

梁浩然, 谢玲玲, 周磊, 等. 印度尼西亚海及周边海域层结的时空变化特征分析[J]. 海洋学报, 2021, 43(5): 63–78, doi:10.12284/hyxb2021071

Liang Haoran, Xie Lingling, Zhou Lei, et al. Analysis of the spatiotemporal characteristics of stratification in the Indonesian seas and surrounding waters[J]. Haiyang Xuebao, 2021, 43(5): 63–78, doi:10.12284/hyxb2021071

印度尼西亚海及周边海域层结的时空变化特征分析

梁浩然^{1,2}, 谢玲玲^{1,2,3*}, 周磊^{4,5}, 郑全安⁶, 李明明^{1,2,3}

(1. 广东海洋大学 海洋与气象学院 近海海洋变化与灾害预警实验室, 广东 湛江 524088; 2. 广东省高等学校陆架及深远海气候资源与环境重点实验室, 广东 湛江 524088; 3. 南方海洋科学与工程广东省实验室(湛江), 广东 湛江 524025; 4. 上海交通大学 海洋研究院, 上海 200240; 5. 南方海洋科学与工程广东省实验室(珠海), 广东 珠海 519080; 6. 美国马里兰州 大学 大气与海洋科学系, 马里兰州 大学市 20742)

摘要: 本文利用 World Ocean Atlas 2013 (WOA13) 和 Simple Ocean Data Assimilation version 3.1.1 (SODA v3.3.1) 温盐资料, 分析印尼贯穿流 (ITF) 路径及所经印度尼西亚海及周边西太平洋、南海和东印度洋海域的层结强度 (N^2) 和跃层特征的三维时空变化特征。结果表明, 气候态下 ITF 3 条路径上跃层平均 N^2 差异较小, 其中中部路径平均值最大, 为 $10^{-3.68} \text{ s}^{-2}$, 东部路径平均值最小, 为 $10^{-3.71} \text{ s}^{-2}$; 各路径跃层深度和厚度存在明显差异, 东部路径跃层深度和厚度最大, 分别为 124 m 和 192 m, 中部次之, 西部最小为 99 m 和 143 m, 并且印尼海的跃层深度和厚度平均值均小于其他海域。印尼海 N^2 存在显著的季节变化和 4~7 a 的多年周期变化, 其中年际变化可能主要受厄尔尼诺-南方涛动事件影响。季节上, 在印尼海域内, ITF 3 条路径夏季层结强度均小于冬季 (北半球夏冬季), 夏、冬两季 N^2 差值最大可达到两个量级。1993–2015 年的长期变化趋势显示, 印尼海及周边大部分海域的层结强度呈现增强趋势, 其中印度洋中部和哈马黑拉海 23 a 内最大层结增强近 0.1 个量级。

关键词: 印度尼西亚海; 浮力频率; 密度跃层; 印尼贯穿流; 厄尔尼诺-南方涛动

中图分类号: P731

文献标志码: A

文章编号: 0253-4193(2021)05-0063-16

1 引言

印度尼西亚海 (Indonesian seas, 简称印尼海) 横跨赤道, 位于亚-澳大陆之间, 具有复杂的岸线、狭窄的水道、众多的岛屿以及崎岖的海底地形^[1], 是太平洋和印度洋在低纬度海域进行物质和能量交换的主要通道^[2] 和全球热盐输送带的关键环节^[3-4]。该海域还是太平洋-印度洋大尺度海洋波动的波导汇聚区^[5-6] 和大气季节内振荡活跃区, 在海盆季风和气候模态变化、全球物质能量平衡, 以及气候系统演变中

具有重要作用^[3,7-8]。同时, 作为连接南海与印度洋的重要通道, 印尼海还是我国“海上丝绸之路”的要地。认识印尼海水文特性和动力过程, 是开展海上丝绸之路等海洋活动的重要基础。

海水层结和密度跃层是海洋基本水文特征, 是海洋环流、内波等动力过程、海洋生物地球化学过程以及气候系统变化等科学研究的重要参数, 直接影响着海洋能量循环和物质垂向输送^[9-10]。海洋层化在海洋军事、航海输运以及渔业养殖^[11] 等海洋应用方面也有着重要作用。因此, 开展印尼海水层结特征研

收稿日期: 2020-03-20; 修订日期: 2020-08-19。

基金项目: “全球变化与海气相互作用”专项 (GASI-IPOVAI-01-02); 南方海洋科学与工程广东省实验室(湛江)项目 (ZJW-2019-08); 国家自然科学基金 (41776034); 广东省高等学校创新团队项目 (2019KCXTF021); 广东省冲一流专项资金项目 (231419012)。

作者简介: 梁浩然 (1994—), 男, 安徽省萧县人, 研究方向为物理海洋。E-mail: gdhdxlhr@126.com

* **通信作者:** 谢玲玲 (1983—), 女, 教授, 山东省莱芜市人, 研究方向为物理海洋。E-mail: xiell@gdou.edu.cn

究,具有重要的科学意义和实用价值。

目前,印尼海海水层结时空变化还鲜有研究,前人多关注了该海域印尼贯穿流(ITF)和潮汐潮流特征。研究显示,ITF共分为西、中、东3条路径,西部路径经卡里马塔海峡流入,水体输运量约为 $2 \times 10^6 \sim 4 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ^[12-15];中部路径通过望加锡海峡流入,输运量为 $9 \times 10^6 \sim 11.6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$,是ITF的主要路径^[16-18];东部路径通过马鲁古海和哈马黑拉海流入,估计输运量为 $1 \times 10^6 \sim 3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ^[19-20]。ITF具有显著的多尺度变化特征^[21],在季节内尺度上,ITF受大气季节内震荡(MJO)影响明显^[22];季节尺度上,ITF具有明显的年周期和半年周期变化,其最大通量出现在8-9月^[23];年际上ITF主要受厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)和IOD事件影响,并反作用于ENSO事件^[24-26]。印尼海域内潮汐、潮流复杂多变,正压潮与内潮之间、不同海域内潮之间以及不同周期内潮分潮之间均会发生相互作用^[27-28]。该海域正压潮以半日潮为主^[29],海峡处 M_2 分潮振幅可达 2 m ^[30];并且半日分潮和全日分潮的传播方向存在明显差别,半日分潮由东印度洋传入,全日分潮由西北太平洋传入^[27,29];大部分区域内潮流速大于正压潮,在苏拉威西海内潮最大流速可达 0.2 m/s ^[31]。前人还对该海域的水团来源进行了分析,Nof^[32]、Gordon和Fine^[33]证实盐度较低的北太平洋水通过望加锡海峡温跃层进入印尼海,盐度较高的南太平洋水通过印尼海东部温跃层下层进行输运。张艳慧等^[34]发现印尼海东部中层水体可能是由南太平洋南极中层水(AAIW)和南太平洋热带水(SPTW)垂向混合形成的,也可能是印度洋的AAIW向北延伸的结果。Wang等^[35]发现,马鲁古海次表层水团来自于北太平洋热带水(NPTW),中层受来自于南太平洋的AAIW控制;哈马黑拉海次表层水体来自于SPTW,中层来自AAIW;水团来源存在季节和年际变化。张晶等^[7]研究表明从卡里马塔海峡输入的高温低盐的南海表层水会对印尼海产生重要影响。

在南海、西北太平洋等印尼海周边海域,部分研究分析了浮力频率和跃层的变化。在南海研究方面,刘桂芳^[36]简要分析了粤东陆架区夏季密度跃层强度和厚度的分布特征,得出在远海密度跃层强度逐渐减弱、厚度逐渐增加的规律;张绪东等^[37]和刘金芳等^[38]详细阐述了台湾周围海域密度跃层的空间分布和季节变化规律;廖光洪等^[39]发现南海北部浮力频率存在显著的季节变化特征,而海盆深水区浮力频率最大值季节性变化较弱,但空间分布存在明显的季节差异;郑曼立等^[40]得出粤西和琼东海区冬季近岸区域混合

层较深,外海密度跃层深度位于 $60 \sim 120 \text{ m}$ 且层结较强,浮力频率大于 10^{-2} s^{-2} ;袁瑞等^[41]发现在南海范围内,拉尼娜年海洋层化现象较弱,厄尔尼诺年层结较强。在西北太平洋研究方面,Emery等^[42]发现北太平洋浮力频率分布存在明显的地域差异和季节性差异;蒲书箴等^[43]发现热带西太平洋浮力频率具有明显的年际变化,与ENSO有密切关系;江伟等^[44]利用模式同化的温盐数据产品对西北太平洋密度跃层的类型、上下界以及强度的空间分布特征和季节变化进行分析,得出西北太平洋不同纬度的密度跃层在季节上存在明显差异。近期,Yamaguchi和Suga^[45]发现随着全球变暖,自1960年以来全球约40%的海洋密度层结正在加强,垂向物质输运变弱,其中热带区域更加显著。

印尼海海域上层温度受局地太阳辐射以及赤道纬向风引起的自由开尔文波和罗斯贝波影响^[6],同时ITF各路径将南海表层大量淡水和热量以及南、北太平洋次表层高温高盐水和中层低盐水输入印尼海^[7,32-35,46],经蒸发、降雨以及潮汐混合等多种因素的作用,使印尼海形成了独特的层结和密度跃层分布特征。但在前人研究中,针对印尼海密度跃层和层结强度三维空间特征的研究还较少,尤其对ITF不同路径上的差异变化认识较少。此外,印尼海区跃层和层结强度的季节和年际变化规律也有待进一步研究^[47]。因此,本文利用气候态WOA13(World Ocean Atlas 2013 Version 3.1.1)数据和SODA v3.3.1(Simple Ocean Data Assimilation)数据,研究印尼海及周围海域($20^\circ \sim 25^\circ \text{N}$, $95^\circ \sim 141^\circ \text{E}$),尤其是ITF 3条路径上的层结强度和密度跃层的空间特征和时间变化规律。

2 数据与方法

2.1 数据来源

本文所用数据取自美国国家海洋和大气管理局(NOAA)国家海洋数据中心的WOA13数据集产品^[48-49]和美国马里兰大学的SODA v3.3.1海洋数据集^[50-51],下载网址分别为<https://www.nodc.noaa.gov/OC5/woa13/woa13data.html>和https://www.atmos.umd.edu/~ocean/index_files/soda3.3.1_mn_download.htm。WOA13为全球海洋气候学数据,包含1955-2012年气候态月平均、季平均和年平均的温度、盐度、溶解氧等多种海洋要素,水平空间分辨率有 5° 、 1° 和 0.25° 3种,垂向从表层到最大深度层5 500 m共分102层。SODA v3.3.1为海洋资料同化数据,包含1993-2015年全球月平均温度、盐度、流场、风场和海面高度等多种全球海洋

要素,空间分辨率为 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$,垂向方向共50层,深度范围为5~5390 m。

选取WOA13数据集中空间分辨率为 $0.25^{\circ}\times 0.25^{\circ}$ 的气候态年平均和月平均温盐数据,数据纬度范围为 $20^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$,经度范围为 $95^{\circ}\sim 141^{\circ}\text{E}$,共33485个网格点,垂向上取上层500 m,共37层。选取SODA v3.3.1数据集1993–2015年的月平均温盐数据,数据空间分辨率为 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$,纬度范围为 $20^{\circ}\sim 25^{\circ}\text{N}$,经度范围为 $95^{\circ}\sim 141^{\circ}\text{E}$,共8463个网格点,垂向上取上层500 m,共24层。

2.2 ITF 路径选取

在印尼海众多海峡中,望加锡海峡是ITF的主要流入通道,其次是利法马托拉海峡和卡里马塔海峡^[33];ITF 3个主要流出通道分别是龙目海峡、翁拜海峡和帝汶海峡^[21],在INSTANT观测中这3个海峡的平均流量分别为 $2.6\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$ 、 $4.9\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$ 和 $7.5\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$ ^[52]。由于卡里马塔海峡水深较浅,早期对南海海水是否通过卡里马塔海峡进入印尼海存在争议^[53]。后续观测和数值模拟显示卡里马塔海峡是南海南部海区的主要流出通道,流量达 $1.6\times 10^6\sim 3.6\times 10^6\text{ m}^3/\text{s}$ ^[54-58]。Qu等^[12,59-60]给出了太平洋-印度洋贯穿流南海分支示意图,指出北赤道流在菲律宾海岸分叉出向北运动的黑潮,到达吕宋海峡附近后,一支分流穿过吕宋海峡进入南海腹地,途径西沙群岛、卡里马塔海峡、爪哇海、龙目海峡最后进入印度洋。由于卡里马塔海峡水深小于50 m,通过这一海峡主要将南海表层的高温低盐水输入印尼海域,因此本文选取这一路径上表

层(25 m处)气候态流场(图2a)流速最大值为ITF西部路径断面(图1黄色实线)。参照Gordon^[61]和Wang等^[35]给出的印尼贯穿流分支示意图,在中部路径,次表层的NPTW通过棉兰老流,向南进入苏拉威西海,途径望加锡海峡和弗洛里斯海,从帝汶海峡进入印度洋。东部路径主要有两条通道,一是次表层NPTW通过棉兰老流分支进入马鲁古海,后进入班达海;另一条路径是次表层SPTW经新几内亚沿岸流进入哈马黑拉海和塞兰海,途径班达海通过帝汶海峡进入印

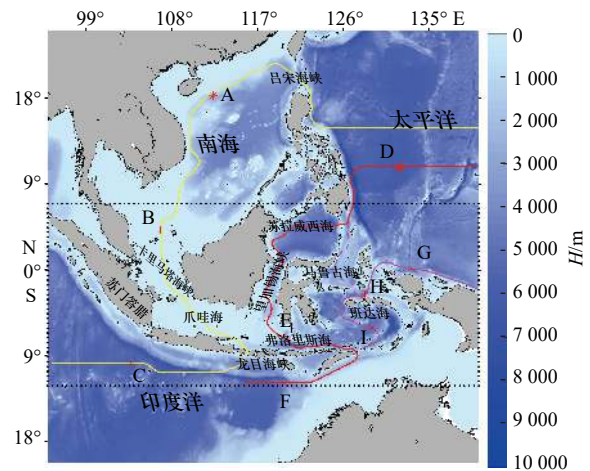


图1 印尼海及周边海域地形图

Fig. 1 Map of Indonesia seas and surrounding waters

黑框为研究印尼海区。黄、红、粉3条曲线分别为ITF西部路径、中部路径和东部路径

Black box indicates the study area of Indonesia seas. Yellow, red, and pink lines represent the western, central, and eastern pathways of the ITF, respectively

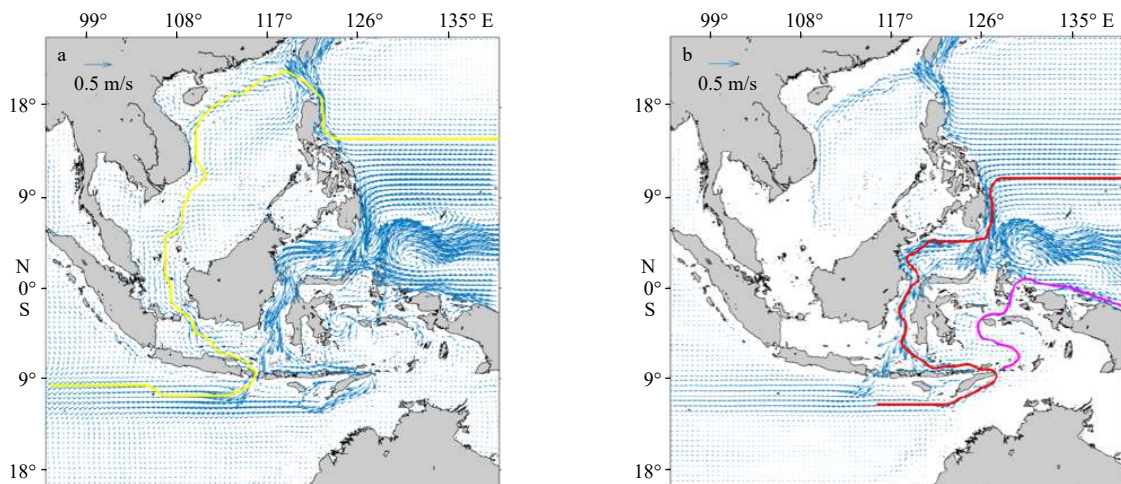


图2 印尼海及周边海域气候态流场分布

Fig. 2 2D distribution ($x-y$) of climatological velocities in the Indonesian seas and surrounding waters

a. 25 m 深度流场, b. 150 m 深度流场; 黄、红、粉曲线分别为ITF西部路径、中部路径和东部路径

a. Velocities at 25 m depth; b. velocities at 150 m depth; yellow, red, and pink lines represent the western, central, and eastern pathways of the ITF, respectively

度洋; 本文主要研究 SPTW 进入哈马黑拉海的路径断面。为进一步确定中部和东部路径, 选取中部和东部路径上 150 m 深度的气候态流场(图 2b) 流速最大值为 ITF 中部路径断面(图 1 红色实线)和 ITF 东部路径断面(图 1 粉色实线)

2.3 数据处理

对 WOA13 和 SODA v3.3.1 的温盐数据在垂向上进行三次样条插值, 得到垂向间隔为 1 m 的温盐数据, 用海水状态方程 TESO(2010) 计算位势密度, 进而用公式 $N^2 = -\frac{g}{\rho} \frac{d\rho}{dz}$, 计算浮力频率^[62]。

以图 1 中 A-F 点为例, 对比 WOA13 气候态年平均数据和 SODA 逐月平均数据插值前后的密度和层结剖面, 可以看出各海域插值前后上 500 m 的密度剖面和 N^2 剖面几乎完全重合(图未显示), 因插值引起误差可忽略。同时, 对比 WOA13 和 SODA 数据, 二者剖面几乎完全相同, 说明两种数据具有统一性。

本文采用垂向梯度法进行密度跃层判定^[44, 63], 在水深小于 200 m 的近岸海域, 跃层密度梯度大于 0.1 kg/m^4 ; 在水深大于 200 m 的海域, 跃层密度梯度大于 0.015 kg/m^4 。

3 气候态分布特征

3.1 沿 ITF 路径断面分布

图 3 给出 ITF 3 条路径 500 m 以上温盐断面分布。在西部路径(图 3a、图 3d), 太平洋表层水温度较高, 可达 29°C , 温度梯度较小, 盐度较低; 次表层为高温高盐的 NPTW^[64], 盐度最高可达 35, 温度梯度较大。南海表层温度较高, 盐度较低; 次表层南海热带水(SCSTW) 温度略低于 NPTW, 等温线与太平洋相比有明显抬升, 温度梯度最大值约在 50~80 m 深度处。通过卡里马塔海峡, 西部路径将南海表层相对高温低盐的海水输入印尼海域^[7], 受赤道强太阳辐射、降雨、地表径流以及较强的潮致混合影响, 使卡里马塔海峡和爪哇海整体呈现高温低盐的特征。印度洋海域表层为高温低盐的印度洋东部表层水(EIW), 在次表层由东向西海水从低温低盐的亚-澳中间水(AAMW) 逐渐转变为低温盐度较高的北印度洋中央水(NICW), 随深度增加在 100 m 附近海水温度梯度最大。

中部路径(图 3b、图 3e), 太平洋海域温盐的垂向分布特征与西部路径基本相同。在次表层, 高盐的 NPTW 通过棉兰老流进入印尼海域后与中层低盐水

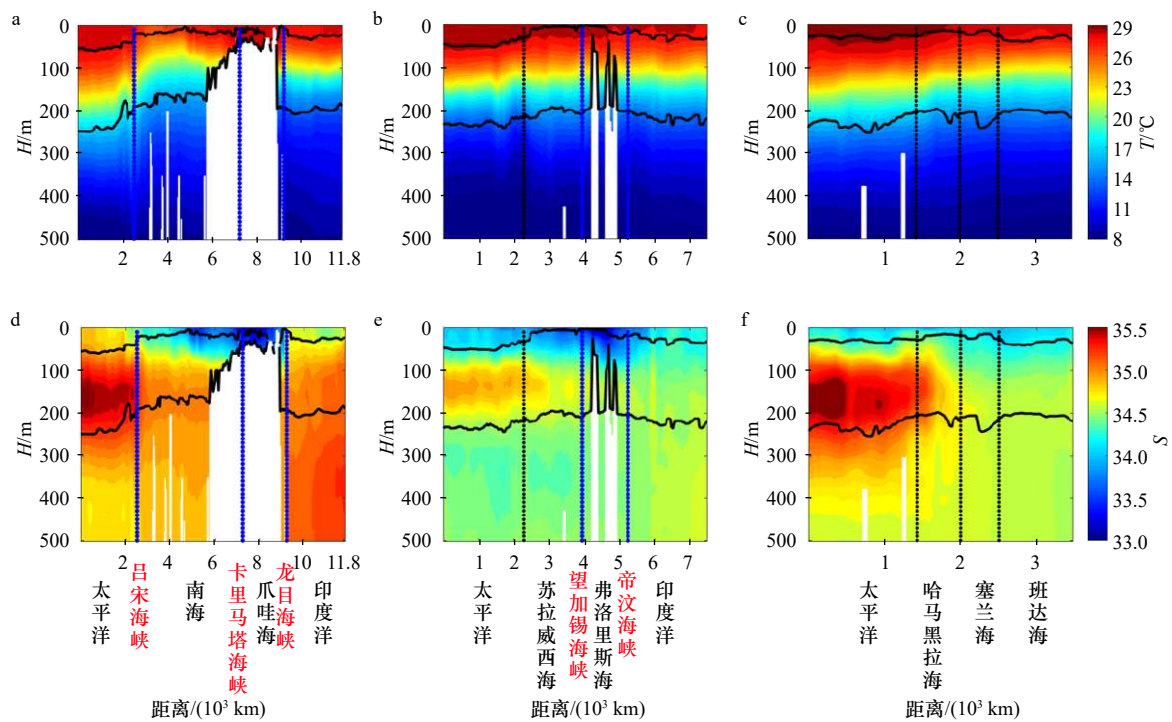


图 3 ITF 路径上气候态温度(a-c)和盐度(d-f)断面分布

Fig. 3 Distribution of climatological temperature(a-c) and salinity(d-f) along ITF pathways

a, d. 西部路径; b, e. 中部路径; c, f. 东部路径。蓝色虚线为海峡位置, 黑色实线为跃层上下边界深度

a, d. The western pathway; b, e. the central pathway; c, f. the eastern pathway. Blue dashed lines represent the key straits,

black solid lines represent the upper and the lower boundaries of the pycnocline

混合,盐度逐渐降低,特别是望加锡海峡处海水受地形影响产生较强的垂向混合作用,使这一区域次表层海水盐度明显低于太平洋;弗洛里斯海和望加锡海峡表层低盐水主要来自于通过卡里马塔海峡输入的南海水;最后混合较为均匀的低盐海水通过帝汶海峡流入印度洋,海水盐度逐渐升高。沿中部路径,表层海水的温度呈现逐渐降低的变化趋势,次表层温度等值线呈现抬升趋势,约在150 m处,温度梯度最大。

在东部路径(图3c、图3f),太平洋区域表层为高温低盐的西部赤道-热带水(WET),最大温度可达30℃;次表层为高盐的SPTW,盐度最大值可达35.5,在150 m附近温度梯度最大。在次表层,高盐的SPTW向哈马黑拉海流入并与中层低盐水相互混合,盐度逐渐降低。塞兰海和班达海的温盐垂向分布特征基本相同,上层为高温低盐水,随深度增加温度逐渐降低,盐度逐渐增大,温度梯度在110 m附近达到最大值,总体来看沿东部路径温度等值线呈现逐渐抬升的趋势。前人分析显示,印尼海中东部海域次表层主要由SPTW和NPTW控制,中层主要受北太平洋中层水(NPIW)和AAIW的影响^[33-35];西部海域主要受南海表层水和SCSTW影响^[7]。

图4a表示ITF 3条路径上500 m浮力频率断面分布。在西部路径(图4a)海水分层显著,其中太平洋海域混合层厚度约为50 m,跃层较深,分布在50~250 m, N^2 最大值为 $10^{-3.6} \text{ s}^{-2}$;从吕宋海峡进入南海,混合层厚度和跃层深度沿路径逐渐变浅,层结强度逐渐增加,在卡里马塔海峡以北 N^2 最大值达到

$10^{-3.2} \text{ s}^{-2}$,混合层厚度小于20 m;爪哇海海水水深较浅, N^2 垂向分布较为均匀,强度最弱, N^2 多小于 $10^{-3.9} \text{ s}^{-2}$;进入东印度洋,混合层厚度增大到30 m,跃层约分布在30~170 m深度层, N^2 达到 $10^{-3.6} \text{ s}^{-2}$ 。整个路径总体来看,南海南部海域的层结强度最大,卡里马塔海峡和爪哇海海域层结强度最小,太平洋和印度洋介于二者之间。

沿中部路径(图4b),太平洋上混合层厚度约为40 m,跃层分布深度约为40~220 m,在120 m左右浮力频率最大, N^2 最大值约为 $10^{-3.4} \text{ s}^{-2}$;进入苏拉威西海,海水混合层变浅,跃层抬升至10~200 m深度,在望加锡海峡和弗洛里斯海,上混合层厚度几乎为0;由帝汶海峡进入印度洋,上混合层厚度约为30 m,跃层分布深度约为30~220 m。与印尼海相比,太平洋和印度洋的上混合层厚度以及跃层深度明显较深。

沿东部路径(图4c),混合层厚度和跃层深度分布较为均匀,混合层约为20 m,跃层分布深度约为20~220 m,在100 m上下深度层 N^2 达到最大值约为 $10^{-3.4} \text{ s}^{-2}$,在太平洋和哈马黑拉海北部部分海域可以看出明显的双跃层结构。

对比图3和图4可以看出,在ITF 3条路径上,海水表层和次表层的层结强度主要由海水温度控制,温度梯度最大值所在深度与层结强度最大值所在深度几乎重合,在表层和深层海水温度梯度较小的区域,海水层结强度较弱。而盐度对海水层结强度的贡献较小,东部和西部路径太平洋海域次表层盐度梯度很大,但层结强度却略小于其他区域。

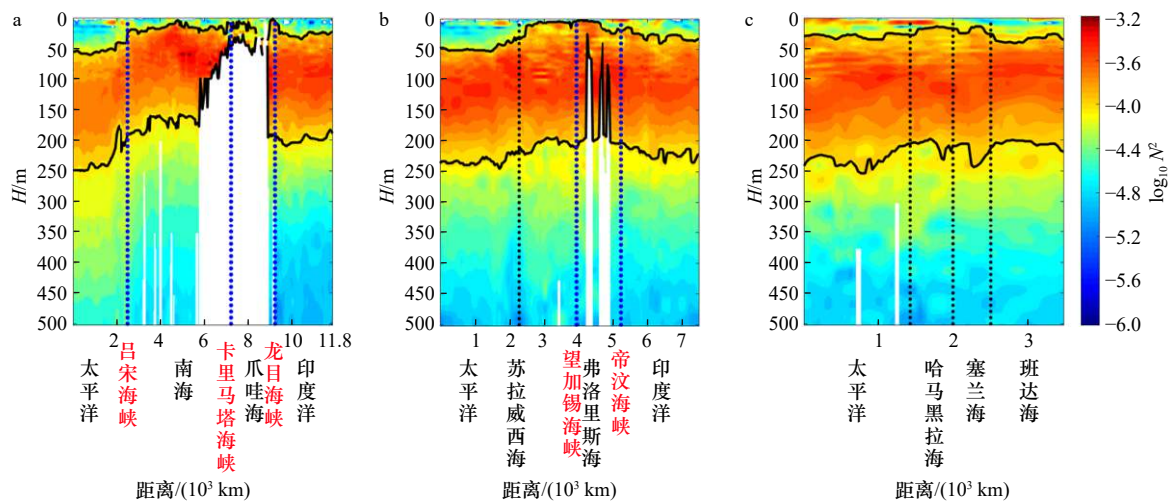


图4 ITF路径上气候态浮力频率(N^2)断面分布(N^2 的单位: s^{-2})

Fig. 4 Distribution of climatological squared buoyancy frequency (N^2) along ITF pathways (unit of N^2 is s^{-2})

a. 西部路径; b. 中部路径; c. 东部路径。蓝色虚线为海峡位置,黑色实线为跃层上下边界深度

a. The western pathway; b. the central pathway; c. the eastern pathway. Blue dashed lines represent the key straits, black solid lines represent the upper and the lower boundaries of the pycnocline

表 1 列出气候态下 ITF 3 条路径上跃层平均浮力频率、平均深度和厚度结果。可见,各路径跃层内平均 N^2 差异较小,其中中部路径平均最大,为 $10^{-3.68} \text{ s}^{-2}$,东部路径最小,为 $10^{-3.71} \text{ s}^{-2}$;各路径上 N^2 变化不大,其中西部路径偏差最大,为 $10^{-0.13} \text{ s}^{-2}$ 。各路径跃层深度和厚度平均值存在明显差异,东部路径跃层深度和厚

度最大,分别为 124 m 和 192 m,中部次之,西部最小为 99 m 和 143 m。不同海域对比来看,印尼海域 3 条路径的跃层深度平均值均要小于其他海域,跃层平均厚度分布特征与深度类似。

3.2 平面分布特征

图 5a 为垂向最大浮力频率 (N^2_{\max}) 的平面分布。

表 1 ITF 路径平均跃层强度、深度和厚度

Table 1 Mean N^2 , depth and thickness of pycnocline along ITF pathways

	跃层平均强度 $\log_{10} N^2$			跃层深度 H_{pyc}/m			跃层厚度 D_{pyc}/m		
	西部	中部	东部	西部	中部	东部	西部	中部	东部
太平洋	-3.78	-3.68	-3.72	142	139	131	180	185	202
南海	-3.64	-	-	79	-	-	126	-	-
印尼海区	-3.86	-3.66	-3.71	45	100	118	57	179	185
印度洋	-3.64	-3.70	-	112	123	-	127	191	-
平均±偏差	-3.70±0.13	-3.68±0.04	-3.71±0.02	99±55	120±27	124±9	143±38	185±22	192±18

注: -表示无数据。

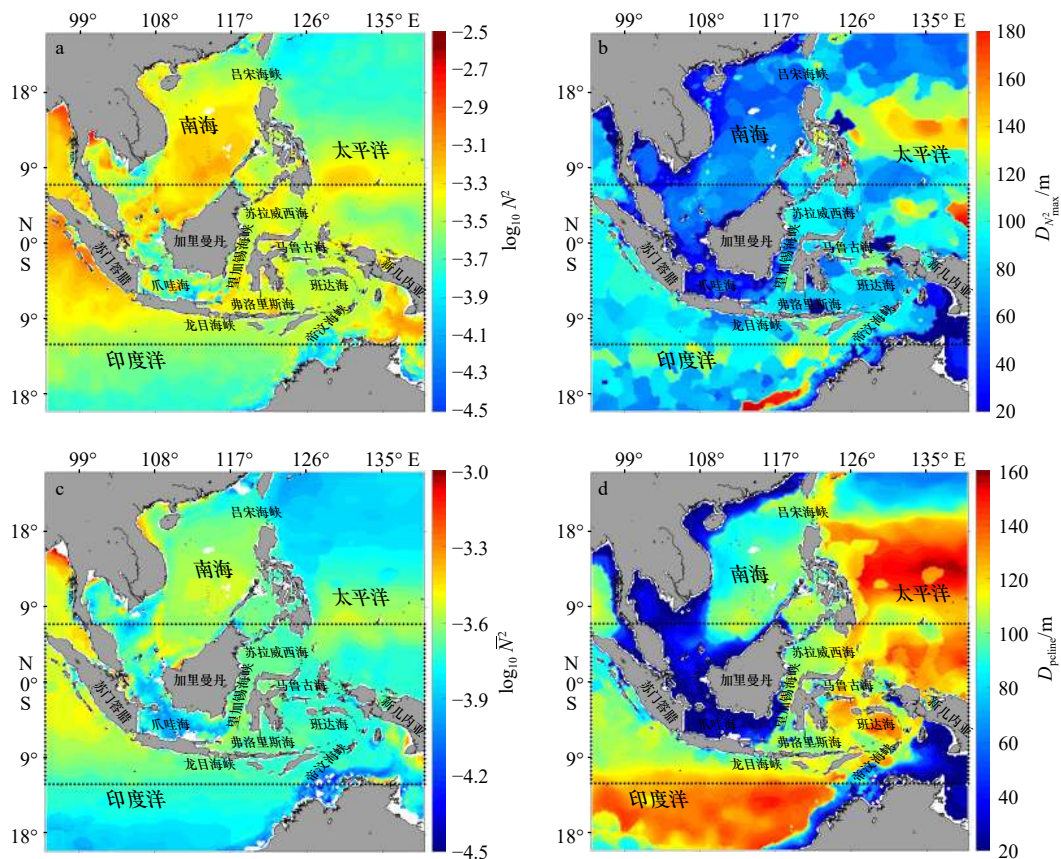


图 5 印尼海及周围海域气候态层结特征平面分布

Fig. 5 2D distribution (x-y) of climatological stratification characteristics in the Indonesian seas and surrounding waters

a. 最大浮力频率 N^2_{\max} ; b. 最大浮力频率所在深度 $D_{N^2_{\max}}$; c. 跃层内平均浮力频率 $\overline{N^2}$; d. 密度跃层平均深度 D_{pcline}

a. The maximum squared buoyancy frequency N^2_{\max} ; b. the depth of the maximum squared buoyancy frequency $D_{N^2_{\max}}$; c. the mean squared buoyancy frequency in pycnocline $\overline{N^2}$; d. the average depth of pycnocline D_{pcline}

可见,在整个研究区,印度洋东侧苏门答腊岛附近海域 N_{\max}^2 最高,约为 $10^{-2.9} \text{ s}^{-2}$,南海海盆东南部次之,达到 $10^{-3.1} \text{ s}^{-2}$, 卡里马塔海峡和爪哇海 N_{\max}^2 最小,为 $10^{-4.1} \text{ s}^{-2}$, 随着远离海岸呈现逐渐减小趋势。ITF 中部路径途经海域 N_{\max}^2 较高,其中热带太平洋、苏拉威西海北部和弗洛勒斯海西部 N_{\max}^2 达到 $10^{-3.3} \text{ s}^{-2}$; 东部路径 N_{\max}^2 分布较为均匀,多在 $10^{-3.4} \text{ s}^{-2}$ 左右。总体而言,印尼海中部和南部海域 N_{\max}^2 分布较为均匀。太平洋除棉兰老岛西部,其他区域 N_{\max}^2 均小于 $10^{-3.5} \text{ s}^{-2}$, 尤其是北赤道流和黑潮影响区域仅为 $10^{-3.7} \text{ s}^{-2}$ 。受太平洋影响,南海东北部陆架 N_{\max}^2 较低为 $10^{-3.5} \text{ s}^{-2}$, 海盆中部以及南部 N_{\max}^2 逐渐增大,整体呈现从北向南逐渐增加趋势。东印度洋 N_{\max}^2 整体呈现出随纬度增加的变化趋势。

图 5b 表示出最大浮力频率所在深度 $D_{N_{\max}^2}$ 的空间分布。可见,陆架浅海区 $D_{N_{\max}^2}$ 分布特征主要受海水深度的影响,如南海西部陆架、卡里马塔海峡和爪哇海等海域, $D_{N_{\max}^2}$ 小于 20 m。在印度洋和南海深水区, $D_{N_{\max}^2}$ 分布较为均匀,南海海盆约为 60~70 m, 印度洋约为 110 m。受到北赤道流的影响,北太平洋 $10^\circ \sim 16^\circ \text{ N}$ 区域 $D_{N_{\max}^2}$ 超过 140 m, 但南北两侧则减小到 60 m 左右。ITF 中部和东部路径上,苏拉威西海和塞兰海 $D_{N_{\max}^2}$ 最大,约为 100 m, 班达海和弗洛里斯海变浅为 80 m 左右。可见, $D_{N_{\max}^2}$ 分布受水深和背景流场共同作用。

图 5c 和图 5d 分别表示出密度跃层内平均浮力频率 (\bar{N}^2) 和跃层平均深度 (D_{pcline}) 的空间分布特征。可见, \bar{N}^2 和 D_{pcline} 分布特征分别与 N_{\max}^2 和 $D_{N_{\max}^2}$ 基本相同,量值上 \bar{N}^2 比 N_{\max}^2 小 0.2~0.5 个量级, D_{pcline} 则比 $D_{N_{\max}^2}$ 大 20~40 m。对比 N^2 和 D_{pcline} , 可以看出层结深度与浮力频率最大值以及平均值之间存在明显的负相关,在浮力频率较大的区域跃层深度较浅,而在浮力频率较小的区域跃层深度较大。

结合图 4、图 5 以及表 1 可以看出,从太平洋到印度洋 ITF 3 条路径层结均存在由强变弱再变强的趋势,跃层深度和混合层深度则存在由深变浅再变深的趋势。由图 3 可以看出,3 条路径从太平洋进入印尼海域海水温度等值线均存在较为明显的抬升现象,中部和东部路径次表层高盐水 (SPTW 和 NPTW) 的盐度迅速降低,在苏拉威西海和哈马黑拉海海水盐度分别从 35 和 35.5 降至 34.6 和 34.7 左右,在垂向上次表层高盐水与中层的低盐水逐渐趋于均匀,水团性质发生显著变化;西部路径进入卡里马塔海峡后海水的盐度也有显著降低。已有研究表明,潮致混合是 ITF 区

域水团转化的重要成因^[61,65-66]。印尼海域正压潮向斜压潮的能量转移十分剧烈,平均能量转移量是全球海洋转移量的 20 倍^[67]。同时,印尼海是一个半封闭海域,内潮生成后仍然被局限在这个区域内,几乎所有的内潮能量在印尼海域内被耗散^[68]。该海域平均的垂直扩散率可达到 $1.5 \text{ cm}^2/\text{s}$, 在塞兰海、哈马黑拉海和望加锡海峡等区域扩散率最大值可达几十个 cm^2/s ^[65,69]。印尼海域内较强且分布不均匀的内潮混合对海域内的海表面温度 (SST) 分布特征也有较大影响^[70-71]。耦合模型表明,如果没有内潮混合,海域内 SST 会增加 0.5° C ^[66]。由于较强的潮汐混合,使 ITF 路径上印尼海域内海水的层结强度低于其他海域。进入印度洋后,沿西部和中部路径海水 N_{\max}^2 和 \bar{N}^2 均逐渐增大,并且从图 4 断面中也可以看出跃层内 N^2 有逐渐增大的变化趋势,其主要原因是 ITF 将印尼海域混合较为均匀的低温低盐海水带入印度洋,并逐渐与印度洋海水进行混合同化,从而形成了随着远离 ITF 流出海峡海水层结强度逐渐增大的变化过程。

4 季节分布特征

研究海区位于低纬度热带海域,受亚澳季风影响,冬季 11 月至翌年 4 月主要为西北风,夏季 5-10 月主要为东南风^[35]。选取 WOA13 数据集中 2 月和 8 月气候态月平均数据分析研究海区层结季节变化。

图 6 示出 ITF 3 条路径夏、冬两季浮力频率断面分布。可见,沿西部路径(图 6a 和图 6b),太平洋夏季混合层厚度明显小于冬季,约为冬季一半,跃层深度夏冬季基本相同,太平洋夏季出现双跃层,跃层强度相当;南海夏季的层结强度则明显高于冬季约 1 个量级,混合层深度和跃层深度明显小于冬季;卡里马塔海峡以北,夏季底层出现强层化, N^2 最大值达 $10^{-3.2} \text{ s}^{-2}$, 而冬季则混合均匀,跃层现象不明显,而卡里马塔海峡南部,冬季层结强度大于夏季。爪哇海夏季层结较弱,冬季层结较强;印度洋夏季混合层厚度和跃层深度要明显大于冬季,跃层厚度和层结强度小于冬季。跃层深度夏冬季差异明显,夏季由太平洋到南海显著抬升,冬季太平洋和南海变化不大,而印度洋海域出现跃层抬升现象。夏、冬季层结差 ΔN^2 如图 6c 所示,可见太平洋和南海 100 m 以上 ΔN^2 为正值,夏冬季最大相差 0.8 个量级,印尼和印度洋海域 ΔN^2 负值, N^2 最大相差 1 个量级。

沿中部路径(图 6d 和图 6e),太平洋和印度洋夏冬季跃层变化与西部路径跃层变化特征类似。苏拉威西海和弗洛里斯海夏季混合层可达 50 m,跃层

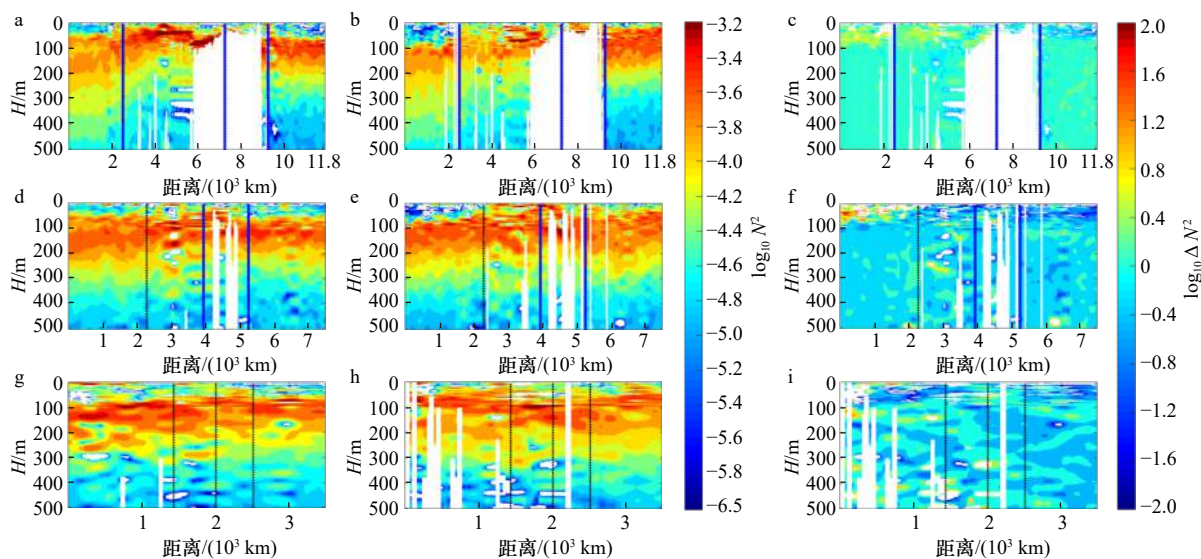


图 6 ITF 路径上夏、冬季浮力频率 (N^2) 断面

Fig. 6 Distribution of summer and winter squared buoyancy frequencies (N^2) along ITF pathways

a, b, c 分别示出 TIF 西部路径夏、冬季浮力频率以及夏冬浮力频率之差 (ΔN^2); d, e, f 为中部路径; g, h, i 为东部路径

a, b, and c are the squared buoyancy frequency in summer, winter and the summer-winter difference (ΔN^2) along the western ITF

pathway, respectively; d, e, and f are that of the central pathway; g, h, and i are that along eastern pathway

集中在 50~200 m, 浮力频率最大值出现在苏拉威西海, 达到 10^{-3} s^{-2} ; 冬季, 印尼海混合层几乎消失, 跃层分布在 20~180 m 深度, 平均层结强度大于夏季, N^2 最大值出现在佛罗里斯海, 约为 10^{-3} s^{-2} , 与夏季相当。在 100 m 以上深度层, 太平洋海域层结强度大于冬季, 最大差值达到 1.5 个量级 (图 6f), 印尼海和印度洋夏季层结强度小于冬季, 最大差值可达到两个量级, 100~500 m 深度之间的大部分海区夏季浮力频率要小于冬季。

东部路径 (图 6g 和图 6h), 太平洋夏季混合层厚度可达 100 m, 跃层集中在 100~200 m, 冬季混合层厚度约 50 m, 在 50~200 m 处层结强度较大, 夏季跃层厚度小于冬季, 但平均层结强度大于冬季。哈马黑拉海和塞兰海夏季混合层厚度和跃层厚度略大于冬季, 跃层内平均层结强度小与冬季。班达海夏季混合层厚度和跃层深度较大, 跃层厚度和跃层内平均层结强度小于冬季。从夏冬两季 ΔN^2 的断面分布来看, 太平洋和班达海 100 m 以上深度夏季浮力频率小于冬季, 而 100~200 m 深度层夏季浮力频率略大于冬季; 哈马黑拉海和塞兰海 100 m 以上深度层夏冬季 N^2 基本相同, 100~200 m 水深夏季小于冬季 (图 6i)。

夏冬两季最大浮力频率 N^2_{\max} 水平分布如图 7a 和图 7b 所示。可见, 在印尼海海域, 爪哇海夏季 N^2_{\max} 明显小于冬季, 差值可达到两个量级, 卡里马塔海峡夏季 N^2_{\max} 明显大于冬季, 最大差值约 1.5 个量级; 其余

大部分区域夏季 N^2_{\max} 略小于冬季, 但夏冬季差异多在 0.5 个量级之内。南海南部和北部海域夏季 N^2_{\max} 普遍高于冬季, 特别是北部陆坡和近岸海域, ΔN^2_{\max} 多大于 1 个量级, 中部区域夏季略小于冬季; 太平洋北部和南部夏季 N^2_{\max} 大于冬季, 中部及吕宋岛东部海域受北赤道流以及黑潮的影响夏季 N^2_{\max} 小于冬季; 印度洋南部海域 N^2_{\max} 夏季要小于冬季, 北部海域 N^2_{\max} 夏季要大于冬季。

对于最大层结深度 $D_{N^2_{\max}}$ (图 7b 和图 7f), 南海和印尼海夏冬两季多分布在 100 m 以浅, 其中马鲁古海、佛罗里斯海、苏门答腊岛南岸以及南海北部海域冬季 $D_{N^2_{\max}}$ 略大于夏季, 夏冬季 $D_{N^2_{\max}}$ 最大差值约 100 m; 南海和印尼海其余海域夏季 $D_{N^2_{\max}}$ 大于冬季, 夏冬季 $D_{N^2_{\max}}$ 最大差值出现在苏拉威西海, 可达 120 m, 平均约相差 60~30 m。太平洋中部和印度洋海域 $D_{N^2_{\max}}$ 夏季明显大于冬季, 而太平洋北部海域 $D_{N^2_{\max}}$ 夏季明显小于冬季。夏冬两季跃层内平均浮力频率值 \bar{N}^2 和跃层平均深度 D_{pcline} 与 N^2_{\max} 和 $D_{N^2_{\max}}$ 变化规律类似, 不再示出。

印度尼西亚海层结强度的季节性差异由多种因素共同作用产生。该海域冬季盛行西北季风, 夏季盛行东南季风, 印尼大部分海域夏季风强度大于冬季风强度, 因此由风应力引起的海水上层混合夏季要大于冬季。在西部路径, 冬季南海大量的高温低盐水进入印尼海域^[7], 使爪哇海处层结强度明显增大 (图 6b);

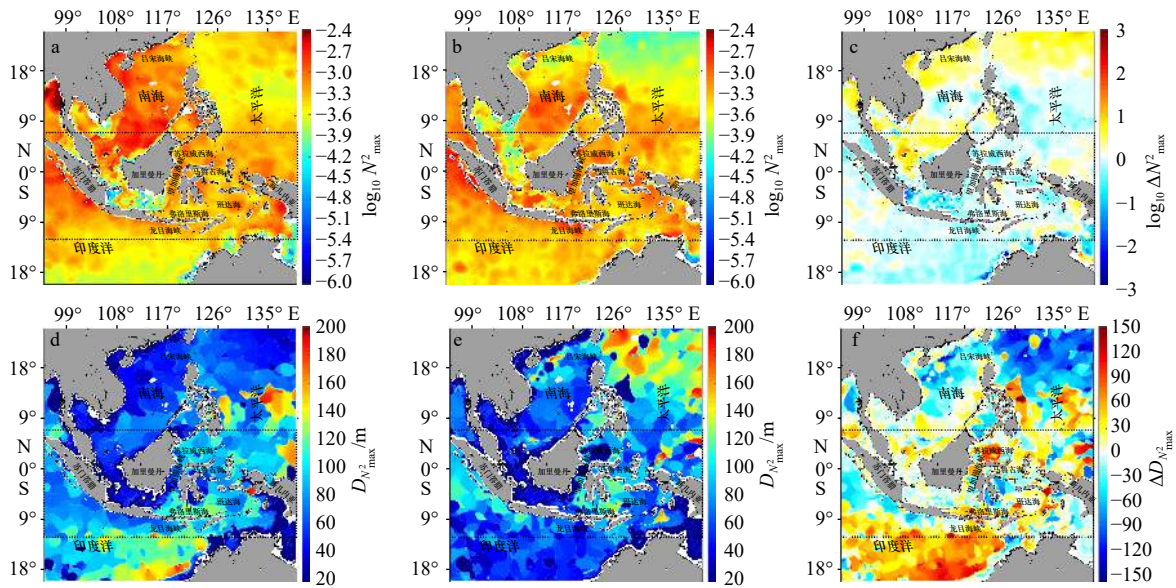


图7 印尼海及周边海域夏冬季最大浮力频率(N_{\max}^2)和最大层结深度 $D_{N_{\max}^2}$ 的平面分布

Fig. 7 2D distribution (x - y) of maximum squared buoyancy frequency (N_{\max}^2) and maximum stratigraphic depth ($D_{N_{\max}^2}$) in summer and winter in the Indonesia seas and surrounding waters

a, b, c 分别示出夏、冬季最大浮力频率(N_{\max}^2)以及夏冬之差(ΔN_{\max}^2); d, e, f 分别示出夏、冬季最大层结深度($D_{N_{\max}^2}$)以及夏冬之差($\Delta D_{N_{\max}^2}$)
a, b, and c are the squared maximum buoyancy frequency (N_{\max}^2) in summer, winter and the summer-winter difference (ΔN_{\max}^2), respectively; d, e, and f are the depth of the maximum squared buoyancy frequency ($D_{N_{\max}^2}$) in summer, winter and the summer-winter difference ($\Delta D_{N_{\max}^2}$), respectively

夏季受东南季风强迫, 卡里马塔海峡上层海水向北流动^[58, 72-73], 混合均匀的爪哇海海水流回南海, 使南海南部海域上层混合层厚度和底层的层结强度均明显增加(图 6a)。在中部路径, 望加锡海峡处夏季海水南向流速大于冬季, 使该海域夏季混合强度大于冬季^[2]; 同时, 冬季南海高温低盐水经过卡里马塔海峡输入望加锡海峡, 使该海域层结强度增强(图 6e)。此外, 印尼海域的季节变化还受到太平洋斜压罗斯贝(Rossby)波和印度洋开尔文(Kelvin)波的影响^[74-75]。在印度洋季风转换期间激发的开尔文波沿赤道向东传播至苏门答腊沿岸, 然后沿岸界向东传播, 最远可穿过龙目海峡抵达望加锡海峡^[52]。Susanto 等^[18]研究表明, 5 月和 11 月印度洋开尔文波对望加锡海峡南向海流速度影响最大。开尔文波抵达望加锡海峡后会减弱该海峡处海水的南向流动, 进而影响该海域的层结强度。

5 年际变化分析

前人研究显示, 印尼海域 ITF 的体积输运和热量输送与 ENSO 和印度洋偶极子(IOD)等大尺度海气耦合现象有着密切关系。受 ENSO 事件影响, ITF 主要的年际变化尺度为 4~7 a^[24], ITF 输运量的振幅约为 $5 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ ^[76]。一般情况下拉尼娜事件期间 ITF 的输

运量会增大, 厄尔尼诺事件期间 ITF 的输运量会减小^[25], 并且 ITF 信号落后 ENSO 信号 8~9 个月^[24]。另一方面, ITF 对热带印太海温异常也有着十分显著的影响^[77-79], IOD 事件强迫 ITF 输送更多太平洋上层暖水进入印度洋, 使得赤道太平洋温跃层抬升, 进而激发赤道开尔文波东传, 有利于厄尔尼诺的结束和拉尼娜的生成^[26]。在模式实验中, 关闭 ITF 通道会使得太平洋出现赤道东风显著减弱, 温跃层变平, 正反馈提高, 东侧上升流减弱的现象, 说明关闭 ITF 会使太平洋 ENSO 事件更加频繁^[80]。这些研究暗示, 印尼海的跃层和层结可能存在年际变化并受到 ENSO 事件影响。

图 8 示出 1993 年 1 月至 2015 年 12 月沿 ITF 3 条路径断面最大浮力频率 N_{\max}^2 逐月变化。可见, 西部路径(图 8a)爪哇海 N_{\max}^2 最小, 小于 10^{-4} s^{-2} , 太平洋次之, 南海东北部以及印度洋 N_{\max}^2 较小, 南海西南部、卡里马塔海峡北部和龙目海峡附近 N_{\max}^2 较大, 最大为 $10^{-2.8} \text{ s}^{-2}$ 。中部路径(图 8b), N_{\max}^2 普遍大于西部路径。其中太平洋、印度洋以及苏拉威西海 N_{\max}^2 小于 $10^{-3.4} \text{ s}^{-2}$, 望加锡海峡和佛罗里斯海 N_{\max}^2 最大, 达 10^{-3} s^{-2} 。东部路径(图 8c), 太平洋海域的平均 N_{\max}^2 明显大于其他两个路径, 最大值可达 10^{-3} s^{-2} ; 在印尼海域内, 哈马黑拉海的平均 N_{\max}^2 最大, 班达海次之, 塞兰海的平均 N_{\max}^2 最小。

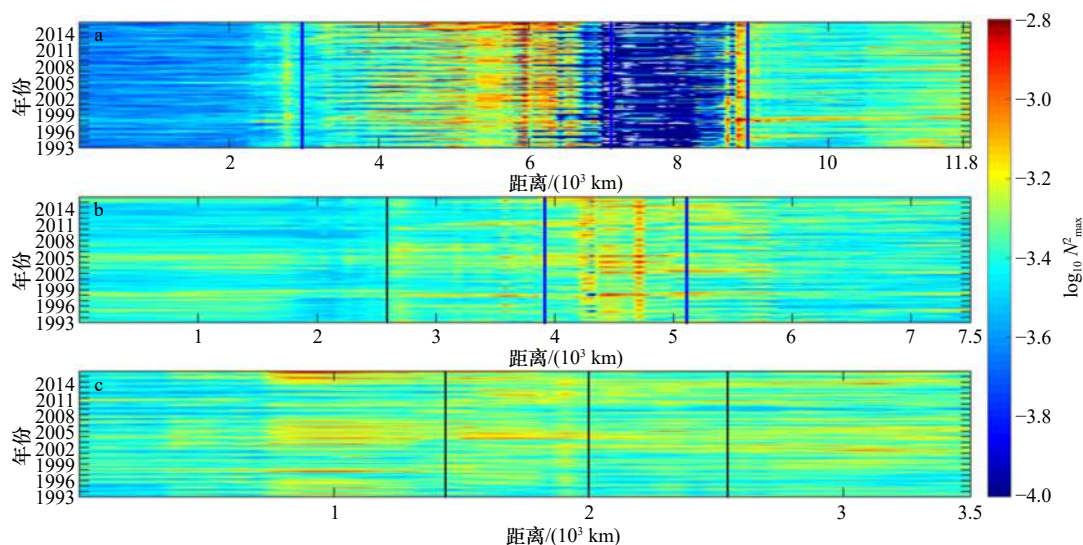


图 8 1993 年 1 月至 2015 年 12 月沿 ITF 路径断面最大浮力频率(N^2_{\max})逐月变化

Fig. 8 Distance-time distribution of monthly maximum squared buoyancy frequency along ITF pathways from January 1993 to December 2015

a. 西部路径; b. 中部路径; c. 东部路径

a. The western pathway; b. the central pathway; c. the eastern pathway

关注 N^2_{\max} 的时间变化, 可见明显年周期信号, 这与印尼海域的季节性变化有关。同时, N^2_{\max} 变化在不同年份也有显著不同: 1997 年 5 月至 1998 年 5 月强 El Niño 期间, ITF 各路径的最大浮力频率均明显大于其他年份; 1998 年 7 月至 2001 年 3 月强 La Niña 期间, ITF 各路径 N^2_{\max} 均明显小于其他年份。由此推测研究区层结年际变化可能与 ENSO 事件有关。

为进一步研究该海域层结特征逐年变化趋势以及周期变化, 在 ITF 3 条路径上分别选取 3 个特征较为明显的站点, 按西部、中部、东部路线顺序分别为: A 点(18°N, 112°E)、B 点(5°N, 107°E)、C 点(10°S, 104°E)、D 点(11°N, 132°E)、E 点(4°S, 120°E)、F 点(12°S, 120°E)、G 点(0°N, 133°E)、H 点(2.5°S, 128°E)、I 点(6°S, 139°E), 如图 1 红色“*”所示位置。

图 9 示出 A-I 点 1993–2015 年 N^2_{\max} 的变化趋势(纵轴(y 轴)为 N^2_{\max} 距平值), 其中 A、I 点的长期趋势通过 95% 置信度检验, C、D、E、F、H 点通过 99% 置信度检验。由图可见, 在选取的 9 个点中 C(印度洋西部)、D(太平洋中部)两点在 23 a 中 N^2_{\max} 的变化趋势是减小的, 其余 7 点在 23 a 中 N^2_{\max} 均是增加趋势, 其中 F(印度洋中部)、H(哈马黑拉海)两点的增大趋势最为明显, 在 23 a 中 N^2_{\max} 增加了近 0.1 个量级。总体而言, 在 1993–2015 年的 23 a 中, 研究海区大多数海域的层结强度是逐渐增强的, 各海域层结增强的原因主要与气候变暖引起的 SST 增加有关。对于层结

减弱的 C 和 D 点, 进一步分析发现 C 点附近海表面风速在 23 a 中平均增长了约 0.25 m/s, N^2_{\max} 所在深度的海水温度增长了 0.67°C, D 点 N^2_{\max} 所在深度的海水温度增长了 2°C(图未示出)。由此我们推测 D 点层结强度减弱主要是由下层海水升温引起的; C 点层结强度减弱是由上层海水混合增强以及下层海水升温共同作用产生。

图 10 和图 11 分别示出 A–I 点最大浮力频率和跃层平均深度的功率谱。由图 10 可见, 除 A 点(南海) N^2_{\max} 多年周期较弱外, 其余各点均有较为明显的 4~7 a 以及 10 a 以上的多年周期变化。D(太平洋中部)、H(哈马黑拉海)、I(班达海)点 N^2_{\max} 的年周期信号较弱, 其余各点处 N^2_{\max} 均有显著的 1 a(12 个月)周期变化。从图 11 中可以看出, A、C(印度洋)两点的 D_{pcline} 的多年周期较弱, 年周期较强, D、I(班达海)两点的 D_{pcline} 的年周期变化较弱, 多年周期信号较强, 其余各点的 D_{pcline} 均有较为显著的 1 a 周期以及 4~7 a 和 10 a 以上周期变化。在这些周期中, 1 a 周期信号主要与研究海域的季节变化特征有关, 4~7 a 的周期信号, 与前人提出 ITF 受 ENSO 影响呈现的主周期相符, 10 a 周期可能与太平洋年代际振荡(PDO)有关。关于 ENSO 和 PDO 对印尼海层结的调制作用有待更多研究。

6 结论

层结强度和跃层厚度是海洋水文动力和水声传

播等领域的重要参数。印度尼西亚海尤其是ITF不同路径上海水层结的时空特征不仅影响局地生态动力过程,也影响着西太平洋和东印度洋的水体交换。本文利用WOA13气候态温盐数据和SODA月平均温盐数据,给出了研究海域层结和跃层特征的空间三维分布及其季节和年际变化,对比分析了太平洋到印

度洋的ITF不同路径上海水层结特征的演化,还特别分析了层结的年际变化特征,并从机制上进行了探讨。

(1)在气候态平均下,ITF各路径之间跃层内平均层结强度差异较小,其中东部路径平均值最小,为 $10^{-3.71} \text{ s}^{-2}$,西部路径次之,为 $10^{-3.70} \text{ s}^{-2}$,中部路径最大,为 $10^{-3.68} \text{ s}^{-2}$,同一路径上不同区域间平均层结强度差

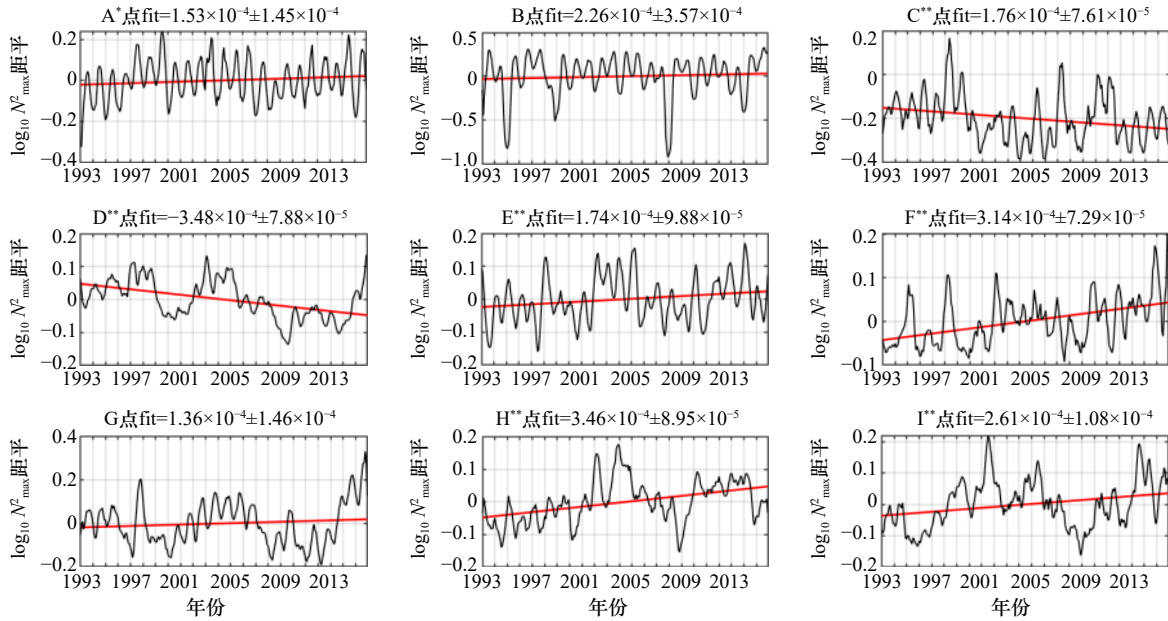


图9 图1中A-I点1993-2015年 N^2_{\max} 变化趋势

Fig. 9 Variation of the maximum squared buoyancy frequency (N^2_{\max}) at points A-I marked in Fig. 1 from 1993 to 2015

黑线为 N^2_{\max} 距平值,红线为多年变化趋势;*表示通过95%置信度检验,**表示通过99%置信度检验

Black lines represent the N^2_{\max} anomaly, red lines represent multi-year trends; the * mark indicating passing the 95% confidence test, and ** passing the 99% confidence test

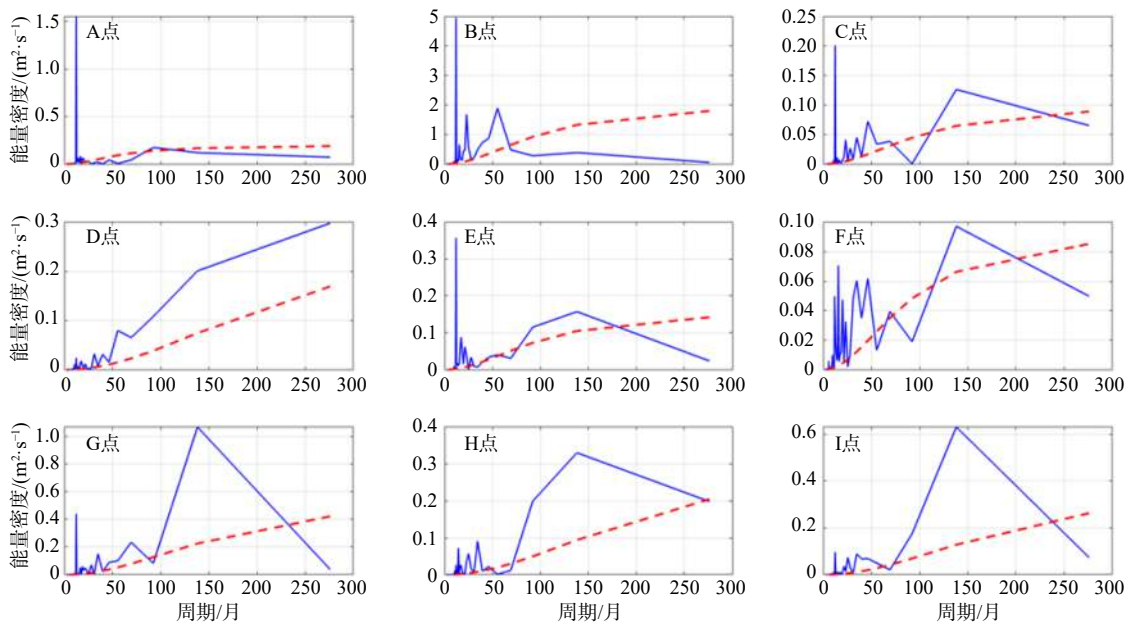


图10 图1中A-I点最大浮力频率功率谱

Fig. 10 Power spectra of maximum squared buoyancy frequency at points A-I marked in Fig. 1

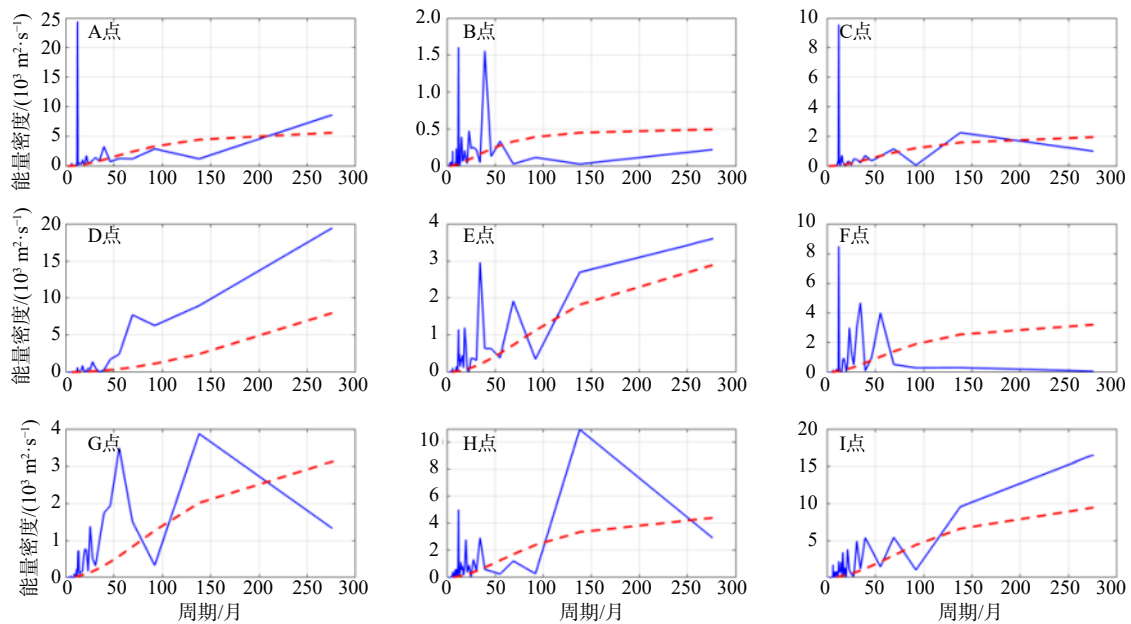


图 11 图 1 中 A-I 点跃层平均深度功率谱

Fig. 11 Power spectra of the mean depth of pycnocline at points A-I marked in Fig. 1

异也较小。各路径间跃层深度和厚度平均值存在明显差异,西部路径平均跃层深度和厚度最小,中部次之,东部最大。在印尼海海域,海水的层结强度、跃层深度和跃层厚度存在显著的空间分布不均,如卡里马塔海峡和爪哇海 N_{\max}^2 小于 $10^{-4.1} \text{ s}^{-2}$, D_{pcline} 小于 50 m,明显小于印尼海其他海域。受强潮致混合作用影响,太平洋次表层高盐水进入印尼海后,水团性质发生显著变化,海水盐度明显降低,层结强度减弱,印尼海跃层平均深度和厚度均小于其他海域。

(2) 受季风和 ITF 流量季节性差异影响,研究海域层结的季节变化特征显著。西部路径夏季印尼海和印度洋海域上 100 m 层的层结强度小于冬季,其余区域均大于冬季,其中印尼海层结季节性差异主要与卡里马塔海峡海水的运输方向有关。中部路径除太平洋 100 m 以上区域,其余区域夏季层结强度均小于冬季;东部路径哈马黑拉海和塞兰海 100 m 以上深度层夏季 N^2 基本相同,其余海域夏季小于冬季。总

体来看,在印尼海域内,爪哇海和卡里马塔海峡夏冬季 N_{\max}^2 差异最为明显,最大可相差两个量级,其他大部分海域夏季 N_{\max}^2 略小于冬季,差值多在 0.5 量级以内;同时,夏季印尼海跃层深度大于冬季,夏季平均比冬季深 30 m。

(3) 对 ITF 3 条路径上 9 个特征点的 N_{\max}^2 长期趋势分析显示,印尼海及周边大部分海域的层结强度呈现增大趋势,在 23 a 内 N_{\max}^2 最大增量接近 0.1 个量级;这与 Yamaguchi 和 Suga^[45] 得出的结论基本相同。对特征点 N_{\max}^2 和 D_{pcline} 的谱分析显示,各点除有较明显的 1 a 周期变化,多数区域还有较为明显的 4~7 a 以及 10 a 以上的周期信号,其中 4~7 a 的周期变化可能主要与 ENSO 事件有关。

本文主要分析了 ITF 3 条路径及所经印尼海及周边海域层结的时空特征和变化,关于西太平洋和东印度洋通过印尼海和 ITF 连接交换的过程和机制还有待进一步研究。

参考文献:

- [1] 王永刚,魏泽勋,方国洪,等.印度尼西亚海域潮波的数值研究[J].海洋学报,2014,36(3):1-8.
Wang Yonggang, Wei Zexun, Fang Guohong, et al. Numerical study of tides in the Indonesia seas[J]. Haiyang Xuebao, 2014, 36(3): 1-8.
- [2] 王健,杜岩,郑少军,等.2004-2011年印度尼西亚贯穿流在望加锡海峡中的年际变化[J].热带海洋学报,2014,33(6):9-16.
Wang Jian, Du Yan, Zheng Shaojun, et al. Interannual variability of Indonesian Throughflow in the Makassar Strait during 2004-2011[J]. Journal of Tropical Oceanography, 2014, 33(6): 9-16.
- [3] 杨阳,周伟东,董丹鹏.印尼贯穿流的诊断计算[J].热带海洋学报,2007,26(2):1-8.
Yang Yang, Zhou Weidong, Dong Danpeng. Diagnostic calculation of Indonesian Throughflow[J]. Journal of Tropical Oceanography, 2007, 26(2): 1-8.
- [4] Hirst A C, Godfrey J S. The role of Indonesian Throughflow in a global ocean GCM[J]. Journal of Physical Oceanography, 1993, 23(6):

- 1057–1086.
- [5] Clarke A J, Liu Xiano. Observations and dynamics of semiannual and annual sea levels near the eastern equatorial Indian Ocean boundary[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1993, 23(2): 386–399.
- [6] Wijffes S, Meyers G. An intersection of oceanic waveguides: Variability in the Indonesian Throughflow region[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2004, 34(5): 1232–1253.
- [7] 张晶, 魏泽勋, 李淑江, 等. 太平洋–印度洋贯穿流南海分支研究综述[J]. *海洋科学进展*, 2014, 32(1): 107–120.
Zhang Jing, Wei Zexun, Li Shujiang, et al. Overviews on studies of the South China Sea branch of the Pacific-Indian ocean throughflow[J]. *Advances in Marine Science*, 2014, 32(1): 107–120.
- [8] 徐腾飞, 周慧. 海洋再分析资料中IOD-ENSO遥相关的海洋通道机制分析[J]. *海洋学报*, 2016, 38(12): 23–35.
Xu Tengfei, Zhou Hui. Oceanic channel dynamics of the IOD-ENSO teleconnection in oceanic reanalysis datasets[J]. *Haiyang Xuebao*, 2016, 38(12): 23–35.
- [9] Cronin M F, Bond N A, Farrar J T, et al. Formation and erosion of the seasonal thermocline in the Kuroshio Extension recirculation gyre[J]. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2013, 85: 62–74.
- [10] Qiu Bo, Chen Shuiming, Hacker P. Synoptic-scale air sea flux forcing in the western North Pacific: Observations and their impact on SST and the mixed layer[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2004, 34(10): 2148–2159.
- [11] 马云瑞, 郭佩芳. 我国深远水养殖环境适宜条件研究[J]. *海洋环境科学*, 2017, 36(2): 249–254.
Ma Yunrui, Guo Peifang. The research of suitable conditions for Chinese mariculture environment in deep-water area far from coast[J]. *Marine Environmental Science*, 2017, 36(2): 249–254.
- [12] Qu Tangdong, Du Yan, Meyers G, et al. Connecting the tropical Pacific with Indian Ocean through South China Sea[J]. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32(24): L24609.
- [13] Tozuka T, Qu Tangdong, Masumoto Y, et al. Impacts of the South China Sea throughflow on seasonal and interannual variations of the Indonesian Throughflow[J]. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 2009, 47(1/3): 73–85.
- [14] Susanto R D, Fang Guohong, Soesilo I, et al. New surveys of a branch of the Indonesian Throughflow[J]. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 2010, 91(30): 261–263.
- [15] Susanto R D, Wei Zexun, Adi R T, et al. Observations of the Karimata Strait Throughflow from December 2007 to November 2008[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2013, 32(5): 1–6.
- [16] Wajsowicz, Roxana C. Flow of a western boundary current through multiple straits: An electrical circuit analogy for the Indonesian Throughflow and archipelago[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 1996, 101(C5): 12295–12300.
- [17] Gordon A L, Sprintall J, Van Aken H M, et al. The Indonesian Throughflow during 2004–2006 as observed by the INSTANT program[J]. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 2010, 50(2): 115–128.
- [18] Susanto R D, Ffield A, Gordon A L, et al. Variability of Indonesian Throughflow within Makassar Strait, 2004–2009[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2012, 117(C9): C09013.
- [19] Luick J L, Cresswell G R. Current measurements in the Maluku Sea[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2001, 106(C7): 13953–13958.
- [20] Van Aken H M, Brodjonegoro I S, Jaya I. The deep-water motion through the Lifamatola Passage and its contribution to the Indonesian Throughflow[J]. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 2009, 56(8): 1203–1216.
- [21] 杜岩, 方国洪. 印度尼西亚海与印度尼西亚贯穿流研究概述[J]. *地球科学进展*, 2011, 26(11): 1131–1142.
Du Yan, Fang Guohong. Progress on the study of the Indonesian Seas and Indonesian Throughflow[J]. *Advances in Earth Science*, 2011, 26(11): 1131–1142.
- [22] 曹国娇, 魏泽勋, 徐腾飞, 等. 印度尼西亚贯穿流及其周边海域季节内变化研究综述[J]. *海洋科学*, 2015, 39(10): 125–133.
Cao Guojiao, Wei Zexun, Xu Tengfei, et al. Progress on the study of oceanic intraseasonal variability in the Indonesian Throughflow and its adjacent regions[J]. *Marine Sciences*, 2015, 39(10): 125–133.
- [23] Meyers G, Bailey R J, Worby A P. Geostrophic transport of Indonesian Throughflow[J]. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 1995, 42(7): 1163–1174.
- [24] England M H, Huang Fei. On the interannual variability of the Indonesian Throughflow and its linkage with ENSO[J]. *Journal of Climate*, 2005, 18(9): 1435–1444.
- [25] Susanto R D, Gordon A L. Velocity and transport of the Makassar Strait Throughflow[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2005, 110(C1): C01005.
- [26] Yuan Dongliang, Wang Jing, Xu Tengfei, et al. Forcing of the Indian Ocean dipole on the interannual variations of the tropical Pacific Ocean: Roles of the Indonesian Throughflow[J]. *Journal of Climate*, 2011, 24(14): 3593–3608.
- [27] Robertson R, Ffield A. Baroclinic tides in the Indonesian Seas: Tidal fields and comparisons to observations[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2008, 113(C7): C07031.
- [28] Robertson R. Interactions between tides and other frequencies in the Indonesian Seas[J]. *Ocean Dynamics*, 2011, 61(1): 69–88.
- [29] Ray R D, Egbert G D, Erofeeva S Y. A brief overview of tides in the Indonesian Seas[J]. *Oceanography*, 2005, 18(4): 74–79.

- [30] Schiller A, Fiedler R. Explicit tidal forcing in an ocean general circulation model[J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(3): L03611.
- [31] Robertson R, Field A. M_2 baroclinic tides in the Indonesian Seas[J]. *Oceanography*, 2005, 18(4): 62–73.
- [32] Nof D. Choked flows from the Pacific to the Indian Ocean[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1995, 25(6): 1369–1383.
- [33] Gordon A L, Fine R A. Pathways of water between the Pacific and Indian oceans in the Indonesian Seas[J]. *Nature*, 1996, 379(6561): 146–149.
- [34] 张艳慧, 于晓林, 王凡. 基于历史资料和Argo资料的印尼贯通流表层和中间层水起源与路径探讨[J]. *海洋学报*, 2008, 30(3): 1–8.
Zhang Yanhui, Yu Xiaolin, Wang Fan. Origins and pathways of the subsurface and intermediate waters of Indonesian Throughflow derived from historical and Argo data[J]. *Haiyang Xuebao*, 2008, 30(3): 1–8.
- [35] Wang Lu, Zhou Lei, Xie Lingling, et al. Seasonal and interannual variability of water mass sources of Indonesian Throughflow in the Maluku Sea and the Halmahera Sea[J]. *Acta Oceanologica Sinica*, 2019, 38(4): 58–71.
- [36] 刘桂芳. 1987年7月粤东陆架区温、盐、密度跃层的分布特征[J]. *热带海洋*, 1989(2): 39–47.
Liu Guifang. Distribution characteristics of temperature, salinity and density in the continental shelf off east Guangdong during July 1987[J]. *Journal of Tropical Oceanography*, 1989(2): 39–47.
- [37] 张绪东, 佟凯, 尼建军, 等. 台湾周边海域密度跃层分析[J]. *海洋预报*, 2004, 21(4): 16–27.
Zhang Xudong, Tong Kai, Ni Jianjun, et al. The analysis about the density spring-layers around Taiwan sea[J]. *Marine Forecasts*, 2004, 21(4): 16–27.
- [38] 刘金芳, 毛可修, 张晓娟, 等. 中国海密度跃层分布特征概况[J]. *海洋预报*, 2013, 30(6): 21–27.
Liu Jinfang, Mao Kexiu, Zhang Xiaojuan, et al. The general distribution characteristics of pycnocline of China sea[J]. *Marine Forecasts*, 2013, 30(6): 21–27.
- [39] 廖光洪, 黄韦良, 袁耀初, 等. veK_{σ} 方程的若干系数在南海北部的地理分布特征及其季节变化分析[J]. *海洋学报*, 2013, 35(5): 46–58.
Liao Guanghong, Huang Weigen, Yuan Yaochu, et al. Analysis of geographical and seasonal variability of the variable-coefficients extended Korteweg-de Vries equation in the northern South China Sea[J]. *Haiyang Xuebao*, 2013, 35(5): 46–58.
- [40] 郑曼立, 李明明, 谢玲玲, 等. 2012年南海西北陆架冬季水文特征的观测分析[J]. *海洋与湖沼*, 2018, 49(4): 734–745.
Zheng Manli, Li Mingming, Xie Lingling, et al. Observation of hydrographic characteristics of northwestern shelf of the South China Sea in winter 2012[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2018, 49(4): 734–745.
- [41] 袁瑞, 王统泽, 张洪生. 南海北部海洋分层对厄尔尼诺和拉尼娜事件的响应[C]//第十九届中国海洋(岸)工程学术讨论会论文集(上). 北京: 海洋出版社, 2019.
Yuan Rui, Wang Tongze, Zhang Hongsheng. Response of the northern ocean stratification of the South China Sea to El Niño and La Niña events[C]//The 19th China Ocean (Shore) Engineering Symposium. Beijing: China Ocean Press, 2019.
- [42] Emery W J, Lee W G, Magaard L. Geographic and seasonal distributions of brunt–väsala frequency and rossby radii in the North Pacific and North Atlantic[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 1984, 14(2): 294–317.
- [43] 蒲书箴, 于卫东, 程军. 热带西太平洋浮力频率的垂直分布和经向变化[J]. *海洋科学进展*, 2004, 22(3): 275–283.
Pu Shuzhen, Yu Weidong, Cheng Jun. Longitudinal variabilities and vertical distributions of buoyancy frequency in the western tropical Pacific Ocean[J]. *Advances in Marine Science*, 2004, 22(3): 275–283.
- [44] 江伟, 李培, 高文洋, 等. 西北太平洋密度跃层特征分析[J]. *海洋预报*, 2010, 27(2): 15–21.
Jiang Wei, Li Pei, Gao Wenyang, et al. Pycnocline analysis on the Northwest Pacific Ocean[J]. *Marine Forecasts*, 2010, 27(2): 15–21.
- [45] Yamaguchi R, Suga T. Trend and variability in global upper-ocean stratification since the 1960s[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2019, 124(12): 8933–8948.
- [46] 王露. 印尼贯穿流源区马鲁古海和哈马黑拉海的水团来源分析[D]. 湛江: 广东海洋大学, 2018.
Wang Lu. Analysis of water mass sources of Indonesia Throughflow in the Maluku and the Halmahera seas[D]. Zhanjiang: Guangdong Ocean University, 2018.
- [47] 王露, 谢玲玲, 周磊, 等. 印尼贯穿流源区马鲁古海和哈马黑拉海水团来源的气候态分析[J]. *海洋学报*, 2018, 40(3): 1–15.
Wang Lu, Xie Lingling, Zhou Lei, et al. Climatological analysis of water mass sources of Indonesia Throughflow in the Molukka Sea and Halmahera Sea[J]. *Haiyang Xuebao*, 2018, 40(3): 1–15.
- [48] Huang Zhida, Zhuang Wei, Liu Hailong, et al. Subduction of a low-salinity water mass around the Xisha Islands in the South China Sea[J]. *Scientific Reports*, 2018, 8(1): 3074.
- [49] Li Changjun, Zhao Hong, Li Hongping, et al. Assessment of SMOS and Aquarius/SAC-D salinity data accuracy in the South China Sea: Three statistical methods[C]//IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS). Milan, Italy: IEEE, 2015.
- [50] Kumar P K D, Paul Y S, Muraleedharan K R, et al. Comparison of long-term variability of sea surface temperature in the Arabian Sea and Bay of Bengal[J]. *Regional Studies in Marine Science*, 2016, 3: 67–75.
- [51] Carton J A, Chepurin G A, Chen Ligang. SODA3: A new ocean climate reanalysis[J]. *Journal of Climate*, 2018, 31(17): 6967–6983.
- [52] 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.

- [53] Wyrski K. Scientific results of marine investigations of the South China Sea and the Gulf of Thailand 1959–1961[J]. *Naga Report*, 1961, 2(4): 677–684.
- [54] Metzger E J, Hurlburt H E. The importance of high horizontal resolution and accurate coastline geometry in modeling South China Sea inflow[J]. *Geophysical Research Letters*, 2001, 28(6): 1059–1062.
- [55] 方国洪, 魏泽勋, 黄企洲, 等. 南海南部与外海间的体积和热、盐输运及其对印尼贯穿流的贡献[J]. *海洋与湖沼*, 2002, 33(3): 296–302.
Fang Guohong, Wei Zexun, Huang Qizhou, et al. Volume, heat and salt transports between the southern South China Sea and its adjacent waters, and their contribution to the Indonesian Throughflow[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2002, 33(3): 296–302.
- [56] 方国洪, 魏泽勋, 崔秉昊, 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: 地球科学)*, 2002, 32(12): 969–977.
Fang Guohong, Wei Zexun, Cui Binghao, et al. Interregional water, heat and salt transport in China's coastal waters: Results from a global variable grid model[J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2002, 32(12): 969–977.
- [57] Lebedev K V, Yaremchuk M I. A diagnostic study of the Indonesian Throughflow[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2000, 105(C5): 11243–11258.
- [58] Fang Guohong, Susanto R D, Wirasantosa S, et al. Volume, heat, and freshwater transports from the South China Sea to Indonesian seas in the boreal winter of 2007–2008[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2010, 115(C12): C12020.
- [59] Qu Tangdong, Kim Y Y, Yaremchuk M, et al. Can Luzon Strait transport play a role in conveying the impact of ENSO to the South China Sea?[J]. *Journal of Climate*, 2004, 17(18): 3644–3657.
- [60] Qu Tangdong, Du Yan, Sasaki H. South China Sea Throughflow: a heat and freshwater conveyor[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(23): L23617.
- [61] Gordon A L. Oceanography of the Indonesian seas and their throughflow[J]. *Oceanography*, 2005, 18(4): 14–27.
- [62] 冯士筵, 李凤岐, 李少菁. 海洋科学导论[M]. 北京: 高等教育出版社, 1999.
Feng Shizuo, Li Fengqi, Li Shaojing. Introduction to Marine Science[M]. Beijing: Higher Education Press, 1999.
- [63] 吴巍, 方欣华, 吴德星. 关于跃层深度确定方法的探讨[J]. *海洋湖沼通报*, 2001(2): 1–7.
Wu Wei, Fang Xinhua, Wu Dexing. On the methods of determining the depths of thermocline, halocline and pycnocline[J]. *Transactions of Oceanology and Limnology*, 2001(2): 1–7.
- [64] Xie Lingling, Tian Jiwei, Hu Dunxin, et al. A quasi-synoptic interpretation of water mass distribution and circulation in the western North Pacific: I. Water mass distribution[J]. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology*, 2009, 27(3): 630–639.
- [65] Hatayama T. Transformation of the Indonesian Throughflow water by vertical mixing and its relation to tidally generated internal waves[J]. *Journal of Oceanography*, 2004, 60(3): 569–585.
- [66] Sprintall J, Gordon A L, Koch-Larrouy A, et al. The Indonesian seas and their role in the coupled ocean-climate system[J]. *Nature Geoscience*, 2014, 7(7): 487–492.
- [67] Nagai T, Hibiya T. Internal tides and associated vertical mixing in the Indonesian Archipelago[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2015, 120(5): 3373–3390.
- [68] Koch-Larrouy A, Madec G, Bouruet-Aubertot P, et al. On the transformation of Pacific water into Indonesian Throughflow water by internal tidal mixing[J]. *Geophysical Research Letters*, 2007, 34(4): L04604.
- [69] 刘谊, 王晓玮, 彭世球. 印度尼西亚海内潮生成及传播过程研究[J]. *热带海洋学报*, 2018, 37(2): 1–9.
Liu Yi, Wang Xiaowei, Peng Shiqiu. On the generation and propagation of internal tides in the Indonesian seas[J]. *Journal of Tropical Oceanography*, 2018, 37(2): 1–9.
- [70] Koch-Larrouy A, Lengaigne M, Terray P, et al. Tidal mixing in the Indonesian seas and its effect on the tropical climate system[J]. *Climate Dynamics*, 2010, 34(6): 891–904.
- [71] Kida S, Wijffels S. The impact of the Indonesian Throughflow and tidal mixing on the summertime sea surface temperature in the western Indonesian seas[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 2012, 117(C9): C09007.
- [72] 翟丽, 方国洪, 王凯. 南海风生正压环流动力机制的数值研究[J]. *海洋与湖沼*, 2004, 35(4): 289–298.
Zhai Li, Fang Guohong, Wang Kai. Numerical study on the dynamics of wind driven barotropic circulation in the South China Sea[J]. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2004, 35(4): 289–298.
- [73] 魏泽勋, 方国洪, 崔秉昊, 等. 南海海面高度和输运流函数: 全球变网格模式结果[J]. *中国科学 (D辑: 地球科学)*, 2003, 46(2): 139–148.
Wei Zexun, Fang Guohong, Choi Binghao, et al. Sea surface height and transport stream function of the South China Sea from a variable-grid global ocean circulation model[J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2003, 46(2): 139–148.
- [74] Wijffels S, Meyers G. An intersection of oceanic waveguides: Variability in the Indonesian Throughflow region[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2004, 34(5): 1988–1990.
- [75] Qu Tangdong, Gan Jianping, Ishida A, et al. Semiannual variation in the western tropical Pacific Ocean[J]. *Geophysical Research Letters*, 2008, 35(16): 134–143.

- [76] Meyers G. Variation of Indonesian Throughflow and the El Niño-Southern Oscillation[J]. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 1996, 101(C5): 12255–12263.
- [77] Lee T, Fukumori I, Menemenlis D, et al. Effects of the Indonesian Throughflow on the Pacific and Indian oceans[J]. *Journal of Physical Oceanography*, 2002, 32(5): 1404–1429.
- [78] Song Qian, Vecchi G A, Rosati A J. The role of the Indonesian Throughflow in the Indo-Pacific climate variability in the GFDL coupled climate model[J]. *Journal of Climate*, 2007, 20(11): 2434–2451.
- [79] 吴海燕, 李崇银, 张铭. 印尼贯穿流对热带太平洋-印度洋海温异常综合模影响的初步模拟研究[J]. *热带气象学报*, 2010, 26(5): 513–520.
Wu Haiyan, Li Chongyin, Zhang Ming. The preliminary numerical research of effects of ITF on tropical Pacific-Indian ocean associated temperature anomaly mode[J]. *Journal of Tropical Meteorology*, 2010, 26(5): 513–520.
- [80] Santoso A, Cai W, Englang M H, et al. The role of the Indonesian Throughflow on ENSO dynamics in a coupled climate model[J]. *Journal of Climate*, 2010, 24(3): 585–601.

Analysis of the spatiotemporal characteristics of stratification in the Indonesian seas and surrounding waters

Liang Haoran^{1,2}, Xie Lingling^{1,2,3}, Zhou Lei^{4,5}, Zheng Quanan⁶, Li Mingming^{1,2,3}

(1. Laboratory of Coastal Ocean Variation and Disaster Prediction, College of Oceanology and Meteorology, Guangdong Ocean University, Zhanjiang 524088, China; 2. Guangdong Key Laboratory of Climate, Resource and Environment in Continental Shelf Sea and Deep Ocean, Zhanjiang 524088, China; 3. Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Zhanjiang), Zhanjiang 524025, China; 4. Marine Research Institute of Shanghai Jiao Tong University, Shanghai 200240, China; 5. Southern Marine Science and Engineering Guangdong Laboratory (Zhuhai), Zhuhai 519080, China; 6. Department of Atmospheric and Ocean Sciences, University of Maryland, College Park 20742, USA)

Abstract: Using climatological and monthly temperature and salinity data from the World Ocean Atlas 2013 (WOA13) and the Simple Ocean Data Assimilation Version 3.3.1 (SODA v3.3.1), this study analyzes the 3D spatiotemporal characteristics of stratification (N^2) and pycnocline along the pathways of Indonesia Throughflow (ITF) in the Indonesian seas and surrounding waters in the western Pacific, the South China Sea and the eastern Indian Ocean. The results show that the climatologically mean N^2 in pycnocline has little difference in all the pathways of the ITF, and the largest value is $10^{-3.68} \text{ s}^{-2}$ in the central pathway and the smallest is $10^{-3.71} \text{ s}^{-2}$ in the eastern pathway. The differences are significant for the depth (D_{pyc}) and thickness (H_{pyc}) of the pycnocline along three pathways. The largest values of D_{pyc} and H_{pyc} are 124 m and 192 m in the eastern pathway, respectively, followed by values of 99 m and 143 m in the central pathway. Compared to the surrounding oceans, the mean pycnocline depth and thickness of the three pathways in the Indonesian seas are smaller than those in other seas. N^2 and D_{pyc} have remarkably seasonal variation with period of one year and inter-annual variability with periods of 4–7 year cycles. The interannual variability may be mainly affected by the ENSO event. Seasonally, the summer N^2 in the Indonesia seas is less than that in winter (northern hemisphere winter and summer), and the maximum difference between winter and summer can reach two orders of magnitude. The long-term variation trend of N^2 from 1993 to 2015 shows that the stratification intensifies in most areas of Indonesian seas and surrounding waters, where N^2 strengthened by nearly 0.1 order of magnitude in 23 years in the middle of the India Ocean and Halmahera Sea.

Key words: Indonesian seas; buoyancy frequency; pycnocline; Indonesia Throughflow; ENSO events