基于再分析数据的全球海洋水体和热盐输运及其季节变化

崔 伟[1], 杨俊钢[1*], 张 杰[1,2], 周超杰[3]

（1. 自然资源部 第一海洋研究所，山东 青岛 266061；
2. 中国石油大学（华东）海洋与空间信息学院，山东 青岛 266580；
3. 浙江大学 海南研究院，海南 三亚 572025）

摘 要：全球海洋环流复杂，其产生的水体和热盐输运决定了各大洋物质和能量的再分配，并且对海气相互作用以及全球气候变化产生重要影响。本研究基于 GLORYS12、GLORYS2V4、C-GLORS05、FOAM 和 ORAS5 五种再分析资料对全球 12 个关键截面处的海洋水体和热盐输运进行了估算。平均计算结果显示，纬向积分的海洋经向盐量输运与经向体积输运的变化基本一致，这主要是由于海水盐度垂向变化较小，水体盐量输运与体积输运大小成比例。全球海洋在 35°S 附近呈现经向体积输运极值，其南向输运量接近 10 Sv。由于海洋温度随深度增加迅速减小，且中下层较为稳定，因此海洋经向热量输运与上层海洋环流相关性更高。全球海洋在南北半球均呈现向极的经向热量输运，北半球中低纬度输运量在 1.5～2.0 PW，南半球中低纬度输运量在 1.0 PW 左右。N 向热量输运横跨整个大西洋，南大西洋中低纬度输运量在 0.3～1.0 PW，北大西洋中低纬度输运量在 1.0～1.3 PW。与大洋经向输运相比，南大洋由于强劲的南极绕极流的 E 向流动，其纬向水体和热盐输运显著。计算结果显示，通过南大洋 20°E、146°E 截面以及德雷克海峡分别约有 144.50、162.46 和 146.05 Sv 的体积输运（对应 5.10×10^9、5.74×10^9 和 5.15×10^9 kg/s 的盐量输运，以及 1.27、2.28 和 1.58 PW 的热量输运）。另外，海洋水体和热盐输运气候态月变化显示，各大洋水体和热盐经向输运均呈现较明显的季节变化，相较于体积和盐量输运，南大洋纬向热量输运季节变化最为显著。

关键词：全球海洋；水体输运；热盐输运；再分析数据；季节变化

中图分类号：P731.26 **文献标志码：**A **文章编号：**1671-6647（2023）02-0190-17

doi: 10.12362/j.issn.1671-6647.20220214001

引用格式： 崔伟, 杨俊钢, 张杰, 等. 基于再分析数据的全球海洋水体和热盐输运及其季节变化[J]. 海洋科学进展, 2023, 41(2)：190-206. CUI W, YANG J G, ZHANG J, et al. Global ocean water volume, heat and salt transport and their seasonal changes based on reanalysis data[J]. Advances in Marine Science, 2023, 41(2)：190-206.

全球海洋环流复杂多变，几百年来海洋学家一直颇为关注。海洋环流影响着航海、污染物扩散、海洋上层真光层以及大陆架和海岸带[1-2]。海洋上层作为与大气直接接触的面，直接参与海气反馈，环流输运的物质和能量不仅影响着海洋和大气的平均状态，还影响着季节尺度至气候尺度的变化[3-7]。在海表面以下数百米，随着风生环流的收缩和减弱，海洋深处的环流发生巨大变化。在中等及深海深度处，环流主要由强劲表层环流的垂向穿透、大尺度的浮力驱动的环流，以及可以改变海水内部密度的跨等密面过程所主导[8-10]。这些深海环流系统对于整个海洋的物质和能量输运的平衡至关

收稿日期：2022-02-14
资助项目：山东省自然科学基金青年项目（ZR2021QD006）；中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金资助项目（2020Q07）；国家重点基础研究发展计划项目（2016YFA0600102）
作者简介：崔 伟（1990—），男，助理研究员，博士，主要从事海洋环流和中尺度涡方面研究. E-mail：cuiwei@fio.org.cn
***通信作者：**杨俊钢（1980—），男，研究员，博士，主要从事卫星遥感资料应用方面研究. E-mail：yangjg@fio.org.cn
（李 燕 编辑）

重要[11-15]。

海洋中的输运主要由大尺度的风生环流、热盐环流以及海洋中尺度过程所完成，它们对全球海洋环流和气候变化起到决定性作用。例如，南极绕极流将风生环流以及热盐环流结合在一起，其控制着海洋和大气之间的热量交换和碳元素交换，它同时也影响着海洋的垂直结构、深海海水的产生以及全球营养物质和化学示踪剂的分布[16-17]。长期以来，由于观测资料的匮乏，在全球范围内开展海洋水体和热盐输运的估算工作非常困难，各大洋间关键通道的水体输运量的基本估计及其季节变化亟待探索。

虽然模式的发展为海洋输运计算提供了越来越多的可能性，但是计算的输运结果在大小甚至方向上都表现出很大的不确定性[18-19]。遥感和现场实测数据的不断积累以及海洋同化资料的完善使得目前对全球海洋水体和热盐输运进行准确估算成为可能。尤其是高分辨率海洋模式同化多源卫星观测资料和现场观测形成的再分析观测资料，其在海洋气候年际变化信号以及大洋环流输运方面显示了较好的潜能[20-21]。法国 Mercator 中心生产的高分辨率 GLORYS2V4（1/4）°和 GLORYS12（1/12）°再分析资料同化了卫星沿轨的海面高度异常、海面温度、海冰密集度以及现场温盐剖面，基于此估算的德雷克海峡在 1993—2017 年平均输运量约为 155 Sv（1 Sv = 10^6 m^3/s）[22]。并且基于 9 个集合再分析产品估算的德雷克海峡在 1993—2010 年平均输运量为 152 Sv[21]。基于现场观测的 DRAKE 79 计划以及 LADCP 现场水文观测计算的德雷克海峡输运量在 130～150 Sv [23-24]。不过最新的研究显示，基于 cDrake 现场观测计划以及 Argo 浮标和 WOA09 水文观测资料结合的德雷克海峡体积输运量约为 170 Sv[25-26]。Artana 等[22] 认为由于南极绕极流存在一定的年际变化，并且随着海洋动力过程研究的精细化，不同时期估算的德雷克海峡水体输运量有一定差异。

基于可靠的再分析观测资料，对全球以及各大洋的海洋体积、热量和盐量输运进行计算并了解其季节变化特征，可以帮助我们理解海洋物质输运模式。本研究基于 GLORYS12、GLORYS2V4、C-GLORS05、FOAM 和 ORAS5 五种再分析资料对全球海洋水体和热盐输运进行了估算，同时针对全球 12 个关键截面研究海洋输运量的季节变化。这 5 种再分析资料均同化了卫星沿轨的海面高度异常、海面温度、海冰密集度以及现场温盐剖面，对海洋模式偏差进行了修正。

1　数据与方法

1.1　再分析数据

全球海洋再分析数据提供了海洋三维的温、盐、流信息，基于这些海洋三维场数据可以对海洋水体和热盐输运进行估算。本研究主要基于 GLORYS12、GLORYS2V4、C-GLORS05、FOAM 和 ORAS5 五种再分析资料对全球海洋水体和热盐输运进行估算，所用再分析数据资料介绍如下。

1）GLORYS12 再分析资料

全球高分辨率海洋再分析资料 GLORYS12 是法国 Mercator 海洋中心分发的全球涡分辨率冰–海再分析产品（GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030），水平分辨率为（1/12）°，垂向 50 层，包括海面高度、三维温度、盐度、海流以及海冰密集度等要素，时间范围从 1993 年至今，覆盖了整个卫星测高工作时间。该产品由欧洲哥白尼海洋环境监测服务中心（Copernicus Marine Environment Monitoring Service，CMEMS）提供分发（http://marine.copernicus.eu）[27]。GLORYS12 再分析资料基于 NEMO 模式，对卫星观测资料和现场数据处理技术进行了改进，采用降阶卡尔曼滤波同化方法，将卫星沿轨的海面高度异常、海表温度、海冰密集度以及现场温盐剖面数据共同同化到数值模式中，并且采用三维变分方案（3Dvar）对温盐数据的大尺度偏差进行了修正。GLORYS12 再分析资料的水平空间分辨率达到了（1/12）°，其能较为准确地刻画出海洋表层的亚/中尺度动力变化，并且研究显

示其能较好地捕获海洋和海冰变化、大洋和海盆间交换的气候年际变化信号[20]。本研究使用1993—2019年共27 a逐月的GLORYS12再分析资料用于计算全球海洋水体和热盐输运。

2）GLORYS2V4、C-GLORS05、FOAM和ORAS5集合再分析产品

全球海洋集合再分析产品（GLOBAL-REANALYSIS-PHY-001-031）集合了法国Mercator海洋中心的GLORYS2V4海洋再分析数据、欧洲–地中海气候变化中心（Centro Euro-Mediterraneo sui Cambiamenti Climatici，CMCC，意大利）的C-GLORS05海洋再分析数据、英国Met Office的FOAM海洋再分析数据，以及欧洲中期天气预报中心（European Centre for Medium-Range Weather Forecasts，ECMWF）的ORAS5海洋再分析数据，它们的水平分辨率均为（1/4）°，垂向75层，包括海面高度、三维温度、盐度、海流以及海冰密集度等要素，时间范围从1993年至今。该产品由CMEMS提供分发（http://marine.copernicus.eu）[28]。多模式集合方法可以对海洋状态的不确定性和误差进行估计。对于某些区域或时期，集合平均值甚至可以提供比任何单独的再分析产品更可靠的估计[21,29]。这4种再分析数据集均基于NEMO模式，采用（1/4）°水平空间分辨率，垂向75层，海洋表层由ERA-interim大气再分析资料驱动，均同化了卫星海表温度、海面高度异常、海冰密集度数据以及现场温盐剖面数据。不过4种再分析资料在模式配置和数据同化方案上有差异。GLORYS2V4基于NEMO3.1海洋模式和LIM2海冰模式，其采用降阶卡尔曼滤波对资料进行同化，同时采用3Dvar方案对温盐数据的大尺度偏差进行修正；C-GLORS05基于NEMO3.6海洋模式和LIM2海冰模式，同化方法采用3Dvar；FOAM采用NEMO3.4海洋模式和CICE4.1海冰模式，同化方法采用3Dvar；ORAS5采用NEMO3.4.1海洋模式和LIM2海冰模式，同化方法采用3Dvar[29]。本研究使用1993—2019年共27 a逐月的GLORYS2V4、C-GLORS05、FOAM和ORAS5再分析资料用于计算全球海洋水体和热盐输运。表1给出了本研究使用的5种再分析资料的基本信息。

表1 再分析资料基本信息

Table 1 Basic information of the reanalysis data

数据名称	数据来源	时间分辨率	空间分辨率	垂向分层	数值模式	同化方法
GLORYS12	法国Mercator海洋中心	逐月	（1/12）°	50	NEMO3.1 LIM2	降阶卡尔曼滤波、3Dvar
GLORYS2V4	法国Mercator海洋中心	逐月	（1/4）°	75	NEMO3.1 LIM2	降阶卡尔曼滤波、3Dvar
C-GLORS05	意大利CMCC	逐月	（1/4）°	75	NEMO3.6 LIM2	3Dvar
FOAM	英国Met Office	逐月	（1/4）°	75	NEMO3.4 CICE4.1	3Dvar
ORAS5	ECMWF	逐月	（1/4）°	75	NEMO3.4.1 LIM2	3Dvar

1.2 海洋体积和热盐输运计算方法

海洋体积输运Q_W表示海洋水体在单位时间内通过一定截面输运的水体体积。基于再分析资料提供的三维流场数据，海洋体积输运Q_W计算公式如下：

$$Q_W = \iint V \mathrm{d}z\mathrm{d}x\,, \tag{1}$$

式中：V为垂直于截面的水体流速；dx为截面的单位长度；dz为垂向单位深度，在整个海洋深度层积分即可得到该截面总体的海洋体积输运。当V为海水流速南北向分量v时，上式的计算结果表示通过纬向截面的海洋经向（Meridional，南北向）体积输运Q_{MW}，N向输运为正，S向输运为负；当V为海水流速东西向分量u时，上式计算结果表示通过经向截面的海洋纬向（Zonal，东西向）体积输运Q_{ZW}，E向输运为正，W向输运为负。

海洋热量输运Q_H和盐量输运Q_S表示海洋水体在单位时间内通过一定截面输送的海洋热量和盐量。基于再分析资料提供的三维温度、盐度以及海流要素数据，海洋热量输运Q_H和盐量输运Q_S计

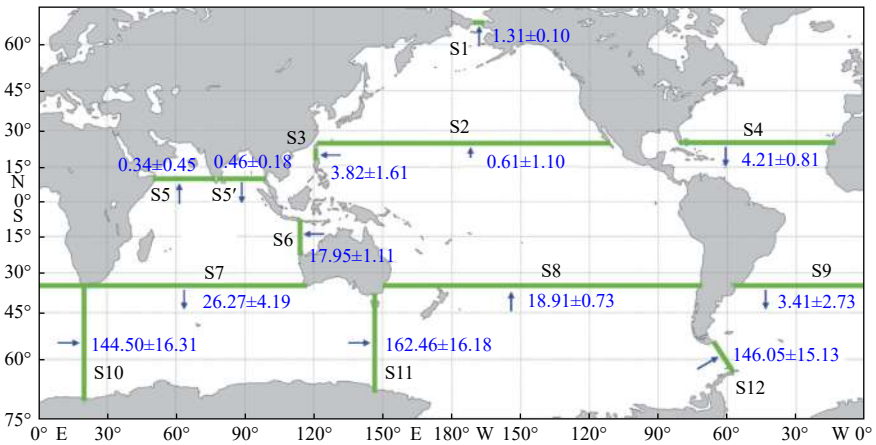
算公式如下：

$$Q_{\mathrm{H}} = \iint \rho c_p \theta V \mathrm{d}z\mathrm{d}x\,, \tag{2}$$

$$Q_{\mathrm{S}} = \iint \rho S V \mathrm{d}z\mathrm{d}x\,, \tag{3}$$

式中：ρ 为海水密度；c_p为海水比热容；θ 为水体温度；S 为水体盐度；V 为垂直于截面的水体流速；dx 为截面的单位长度；dz 为垂向单位深度。同样，当 V 为海水流速南北向分量 v 时，式(2)和式(3)的计算结果分别表示通过纬向截面的海洋经向热量输运 Q_{MH} 和经向盐量输运 Q_{MS}，N 向输运为正，S 向输运为负；当 V 为海水流速东西向分量 u 时，式(2)和式(3)的计算结果分别表示通过经向截面的海洋纬向热量输运 Q_{ZH} 和纬向盐量输运 Q_{ZS}，E 向输运为正，W 向输运为负。

在全球范围内，我们选择了 12 个关键截面(图 1)，分别计算了通过这些截面的海洋体积和热盐输运，并且计算了这些截面输运结果的气候态月变化。表 2 给出了基于研究使用的 5 种再分析资料计算得到的通过 12 个截面的海洋体积和热盐输运平均计算结果。



注：S1 为白令海峡截面，S2 为北太平洋 25°N 截面，S3 为吕宋海峡截面，S4 为北大西洋 25°N 截面，S5 为阿拉伯海 10°N 截面，S5′为孟加拉湾 10°N 截面，S6 为澳大利亚以西的 114°E 截面，S7 为南印度洋 35°S 截面，S8 为南太平洋 35°S 截面，S9 为南大西洋 35°S 截面，S10 为南大洋 20°E 截面，S11 为南大洋 146°E 截面，S12 为德雷克海峡截面；箭头表示垂直于截面的水体输运方向；数字为各截面对应的体积输运量，单位为 Sv。

图 1　全球 12 个关键截面的海洋体积输运

Fig. 1　Volume transport iacross the 12 key sections in global ocean

表 2　基于 5 种再分析资料的全球 12 个关键截面的海洋体积、热量和盐量输运平均计算结果和标准差

Table 2　The average and standard deviation of water volume, heat and salt transport across the 12 key sections based on the 5 reanalysis data sets

截 面	体积输运/Sv	热量输运/PW	盐量输运/($\times10^9$ kg·s^{-1})	截 面	体积输运/Sv	热量输运/PW	盐量输运/($\times10^9$ kg·s^{-1})
S1	1.31±0.10	0.006±0.001	0.04±0.003	S7	−26.27±4.19	−1.78±0.17	−0.95±0.15
S2	0.61±1.10	0.44±0.08	0.03±0.04	S8	18.91±0.73	0.33±0.07	0.66±0.03
S3	−3.82±1.61	−0.22±0.08	−0.14±0.06	S9	−3.41±2.73	0.31±0.17	−0.13±0.10
S4	−4.21±0.81	1.16±0.08	−0.14±0.03	S10	144.50±16.31	1.27±0.13	5.10±0.58
S5	0.34±0.45	0.02±0.05	0.01±0.02	S11	162.46±16.18	2.28±0.04	5.74±0.57
S5′	−0.46±0.18	−0.08±0.05	−0.01±0.01	S12	146.05±15.13	1.58±0.15	5.15±0.54
S6	−17.95±1.11	−1.40±0.04	−0.63±0.04				

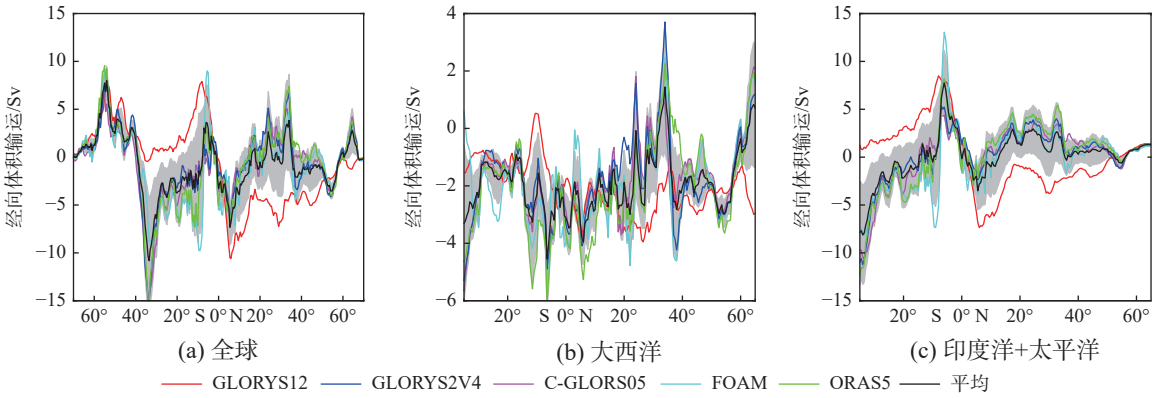
注：东向和北向输运为正，西向和南向输运为负；1 PW = 10^{15} W；北印度洋 10°N 截面在阿拉伯海和孟加拉湾分别以阿拉伯海 10°N 截面(S5)和孟加拉湾 10°N 截面(S5′)两个子截面进行统计。

2 全球海洋体积输运

2.1 气候态平均结果

使用 GLORYS12、GLORYS2V4、C-GLORS05、FOAM、ORAS5 五种再分析资料分别计算了纬向积分的全球海洋经向体积输运 Q_{MW}，结果如图 2a 所示。5 种再分析资料基本呈现较一致的 Q_{MW} 变化。基于 5 种再分析资料的 Q_{MW} 平均计算结果以黑色粗线也显示在图 2a 中。南大洋（40°S 以南）、赤道以南低纬度区域（0°～5°S）、北半球副热带（25°～35°N）以及北半球高纬度区域（60°～65°N）呈现出 N 向水体输运，并且在南大洋 55°S 附近呈现出 8 Sv 的 N 向水体输运极值。在南半球中低纬区域（5°～40°S）、北半球低纬（0°～20°N）和中高纬区域（35°～60°N）呈现出 S 向水体输运，并且有 2 个高值区，一个是在南半球 35°S 附近，S 向水体输运接近 10 Sv；另一个是在北半球低纬度 5°N 附近，S 向水体输运超过 5 Sv。

大西洋在地理上与印度洋和太平洋隔离开来，而印度洋和太平洋在低纬度通过复杂通道相连，因此这里将二者一并考虑。为了研究不同大洋的海洋经向体积输运，分别计算了大西洋、印度洋+太平洋纬向积分的 Q_{MW}，结果如图 2b 和图 2c 所示。就大西洋而言，除了在北大西洋 35°N 附近和 60°N 以北的高纬度区域，整体上均呈现出 S 向水体输运，并且输运量大小一般在 4 Sv 以下，而且随着纬度变化输运量波动明显。研究显示，北大西洋深层水的净 S 向输运通常为 15～25 Sv，因此在海洋上层存在横跨整个大西洋的 N 向净输运[11,30]。印度洋+太平洋整体上在北半球 10°N 以北以及南半球低纬区域（0°～10°S）呈现 N 向输运，而在南半球中低纬度（10°S 以南）以及北半球低纬区域（0°～10°N）呈现 S 向输运。值得注意的是，在 25°N 以北输运量基本上代表了北太平洋 Q_{MW}，可以看出北太平洋 N 向体积输运并不明显，基本在 1 Sv 以下。并且通过北太平洋 25°N 截面计算的体积输运也仅为（0.61±1.1）Sv。从 5 种再分析资料计算结果看，GLORYS12 资料与平均结果值偏差较多，这可能是由于 GLORYS12 资料的空间分辨率（1/12）°更高，过高地估计了海洋中的亚/中尺度过程；整体比较而言，基于 C-GLORS05 资料的计算结果更接近平均计算结果。



注：黑色粗线表示平均结果；灰色阴影区域表示 5 种再分析资料计算结果的标准差。

图 2 基于 5 种再分析资料计算得到的纬向积分的海洋经向体积输运 Q_{MW}

Fig. 2 Meridional volume transport calculated based on the 5 reanalysis data sets

分别计算了图 1 中 12 个关键截面的海洋体积输运，结果标注在图 1 中。通过白令海峡截面（S1）从北太平洋进入北冰洋的体积输运大约为 1.31 Sv，虽然高于 Woodgate 等[31]2006 年估计的 0.8 Sv，但是最近十几年的研究认为白令海峡的体积输运在稳定增加，基本超过 1 Sv[32-33]。北太平洋 25°N 截面

（S2）呈现较弱的 N 向水体输运，这里水体输运受气候变化影响，呈现比较明显的季节变化，尤其是上层的海洋水体[34-35]。南太平洋 35°S 截面（S8）呈现明显的 N 向水体输运，大小约为 18.91 Sv，向北进入南太平洋的水体主要为南大洋的深层和底层水[36]。北大西洋 25°N 截面（S4）的平均 S 向水体输运量约为 4.21 Sv，南大西洋 35°S 截面（S9）的平均 S 向水体输运量约为 3.41 Sv。南印度洋 35°S 截面（S7）S 向水体输运量高于南太平洋和南大西洋，约为 26.27 Sv，这些 S 向输运主要由厄加勒斯流和上层利文流完成[37-38]。

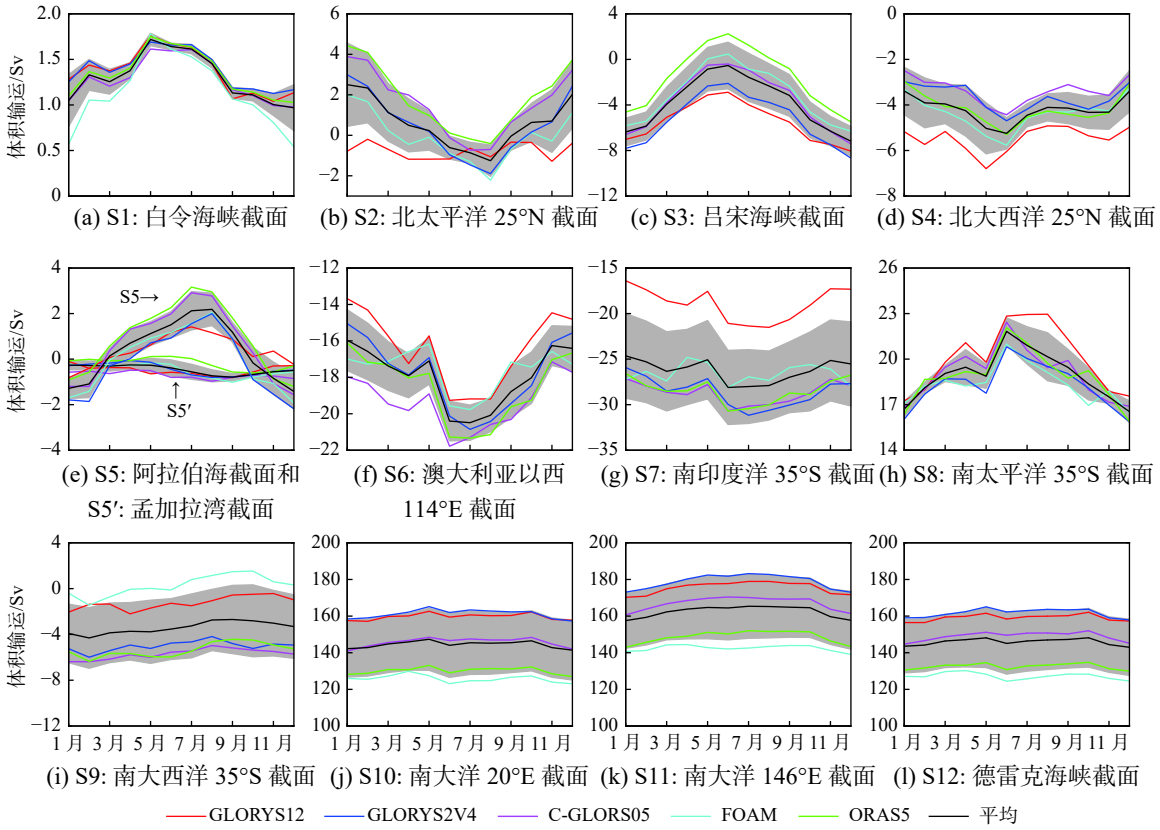
与各大洋 Q_{MW} 相比（一般低于 10 Sv），南大洋纬向水体输运 Q_{ZW} 显著（超过 100 Sv），这是因为强劲的南极绕极流是一个可以到达海洋深处的 E 向洋流，其从表层到深层均携带大量的水体向东输运。统计结果显示，在南大洋 20°E 截面（S10）、146°E 截面（S11）以及德雷克海峡截面（S12）的 E 向平均体积输运分别约为 144.50、162.46 和 146.05 Sv。一般而言，澳大利亚南部海域的体积输运高于德雷克海峡的体积输运，非洲和南极洲之间海域的体积输运与德雷克海峡的体积输运基本一致[39]。Rintoul 等[40] 在澳大利亚和南大洋之间开展了 6 次重复水文观测，其平均输运量约为 147 Sv；而 Macdonald 和 Wunsch[41] 对此断面估算的输运量约为 153 Sv。早期估计的德雷克海峡的体积输运量偏低（比如：Sverdrup 等[42] 的 110 Sv；Nowlin 等[43] 的124 Sv；Whitworth 和 Peterson[44] 的 134 Sv），最近几十年随着海洋动力学过程研究的精细化，德雷克海峡体积输运显示出更高的估算值。Koenig 等[45] 对德雷克海峡估算结果与本研究一致，约为 146 Sv，Artana 等[22] 的估算结果（155 Sv）在本研究估计误差范围内，DRAKE79 实验也显示出相似的估算结果[23-24]。不过这些估算结果均低于 Donohue 等[25] 基于 cDrake 计划现场资料计算得到的（173.3±10.7）Sv 以及 Colin 和 Ollitrault[26] 基于 Argo 浮标和 WOA09 水温观测资料计算的 175 Sv。Artana 等[22] 强调由于德雷克海峡复杂的动力学过程，准确地估算其绝对体积输运仍然是当前研究的一大挑战。

另外，对几个关键海域和通道也进行了水体输运估算。对吕宋海峡截面（S3）的水体输运计算显示，通过该海峡约有 3.82 Sv 的西太平洋水体向西进入南海，略低于方国洪等[46]（6.4 Sv）和赵伟[47]（5.7 Sv）的估算结果，与宋星林等[48]（3.92 Sv）、李云和俞永强[49]（3.76 Sv）的结果相近。阿拉伯海 10°N 截面（S5）呈现出 0.34 Sv 的 N 向水体输运，孟加拉湾 10°N 截面（S5′）呈现出 0.46 Sv 的 S 向水体输运。而在澳大利亚以西的 114°E 截面（S6）约有 18 Sv 的太平洋水体通过印度尼西亚群岛向西进入印度洋。相关研究认为印尼贯穿流一般携带有超过 10 Sv 的低盐、高养分的太平洋水体进入印度洋[11,50-51]。而在本研究估算中通过 114°E 截面有更多的水体随印尼贯穿流进入印度洋，Bricaud 等[52] 显示了同样的结果。

2.2　季节变化

图 3 给出了基于 5 种再分析资料的全球 12 个关键截面的海洋体积输运的气候态月变化。就北半球而言，白令海峡截面（S1）全年均呈现出 N 向水体输运（从太平洋进入北冰洋），不过季节变化明显：5—8 月（夏季）N 向体积输运量最大，在 1.5 Sv 以上；其他月份体积输运较低，尤其是秋冬季节。北太平洋 25°N 截面（S2）体积输运也呈现比较明显的季节变化，其中在秋冬春三季呈现 N 向输运，并且在冬季达到最大输运量 2 Sv，而在夏季呈现较弱的 S 向输运。吕宋海峡截面（S3）体积输运总体呈现较明显的 W 向水体输运，其在冬季输运量达到最大（超过 6 Sv），夏季输运量最小；这与黑潮入侵流季节变化有关，在冬季入流速度最大，夏季最小[46,53]。北大西洋 25°N 截面（S4）S 向体积输运量基本在 4 Sv 附近，春夏季节稍高于秋冬季节。北印度洋区域的阿拉伯海 10°N 截面（S5）体积输运比孟加拉湾 10°N 截面（S5′）呈现更加明显的季节变化，阿拉伯海在冬季呈现出 S 向体积输运，而在其他季节呈现出明显的 N 向输运，并且在夏季达到最大（2 Sv）；相比之下，孟加拉湾由于湾内有丰富的降水以及湾北部河流径流充沛，常年呈现 S 向水体输运[54]。

就南半球而言，澳大利亚以西的 114°E 截面（S6）W 向体积输运明显，是太平洋与印度洋进行水体交换的重要通道，常年在 16～20 Sv，输运量在冬季（6—8 月）达到最大，在夏季（11 月—次年 2 月）最小。南印度洋 35°S 截面（S7）呈现明显 S 向体积输运，输运量一般在 25～28 Sv，输运量冬季稍高于夏季。南太平洋 35°S 截面（S8）体积输运基本呈现与北太平洋 25°N 截面（S2）相反的季节变化特征，其在冬季 N 向输运量达到最大（20 Sv 以上），在夏季较弱（17 Sv 左右）。南大西洋 35°S 截面（S9）体积输运季节变化较弱，常年呈现 4 Sv 左右的 S 向体积输运。南大洋区域各通道（S10、S11 和 S12）的 E 向体积输运季节变化并不明显，总体呈现出冬季输运量稍高于夏季。不过不同再分析资料对南大洋体积输运的估算结果有一定的差异，GLORYS12 和 GLORYS2V4 资料整体估计偏高，而 FOAM 和 ORAS5 资料整体估计偏低，C-GLORS05 资料估算的体积输运与 5 种数据估算的体积输运平均值相差相近。



注：黑色粗线表示平均结果，阴影区域表示 5 种再分析资料计算结果的标准差。

图 3 基于 5 种再分析资料的全球 12 个关键截面的体积输运气候态月变化

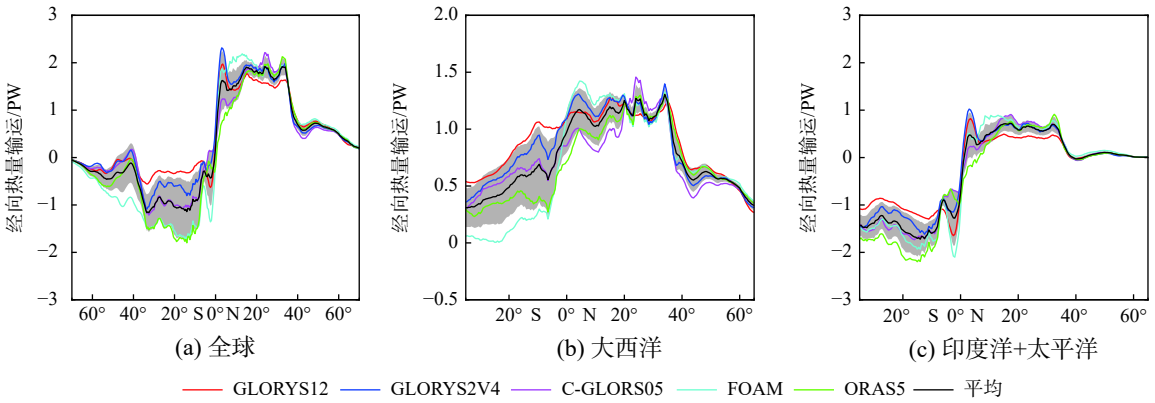
Fig. 3 Seasonal variation of volume transport across the 12 key sections based on the 5 reanalysis data sets

就 5 种再分析资料而言，GLORYS12 资料对海洋体积输运的估算值与平均值相差较大，尤其是其对南大洋 E 向体积输运量估计值明显偏高，也与基于现场观测的数据结果有一定偏差[24,41,45]；GLORYS2V4 资料除了对南大洋 E 向体积输运估计值偏高外，对其他通道的输运估计值与平均结果相差不大；C-GLORS05 资料对南大洋 E 向体积输运与平均结果最为接近，FOAM 和 ORAS5 资料对通过纬向截面的经向体积输运估计值与平均结果较为接近。

3　全球海洋热量输运

3.1　气候态平均结果

使用 GLORYS12、GLORYS2V4、C-GLORS05、FOAM 和 ORAS5 五种再分析资料分别计算了纬向积分的全球海洋经向热量输运 Q_{MH} 以及 Q_{MH} 平均结果，如图 4a 所示。可以发现，全球海洋在南北半球均呈现向极的 Q_{MH}，并且南半球输运量低于北半球。这说明海洋在中低纬度产生净热增益、而在高纬度产生净热损失。具体来说，北半球海洋整体呈现 N 向热量输运，中低纬度（5°～35°N）热量输运较高，输运量在 1.5～2.0 PW；在 35°N 以北的中高纬度区域 N 向热输运明显减小，迅速从 2 PW 降低到 0.5 PW 左右。南半球海洋整体呈现 S 向热量输运，在中低纬度（10°～35°S）S 向热量输运在 1 PW 左右，在 35°S 以南的中高纬度 S 向热输运迅速减小，在整个南大洋 S 向热输运量不足 0.5 PW。在低纬度赤道区域（10°S～5°N），经向热量输运从 10°S 到赤道 S 向输运量迅速减小，然后从赤道到 5°N 的 N 向输运量迅速增大。



注：黑色粗线表示平均结果，阴影区域表示 5 种再分析资料计算结果的标准差。

图 4　基于 5 种再分析资料计算得到的纬向积分的海洋经向热量输运 Q_{MH}

Fig. 4　Meridional heat transport calculated from the 5 reanalysis data sets

同时，基于 5 种再分析资料分别计算了大西洋、印度洋+太平洋的 Q_{MH}，结果如图 4b 和图 4c 所示。结果显示，大西洋整体上从南到北均呈现一致的 N 向热量输运，其在南半球中低纬度 N 向热量输运为 0.3～1.0 PW，通过南大西洋 35°S 截面（S9）的 N 向热量输运平均结果约为 0.31 PW；在北大西洋中低纬度区域 N 向热量输运基本为 1.0～1.3 PW，通过北大西洋 25°N 截面（S4）的 N 向热量输运平均结果约为 1.16 PW，40°N 以北区域 N 向热量输运迅速减小到 0.5 PW 左右。由于副极地区域的北大西洋和北欧海域损失了太多的热量，为了补偿这些热损失，必须有贯穿整个大西洋的 N 向净上层海流提供 N 向热量输运，这部分水流由下层的 S 向冷水流（大西洋经向翻转流）进行体积输运补偿[11]。Tally[55] 估算的南大西洋 N 向净热量输运约为 0.4 PW，基本与本研究计算结果相差不大。印度洋+太平洋在南半球整体呈现出 S 向热量输运，输运量在 1.0～1.6 PW 波动，平均结果显示通过南印度洋 35°S 截面（S7）约有 1.78 PW 的热量 S 向输运，而通过南太平洋 35°S 截面（S8）则有大约 0.33 PW 的热量 N 向输运。印度洋+太平洋在北半球则整体呈现 N 向热量输运，在中低纬度输运量在 0.5～0.7 PW，35°N 以北区域 N 向热输运迅速减小。这说明太平洋中高纬度的 Q_{MH} 较弱。平均结果显示，通过北太平洋 25°N 截面（S2）的 N 向热量输运约为 0.44 PW，而通过白令海峡（S1）由太平洋进

入北冰洋的热量仅有不到 0.01 PW。相比于全球以及各大洋 Q_{MH}，南大洋的纬向热量输运 Q_{ZH} 更加明显。平均结果显示，在南大洋 20°E（S10）、146°E 截面（S11）以及德雷克海峡（S12）的 E 向热量输运分别约为 1.27、2.28 和 1.58 PW，稍高于 Lumpkin 和 Speer[11] 计算结果。这得益于南大洋强劲的南极绕极流的 E 向驱动。

就 5 种再分析资料而言，GLORYS12 和 GLORYS2V4 资料过高地估计了南大西洋的经向热量输运，而 FOAM 和 ORAS5 资料低估了其经向热量输运。在南印度洋+太平洋情形刚好相反，GLORYS12 和 GLORYS2V4 资料低估了其输运量，而 ORAS5 则高估了其输运量。整体而言，基于 C-GLORS05 资料的计算结果更接近平均计算结果。

3.2 季节变化

为研究全球海洋 Q_{MH} 的季节变化，给出了基于 5 种再分析资料平均的全球、大西洋、印度洋+太平洋纬向积分的 Q_{MH} 气候态月变化 (图 5)。由图 5 可见，在低纬度赤道区域（20°S～20°N），全球海洋 Q_{MH} 呈现明显季节变化：在 11 月—次年 4 月（北半球冬春季节，南半球夏秋季节）呈现明显的 N 向热量输运，最大输运量在北赤道区域可以达到 5 PW；在 5—10 月（北半球夏秋季节，南半球冬春季节），该区域呈现明显的 S 向热量输运，输运量在 2～4 PW。在北半球中纬度区域（20°～40°N），夏秋季节 N 向热量输运明显高于冬春季节；在南半球中纬度区域（20°～40°S），夏秋季节 S 向热量输运高于冬春季节——这与低纬度区域 Q_{MH} 季节变化刚好相反。在高纬度区域，全球海洋 Q_{MH} 季节变化较小。就大西洋区域而言，从 S 向北整体均呈现出 N 向热量输运，在低纬度赤道区域冬春季节的输运量高于夏秋季节，其中在北赤道区域冬季的 N 向热量输运最高超过 1.5 PW。印度洋+太平洋 Q_{MH} 和全球海洋 Q_{MH} 相似，同样呈现出明显的季节变化：低纬度赤道区域在北半球冬春季节（南半球夏秋季节）呈现明显的 N 向热量输运，输运量在 2～5 PW，该区域在北半球夏秋季节（南半球冬春季节）呈现明显的 S 向热量输运，最大输运量可以达到 5 PW；南北半球中纬度区域 Q_{MH} 季节变化基本与低纬度区域相反。相比较而言，印度洋+太平洋 Q_{MH} 的月变化模态决定了全球海洋 Q_{MH} 的月变化，大西洋全年呈现出一致的 N 向热量输运。

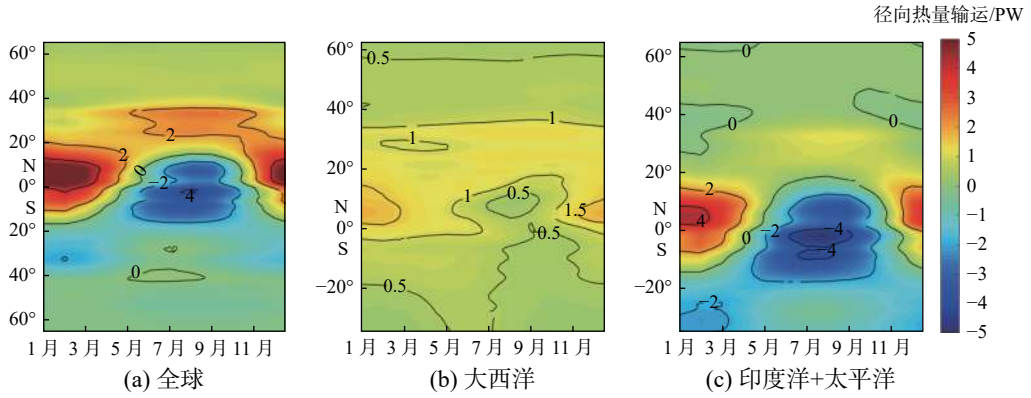
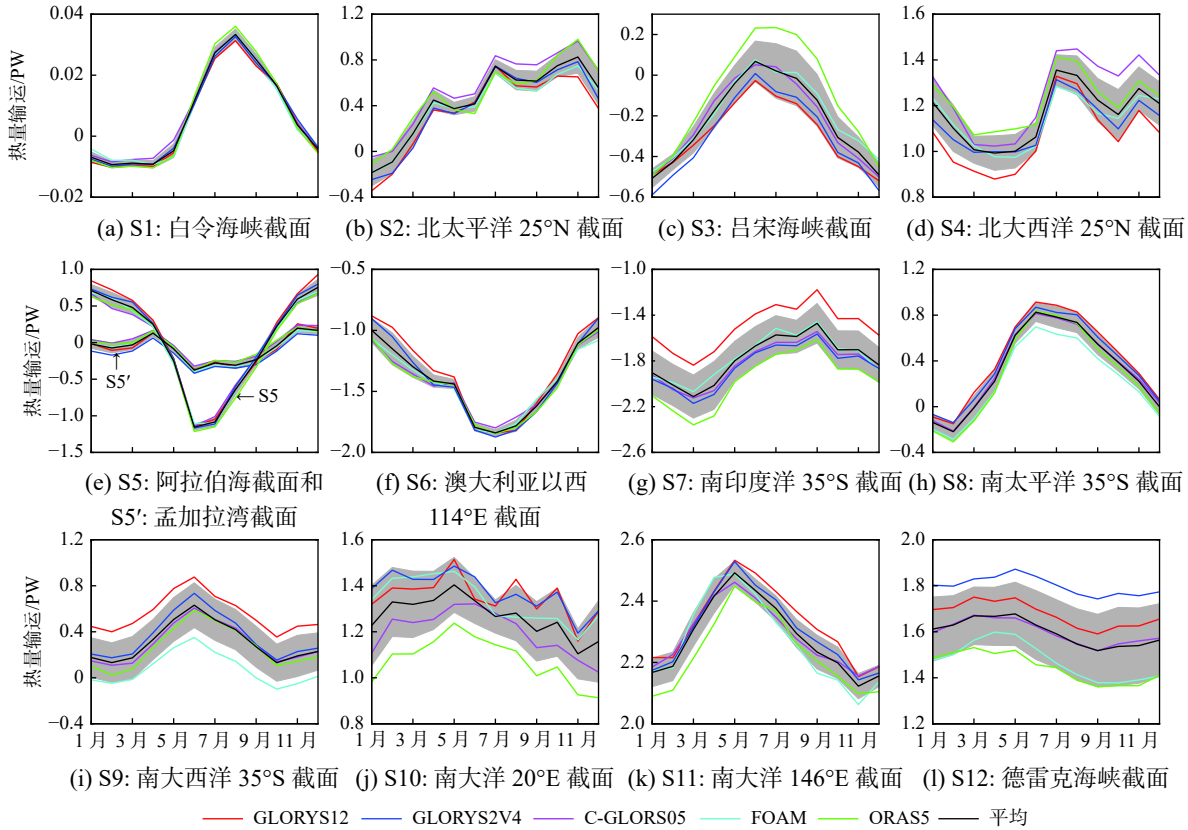


图 5 基于 5 种再分析资料平均统计得到的纬向积分的全球、大西洋、印度洋+太平洋海洋经向热量输运 Q_{MH} 气候态月变化

Fig. 5 Seasonal variation of meridional heat transport for global, Atlantic, and Indian Ocean+Pacific based on the reanalysis data sets

为了进一步研究全球海洋热量输运的季节变化，图 6 给出了基于 5 种再分析资料的全球 12 个关键截面的海洋热量输运的气候态月变化。就北半球而言，白令海峡（S1）在夏秋季节呈现 N 向热量

输运（从太平洋进入北冰洋），其中在 8 月达到最大（约 0.03 PW）；白令海峡在冬春季节呈现 S 向热量输运（从北冰洋进入太平洋），基本在 0.01 PW 左右。北太平洋 25°N 截面（S2）在冬季 1—2 月呈现较弱的 S 向热量输运，在其他月份呈现明显的 N 向热量输运，其中在 7—12 月 N 向热量输运在 0.6 PW 以上。吕宋海峡（S3）热量输运呈现出明显的季节变化，其中 W 向热量输运在冬季最强，输运量可以达到 0.5 PW，在春季和秋季 W 向热量输运变弱；夏季受黑潮入侵流季节变化的影响，呈现较弱的 E 向热量输运。北大西洋 25°N 截面（S4）N 向热量输运常年在 1 PW 以上，其中在春季稍弱，夏季 7—8 月最强。北印度洋区域的阿拉伯海 10°N 截面（S5）热量输运比孟加拉湾 10°N 截面（S5′）呈现更加明显的季节变化。阿拉伯海 10°N 截面在 10 月—次年 4 月呈现 N 向热量输运，其中在冬季达到最大，输运量超过 0.5 PW，在 5—9 月呈现 S 向热量输运，其中在 6—7 月输运量最大超过 1 PW；相比之下，孟加拉湾 10°N 截面基本整体呈现 S 向热量输运。



(a) S1: 白令海峡截面　(b) S2: 北太平洋 25°N 截面　(c) S3: 吕宋海峡截面　(d) S4: 北大西洋 25°N 截面

(e) S5: 阿拉伯海截面和 S5′: 孟加拉湾截面　(f) S6: 澳大利亚以西 114°E 截面　(g) S7: 南印度洋 35°S 截面　(h) S8: 南太平洋 35°S 截面

(i) S9: 南大西洋 35°S 截面　(j) S10: 南大洋 20°E 截面　(k) S11: 南大洋 146°E 截面　(l) S12: 德雷克海峡截面

注：黑色粗线表示平均结果，阴影区域表示 5 种再分析资料计算结果的标准差。

图 6　基于 5 种再分析资料的全球 12 个关键截面的热量输运气候态月变化

Fig. 6　Seasonal variation of heat transport across the 12 sections based on the 5 reanalysis data sets

就南半球而言，西澳大利亚以西的 114°E 截面（S6）的 W 向热量输运基本代表了太平洋和印度洋通过印尼贯穿流交换的热量，其在一年中呈现出先增加后减小的季节变化特征：W 向热量输运在夏季最小（1 PW 左右），秋季不断增大，在冬季达到最大（约 1.8 PW），春季又逐渐减弱。南印度洋 35°S 截面（S7）呈现明显的 S 向热量输运，气候态月输运量在 1.5～2.0 PW 变化，其中在冬春季节输运量高于夏秋季节。南太平洋 35°S 截面（S8）在夏季 1—2 月呈现较弱的 S 向热量输运，在其余月份呈现 N 向热量输运，输运量在秋季不断增加，在冬季达到最大 0.8 PW，春季又逐渐减弱。南大西洋 35°S 截面（S9）与北大西洋 25°N 截面（S4）一样，常年呈现 N 向热量输运，年平均输运量约为 0.3

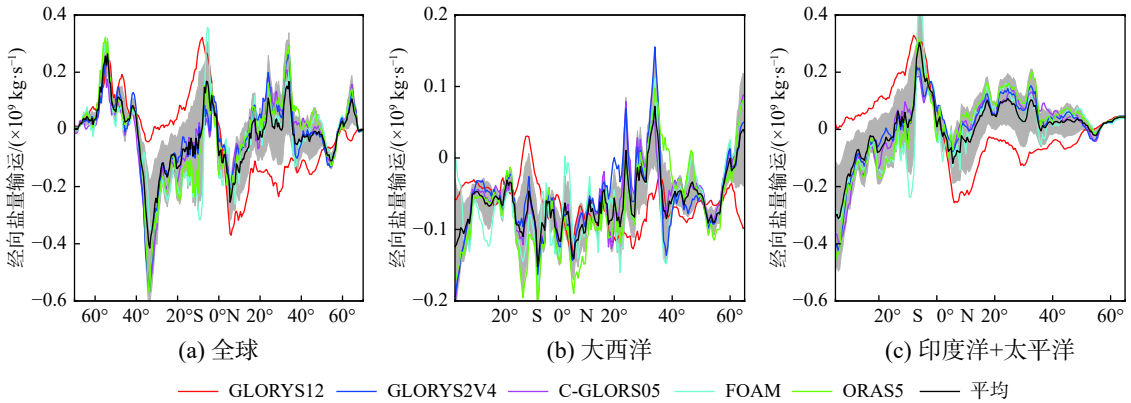
PW，输运量在秋冬季节大于春夏季节。相比于各大洋截面的经向热量输运，南大洋区域由于强烈的 E 向南极绕极流的驱动，E 向热量输运明显。南大洋 20°E（S10）、146°E 截面（S11）和德雷克海峡（S12）的 E 向热量输运基本均呈现出在秋冬季节高于春夏季节。虽然，南半球夏季太阳直射南半球，表层南大洋水体携带更多的热量 E 向输运。这说明，冬季次表层或深层的南大洋环流 E 向热量输运强度要比夏季明显。

4 全球海洋盐量输运

4.1 气候态平均结果

使用 GLORYS12、GLORYS2V4、C-GLORS05、FOAM 和 ORAS5 五种再分析资料分别计算了纬向积分的全球海洋经向盐量输运 Q_{MS} 以及 Q_{MS} 平均结果，如图 7a 所示。由于海洋盐度垂向变化并不像温度那样明显（海洋盐度从表层到深层基本在 33～37，世界大洋平均盐度为 34.6；而海洋温度从表层到深层迅速减小，变化范围可以从表层最大约 30 °C 到海洋底层约 0 °C，因此海洋整体热量输运与上层海洋的热量输运更加相关），因此海洋 Q_{MS} 与 Q_{MW} 基本一致（图 2）。在南大洋（40°S 以南）、赤道以南低纬度区域（0°～5°S）、北半球副热带（25°～35°N）以及北半球高纬度区域（60°～65°N）呈现出 N 向盐输运。在南半球中低纬区域（5°～40°S）、北半球低纬（0°～20°N）和中高纬区域（35°～60°N）呈现出 S 向盐输运，并且有 2 个高值区：一个是在南半球 35°S 附近，S 向盐量输运达到 0.4×10^9 kg/s；另一个是在北半球低纬度 5°N 附近，S 向盐量输运超过 0.2×10^9 kg/s。

同时，基于 5 种再分析资料分别计算了大西洋、印度洋+太平洋的 Q_{MS}，结果见图 7b 和图 7c。就大西洋而言，除了在北大西洋 35°N 附近和 60°N 以北的高纬度区域，整体上均呈现出 S 向盐输运，输运量随着纬度变化波动明显，大小一般在 0.05×10^9～0.15×10^9 kg/s。平均结果显示，通过北大西洋 25°N 截面（S4）的 S 向盐量输运约为 0.14×10^9 kg/s，通过南大西洋 35°S 截面（S9）的 S 向盐量输运约为 0.13×10^9 kg/s。印度洋+太平洋整体上在南半球低纬区域（0°～10°S）以及北半球 10°N 以北呈现 N 向盐输运，其中通过北太平洋 25°N 截面（S2）的 N 向盐量输运较少，仅有 0.03×10^9 kg/s；而在南半球中低纬度（10°S 以南）以及北半球低纬区域（0°～10°N）呈现 S 向盐输运，其中通过南印度洋 35°S 截面（S7）约有 0.95×10^9 kg/s 的 S 向盐量输运，而通过南太平洋 35°S 截面（S8）约有 0.66×10^9 kg/s 的 N 向盐量输运。相比于全球以及各大洋 Q_{MS}，南大洋 Q_{ZS}运更加显著。平均结果显示，在南大洋 20°E（S10）、



注：黑色粗线表示平均结果，阴影区域表示 5 种再分析资料计算结果的标准差。

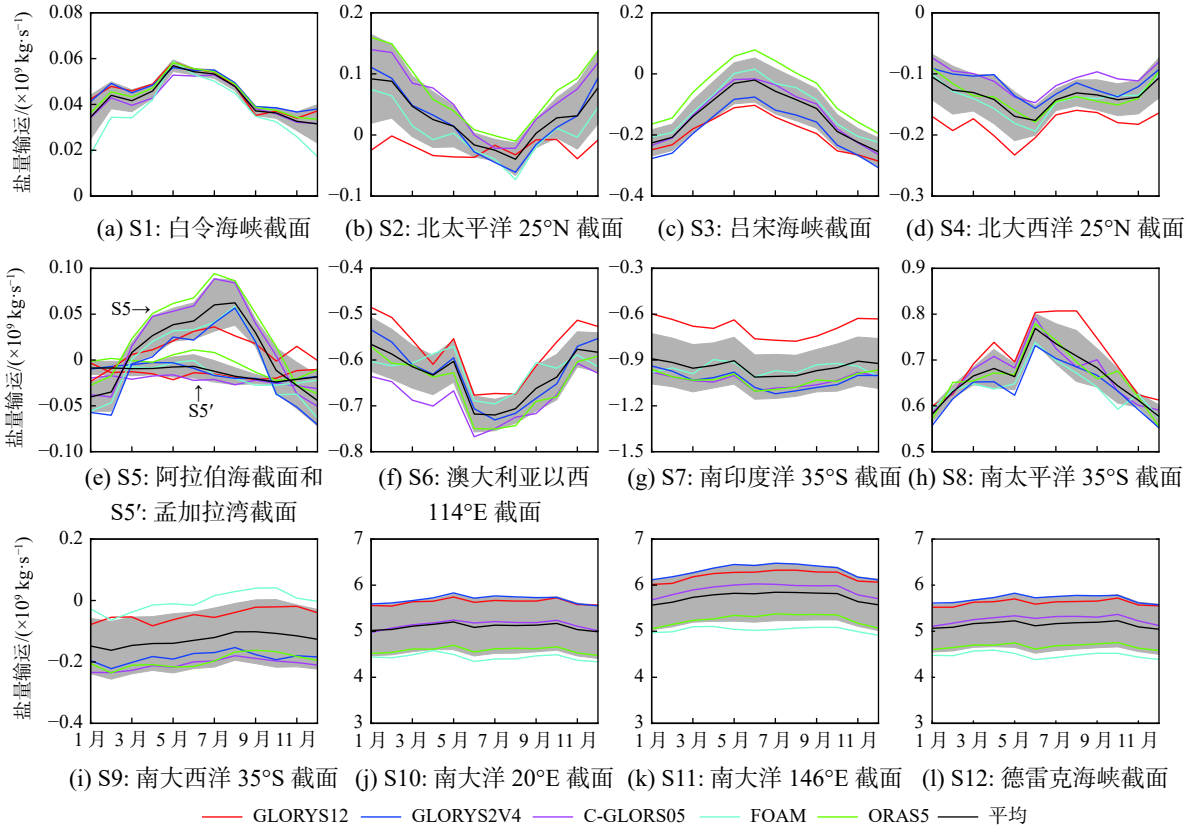
图 7 基于 5 种再分析资料计算得到的纬向积分的海洋经向盐量输运 Q_{MS}

Fig. 7 Meridional salt transport calculated from the 5 reanalysis data sets

146°E 截面（S11）以及德雷克海峡（S12）的 E 向盐量输运分别约为 5.1×10^9、5.74×10^9 和 5.15×10^9 kg/s，基本与南大洋体积输运量成比例。

4.2　季节变化

为研究全球海洋盐输运的季节变化，本文基于 5 种再分析资料分析了全球 12 个关键截面的海洋盐量输运的气候态月变化（图 8）。就北半球而言，白令海峡（S1）全年呈现 N 向盐输运（从太平洋进入北冰洋），输运量在春夏季节较高，在秋冬季节较低。北太平洋 25°N 截面（S2）在秋冬春三季呈现 N 向盐输运，并且输运量在冬季达到最大约 0.1×10^9 kg/s，而在夏季呈现较弱的 S 向输运。吕宋海峡（S3）总体呈现 W 向盐输运，年平均输运量约为 0.14×10^9 kg/s；其冬季输运量最大，超过 0.2×10^9 kg/s，夏季输运量最小。北大西洋 25°N 截面（S4）S 向盐量输运月变化基本在 0.1×10^9～0.16×10^9 kg/s，其中 5—6 月较强，冬季较弱。北印度洋区域的阿拉伯海 10°N 截面（S5）在秋冬季节呈现 S 向盐输运，在春夏季节呈现稍强的 N 向盐输运，因此总体年平均呈现较弱的 N 向盐输运；相比之下，孟加拉湾 10°N 截面（S5′）常年呈现较弱的 S 向盐输运。



(a) S1: 白令海峡截面　(b) S2: 北太平洋 25°N 截面　(c) S3: 吕宋海峡截面　(d) S4: 北大西洋 25°N 截面

(e) S5: 阿拉伯海截面和 S5′: 孟加拉湾截面　(f) S6: 澳大利亚以西 114°E 截面　(g) S7: 南印度洋 35°S 截面　(h) S8: 南太平洋 35°S 截面

(i) S9: 南大西洋 35°S 截面　(j) S10: 南大洋 20°E 截面　(k) S11: 南大洋 146°E 截面　(l) S12: 德雷克海峡截面

注：黑色粗线表示平均结果，阴影区域表示 5 种再分析资料计算结果的标准差。

图 8　基于 5 种再分析资料的全球 12 个关键截面的盐量输运气候态月变化

Fig. 8　Seasonal variation of salt transport across the 12 key sections based on the 5 reanalysis data sets

在南半球，通过澳大利亚以西的 114°E 截面（S6）由太平洋进入印度洋的 W 向盐量输运平均约为 0.63×10^9 kg/s，并且在冬季（6—8 月）较强，夏季（11 月—次年 2 月）稍弱。南印度洋 35°S 截面（S7）常年呈现较强的 S 向盐输运，输运量一般在 0.9×10^9～1.0×10^9 kg/s，季节变化较弱。南太平洋 35°S 截

面(S8)N 向盐输运在夏季较弱，冬季较强。南大西洋 35°S 截面(S9)S 向盐输运季节变化较弱，输运量在冬春季节稍高于夏秋季节。南大洋由于强劲的 E 向南极绕极流，其 E 向盐量输运较高，一般在 5×10^9～6×10^9 kg/s，冬季输运量稍高于夏季。

5 结 论

全球海洋环流复杂，其产生的水体和热盐输运决定了各大洋物质和能量的再分配，并且对海气相互作用以及全球气候变化产生重要影响。本研究基于 GLORYS12、GLORYS2V4、C-GLORS05、FOAM 和 ORAS5 五种再分析资料对全球海洋水体和热盐输运进行了估算，同时研究了全球 12 个关键截面输运量的季节变化。

基于 5 种再分析资料的平均计算结果显示，随纬度的变化，纬向积分的海洋经向体积输运 Q_{MW} 与海洋经向盐量输运 Q_{MS} 基本一致。在南大洋、赤道以南低纬度区域(0°～5°S)、北半球副热带(25°～35°N)以及北半球高纬度区域(60°～65°N)呈现 N 向水体和盐输运；在南半球中低纬(5°～40°S)、北半球低纬(0°～20°N)和中高纬(35°～60°N)呈现 S 向水体和盐输运，并且在 35°S 和 5°N 附近有 2 个高值区。由于大西洋强烈的经向翻转环流，大西洋整体上呈现出 S 向净输运，输运量一般在 4 Sv 以下，且随纬度变化明显。北太平洋经向水体和盐输运并不明显，N 向体积输运量一般在 1 Sv 以下。与大洋经向输运相比，南大洋由于强劲的南极绕极流的 E 向流动，其 E 向水体输运显著。平均计算结果显示，在南大洋 20°E、146°E 截面以及德雷克海峡的 E 向体积输运分别约为 144.50、162.46 和 146.05 Sv。针对水体输运气候态月变化分析显示，受环流季节变化的影响，大洋经向水体输运季节变化明显，而南大洋纬向水体输运季节变化则相对较弱。

由于海洋温度随深度增加迅速减小，且中下层较为稳定，因此海洋经向热量输运 Q_{MH} 与上层海洋环流相关性更强。全球海洋在南北半球均呈现向极的 Q_{MH}。北半球海洋热量向北输运，中低纬度输运量为 1.5～2.0 PW，中高纬度区域输运量在 0.5 PW 左右；南半球海洋热量向南输运，在中低纬度输运量在 1 PW 左右，在南大洋输运量不足 0.5 PW。整个大西洋均呈现一致的 N 向热量输运，输运量在北大西洋中低纬度最高可达 1.3 PW，超过 40°N 以北区域输运量迅速减小到 0.5 PW 左右。印度洋+太平洋在南半球 S 向热量输运在 1.0～1.6 PW，在北半球 N 向热量输运在 0.5～0.7 PW，35°N 以北区域 N 向热量输运迅速减小。相比于各大洋 Q_{MH}，南大洋的纬向热量输运 Q_{ZH} 更加明显。平均结果显示，在南大洋 20°E、146°E 截面以及德雷克海峡的 E 向热量输运分别约为 1.27、2.28 和 1.58 PW。这得益于南大洋强劲的南极绕极流的 E 向驱动。由于上层海洋温度季节变化明显，因此各大洋经向热量输运以及南大洋纬向热量输运均呈现较明显的季节变化。

参考文献 (References):

[1] 魏泽勋, 郑全安, 杨永增, 等. 中国物理海洋学研究70年: 发展历程、学术成就概览[J]. 海洋学报, 2019, 41(10): 23-64. WEI Z X, ZHENG Q A, YANG Y Z, et al. Physical oceanography research in China over past 70 years: overview of development history and academic achievements[J]. Haiyang Xuebao, 2019, 41(10): 23-64.

[2] TALLEY L D. Freshwater transport estimates and the global overturning circulation: shallow, deep and through-flow components[J]. Progress in Oceanography, 2008, 78(4): 257-303.

[3] CAI W J, WU L X, LENGAIGNE M, et al. Pantropical climate interactions[J]. Science, 2019, 363(6430): eaav4236.

[4] WU L X, LI C, YANG C X, et al. Global teleconnections in response to a shutdown of the Atlantic meridional overturning circulation[J]. Journal of Climate, 2008, 21(12): 3002-3019.

[5] 史久新, 乐肯堂, 尹宝树, 等. 南极绕极流的经向输运[J]. 海洋科学集刊, 2003, 45: 10-20. SHI J X, LE K T, YIN B S, et

al. Meridional transport of the Antarctic Circumpolar Current[J]. Studia Marina Sinica, 2003, 45: 10-20.

[6] 刘秦玉. 北太平洋副热带海洋环流气候变化研究[J]. 中国海洋大学学报 (自然科学版), 2004, 34(5): 689-696. LIU Q Y. Study on climate variability of the subtropical gyre in the North Pacific[J]. Periodical of Ocean University of China, 2004, 34(5): 689-696.

[7] CHEN X Y, TUNG K K. Varying planetary heat sink led to global-warming slowdown and acceleration[J]. Science, 2014, 345(6199): 897-90.

[8] ROEMMICH D, GILSON J. The 2004−2008 mean and annual cycle of temperature, salinity, and steric height in the global ocean from the Argo Program[J]. Progress in Oceanography, 2009, 82(2): 81-100.

[9] DEACON G. The Antarctic circumpolar ocean[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 1984: 180.

[10] TALLEY L D. Descriptive physical oceanography: an introduction[M]. London: Academic Press, 2011: 473-494.

[11] LUMPKIN R, SPEER K. Global ocean meridional overturning[J]. Journal of Physical Oceanography, 2007, 37(10): 2550-2562.

[12] REID J L. On the total geostrophic circulation of the Indian Ocean: flow patterns, tracers, and transports[J]. Progress in Oceanography, 2003, 56(1): 137-186.

[13] REID J L. On the total geostrophic circulation of the North Atlantic Ocean: flow patterns, tracers, and transports[J]. Progress in Oceanography, 1994, 33(1): 1-92.

[14] REID J L. On the total geostrophic circulation of the Pacific Ocean: flow patterns, tracers, and transports[J]. Progress in Oceanography, 1997, 39(4): 263-352.

[15] 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.

[16] 陈红霞, 林丽娜, 潘增弟. 南极绕极流研究进展综述[J]. 极地研究, 2017, 29(2): 183-193. CHEN H X, LIN L N, PAN Z D. An overview of Antarctic Circumpolar Current research[J]. Chinese Journal of Polar Research, 2017, 29(2): 183-193.

[17] CHIDICHIMO M P, DONOHUE K A, WATTS D R, et al. Baroclinic transport time series of the Antarctic Circumpolar Current measured in drake passage[J]. Journal of Physical Oceanography, 2014, 44(7): 1829-1853.

[18] MEEHL G A, COVEY C, MCAVANEY B, et al. Overview of the coupled model intercomparison project[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 2005, 86(1): 89-93.

[19] 杨广. 气候模式中北太平洋海洋环流经向输运对比研究[D]. 杭州: 浙江大学, 2017. YANG G. Comparative study on the meridional transports of north Pacific oceanic current in climate models[D]. Hangzhou: Zhejiang University, 2017.

[20] JEAN M L, ERIC G, ROMAIN B B, et al. The copernicus global 1/12° oceanic and sea ice GLORYS12 reanalysis[J]. Frontiers in Earth Science, 2021, 9: 698876.

[21] UOTILA P, GOOSSE H, HAINES K, et al. An assessment of ten ocean reanalyses in the polar regions[J]. Climate Dynamics, 2019, 52: 1613-1650.

[22] ARTANA C, FERRARI R, BRICAUD C, et al. Twenty-five years of Mercator ocean reanalysis GLORYS12 at Drake Passage: velocity assessment and total volume transport[J]. Advances in Space Research, 2021, 68: 447-466.

[23] CUNNINGHAM S, ALDERSON S, KING B, et al. Transport and variability of the Antarctic Circumpolar Current in Drake Passage[J]. Journal of Geophysical Research, 2003, 108(C5): 8084.

[24] RENAULT A, PROVOST C, SENNE´CHAEL N, et al. Two full-depth velocity sections in the Drake Passage in 2006: transport estimates[J]. Deep Sea Research Part Ⅱ: Copernicus Marine Environment Monitoring Service, 2011, 58(25/26): 2572-2591.

[25] DONOHUE K A, TRACEY K L, WATTS D R, et al. Mean Antarctic Circumpolar Current transport measured in drake passage[J]. Geophysical Research Letters, 2016, 43(22): 11760-11767.

[26] COLIN DE VERDIÈRE A, OLLITRAULT M. A direct determination of the world ocean barotropic circulation[J]. Journal of Physical Oceanography, 2016, 46(1): 255-273.

[27] Copernicus Marine Environment Monitoring Service. Global ocean physics reanalysis (GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030)[EB/OL]. [2021-10-12]. https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_030.html.

[28] Copernicus Marine Environment Monitoring Service. Global Ocean Ensemble Physics Reanalysis (GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_031) [EB/OL]. [2021-10-15]. https://data.marine.copernicus.eu/product/GLOBAL_MULTIYEAR_PHY_001_031.html.

[29] Copernicus Marine Environment Monitoring Service. Quality information document for global ocean reanalysis multi-model ensemble products GREP GLOBAL-REANALYSIS-PHY-001-031 [EB/OL] (2019-01-01). [2021-10-15]. https://catalogue.marine.copernicus.eu/documents/QUID/CMEMS-GLO-QUID-001-031.pdf.

[30] GANACHAUD A, WUNSCH C. Large-scale ocean heat and freshwater transports during the World Ocean Circulation Experiment[J]. Journal of Climate, 2003, 16(4): 696-705.

[31] WOODGATE R A, AAGAARD K, WEINGARTNER T J. Interannual changes in the Bering Strait fluxes of volume, heat and freshwater between 1991 and 2004[J]. Geophysical Research Letters, 2006, 33(15): L15609.

[32] WOODGATE R A. Increases in the Pacific inflow to the Arctic from 1990 to 2015, and insights into seasonal trends and driving mechanisms from year-round Bering Strait mooring data[J]. Progress in Oceanography, 2018, 160: 124-154.

[33] RABE B, KARCHER M, KAUKER F, et al. Arctic Ocean Basin liquid freshwater storage trend 1992−2012[J]. Geophysical Research Letters, 2014, 41(3): 961-968.

[34] 杨丽娜. 基于Argo剖面的全球热带大洋绝对地转流及北太平洋热、盐输运[D]. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 2015. YANG L N. Absolute geostrophic currents in global tropical oceans and heat and salt transports across the North Pacific based on Argo profiles[D]. Qingdao: Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, 2015.

[35] 张志春. 热带西北太平洋海洋环流经向输运[D]. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 2013. ZHANG Z C. The meridional volume transport of circulation in the tropical Northwest Pacific Ocean[D]. Qingdao: Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, 2013.

[36] WHITWORTH III T, WARREN B A, NOWLIN JR W D, et al. On the deep western-boundary current in the Southwest Pacific Basin[J]. Progress in Oceanography, 1999, 43(1): 1-54.

[37] BRYDEN H L, BEAL L M. Role of the Agulhas Current in Indian Ocean circulation and associated heat and freshwater fluxes[J]. Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, 2001, 48(8): 1821-1845.

[38] FENG M, MEYERS G, PEARCE A, et al. Annual and interannual variations of the Leeuwin Current at 32°S[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2003, 108(C11): 3355.

[39] SLOYAN B M, RINTOUL S R. The Southern Ocean limb of the global deep overturning circulation[J]. Journal of Physical Oceanography, 2001, 31(1): 143-173.

[40] RINTOUL S R, HUGHES C W, OLBERS D. The Antarctic Circumpolar Current system[M]. New York: International Geophysics, Academic Press, 2001, 77: 271-302.

[41] MACDONALD A M, WUNSCH C. An estimate of global ocean circulation and heat fluxes[J]. Nature, 1996, 382(6590): 436-439.

[42] SVERDRUP H U, JOHNSON M W, FLEMING R H. The Oceans: their physics, chemistry, and general biology[M]. New York: Prentice-Hall, 1942.

[43] NOWLIN J W D, WHITWORTH III T, PILLSBURY R D. Structure and transport of the Antarctic Circumpolar Current at Drake Passage from short-term measurements[J]. Journal of Physical Oceanography, 1977, 7(6): 788-802.

[44] WHITWORTH T, PETERSON R G. Volume transport of the Antarctic Circumpolar Current from bottom pressure measurements[J]. Journal of Physical Oceanography, 1985, 15(6): 810-816.

[45] KOENIG Z, PROVOST C, FERRARI R, et al. Volume transport of the Antarctic Circumpolar Current: production and validation of a 20 year long time series obtained from in situ and satellite observations[J]. Journal of Geophysi-

cal Research: Oceans, 2014, 119(8): 5407-5433.

[46] 方国洪, 魏泽勋, 王凯, 等. 中国近海域际水、热、盐输运: 全球变网格模式结果[J]. 中国科学: D 辑, 2002, 21(12): 969-977. FANG G H, WEI Z X, WANG K, et al. Intercontinental water, heat and salt transport in China's offshore waters: results from a global variable grid model[J]. Science in China: Series D, 2002, 21(12): 969-977.

[47] 赵伟. 吕宋海峡水交换的季节性变化研究[D]. 青岛: 中国科学院海洋研究所, 2007. ZHAO W. Seasonal variation of the water exchange in Luzon Strait[D]. Qingdao: Institute of Oceanology, Chinese Academy of Sciences, 2007.

[48] 宋星林, 王辉, 李凯, 等. 吕宋海峡水体通量时空变化特征的数值模拟研究[J]. 海洋预报, 2020, 37(4): 1-14. SONG X L, WANG H, LI C, et al. Numerical simulation of the temporal and spatial variations of the volume transport through the Luzon Strait[J]. Marine Forecasts, 2020, 37(4): 1-14.

[49] 李云, 俞永强. 涡分辨率全球海洋环流模式LICOM模拟的吕宋海峡流场的季节变化[J]. 气候与环境研究, 2014, 19(5): 547-558. LI Y, YU Y Q. Seasonal variation of circulation and water transports in Luzon Strait derived from a quasi-global eddy-resolving ocean general circulation model LICOM[J]. Climatic and Environmental Research, 2014, 19(5): 547-558.

[50] SPRINTALL J, WIJFFELS S E, MOLCARD R, et al. Direct estimates of the Indonesian Throughflow entering the Indian Ocean: 2004−2006[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2009, 114(C7): C07001.

[51] 李淑江, 徐腾飞, 孙俊川, 等. 卡里马塔海峡贯穿流与印尼贯穿流的相互作用[J]. 海洋科学进展, 2021, 39(2): 197-209. LI S J, XU T F, SUN J C, et al. The interaction between the Karimata Strait Throughflow and the Indonesian Throughflow[J]. Advances in Marine Science, 2021, 39(2): 197-209.

[52] BRICAUD C, DRILLET Y, GARRIC G. Ocean mass and heat transport in Copernicus marine service ocean state report[J]. Journal of Operational Oceanography, 2018, 11(Suppl.1): 42-53.

[53] 王斌. 吕宋海峡及南海深层环流的观测与数值模拟研究及机制分析[D]. 青岛: 中国海洋大学, 2012. WANG B. Observed and numerical study on the deep water circulation in the Luzon Strait and South China Sea[D]. Qingdao: Ocean University of China, 2012.

[54] 邱云, 李立. 孟加拉湾上层环流研究综述[J]. 海洋科学进展, 2006, 24(4): 593-603. QIU Y, LI L. Review of study on upper ocean circulation in the Bay of Bengal[J]. Advances in Marine Science, 2006, 24(4): 593-603.

[55] TALLEY L D. Shallow, intermediate, and deep overturning components of the global heat budget[J]. Journal of Physical Oceanography, 2003, 33(3): 530-560.

Global Ocean Water Volume, Heat and Salt Transport and Their Seasonal Changes Based on Reanalysis Data

CUI Wei[1], YANG Jungang[1], ZHANG Jie[1,2], ZHOU Chaojie[3]

(1. *First Institute of Oceanography*, *MNR*, Qingdao 266061, China;
2. *College of Oceanography and Space Informatics*, *China University of Petroleum*, Qingdao 266580, China;
3. *Hainan Research Institute*, *Zhejiang University*, Sanya 572025, China)

Abstract: The global ocean circulation is very complicated, and its related water volume, heat and salt transport determine the redistribution of mass and energy in global ocean and have great impacts on air-sea interactions and climate change. Based on five reanalysis data sets, including GLORYS12, GLORYS2V4, C-GLORS05, FOAM, and ORAS5, this study estimated the global water volume, heat and salt transport that across 12 key sections in global oceans. The results show that the meridional salinity variation is similar to that of the meridional volume transport because the salt transport is proportional to the volume transport due to the less

vertical salinity change. The global ocean exhibits maximum meridional volume transport at around 35°S, and its southward transport is close to 10 Sv. Since ocean temperature decreases rapidly with depth, and the middle and lower layers are relatively stable, ocean meridional heat transport is more related to upper ocean circulation. The global ocean exhibits poleward heat transport in both hemispheres. The transport capacity at mid-low latitudes in northern hemisphere is between 1.5 and 2.0 PW, and that at the same latitudes in southern hemisphere is about 1.0 PW. The northward heat transport spans the entire Atlantic Ocean, with 0.3−1.0 PW at mid-low latitudes in South Atlantic and 1.0−1.3 PW at the mid-low latitudes in North Atlantic. In contrast, the Southern Ocean has significant zonal water volume, heat and salt transport due to the strong eastward Antarctic Circumpolar Current. Statistical results show that there are about 144.5, 162.46 and 146.05 Sv volume transport flowing through the 20°E and, 146°E sections in the Southern Ocean and the Drake Passage, respectively (corresponding to 5.1×10^9, 5.74×10^9, 5.15×10^9 kg/s salt transport, and 1.27, 2.28, 1.58 PW heat transport. In addition, the climatological transport variation shows that the meridional volume, heat and salt transport have obvious seasonality, the zonal heat transport in the Southern Ocean has greater seasonal changes than the zonal volume and salt transport.

Key words: global ocean；water volume transport；heat and salt transport；reanalysis data；seasonal changes

Received: February 14, 2022