中表现出了与南极中层水的先导水体——亚南极模态水温盐性质的显著相关性。强西风异常将伴随冷而淡的模态水性质。这样,如果增加位于高纬的低盐南极表层水进入亚南极区,通过混合生成的南极中层水先导水体,亚南极模态水的盐度也就相应地减小。在后续的潜沉过程中,发展成为盐度更小的南极中层水^[25]。并且南半球西风带的增强将推动低盐的南极表层水进入南极中层水的生成区域(艾克曼效应)。

下面的图 9 验证了上述的猜想。1979—2014 年间的 τ_x (由 ERA-interim 10 m 处风速计算得到) EOF 分解结果中,第一模态方差贡献为 18.8%。这一空间模式与南半球环状模(SAM, Southern Annular Mode^[43])非常相似,但这里不关注西风的中-高纬空间震荡形态,而集中讨论空间形态与时间序列结合下,表现出的亚南极锋以南西风的多年变化情况。结合气候态风应力

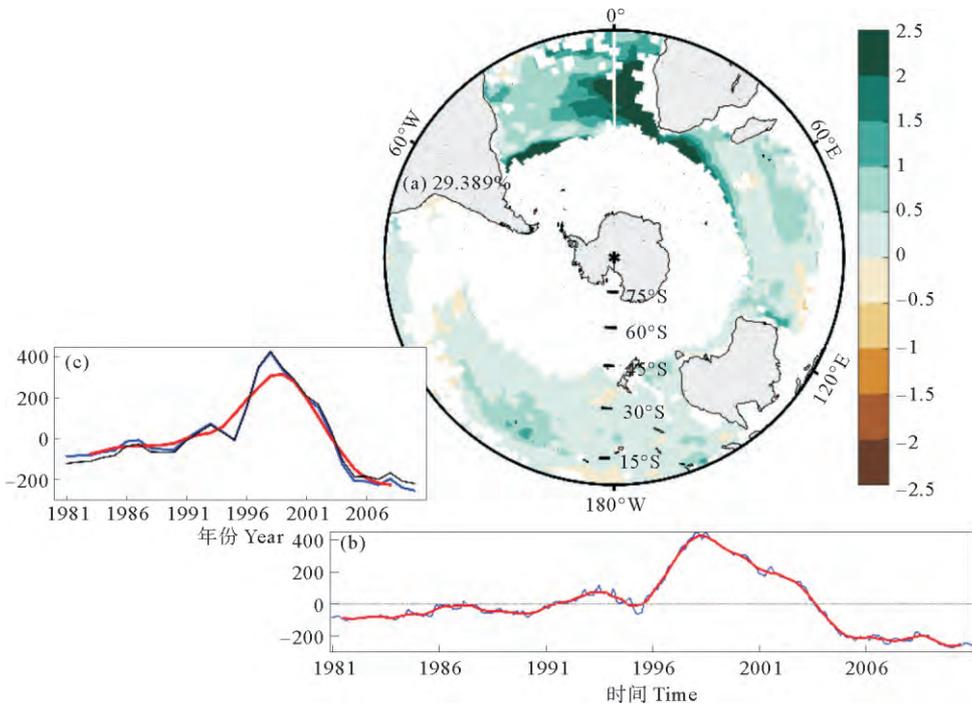
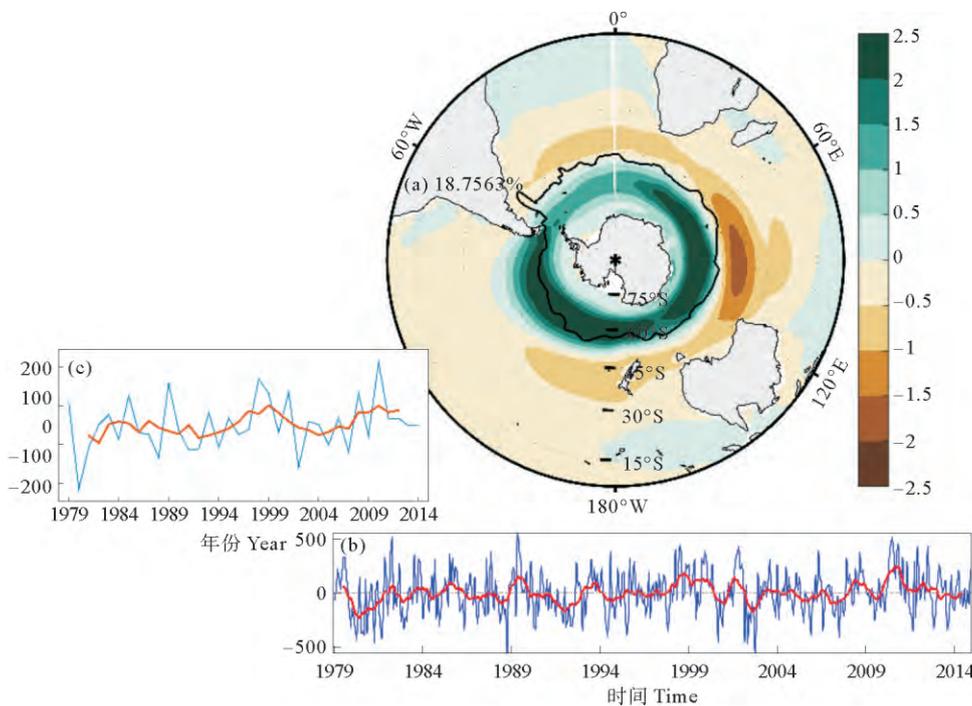


图 8 同图 7, 但为沿 27.2 kg/m³ 等密度面的盐度值

Fig. 8 The same as Fig. 7 but for the salinity on 27.2 kg/m³ potential density surface



((a)中的黑线为气候态亚南极锋位置, 注意(c)中只有年均与 5 年滑动平均的时间序列。The black line in (a) denotes the climatological Subantarctic Front. Note that there are only yearly and 5-yr running mean time series in (c).)

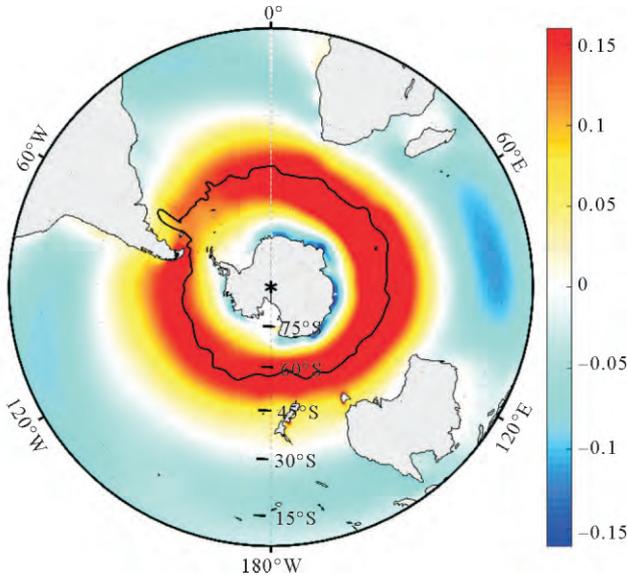
图 9 同图 7, 但为 ERA-interim 中纬向风计算的 τ_x 结果

Fig. 9 The same as Fig. 7 but for the wind stress derived from the ERA-interim zonal wind data

场(见图 10), 注意到几乎以亚南极锋为边界, 向极一侧的西风是增强的, 而赤道一侧的西风带则是减弱的, 并且增强的幅度明显大于减弱的幅度。从 1979—2014 年整个时间序列来看, 亚南极锋以南的西风呈增强变

化趋势, 进而带来更多的南极表层水向北输运。这与前面提到的南极中层水盐度在同时期发生减小这一现象保持一致。但作者也发现在 1998 年, 这个西风增强极大值却对应了一个盐度异常的最大值(见图 2(d)、

7(c)和图 8(c)), 形成了一个矛盾的因果关系。也就是说西风带的增强虽然可以解释长时期的南极中层水盐度减小, 但无法解释在 1996—2000 年间出现的盐度异常最大这一情形。因此作者可以推测必然有另外一个影响南极中层水生成的海洋或大气过程, 造成了这一结果。



(黑线为气候态亚南极锋位置。The black line denotes the climatological Subantarctic Front.)

图 10 气候态纬向风应力分布图

Fig. 10 Climatological zonal wind stress

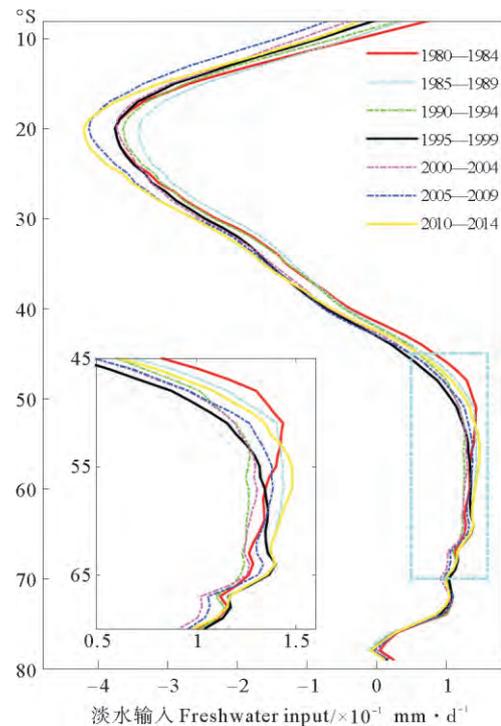
海表面淡水通量也是决定南极中层水盐度变化的重要因子, 亚极区内海表面淡水输入量被认为是约 22 年时间段上太平洋、印度洋大尺度南极中层水减淡的成因^[17]。根据亚南极锋的分布位置(见图 2(a)), 对 65°S~45°S 范围内的降雨蒸发量进行分析并讨论它在 1981—2010 年间对南极中层水带来的影响。

首先看淡水输入在 55°S 以北, 南极中层水生成的重要区域的变化情况。海表面淡水输入可以很好地解释 1996—2000 年期间南极中层水的最大盐度异常现象。沿着同一纬度, 1980—1999 年期间, 淡水输入的减少幅度达到 0.04 mm/d, 占据了 1980—1984 年淡水输入量的 28.6%~40.0%(见图 11)。在经历这一时期的最小降雨-蒸发量后, 淡水输入量开始稳定增加, 虽然在 2010—2014 年没有恢复到 1980—1984 年的高值水平。

55°S 以南的区域, 海表面淡水输入没有在 1995—1999 年表现出大幅度的减小, 在整个时间段上量值的变化呈震荡交替, 但在总体的变化趋势上, 1980—2014 年表现出的仍是淡水输入量的增长。

下面来看 65°S~45°S 之间海域平均的淡水输入时间序列(见图 12)。在 1980s 早期与中期, 淡水输入量

保持了一个持续高值, 但从 1988 年开始快速下降。这个下降过程一直持续到了 1992 年, 下降幅度达到了 22.2%。在 1994 年往后的准十年间, 淡水输入呈震荡交替变化, 保持着一个(~ 1.1 mm/d)相对于 1980s (1.3 mm/d)期间的较低数值。自 2003 年开始淡水输入进入快速增长阶段, 在经历 2007—2008 年的短暂回落后, 淡水输入量的增加一直持续到 2014 年。从整个时间序列来看, 南极中层水生成区的淡水输入并没有减少, 但是在 1987—1992 年的快速减少以及随后几年的低输入量, 恰好带来了南极中层水在 1996—2000 年的盐度异常极大值。



(相应的时间列在右上方位置。内部方框为青色限定纬度(70°S~45°S)的放大图像。The corresponding periods are listed at the right-top corner. The inserted figure is the magnification of the cyan box (70°S~45°S).)

图 11 1980—2014 年间 5 年平均的海表面

日均淡水输入量(降雨-蒸发)经向分布图

Fig. 11 Zonal averaged fresh water input (daily, precipitation-evaporation) for each 5-yr time period from 1980 to 2014

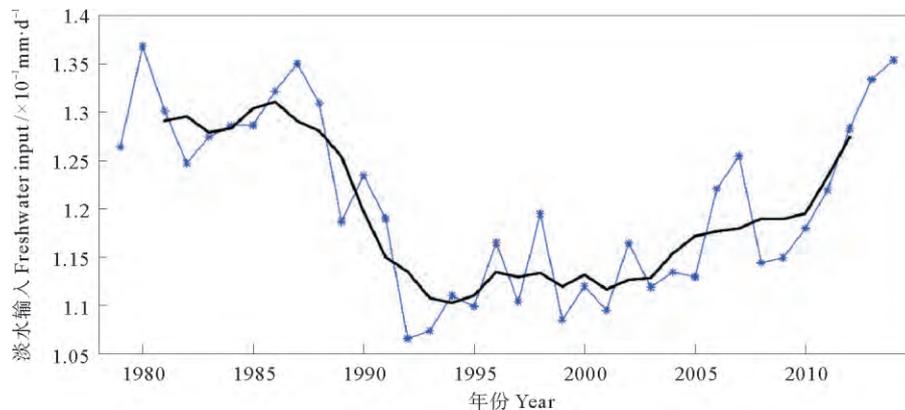
5 结论与讨论

通过分析 SODA2.2.4 温盐数据, 发现 1981—2010 年间南半球的南极中层水盐度是减小的。这个现象从南极中层水的生成区向北一直延伸到 13°S 的位置, 并且在南半球各大洋的表现有微小的差异: 在 27.3 kg/m³ 位势密度面以下的水体, 太平洋为轻微的盐度增加, 印度洋基本没有变化, 而大西洋在 27.3~27.4 kg/m³ 之间表现为所示时间范围(1981—2010)内的盐度减小。

另外这里的分析结果表明, 南极中层水的盐度减小在 1981—2010 年间并不是一个渐进的变化过程, 而是先在 1996—2000 年达到盐度最大的峰值。

南极中层水盐度极小值处的盐度, 以及沿位势密度 27.2 kg/m^3 的盐度 EOF 第一空间模态 (分别为 24.2% 和 29.4% 方差贡献) 显示, 太平洋、印度洋表现得相对一致, 均小于大西洋的盐度减小幅度。另外可以看到最显著的盐度减小现象出现在南非以南, 厄加

勒斯流系统海域, 这反映了厄加勒斯流、厄加勒斯泄漏对印度洋-大西洋通道上南极中层水变化起到的关键调控作用。考虑到南极中层水恰好构成了经向翻转流的回支^[10-12], 这个区域性的盐度减小将显著影响到大西洋经向翻转流的盐度输送^[44]。相应的 EOF 第一时间序列展示了盐度的增加是从 1995 年开始, 在 2000 年达到峰值, 随后进入一个快速减小阶段, 最后形成了我们所看到的多年南极中层水淡化现象。



(蓝色折-星线为年均淡水输入量, 黑色粗实线为 5 年滑动平均的结果。Blue dashed-star line is the yearly fresh water input, and the thick black line is the 5-yr running mean result.)

图 12 亚极区 ($65^{\circ}\text{S}\sim 45^{\circ}\text{S}$, 仅海洋) 年均海表面淡水输入量 (降雨-蒸发)

Fig. 12 Yearly time series of fresh water input (precipitation-evaporation) at sea surface in the Subantarctic Zone ($65^{\circ}\text{S}\sim 45^{\circ}\text{S}$, ocean only)

在成因分析上, 本文通过分析 ERA-interim 的风场数据以及降雨蒸发数据提出了两个观点。第一是南大洋西风带, 在南极中层水生成区域以南的加强, 进一步推动了低盐南极表层水向赤道方向输送, 产生了 1981—2010 年南极中层水盐度减小的结果。但如果只考虑这个单一的影响因素, 会发现在 1998 年西风的加强是一个极大的异常, 应当对应南极中层水盐度的极小而不是前文提到的达到了一个最大盐度异常。因此本文又提出了淡水输入量这个因素来解决这个矛盾。 $65^{\circ}\text{S}\sim 45^{\circ}\text{S}$ 区域平均的海表面输入时间序列揭示了 1996—2000 年的盐度最大异常, 是来源于约 22.2% 幅度的淡水输入量减少。随后降雨-蒸发再度增加, 并在 2010 年之后逐渐恢复到了 1980s 时期的量值水平。因此, 在风场与淡水输入的共同作用下, 形成了当前南极中层水盐度多年变化的局面。风场主导了整个时间区间上的变化趋势, 而淡水输入的剧烈减少跟一个较长时间的低值输入量, 则产生了南极中层水在 1996—2000 年期间这个特定时期内的盐度最大异常现象。

致谢: 作者感谢 SODA 以及 ERA-interim 工作组成员为发布同化海洋数据, 再分析大气风场、降雨和蒸

发数据所作出的努力。

参考文献:

- [1] Piola A R and D T Georgi. Circumpolar properties of Antarctic intermediate water and Subantarctic Mode Water [J]. *Deep-Sea Res A*, 1982, 29(6): 687-711, doi: 10.1016/0198-0149(82)90002-4.
- [2] Orsi A H, Whitworth T Iii and Nowlin Jr W D, On the meridional extent and fronts of the Antarctic Circumpolar Current [J]. *Deep-Sea Res I*, 1995, 42(5): 641-673, doi: http://dx.doi.org/10.1016/0967-0637(95)00021-W.
- [3] Whitworth T and Nowlin W D. Water masses and currents of the Southern Ocean at the Greenwich Meridian [J]. *J Geophys Res Oceans*, 1987, 92(C6): 6462-6476, doi: 10.1029/JC092iC06p06462.
- [4] Talley L D. *Descriptive Physical Oceanography: An Introduction* [M]. Boston: Academic Press, 2011.
- [5] Talley L D. Antarctic Intermediate Water in the South Atlantic [M]. // *The South Atlantic: Present and Past Circulation*. New York: Springer, 1996.
- [6] Sloyan B M and Rintoul S R. Circulation, renewal and modification of Antarctic mode and intermediate water [J]. *J Phys Oceanogr*, 2001, 31(4): 1005-1030, doi: http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(2001)031<1005:CRAMOA>2.0.CO;2.
- [7] Speich S, Blanke B, de Vries P, et al. Tasman leakage: A new route in the global ocean conveyor belt [J]. *Geophys Res Lett*, 2002, 29(10): 1416, doi: 10.1029/2001gl014586.

- [8] Ridgway K R and Dunn J R. Observational evidence for a Southern Hemisphere oceanic supergyre [J]. *Geophys Res Lett*, 2007, 34, L13612, doi: 10.1029/2007gl030392.
- [9] Las Heras M M and Schlitzer R. On the importance of intermediate water flows for the global ocean overturning [J]. *J Geophys Res Oceans*, 1999, 104(C7): 15515-15536, doi: 10.1029/1999JC900102.
- [10] Donners J, and Drijfhout S S. The Lagrangian view of South Atlantic interocean exchange in a global ocean model compared with inverse model results [J]. *J Phys Oceanogr*, 2004, 34(5): 1019-1035, doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(2004\)034<1019:TLVOSA>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(2004)034<1019:TLVOSA>2.0.CO;2).
- [11] Speich S, Blanke B and Cai W. Atlantic meridional overturning circulation and the Southern Hemisphere supergyre [J]. *Geophys Res Lett*, 2007, 34, L23614, doi: 10.1029/2007GL031583.
- [12] Talley L D. Closure of the global overturning circulation through the Indian, Pacific, and Southern Oceans: Schematics and transports [J]. *Oceanography*, 2013, 26(1): 80-97, doi: <http://dx.doi.org/10.5670/oceanog.2013.07>.
- [13] Davis R E. Intermediate-depth circulation of the Indian and South Pacific Oceans measured by autonomous floats [J]. *J Phys Oceanogr*, 2005, 35(5): 683-707, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JPO2702.1>.
- [14] Lavender K L, Owens W B and Davis R E. The mid-depth circulation of the subpolar North Atlantic Ocean as measured by subsurface floats [J]. *Deep-Sea Res I*, 2005, 52(5): 767-785, doi: 10.1016/j.dsr.2004.12.007.
- [15] Bindoff N L and Mc Dougall T J. Decadal changes along an Indian Ocean section at 32 S and their interpretation [J]. *J Phys Oceanogr*, 2000, 30(6): 1207-1222, doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(2000\)030<1207:DCAAIO>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(2000)030<1207:DCAAIO>2.0.CO;2).
- [16] Curry R, Dickson B and Yashayaev I. A change in the freshwater balance of the Atlantic Ocean over the past four decades [J]. *Nature*, 2003, 426(6968): 826-829, doi: 10.1038/nature02206.
- [17] Wong A P, Bindoff N L and Church J A. Large-scale freshening of intermediate waters in the Pacific and Indian Oceans [J]. *Nature*, 1999, 400(6743), 440-443, doi: 10.1038/22733.
- [18] Helm K P, Bindoff N L and Church J A. Changes in the global hydrological-cycle inferred from ocean salinity [J]. *Geophys Res Lett*, 2010, 37, L18701, doi: 10.1029/2010GL044222.
- [19] Durack P J, Wijffels S E. Fifty-year trends in global ocean salinities and their relationship to broad-scale warming [J]. *J Climate*, 2010, 23(16): 4342-4362, doi: 10.1175/2010JCLI3377.1.
- [20] Church J A, Godfrey J S, Jackett D R, et al. A model of sea level rise caused by ocean thermal expansion [J]. *J Climate*, 1991, 4(4): 438-456, doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(1991\)004<0438:AMOSLR>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(1991)004<0438:AMOSLR>2.0.CO;2).
- [21] Bindoff N L and Mcdougall T J. Diagnosing climate change and ocean ventilation using hydrographic data [J]. *J Phys Oceanogr*, 1994, 24(6): 1137-1152, doi: 10.1175/1520-0485(1994)024<1137:DCCA0V>2.0.CO;2.
- [22] Held I M and Soden B J. Robust responses of the hydrological cycle to global warming [J]. *J Climate*, 2006, 19(21): 5686-5699, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3990.1>.
- [23] Skliris N, Marsh R, Josey S A, et al. Salinity changes in the world ocean since 1950 in relation to changing surface freshwater fluxes [J]. *Climate Dynamics*, 2014, 43(3-4): 709-736, doi: 10.1007/s00382-014-2131-7.
- [24] Santoso A and England M H. Antarctic intermediate water circulation and variability in a coupled climate model [J]. *J Phys Oceanogr*, 2004, 34(10): 2160-2179, doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485\(2004\)034<2160:AIWCAV>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0485(2004)034<2160:AIWCAV>2.0.CO;2).
- [25] Naveira Garabato A C, Jullion L, Stevens D P, et al. Variability of subantarctic mode water and Antarctic Intermediate Water in the rake passage during the late-twentieth and early-twenty-first centuries [J]. *J Climate*, 2009, 22(13): 3661-3688, doi: 10.1175/2009jcli2621.1.
- [26] Close S E, Naveira Garabato A C, McDonagh E L, et al. Control of mode and intermediate water mass properties in Drake Passage by the Amundsen Sea Low [J]. *J Climate*, 2013, 26(14): 5102-5123, doi: 10.1175/JCLI-D-12-00346.1.
- [27] Sverdrup H U, Johnson M W and Fleming R H. *The Oceans: Their Physics, Chemistry, and General Biology*[M]. New York: Prentice-Hall, 1942.
- [28] Fetter A, Schodlok M and Zlotnicki V. Antarctic Intermediate Water Formation in a High-Resolution OGCM [R]. Vienna: Vienna EGU General Assembly Conference Abstracts, 2010.
- [29] Mc Cartney M S. The subtropical recirculation of mode waters [J]. *J Mar Res*, 1982, 40: 427-464.
- [30] Schmidtko S and Johnson G C. Multidecadal warming and shoaling of Antarctic Intermediate Water [J]. *J Climate*, 2012, 25(1): 207-221, doi: 10.1175/jcli-d-11-00021.1.
- [31] Carton J A and Giese B S. A reanalysis of ocean climate using Simple Ocean Data Assimilation (SODA) [J]. *Monthly Weather Review*, 2008, 136(8): 2999-3017, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2007MWR1978.1>.
- [32] Yang X Y and He Z. Decadal change of Antarctic Intermediate Water in the region of Brazil and Malvinas confluence [J]. *Deep-Sea Res I*, 2014, 88: 1-7, doi: 10.1016/j.dsr.2014.02.007.
- [33] Trenberth K E, Large W G and Olson J G. The effective drag coefficient for evaluating wind stress over the oceans [J]. *J Climate*, 1989, 2(12): 1507-1516, doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442\(1989\)002<1507:TEDCFE>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0442(1989)002<1507:TEDCFE>2.0.CO;2).
- [34] Dong S, Sprintall J, Gille S T, et al. Southern Ocean mixed-layer depth from Argo float profiles [J]. *J Geophys Res*, 2008, 113(C6), doi: 10.1029/2006jc004051.
- [35] Sun C and Watts D R. A view of ACC fronts in streamfunction space [J]. *Deep-Sea Res I*, 2002, 49(7): 1141-1164, doi: 10.1016/S0967-0637(02)00027-4.
- [36] Rimaud J, Speich S, Blanke B, et al. The exchange of Intermediate Water in the southeast Atlantic: Water mass transformations diagnosed from the Lagrangian analysis of a regional ocean model [J]. *J Geophys Res*, 2012, 117(C8), doi: 10.1029/2012jc008059.
- [37] Gordon A L, Weiss R, Smethie Jr W M, et al. Thermocline and intermediate water communication [J]. *J Geophys Res*, 1992, 97(C5): 7223-7240, doi: 10.1029/92JC00485.
- [38] Mc Carthy G D, King B A, Cipollini P, et al. On the sub-decadal variability of South Atlantic Antarctic Intermediate Water [J]. *Geophys Res Lett*, 2012, 39, L10605, doi: 10.1029/2012GL051270.
- [39] Biastoch A, Durgadoo J V, Morrison A K, et al. Atlantic multi-decadal oscillation covaries with Agulhas leakage [J]. *Nature*

- Communications, 2015, 6, doi: 10.1038/ncomms10082.
- [40] Reid J R. On the Circulation of the South Atlantic Ocean [M]. // The South Atlantic. Berlin Heidelberg: Springer, 1996: 13-44.
- [41] Rintoul S R and England M H. Ekman transport dominates local air-sea fluxes in driving variability of Subantarctic Mode Water [J]. J Phys Oceanog, 2002, 32(5): 1308-1321, doi: 10.1175/1520-0485(2002)032<1308:ETDLAS>2.0.CO;2.
- [42] Sallée J-B, Wienders N, Speer K, et al. Formation of subantarctic mode water in the southeastern Indian Ocean [J]. Ocean Dynam, 2006, 56(5-6): 525-542, doi: 10.1007/s10236-005-0054-x.
- [43] Gong D and Wang S. Definition of Antarctic Oscillation index [J]. Geophys Res Lett, 1999, 26(4): 459-462, doi: 10.1029/1999GL900003.
- [44] Biastoch A, Böning C W and Lutjeharms J. Agulhas leakage dynamics affects decadal variability in Atlantic overturning circulation [J]. Nature, 2008, 456(7221): 489-492, doi: 10.1038/nature07426.

Multi-Year Variability of Salinity of Antarctic Intermediate Water: 1981—2010

YAO Wen-Jun, SHI Jiu-Xin

(Physical Oceanography Laboratory, Ocean University of China, Qingdao 266100, China)

Abstract: The Antarctic Intermediate Water had experienced freshened during period 1981-2010, after analyzing the salinity data of SODA2.2.4 (Simple Ocean Data Assimilation). The above freshening was revealed both in the vertical salinity minimum and on the 27.2 kg/m³ potential density surface. The salinity anomaly first reached to a maximum in 1996-2000, and then decreased drastically. The pattern of EOF1 (salinity in vertical salinity minimum and on 27.2 kg/m³ potential density surface) shows that, the freshening south of South Africa and southeast of Atlantic was distinctly larger than that in the Pacific Ocean and the Indian Ocean. This implied the great influence of Agulhas Current System on the intermediate water between the Atlantic Ocean and the Indian Ocean. The mechanical analysis revealed that the freshening was caused by two contributors of sea-air interaction. The EOF1 pattern of zonal wind stress displayed that the westerlies south of Subantarctic Front had strengthened during 1979-2014, which facilitate the lower salinity of Antarctic Surface Water being transported northward. As a result, the salinity of Antarctic Intermediate Water had reduced. According to the relationship between westerlies and salinity of Antarctic Intermediate Water, it should be a minimum of salinity anomaly corresponding to the maximum of wind stress. However, there was the maximum of salinity anomaly along with the maximum of wind stress in 1998, which was a contradictory result. The analysis of fresh water input (precipitation minus evaporation) at sea surface further revealed that, the maximum of salinity anomaly around 1998 was caused by a large decrease of fresh water input during that period.

Key words: Antarctic Intermediate Water; multi-year variability; westerlies; fresh water input

责任编辑 庞 旻