

利用海洋温度剖面与海表盐度反演盐度剖面方法研究

何子康^{1,2}, 王喜冬^{1,2,3}, 陈志强^{1,2}, 范开桂^{1,2}

1. 河海大学自然资源部海洋灾害预报技术重点实验室, 江苏 南京 210098;

2. 河海大学海洋学院, 江苏 南京 210098;

3. 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海), 广东 珠海 519000

摘要: 为解决海洋中大量观测数据只含有温度剖面而缺乏盐度观测的问题, 基于历史观测的温盐剖面资料, 考虑到盐度卫星数据的发展, 采用回归分析方法, 在孟加拉湾建立了盐度与温度、经纬度、表层盐度的关系, 并对不同反演方法的反演结果进行检验评估。结果发现, 在不引入海表盐度(sea surface salinity, SSS)时, 最佳反演模型是温度、温度的二次项与经纬度确定的回归模型, 而 SSS 的引入则可以进一步优化反演结果。将反演结果与观测结果进行对比, 显示用反演的盐度剖面计算的比容海面高度误差超过 2cm, 而引入 SSS 后的误差低于 1.5cm。SSS 的引入能够较为真实地反映海洋盐度场的垂直结构和内部变化特征, 既能够捕捉到对上混合层有重要影响的 SSS 信号, 又能够反映盐度在跃层上的季节内变化以及盐度障碍层的季节变化。水团分析显示, 与气候态相比, 盐度反演结果可以更好地表征海洋上层水团的变化特征。

关键词: 海表盐度; 盐度剖面反演; 比容海面高度; 海水水团; 孟加拉湾

中图分类号: P731.1

文献标识码: A

文章编号: 1009-5470(2021)06-0041-11

Reconstructing salinity profile using temperature profile and sea surface salinity

HE Zikang^{1, 2}, WANG Xidong^{1, 2, 3}, CHEN Zhiqiang^{1, 2}, FAN Kaigui^{1, 2}

1. Key Laboratory of Marine Hazards Forecasting, Ministry of Natural Resources, Hohai University, Nanjing 210098, China;

2. College of Oceanography, Hohai University, Nanjing 210098, China;

3. Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Zhuhai), Zhuhai 519000, China

Abstract: A large number of marine observations contain only temperature profiles, but not salinity profiles that are important for understanding ocean dynamics. To construct salinity profiles, we use regression analysis methods to establish relationship of ocean salinity with historical ocean temperature, longitude, latitude, and satellite-based sea surface salinity (SSS) in the Bay of Bengal. The results of different inversion methods are then tested and evaluated. We find that without introducing SSS, the best reconstruct model is using temperature, namely, using the secondary items of temperature with longitude and latitude to determine the regression model. However, the introduction of SSS can further improve the inversion results. By comparing the reconstructions with the observations, we show that the steric height error calculated by the salinity profile inversion is more than 2.0 cm, while the error calculated after introducing SSS is less than 1.5 cm. The introduction of SSS can truly reflect the vertical structure and internal variation characteristics of ocean salinity profile. It can not only capture the SSS signal that has an important influence on the upper mixing layer, but also reflect the seasonal change of salinity on the thermocline and the seasonal change of the barrier layer. The inversion results are compared with the climatology, and the observed water mass is

收稿日期: 2020-12-01; 修订日期: 2021-03-05。林强编辑

基金项目: 国家自然科学基金(4177060056)

作者简介: 何子康(1996—), 硕士研究生, 主要从事物理海洋学研究。email: 181310010013@hhu.edu.cn

通信作者: 王喜冬, 博士, 教授。email: xidong_wang@hhu.edu.cn

Received date: 2020-12-01; Revised date: 2021-03-05. Editor: LIN Qiang

Foundation item: National Natural Science Foundation of China (4177060056)

Corresponding author: WANG Xidong. email: xidong_wang@hhu.edu.cn

analyzed, showing that compared with the climatology, the inversion can better represent the variation characteristics of the surface water mass. However, below the mixing layer, there is no significant difference between the inversion and climatology.

Key words: sea surface salinity; salinity profile reconstruction; temperature profile, steric height; water mass; Bay of Bengal

盐度是决定海洋密度和比容海面高度的关键变量,影响着洋流的强度、混合层的深度以及全球质量、热量、营养物质的输送。盐度的确定是全球海洋环流模型初始化的一个重要问题。由于对海表淡水通量的认识不足,以及对混合过程和温盐环流强度的认识有限,如果不进行盐度数据的同化,同化模型中可能会出现强漂移(Haines et al, 2006)。早期观测资料中,同时包含温盐观测的主要是温盐深仪(CTD)数据以及站点数据。虽然CTD剖面数据具有很高的精度,但由于观测代价较大,得到的剖面数量有限。随着海洋观测技术的不断发展,自2004年以来,Argo观测浮标每年可以提供近10万个温度-盐度剖面数据。这些观测资料极大地提高了我们对全球海洋2000m以上水文性质的认识,这些盐度剖面的同化对改善海洋状态估计产品和海洋预报系统的技能发挥了重要作用。但是仍然存在大量的观测数据由于只观测了温度剖面而不能够直接同化到数值模式中。例如温深仪(BT)只用于测量温度剖面。因此有必要推断出其相应的盐度剖面,以便有效利用这些温度剖面估计盐度对海洋密度和层结的贡献。

前人已提出一些使用温度剖面反演盐度的方法,其主要方法包括:局部多元回归(Hansen et al, 1999; Korotenko, 2007; Thacker, 2007; Ballabrera-Poy et al, 2009; Goes et al, 2018),经验正交函数 EOF (Carnes et al, 1994; Maes, 1999; Maes et al, 2000; Chang et al, 2011; Yang et al, 2015),和高阶多项式(Fox et al, 2002; Marrero-Díaz et al, 2006)。基于统计回归, Vossepoel 等(1999)在热带太平洋的研究表明,结合温盐关系与海表盐度(sea surface salinity, SSS)可以显著提高盐度的估计,结合温盐关系、SSS和动力高度可以进一步降低盐度的估计误差。Hansen 等(1999)在热带东太平洋应用时发现,在温盐关系中加入SSS可以在盐度剖面反演的几乎所有深度上提供细微到实质性的改善。因此,SSS在盐度剖面的估算中非常重要。Agarwal 等(2007)利用经验正交函数(empirical orthogonal function, EOF)得到盐度剖面的主要模态,并使用遗传算法从TRMM(Tropical Rainfall Measuring Mission)观测的海表温度(sea surface temperature, SST)数据和Argo观测的海表盐度来估计每个EOF

主要模态的系数。Thacker (2007)通过构建盐度剖面与温度、经纬度之间的回归模型,提出了一个相对简单但有效的方案。Ballabrera-Poy 等(2009)通过基于神经网络的非线性回归模型估计了Argo观测的盐度剖面。但是,盐度剖面 and SSS 之间的关系不能通过神经网络或遗传算法直接得到,需要在模型中加入额外的信息,如SST或观测温度剖面。

孟加拉湾是海上丝绸之路的重要航道,位于印度洋东北部,受印度季风的影响显著。充沛的夏季降水以及湾北部河流输入的大量淡水导致孟加拉湾内尤其是北部表层盐度有较大的变化(宣莉莉等, 2015; 张玉红等, 2012)。西南季风期间,外部大洋水可通过湾口西侧进入湾内,湾内水通过湾口东侧进入赤道印度洋;在东北季风期间,水团交换路径发生翻转(Schott et al, 2000, 2001)。受季风影响,阿拉伯海水也会流入孟加拉湾赤道区域,在5—6月及10月至次年1月沿赤道向东延伸,最远可至 90°E 以东的海域。此外,在大多数月份(6月至次年4月)阿拉伯海水还会出现在湾内(宣莉莉等, 2015)。孟加拉湾水与阿拉伯海水两种水团分布的季节性变化主要是由上层环流决定。11月至次年3月,孟加拉湾水通过西南向的东北季风漂流及沿孟加拉湾西边界斯里兰卡沿岸南下的东印度沿岸流从湾内输运进入阿拉伯海东南部海域,6—10月孟加拉湾水通过湾口东侧至赤道海域之间的连续南向流输送至苏门答腊岛外海乃至赤道海域。阿拉伯海水入侵湾内有两个路径:11月至次年4月是由赤道至湾口之间的连续北向流经湾口东侧进入湾内,而在6—9月,阿拉伯海水由西南季风漂流输运至湾内(Shetye et al, 1996; Schott et al, 2001)。表层水团的水文特征季节变化强烈,这使得孟加拉湾上层海洋的盐度很难准确估计。

在海洋上层,通常将近表层温度和密度都比较均匀的水层定义为混合层。在混合层以下,存在温度随深度迅速递减、密度迅速递增的温度跃层和密度跃层。大多数情况下,温度跃层和密度跃层深度基本一致,但也会出现两者不重合的情况,这时就会出现温跃层顶界深度明显大于密度跃层顶界深度的现象,即在密度较均匀层之下、温跃层之上存在一个密度随温度深度急剧增大而温度近于均匀的水

层,称为障碍层。在孟加拉湾,降雨和河流径流将大量淡水注入至海洋表层(Vinayachandran et al, 2002),导致密度混合层变浅,从而在温跃层顶部形成障碍层(Lukas et al, 1991)。盐度是决定影响障碍层的主要因素,但现有观测不足以大范围支持这方面的研究,且大量观测数据存在着盐度剖面缺测的现象,因此通过温度剖面反演合理的盐度剖面对于了解障碍层的变化十分重要。近年来,随着海表盐度遥感与反

演技术的发展,卫星观测的海表盐度数据增多,为盐度剖面的反演提供了数据基础。

本文将采用回归分析方法,基于历史观测的温盐剖面资料(图 1),建立盐度剖面与温度剖面、表层盐度、经纬度等参数之间的回归模型,评估不同反演模型得到最优的反演方案,同时考虑盐度卫星数据的使用对反演结果的影响,以便将盐度卫星更好地投入实际应用。

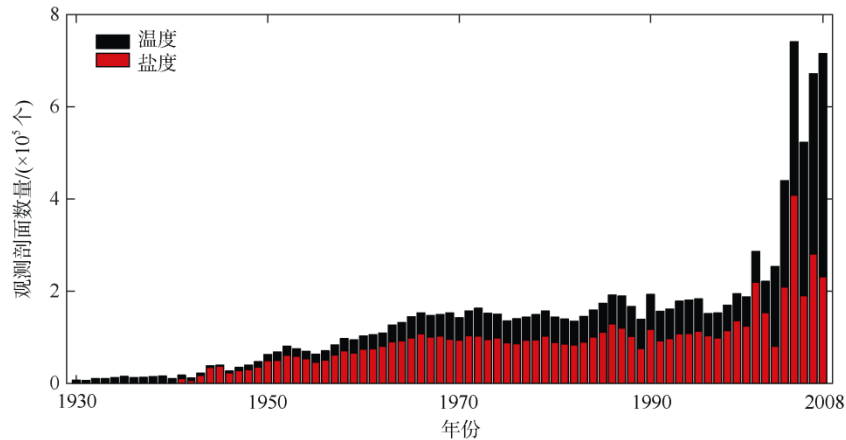


图 1 历史温盐观测各年剖面数

Fig. 1 The number of historical thermohaline observation stations in each year

1 数据与方法

1.1 数据

本文所用的历史温盐剖面观测资料来自 2001—2018 年的 Argo 数据(<ftp://data.argo.org.cn/pub/ARGO/>)。这些资料要经过严格的质量控制以剔除异常数据。月均气候态数据来源于 World Ocean Atlas 2013(WOA13)用于对结果进行检验评估。本文使用的卫星海表盐度资料来自 SMAP(Soil-Moisture Active Passion)提供的 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 的网格化海表盐度数据。船测 CTD 数据来源于 CLIVAR and Carbon Hydrographic Data Office (CCHDO) (<https://cchdo.ucsd.edu/search?q=GO-SHIP>) 并用于对结果进行检验。

本研究使用 2001—2016 年的 Argo 数据来完成回归模型参数库的建立,并使用 2017 年的 Argo 数据作为独立数据对结果进行检验(图 2)。

1.2 数据预处理

由于现场观测资料存在质量问题,在使用观测剖面计算相关参数之前,需要对观测数据进行预处理。本研究使用的质量控制方法参考自 WOD13 手册(Johnson et al, 2013)。具体步骤包括:

(1)剖面位置/日期/时间检查;(2)重复剖面检查;(3)深度颠倒和深度重复检验;(4)观测数据的界限检查;(5)温盐梯度检查和密度稳定性测试。质量控制结束后,将观测层的温度和盐度剖面数据插值到标准层数据中,并检查了标准层数据的密度稳定性,以

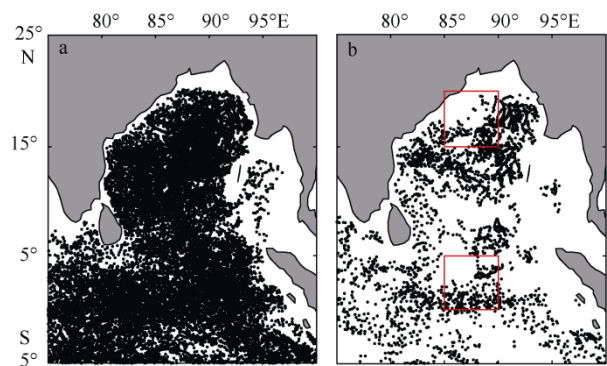


图 2 孟加拉湾区域用于建模的所用到的 Argo 数据(a)以及对结果进行检验的 Argo 数据(b)

红框为对反演结果进行水团分析所选区域。本图基于国家测绘地理信息局标准地图服务网站下载的审图号为 GS(2020)4392 号的标准地图制作

Fig. 2 Argo data used for modeling (a) and Argo data used for verifying the results in the Bay of Bengal (b), the red box is the selected area for water mass analysis of the inversion results

消除由于插值引起的密度颠倒。其中, 温盐剖面的标准层是 0、2、4、6、8、10、15、20、25、30、35、40、45、50、55、60、65、70、75、80、85、90、95、100、110、120、130、140、150、160、170、180、190、200、220、240、260、280、300、350、400、500、600、700、800、900、1000m。

本研究聚焦孟加拉湾区域, 考虑到赤道区域与湾内水文性质存在较大的差异, 在赤道与湾内各选择了一个 $5^\circ \times 5^\circ$ 的方区用于反演模型的检验评估。

1.3 用温度剖面估算盐度剖面的 4 种方法

模型 1: 第一种估计盐度的方法是使用气候态盐度加上温盐关系, 以此来完成对盐度剖面的反演(Fox et al, 2002), 计算公式为

$$\hat{S}(z) = \langle S(z) \rangle + a_T(z)[T(z) - \langle T(z) \rangle] \quad (1)$$

式中 $\hat{S}(z)$ 代表反演盐度, $\langle S(z) \rangle$ 代表气候态盐度, $a_T(z)$ 代表温度项的回归系数, $T(z)$ 代表观测温度, $\langle T(z) \rangle$ 代表气候态温度。

模型 2: 第二种反演盐度的方法是在第一种方法的基础上, 加入温度的二次项, 以此完成对盐度剖面的反演(Thacker, 2007), 计算公式为

$$\hat{S}(z) = \langle S(z) \rangle + a_{T_1}(z)[T(z) - \langle T(z) \rangle] + a_{T_2}(z)[T(z) - \langle T(z) \rangle]^2 \quad (2)$$

模型 2 中其余各项与模型 1 一致, 仅增加了 $a_{T_2}(z)$ 代表温度二次项的回归系数。

模型 3: 在模型 2 的基础上考虑的空间参数的影响, 在拟合式中添加经纬度信息, 具体公式如下(Thacker, 2007)。

$$\hat{S}(z) = \langle S(z) \rangle + a_{T_1}(z)[T(z) - \langle T(z) \rangle] + a_{T_2}(z)[T(z) - \langle T(z) \rangle]^2 + a_x(z)[x_0 - x_c] + a_y(z)[y_0 - y_c] \quad (3)$$

模型 3 除了考虑了距离的影响外, 其余各项与模型 2 一致。 $a_x(z)$ 代表经向的回归系数, x_0 代表观测经度, x_c 代表分析点的经度。 $a_y(z)$ 代表纬向的回归系数, y_0 代表观测纬度, y_c 代表分析点的纬度。

模型 4: 在模型 3 的基础上考虑了海表盐度的约束, 完成对盐度剖面的反演(Hansen et al, 1999; Thacker, 2007)。具体公式为

$$\hat{S}(z) = \langle S(z) \rangle + a_{T_1}(z)[T(z) - \langle T(z) \rangle] + a_{T_2}(z)[T(z) - \langle T(z) \rangle]^2 + a_x(z)[x_0 - x_c] + a_y(z)[y_0 - y_c] + a_s(z)[S(0) - \langle S(0) \rangle] \quad (4)$$

模型 4 中 $a_s(z)$ 代表的是不同深度下表层盐度的回归系数, $S(0)$ 代表的是观测输入的表层盐度, $\langle S(0) \rangle$ 代表的是表层盐度的气候态。

利用加权最小二乘与距离对模型局部多项式拟合, 权重系数 b 计算公式为

$$b = \exp(-[(x_0 - x_c)/L_x]^2 - [(y_0 - y_c)/L_y]^2 - [(t_0 - t_c)/L_t]^2) \quad (5)$$

其中 x 、 y 定义与模型中一致, t 为一年内的时间差, L_x 、 L_y 、 L_t 为距离尺度和时间尺度。所用的时间尺度 L_t 是 1000h, 距离尺度取决于纬度 λ , 以 km 为单位(Fox et al, 2002)。

$$L_x = 120000/(0.35\lambda^2 + 300) \quad (6)$$

$$L_y = 120000/(0.35\lambda^2 + 400) \quad (7)$$

对于上述 4 种回归模型, 回归系数的求解方法为

$$A = X(X^T B X)^{-1} X^T B Y \quad (8)$$

式中, A 是由回归系数组成的列向量, X 是由各反演模型中需要输入的观测数据组成的矩阵, B 是由各个观测数据根据式(5)计算的权重系数组成的对角矩阵, Y 是由观测数据组成的列向量。

1.4 比容海面高度的计算

海水物理性质的变化是影响海平面变化的重要因子, 特别是海水密度变化尤为重要。在海水质量一定的前提下, 海水密度的变化主要靠海水体积的膨胀和收缩来体现, 即以海水比容的变化来体现。一般认为海水比容变化可由两部分组成: 海水热比容变化与盐比容变化。关于海水热比容与盐比容的计算, 传统方法是藉由对于热膨胀系数和盐收缩系数的计算来完成的, 即采用 Thomson 等(1987)计算比容海面高度的方法:

$$H_T = \int_{z_1}^{z_2} \frac{1}{\alpha} \frac{\partial \alpha}{\partial T} \Delta T dZ \quad (9)$$

$$H_S = \int_{z_1}^{z_2} \frac{1}{\alpha} \frac{\partial \alpha}{\partial S} \Delta S dZ \quad (10)$$

$$H_{SSL} = H_T + H_S \quad (11)$$

其中 H_T 指热比容海平面变化, H_S 指盐比容变化, H_{SSL} 指总比容变化, T 代表温度, S 代表盐度, α 代表比容, Z 代表深度, z_1 和 z_2 分别是对深度积分时所取的上限和下限。

2 结果

本部分主要评估不同反演模型反演的盐度剖面结果, 并评估不同的反演方案对结果的影响, 以得

到最佳的反演方案。

2.1 误差统计

本部分共使用 5 种反演方案, 方案 1—4 分别对应模型 1—4。值得注意的是, 方案 4 中表层盐度项的输入使用的是 Argo 插值得到的表层盐度。另外, 实际观测常受到观测仪器的限制, 如 BT 数据只能观测到温度剖面, 考虑到盐度卫星可以提供高分辨率的表层盐度数据, 因此方案 5 以卫星观测的表层盐度作为输入项来完成盐度剖面的反演。

我们计算了不同反演方案和 WOA13 月均资料(将 WOA13 月平均数据使用距离加权插值到观测剖面的位置)与实测盐度剖面资料之间的均方根误差(图 3a)。为了检验反演模型的性能, 借鉴在天气和海洋数值预报领域采用的方法, 定义模型的技能得分

$$SS = 1 - \frac{RMSE(reconstruct)}{RMSE(WOA)} \quad (12)$$

式中 SS 为技能得分, RMSE(reconstruct)为重构均方根误差, RMSE(WOA)为 WOA 气候态均方根误差。当重构结果的精确度大于(或小于)气候态盐度场的精确度时, 技能得分为正值(或负值), 技能得分越接近 1 说明重构的盐度场准确性越高。各反演结果的垂向平均均方根误差(MRMSE)结果如表 1 所示。

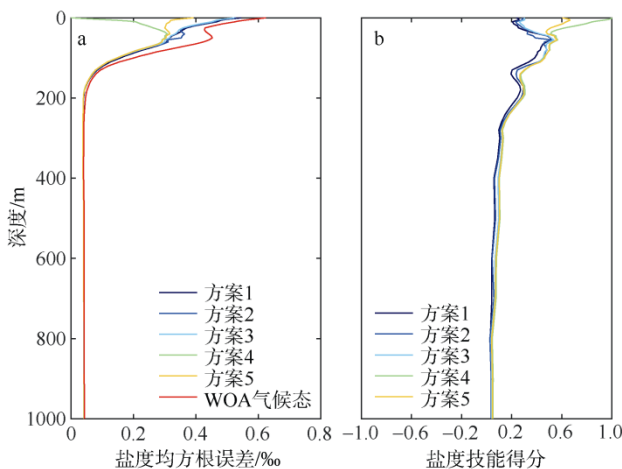


图 3 4 种不同反演盐度剖面方案中 WOA 气候态与实测资料之间的均方根误差随水深的变化(a)以及 4 种不同反演盐度剖面方案的技能得分(b)

Fig. 3 RMSEs between WOA13 salinity and each of the four salinity reconstructions, showing *in situ* profiles (a) and skill scores of the four schemes (b)

结果显示, 在孟加拉湾表层由于受淡水和径流的影响, 盐度变化较大。当反演模型不引入表层盐度约束时, 反演结果存在较大误差。对比方案 1 与方案 2, MRMSE 从 0.2011‰下降到 0.1993‰, 表明

表 1 不同方案垂向平均均方根误差

Tab. 1 Mean RMSEs of different schemes

实验方案	盐度垂向平均均方根误差/‰
方案 1	0.2011
方案 2	0.1993
方案 3	0.1946
方案 4	0.1341
方案 5	0.1682
WOA13 气候态	0.2451

模型中加入温度的二次项可以略微减小反演结果的误差。方案 3 是在方案 2 的基础上添加了经纬度的参数, 通过对比两者间的 MRMSE(方案 3 为 0.1946‰, 方案 2 为 0.1993‰), 发现引入经纬度参数可以进一步减小反演模型的误差。对比方案 4 与方案 5, 当引入 SSS 时, 上层的盐度结果得到了极大的改善。从整个海区的均方根误差统计结果看, SSS 在反演盐度场中的作用基本限于 100m 以上, 很好地改善了混合层的盐度结构, 但在跃层以下 SSS 对于反演结果的影响很小。虽然卫星提供的 SSS 较未引入 SSS 的反演结果有较大的改善(方案 5), 但是与使用现场观测的 SSS 反演结果相比仍有较大差距(方案 4), 这主要是由于卫星观测产生的观测误差造成的。

随着深度的增加, 均方根误差开始减小, 当深度大于 200m 时, 反演误差随着深度不发生显著变化, 且反演误差与气候态接近, 约为 0.04‰。但是反演结果的技能得分均要大于 0, 说明反演结果要优于 WOA 气候态。同时, 使用表层盐度约束反演的技能得分(方案 4、5)要略大于不使用 SSS 约束的反演结果。

2.2 反演盐度对比容海面高度的反演误差

本部分选择了一个在建模中未被使用的 CTD 数据用于检验反演结果在中小尺度上的表现情况。对比反演方案计算得到的比容海面高度与观测的比容海面高度, 发现反演结果的比容海面高度与观测结果基本吻合。对 4 种反演结果进行评估, 使用 WOA 气候态的盐度结果会有约 3cm 的均方根误差, 而不引入表层盐度的反演结果可以将误差减小到 2.3cm; 当引入表层盐度作为约束时, 使用反演盐度结果计算的比容海面高度误差会进一步减小, 约为 1.3cm(表 2)。

对比方案 3 与方案 5 反演的盐度结果, 我们以位势密度比 4m 深度高 $0.15\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$ 的深度来定义混合层深度(图 4 中黑线表示混合层深度), 从混合层

表 2 不同方案垂向平均均方根误差
Tab. 2 RMSEs of different schemes

实验方案	均方根误差/cm
方案 1	2.37
方案 2	2.16
方案 3	2.32
方案 4	1.48
方案 5	1.28
WOA13 气候态	2.98

的深度变化来看, 方案 3(图 5c)只能微弱地反映盐度引起的混合层深度的变化, 不能体现表层盐度变化对于混合层深度的影响, 方案 5 计算得到的混合

层变化与观测更加接近。在混合层以下, 反演盐度断面的变化特征也与观测基本吻合, 两种反演结果得到的盐度场并没有明显的差异。但是在表层, 方案 3 不能很好地反映盐度场的变化, SMAP 表层盐度数据的使用可以得到更好的表层盐度估计。而对比盐度相对气候态异常的结果, 发现在上层海洋, 方案 5 得到的反演结果会有一个更大的盐度异常, 这一结果与观测较为接近。特别是在混合层, 表层盐度的引入可以较好地模拟 4 月 10 日至 13 日出现的负异常, 而使用方案 3 得到的反演结果并不能较好地得到上层盐度的变化特征。

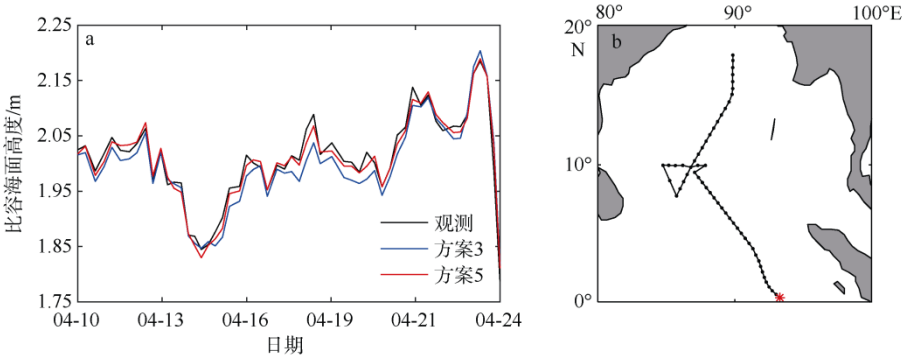


图 4 不同方案反演盐度剖面计算的比容海面高度(a)和 CTD 航次轨迹(b)
b 中红点代表船的起始位置。该图基于国家测绘地理信息局标准地图服务网站下载的审图号为 GS(2020)4392 号的标准地图制作。
Fig. 4 Steric height of salinity profile reconstruction calculated using different schemes (a) and the cruise track of CTD (b), and the red star represents the start of the cruise

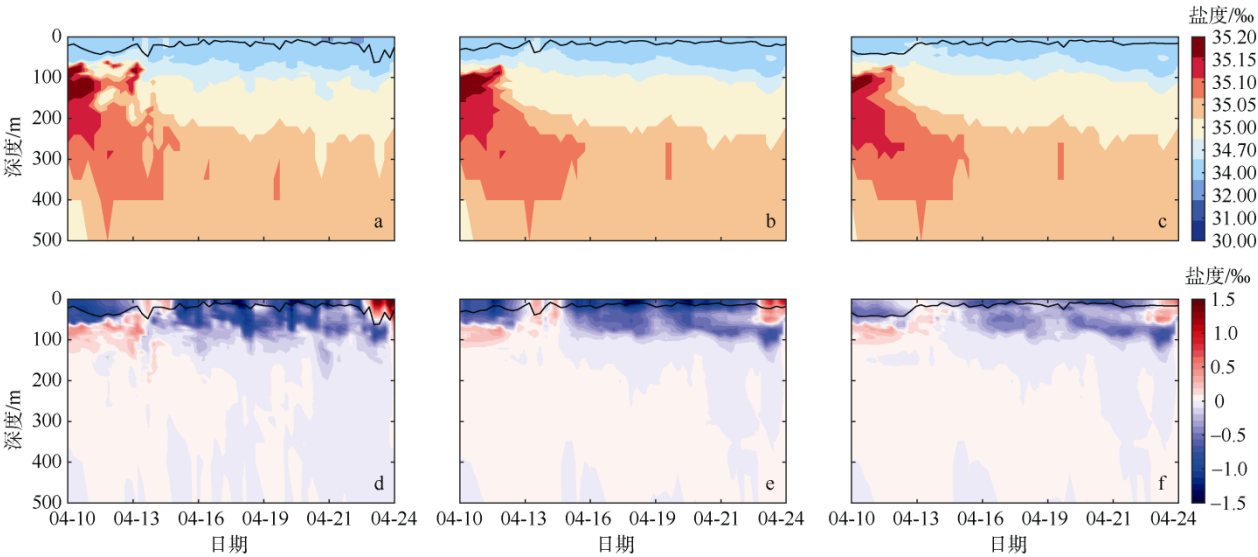


图 5 观测盐度断面及其重构结果
a. 实测盐度断面; b. 卫星观测作为表层盐度引入的方案 5 反演盐度断面; c. 方案 3 反演盐度断面; d. 实测盐度异常断面; e. 方案 5 反演盐度断面; f. 方案 3 反演盐度异常断面。图中黑线表示混合层深度
Fig. 5 Salinity profile results. (a) Observed salinity profiles; (b) scheme 5 inversion salinity profiles using satellite SSS; (c) scheme 3 inversion of salinity profiles; (d) measured salinity abnormal profiles; (e) inversion of salinity anomaly profiles using scheme 4; and (f) inversion of salinity anomaly profiles using scheme 3. The black curve indicates mixed-layer depth

2.3 反演盐度对障碍层及季节内振荡信号的恢复

本部分结果检验选择了 2016—2017 年期间序列号为 6901731 的 Argo 浮标用于对结果进行检验(图 6)。由于数据建模时只是用了 2016 年之前的数据,该浮标在建立反演模型时并未使用,因此该检验也具有严格的独立性。

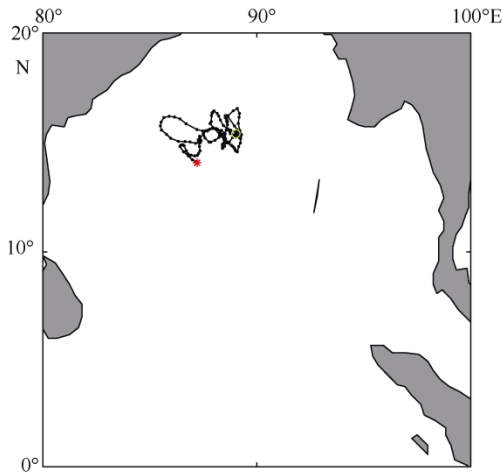


图 6 观测 Argo 的运动轨迹

红点为浮标起始位置。该图基于国家测绘地理信息局标准地图服务网站下载的审图号为 GS(2020)4392 号的标准地图制作

Fig. 6 Trajectory of Argo profile

为探究孟加拉湾出现的季节内振荡现象,选

择盐度为 34.2‰ 的等值线用来代表盐跃层的变化。从结果上看,反演盐度能够较好地反映出盐度在跃层出现的季节内振荡,且两种反演方案得到的盐跃层变化基本一致,说明 SSS 的引入对盐跃层上的盐度变化没有明显的影响。对比盐度反演结果在混合层以下的盐度异常(图 7d—f),也发现两种方案的结果基本一致。但是在混合层,SSS 的引入较好地改善了上层盐度的估计结果。对比混合层以上的观测结果与反演结果,发现 SSS 的引入对结果有较大改善。

为检验反演盐度剖面在障碍层厚度变化方面的反演能力,分别使用 Argo 观测剖面 and 反演盐度剖面计算其轨迹上障碍层厚度随时间的变化,结果如图 8 所示。通过对比反演结果与观测计算得到障碍层厚度的时间序列,可以发现反演剖面计算的障碍层厚度与观测的结果变化趋势较为一致。特别是在冬季,埃克曼抽吸和平流引起的淡水再分配共同导致的障碍层变厚,该现象在反演结果被较好地体现出来。对比方案 3 与方案 5 的反演结果,发现 SSS 的引入能够进一步改善对障碍层的模拟性能。

2.4 水团分析

在孟加拉湾选择图 2b 中所示的两个方区来研究重构结果的水团特征。在孟加拉湾内,大量的河

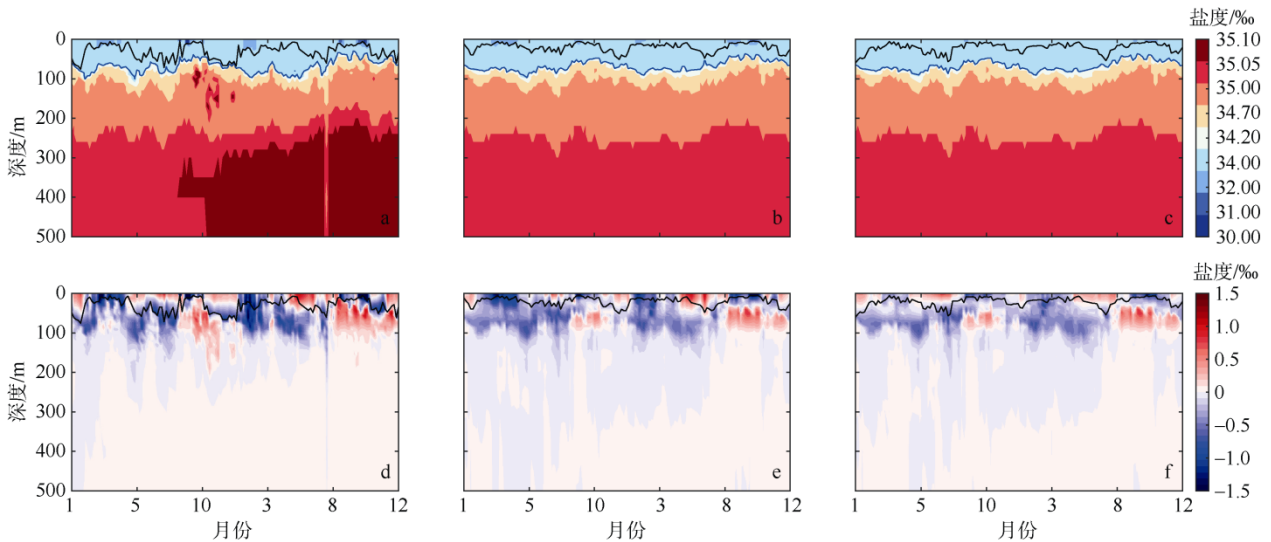


图 7 2016—2017 年间观测盐度断面及其重构结果

a. 实测盐度断面; b. 卫星观测作为表层盐度引入的方案 4 反演盐度断面; c. 方案 3 反演盐度断面; d. 实测盐度异常断面; e. 卫星观测作为表层盐度引入的方案 4 反演盐度异常断面; f. 方案 3 反演盐度异常断面;图中黑线表示混合层深度; a—c 图中的蓝色实心曲线代表盐度 34.2‰ 的等值线

Fig. 7 Results of observed salinity profiles and reconstruction during 2016-2017. (a) Observed salinity profiles; (b) reconstructed salinity profiles by scheme 4, using satellite SSS; (c) reconstructed salinity profiles by scheme 3; (d) observed salinity anomaly profiles; (e) reconstructed salinity anomaly profiles using scheme 4 and satellite SSS; (f) WOA13 climatology salinity anomaly profiles. The black curve is the mixed-layer depth, and the blue curve in (a-c) represents the depth of salinity isoline 34.2‰

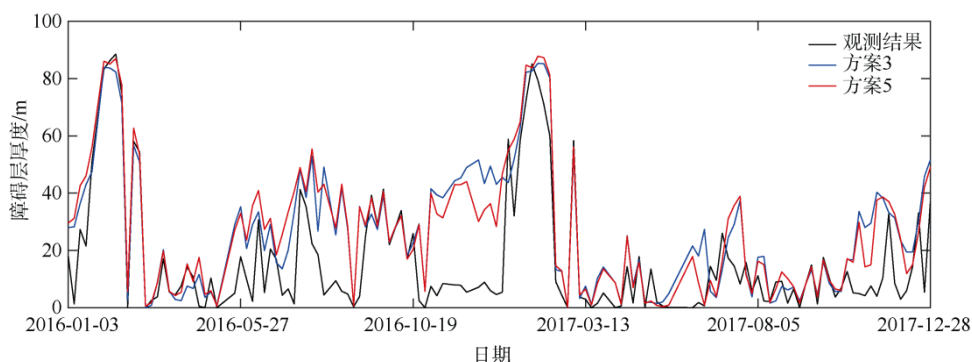


图 8 由 Argo 温度剖面反演的盐度计算的障碍层厚度随时间的变化

Fig. 8 Variation of barrier layer thickness with time, calculated by salinity inversion of Argo temperature profiles

流径流产生的低盐度水团称为孟加拉湾水(Bay of Bengal Water, BBW)。其主要特征是温度变化不大,但上层的盐度变化比较明显。与 WOA13 相比,更多的低盐的 BBW 被较好的反演出来。由图 8 可知,在孟加拉湾内的表层盐度变异性较大,观测盐度变化从 28‰至 35‰,与 WOA 气候态结果相比,更多盐度低于 29‰的低盐水被反演出来。在孟加拉湾赤道区域,盐度变化范围没有孟加拉湾内这么大,观测盐度主要集中在 33‰~35.5‰,反演盐度的范围与观测盐度基本吻合。同时发现表层水团中不仅包含了孟加拉湾水团的信息,还包含了部分阿拉伯海水

团的信息,且观测到的阿拉伯海水团均出现在 2016 年 10 月至 2017 年 2 月。BBW 的形成主要是由于类似东印度流(East Indian Current, EIC)南下的洋流将 BBW 从孟加拉湾带到了赤道。阿拉伯海水团出现在孟加拉湾近赤道区域的主要原因是西南季风形成的赤道流将阿拉伯海的水带到了孟加拉湾近赤道区域。而 WOA 气候态的盐度范围主要集中在 33.7‰至 35.1‰,并没有捕捉到阿拉伯海水团的信息。

在 200~1000m 的中层海洋,存在的水团主要为印度中央水(Indian Central Water, ICW),盐度为 34.8‰~35.2‰(图 9、10 和 11)。WOA13 气候态和重

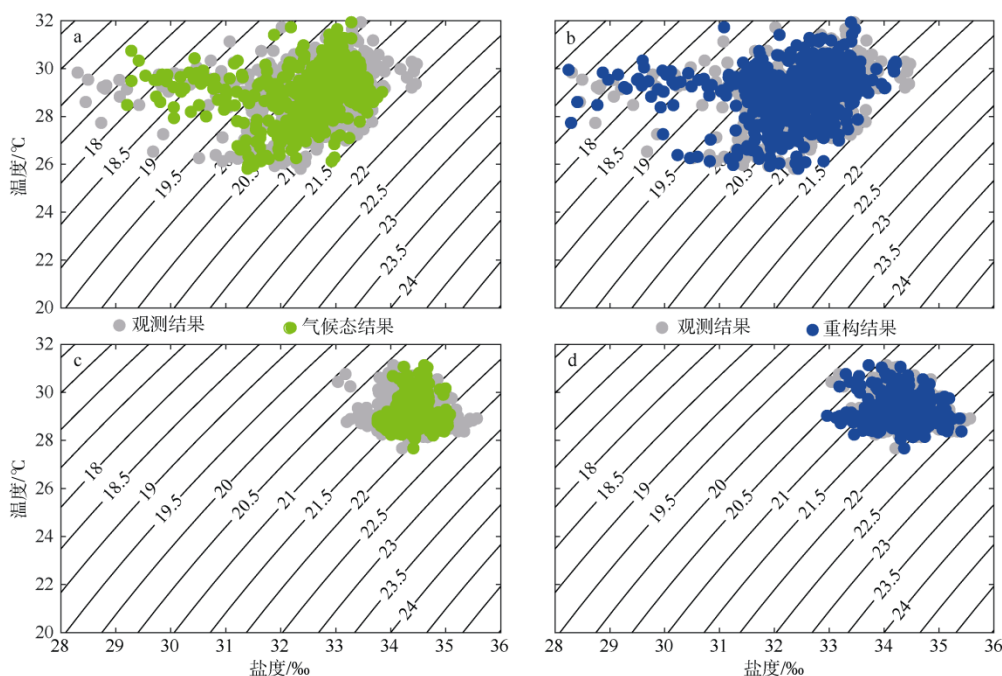


图 9 0m 处孟加拉湾 WOA 气候态结果和反演结果与观测结果的对比

a. WOA 气候态结果与观测结果对比; b. 反演结果与观测结果对比; c. 孟加拉湾赤道 WOA 气候态结果与观测结果对比; d. 孟加拉湾赤道反演结果与观测结果对比。图中等值线代表位势密度的超量

Fig. 9 Comparison between WOA climatology and reconstruction results with observations in the Bay of Bengal at 0m. (a) Comparison of WOA climatology and observations; (b) comparison of reconstruction and observations; (c) comparison of observations and WOA climatology on the equator in the Bay of Bengal; and (d) comparison of observations and reconstruction on the equator in the Bay of Bengal.

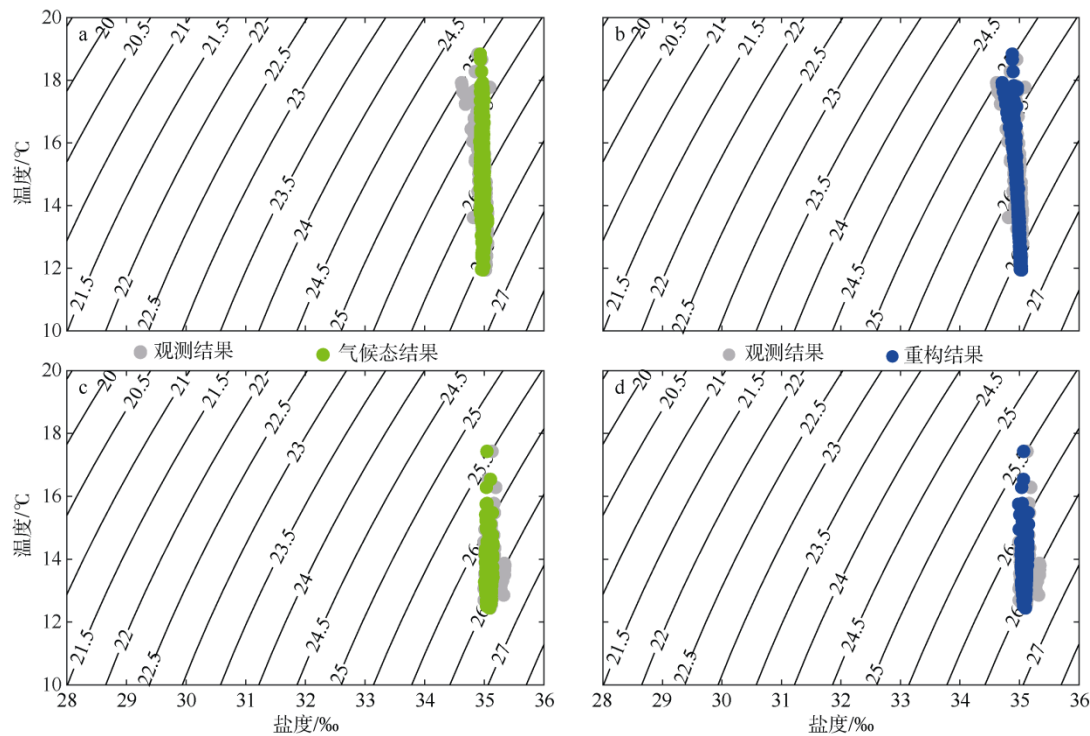


图 10 200m 处孟加拉湾 WOA 气候态结果和反演结果与观测结果的对比
Fig. 10 Comparison between WOA climatology and reconstruction results with observations in the Bay of Bengal at 200 m

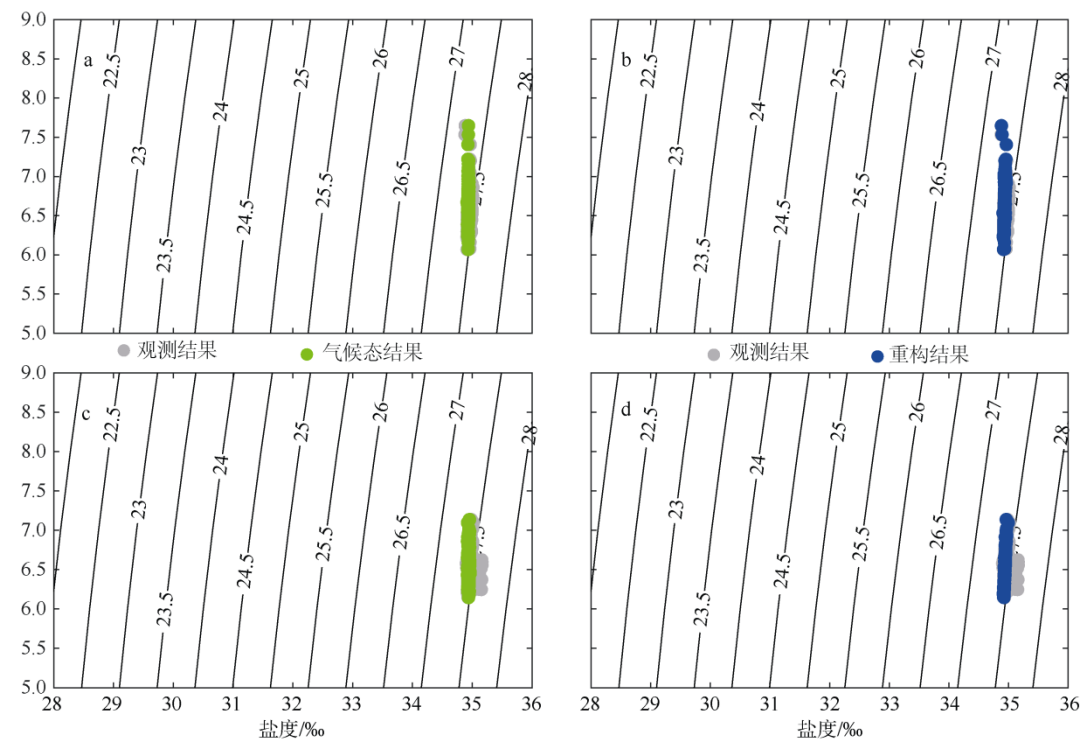


图 11 1000m 处孟加拉湾 WOA 气候态结果和反演结果与观测结果的对比
Fig. 11 Comparison between WOA climatology and reconstruction results with observations in the Bay of Bengal at 1000 m

建结果均与观测结果较为一致。对比反演结果与 WOA 气候态，二者都较好地反映了这一水团的特征，没有明显的区别。

3 总结

本文采用加权最小二乘多项式拟合方法，利用

历史上 Argo 观测的温盐剖面资料建立了垂向盐度与温度、经纬度和表层盐度这些变量之间的映射关系,实现了垂向盐度剖面的反演。结果显示 4 种反演方案均能得到较为合理的盐度剖面。对比 4 种方案,当不引入 SSS 时,无论是引入温度的二次项还是加入空间参数来估计盐度,反演结果误差基本一致。而 SSS 的引入,可以优化上层盐度的反演结果。

将反演结果与观测进行对比,结果显示使用方案 1—3 反演得到的盐度剖面计算的比容海面高度会产生超过 2cm 的误差,而引入了 SSS 可以将比容高度的计算误差降低到 1.5cm 以下。从盐度的变化

看,表层盐度信息的引入能够较为真实地反映海洋盐度场的垂直结构和内部变化特征,它既能够捕捉到对上混合层有重要影响的 SSS 信号,又能够反映盐度在跃层上的季节内变化。另外,使用反演盐度剖面计算障碍层厚度并与实际观测结果进行对比,发现反演结果对障碍层具有较好的模拟性能。通过水团分析发现,与气候态相比,反演结果可以更好地表征上层海洋水团的变化特征。本文所构建的盐度场既可以作为观测数据的补充,也可以与温度一起同化至模式中,进而改善三维温、盐、流的数值再分析和预报。

参考文献 References

- 宣莉莉, 邱云, 许金电, 等, 2015. 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, 34(6): 26–34.
- XUAN LILI, QIU YUN, XU JINDIAN, et al, 2015. Seasonal variation of the water exchange between the Bay of Bengal and the equatorial eastern Indian Ocean[J]. Journal of Tropical Oceanography, 34(6): 26–34 (in Chinese with English abstract).
- 张玉红, 杜岩, 徐海明, 2012. 赤道印度洋中部断面东西水交换的季节变化及其区域差异[J]. 海洋学报(中文版), 34(2): 30–38. ZHANG YUHONG, DU YAN, XU HAIMING, 2012. Seasonal variability of the west-east water mass exchange on the section of central equatorial Indian Ocean and its regional difference[J]. Acta Oceanologica Sinica, 34(2): 30–38 (in Chinese with English abstract).
- AGARWAL N, SHARMA R, BASU S, et al, 2007. Derivation of salinity profiles in the Indian ocean from satellite surface observations[J]. IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters, 4(2): 322–325.
- BALLABRERA-POY J, MOURRE B, GARCIA-LADONA E, et al, 2009. Linear and non-linear T - S models for the eastern North Atlantic from Argo data: Role of surface salinity observations[J]. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 56(10): 1605–1614.
- CARNES M R, TEAGUE W J, MITCHELL J L, 1994. Inference of subsurface thermohaline structure from fields measurable by satellite[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 11(2): 551–566.
- CHANG Y S, ROSATI A, ZHANG SHAOQING, 2011. A construction of pseudo salinity profiles for the global ocean: Method and evaluation[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 116(C2): C02002.
- FOX D N, TEAGUE W J, BARRON C N, et al, 2002. The modular ocean data assimilation system (MODAS)[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 19(2): 240–252.
- GOES M, CHRISTOPHERSEN J, DONG SHENFU, et al, 2018. An updated estimate of salinity for the atlantic ocean sector using temperature–salinity relationships[J]. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, 35(9): 1771–1784.
- HAINES K, BLOWER J D, DRÉCOURT J P, et al, 2006. Salinity assimilation using $S(T)$: Covariance relationships[J]. Monthly Weather Review, 134(3): 759–771.
- HANSEN D V, THACKER W C, 1999. Estimation of salinity profiles in the upper ocean[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 104(C4): 7921–7933.
- JOHNSON, D. R., BOYER, T. P., GARCIA, H., et al, 2013. World Ocean Database 2013 user's manual. In Book World Ocean database 2013 user's manual. Silver Spring: NOAA Printing Office.
- KOROTENKO K A, 2007. A regression method for estimating salinity in the Ocean[J]. Oceanology, 47(4): 464–475.
- LUKAS R, LINDSTROM E, 1991. The mixed layer of the western equatorial Pacific Ocean[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 96(S1): 3343–3357.
- MAES C, 1999. A note on the vertical scales of temperature and salinity and their signature in dynamic height in the western Pacific Ocean: Implications for data assimilation[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 104(C5): 11037–11048.
- MAES C, BEHRINGER D, 2000. Using satellite derived sea level and temperature profiles for determining the salinity variability: A new approach[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 105(C4): 8537–8547.
- MARRERO-DÍAZ Á, RODRÍGUEZ-SANTANA Á, MACHÍN F, et al, 2006. Analytic salinity-temperature relations for the upper-thermocline waters of the eastern North Atlantic subtropical gyre[J]. Scientia Marina, 70(2): 167–175.
- SCHOTT F A, FISCHER J, 2000. Winter monsoon circulation of the northern Arabian Sea and Somali Current[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 105(C3): 6359–6376.
- SCHOTT F A, MCCREARY JR. J P, 2001. The monsoon circulation of the Indian Ocean[J]. Progress in Oceanography, 51(1): 1–123.
- SHETYE S R, GOUVEIA A D, SHANKAR D, et al, 1996. Hydrography and circulation in the western Bay of Bengal during the northeast monsoon[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 101(C6): 14011–14025.

- THACKER W C, 2007. Estimating salinity to complement observed temperature: 1. Gulf of Mexico[J]. *Journal of Marine Systems*, 65(1-4): 224-248.
- THOMSON R E, TABATA S, 1987. Steric height trends at Ocean Station PAPA in the northeast Pacific Ocean[J]. *Marine Geodesy*, 11(2-3): 103-113.
- VINAYACHANDRAN P N, MURTY V S N, RAMESH BABU V, 2002. Observations of barrier layer formation in the Bay of Bengal during summer monsoon[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 107(C12): 8018.
- VOSSEPOEL F C, REYNOLDS R W, MILLER L, 1999. Use of sea level observations to estimate salinity variability in the tropical Pacific[J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 16(10): 1401-1415.
- YANG TINGTING, CHEN ZHONGBIAO, HE YIJUN, 2015. A new method to retrieve salinity profiles from sea surface salinity observed by SMOS satellite[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 34(9): 85-93.