

许金电, 邱云, 靖春生, 等. 印度洋混合层盐度季节变化机制研究[J]. 海洋学报, 2021, 43(11): 32–45, doi:10.12284/hyxb2021162

Xu Jindian, Qiu Yun, Jing Chunsheng, et al. Mechanisms of the seasonal variability of mixed-layer salinity in the Indian Ocean[J]. Haiyang Xuebao, 2021, 43(11): 32–45, doi:10.12284/hyxb2021162

印度洋混合层盐度季节变化机制研究

许金电¹, 邱云¹, 靖春生¹, 高璐², 林新宇¹

(1. 自然资源部第三海洋研究所 海洋动力学实验室, 福建 厦门 361005; 2. 国家海洋局海口海洋环境监测中心站, 海南 海口 570311)

摘要: 本文利用 Argo 盐度、SODA 海流量、OAFlux 蒸发量和 TRMM 降水量等数据, 采用盐度收支方程定量给出了印度洋混合层盐度的收支, 揭示了整个印度洋净淡水通量项、平流项、垂向卷夹项的分布、季节变化特征及其对混合层盐度变化的主要贡献。结果表明, 就多年平均而言, 平流项负贡献 (15.14%) 大于正贡献 (9.89%), 说明平流输送把低盐水输送到高盐海域, 导致印度洋高盐海域混合层的盐度降低。净淡水通量项的分布和季节变化与降水量基本一致, 且正贡献 (13.70%) 大于负贡献 (7.81%), 说明净淡水通量项使印度洋的混合层盐度升高 (因为多年平均蒸发量大于降水量)。盐度季节变化显著海域的进一步分析表明, 6–11 月, 西南季风漂流把赤道西印度洋的低盐水 (相对阿拉伯海高盐水而言) 输送到阿拉伯海西部海域, 导致该海域的盐度降低。平流输送把孟加拉湾湾口和中部的高盐水带到北部海域, 是导致北部海域盐度升高的主要原因。

关键词: 盐度收支; 机制; 混合层; 印度洋

中图分类号: P731.12

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2021)11-0032-14

1 引言

大洋海水混合层(指密度混合层, 简称混合层)盐度的变化会通过影响上层海洋海水密度、热力及动力结构的变化, 对海洋水循环和海-气相互作用起到重要的调制作用^[1]。大洋海水盐度在全球气候变化中的作用直到近年来才引起重视, 海洋上层盐度层结和障碍层对天气过程(如热带风暴)、季节内振荡以及季节与年际等更为低频的海气耦合模态, 都有重要的反馈作用^[2]。此外, 盐度也是影响海洋生物生存环境和初级生产力的主要环境决定因子^[3]。因此, 开展大洋混合层盐度季节变化及其机制的研究十分必要。热带印度洋作为印-太暖池的重要组成部分, 其在气候系统中扮演的角色已被广泛关注。东北印度洋是

东亚季风水汽输送的重要源头, 成为影响我国季风、台风等天气和气候变化的一个关键区。盐度是印度洋物理环境的重要组成部分之一。盐度变化对印度洋的水动力环境有重要影响。当水动力环境改变时, 印度洋的热力及热盐环流会发生相应的改变, 并通过海-气相互作用对我国的季风、台风等天气和气候变化产生影响。因此, 研究印度洋混合层盐度季节变化的特征并揭示其机制, 对提高我国的防灾减灾能力建设具有一定的科学和实际意义。

已有许多有关海-气净淡水通量(蒸发量减降水量)和海洋环流的平流输送对印度洋局部海域盐度分布及其季节变化的研究。Rao 和 Sivakumar^[4]较早地利用历史盐度数据采用盐度收支方程分析北印度洋混合层盐度的季节变化, 强调了淡水通量和水平环流

收稿日期: 2020-12-03; 修订日期: 2021-01-26。

基金项目: 科技基础资源调查专项(2017FY201402); 国家自然科学基金(42130460); 亚洲合作基金(99950410); 全球变化与海气相互作用专项(GASI-IPOVAL-02, GASI-IPOVAL-03); 自然资源部第三海洋研究所基本科研业务费专项(海三科 2018001, 海三科 2017012, 海三科 2018030); 国家自然科学基金青年科学基金(41906013)。

作者简介: 许金电(1963—), 男, 福建省晋江市人, 高级工程师, 主要从事热带边缘海海洋动力学研究。E-mail: xujindian@tio.org.cn

对于海表盐度的重要性。张玉红等^[5]采用简单海洋数据同化(Simple Ocean Data Assimilation, SODA)数据通过盐度收支分析表明,阿拉伯海东南海域的混合层盐度变化主要由平流输送作用引起。同样,在赤道南印度洋中西部海域(5°~15°S, 60°~80°E),混合层盐度具有显著的季节变化特征:夏半年盐度升高,冬半年盐度降低,但是其异常中心与降水异常中心不对应,降水不能解释盐度的季节变化。孙启伟等^[6]通过盐度收支分析显示,在夏半年,海表盐度增加的主要原因是经向平流将赤道海域的高盐水输送至该区域所致,而冬半年降水和平流都有贡献。Zhang 和 Du^[7]基于混合坐标海洋模型(Hybrid Coordinate Ocean Model, HYCOM)数据分析了阿拉伯海东南部和孟加拉湾南部混合层盐度收支的季节变化以及两个海域之间的水交换,结果表明,水平环流能够很好地解释两个研究海域盐度的季节变化。Zhang 等^[8]利用 SODA 等数据分析了印度洋偶极子(Indian Ocean Dipole, IOD)对赤道印度洋混合层盐度收支的影响,认为正 IOD 事件年份的秋季(10~11 月),赤道印度洋海域异常的西向流能将东部低盐水向西输运,而负 IOD 事件年则相反。Da-Allada 等^[9]利用融合卫星产品和 2004~2012 年的现场观测数据估算阿拉伯海中南部和热带印度洋西南部的混合层盐度收支,研究混合层盐度季节变化的动力机制,结果表明,在热带印度洋西南部,降水引起的净淡水通量起主导作用,而 Halkides 和 Lee^[10]的研究认为,纬向平流控制混合层盐度收支。Zhang 等^[11]利用卫星观测、历史数据和数据同化产品分析热带印度洋东南部混合层盐度的季节和年际变化,探讨了澳大利亚西北部海域和近岸海气淡水强迫、水平环流、厄尔尼诺(拉尼娜)等对混合层盐度在季节和年际尺度上的影响。

已有的研究主要通过盐度收支方程分析印度洋局部海域混合层盐度的季节变化,存在一些不足:(1)研究海域只局限于局部海域,没有给出整个印度洋混合层盐度的收支;(2)研究海域以北印度洋和赤道附近居多,赤道印度洋以南的研究较少;(3)虽然 Yu^[12]给出了全球海洋水循环与近表层盐度的联系,但迄今为止仍缺乏专门针对整个印度洋净淡水通量项、平流项、垂向卷夹项的分布、季节变化特征及其对混合层盐度变化主要贡献的研究;(4)赤道南印度洋中西部海域,海表盐度表现为冬季盐度降低,夏季升高,该海域海表盐度的季节变化存在争议:孙启伟等^[6]认为,夏半年平流输送起主导作用,冬半年降水和平流都有贡献;而 Da-Allada 等^[9]认为,降水引起的

净淡水通量起主导作用。因此,本文拟利用 Argo 盐度、SODA 海流量、OAFflux(Objectively Analyzed air-sea Fluxes)蒸发量和 TRMM(Tropical Rainfall Measuring Mission)降水量等数据,采用盐度收支方程阐述整个印度洋净淡水通量项、平流项、垂向卷夹项的分布、变化特征及其对混合层盐度变化的主要贡献,并揭示印度洋混合层盐度季节变化显著(盐度季节方差较大)的 4 个海域盐度的季节变化机制。4 个海域分别位于阿拉伯海东南部海域、赤道印度洋中部的南面、亚丁湾湾口和孟加拉湾北部。

为了叙述方便,印度洋净淡水通量项、平流项、垂向卷夹项的季节变化按照北半球 4 个季节的代表月份进行阐述。

2 数据与方法

2.1 数据

本文采用的 Argo 资料来自中国 Argo 实时资料中心(<http://www.argo.org.cn>)提供的逐月格点温盐数据。该资料水平分辨率为 1°×1°,垂直方向共有 58 层,为非等间距分布(200 m 以浅间隔 10 m)。采用的 SODA 资料是月平均数据(http://www.atmos.umd.edu/~ocean/index_files/soda3.3.1_mn_download.htm),水平分辨率为 0.5°×0.5°,垂直方向共有 50 层,为非等间距分布(200 m 以浅有 14 层)。宣莉莉等^[13]对比分析结果表明,SODA 资料的海流与历史实测海流等资料(OSCAR 及 Argos)的结果基本吻合,其所反映的环流季节变化特征也与历史观测资料的结果大体一致。蒸发资料来自 OAFflux 的月平均数据(ftp://ftp.whoi.edu/pub/science/oaflux/data_v3/daily/evaporation/),其空间分辨率为 1°×1°。海面降水资料来自 TRMM 的月平均降水数据(<http://precip.gsfc.nasa.gov/>)。注入孟加拉湾的恒河、布拉马普特拉河等 12 条主要江河流量的气候态月平均数据来自于全球河流流量数据库(<https://www.mendeley.com/catalogue/global-river-discharge-database-rivdis-v10/>)和全球径流数据中心(https://www.bafg.de/GRDC/EN/01_GRDC/grdc_node.html)。

本文采用的上述数据的时间跨度均为 2004 年 1 月至 2015 年 12 月,共 12 a。

2.2 方法

盐度收支方程参照文献[14],在忽略水平扩散的情况下,可以表示为

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{E-P}{h}S - \left(u \frac{\partial S}{\partial x} + v \frac{\partial S}{\partial y} \right) - H \left(W_h + \frac{dh}{dt} \right) \frac{S - S_h}{h} + \varepsilon, \quad (1)$$

式中, S 为混合层平均盐度; t 为时间(单位:月); E 为

蒸发量; P 为降水量; h 为混合层深度; u 、 v 为混合层平均流的纬向、经向分量; W_h 为混合层底垂向速度; S_h 为混合层底盐度; ε 为余项(误差项)。 H 函数^[9] 为阶跃函数: $W_h+dh/dt \leq 0$ 时, H 函数取 0; $W_h+dh/dt > 0$ 时, H 函数取 W_h+dh/dt 。方程(1)左边是盐度-时间变化项(趋势项), 右边第 1 项至第 3 项分别是海面净淡水通量项、混合层平流输送项和垂向卷夹项。

3 印度洋混合层盐度收支分析

由盐度收支方程(1)可知, 影响大洋混合层盐度变化的主要因子有大气强迫(蒸发、降水引起的海面净淡水通量)和海洋内部动力过程(主要包括混合层水平平流和混合层底垂向卷夹)两部分。因此, 从分析这些强迫项季节变化特征入手探讨其对盐度季节变化的主要贡献。

3.1 净淡水通量项的季节变化

为了阐述印度洋净淡水通量项的季节变化, 首先简单介绍降水量、蒸发量和混合层盐度的分布。印度洋的降水量空间分布较不均匀(图 1a), 多年平均年降水量较大的海域出现在苏门答腊岛的西部海域(季节变化较小, 属全年降雨型)以及孟加拉湾的东北部和安达曼海的北部海域(季节变化较大, 强降水出

现在 5-9 月), 年降水量(月降水量 $\times 12$)可达 3 000 mm。年降水量较小的海域出现在阿拉伯海的西部海域和南印度洋中纬度东部海域(澳大利亚西部海域)。与年降水量相比, 印度洋的年蒸发量分布比较均匀(图 1b)。年蒸发量较大的海域出现在南印度洋(10°~30°S)的广大海域^[15]。

受降水量、蒸发量的影响, 印度洋的混合层平均盐度空间分布也较不均匀(图 1d), 孟加拉湾和安达曼海因西南季风强降水和来自湾顶布拉马普特拉河、恒河等大量径流输入的影响, 混合层平均盐度是热带印度洋最低的。爪哇岛-苏门答腊岛的西部海域受局地降水和印度尼西亚贯穿流(Indonesian Through Flow, ITF)携带来的低盐水的共同影响, 混合层平均盐度较低。阿拉伯海的年蒸发量远大于年降水量, 海表净损失大量的淡水, 受其影响以及来自红海和波斯湾高盐水的影响, 混合层平均盐度是印度洋最高的。阿拉伯海、红海和波斯湾是北印度洋高盐水团的生成源地^[16]。南印度洋中纬度东部海域, 年降水量远小于年蒸发量, 海表失去大量的淡水, 导致混合层盐度较高。

图 2 是本文研究海域(50°S~30°N, 20°~130°E)的 1 月、4 月、7 月、10 月(分别代表北半球冬季、春季、夏季及秋季)净淡水通量项和降水量的平面分布。

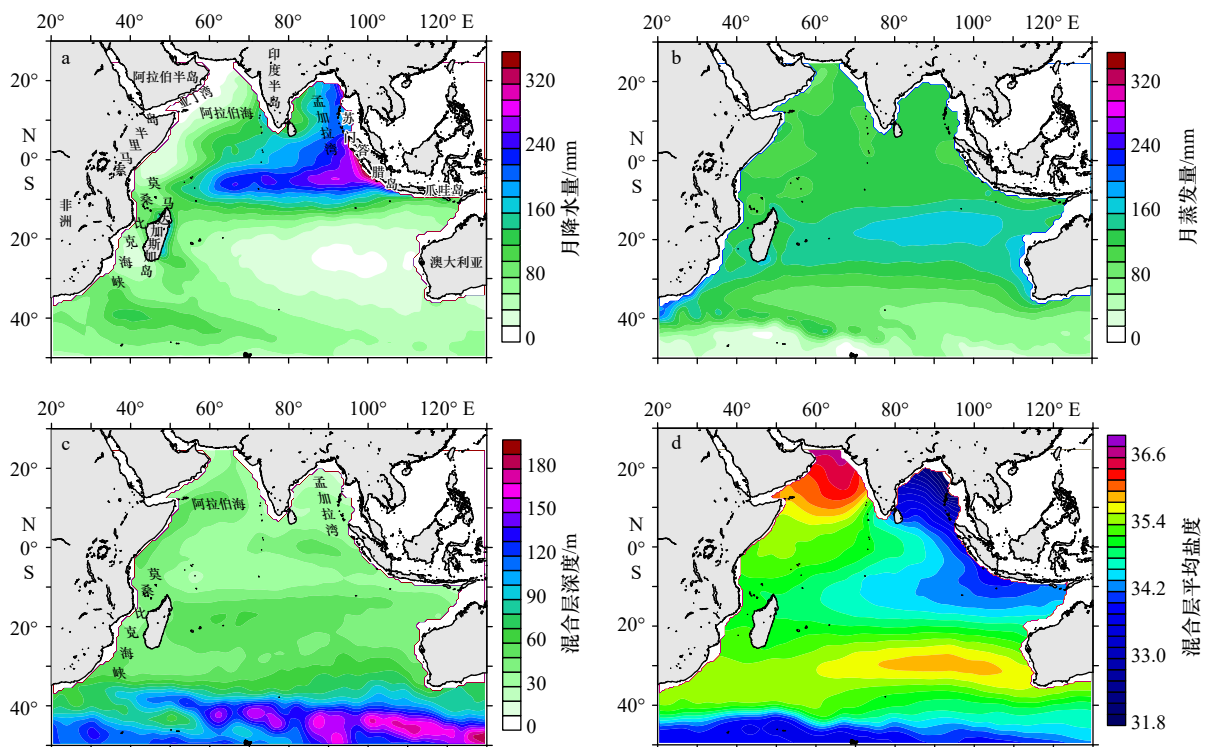


图 1 印度洋多年平均月降水量(a)、月蒸发量(b)、混合层深度(c)和混合层平均盐度(d)的平面分布

Fig. 1 Distribution of mean monthly precipitation (a), monthly evaporation (b), mixed-layer depth (c), and mixed-layer salinity (d) in the Indian Ocean

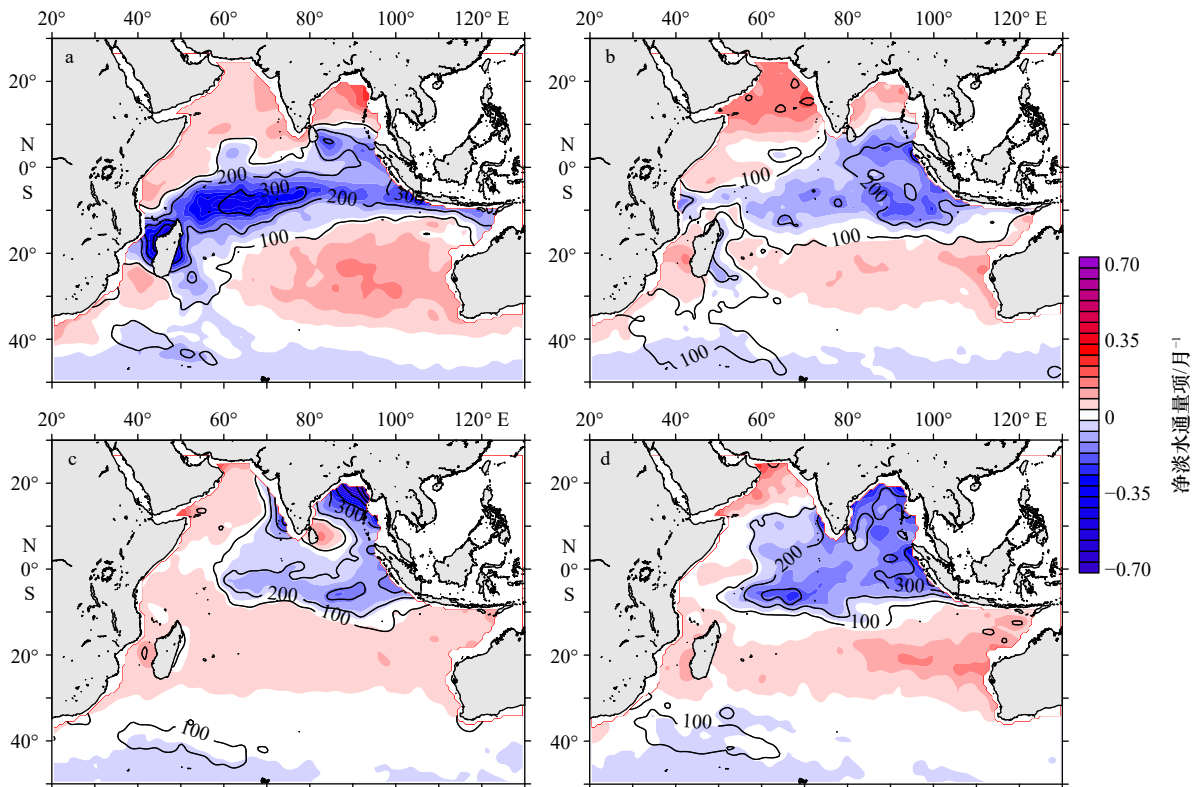


图2 印度洋多年平均1月(a)、4月(b)、7月(c)、10月(d)净淡水通量项(填充颜色)和降水量(等值线,单位: mm)的平面分布

Fig. 2 Horizontal distribution of the multiyear averages of net freshwater flux term (shaded) and precipitation (contours, unit: mm) in January (a), April (b), July (c), and October (d) of the Indian Ocean

由图可见, 1月, 受热带辐合带(Intertropical Convergence Zone, ITCZ)低压影响, 马达加斯加岛至爪哇岛-苏门答腊岛一带海域降水大幅增加, 净淡水通量项为负值, 导致混合层盐度降低。约40°S以南海域混合层盐度也降低, 但幅度较小。澳大利亚西部广大海域、阿拉伯海、孟加拉湾、索马里半岛外海和马达加斯加岛西南部海域蒸发量大于降水量, 净淡水通量项为正值, 导致混合层盐度升高。4月, 马达加斯加岛附近海域降水减弱, 苏门答腊岛西部海域降水范围有所增大。受降水量分布的影响, 盐度降低的海域向东收缩。40°S以南海域盐度降低, 与1月相比变化较小。其他海域与1月相似, 蒸发量大于降水量, 导致盐度升高。7月, 孟加拉湾东北部出现强降水, 导致混合层盐度每月降低0.7。印度半岛西侧海域降水量也较大, 导致盐度降低。苏门答腊岛西部盐度降低的海域进一步向东收缩。盐度升高的海域主要出现在阿拉伯海、赤道西印度洋和10°~30°S海域, 呈“L”型分布。10月, 10°S附近以北的印度洋东部和中部海域盐度降低, 与印度洋10月降水量的分布基本一致。与7月类似, 盐度升高的海域也大体呈“L”型分布。

此外, 40°S附近以南海域盐度降低的月变化很小。澳大利亚西部广大海域、阿拉伯海、索马里半岛东部海域和马达加斯加岛西南部海域一年四季的蒸发量大于降水量, 导致混合层盐度升高。

通过对12个月各网格点的净淡水通量项 $\left(\frac{E-P}{h}S\right)$ 分别和对应的 P 、 S 、 E 、 h 进行相关分析可知, 净淡水通量项与降水量(P)的相关系数 $R^2=0.7861$ (样本数 N 为60612, 通过显著性检验), 而净淡水通量项与 S 、 E 、 h 的相关系数分别为0.1749、0.0533、0.0008。可见, 净淡水通量项的分布及变化与降水量的相关性较好, 说明降水量主导了研究海域净淡水通量项的分布及季节变化, 对混合层盐度的季节变化起较为重要的作用。

3.2 平流项和垂向卷夹项的季节变化

印度洋10°S附近以北受南亚季风控制, 冬季盛行东北季风, 夏季盛行西南季风。受南亚季风影响形成明显的季风环流^[16-17], 阿拉伯海和孟加拉湾冬季出现逆时针方向的环流, 夏季则相反。印度洋10°S附近以南气候相对比较稳定, 海洋环流也比较稳定。

图3是1月、7月平流项和混合层平均水平流速

矢量的平面分布。由图3可见,1月,赤道西印度洋海域、爪哇岛-苏门答腊岛西南部海域、孟加拉湾西部海域、印度半岛南部海域的平流项为正值。由图3c可见,东向的赤道逆流^[6]把来自阿拉伯海和赤道西印度洋的高盐水向东输送,可达爪哇岛-苏门答腊岛西南部海域,使这些海域盐度升高。苏门答腊岛西部海域的高盐水(相对孟加拉湾低盐水而言)向孟加拉湾西部海域输送,使该海域盐度升高。阿拉伯海南部海域、孟加拉湾东部海域、 $10^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{S}$ 的中部和西部海域的平流项为负值。西向的北赤道流把苏门答腊岛西部海域和来自孟加拉湾的低盐水向西输送至赤道西印度洋北部和阿拉伯海南部海域,使这些海域的盐度降低。西向的南赤道流把赤道印度洋东南部的低盐水向西输送,使 $10^{\circ}\sim 30^{\circ}\text{S}$ 的中部和西部海域的盐度降低。

7月,平流输送使得阿拉伯海东南海域、孟加拉湾北部和湾口的中西部海域、南赤道(10°S 附近)的中部和西部海域的平流项为正值。由图3d可见,阿拉伯海的高盐水从印度半岛西部海域向南输送,一部分在印度半岛南部海域转向东输送,越过斯里兰卡岛南部海域后进入孟加拉湾,使这些海域盐度升高。南赤道(10°S 附近)的中部和西部海域为偏南向流,偏

南向流把北部的高盐水(相对南部而言)向南输送,使该海域的盐度升高。孟加拉湾东南部海域、爪哇岛-苏门答腊岛西部海域、赤道印度洋中部和东南部海域、阿拉伯海西部海域的平流项为负值。孟加拉湾的低盐水从湾口的东部向南输送,与苏门答腊岛西部海域的低盐水混合;偏南向流将赤道印度洋中东部的低盐水向南输送,导致该海域的盐度降低。东北向的索马里强流把索马里半岛外海的低盐水(相对阿拉伯海高盐水而言)向阿拉伯海西部输送,使阿拉伯海西部海域的盐度降低。

此外,南印度洋($20^{\circ}\sim 40^{\circ}\text{S}$)海域由于水平流速较小,盐度的水平梯度也较小,导致平流项较小。 $40^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{S}$ 海域由于流速的大小和方向变化较大,盐度的水平梯度的变化也较大,导致平流项较大,而且是呈正负交替出现。

综上所述,平流输送把高盐水输送到低盐海域,把低盐水输送到高盐海域,为印度洋混合层盐度的基本平衡起到比较重要的作用。

垂向卷夹项相对较小(图4)。无论是1月还是7月,垂向卷夹项使得混合层盐度升高的海域主要出现在孟加拉湾、赤道东印度洋和 $40^{\circ}\sim 50^{\circ}\text{S}$ 部分海域,其他海域更小。

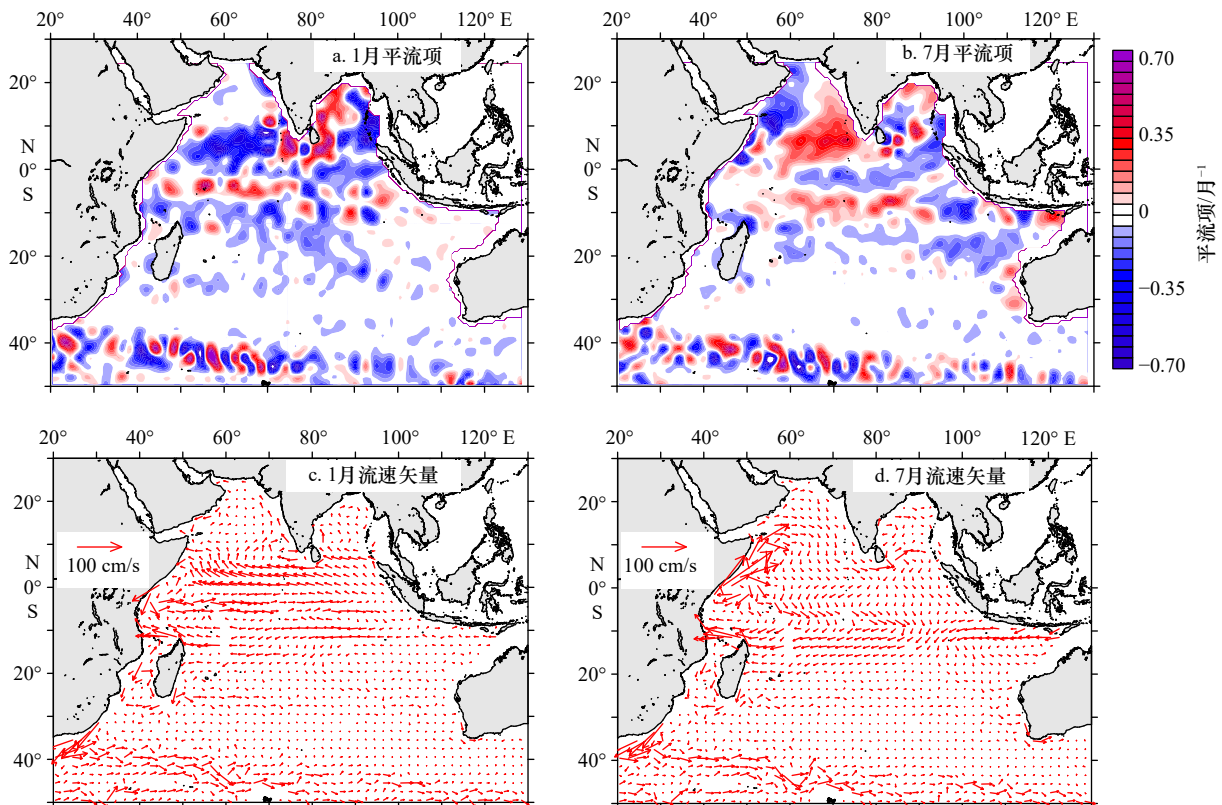


图3 印度洋多年平均1月、7月平流项和流速矢量的平面分布

Fig. 3 Horizontal distribution of the multiyear averages of advection term and the surface circulation in January and July of the Indian Ocean

3.3 净淡水通量项和平流项的纬度-时间分布

为了探讨印度洋净淡水通量项和平流项随纬度和季节的变化,对每个月的净淡水通量项和平流项进行经度平均(同一个纬度上所有经度网格点各项的平均)。图5给出了印度洋净淡水通量项和平流项的纬度-时间(月份)分布。由图可见,印度洋10°S附近以北海域,随着季节的更替以及降水带因热带辐合带的季节移动而随纬度的摆动(图2),导致净淡水通量项负值区从1月至7月逐渐向北移动,8月至12月逐渐向南移动。而南印度洋中纬度海域,净淡水通量项为正值,且季节变化较小。印度洋10°S附近以北海域,随着纬度和季节的变化,因水平环流的季节性反向,平流项的正值区和负值区交替出现。10°S附近以南海域,由于水平环流流向较为稳定,平流项各季节均为负值。由此可见,印度洋10°S附近以北海域,净淡水通量项和平流项随纬度和季节的变化剧烈,10°S附近以南海域变化较小。

4 净淡水通量项、平流项和垂向卷夹项的贡献

为了进一步揭示净淡水通量项、平流项、垂向卷夹项在印度洋混合层盐度变化中所起的作用,本文计

算了各项的正贡献和负贡献。对于某一个网格点而言,本文关注的是,都使该点盐度升高的3项中,各项占3项(都是正值或0,如果某一项是负值,则该项为0,因为该项没有起到正的贡献)总和的百分比(正贡献)。也就是说,该网格点盐度升高,各项对该点做出了多大的正贡献(所占的百分比,负值不参与计算)。同样,都使该网格点盐度降低的3项中,各项占3项(都是负值或0,如果某一项是正值,则该项为0,因为该项没有起到负的贡献)总和的百分比(负贡献,正值不参与计算)。因此,正贡献和负贡献有必要分开计算,如:

$$\text{净淡水通量项的负贡献} = \frac{\text{净淡水通量项的负值}}{(\text{净淡水通量项的负值} + \text{平流项的负值} + \text{垂向卷夹项的负值})} \times 100\%, \quad (2)$$

某一项在某海域出现正(负)贡献,意味着该项使该海域混合层的盐度升高(降低)。

4.1 净淡水通量项、平流项贡献的季节变化

图6是1月、4月、7月、10月净淡水通量项在3项中(净淡水通量项、平流项、垂向卷夹项)所占的百分比(贡献)。由图可见,1月,马达加斯加岛至爪哇岛-苏门答腊岛一带海域净淡水通量项的贡献为负贡献(即净淡水通量使混合层盐度降低)。40°S附近

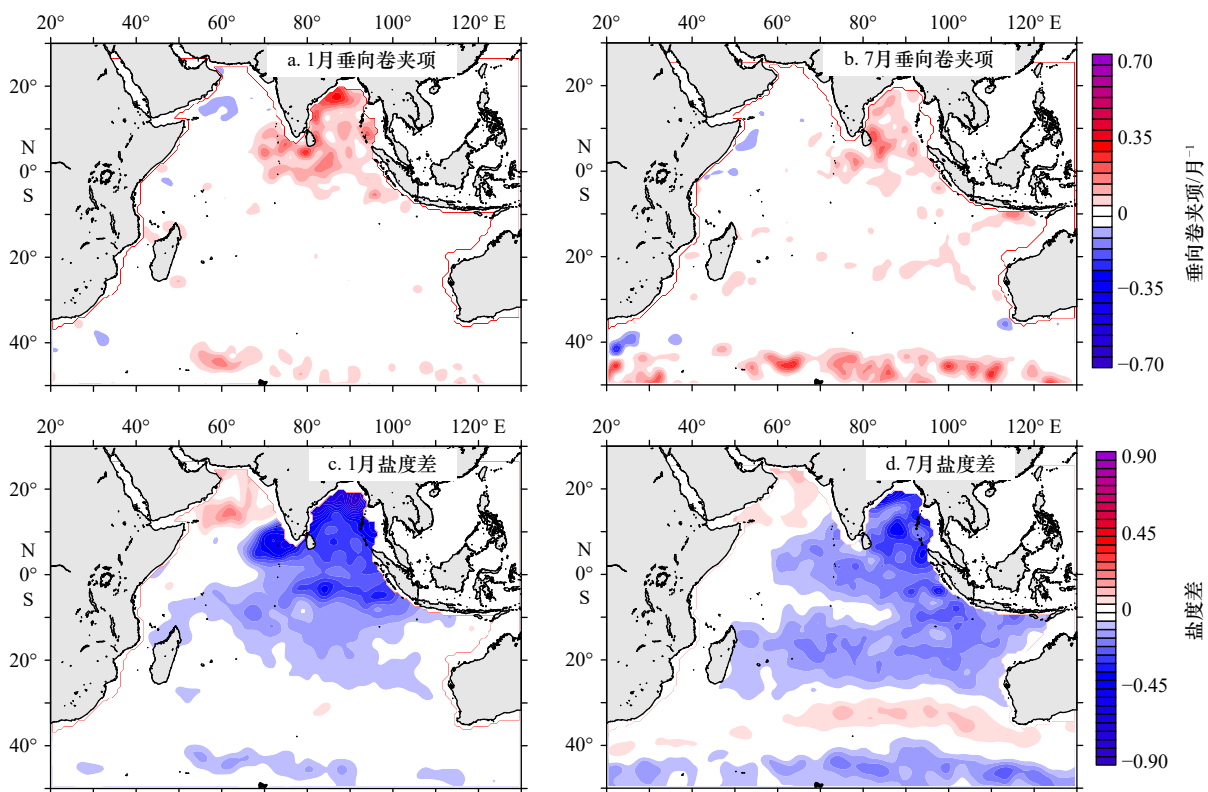


图4 印度洋多年平均1月、7月垂向卷夹项(单位: 月^{-1})和盐度差(混合层平均盐度与混合层底盐度之差)的平面分布
Fig. 4 Horizontal distributions of the multiyear averages of the vertical entrainment and salinity difference in January and July of the Indian Ocean

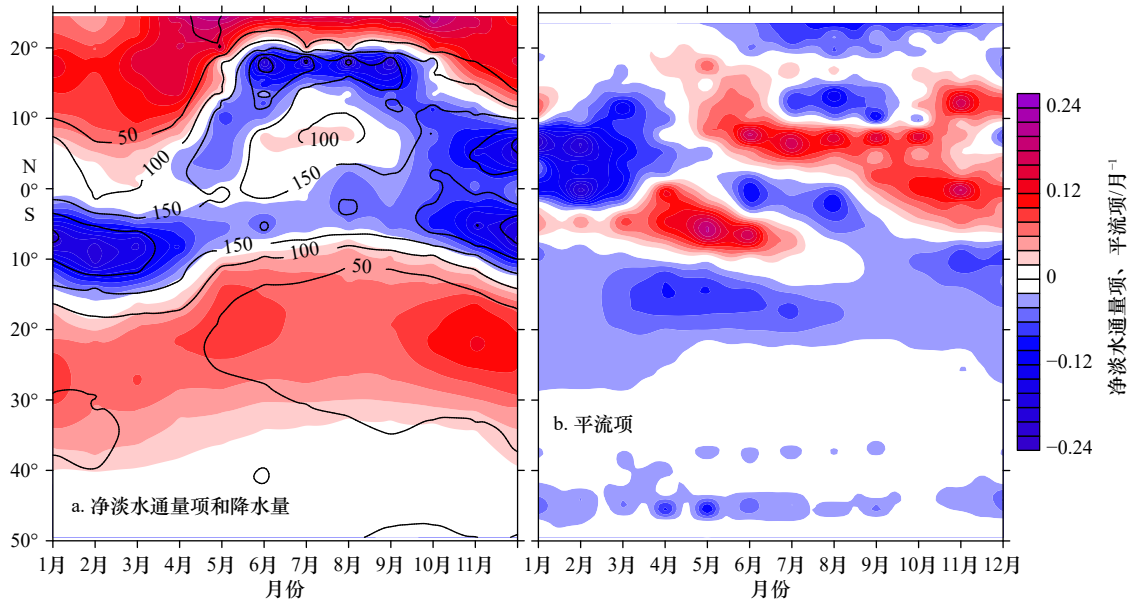


图 5 印度洋净淡水通量项、平流项(填充颜色)和降水量(等值线,单位: mm)的纬度-时间分布
 Fig. 5 Zonal-temporal distribution of the net freshwater flux term (shaded), advection term (shaded), and precipitation (contours, unit: mm) in the Indian Ocean

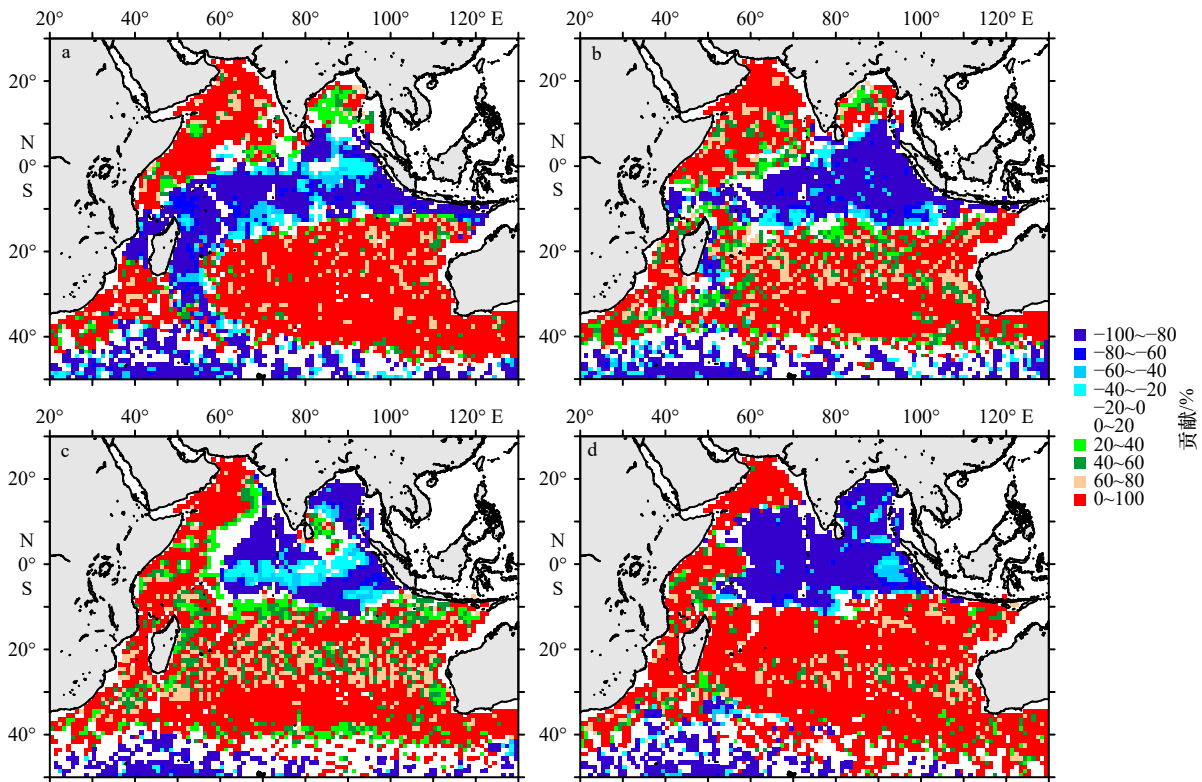


图 6 印度洋 1 月 (a)、4 月 (b)、7 月 (c)、10 月 (d) 净淡水通量项的贡献的分布
 Fig. 6 Distributions of the contribution of the net freshwater flux term in January (a), April (b), July (c), and October (d) of the Indian Ocean

以南海域也是负贡献为主。澳大利亚西部广大海域、阿拉伯海、孟加拉湾、索马里半岛外海和马达加斯加岛西南部海域净淡水通量项的贡献为正贡献(即净淡水通量使混合层盐度升高)。从图 6 中还可以看

出,净淡水通量项贡献的分布与净淡水通量项的分布(图 2)基本一致。因此,4 月、7 月、10 月净淡水通量项的贡献的分布在此不再赘述。

同样,平流项贡献的分布(图 7)与平流项的分布

(图3)基本一致。平流项的贡献为正贡献的海域,1月主要出现在孟加拉湾西部海域、阿拉伯海东侧海域、赤道印度洋南部部分海域和40°S以南的部分海域;4月主要分布在赤道印度洋南部海域、孟加拉湾东南部海域和40°S附近以南的部分海域;7月主要出现在阿拉伯海东南部海域、孟加拉湾部分海域、赤道印度洋南部海域和40°S附近以南的部分海域;10月主要分布在阿拉伯海南部海域、孟加拉湾、赤道印度洋中部海域和40°S附近以南的部分海域。从图7中不难看出,平流项的贡献为负贡献的海域占大部分。经统计,12个月平均平流项正贡献大于80%的海域占14.8%,负贡献大于80%的海域占46.3%。12个月平均净淡水通量项正贡献大于80%的海域占42.3%,负贡献大于80%的海域占18.8%。可见净淡水通量项正贡献为主,平流项负贡献为主。经进一步统计,本文研究海域的平均月降水量为85.9 mm,平均月蒸发量为113.2 mm,蒸发量大于降水量,平均净淡水通量项为0.015月⁻¹,平均平流项为-0.012月⁻¹。也就是说,总体而言,净淡水通量导致印度洋的混合层盐度升高,而平流输送把低盐水输送到高盐海域,使高盐海域盐度降低,实现了不同海域高、低盐水的交换,为维持印度洋的盐度基本平衡起到比较重要的作用。此外,孟加拉湾等海域的入海江河淡水使印度洋

的混合层盐度降低;研究海域南面(50°S以南海域)由于融冰等原因形成的低盐水(图1d)进入研究海域,也使印度洋的混合层盐度降低;同样,印度尼西亚贯穿流携带来的低盐水也使印度洋的混合层盐度降低。

相比于净淡水通量项和水平平流项,出现垂向卷夹项的海域较少,且该项贡献的量值较小,因此本节不加以讨论。

4.2 主要贡献项的空间分布和季节变化

上文阐明了净淡水通量项和平流项贡献的季节变化。然而,有些海域净淡水通量项(或平流项、垂向卷夹项)的贡献很大,但净淡水通量项(或平流项、垂向卷夹项)的值很小(也就是说净淡水通量项、平流项、垂向卷夹项的值都很小),对于混合层盐度变化的影响很小,本文不加以考虑。此外,对于同一个海域,在3项中选取贡献大于50%的项为主要贡献项给予保留。图8给出了印度洋1月、4月、7月、10月各项的值大于0.08月⁻¹且正贡献大于50%的分布,图9给出了各项的值(绝对值)大于0.08月⁻¹且负贡献的值大于50%的分布。由图8和图9可见,1月,净淡水通量项正贡献的海域主要出现在澳大利亚西部广大海域以及阿拉伯海、孟加拉湾、索马里半岛外海和马达加斯加岛西南部的部分海域。负贡献只出现在马达加斯加岛至爪哇岛-苏门答腊岛一带海域(图9)。

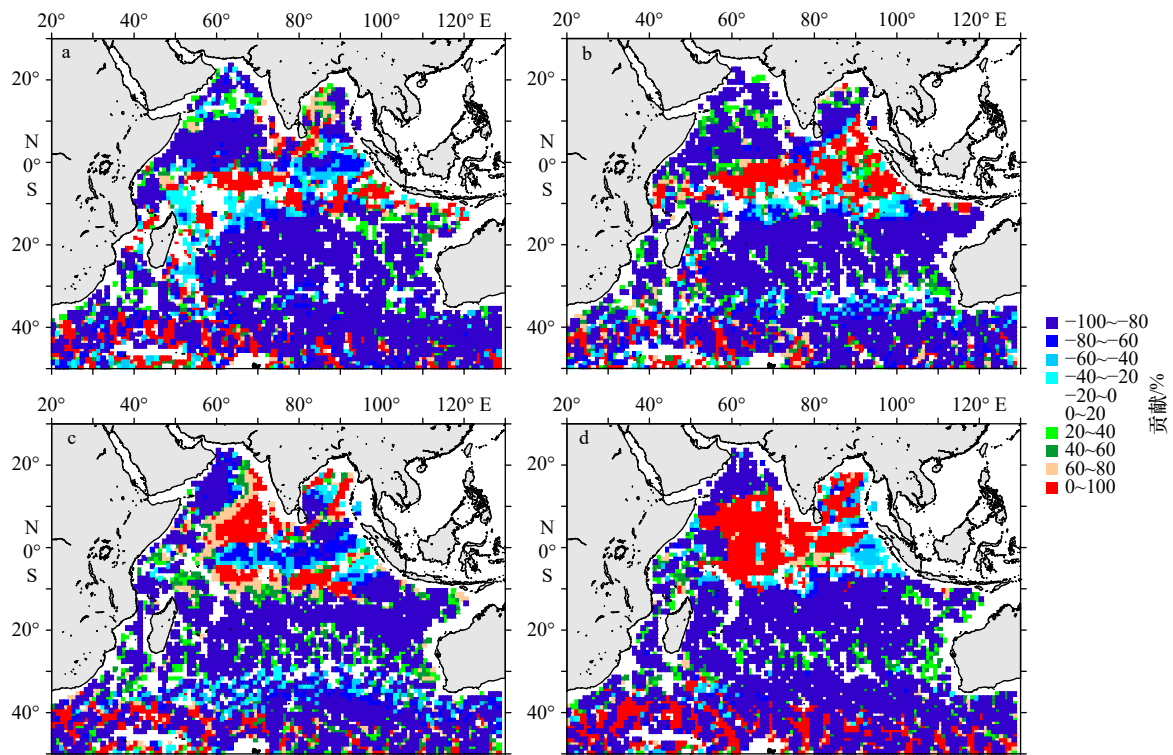


图7 印度洋1月(a)、4月(b)、7月(c)、10月(d)平流项的贡献的分布

Fig. 7 Distributions of the contribution of the advection term in January (a), April (b), July (c), and October (d) of the Indian Ocean

平流项正贡献的海域分布在孟加拉湾西部、阿拉伯海东侧和赤道印度洋南部的部分海域。负贡献分布

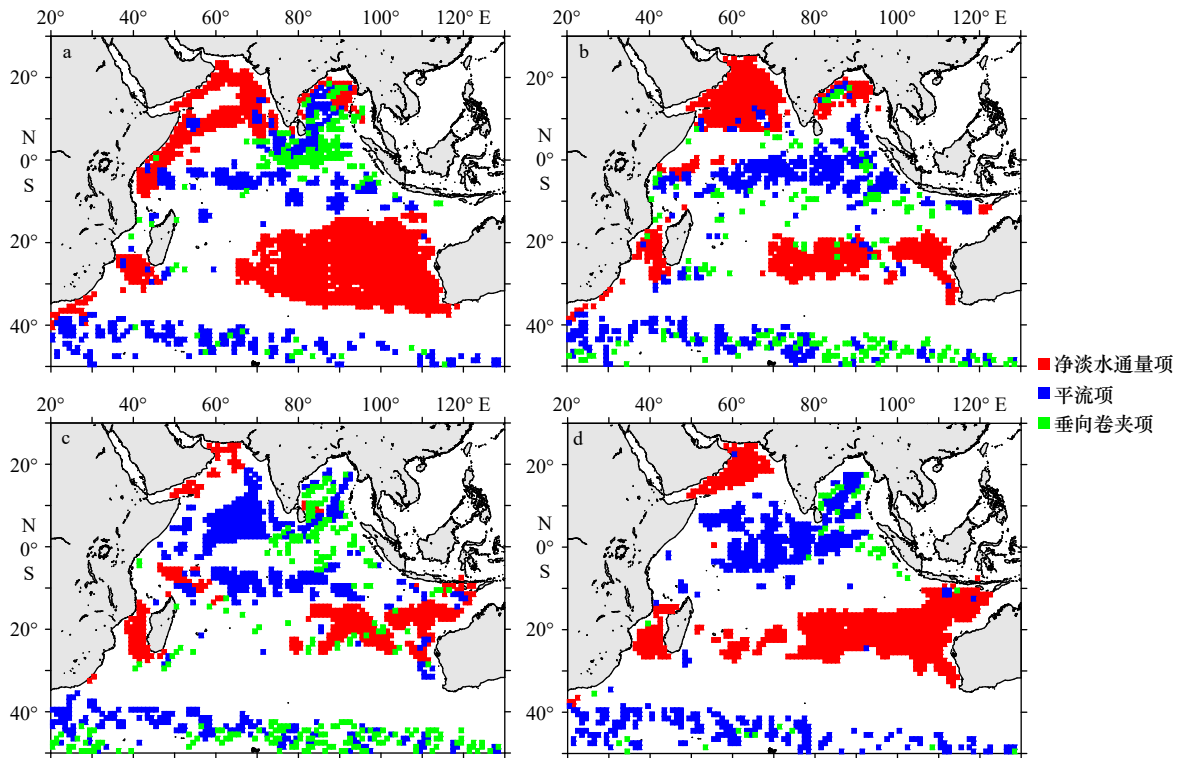


图 8 印度洋 1 月(a)、4 月(b)、7 月(c)、10 月(d)各项的值大于 0.08 月^{-1} 且正贡献大于 50% 的分布

Fig. 8 Distributions of the terms with values greater than 0.08 month^{-1} and positive contributions greater than 50% during January (a), April (b), July (c), and October (d) of the Indian Ocean

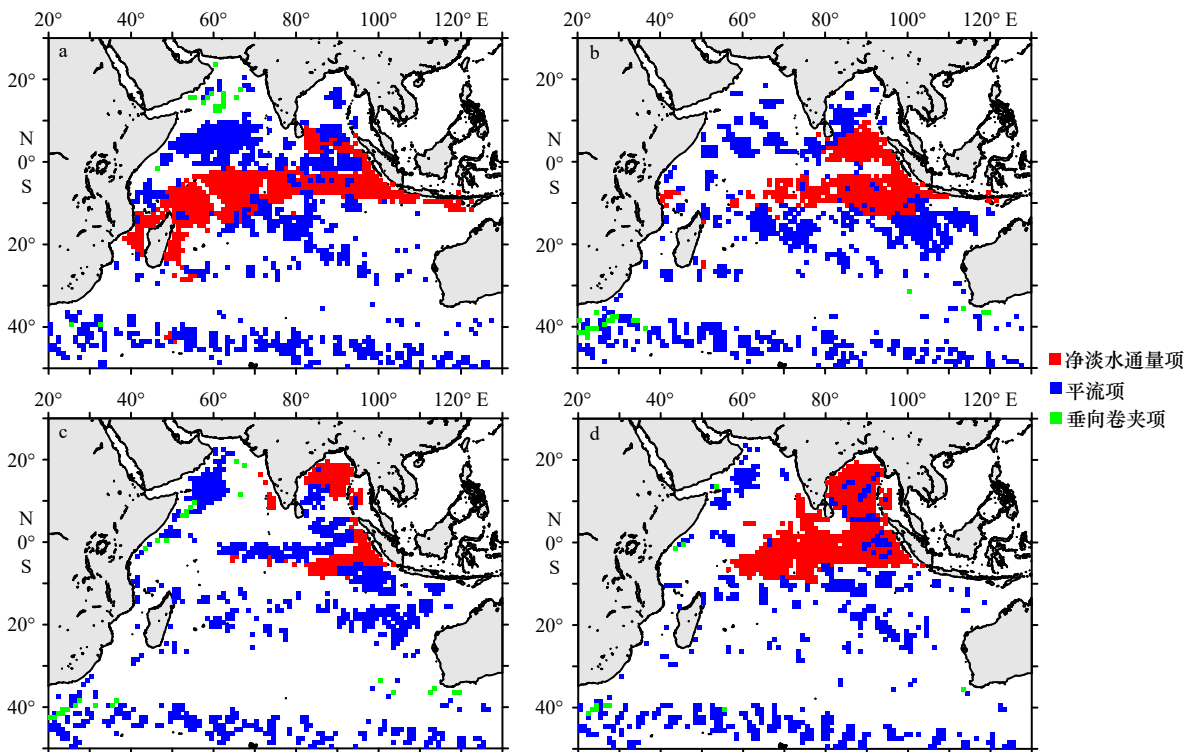


图 9 印度洋 1 月(a)、4 月(b)、7 月(c)、10 月(d)各项的值(绝对值)大于 0.08 月^{-1} 且负贡献的值大于 50% 的分布

Fig. 9 Distributions of the terms with absolute values greater than 0.08 month^{-1} and negative contributions greater than 50% during January (a), April (b), July (c), and October (d) of the Indian Ocean

在北赤道海域、孟加拉湾、南赤道(10°~30°S)中部的部分海域(图9)。40°~50°S海域,平流项正负贡献交替出现(其他月份也类似)。垂向卷夹项正贡献的海域出现在孟加拉湾、赤道东印度洋和40°~50°S的部分海域。负贡献的海域只出现在阿拉伯海的部分海域(图9)。

4月,净淡水通量项正贡献的海域与1月类似,但澳大利亚西部广大海域比1月出现的少;负贡献的海域向东收缩,主要出现在赤道东印度洋。平流项正贡献的海域主要出现在赤道印度洋部分海域。负贡献出现在阿拉伯海、孟加拉湾、10°~30°S的部分海域。垂向卷夹项正贡献的海域的分布很分散。负贡献的海域只出现在非洲大陆南部的部分海域。

7月,净淡水通量项正贡献的海域比1月、4月都少,主要出现在澳大利亚西部海域、阿拉伯海、马达加斯加岛东北部和西南部的部分海域。负贡献出现在孟加拉湾、苏门答腊岛西部海域。平流项正贡献的海域主要出现在阿拉伯海东南部、孟加拉湾、南赤道(10°S附近)中部的部分海域。负贡献出现在阿拉伯海西部、孟加拉湾西南部、赤道印度洋、10°~30°S的部分海域。垂向卷夹项正贡献的海域主要出现在东印度洋北部海域和40°~50°S的部分海域。负贡献的海域出现在非洲大陆南部的部分海域。

10月,净淡水通量项正贡献的海域也较少,主要出现在澳大利亚西部海域、莫桑比克海峡和阿拉伯海西北部海域。负贡献出现在孟加拉湾、赤道印度洋的中部和东部海域。平流项正贡献的海域主要出现在赤道印度洋的中部和西部海域、孟加拉湾的部分海域。负贡献的海域的分布很分散。垂向卷夹项

正贡献的海域比较少,主要出现在东印度洋北部海域。负贡献的海域也较少,出现在非洲大陆南部的部分海域。

图10给出了印度洋净淡水通量项、平流项、垂向卷夹项的值大于0.08月⁻¹且正(负)贡献大于50%的平均值的年变化和年平均。由图可见,净淡水通量项正、负贡献的年变化趋势大体一致,呈“V”型变化,7-9月较小。平流项正贡献1-3月较小,4-12月较大,但年变化较小。负贡献9-11月较小,其他月份较大,但年变化也较小。垂向卷夹项正贡献5-7月较大,其他月份较小,负贡献都很小,说明混合层底的盐度比混合层平均盐度高。各项贡献的年平均,平流项负贡献最大,为15.14%,正贡献为9.89%,负贡献大于正贡献。就多年平均而言,说明平流输送把低盐水输送到高盐海域,使印度洋混合层的盐度降低。净淡水通量项正贡献为13.70%(仅次于平流项负贡献),负贡献为7.81%,正贡献大于负贡献,说明净淡水通量项使印度洋的混合层盐度升高(因为多年平均蒸发量大于降水量)。垂向卷夹项正、负贡献都较小。3项正贡献的和(26.38%)大于负贡献的和(23.30%),这是因为本节未考虑各项的值小于0.08月⁻¹且贡献小于50%的部分,以及未考虑孟加拉湾等海域的入海江河水、印度尼西亚贯穿流携带来的低盐水和研究海域南面(50°S以南海域)由于融冰等原因形成的低盐水等因素导致的。

5 混合层盐度季节变化显著海域盐度季节变化的机制

为了探讨净淡水通量、平流输送、垂向卷夹对混

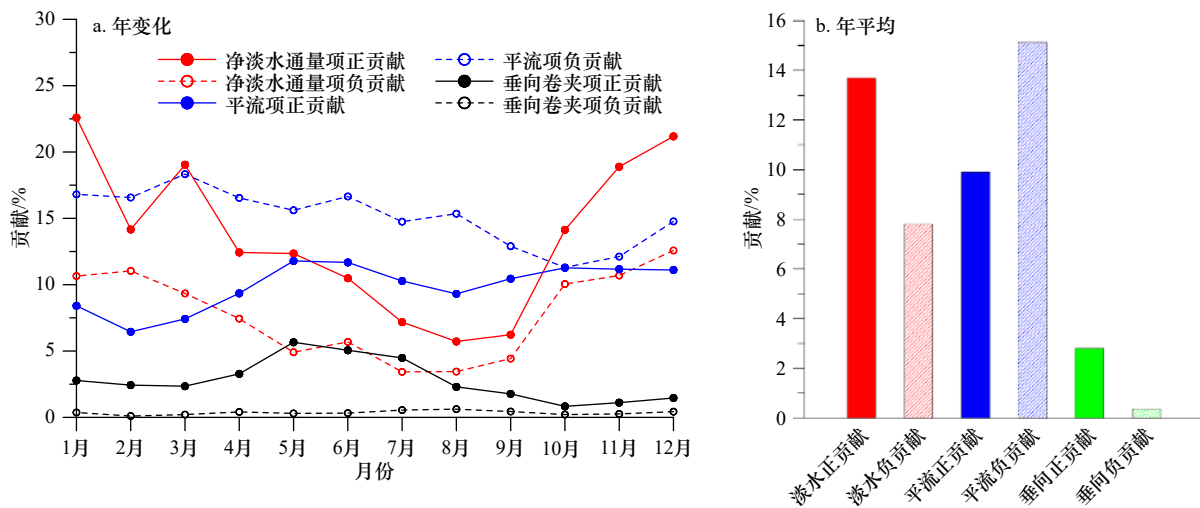


图10 印度洋各项贡献大于50%的平均值

Fig. 10 Means of the terms with contributions over 50% in the Indian Ocean

合层盐度季节变化的影响,选取混合层盐度季节变化显著(盐度季节方差较大)的4个海域(分别用A、B、C、D表示)进行讨论(图11)。A海域位于阿拉伯海东南部海域(盐度季节方差为0.45的等值线所包络的海域);B海域位于赤道印度洋中部的南面(盐度季节方差为0.25的等值线所包络的海域);C海域位于阿拉伯海西部,亚丁湾湾口(盐度季节方差为0.15的等值线所包络的海域);D海域位于孟加拉湾北部(盐度季节方差大于0.4的海域)。

由图12可见,阿拉伯海东南部海域(A海域)盐度-时间变化项(趋势项, $\partial S/\partial t$)冬季为负值,夏季为正值,即冬季盐度降低,夏季升高。出现该现象的主因是平流项,而非净淡水通量项。冬季,东北季风环流将赤道东印度洋和来自孟加拉湾的低盐水输送到该海域,使混合层的盐度降低;夏季,西南季风环流把阿拉伯海西北部的高盐水向该海域输送,使混合层的盐度升高。这与张玉红等^[5]的结论一致。B海域也表现为冬季盐度降低,夏季升高。显然,冬季盐度降低是净淡水通量项起主导作用(平流项较小,但也有一定作用),而夏季盐度升高是平流项起主导作用。冬季,该海域的降水量较大(图2a),导致混合层的盐度降低;夏季,经向平流(图3d)把赤道西印度洋的高盐水输送到该海域,使混合层的盐度升高。孙启伟等^[9]认为,夏半年平流输送起主导作用,冬半年降水和平流都有贡献。而Da-Allada等^[12]认为,降水引起的净淡水通量起主导作用。当然,他们选择的研究海域是矩形海域且不完全相同(孙启伟等^[9]的研究海域为 $5^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{S}$, $60^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$; Da-Allada等^[12]的研究海域为 $5^{\circ}\sim 12^{\circ}\text{S}$, $50^{\circ}\sim 75^{\circ}\text{E}$),与B海域有所差别。C海域蒸发量大于降水量,海表净损失淡水,净淡水通量项都使混合层盐度升高。而6-11月,西南季风漂流把赤道西印度洋的低盐水(相对阿拉伯海高盐水而言)输

送到阿拉伯海西部^[18],使C海域的盐度降低。D海域的平流项基本都为正值,即平流输送把孟加拉湾湾口和中部的高盐水(相对北部低盐水而言)带到北部海域,使D海域盐度升高。垂向卷夹项也基本都为正值,使该海域的盐度升高。1-4月和11-12月,蒸发量大于降水量,净淡水通量使得混合层盐度升高。5-10月,降水量远大于蒸发量,因此大的净淡水通量抵消了平流项引起的盐度升高并主导了混合层盐度降低。此外,注入孟加拉湾(包括安达曼海)的江河淡水也使得D海域盐度降低。恒河、布拉马普特拉河等12条主要江河流量总和的时间序列见图12h,由图可见,6-10月的流量较大,8月最大。受注入孟加拉湾的江河淡水和强降水的共同作用使夏季D海域混合层盐度降低。

本文采用多年平均的TRMM降水量数据、OA-Flux蒸发量数据、Argo混合层平均盐度及混合层底盐度数据、混合层深度数据、SODA混合层平均水平流速和混合层底垂向速度数据来计算盐度收支方程(1)中的每一项。这些数据来自于不同的数据源,Argo数据是观测资料网格化的结果;降水量、蒸发量数据是根据卫星遥感等资料计算得到的;SODA数据是同化再分析资料。尽管这些数据能客观地反映印度洋的盐度、海流、降水量、蒸发量等气候态特征,但与真实的观测数据存在一定的误差,是造成盐度收支方程中余项较大的原因之一。本文采用的是多年平均数据,在盐度收支方程计算过程中忽略了混合层底以及混合层内扰动项,也是造成余项较大的原因之一。鉴于本文研究的重点是印度洋混合层盐度季节变化的形成机制,上述误差的存在基本不影响最终研究结论。例如,阿拉伯海东南部海域(A海域)混合层盐度季节变化的机制与张玉红等^[7]的结论一致;赤道印度洋中部的南面海域(B海域)混合层盐度季节变化的机制与孙启伟等^[9]的结论一致,说明本文采用的数据和计算方法用于探讨印度洋混合层盐度季节变化的形成机制是可行的。

6 结论

本文利用Argo盐度、SODA海流量、OAFlux蒸发量和TRMM降水量等数据,采用盐度收支方程,定量给出了印度洋混合层盐度的收支,阐述了印度洋净淡水通量项、平流项、垂向卷夹项的分布、季节变化特征及其对混合层盐度变化的主要贡献,揭示了印度洋混合层盐度季节变化显著的区域盐度季节变化及其形成机制,得到的主要结论如下:

(1)印度洋净淡水通量项的分布和季节变化与降

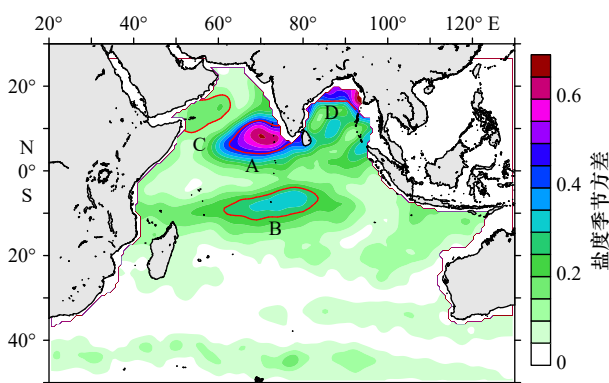


图11 印度洋混合层盐度季节方差和讨论区域
Fig. 11 Seasonal deviation of mixed-layer salinity
in the Indian Ocean

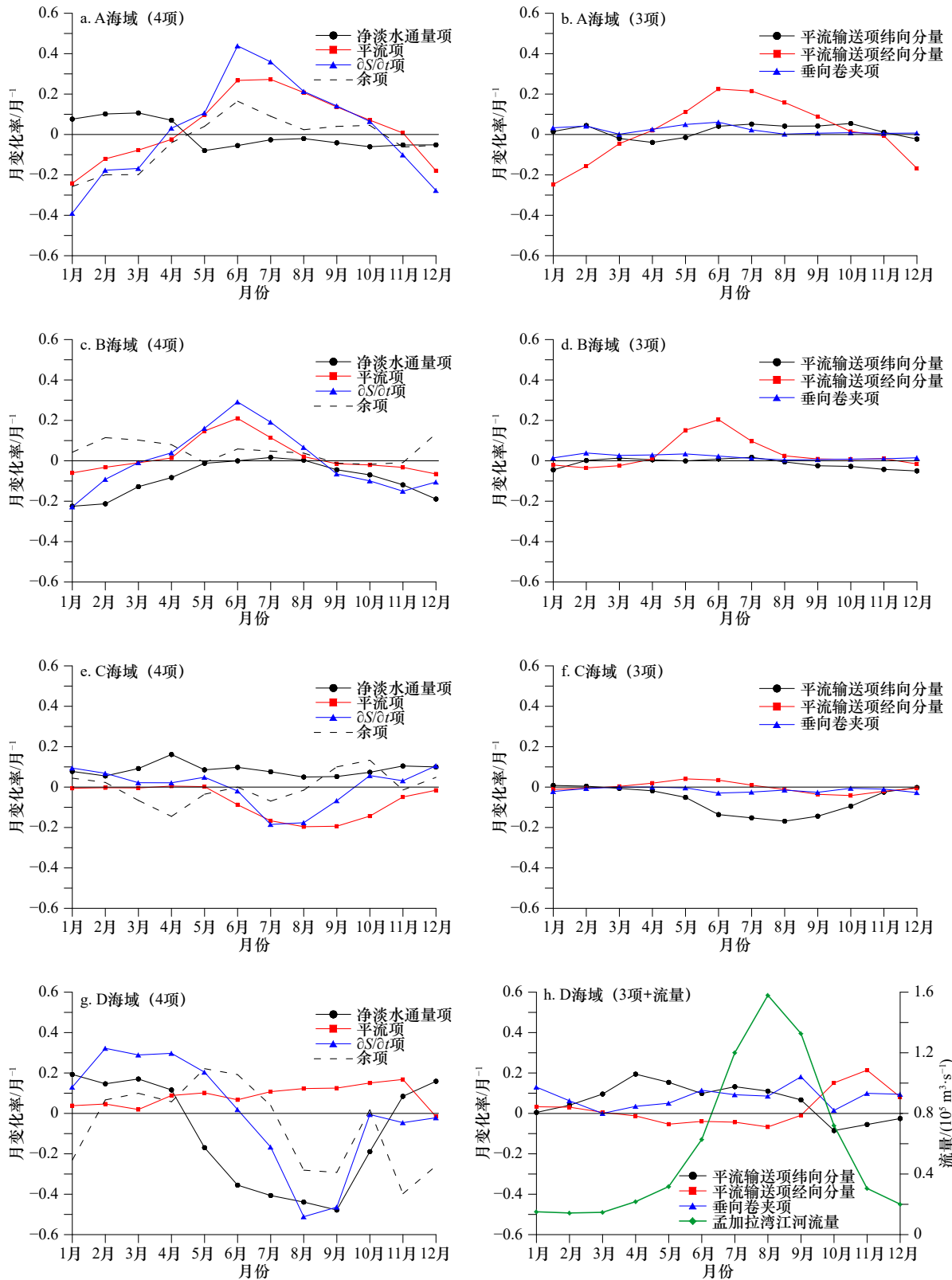


图 12 各区域月平均的盐度-时间变化项、净淡水通量项、平流项、垂向卷夹项、余项和孟加拉湾 12 条主要河流总流量的时间序列

Fig. 12 The regional means of the monthly variation of salinity, net freshwater flux, advection, vertical entrainment, and residual terms, as well as the time series of the total discharge of the 12 major rivers into the Bay of Bengal

水量基本一致,表明降水量在净淡水通量项的分布及 季节变化中起主导作用。季风环流驱动的水平输送

是赤道印度洋东部及孟加拉湾的低盐水与赤道印度洋西部及阿拉伯海的高盐水之间交换的主要动力纽带,为阿拉伯海、孟加拉湾、赤道印度洋混合层盐度的基本平衡起到较为重要的作用。印度洋 10°S 附近以北海域,净淡水通量项和平流项随纬度和季节的变化显著,10°S 附近以南海域,变化较小。

(2)印度洋各项正(负)贡献的年平均值,平流项负贡献最大,为 15.14%,正贡献为 9.89%,负贡献大于正贡献。就多年平均而言,说明平流输送把低盐水输送到高盐海域,使印度洋高盐海域混合层的盐度降低。净淡水通量项正贡献为 13.70%(仅次于平流项负贡献),负贡献为 7.81%,正贡献大于负贡献,说明净淡水通量项使印度洋的混合层盐度升高(因为多年平均蒸发量大于降水量)。净淡水通量项正负贡献的年变化趋势大体一致,呈“V”型变化,7-9月较小。平流

项正贡献 1-3月较小,负贡献 9-11月较小,年变化都较小。垂向卷夹项正、负贡献都较小。

(3)印度洋混合层盐度季节变化显著的海域(阿拉伯海东南部、亚丁湾湾口、赤道印度洋中部的南面、孟加拉湾北部),盐度的季节变化不仅由降水、蒸发所引起,而且平流输送也起到较为重要的作用。6-11月,西南季风漂流把赤道西印度洋的低盐水(相对阿拉伯海高盐水而言)输送到阿拉伯海西部海域,使该海域的盐度降低。平流输送把孟加拉湾湾口和中部的的高盐水带到北部海域,使该海域盐度升高。

致谢: 感谢中国 Argo 实时资料中心等单位提供 Argo 盐度、SODA 海流量、OAFflux 蒸发量、TRMM 降水量和江河流量等数据。感谢审稿人对本文提出了合理、宝贵的意见和建议。

参考文献:

- [1] Webster P J. The role of hydrological processes in ocean-atmosphere interactions[J]. *Reviews of Geophysics*, 1994, 32(4): 427-476.
- [2] Qiu Yun, Cai Wenju, Li Li, et al. Argo profiles variability of barrier layer in the tropical Indian Ocean and its relationship with the Indian Ocean Dipole[J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(8): L08605.
- [3] 王磊,林丽贞,谢丰原,等. 冬季东海及南海北部海域初级生产力和新生产力的初步研究[J]. *海洋学研究*, 2012, 30(1): 59-66.
Wang Lei, Lin Lizhen, Xie Yuyuan, et al. A preliminary study on the new productivity and primary productivity of East China Sea and northern South China Sea in winter[J]. *Journal of Marine Sciences*, 2012, 30(1): 59-66.
- [4] Rao R R, Sivakumar R. Seasonal variability of sea surface salinity and salt budget of the mixed layer of the north Indian Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2003, 108(C1): 3009.
- [5] 张玉红,徐海明,杜岩,等. 阿拉伯海南海域盐度收支的季节变化[J]. *热带海洋学报*, 2009, 28(5): 66-74.
Zhang Yuhong, Xu Haiming, Du Yan, et al. Seasonal variability of salinity budget in the southeastern Arabian Sea[J]. *Journal of Tropical Oceanography*, 2009, 28(5): 66-74.
- [6] 孙启伟,杜岩,张玉红. 利用Argo和Aquarius卫星观测研究热带南印度洋海表盐度的季节变化[J]. *热带海洋学报*, 2017, 36(4): 25-34.
Sun Qiwei, Du Yan, Zhang Yuhong. Seasonal variability of sea surface salinity in tropical Southern Indian Ocean based on Argo and Aquarius observations[J]. *Journal of Tropical Oceanography*, 2017, 36(4): 25-34.
- [7] Zhang Yuhong, Du Yan. Seasonal variability of salinity budget and water exchange in the northern Indian Ocean from HYCOM assimilation[J]. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 2012, 30(6): 1082-1092.
- [8] Zhang Yuhong, Du Yan, Zheng Shaojun, et al. Impact of Indian Ocean Dipole on the salinity budget in the equatorial Indian Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2013, 118(10): 4911-4923.
- [9] Da-Allada Y C, Gaillard F, Kolodziejczyk N. Mixed-layer salinity budget in the tropical Indian Ocean: seasonal cycle based only on observations[J]. *Ocean Dynamics*, 2015, 65(6): 845-857.
- [10] Halkides D, Lee T. Mechanisms controlling seasonal mixed layer temperature and salinity in the Southwestern Tropical Indian Ocean[J]. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 2011, 51(3): 77-93.
- [11] Zhang Ningning, Feng Ming, Du Yan, et al. Seasonal and interannual variations of mixed layer salinity in the southeast tropical Indian Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2016, 121(7): 4716-4731.
- [12] Yu Lisan. A global relationship between the ocean water cycle and near-surface salinity[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2011, 116(C10): C10025.
- [13] 宣莉莉,邱云,许金电,等. 孟加拉湾与赤道东印度洋水交换的季节变化特征[J]. *热带海洋学报*, 2015, 34(6): 26-34.
Xuan Lili, Qiu Yun, Xu Jindian, et al. Seasonal variation of the water exchange between the Bay of Bengal and the equatorial eastern Indian Ocean[J]. *Journal of Tropical Oceanography*, 2015, 34(6): 26-34.
- [14] Foltz G R, McPhaden M J. Seasonal mixed layer salinity balance of the tropical North Atlantic Ocean[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2008, 113(C2): C02013.
- [15] 许金电,高璐. 热带印度洋降水、蒸发的时空特征及其对海表盐度的影响[J]. *海洋学报*, 2018, 40(7): 90-102.
Xu Jindian, Gao Lu. The temporal-spatial features of evaporation and precipitation and the effect on sea surface salinity in the tropical Indian Ocean[J]. *Haiyang Xuebao*, 2018, 40(7): 90-102.

- [16] Schott F A, McCreary Jr J P. The monsoon circulation of the Indian Ocean[J]. *Progress in Oceanography*, 2001, 51(1): 1–123.
- [17] Schott F A, Xie Shangping, McCreary Jr J P. Indian Ocean circulation and climate variability[J]. *Reviews of Geophysics*, 2009, 47(1): RG1002.
- [18] 许金电, 高璐, 邱云, 等. 阿拉伯海淡水输运量的季节变化特征研究[J]. *海洋学报*, 2019, 41(7): 1–14.
Xu Jindian, Gao Lu, Qiu Yun, et al. Seasonal variation characteristics of freshwater transport in the Arabian Sea[J]. *Haiyang Xuebao*, 2019, 41(7): 1–14.

Mechanisms of the seasonal variability of mixed-layer salinity in the Indian Ocean

Xu Jindian¹, Qiu Yun¹, Jing Chunsheng¹, Gao Lu², Lin Xinyu¹

(1. *Laboratory of Marine Dynamics, Third Institute of Oceanography, Ministry of Natural Resources, Xiamen 361005, China*; 2. *Haikou Marine Environment Monitoring Station, State Oceanic Administration, Haikou 570311, China*)

Abstract: In this study, we quantify the mixed-layer salinity (MLS) budget in the Indian Ocean using the salinity budget equation along with Argo salinity, SODA ocean current, evaporation, and precipitation data. The results show that the distribution and seasonal variability for the terms of freshwater flux, advection and entrainment in the Indian Ocean, and their contributions to the variations of MLS. Regarding the climatological annual mean, the negative contribution (15.14%) of the horizontal advection term to MLS is much larger than its positive contribution (9.89%). This implies that the horizontal advection transports low-salinity water to the salty regions, resulting in a decrease in MLS there. The distribution and seasonal variability of the freshwater flux term are generally consistent with those of precipitation, with a positive contribution (13.70%) higher than negative contribution (7.81%). It suggests that the freshwater flux term increases MLS in the Indian Ocean because of the evaporation overwhelming the precipitation. Analysis on the regions with significant seasonal variations of MLS indicates that from June to November, the Southwest Monsoon Current transports low-salinity water from the western equatorial Indian Ocean to the western Arabian Sea, causing salinity in that region to decrease. The advection of high-salinity water from the southern and central to the northern of Bengal Bay is the main reason for the increase in salinity there.

Key words: salinity budget; mechanism; mixed-layer; Indian Ocean