

# 一个海洋环流模式模拟的北印度洋 经向环流及其热输送

吴方华<sup>1, 2, 3</sup> 李薇<sup>1</sup> 刘海龙<sup>1</sup> 张学洪<sup>1</sup>

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 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 国家气候中心气候系统模式室, 北京 100081

**摘要** 对比两个同化资料 GODAS (Global Ocean Data Assimilation System) 和 SODA (Simple Ocean Data Assimilation), 考察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发展的气候系统海洋模式 LICOM (LASG/IAP Climate system Ocean Model) 模拟的北印度洋经向环流及热输送的气候态。LICOM 能抓住北印度洋大尺度环流的季节变化特征, 模拟的年平均越赤道热输送为  $-0.24 \text{ PW}$  ( $1 \text{ PW} = 10^{15} \text{ W}$ ), 较之以前的数值模式结果更接近观测和同化资料。与同化资料的差异主要体现在季节变化强度, 北半球夏季在赤道以南偏弱  $0.5 \text{ PW}$ , 这与模式夏季的纬向风应力偏弱, 热输送中的大项 Ekman 热输送模拟偏弱, 从而模拟的经圈翻转环流较浅有关。

**关键词** LASG/IAP 气候系统海洋模式 北印度洋 经向热输送 翻转环流 纬向风

**文章编号** 1006-9895 (2008) 01-0014-13

**中图分类号** P732

**文献标识码** A

## Evaluation on Seasonal Circulation and Heat Transport Simulated by LICOM in the Northern Indian Ocean

WU Fang-Hua<sup>1, 2, 3</sup>, LI Wei<sup>1</sup>, LIU Hai-Long<sup>1</sup>, and ZHANG Xue-Hong<sup>1</sup>

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 *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049*

3 *Division of Climate System Modeling, National Climate Center, Beijing 100081*

**Abstract** Comparing two assimilation data, GODAS (Global Ocean Data Assimilation System) and SODA (Simple Ocean Data Assimilation), the annual cycles of overturning circulation and meridional heat transport in the northern Indian Ocean simulated by LICOM (LASG/IAP Climate System Ocean Model) are evaluated. LICOM reproduces reasonably seasonal variability of large-scale circulation, and resolves the Southern Gyre and the Great Whirl around Somali in the southwest monsoon. Wind-driven meridional overturning circulation simulated by LICOM consists of a STC (southern overturning cell) and a CEC (cross-equatorial overturning cell). STC is stronger than CEC in the boreal summer while weaker in the boreal winter. The total circulation transport is about  $16 \text{ Sv}$ , whose maximum center lies at  $100 - 200 \text{ m}$  in the southwest monsoon and at  $200 - 1000 \text{ m}$  in the northeast monsoon. Annual mean cross-equatorial heat transport from LICOM is  $-0.24 \text{ PW}$ , which is closer to the observation and assimilation data than numerical modeling results before. Vertical overturning circulation is the main contribution to the seasonal cycle

**收稿日期** 2006-06-14, 2006-10-08 收修定稿

**资助项目** 国家自然科学基金资助项目 40375030、40405017、40523001, 中国科学院创新团队国际合作伙伴计划“气候系统模式研发及应用研究”

**作者简介** 吴方华, 女, 1979 年出生, 博士生, 目前从事大洋环流数值模拟的研究工作。E-mail: wfh@mail.iap.ac.cn

of meridional heat transport. Meridional heat transport south of the Equator in the boreal summer in LICOM is 0.5 PW less than the assimilation data. This is related to weaker zonal wind stress of LICOM here, resulting in weaker Ekman heat transport and shallower meridional overturning circulation.

**Key words** LASG/IAP climate system ocean model, the northern Indian Ocean, meridional heat transport, overturning circulation, Ekman heat transport

## 1 引言

印度洋是北半球唯一位于低纬度的大洋。受海盆北侧地形阻挡,北印度洋海表获得的年平均净热通量须向南输送,以维持整个海盆的热量收支平衡。Loschnigg 等<sup>[1]</sup>用一维的混合层模式研究指出,若不考虑平流输送,单纯海表热力强迫将使北印度洋海表温度(SST)的年变化是实际的3~4倍。因此,要解释北印度洋海洋热力状况,必须了解印度洋的经向热输送。

由于印度洋观测资料匮乏,热量输送的估计多需要借助数值模式。无论是观测还是模式模拟,年平均印度洋的经向热输送均表现为向南输送,输送强度随纬度往南增加,最大的输送出现在10°S附近。但是,数值模式结果比利用观测海表热通量估算的印度洋热输送小。表1是穿越赤道断面的热量输送,观测<sup>[2,3]</sup>估算的热输送可超过-0.5 PW(1 PW=10<sup>15</sup> W,向北为正)。而Wacongne 等<sup>[4]</sup>用单独印度洋模式和Garternicht 等<sup>[5]</sup>用一个全球涡分辨率模式的模拟结果显著小于观测推算结果,越赤道热输送不到观测的1/3。Loschnigg 等<sup>[1]</sup>和Lee 等<sup>[6,7]</sup>的模拟结果也都较小。由于采用不同的数值模式,风应力资料、选取的分析时段、积分深度以及计算方法也不尽相同,导致印度洋热输送各种估算结果存在相当大的差异。因此,利用不同资料和模式,进一步比较印度洋的经向热量输送是必要的。

表1 观测和模拟(黑体)的年平均越赤道热量输送(向北为正)

Table 1 Annual mean meridional heat transport across the equator from observation and model (bold). Positive is northward

资料	量值/ PW
Hsiung et al. <sup>[2]</sup>	-0.7
Hastenrath et al. <sup>[3]</sup>	-0.5
Wacongne et al. <sup>[4]</sup>	<b>-0.18</b>
Garternicht et al. <sup>[5]</sup>	<b>-0.2</b>
Lee et al. <sup>[6]</sup>	<b>-0.4</b>
Loschnigg et al. <sup>[1]</sup>	<b>-0.4</b>

在季节尺度上,北印度洋经向热输送主要受季风影响。北半球冬季东北季风期,热带印度洋南部热量越赤道向北输送;北半球夏季西南季风期,经向热输送向南,以抵消北印度洋获得的净热通量。风应力对经向热输送的作用,主要是通过Ekman输送实现的。分析发现,印度洋20°S以北经向热输送与纬向风应力之间存在线性相关<sup>[5]</sup>。Loschnigg 等<sup>[1]</sup>和Wacongne 等<sup>[4]</sup>的模拟结果也显示风场的季节性反向以及与之相联系的Ekman输送对印度洋热输送的季节变化起重要作用。纬向风应力与经向热量输送的关系,在很大程度上决定了印度洋海盆尺度的热收支,是检验模式在印度洋模拟效果的基本指标。

实际上,作为经圈翻转环流的主要驱动力,上述Ekman输送对经向热输送的重要作用,可进一步引申出经圈翻转环流对印度洋经向热输送的重要贡献<sup>[4~9]</sup>。就气候平均而言,其在浅层携带暖水向南输送,作为补偿,在较深层又把冷水向北输送。然而,目前模式模拟的印度洋翻转环流的结构、强度也存在相当大的不确定性,由此也使得经向热量输送有较大的差异。Lee<sup>[10]</sup>描述印度洋与热输送有关的翻转环流主要发生在海洋上层500 m,由一个越赤道环流(Cross-Equatorial Cell,简称CEC)和一个位于赤道以南的南部环流构成。Miyama 等<sup>[9]</sup>的数值模拟表明,CEC表层的越赤道流发生在大洋内部,而次表层回流则通过西边界流完成流动。Wacongne 等<sup>[4]</sup>模拟的经向翻转环流在北半球夏季位于海洋上层500 m,在北半球冬季则可以伸展到4000 m。而Garternicht 等<sup>[5]</sup>和Lee 等<sup>[7]</sup>模拟的两个季风期的经圈翻转环流,都有深海环流的参与。因此,比较不同模式模拟的经圈环流,有助于我们理解经向热输送模拟结果之间的差异。

本文以两套全球海洋同化资料, GODAS (Global Ocean Data Assimilation System)<sup>[11]</sup>和SODA 1.2 (Simple Ocean Data Assimilation)<sup>[12]</sup>资料为参照,考察准全球涡相容分辨率海洋模式LI-

COM (LASG/IAP Climate System Ocean Model, v1.0)<sup>[13]</sup>模拟的北印度洋经圈环流和经向热输送的季节变化,以及模式中热量输送与海表风应力之间的关系。这样,一方面评估模式模拟印度洋海盆尺度热量平衡的能力,另一方面,通过与已有工作的比较,理解不同模拟结果之间的差异。以下首先介绍 LICOM 及两种同化资料(第2节),第3节比较了与热输送有关的环流、温度场气候态模拟情况。在此基础上,第4节评估 LICOM 和同化资料模拟北印度洋热输送的年平均和季节变化,着重考察 LICOM 是否能够模拟出与热输送有关的物理机制,并量化纬向风在热输送中的贡献。最后,给出全文总结及讨论。

## 2 模式和资料简介

本文北印度洋定义为 $5^{\circ}\text{S}$ 以北的范围。这个海区向北到达大约 $25^{\circ}\text{N}$ 即被陆地封闭,全部位于低纬度,东西跨度也只有不足 $90^{\circ}$ 经度。这种地理位置使北印度洋海区受到季风的显著影响,北半球冬季受东北风控制,夏季盛行西南季风,春秋为季风转换期,风力较弱。虽然观测和模拟表明热输送峰值出现在 $10^{\circ}\text{S}$ 附近,但由于 LICOM 和两个同化资料均在 $8^{\circ}\text{S}$ 附近模拟出印度尼西亚贯穿流(ITF),这一来自太平洋的纬向流使得本文采用的热收支分析方法在 $8^{\circ}\text{S}$ 以南不成立。目前,ITF对印度洋热输送有多大影响尚存争议。鉴于本文主要是评估 LICOM 在北印度洋热收支的模拟能力,这里暂时回避 ITF 的影响,因此分析只关注 $5^{\circ}\text{S}$ 以北区域。

### 2.1 LICOM 模式

LICOM 是中国科学院大气物理研究所(IAP)大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG)发展的海洋环流模式。这是一个准全球涡相容(eddy-permitting)模式,水平分辨率为 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ ,南北范围从 $75^{\circ}\text{S}\sim 65^{\circ}\text{N}$ ,包括了除北冰洋以外的全球海洋。垂直方向30层,上层300 m每25 m为一层,300 m至5600 m的18层随深度加深厚度逐渐加大。LICOM 是一个原始方程模式,水平方向采用球坐标,垂直方向为 $\eta$ 坐标。模式引进了一些较为成熟的物理参数化方案,包括等位密度面混合参数化方案<sup>[14]</sup>、南北纬 $30^{\circ}$ 之间采用依赖于Richardson数的Pacanowski-Philander(P-P)垂直混合方案<sup>[15]</sup>等。

LICOM 强迫场采用德国马克斯-普朗克气象研究所(MPI)整理的海洋模式比较计划(OMIP)月平均强迫场(包括风应力矢量、净短波辐射、非短波通量、耦合系数)<sup>[16]</sup>。此强迫场的原始资料来自欧洲中期天气预报中心(ECMWF)15年再分析资料(简称ERA15)的逐日结果<sup>[17]</sup>。模式 spin-up 积分950年,深海达到平衡后选取最后10年处理成12个月平均用于下文分析。

### 2.2 同化资料

GODAS 是一套基于美国地球流体动力实验室(GFDL)的模块化海洋模式 MOM3 的全新准全球海洋同化资料,时间跨度为1979~2003年,空间范围从 $74^{\circ}\text{S}$ 到 $64^{\circ}\text{N}$ ,纬向分辨率为 $1^{\circ}$ ,经向分辨率由南北纬 $30^{\circ}$ 范围内的 $1/3^{\circ}$ 增加到南北纬 $30^{\circ}$ 及以外的 $1^{\circ}$ 。垂直方向有40层,其中27层分布在上层400 m。风应力、热通量和淡水通量均来自美国国家环境预报中心(NCEP)再分析资料 II (NCEP II)。模拟的 SST 向周平均的 NCEP 资料恢复,海表盐度(SSS)向月平均的 Levitus 气候值恢复。GODAS 的温盐采用三维变分方案,同化的温度来自 XBT (Expendable Bathythermograph) 资料、ARGO (Array for Real-Time Geostrophic Oceanography) 廓线和 TAO (Tropical Atmosphere Ocean) 阵列,盐度则由温度和 Levitus 气候温盐关系合成。

SODA 同化资料采用 POP 1.3 (Parallel Ocean Program, v1.3) 海洋模式,覆盖全球范围,水平分辨率为 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ ,垂直方向从5~5374 m共40层。表层温盐2/3来自WOD 2001 (World Ocean Database 2001),其中包括TAO/Triton 锚定阵列和ARGO浮标,混合层海温来自COADS的海上船舶观测。风应力强迫来自ERA40 (the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts 40-year reanalysis),净海表热通量和淡水通量采用整体参数化法。

根据 Behringer 等<sup>[11]</sup>对太平洋部分的评估,GODAS 在20世纪90年代初以前与观测存在较大偏差,因此,他们推荐的分析时段是1992~2003年。本文分析 GODAS 的12个月气候平均资料就是取自这个时间段。相应的,SODA 选取1992~2001年的12个月平均用于分析。此外,由于 LICOM 1.0 目前的分辨率不能刻画红海、波斯湾与印度洋的连接通道,因此,将 SODA、GODAS 的地

形也作相应处理以与 LICOM 一致。

### 3 北印度洋季风环流

#### 3.1 风场

LICOM 和两个同化资料都能抓住印度洋季风期风场和 SST 特征<sup>[18]</sup>。冬季风时期，东南信风维持在 10°S 以南，10°S 到赤道为西北风，赤道以北则受东北风控制，因此，赤道两侧有向北的 Ekman 输送。从大陆上吹来的干冷空气，使得印度洋北端潜热释放增加，海温降低。夏季风时期，东南信风达到全年最强，位置也最靠北，接近 5°S。强大的越赤道西南季风在索马里沿岸带来大量的冷水上翻。夏季季风在赤道以北有一向东分量，在赤道以南有向西分量，从而在赤道两侧有一致向南的 Ekman 输送。赤道上纬向风应力很弱，经向风应力直接驱动海水向北输送。

图 1 是三个资料纬向平均的纬向风应力随纬度的季节变化，阴影为同化资料与 LICOM 的差值。北印度洋纬向风的季节变化呈鞍形结构，赤道两侧的风向始终相反。三个纬向风应力主要差异出现在夏季季风期。赤道以北 GODAS 最强，LICOM 次之，SODA 最弱；赤道以南 LICOM 最弱，中心强度分别比 SODA 和 GODAS 弱 0.01 和 0.02 N/m<sup>2</sup>。

#### 3.2 上层季风环流

参照 Schott 等<sup>[19]</sup>描绘的印度洋海表环流分布（其中图 8、9），LICOM 和同化资料都能模拟出北印度洋表层季风环流的主要特征<sup>[18]</sup>。东北季风期

（1月），斯里兰卡南端有一支自东向西的北赤道流（NEC），到非洲东岸时汇入向南的索马里流（SC）与向北的东北马达加斯加流（EACC）在 2°S~4°S 处会合，最后并入向东的南赤道逆流（SECC）。西南季风期（7月），北印度洋受强大的西南季风控制，NEC 消失，取而代之的是一支自西向东的西南季风流（SWMC）。SC 发生转向，与赤道南侧的 EACC 连成一体，形成一支向北的强大越赤道边界流。涌升作用将大量冷水带到海表，从而北印度洋夏季索马里沿岸海温达到全年最低。SC 在出口处向南回流，形成越赤道的南部涡旋（Southern Gyre，简称 SG）。在 4°N~10°N 有另一个涡存在，称为大涡（Great Whirl，简称 GW）。LICOM 的分辨率可以刻画东非沿岸的涡旋特征。

沿 70°E 剖面，考察三个资料纬向洋流随深度-纬度的分布。1 月份（图 2a~c）东北季风期，GODAS 中 NEC 的强度超过 0.8 m/s，LICOM 和 SODA 都在 0.5 m/s 左右，这是与各自强迫场的纬向风应力的强度相对应的。LICOM 与同化资料 SECC 强度相当，但 LICOM 的范围要比同化资料更向南伸展约 2 个纬度。7 月份（图 2d~f）西南季风期，LICOM 模拟的 EUC 从海表一直延伸到下层 200 m 处，中心深度在 100 m 附近，强度达到 -0.3 m/s（向东为正），与观测<sup>[20]</sup>一致。GODAS 模拟的 EUC 强度虽然超过 LICOM，但深度不超过 100 m，SODA 的 EUC 则很弱。这可能与采用的数值模式的分辨率、风应力的强度及混合参数化方案

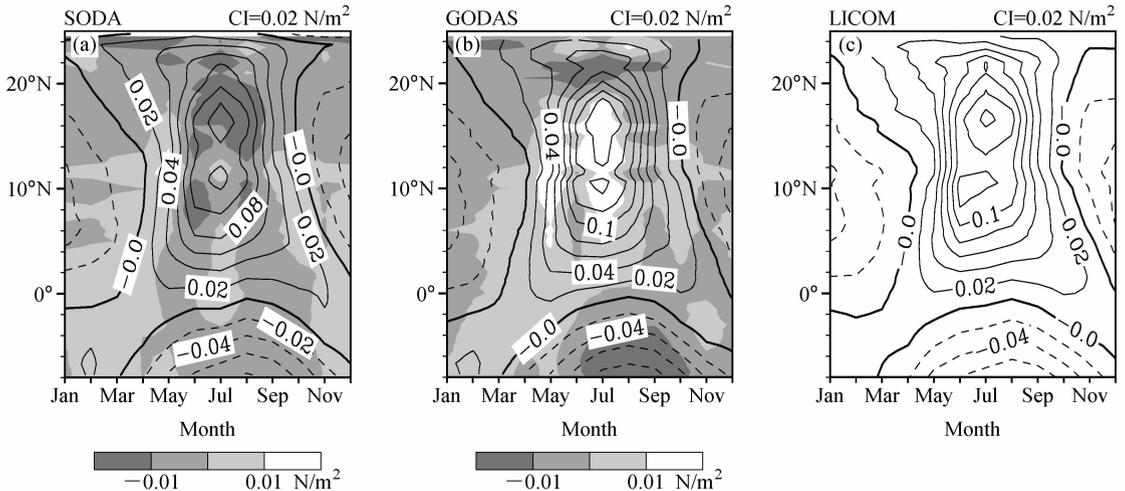


图 1 北印度洋纬向平均的纬向风应力。阴影为同化资料与 LICOM 的差，CI 表示等值线间隔

Fig. 1 Zonal mean of zonal wind stresses, differences between assimilation data and LICOM are shaded. CI shows contour interval

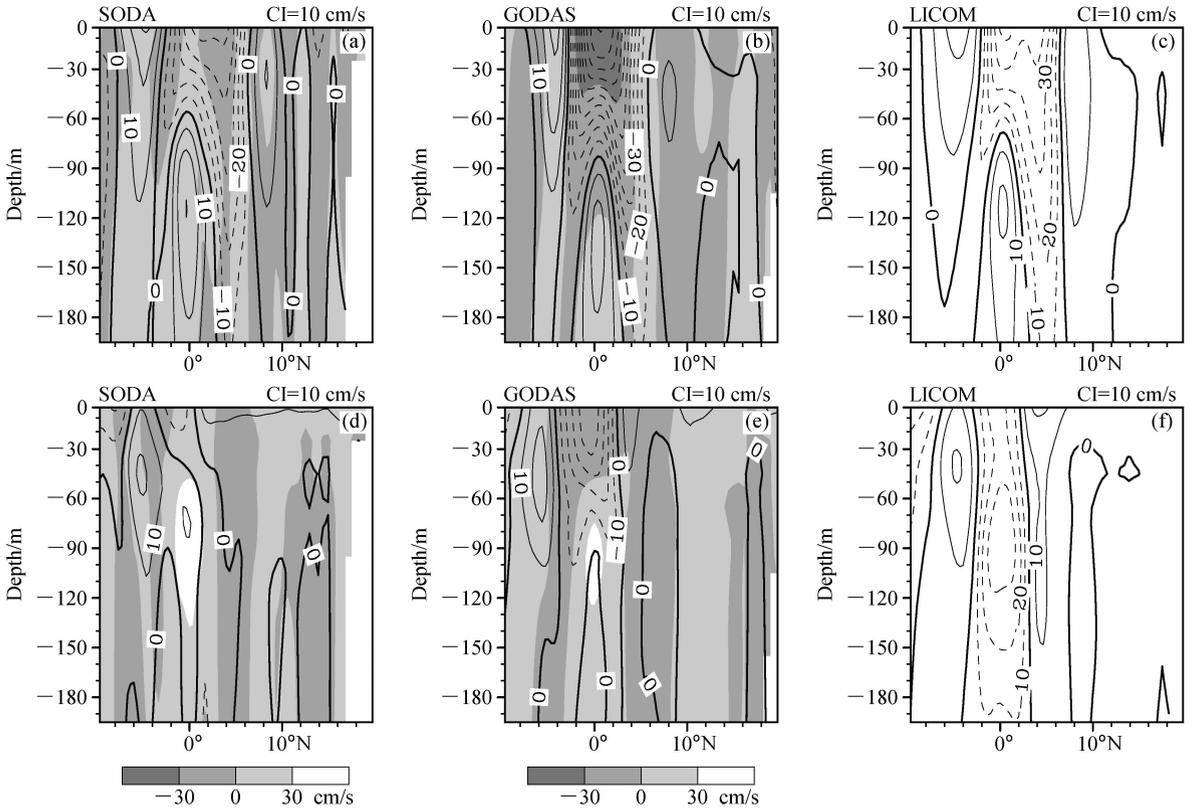


图2 沿70°E剖面的纬向流(向东为正):(a~c)1月份;(d~f)7月份。阴影为同化资料与LICOM的差

Fig. 2 Zonal velocities (positive is eastward) along 70°E for Jan (a-c) and Jul (d-f). Differences between assimilation data and LICOM are shaded

不同有关。

图3是LICOM和同化资料经向流在1月和7月沿赤道的深度-经度剖面图。三个资料的西边界流均位于上层100 m,北半球冬季边界流向南,夏季向北,GODAS的西边界流在两个季风期都较强。在西边界以外,流的方向基本与边界流相反(冬季向北,夏季向南),与经向热输送方向一致。SODA和GODAS在1(7)月份流中心强度均达到0.2 m/s(-0.4 m/s)(向北为正),而LICOM在两个季风期强度均比同化资料要小0.1 m/s。这支次表层流为风应力驱动的Ekman流,西南季风期赤道南北两侧分别为东风和西风,因此有向南的Ekman流,东北季风期则相反,有向北的Ekman流。因为科里奥利力参数 $f$ 在赤道趋于0,不能直接计算越赤道的经向Ekman流。Miyama等<sup>[9]</sup>从理论上证明,考虑赤道两侧纬向风应力的大小正比于它们到赤道的距离( $\tau^x \propto y$ ),那么就没有Ekman抽吸( $-\tau^x/f=0$ ),从而没有压力梯度和地转流的

产生。赤道上的经向Ekman流就可以用纬向风的切变表示,即所谓的“Sverdrup流”,表达式为 $-\tau_y^x/\beta = -\tau^x/f$ 。可以看出,由于越赤道的Sverdrup流与纬向风应力随纬度的分布有关,因此,LICOM模拟的弱Sverdrup流与图2中北半球夏季赤道附近的平均纬向风应力小于同化资料是一致的。值得注意的是,SODA模拟的夏季洋流为三个资料中最强的,在第4.1节将看到SODA模拟的越赤道热输送也是三个资料中最强的。

### 3.3 经圈翻转环流

如引言所述,经圈翻转环流在印度洋热输送中起主要作用<sup>[4~9]</sup>,但数值模拟的经圈环流结构强度存在较大差异。对比经圈流函数的差异可以帮助我们理解热输送的差异。

经圈翻转流函数 $\varphi$ 表示为

$$\varphi(y, z) = - \int_{Z_D}^z \left( \int_{X_W}^{X_E} v(x, y, z) dx \right) dz, \quad (1)$$

其中, $v$ 表示经向流, $Z_D$ 表示海底, $X_E$ 、 $X_W$ 分别为印度洋的东西边界。积分前添加的负号表示当流

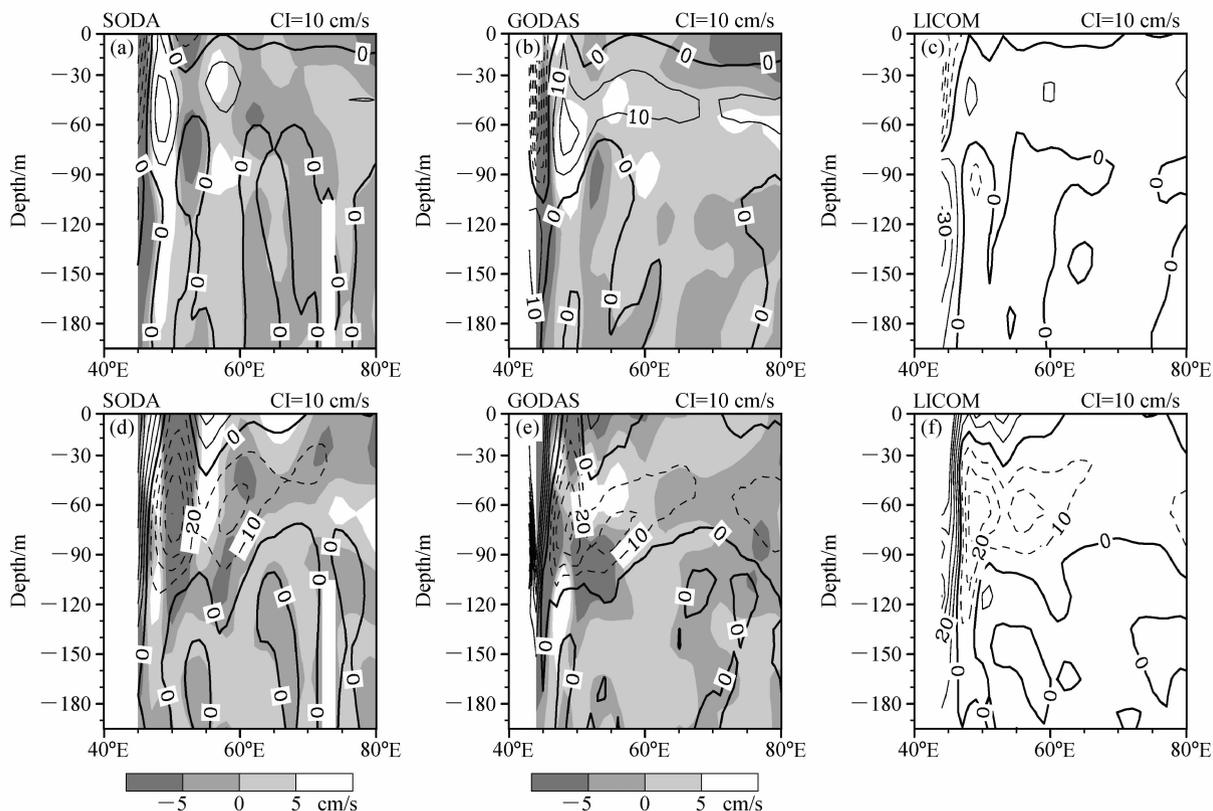


图3 同图2，但为沿赤道的经向流（向北为正）

Fig. 3 The same as Fig. 2, except for meridional velocities along the equator (positive is northward)

函数为正值时环流呈顺时针旋转。

北印度洋经圈流函数主要由越赤道的CEC、南部环流以及赤道附近混合层中的赤道环（Equatorial roll，简称ER）组成。ER虽然有明显的季节变化，但其深度在100 m以内，Schott等<sup>[21]</sup>证明了因为深度过浅，ER对经向热输送贡献不大，因此本文将不涉及。

LICOM和两份同化资料的北印度洋经圈环流都存在显著的季节变化（图4）。北半球冬季，表层向北输送，深层向南输送，位于赤道以北的CEC较强，上层向北的输送在Ekman层内，SODA、GODAS和LICOM的中心值分别达到16、12和16 Sv（流量单位，1 Sv = 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/s）。北半球夏季输送方向相反，LICOM和同化资料相同，南部环流的输送较强，位置也较冬季深。其中以LICOM中的南部环流中心值最大，达到20 Sv。

由于夏季环流较强，年平均的经圈环流主要体现了夏季环流的特点，特别是赤道以南（图4g~i）。三个结果之间比较，发现赤道以南的环流强度基本相当，但两个同化资料的深层回流较深。这可

以导致上下两层的温差比LICOM大，从而引起更强的热量输送。赤道以北，LICOM上层有一个完整的环流，而SODA和GODAS中都没有。从能量平衡的角度来看，年平均尺度上主要是海表热通量和海洋温度平流之间的平衡。那么，从LICOM的环流可以推断，年平均北印度洋有净热量的输入。而其他两份资料，特别是GODAS中，年平均净的海表热通量为0。也可以说，GODAS所采用的热量强迫场NCEP II的热通量在年平均上有一定的误差（第4.1节将做进一步讨论）。

### 3.4 纬向平均海温

鉴于本文评估的重点是经向热输送模拟，需要比较各资料的温度结构。图5是三个资料和WOA98<sup>[22]</sup>冬夏两季纬向平均海温及其与WOA98的差异。可以看到，海温的季节变化并不显著，因此环流的季节变化成为决定热输送季节变化的主要因素。三个资料平均海温均比WOA98偏冷，特别是LICOM。由于其不足以分辨红海和波斯湾与阿拉伯海的通道，没有刻画出两个内海高温高盐的溢

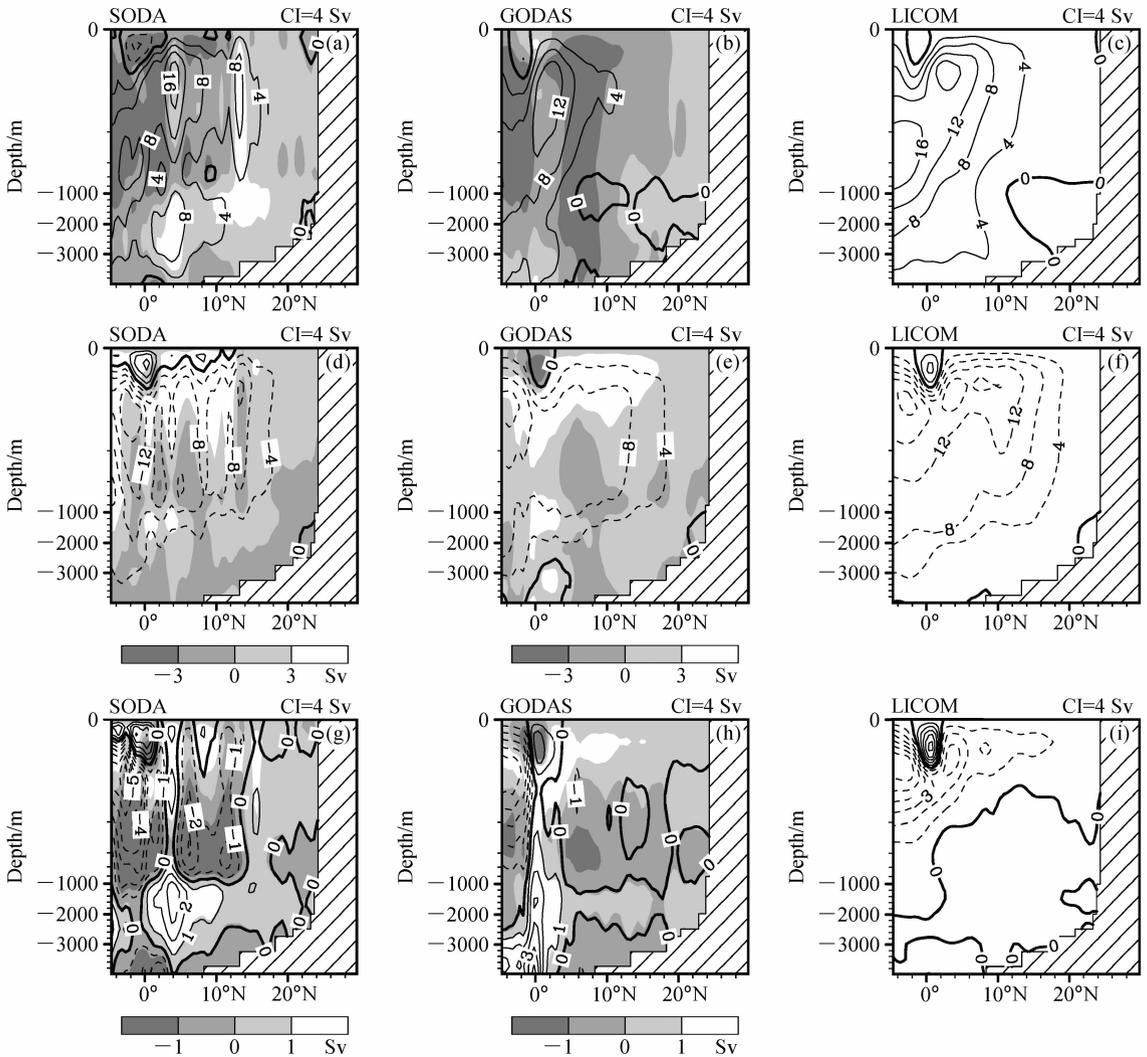


图4 北印度洋经圈翻转流函数: (a~c) 1月份; (d~f) 7月份; (g~i) 年平均。阴影为同化资料与 LICOM 的差

Fig. 4 Meridional overturning stream function in the northern Indian Ocean for (a - c) Jan, (d - f) Jul, and (g - i) annual mean. Differences between assimilation data and LICOM are shaded

出流, 从而导致在  $20^{\circ}\text{N}$  以北比 WOA98 低  $3^{\circ}\text{C}$ , 也比同化资料偏低。比较同化资料模拟的红海, 波斯湾出海口上层 600 m 的年平均热输送 (图略), 模拟结果量级均介于  $10^{-4} \sim 10^{-3}$  PW 之间。并且决定热输送的是翻转环流的上下层温差, 而不是垂直温度本身。因此, 我们认为 LICOM 没有涉及红海, 对波斯湾的模拟不妨碍本文评估 LICOM 模拟的北印度洋热输送。

## 4 经向热输送及其物理机制

### 4.1 经向热输送

热输送的计算公式如下:

$$M(y, t) = \rho c_p \int_{Z_D}^0 \int_{X_W}^{X_E} v \theta dx dz, \quad (2)$$

其中,  $\rho = 1 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$  为海水密度,  $c_p = 4 \times 10^3 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$  为海水定压比热,  $v$  为经向流速,  $\theta$  为位温。这个表达式更为确切地说是位温通量, 我们这里将北印度洋范围限定在  $5^{\circ}\text{S}$  以北, 通过积分面的净流量为 0, 此时位温通量就是经向热输送。

同化资料和 LICOM 总是向冬半球输送热量 (图 6)。从输送强度上看, 在北半球冬季 (12 月到 2 月), LICOM 的热输送与同化资料相同, 最大输送量为 1.5 PW。在 11~12 月, 最大值中心位于赤道以北, 这主要与冬季上层的 CEC 相联系。北半

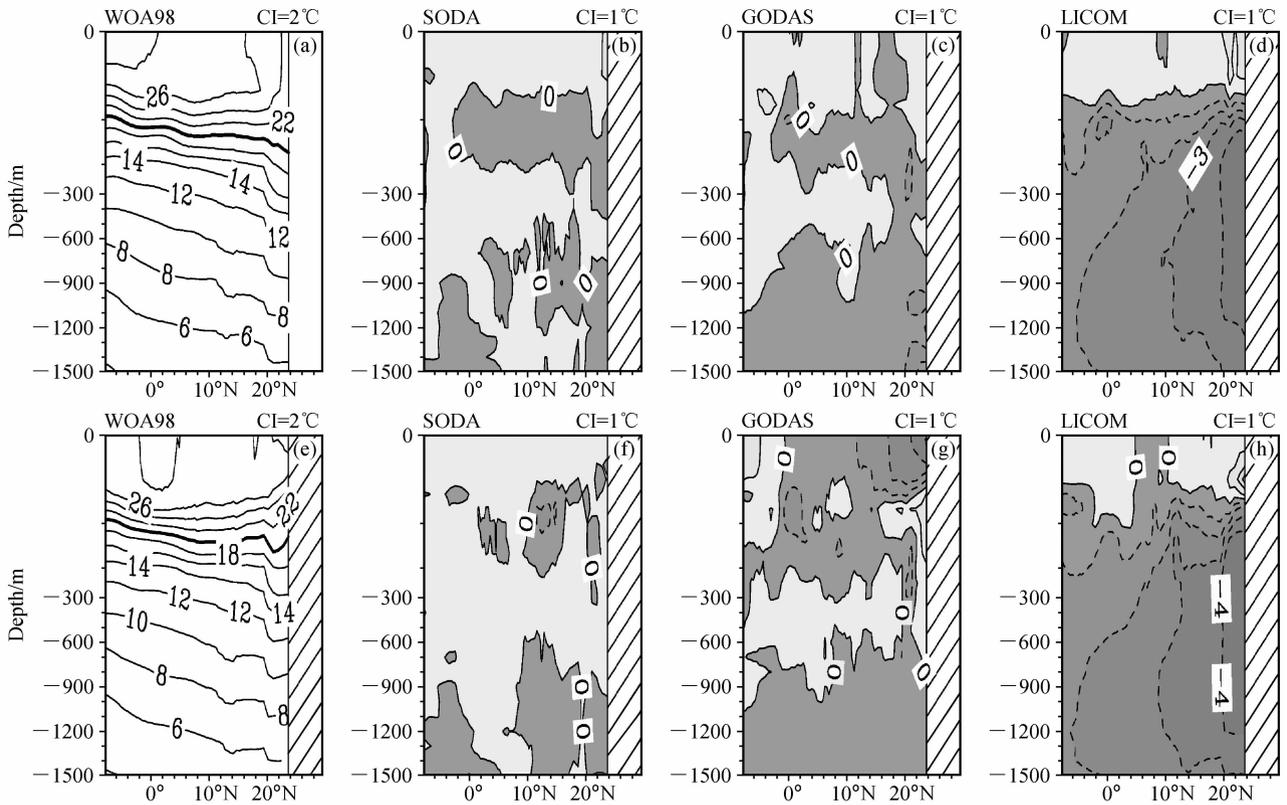


图 5 (a) WOA98 1 月份纬向平均海温；(b~d) 为 SODA、GODAS、LICOM 与 (a) 的差；(e) WOA98 7 月份纬向平均海温；(f~h) 为 SODA、GODAS、LICOM 与 (e) 的差

Fig. 5 (a) WOA98 zonal mean temperature for Jan; (b~d) differences between SODA, GODAS, LICOM and (a); (e) WOA98 zonal mean temperature for Jul; (f~h) differences between SODA, GODAS, LICOM and (e)

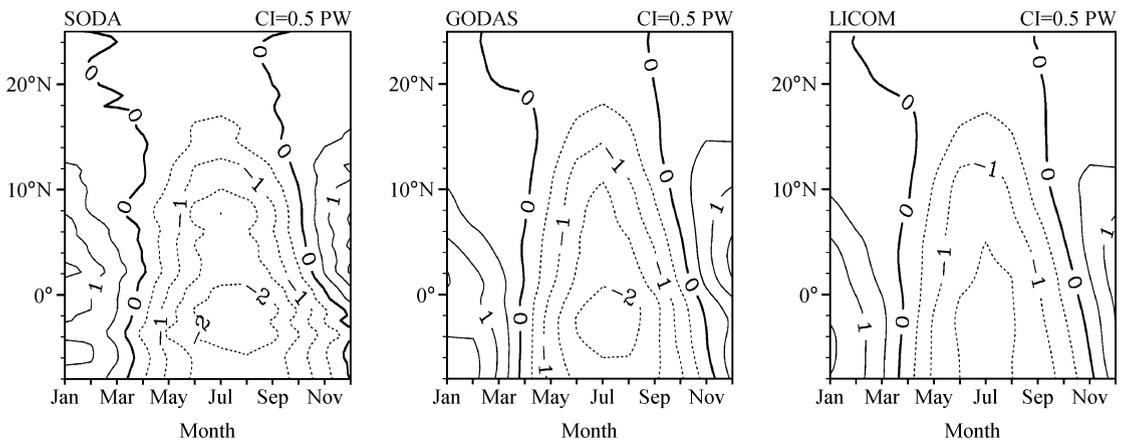


图 6 经向热输送的季节变化 (向北为正)

Fig. 6 Seasonal cycle of meridional heat flux. Positive is northward

球夏季, LICOM 在 4°N 以南有 -1.5 PW 的热输送, SODA 和 GODAS 热输送等值线 -1.5 PW 则可以伸展到 10°N, 并且中心强度可以达到 -2.0 PW, 比 LICOM 强 1/3。这与该范围内 SODA 和

GODAS 中经圈环流比 LICOM 深有关。此外, SODA 的向南输送可以一直持续到 12 月份。

图 7 给出印度洋赤道以北热收支 12 个月的变化 (扩散项为小项, 这里忽略, 公式参阅文献[4]第

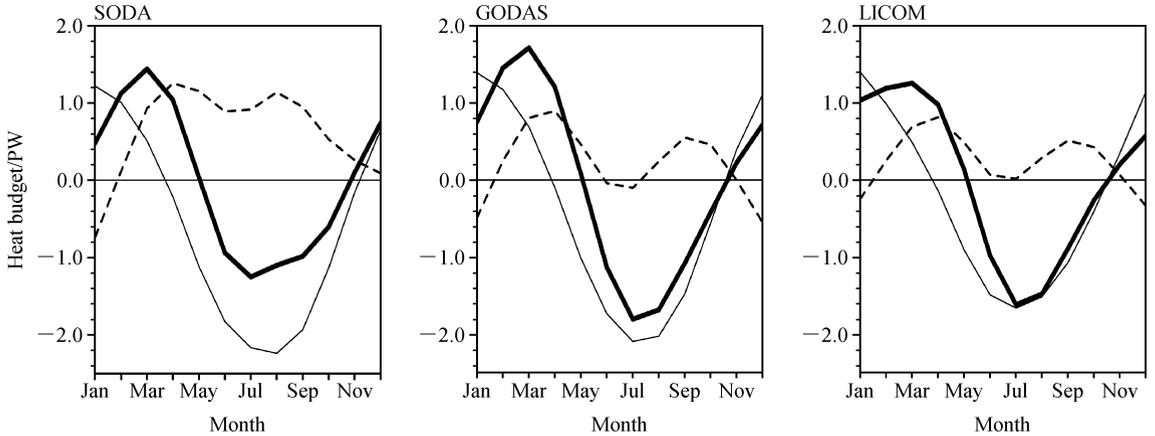


图7 北印度洋热收支的季节变化。粗实线：热含量变化；细实线：越赤道热输送；虚线：净海表热通量

Fig. 7 Seasonal cycles of the components of the heat budget in the northern Indian Ocean. Thick solid line; the change of heat content; thin solid line; heat transport across the equator; dashed line; net surface heat flux

2673 页)。由于 SODA 资料没提供净海表热通量，我们用北印度洋热存储与越赤道热输送的差表示。可以看到，热存储的季节变化主要与越赤道热输送相平衡，两者变化均为年周期，说明在季节尺度上越赤道热输送控制着北印度洋热量存储。北印度洋的净海表热通量则呈现半年循环。很明显，SODA、LICOM 从 2~11 月北印度洋持续从大气获得热量，而 GODAS 在 6~7 月份净热通量出现负值，表明此时北印度洋有热量向大气释放，因此削弱年平均北印度洋获得的净海表热通量，进而北印度洋的热输送减少，这解释了图 4 GODAS 年平均经圈翻转环流与其他两个资料在北印度洋的差异。

与经圈环流相同，三个资料年平均热输送都体现夏季季风期的输送特征（图 8）。12°N 以北 LICOM 略强于同化资料，这可能是 LICOM 中 12°N 以北海面净热通量偏强造成的。2°N~12°N 之间，SODA 在 8°N 附近有一极值，而其他两个资料的热输送接近。2°N 往南向南的热输送随纬度增加，热输送差异也逐渐增大。其中 SODA 向南的热输送最强，GODAS 次之，LICOM 最弱。SODA 可达到接近 1PW，而 LICOM 只有其 1/3（约 0.29 PW）。与其他观测和模拟结果（表 1）比较，三个资料计算的越赤道热输送介于其间（表 2）。与其他模拟结果比较<sup>[4, 5]</sup>，LICOM 越赤道的热输送更强。同化资料 SODA 与 Hsiung 等<sup>[2]</sup>最为接近，但 SODA 在北印度洋的年平均热输送相对其他所有资料表现出更多复杂性。

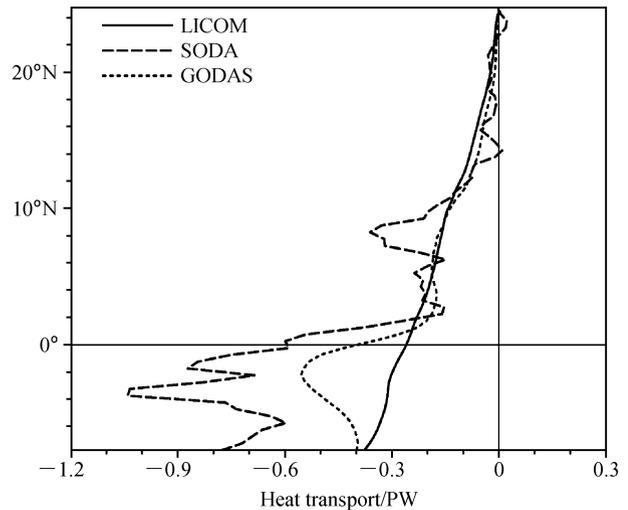


图8 年平均经向热输送

Fig. 8 Annual mean meridional heat transport

表 2 年平均越赤道热量输送（向北为正）

Table 2 Annual mean meridional heat transport. Positive is northward

资料	量值/PW
SODA	-0.59
GODAS	-0.37
LICOM	-0.24

#### 4.2 垂直翻转和水平大涡

为讨论不同物理机制对热量输送的贡献，我们将经向热输送分解为垂直翻转和水平大涡两项：

$$M(y, t) = \rho c_p \int_{Z_D}^0 \int_{X_W}^{X_E} v \theta dx dz = \rho c_p L \int_{Z_D}^0 [v \theta] dz =$$

$$\rho c_p L \int_{z_D}^0 [([v] + v^*) ([\theta] + \theta^*)] dz =$$

$$\rho c_p L \int_{z_D}^0 ([v][\theta] + [v^* \theta^*]) dz, \quad (3)$$

这里,  $[A] = \frac{1}{L} \int_{x_W}^{x_E} A dx$  表示纬向平均,  $A^* = A - [A]$  为纬向偏差。

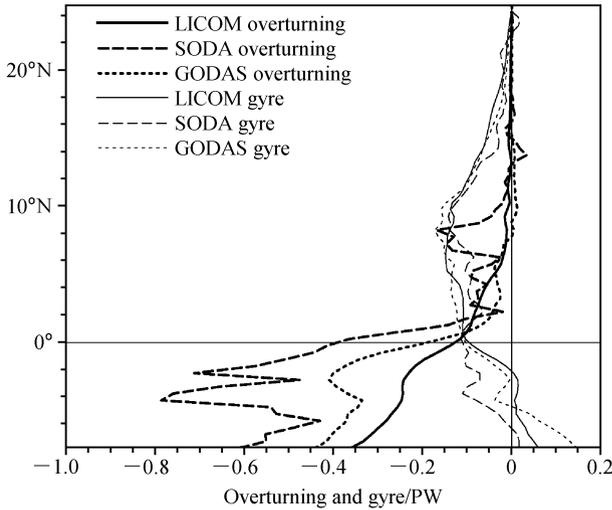


图 9 LICOM、SODA、GODAS 年平均北印度洋垂直翻转和水平大涡导致的经向热输送

Fig. 9 Decomposition of total heat transport into vertical overturning and horizontal gyre from LICOM, SODA and GODAS

图 9 给出的北印度洋垂直翻转和水平大涡项随纬度的年平均分布。赤道以北, 水平大涡的输送超过垂直翻转, 峰值出现在 10°N 附近。赤道以南, 水平大涡随纬度向南递增逐渐趋近 0, 热输送的贡献主要来自垂直翻转。与热输送总量相同, SODA 的翻转项也是最强, 在 5°S 处可以达到 -0.8 PW, 而 LICOM 最弱, 不到 -0.3 PW。图 10 给出上述两项的季节变化, 其中翻转项的分布、强度和变化趋势都与总热量输送接近, 控制了热输送的季节变化, 而大涡只在北半球夏季赤道至 10°N 范围内有 -0.5 PW 的贡献。

### 4.3 风应力在热输送中的作用

北印度洋热输送的季节变化通过翻转环流完成。后者由风应力驱动的海表 Ekman 流和深层回流构成。如 3.2 节所述, 赤道上的经向 Ekman 流可以用风应力旋度求解, 即越赤道的 Ekman 流和

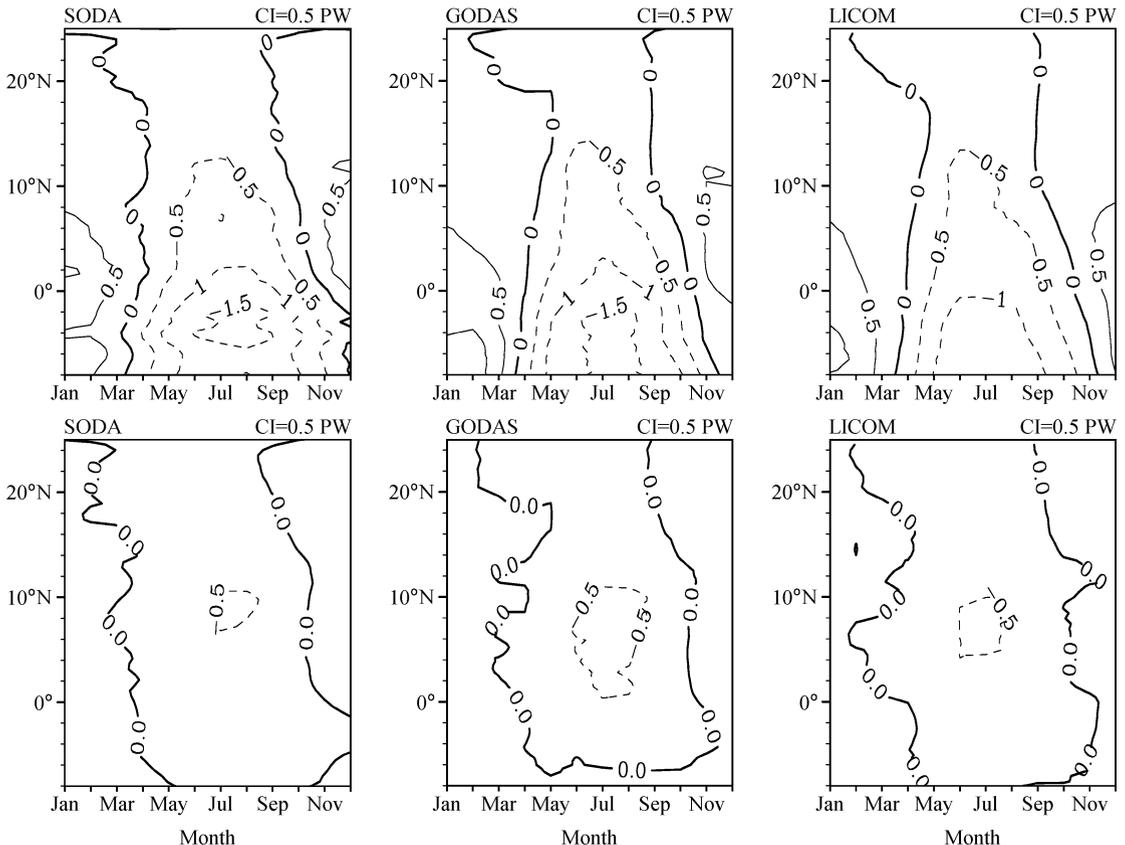


图 10 垂直翻转项 (上图) 和水平大涡项 (下图) 的季节变化

Fig. 10 Seasonal cycle of vertical overturning term (upper) and horizontal gyre term (lower)

Sverdrup 流等价, 从而可以通过纬向风应力考察 Ekman 流/Sverdrup 流的模拟情况。图 11 为三个资料赤道上的 Sverdrup 流和 5°S 处 Ekman 流的季节变化。北半球冬季 Ekman 流向北输送, 夏季向南输送。其中在 6~9 月 LICOM 计算的 Sverdrup 流和 Ekman 流均小于同化资料的结果, 特别是 5°S 处的 Ekman 流, 在 7 月向南输送的峰值可以与同化资料相差超过 5 Sv。

表层 Ekman 流与回流间存在垂直温差, 从而产生 Ekman 热输送。Sato 等<sup>[23]</sup>指出, Ekman 热输送主要受风应力影响, 海温变化贡献不大。因此, 上述风应力引起的 Ekman 流流量差异将导致 Ekman

热输送差异。考虑海温就可以量化纬向风在热输送中的贡献。根据 Levitus<sup>[24]</sup>的 Ekman 热输送的计算公式:

$$Q_E(t) = -\frac{c_p}{f} \int (T_{EK} - T_B) \tau_x dx, \quad (4)$$

其中,  $c_p$  同公式 (2),  $f$  为科里奥利力参数,  $\tau_x$  为纬向风应力,  $T_{EK}$  为 Ekman 层平均海温,  $T_B$  为回流海温。由于  $f$  在赤道上为 0, 我们只考虑南北纬 3° 范围之外的 Ekman 输送。

通常以 SST 作为 Ekman 层温度<sup>[24]</sup>, 而用整层垂直平均温度作为回流海温  $T_B$ 。采用这种定义, 虽然 Ekman 热输送的季节变化和经向热输送季节变化相似, 但输送强度是后两者的 2 倍 (图略)。

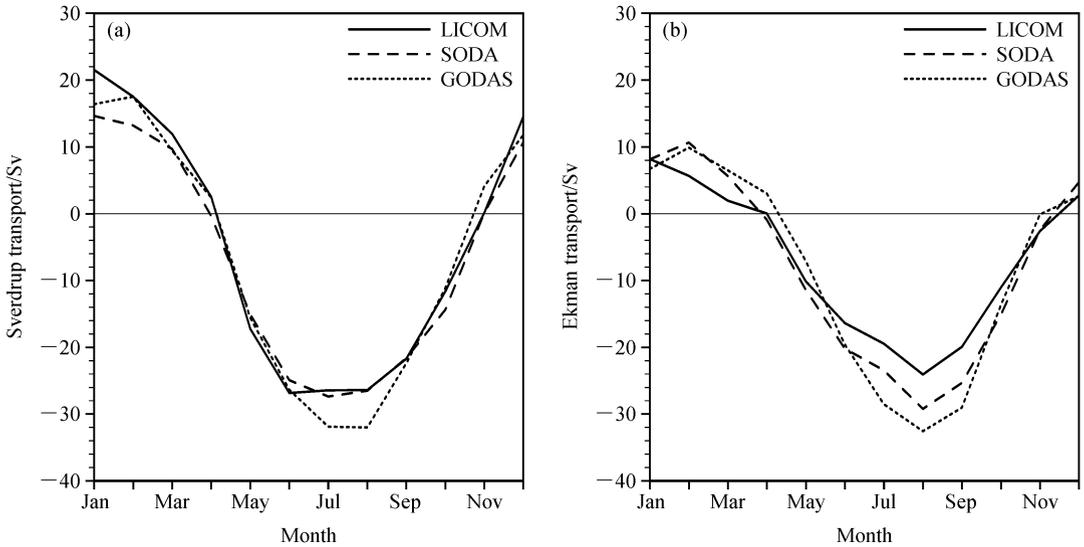


图 11 根据文献[9]计算的赤道 Sverdrup 输送 (a) 和 5°S 处 Ekman 输送 (b) 的季节变化 (向北为正)

Fig. 11 Seasonal cycles of Sverdrup transport across the equator (a) and Ekman transport at 5°S (b) according to reference [9]. Positive is northward

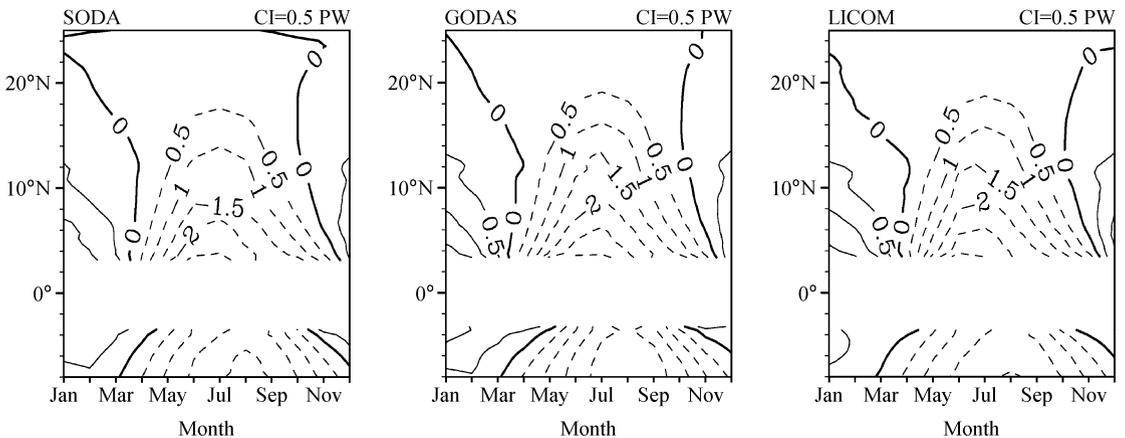


图 12 Ekman 热输送季节变化

Fig. 12 Seasonal cycle of Ekman heat transport

从 3.3 节经圈翻转环流的深度-纬度分布图上可以看出, Ekman 层主要位于印度洋上层 100 m, 而深层回流介于 100~2000 m 之间。根据翻转环流的深度分布, 取上层 100 m 平均海温作为 Ekman 层温度  $T_{EK}$ , 100~2000 m 的平均海温作为回流海温  $T_B$ 。

图 12 给出三个资料的 Ekman 热输送。明显的, LICOM 和同化资料的 Ekman 热输送基本再现了经向热输送的季节变化, 东北季风期赤道南北两侧向北输送, 西南季风期一致向南输送, 输送 Ekman 热输送与经向热输送强度相当。至此可以看出, 季节尺度上 Ekman 输送是决定北印度洋热量输送的主要因子。

## 5 结论

本文以两个同化资料 (SODA 和 GODAS) 为参考, 结合前人工作, 评估了气候海洋模式 LICOM 模拟的北印度洋季风环流和经向热输送季节循环, 主要结论如下:

(1) LICOM 能够模拟出印度洋的表层大尺度环流 (包括 NEC、SMC、SECC、SEC 等) 的基本特征和季节变化, 并且能够分辨出西南季风期位于索马里沿岸的两个涡旋。LICOM 模拟环流的强度是与其强迫风场的强度相联系的。

(2) LICOM 北印度洋的经圈环流主要由 CEC 和赤道以南的南部环流组成, 两个环流都存在显著的季节变化。北半球夏季南部环流较强, 北半球冬季 CEC 较强, 而年平均的经圈环流主要体现了夏季环流的特征。冬夏季的输送量大约都为 16 Sv 左右, 但冬季的大值中心更深, 位于 200~1000 m 之间, 夏季在 100~200 m 之间。与同化资料比较, 赤道以南 LICOM 环流所到达的深度比同化资料浅, 而 LICOM 在赤道以北的经圈环流更完整。后者体现了 LICOM 与同化资料所采用的海表热通量场的差异。

(3) LICOM 模拟的经向热输送也存在明显的季节变化, 北半球冬季向北热量输送中心位于赤道以北, 而夏季反向, 中心在 4°N 以南, 中心值都为 1.5 PW 左右。年平均同样体现的是夏季的特征, LICOM 越赤道输送为 -0.24 PW, 比两份同化资料小, 而比其他模拟结果强。对热输送的分解分析表明, LICOM 能够模拟出与热输送有关的物理机

制。垂直翻转环流控制着热输送的季节变化, 其中主要因子为纬向风应力驱动的经向 Ekman 流, 而水平大涡只在赤道和 10°N 之间起到一定的作用。

本文分析的三个资料均能模拟出合理的热输送变化, 并且热输送不论是年平均还是季节变化都主要来自垂直翻转的贡献。虽然纬向风应力的差异可以解释热输送强度的差异, 但无法解释翻转环流垂直结构上的差异。敏感性试验表明<sup>[18]</sup>, 这可能与模式对不同风应力资料的响应有关。此外, 由于采用的是单独海洋模式, 翻转环流及热输送不仅与风应力有关, 也受海表净热通量强迫场的制约。以 GODAS 为例, 其年平均 CEC 在赤道以北极弱可能与北印度洋净热通量偏小有关。

同时, 也应看到不同模式模拟印度洋地区存在的问题。图 2、3 三个模式模拟的赤道流系在强度、深度上都不同, 图 5 模拟的深层海温较之观测偏冷, 尤其是 LICOM。这些差异与模式采用的混合方案、地形处理都有关联, 这也将是我们下一步改进模式的方向所在。

## 参考文献 (References)

- [1] Loschnigg J, Webster P J. A coupled ocean-atmosphere system of SST modulation for the Indian Ocean. *J. Climate*, 2000, **13**: 3342~3360
- [2] Hsiung J, Newell R E, Houghtby T. The annual cycle of oceanic heat storage and oceanic meridional heat transport. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1989, **115**: 1~28
- [3] Hastenrath S, Greischar L. The monsoonal heat budget of the hydrosphere-atmosphere system in the Indian Ocean sector. *J. Geophys. Res.*, 1993, **98**: 6869~6882
- [4] Wacongne S, Pacanowski R. Seasonal heat transport in a primitive equations model of the tropical Indian Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 1996, **26**: 2666~2699
- [5] Gartnericht U, Schott F. Heat fluxes of the Indian Ocean from a global eddy-resolving model. *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**: 21147~21159
- [6] Lee T, Marotzke J. Inferring meridional mass and heat transports of the Indian Ocean by fitting a general circulation model to climatological data. *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**: 10585~10602
- [7] Lee T, Marotzke J. Seasonal cycles of meridional overturning and heat transport of the Indian Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 1998, **28**: 923~943
- [8] Manghni V, Morrison J M, Xie L, et al. Heat transports in the Indian Ocean estimated from TOPEX/POSEIDON al-

- timetry and model simulations. *Deep-Sea Res. II*, 2002, **49**: 1459~1480
- [9] Miyama T, McCreary J P Jr, Jensen T G, et al. Structure and dynamics of the Indian Ocean cross-equatorial cell. *Deep-Sea Res. II*, 2003, **50**: 2023~2047
- [10] Lee T. Decadal weakening of the shallow overturning circulation in the South Indian Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 2004, **31**: L18305, doi: 10.1029/2004GL020884
- [11] Behringer D, Xue Y. Evaluation of the global ocean data assimilation system at NCEP; The Pacific Ocean. the 84th AMS Annual Meeting, 2004, Seattle, Washington, USA
- [12] Carton J, Giese B. Simple Ocean Data Assimilation (SODA) reanalysis effort. CLIVER Workshop on Ocean Reanalysis, Nov. 2004
- [13] 刘海龙, 俞永强, 李薇, 等. LASG/IAP 气候系统海洋模式 (LICOM1.0) 参考手册. 北京: 科学出版社, 2004. 107 pp  
Liu Hailong, Yu Yongqiang, Li Wei, et al. *Manual for LASG/IAP Climate System Ocean Model* (in Chinese). Beijing: Science Press, 2004. 107pp
- [14] Gent P R, McWilliams J C. Isopycnal mixing in ocean circulation models. *J. Phys. Oceanogr.*, 1990, **20**: 150~155
- [15] Pacanowski R C, Philander G. Parameterization of vertical mixing in numerical models of the tropical ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 1981, **11**: 1442~1451
- [16] Roeske F. An atlas of surface fluxes based on the ECMWF reanalysis: A climatological dataset to force global ocean general circulation models. Report No. 323, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, 2001. 1~31
- [17] Gibson J K, Källberg P, Uppala S, et al. ECMWF Re-Analysis Project Report Series, 1997
- [18] 吴方华. 季节到年际尺度北印度洋经向热输送的模拟研究. 中国科学院研究生院博士学位论文. 2006. 108pp  
Wu Fanghua. Simulation study on meridional heat transport in the northern Indian Ocean at seasonal-to-interannual timescales. Ph. D. dissertation (in Chinese), Graduate University of Chinese Academy of Sciences, 2006. 108pp
- [19] Schott F A, McCreary J P Jr. The monsoon circulation of the Indian Ocean. *Progress in Oceanography*, 2001, **51**: 1~123
- [20] Schott F, Fischer J, Gartnericht U, et al. Summer monsoon response of the northern Somali current. *Geophys. Res. Lett.*, 1997, **24**: 2565~2568
- [21] Schott F, Dengler M, Schoenefeldt R. The shallow overturning circulation of the Indian Ocean. *Progress in Oceanography*, 2002, **53**: 57~103
- [22] Levitus S, Boyer T P, Conkright M E, et al. *World Ocean Database* 1998, vol. 1, *Introduction*. NOAA Atlas NESDIS 18. U. S. Government Printing Office, Washington, DC, 1998. 346pp
- [23] Sato O T, Polito P S. Comparison of the global meridional Ekman heat flux estimated from four wind sources. *J. Phys. Oceanogr.*, 2005, **35**: 94~108
- [24] Levitus S. Meridional Ekman heat fluxes for the World Ocean and individual ocean basins. *J. Phys. Oceanogr.*, 1987, **17**: 1484~1492