

利用海气耦合模式模拟印度尼西亚贯穿流

李志强^{1, 2} 俞永强¹ 王谦谦²

1 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029

2 南京信息工程大学, 南京 210044

摘 要 利用中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG)发展的全球耦合气候系统模式(FGCM-1.0)100 年数值模拟结果, 分析了模式模拟的印度尼西亚贯穿流(ITF)的平均态、季节变化和年际变化, 并且利用这些资料对 ITF 季节变化和年际变化的成因做了初步分析。模式模拟的 ITF 平均态、季节变化和年际变化同已有的观测结果相比是合理的, 经作者分析认为 ITF 的季节变化主要是因为印度尼西亚海域地处亚澳季风区, 海流对于季风的响应使得 ITF 发生季节变化; ITF 的年际变化主要是因为热带环流的年际变化及其所导致的洋流调整造成的, 太平洋和印度洋都有影响。

关键词 印度尼西亚贯穿流(ITF) 全球耦合气候系统模式(FGCM-1.0) 热带太平洋

文章编号 1006-9895(2005)05-0697-12 **中图分类号** P732 **文献标识码** A

Simulation of the Indonesian Throughflow with a Coupled Ocean-Atmosphere Model

LI Zhi-Qiang^{1, 2}, YU Yong-Qiang¹, and WANG Qian-Qian²

1 *State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*

2 *Nanjing University of Information Sciences and Technology, Nanjing 210044*

Abstract The Indonesian Throughflow (ITF) is analyzed in a numerical simulation with a coupled ocean-atmosphere model (FGCM-1.0). The model, developed by the LASG/IAP/CAS (State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences), has been integrated for 300 years. The 100 (101–200) years result is used to simulate and analyze the change of ITF flux. The simulated features of annual mean, seasonal cycle, and interannual cycle of ITF flux agree well with the observations and other simulations. The annual mean ITF flux simulated by FGCM-1.0 is 17 Sv ($1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$). The primary bias in the annual mean ITF simulated by FGCM-1.0 is that the ITF route is not the same as the observed route. Comparing the simulated route with FGCM-1.0 with the observed route, there is less flux through the Makassar Strait, more flux through the Maluku Strait and the Halmahera Strait, more flux through the Lombok Strait, less flux through the Timor Strait. The simulated ITF crosses mainly the Makassar Strait, the Maluku Strait and the Halmahera Strait, then crosses the Lombok Strait and the Ombai Strait and enters the Indian Ocean straightway. The observed ITF crosses the Makassar Strait, the Maluku Strait and the Halmahera Strait, then turns eastward and crosses the Timor Strait, finally enters the Indian Ocean.

收稿日期 2004-04-26, 2004-12-23 收修定稿

资助项目 “十五”国家重点科技攻关项目“全球环境变化对策与支撑技术研究”, 国家重点基础研究发展规划项目 G2000078502, 国家自然科学基金资助项目 40231004、40221503

作者简介 李志强, 男, 1979 年出生, 硕士, 主要从事短期海洋天气预报和气候数值模拟。现通讯地址: 国家海洋环境预报中心, 北京 100081。E-mail: lzq@mail.iap.ac.cn

* 通讯作者: 俞永强, E-mail: yyq@lasg.iap.ac.cn

The seasonal ITF flux change simulated by FGCM-1.0 is from 7 Sv in January to 22 Sv in August. The seasonal ITF flux change has obvious semi-year period. The interannual cycle of ITF flux agrees well with the observed. Compared to the average ITF flux simulated by FGCM-1.0, the ITF flux is less during El Niño period and the flux is more during La Niña period. The ENSO cycle period simulated by FGCM-1.0 is 2–4 years, and the interannual change of ITF flux simulated by FGCM-1.0 has the same cycle period. There is a remarkable negative correlation between the ENSO cycle period and the interannual change of ITF flux, and the correlation coefficient is -0.92 .

The reasons of ITF change are also simply analyzed. The seasonal cycle of ITF is decided by the top layer current which is driven by the monsoon. The interannual change of ITF transport is connected with ENSO event in the tropic ocean. The correlation between the interannual cycle of ITF and the ENSO cycle can be explained by the island rule of Godfrey. It is said in the theory that the ITF intensity mainly lies on the integral of wind stress vorticity around Australia. During El Niño period, atmosphere is heated up abnormally in the middle and eastern tropical Pacific, which results in abnormal cyclonic atmospheric circulation in the southwestern Pacific. The less ITF flux can be calculated by the Godfrey island rule. The more ITF transport can be calculated during the corresponding La Niña period. The signal of interannual ITF flux change mainly comes from the Pacific ENSO. By analysis, the interannual ITF flux change also has some relations with the Indian Ocean current change. In brief, the interannual cycle of ITF is mainly caused by the interannual variation of tropical circulation, but it is affected by both the Pacific Ocean and the Indian Ocean.

Key words the Indonesian Throughflow (ITF), a coupled ocean-atmosphere model (FGCM-1.0), the tropical Pacific Ocean

1 引言

印度尼西亚贯穿流 (Indonesian Throughflow, 简称 ITF) 是太平洋和印度洋在低纬的唯一通道, 太平洋和印度洋通过 ITF 交换热量、质量和盐分。研究表明, ITF 不仅影响赤道西太平洋暖池的热量收支, 在 ENSO 循环中有重要的作用^[1], 而且也是全球温盐环流“输送带”中表层暖水返回北大西洋的重要通道^[2]。

人们曾经用大量的观测和数值试验来确定 ITF 的流量。Godfrey^[3]估计 ITF 的流量(以 ITF 流入印度洋的西向流量为正, 以下同)在 $0\sim 20$ Sv ($1\text{ Sv}=10^6\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) 之间, 有人将 10 Sv 取为 ITF 的流量的典型值。据估计 ITF 的年平均流量为 16 Sv^[4], Meyers 等^[5]通过六年的观测认为 ITF 的流量在 7 Sv 左右, Wiffels^[6]认为 ITF 的量值大约在 $-5\sim 19$ Sv 之间。

观测表明, ITF 的流量有各种时间尺度的变化。ITF 流量有显著的季节变化, 在北半球夏季流量最大, 冬季流量最小。Wyrski^[7]利用西太平洋和东印度洋之间的动力学高度的差别, 得出 ITF 的流量在 5~8 月最大, 在 1~2 月最小。Murray 和 Arief^[8]用一年时间对巽他海峡 (Lombok Strait) 进行观测, 发现流量在 8 月最大, 在 11~12 月最小。

Meyers 等^[5]利用多年观测资料, 指出 5~6 月流量为 0, 8~9 月流量为 12 Sv。Schneider 和 Barnett^[9]用 ECHO 模式模拟得到 ITF 正压部分的流量季节变化的振幅是 13.1 Sv, 2 月流量最小, 7 月流量最大。很多观测^[10~13]表明, ITF 还有明显的年际变化, 在 El Niño 期间流量减弱, 在 La Niña 期间流量增强。

ITF 季节和年际变化的成因仍旧是一个值得探讨的问题。Gordon 等^[14]根据观测, 认为 ITF 的季节变化主要是因为印度尼西亚海域的海表流对季风的响应所导致的。目前, 关于 ITF 年际变化与热带太平洋、印度洋的关系尚存争议, 既有强调太平洋的主要影响^[15], 也有试验发现印度洋年际异常模态与 ITF 相关较强^[16]。从另一个方面说, ITF 的年际变化又是 ENSO 和印度洋偶极子 (IOD) 相互作用的一种可能机制^[17]。

近年来, 许多学者采用耦合气候系统模式对 ITF 进行研究, 有的利用 ECHO 模式^[9, 18], 也有的利用 HadCM3 模式^[19], 还有的利用 CCCS 模式^[20]。由于受到积分时间长度的限制, 这些耦合模拟主要研究 ITF 的平衡状态(年平均场)和季节循环, 并且利用敏感性试验研究 ITF 变化对于气候的影响。利用打开和关闭印度尼西亚通道的对比试验发现, 关闭通道使得暖池和对流中心东移, 与之

相关的降水、云量、太阳辐射等都会有相应的变化, 这种变化甚至可以通过遥相关影响到中纬度^[18]。ITF 运送水团、热量和淡水, 水团的输送影响印度洋的温跃层, 部分导致澳大利亚西海岸温跃层的异常和缺乏深层冷的海水的上翻, 热量的输送带走太平洋在热带获得的海表热通量约 $1/3$ ^[18]。关闭印度尼西亚通道, 使赤道太平洋增暖并将在赤道太平洋呈现类似 ENSO 信号的特征, 而在印度洋上冷却并出现类似印度洋偶极子的特征^[20]。

本文利用中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(简称 LASG)的一个全球耦合气候系统模式 FGCM-1.0^[21, 22], 积分 300 年, 选取其中 101~200 模式年的月平均结果, 分析模式模拟的 ITF 的平均态、季节变化和年际变化, 并利用模式结果对 ITF 的季节变化和年际变化的成因做了初步分析。

本文接下来主要分为 5 个部分: 第 2 节简单介绍 FGCM-1.0 模式, 第 3 节利用 FGCM-1.0 模拟 ITF 的平均态、季节变化和年际变化, 第 4 节对 ITF 季节变化和年际变化的成因进行分析, 第 5 节是结论和讨论。

2 耦合模式介绍

本文使用的耦合模式是俞永强等^[21, 22]发展的耦合气候模式(Flexible Global coupled General circulation Model)的第二个版本, 简称 FGCM-1.0。该耦合模式是基于 NCAR CCSM-2.0 (NCAR Climate System Model, Version Two)发展起来的, 具体做法是借助于耦合器(flux coupler), 将 CCSM-2.0.1 原有的海洋分模式 POP 模式替换为 LASG 的高分辨率海洋环流模式的第一个版本(LASG/IAP Climate system Ocean Model, 简称 LICOM-1.0), 并改变海冰模式的格点和分辨率, 使之与海洋模式完全一致, 其他部分基本不变。LICOM-1.0 是刘海龙等^[23]发展的一个分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的全球海洋模式, 不仅可以较好地模拟出大尺度海洋环流特征, 而且还可以更好地反映 ITF 的细致结构。FGCM-1.0 模式的大气分模式采用的就是 NCAR 的 CAM2。以耦合器为中心的耦合方式使得耦合系统中各个分模式的切换比较容易实现, 从而提供了一种高效的方式去构造新的气候系统模式, 便于检验耦合系统对于它的子系统的敏

感性。关于 FGCM-1.0 模式的描述参阅文献[22]。

FGCM-1.0 模式积分了 300 年, 模拟出了合理的基本气候态。从 FGCM-1.0 模式模拟的全球平均海表温度时间序列可以看出, 模式在积分 100 年后达到气候平衡, 因此本文选取了其中 101~200 模式年的模式积分结果作为分析对象。

3 FGCM-1.0 模拟的 ITF 的平均态、季节变化和年际变化

3.1 ITF 的平均态

这一部分描述 FGCM-1.0 模拟的 ITF 的平均状态, 通过分析平均状态的模拟情况, 可以初步检验模式模拟 ITF 的能力, 以确保利用模式研究 ITF 气候变化的条件。

我们截取从爪哇岛到澳大利亚的 114°E 断面作为计算 ITF 的剖面。利用 FGCM-1.0 的 101~200 年模式积分结果, 计算得到 100 年平均的 ITF 的平均流量为 17 Sv, 模式模拟的流量还是比较合理的。印度尼西亚海域地形复杂, 低分辨率的海洋模式无法辨认细致的地形。采用高分辨率的海洋模式 FGCM-1.0, 可以分辨出 ITF 的几个主要通道: 托雷斯海峡(Torres Strait), 马鲁古海峡(Maluku Strait)和哈马黑拉海峡(Halmahera Strait), 望加锡海峡(Makassar Strait), 卡里马塔海峡(Karrimata Strait), 巽他海峡(Lombok Strait), 萨武海峡(Ombai Strait), 帝汶通道(Timor passage)(见图 1)。

图 2 给出 100 年平均的 0~300 m 盐度和流场。从图 2 可以看出, 大部分 ITF 的水来自于北半球, 主要是由向西流动的北赤道流(NEC)提供的, 经由托雷斯海峡和马鲁古和哈马黑拉海峡进入印度尼西亚海域。流场还比较清楚地模拟了对于 ITF 有重要影响的马鲁古涡(位于马鲁古海)和哈马黑拉涡(位于哈马黑拉岛附近)。我们分别计算了通过各个通道的流量(都为 100 年平均): 托雷斯海峡 2.2 Sv, 马鲁古和哈马黑拉海峡 7.4 Sv, 望加锡海峡 6.5 Sv, 卡里马塔海峡 1.0 Sv, 巽他海峡 4.8 Sv, 萨武海峡 9.7 Sv, 帝汶通道 0.9 Sv。据估计 ITF 的年平均流量为 16 Sv^[4], Meyers 等^[5]通过六年的观测认为 ITF 的流量在 7 Sv 左右, Wiffels^[6]认为 ITF 的量值大约在 $-5 \sim 19$ Sv 之间。利用 FGCM-1.0 的 101~200 年的模式积分结果,

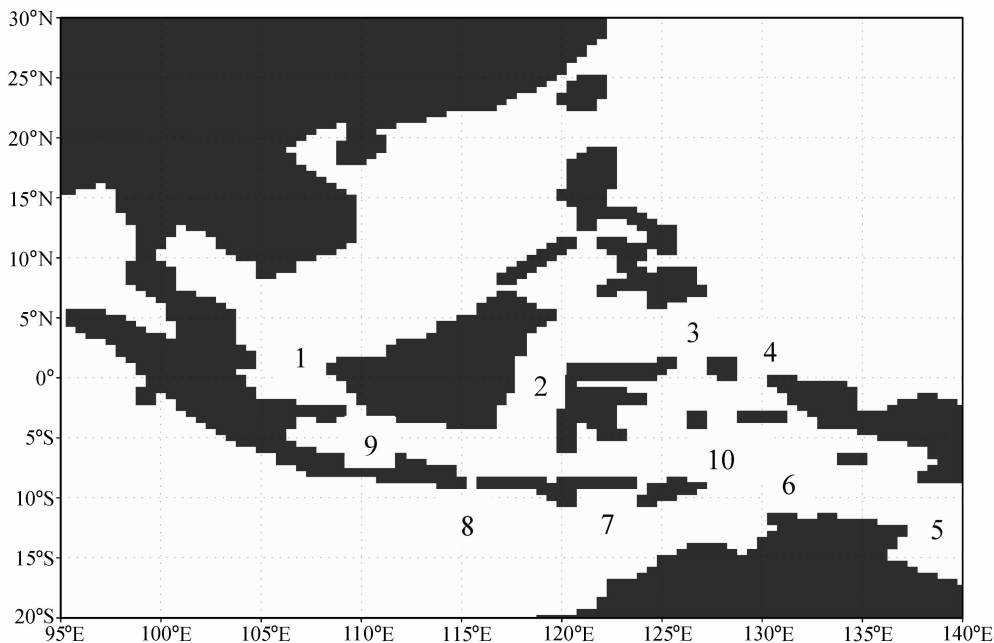
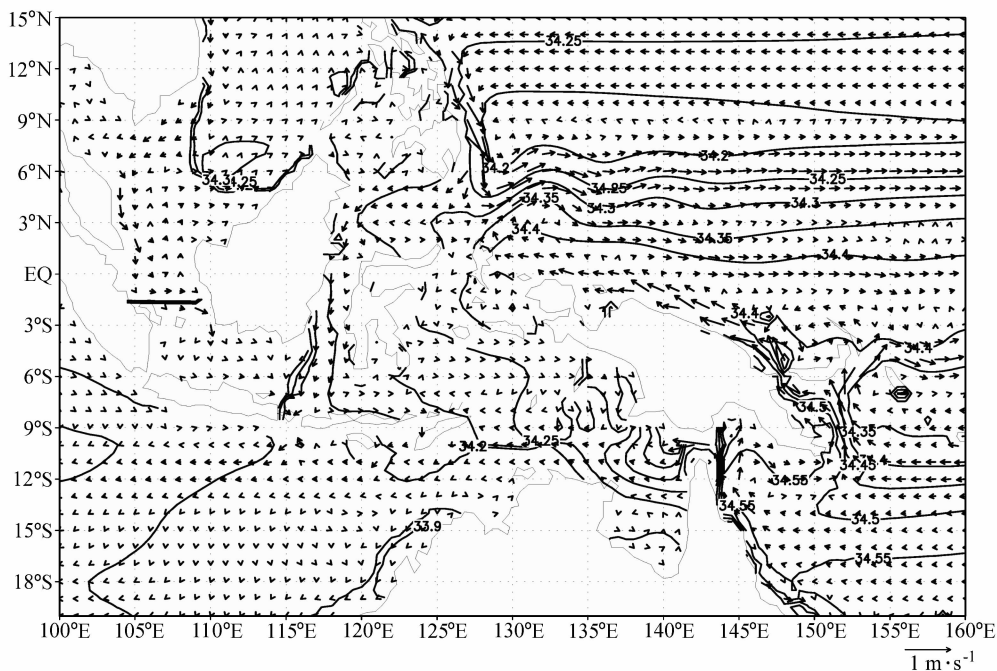


图1 FGCM-1.0 模式给定的印度尼西亚海域的地形图: 1 Karrimata 海峡, 2 望加锡海峡, 3 马鲁古海峡, 4 哈马黑拉海峡, 5 托雷斯海峡, 6 Timor 通道, 7 Ombai 海峡, 8 Lombok 海峡, 9 爪哇海, 10 班达海

Fig. 1 The simulated topography of the Indonesia sea area with FGCM-1.0: 1 Karrimata Strait, 2 Makassar Strait, 3 Maluku Strait, 4 Halmahera Strait, 5 Torres Strait, 6 Timor passage, 7 Ombai Strait, 8 Lombok Strait, 9 Java Sea, 10 Badna Sea



Ombai 海峡直接进入印度洋。主要问题是望加锡海峡的流量偏低, 马鲁古和哈马黑拉海峡的流量偏高, Lombok 海峡的流量偏高, Timor 通道 0.9 Sv 的流量偏低。各通道的流量与单独的海洋模式 LICOM-1.0 在观测气候强迫下的结果相比, LICOM-1.0 模拟的各通道的流量是比较符合观测的结果, (LICOM-1.0 的强迫场是真实的风场, 而 FGCM-1.0 的海洋模式的强迫场来自大气分量模式, 因此可能是大气模式风场误差造成的)。

总的来说, 耦合模式 FGCM-1.0 模拟的 ITF 平均态与观测及已有结果相比是合理的, 主要问题

是模拟的路径与观测不完全一致。

3.2 ITF 的季节变化

观测的季节变化^[24](图 3b)从 3(4 月份)~17 Sv(8 月份), 有明显半年周期变化; LICOM-1.0 模式模拟的季节变化从 7(3 月份)~20 Sv(7 月份)^[23], 也有明显的半年周期变化; FGCM-1.0 模拟的季节变化(图 3a)从 7(1 月份)~22 Sv(8 月份), 有较明显的半年周期变化。FGCM-1.0 比较合理地模拟出 ITF 流量的季节变化, 流量的最大值出现在 8 月份与观测相一致, 流量的半年周期变化模拟比较弱; 最小值出现在 1 月份与观测不一致,

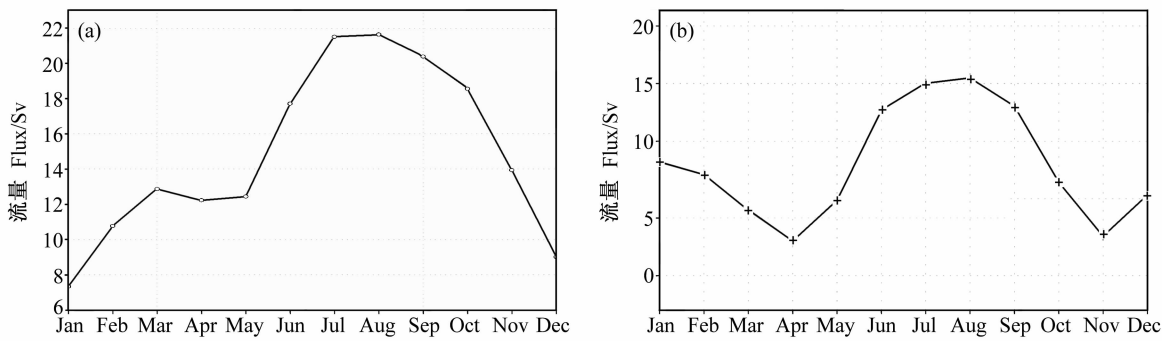


图 3 (a) FGCM-1.0 模拟的 114°E 断面上 ITF 上层 700 m 流量的季节变化; (b) 观测的 ITF 上层 700 m 流量的季节变化
Fig. 3 (a) The simulated seasonal change of ITF flux in the top 700 m along 114°E section with FGCM-1.0; (b) the observed seasonal change of ITF flux in the top 700 m

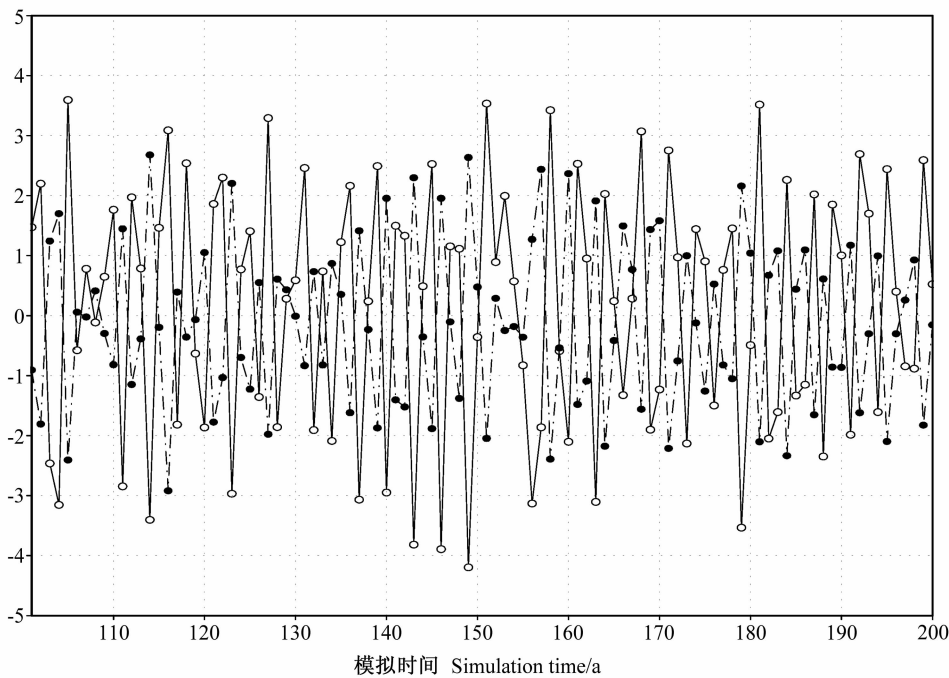


图 4 FGCM-1.0 模拟的 101~200 年的 ITF 流量异常(实线, 单位: Sv)和 Niño 3.4 指数[虚线, 单位: (°)]
Fig. 4 The simulated 101-200 year ITF flux anomaly (solid line, units: Sv) and the Niño 3.4 index [dashed line, units: (°)] with FGCM-1.0

这可能与半年周期变化模拟得不好有关,另外,模拟的流量值偏大可能与模式本身的系统误差有关。

3.3 ITF 的年际变化

许多观测和数值模式的结果指出,赤道东太平洋海温异常与 ITF 流量在年际尺度上有显著的负相关关系^[25~27]。FGCM-1.0 模拟的 ITF 流量的年际变化趋势与观测基本一致,即 El Niño 期间 ITF 流量较小,而 La Niña 期间流量较大。

图 4 给出了模式 101~200 年逐年通过 114°E 断面的 ITF 流量异常和 Niño 3.4 指数。通过 114°E 断面的 ITF 流量的年际变化从 13~20.5 Sv,年际变化的振幅为 7.5 Sv。将逐年的 ITF 流量与 Niño 3.4 指数对照,不难发现 ITF 流量与 Niño 3.4 指数有很好的反位相相关,即 Niño 3.4 指数为负异常时(La Niña 年)ITF 流量有正异常,即 Niño 3.4 指数为正异常时(El Niño 年)ITF 流量有负异常,这与观测相吻合。以 3 Sv 为标准,本文选取了 6 个 ITF 流量正异常年份和 9 个 ITF 流量负异常年份,分别合成“强 ITF”和“弱 ITF”事件。

图 5 给出了 100 年平均,“强 ITF”事件年和“弱 ITF”事件年 30 层海洋逐月的 ITF 流量。FGCM-1.0 模拟的 101~200 年的 100 年平均的 ITF 流量为 17 Sv,“强 ITF”事件的年平均 ITF 流量为 20 Sv,季节变化位相和平均状况相同,ITF 的加强主要出现在 6~9 月,年最大流量 26 Sv 在 7 月份达到;“弱 ITF”事件的年平均 ITF 流量为 13.5 Sv,季节变化位相和平均状况相同,ITF 的减弱主要出现在 7~10 月,年最大流量 18 Sv 也是在 7 月份达到。可以看出 ITF 流量的年际变化具有很强的季节特征,本文接下来将主要分析各变量 7~9 月的平均值,这三个月的平均 ITF 流量,“强 ITF”和“弱 ITF”相差将近 8 Sv。

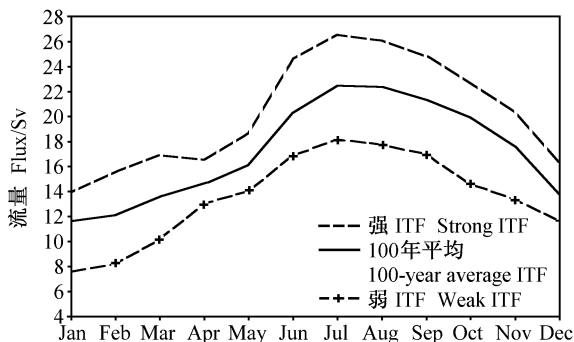


图 5 FGCM-1.0 模拟的逐月的 ITF 流量

Fig. 5 The simulated monthly ITF flux with FGCM-1.0

4 季节变化和年际变化的成因分析

要讨论季节变化和年际变化的成因,我们不得不思考一个问题——是什么驱动了 ITF?

关于 ITF 的驱动力有各种各样的观点,Wyrtki^[7]和 Inoue 等^[28]认为 ITF 主要是由太平洋和印度洋之间的压力梯度驱动的。Godfrey^[29]、Clarke^[30]和 Du Penhoat 等^[31]则认为 ITF 主要是由风驱动的,他们认为长期风场的变化将会影响流的斜压部分,ITF 的季节变化是与印度尼西亚海域风的变化有关。

使用观测的风应力资料强迫海洋模式 LICOM,可以发现 ITF 主要是由太平洋和印度洋之间的压力梯度驱动的^[23],也就是说 ITF 流量直接受到其上游的西太平洋沿岸(赤道以北)与下游的印度洋出口处的海表高度(SSH)之差的控制,这与 Wyetki^[7]的理论是一致的。海表高度差的变化可能是因为海表的风生流造成的,也可能是由海洋中的非风生流造成的。

4.1 季节变化

上层洋流主要是风生流,即是由风驱动的。印度尼西亚海域地处亚澳季风区,ITF 作为这一海域的洋流具有明显的季节变化特点,这与洋流处于季风区有很大关系。而 ITF 流量的大小有主要决定于西太平洋入口区与东印度洋出口区之间的压力梯度差,压力梯度差具体到海表即可认为是海表高度差。Gordon 等^[14]指出,印度尼西亚海域海面高度的季节变化是由印度尼西亚海区季风环流的变化引起的。望加锡海峡是 ITF 的主要通道。在望加锡海峡南端,冬季,西北风驱动爪哇海低盐的表层海水进入南望加锡海峡,造成向北的压力梯度差,阻止了暖的太平洋海表水向南进入印度洋;夏季,东南风消除了向北的压力梯度差,驱动班达海高盐海表水进入南望加锡海峡。

图 6 是 FGCM-1.0 模拟的 1 月和 6 月 100 年平均的风场,可以看出这两个月份的风场有很大的不同。FGCM-1.0 模式比较好的模拟出了望加锡海峡南端夏季吹东南风、冬季吹西北风的特征。

图 7 是 FGCM-1.0 模拟的 100 年平均的冬季和夏季平均的印度尼西亚海域的海表高度场。由于 FGCM-1.0 模拟的 ITF 的主要通道是望加锡海峡和马鲁古海峡,所以本文主要关注这两个海峡的情况。从图 7 中可以发现,在望加锡海峡和马鲁古海

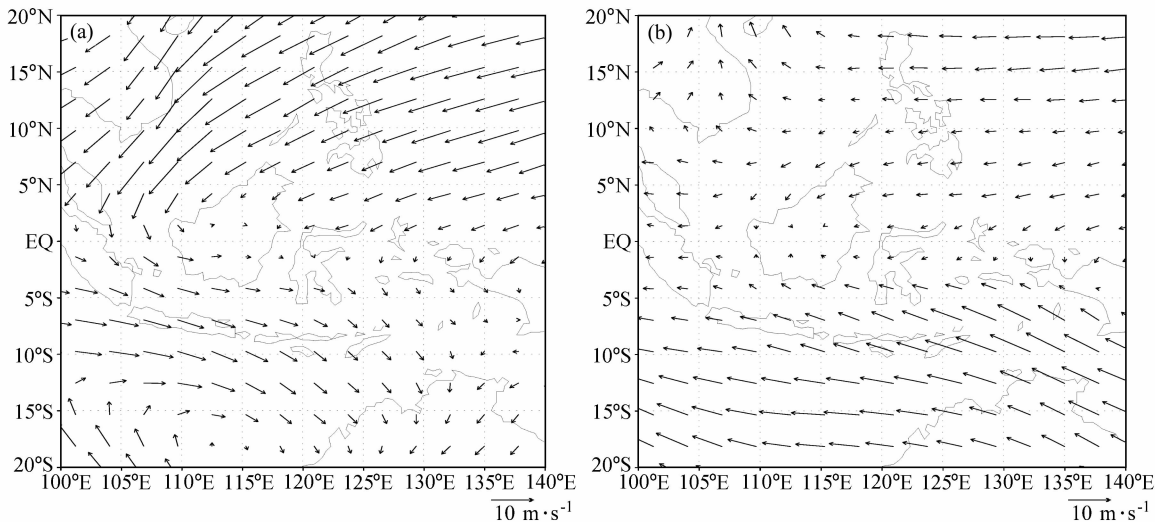


图 6 FGCM-1.0 模拟的 1 月份(a) 和 6 月份(b)的风场
Fig. 6 The simulated wind in Jan (a) and Jun (b) with FGCM-1. 0

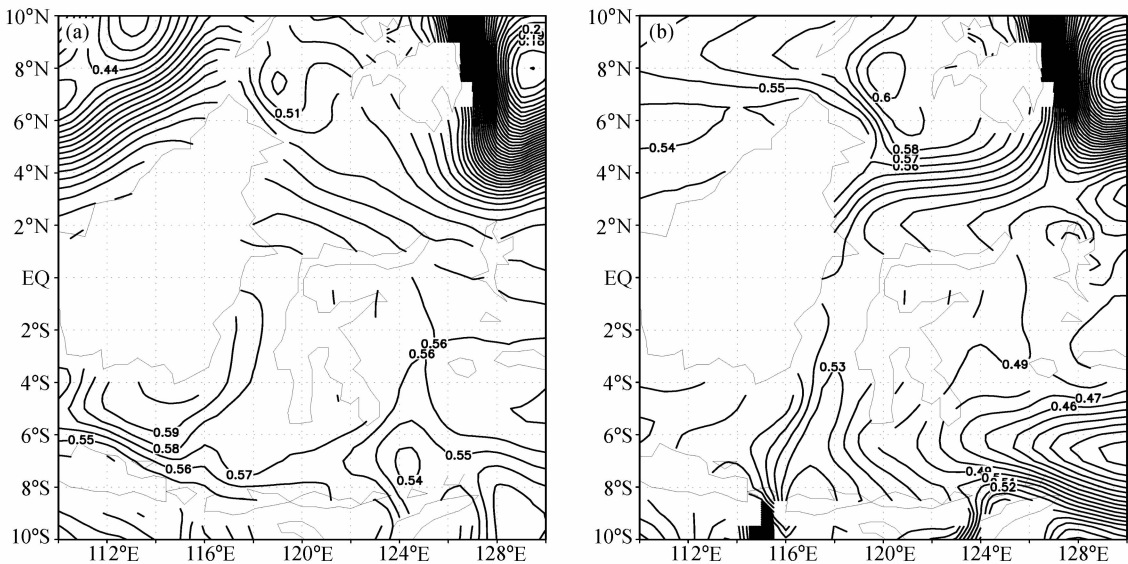


图 7 FGCM-1.0 模拟的 100 年平均的海表高度场(单位; m): (a) 冬季平均; (b) 夏季平均
Fig. 7 The simulated 100-year average sea surface height (units; m) in winter (a) and summer (b) with FGCM-1. 0

峡, 冬季确实存在向北的压力梯度差, 夏季月存在向南的压力梯度差。为了进一步验证, 我们又做了 FGCM-1.0 模拟的 100 年平均的冬季和夏季平均的印度尼西亚海域的海表盐度场, 也证明了 Gordon^[14]的观点, 只是模拟的盐度场季节变化没有观测那么强烈。从上述模式结果可以看到, 模拟的 ITF 季节变化是由海面高度在 ITF 西太平洋入口和东印度洋出口之间的梯度驱动的。

图 8a 是 FGCM-1.0 模拟的望加锡海峡和 马鲁古海峡的速度变化垂直廓线。可以看出, 同实际观

测结果类似, 冬季 ITF 比较弱的主要原因是上层海洋 150 m 海流的方向与下层的流向相反, 即在望加锡海峡和 马鲁古海峡冬季表面海流是从南流向北。因此, 在耦合模式中, ITF 流量的季节变化主要是由于上层 200 m 海洋的季节变化所致, 而上层海洋的季节变化又是由于海表洋流对于风场的季节变化的响应导致的。

此外, 与 Gordon 等^[14]所得到的分析结果(图 8b)相比, FGCM-1.0 模拟结果存在的主要问题是, 观测的 ITF 主要集中在 100 ~ 300 m 之间, 而

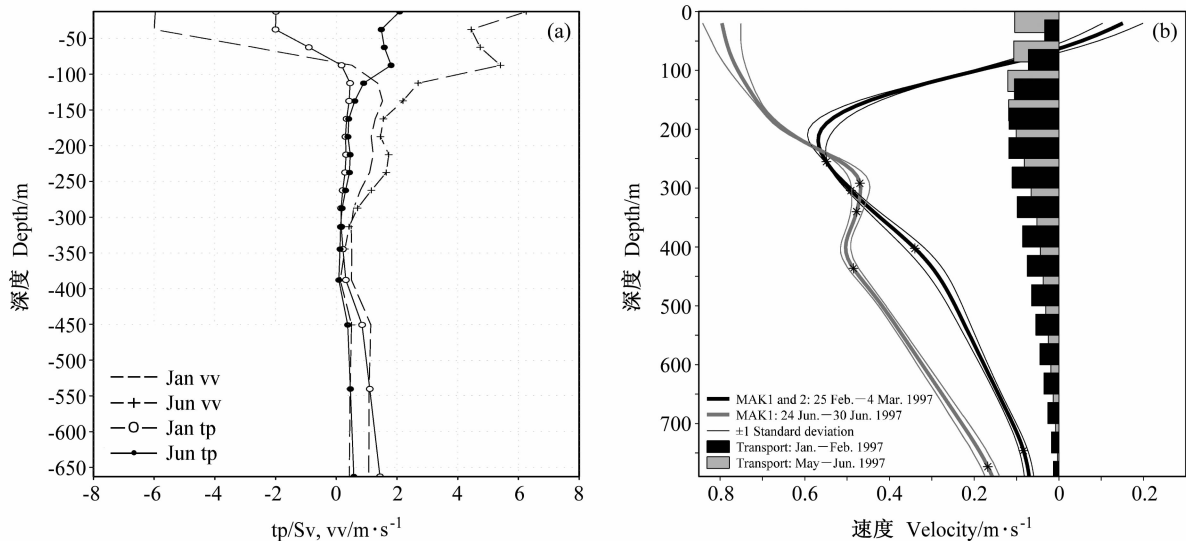


图8 (a) FGCM-1.0 模拟的多年(101~200 年)平均的海洋 700 m 以上望加锡海峡和马鲁古海峡逐层流量(tp)和经向速度(vv)廓线的季节变化; (b) 观测的海洋上层 800 m 望加锡海峡逐层的流量(柱状图)和经向速度(线图)廓线(引自文献[14])

Fig. 8 (a) The simulated seasonal change of 100 years (101–200) average layer-to-layer flux (tp) and meridional velocity (vv) in the Makassar Strait and the Maluku Strait above the 700 meters with FGCM-1.0; (b) the observed season change of layer by layer flux (pole) of the Makassar Strait and the meridional velocity outline (line) above the 800 meters (quoted from reference [14])

FGCM-1.0 模拟结果是 ITF 主要集中在 200 m 以上的海洋上层。

4.2 ITF 的年际变化

通过图 4 可以看出, FGCM-1.0 很好地模拟出 ITF 流量的年际变化趋势, 即 El Niño 期间 ITF 流量较小, 而 La Niña 期间流量较大。FGCM-1.0 模拟的 ENSO 循环周期为 2~4 年, 模拟的 ITF 流量的年际变化也具有 2~4 年周期。我们以 2 为标准, 选出 Niño 3.4 指数超过 +2 的 7 个最强 El Niño 年, 选出 Niño 3.4 指数低于 -2 的 6 个最强 La Niña 年。与已经选出的 6 个最强 ITF 年和 9 个最弱 ITF 年对照发现, 6 个最强 ITF 年有 4 个也是最强的 La Niña 年, 9 个最弱 ITF 年中有 5 个也是最强 El Niño 年。可见, ITF 流量年际变化的信号主要是来自太平洋的 ENSO。

ITF 作为连接太平洋和印度洋的一支洋流, 必定会受到两个大洋洋流的影响。接下来将分析强 ITF 事件和弱 ITF 事件时, 两个大洋洋流的变化, 以期寻找 ITF 流量年际变化的原因。由于 FGCM-1.0 模拟的 ITF 主要集中在 200 m 以上的海洋上层。我们采用的方法主要是在大洋的东部, 中部和西部分别选择一个经度, 然后做它的 0~300 m 的垂直剖面, 再分析强 ITF 事件和弱 ITF 事件时洋流的变化。

在印度洋选取了 55°E、80°E、100°E, 在太平

洋选取了 140°E、165°E、150°W、110°W, 主要分析 7~9 月的平均值。

分别分析所选的这 7 个经度强 ITF 事件和弱 ITF 事件的纬向流速垂直剖面的情况。在分析之前, 需要先说明一下, 印度洋的洋流和太平洋的洋流有所不同。印度洋主要存在五支洋流, 分别为南赤道流(SEC, 9°S~18°S), 南赤道逆流(SECC, 0~9°S), 赤道潜流(EUC, 0), 北赤道流(NEC, 2°N~6°N), 北赤道逆流(NECC, 2°N~10°N)。

下面, 简单分析洋流的变化(未给出图):

55°E: 弱的 ITF 事件和强 ITF 事件相比, SEC 减弱, SECC 减弱, EUC 基本不变, NEC 减弱, NECC 减弱。

80°E: 弱的 ITF 事件和强 ITF 事件相比, SEC 减弱, SECC 减弱, EUC 变强, NEC 减弱, NECC 消失。

100°E: 弱的 ITF 事件和强 ITF 事件相比, SEC 增强, SECC 增强, 其他几支流都消失了。

太平洋与印度洋不同的是南赤道流有两个分支: 一支偏南, 称之为 SSEC(10°S~15°S); 一支偏北, 称之为 SEC(2°S~4°N)。

140°E: 弱 ITF 事件和强 ITF 事件相比, SEC 明显减弱(减弱大约 40 cm·s⁻¹), EUC 明显增强(大约 20 cm·s⁻¹), NEC 减弱, NECC 明显减弱

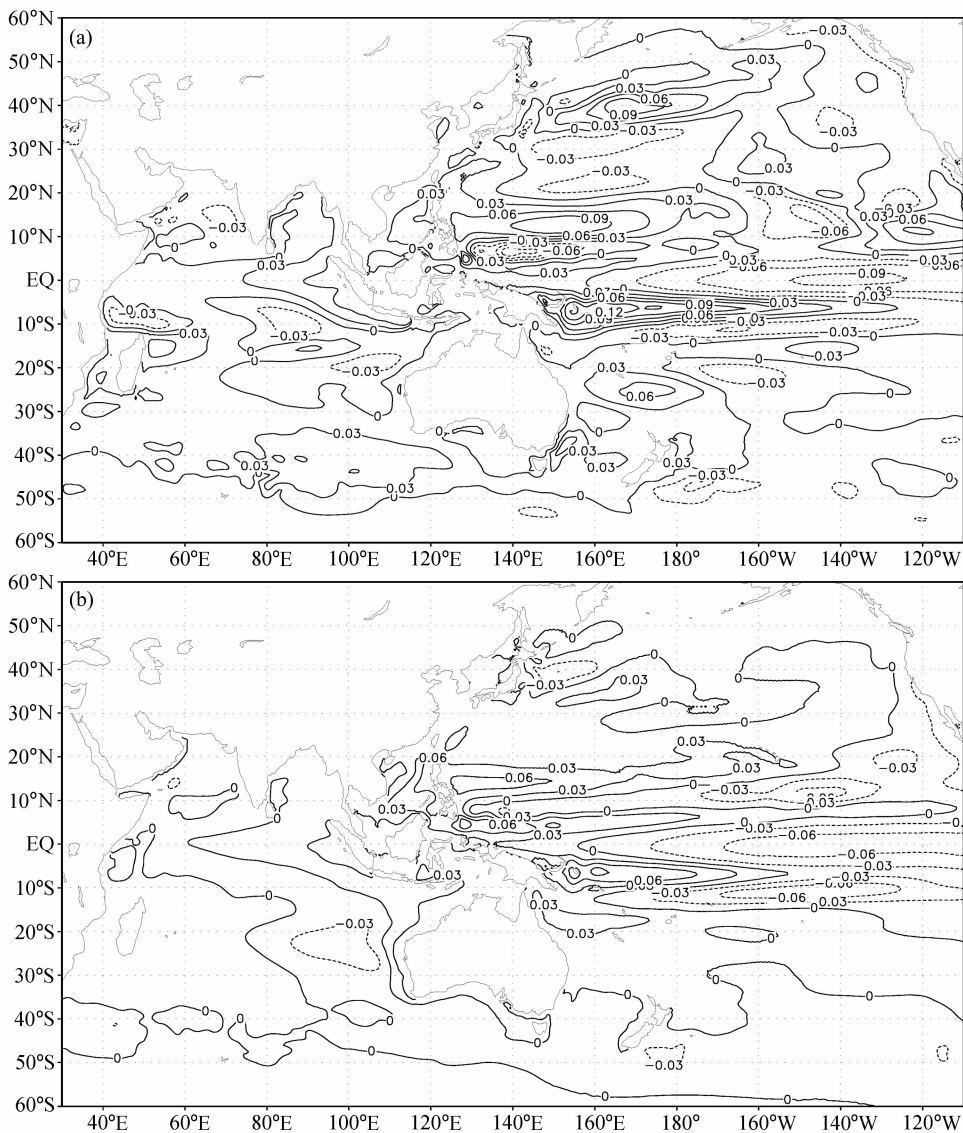


图 9 FGCM-1.0 模拟的特殊年份与多年年平均(101~200 年)相比海表高度异常(单位: m): (a)第 164 年; (b)“强 ITF 事件”

Fig. 9 The simulated sea surface height anomalies (units: m) for the 164th year (a) and the “strong ITF event” (b) compared with the 100-year average with FGCM-1.0

(大约 $70 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$)。

165°E: 弱的 ITF 事件和强 ITF 事件相比, SEC 明显减弱(大约 $80 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$), SECC 基本维持不变, EUC 增强, NEC 减弱, NECC 减弱(大约 $50 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$)。

155°W: 弱的 ITF 事件和强 ITF 事件相比, SEC 减弱(大约 $50 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$), SECC 增强, EUC 减弱(大约 $30 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$), NEC 基本不变, NECC 减弱($30 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$)。

110°W: 弱的 ITF 事件和强 ITF 事件相比, SEC 稍微减弱, SECC 增强, EUC 减弱, NEC 增强, NECC 增强。

与 Gregory 等^[32]观测的 El Niño 年和 La Niña 年的洋流相比, 模式洋流在西太平洋模拟得比较差, 在东太平洋模拟得比较好。

综上所述, 弱 ITF 事件和强 ITF 事件相比, 印度洋和太平洋热带的洋流都有变化, 相对而言, 太平洋洋流的变化更明显一些。就洋流来看, 弱 ITF 事件和强 ITF 事件相比, 只有 SEC 除在 100°E 外都为减弱, 其他几支流在不同经度的变化都不相同。

此外, 特别值得注意的是, 并非所有强 ITF 年都对应着强的 La Niña 年, 或者弱 ITF 年对应着强的 El Niño 年, 也就是说 ITF 流量的年际变化还受

到其他信号的影响,这也是与观测结果一致的。这里,我们选了两个特殊的年份,第 137 模式年和第 164 模式年。第 137 年 Niño 3.4 指数正异常,为弱 El Niño 年,但 ITF 流量为负异常极值;第 164 年 Niño 指数有显著的负异常,为强 La Niña 年,但 ITF 流量未出现显著的负异常。

我们主要分析热带。首先,将第 164 年与强 ITF 事件的海表高度异常相比(图 9),可以发现两者的共同特征:在印度洋东部 ITF 出口区都为负异常。两者的主要不同在于:第 164 年在印度洋西部有明显的异常,而且第 164 年的异常范围要比强 ITF 事件的大;强 ITF 事件在太平洋西部为正异

常,在太平洋东部为负异常,而第 164 年的海表高度异常则要复杂得多,在西太平洋,除 ITF 入口处的一小片负异常外,大部分为正异常,东太平洋也是正负异常都存在。这说明第 164 年虽然为强 La Niña 年,但是,ITF 流量达不到正异常极值是由于同时受到两个大洋洋流变化的影响。

再将第 137 年与弱 ITF 事件的海表高度异常相比(图 10),也可以发现类似的现象,第 137 年与弱的 ITF 事件的海表高度异常的共同特征是:在印度洋西部有负异常,在太平洋西部靠近印度尼西亚海域有负异常,在太平洋的东部为大面积的正异常。两者的主要不同在于:第 137 年在印度洋西部

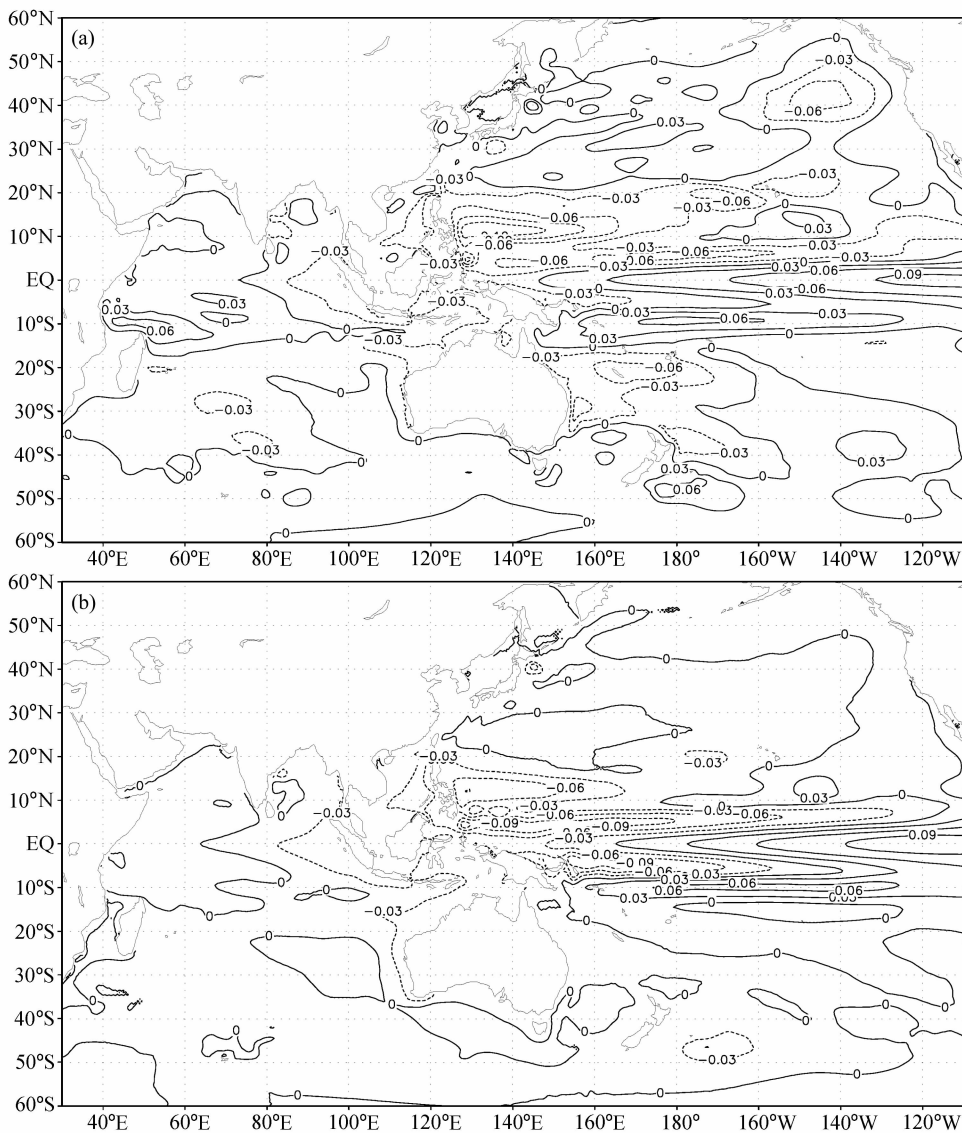


图 10 FGCM-1.0 模拟的特殊年份与多年年平均(101~200 年)相比海表高度异常(单位: m): (a)第 137 年; (b)“弱 ITF 事件”

Fig. 10 The simulated sea surface height anomalies (units: m) for the 137th year (a) and the “weak ITF event” (b) compared with the 100-year average with FGCM-1.0

有明显的正异常, 而且第 137 年印度洋异常的范围要比弱 ITF 事件的要大得多, 同样可以说明印度洋对于 ITF 流量的异常有贡献。

由此, 我们认为 ITF 年际变化是热带洋流变化和调整的一部分, ITF 流量的年际变化信号主要来自太平洋的 ENSO, 对于 ITF 的年际变化太平洋和印度洋都有影响。

5 结论和讨论

FGCM-1.0 作为一个全球海气耦合的气候系统模式本身存在一些系统偏差, 这对于 ITF 的模拟有一定的影响。FGCM-1.0 与 FGCM-0 相比, 赤道双辐合带的现象有明显的改善, 但是赤道“冷舌西伸”仍然很严重, 甚至比 FGCM-0 还要严重, 西太平洋暖池模拟明显偏冷, 这可能低估 ITF 带给印度洋的热量, 另外还可能导致对洋流模拟的偏差。

本文利用 LASG 发展的全球海气耦合模式 FGCM-1.0^[22] 300 年积分中 101~200 模式年的结果, 分析了模式模拟的 ITF 的平均态、季节变化和年际变化, 并利用模式结果对 ITF 的季节变化和年际变化的成因做了初步分析。FGCM-1.0 模拟的 ITF 的平均态、季节变化和年际变化同已有的结果相比是合理的。ITF 的年平均流量为 17 Sv, 模拟的 ITF 的平均态的主要问题是, 望加锡海峡的流量偏低, 马鲁古和哈马黑拉海峡的流量偏高, 巽他海峡的流量偏高, 帝汶通道 0.9 Sv 的流量偏低; 模拟的 ITF 主要通过望加锡海峡和马鲁古和哈马黑拉海峡, 再经由巽他海峡和萨武海峡直接进入印度洋, 没有向东偏转经过帝汶通道进入印度洋。FGCM-1.0 模拟的季节变化从 7 Sv(1 月份)~22 Sv(8 月份), 有较明显的半年周期变化。模拟 ITF 流量的年际变化趋势与观测基本一致, 即 El Niño 期间 ITF 流量较小, 而 La Niña 期间流量较大。FGCM-1.0 模拟的 ENSO 循环周期为 2~4 年, 模拟的 ITF 流量的年际变化也具有 2~4 年的周期, 并且二者之间存在非常显著的负相关关系, 负相关系数可达 -0.92。

进一步分析发现, ITF 的季节变化主要是因为印度尼西亚海域地处亚澳季风区, 海表洋流对于季风变化的响应使得 ITF 流量发生季节变化; ITF 的年际变化则主要与热带太平洋的 ENSO 事件有关, 当热带东太平洋处于暖位相时(即 El Niño 事件), ITF 流量减少; 反之在 La Niña 年份, ITF 流量增

加。ITF 流量与 ENSO 事件之间的密切关系可以由 Godfrey 的绕岛环流理论^[29]来解释, 根据这个理论, ITF 的强度主要取决于风应力旋度在澳洲大陆上的面积积分。在 El Niño 期间, 在赤道中东太平洋海洋对大气有异常的加热, 结果在西南太平洋上大气会响应这个加热出现异常的气旋式大气环流, 由 Godfrey 的绕岛环流计算公式便可得知 ITF 流量减小; 反之亦然。

致谢 感谢张学洪、李薇、刘海龙、宇如聪、周天军等老师对我的帮助, 和宋晓良、李江龙、李昀英、卢萍、吴方华、施洪波、李建、郑伟鹏、潘扬、幸晓歌等进行的有益的讨论和交流。

参考文献 (References)

- [1] Wester P, Lukas R, Toga C. The coupled ocean atmosphere response experiment. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1992, **73**: 1377~1416
- [2] Gordon A L. Inter-ocean exchange of thermocline water. *J. Geophys. Res.*, 1986, **91**(C4): 5037~5046
- [3] Godfrey J S. The effect of the Indonesian throughflow on ocean circulation and heat exchange with the atmosphere: A review. *J. Geophys. Res.*, 1996, **101**(C5): 12217~12237
- [4] Ganachaud A, Wunsch C. Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. *Nature*, 2000, **408**: 453~457
- [5] Meyers G, Bailey R J, Worby A P. Geostrophic transport of Indonesian throughflow. *Deep-Sea Res.*, Part I, 1995, **42**: 1163~1174
- [6] Wijffels S E, Bray N A, Hautala S. The WOCE Indonesian throughflow repeat hydrography sections: I10 and IR6. *International WOCE Newsletter*, 1996, **24**: 25~28
- [7] Wyrtki K. Indonesian throughflow and the associated pressure gradient. *J. Geophys. Res.*, 1987, **92**: 12941~12946
- [8] Murray S P, Arief D. Throughflow in the Indian Ocean through Lombok Strait (January 1985 - January 1986). *Nature*, 1998, **333**: 444~447
- [9] Schneider N, Barnett T. Indonesian throughflow in a coupled general circulation model. *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**: 12341~12358
- [10] Clarke A J, Liu X. Interannual sea level in the Northern and Eastern Indian Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 1994, **24**: 1224~1235
- [11] Fieux M, Molcard R, Ilahude A G. Geostrophic transport of the Pacific-Indian Oceans throughflow. *J. Geophys. Res.*, 1996, **101**: 12421~12432
- [12] Meyers G. Variation of Indonesian throughflow and the El Niño-Southern Oscillation. *J. Geophys. Res.*, 1996, **101**: 12255~12263

- [13] Gordon A L, Susanto J S. Makassar transport: Initial estimate based on Arlindo results. *Mar. Tech. Soc.*, 1999, **32**: 34~45
- [14] Gordon A L, Susanto J S, Kevin V. Cool Indonesian throughflow as a consequence of restricted surface layer flow. *Nature*, 2003, **425**: 824~828
- [15] Potemra J T, Lukas R. Large-scale estimation of transport from the Pacific to the Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**: 27795~27812
- [16] Masumoto Y. Effects of interannual variability in the eastern Indian Ocean on the Indonesian throughflow. Symposium on the Ocean-Atmosphere Coupled Dynamics in the Indian Ocean, 17 - 18 December 2001, Tokyo, Prince Hotel, 69 [Frontier Research System for Global Change (FRSGC), International Pacific Research Center (IPRC)]
- [17] Yamagata T, Behera S K, Rao S A, et al. Interannual sub-surface variability in the tropical Indian Ocean with a special emphasis on the Indian Ocean dipole. *Deep-Sea Res.* II, 2002, **49**: 1549~1572
- [18] Schneider N. The Indonesian throughflow and the global climate system. *J. Climate*, 1998, **11**: 676~689
- [19] Banks H T. Indonesian Throughflow in a coupled climate model and the sensitivity of the heat budget and deep overturning. *J. Geophys. Res.*, 2000, **105** (C11): 26135~26150
- [20] Wajswicz R C, Schneider E K. The Indonesian Throughflow's effect on global climate determined from the COLA coupled climate system. *J. Climate*, 2001, **14**: 3029~3042
- [21] Yu Yongqiang, Yu Rucong, Zhang Xuehong, et al. A flexible global coupled climate model. *Adv. Atmos. Sci.*, 2002, **19**: 169~190
- [22] Yu Yongqiang, Zhang Xuehong, Guo Yufu. Global coupled ocean-atmosphere general circulation models in LASG/IAP. *Adv. Atmos. Sci.*, 2004, **21**: 444~455
- [23] 刘海龙. 高分辨率海洋环流模式和热带太平洋上层环流的模拟研究. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 2002
Liu Hailong. A ocean circulation model of high resolution and simulated study of top circulation of the tropical Pacific ocean. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 2002
- [24] Wijffels S E, Meyers G. Fifteen years of XBT measurements in the Indonesian Throughflow. Abstract IUGG General Assembly, Sapporo Japan, 2003
- [25] 孟祥凤, 吴德星, 胡瑞金, 等. 印度尼西亚贯穿流年代际变化及其分析. 科学通报, 2004, **49**(15): 1550~1558
Meng Xiangfeng, Wu Dexing, Hu Ruijin, et al. The analyse of the Indonesian throughflow decade change and its reason. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 2004, **49** (15): 1550~1558
- [26] 王东晓, 刘赞, 刘钦燕, 等. 1997~1998 年厄尔尼诺期间印度洋和西太平洋上层海洋的联系. 自然科学进展, 2003, **13** (9): 957~963
Wang Dongxiao, Liu Yun, Liu Qinyan, et al. The relation between the top layer of Indian Ocean and the top layer of west Pacific Ocean during the 1997 - 1998 El Niño event. *Progress in Natural Science* (in Chinese), 2003, **13** (9): 957~963
- [27] 李薇, 刘海龙, 张学洪. 一个涡相容的海洋环流模式模拟的印度尼西亚贯穿流, 科学通报, 2004, **49**(19): 2001~2006
Li Wei, Liu Hailong, Zhang Xuehong, et al. An ocean model of eddy consistent simulate the Indonesian throughflow. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 2004, **49**(19): 2001~2006
- [28] Inoue M, Welsh S E. Modeling seasonal variability in the wind driven upper-layer circulation in the Indo-Pacific region. *J. Phys. Oceanogr.*, 1993, **23**: 1411~1436
- [29] Godfrey J S. A Sverdrup model of the depth-integrated flow for the world ocean allowing for island circulations. *Geophys. Astrophys. Fluid Dyn.*, 1989, **45**: 89~112
- [30] Clarke A J. On the reflection and transmission of low-frequency energy at the irregular western Pacific Ocean boundary. *J. Geophys. Res.*, 1991, **96**: 3289~3305
- [31] Du P Y, Cane M A. Effect of low-latitude western boundary gaps on the reflection of equatorial motions. *J. Geophys. Res.*, 1991, **96**: 3307~3322
- [32] Gregory C J, Bernadette M S. Direct measurements of upper ocean currents and water properties across the tropical Pacific during the 1990's. *Progress in Oceanography*, 2001, **52**: 31~61