

印度洋海气热通量交换研究*

周天军 张学洪 P4 A

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

摘要 基于综合海洋大气资料集(COADS)资料的研究表明, 热带印度洋的海气热通量交换具有明显的区域性特征, 在部分海域, 如冬季热带印度洋的中东部、夏季的热带西印度洋和北印度洋, 它主要表现为海洋对大气的强迫。海洋对大气的这种强迫, 主要是通过潜热加热实现的。与潜热加热相比, 感热加热尽管是一个小量, 但感热异常与表层海温的显著相关, 较之潜热明显超前。无论冬季还是夏季, 热带印度洋都存在大面积海域, 其SST变化难以通过海气热通量交换来解释。

关键词: 印度洋; 热通量; 潜热; 感热

1 引言

气候系统的各个组成部分之间存在着复杂的反馈过程, 在不同的时间尺度上, 海气相互作用也表现出不同的特征。揭示海洋与大气之间热通量交换的基本特点, 是我们探讨多时间尺度海气相互作用的基础。

在海气相互作用过程中, 热带大洋的作用尤为重要。热带太平洋强劲的年际变率信号——El Niño事件与全球气候异常的联系已为我们所熟知^[1]。热带大西洋与南、北美洲和北部非洲气候异常的关系, 也逐渐为人们所认识^[2~4]。热带太平洋、热带大西洋与气候异常的上述联系都是基于这样一个基本事实: 从海气热通量交换的角度看, 在局地海气相互作用中海洋起主导作用^[5,6]。

在全球大洋中, 印度洋是一比较独特的海域, 有着不同于热带太平洋和热带大西洋的特点: 三面为陆地所环绕, 是季风环流系统的三个组成部分——Walker环流、横向季风环流和侧向季风环流的交汇地, 季风特征明显^[7]。因此, 印度洋在区域(全球)气候变率中的作用, 开始为世人所关注^[8~10]。前人研究表明, 热带印度洋部分海域的季节变化主要受季风强迫控制^[11,12]。但是, 其年际变率信号依然强劲, 例如, 在ENSO尺度上, 热带印度洋的表层海温变化表现为全场同号的正距平^[13~15]; 而且这种正距平的出现要滞后于赤道中东太平洋3~4个月, 意味着它可能是通过“大气桥”对赤道中东太平洋SST变化的一种遥响应^[16~18]。那么, 从海气热通量交换的角度来看, 印度洋特别是热带印度洋的局地海气相互作用特征到底如何呢? 这是探讨印度洋与气候变率的关系所必须首先了解的一个问题, 但是受资料匮乏所限, 此前这方面的工作并不多见。本文利用综合海洋-大气资料集(COADS)相关资料, 尝试回答这一问题。

2000-06-02收到, 2001-04-09收到再改稿

* 国家自然科学基金资助项目 40005004、中国科学院创新项目 KZCX2-108 和王宽诚博士后奖励基金联合资助

2 资料简介与分析方法

本文所用资料取自 UWM / COADS 资料集, 具体包括逐月的表层感热、潜热、净太阳短波辐射、净长波辐射和表层海温 (SST), 时间长度为 1945 年 1 月到 1989 年 12 月, 所有资料被分析到 $1^\circ \times 1^\circ$ 的均匀经纬网格上。该资料集由 Wisconsin-Milwaukee 大学 (UWM) 的 A. M. da Silva 和 C. C. Young 联合 NOAA 海洋资料中心的 S. Levitus 共同完成。本文用的是 1995 年 6 月正式发布的版本。根据船舶报告提供的资料样本密度, UWM / COADS 资料在热带大洋、北半球大洋和印度洋的可靠性是非常高的^[19]。

表层海温的预报方程可表示为

$$\frac{\partial T_o}{\partial t} = -\frac{F_A}{\rho_0 c_p \Delta z} + R, \quad (1)$$

式中右端第一项为净的海表热通量 (F_A , 向下为正), R 为多个项的综合, 具体包括水平平流、垂直平流 (上翻或下沉)、垂直混合、水平混合和对流。其中净海表热通量 F_A 由向下的净短波辐射 (S)、净长波辐射 (L)、潜热 (F_1) 和感热通量 (F_s) 组成:

$$F_A = S + L + F_1 + F_s. \quad (2)$$

这里重点考察与海气热量交换有关的 4 项: 短波辐射、长波辐射、潜热和感热的作用。注意: 本文所有热通量项均定义为由大气向海洋为正 (即向下为正)。式 (2) 中的符号 S 、 L 、 F_1 、 F_s 自身已包含正 (负) 号。Cayan 提出一种判断局地海气相互作用是海洋强迫大气, 还是大气强迫海洋的简单方法^[20], 基本原理是: 由方程 (1) 可知, 净海表热通量异常直接与表层海温的倾向变化 $\partial T_o / \partial t$ 相联系, 向下的 F_A 异常与 $\partial T_o / \partial t$ 异常的显著正相关, 实质反映的是大气对海洋的强迫 (向下的热通量增多, SST 呈增暖趋势)。而由感热和潜热的总体公式可知, 如果 SST 异常自身和向上的感热 ($-F_s$)、潜热 ($-F_1$) 异常呈显著正相关 (或者说 SST 异常与向下的感热 F_s 、潜热 F_1 异常呈显著负相关), 则实质反映的是海洋对大气的强迫。

为定量评估某单一热通量项异常的贡献, 我们采用 Ronca 和 Battisti^[21]推荐的归一化协方差分析技术。将单一通量异常 Q_i' 与表层海温异常 T_o' 的协方差表示为 $\langle Q_i', T_o' \rangle$, 相应地, 各单一通量异常 Q_i' 与 T_o' 或其倾向 $\partial T_o' / \partial t$ 的协方差之和可分别表示为 $\sqrt{\sum_{i=1}^4 \langle Q_i', T_o' \rangle^2}$ 和 $\sqrt{\sum_{i=1}^4 \langle Q_i', \partial T_o' / \partial t \rangle^2}$ 。将单一通量异常 Q_i' 与表层海温异常 T_o' (或倾向异常 $\partial T_o' / \partial t$) 的协方差做归一化处理:

$$H_i = \frac{\langle Q_i', T_o' \rangle}{\sqrt{\sum_{i=1}^4 \langle Q_i', T_o' \rangle^2}}, \quad (3)$$

$$N_i = \frac{\langle Q_i', \partial T_o' / \partial t \rangle}{\sqrt{\sum_{i=1}^4 \langle Q_i', \partial T_o' / \partial t \rangle^2}}. \quad (4)$$

将各海表热通量项异常分别投影到式 (3) [或式 (4)] 所示的归一化平面上 (即求内积), 亦即

$$P(T_o') = Q \cdot H, \quad (5)$$

$$P(\partial T_o' / \partial t) = Q \cdot N, \quad (6)$$

则可得到一由总表面能通量与 T_o' (或 $\partial T_o' / \partial t$) 的协方差构成的时间序列, 这里分别将其表示为 $P(T_o')$ [或 $P(\partial T_o' / \partial t)$], 简称为主分量。Ronca 和 Battisti^[21]认为该时间序列等价于将表面能通量距平与 T_o' (或 $\partial T_o' / \partial t$) 做奇异值分解 (SVD) 所得到的主分量。注意到 SVD 方法是基于两个变量场的协方差矩阵, 它考虑了空间上任何两点之间的协方差, 本文考虑的则是相同格点上的协方差, 因此, $P(T_o')$ [或 $P(\partial T_o' / \partial t)$] 不同于传统意义上的 SVD 的主分量。

3 热通量异常与 SST 异常的关系

由方程 (1), SST 异常不仅与海表热通量异常而且与海洋动力过程相联系。为揭示海气热通量交换影响 SST 异常 (抑或反之) 的显著区域, 需对海表热通量异常和 T_o' (或 $\partial T_o' / \partial t$) 的协方差进行显著性检验。 $P(T_o')$ 与 T_o' 、 $P(\partial T_o' / \partial t)$ 与 $\partial T_o' / \partial t$ 的相关系数是检验各自协方差显著性的一个重要标准, 印度洋区域的纬向平均情况如图 1 所示。图 1a 中海表热通量异常与 SST 倾向异常的协方差关系显著的区域与时段, 主要集中在 60°S 附近的南大洋冬季 (7 月份左右), 以及 10 月份的北印度洋部分地区。海

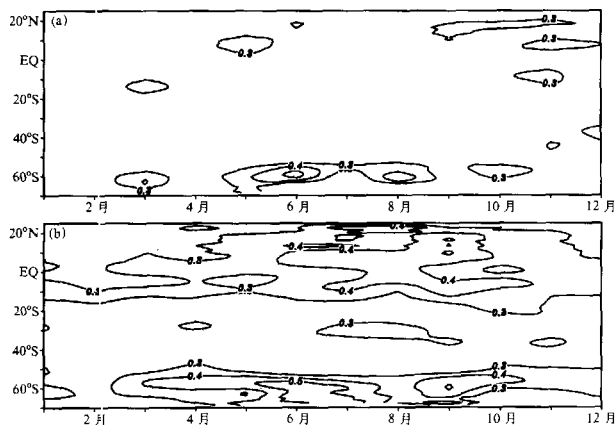


图 1 印度洋区域纬向平均的主分量的相关系数逐月分布

只绘出达到 95% 信度的部分

(a) $P(\partial T_o' / \partial t)$ 与 $\partial T_o' / \partial t$; (b) $P(T_o')$ 与 T_o'

表热通量异常与 SST 倾向异常的联系显著, 实质反映的是大气对海洋的强迫。此前, 诊断分析^[20]和数值模拟^[6]都已经证明, 冬季北太平洋的海气热通量交换主要表现为大气对海洋的强迫。从图 1a 来看, 冬季南半球南大洋的情况与冬季北太平洋相似。

如图 1b 所示, 热带印度洋 ($10^{\circ}\text{S}\sim 10^{\circ}\text{N}$) 的近平全年、北印度洋 ($10\sim 25^{\circ}\text{N}$) 的 6~11 月, 海表热通量异常与 SST 异常的协方差是显著的。每年的 11 月到 4 月为印度东北季风盛行期, 6~9 月为印度夏季风 (即西南季风) 盛行期。综合图 1 的结果, 从纬向平均情况来看, 总的来说, 无论是冬季风还是夏季风盛行期, 北印度洋热通量异常与 SST 倾向异常之间的联系都不甚显著; 相反, 北印度洋 SST 异常与热通量异常的联系则是显著的, 特别是在西南季风盛期。

为反映海气相互作用的局地特征, 与图 1 印度洋区域的纬向平均情况相对应, 图 2 给出了 1、7 月份的情况。由图 2a, c 可见, 无论冬季风还是夏季风期间, 大气通过热通量交换对热带印度洋 SST 变化的强迫都很弱。另外, 与印度洋明显不同, 冬季大气通过热交换对中国南海 SST 变化的强迫作用非常显著。相对于青藏高原, 华东地区没有大的地形屏障, 这使得东亚冬季风得以自北而南长驱直入, 从而影响到南海。印度洋

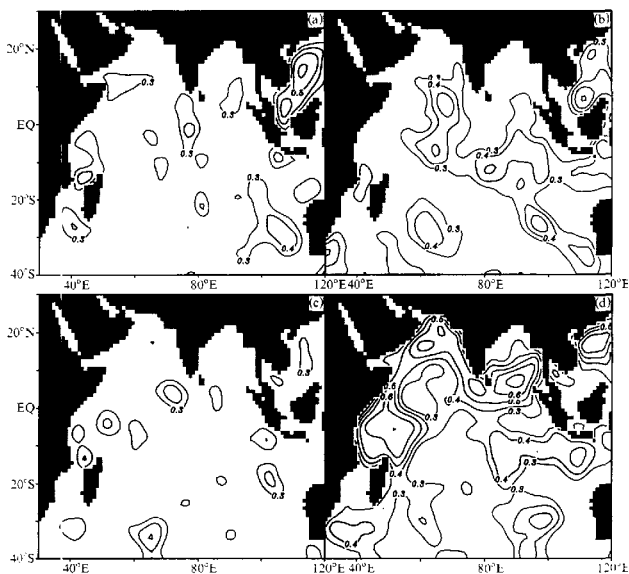


图 2 主分量 $P(\bar{Q}_{\text{net}})/\bar{\sigma}(t)$ 与 $\bar{\sigma}(T_{\text{net}})/\bar{\sigma}(t)$ (a, c), $P(T_{\text{net}})$ 与 T_{net}' (b, d) 的相关系数分布, (a), (b) 对应于 1 月份, (c), (d) 对应于 7 月份。阴影区表示达到 95% 的信度水平

和中国南海的上述区别, 与这种地形差异不无关系。由图 2b、d, SST 异常对大气的强迫, 冬季主要集中在热带印度洋 ($10^{\circ}\text{N} \sim 10^{\circ}\text{S}$) 的 70°E 附近, 以及赤道以南的热带印度洋中东部, 大致呈西北-东南向的带状结构; 夏季伴随着西南季风的盛行, 显著相关区集中到北印度洋, 靠近海岸线, 极大值中心分别位于索马里东南洋面、阿拉伯海北部和孟加拉湾南部。

需要注意的是, 无论冬季风还是夏季风期间, 在热带印度洋都存在大面积海区, 其 SST (或其倾向) 的变化难以通过局地海气热通量交换来解释; 根据方程 (1), 在这些海区 SST 的变化可能在很大程度上是由海洋动力过程 (如平流过程和混合作用等) 来决定的, 当然, 具体情况还有待通过数值模式来验证。

4 各海表能通量项与 SST 异常的归一化协方差分析

根据第 3 节的讨论, 无论是冬季风还是夏季风期间, 印度洋特定海域的海气热通量

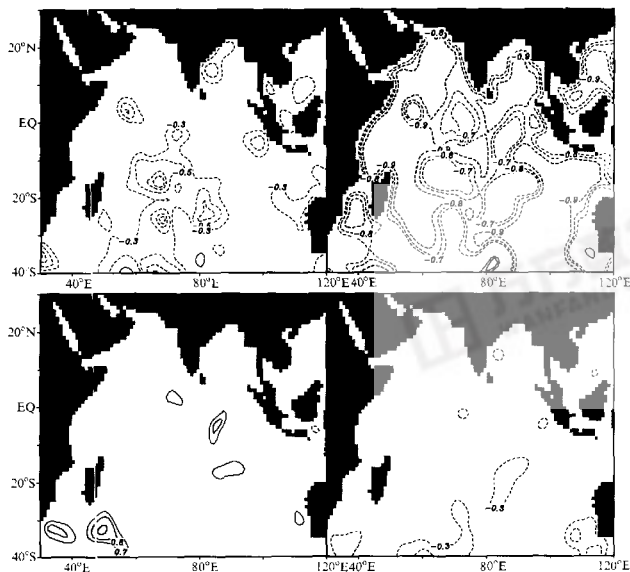


图 3 1 月份热通量异常与 SST 异常的归一化协方差
(a) 感热; (b) 潜热; (c) 短波辐射; (d) 长波辐射
对于潜热和短波辐射, 只绘出绝对值超过 0.7 的部分; 对于感热和长波辐射, 还绘出了绝对值为 0.3、0.5 的等值线, 阴影区在统计上是显著的

交换都表现为海洋对大气的强迫；那么，这种强迫是如何通过 SST 异常影响热通量异常来实现的呢？由式 (2)，净海表热通量包含四个组成部分，即短波辐射、长波辐射、感热和潜热；根据式 (3) 可分别计算出它们与 SST 异常的归一化协方差，图 3、4 分别给出了 1、7 月份的情况。其中归一化协方差绝对值在 0.7 以上的区域，SST 异常与该通量项的关系可视为显著的。

1 月份的情况如图 3 所示，赤道印度洋中东部 SST 异常与潜热的关系是显著的，负值意味着 SST 正距平对应着向上的潜热通量增多（因为本文定义热通量向下为正）；而净短波辐射异常与 SST 异常的关系只在马达加斯加以东的部分洋面是显著的。与潜热情况不同，感热及净长波辐射异常与 SST 异常的关系不显著。结合第 3 节的讨论，可见，冬季热带印度洋通过热通量交换对大气的强迫，潜热加热起决定性作用。

7 月份的情况如图 4 所示，在夏季风期间，热带印度洋通过热通量交换对大气的强迫，依然由潜热加热主导，感热贡献相对较弱。较之 1 月份，潜热加热的范围明显扩大，向西伸至整个西印度洋，向北拓展到整个阿拉伯海以及孟加拉湾的大部。另外，归一化协方差的大值中心大致是绕海盆边缘分布的，相对的低值中心都位于印度洋中部。

严格说来，图 3b、图 4b 中的方差显著区只有在其中分别和图 2b、d 中的相关显著

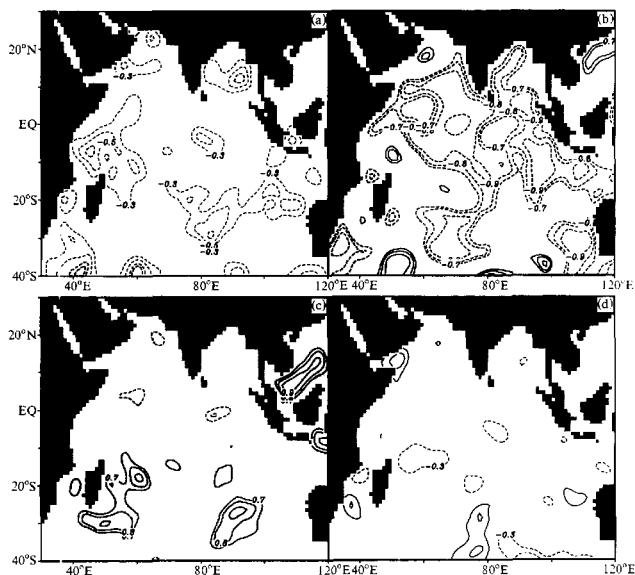


图 4 同图 3，但为 7 月份的情况

区重合的部分, 才能确切地说那里的海气热通量交换, 海洋起主导作用, 并且海洋对大气的加热主要通过潜热释放来实现。不过, 比较之下可以发现, 其统计显著区域是基本一致的。

需说明的是强调海气相互作用主要通过潜热加热而实现, 并不排除感热加热的作用。作为对比, 图 5 分别给出了感热、潜热异常与 SST 异常相关分布在印度洋区域的纬向平均情况。可见, 对于热带印度洋而言, 向下的感热和潜热通量变化总是与表层海温的变化成负相关 (即 SST 高, 向上的感热和潜热通量增加), 尤以夏季风期间最强; 对于纬向平均情况而言, 感热异常与表层海温的显著相关要略超前于潜热。刘平^[22]的数值试验表明, 热带印度洋海温异常对气候的影响是通过二级热力适应过程实现的, 先是影响感热, 后通过潜热加热而进一步放大, 因此, 图 5 中感热异常与 SST 的显著相关要超前于潜热所蕴涵的物理意义是值得重视的。对应于图 3、4, 只是由于热带印度洋的感热加热在绝对量值上远小于潜热, 才使得海洋通过热交换对大气的强迫表现为主要由潜热决定。

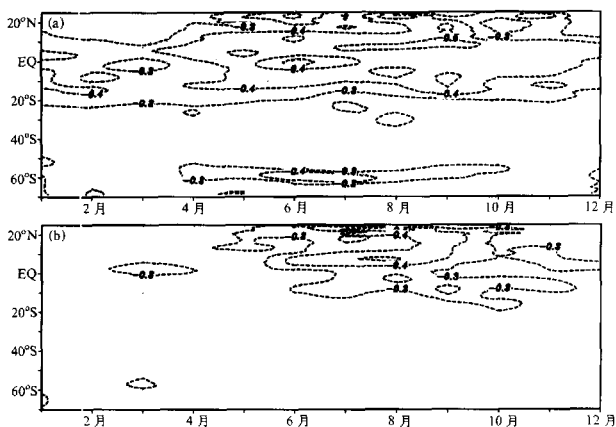


图 5 印度洋纬向平均感热 (a) 和潜热 (b) 异常与 SST 异常的相关分布

作为对图 2 的佐证, 图 6 分别给出了 1、7 月份感热、潜热通量异常之和与 SST 距平及其倾向变化的相关分布。可见, 1 月份在 10°N 以南的热带中、东印度洋区域, 向下的潜热和感热通量异常与 SST 异常呈显著的负相关 (即 SST 正距平对应于海洋向大气的热释放增多), 而它们和 SST 的时间倾向之间的相关在大部分区域并不显著。这意味着此时的潜热和感热异常主要是由海洋的热状况异常决定的, 亦即反映在热通量交换上, 这里的海气相互作用表现为海洋强迫大气。7 月份的情况和 1 月份相似, 依然表现为海洋对大气的强迫, 但范围明显北推, 包括了整个阿拉伯海和孟加拉湾大部。从空间型上, 图 6b、d 分别与图 2b、d 相似, 它从另外一个角度说明短波和长波辐射异常的

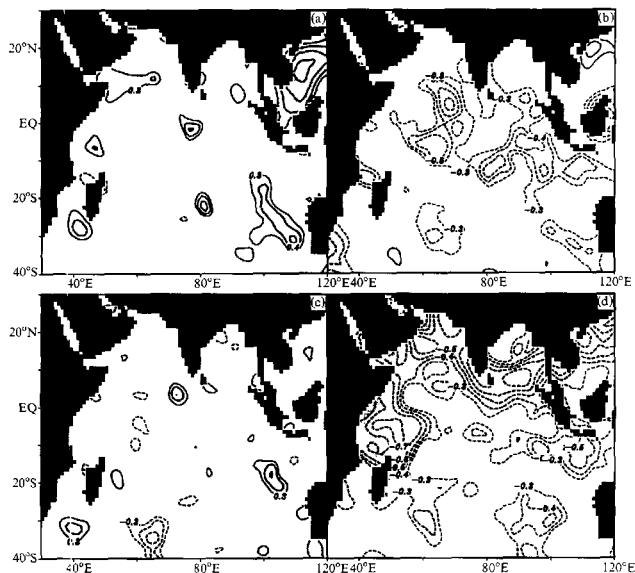


图 6 感热和潜热异常与 SST 倾向异常 (a、c) 及 SST 异常 (b、d) 的相关分布
(a)、(b) 对应于 1 月份, (c)、(d) 对应于 7 月份。阴影区表示达到 95% 的信度水平

贡献相对较小。

5 结论

基于 CCADS 资料的分析表明, 印度洋特别是热带印度洋的海气热通量交换具有如下特点:

(1) 热带印度洋海气热通量交换的区域性特征明显, 部分海域在一年中的大部分时间主要表现为海洋对大气的强迫, 特别是在冬季热带印度洋的中东部、夏季的热带西印度洋和北印度洋。

(2) 在热带印度洋的海气热通量交换中, 海洋对大气的强迫主要是通过潜热加热实现的, 而感热、短波和长波的贡献则很小。

(3) 关于感热加热的作用, 尽管感热较之潜热是一个小量, 但对于纬向平均情况而言, 在 $20^{\circ}\text{S} \sim 20^{\circ}\text{N}$ 之间, 感热异常与 SST 的显著相关要超前于潜热。

另外, 热带印度洋大面积海域 (如冬季风期间的热带西印度洋) 的 SST 变化难以

通过海气热通量交换来解释。在这些地区海洋动力过程(如平流等)可能起决定性作用。有研究表明,冬季北太平洋部分海域的海洋平流过程对 SST 变化起决定性作用^[6];海洋动力过程对印度洋的影响则不甚清楚。由于与平流、混合等过程相联系的观测资料极度缺乏,这方面的探讨需借助数值模式来进行,这也是我们下一步要开展的工作。另外,本文工作是针对一般意义上的局地海气热通量交换而言的,在年际变率上,赤道中东太平洋 SST 变化可能通过“大气桥”导致热带印度洋表层海温的整体增暖,在此过程中,海气热通量交换、海洋动力过程的相对作用,也是应予以关注的、颇具吸引力的问题。

参 考 文 献

- Glantz, M. H. 著, 王绍武, 周天军等译. 变化的洋流: 厄尔尼诺对气候与社会的影响, 北京: 气象出版社, 1999, 1~231.
- Enfield, D. B., Relationships of inter-American rainfall to tropical Atlantic and Pacific SST variability, *Geophys. Res. Lett.*, 1996, **3**, 3305~3308.
- Harzallah, A., J. O. R. De Aragao and R. Sadourny, Interannual rainfall variability in North-East Brazil: Observation and Model Simulation, *Int. J. Climatol.*, 1996, **16**, 861~878.
- Folland, C., T. Palmer and D. Parker, Sahel rainfall and worldwide sea temperatures: 1901~85, *Nature*, 1986, **320**, 602~606.
- Weare, B. C., Interannual moisture variations near the surface of the tropical Pacific Ocean, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1984, **110**, 489~504.
- 张学洪, 俞永强, 刘辉, 冬季北太平洋海表热通量异常和海气相互作用——基于一个全球海气耦合模式长期积分的诊断分析, *大气科学*, 1998, **22**(4), 511~521.
- Webster, P. J., V. O. Magana and T. N. Palmer, Monsoon: process, predictability, and the prospects for prediction, *J. Geophys. Res.*, 1998, **103**(c7), 14451~14510.
- 吴国雄, 孟文, 赤道印度洋—太平洋地区海气系统的齿轮式耦合和 ENSO 事件 I. 资料分析, *大气科学*, 1998, **22**(4), 470~480.
- Meehl, G. A., A coupled air-sea biennial mechanism in the tropical Indian and Pacific regions: role of the oceans, *J. Climate*, 1993, **6**, 31~41.
- Kumar, A. and M. P. Hoerling, Indian Ocean SST anomalies and their global impact, in: *Proceedings of the Twenty-First Annual Climate Diagnostic and Prediction Workshop*, American Meteorology Society, 1996, 110~113.
- Donguy, J. R. and G. Meyers, Observations of geostrophic transport variability in the western tropical Indian Ocean, *Deep-Sea Res.*, Part I, 1995, **42**, 1007~1028.
- Donguy, J. R. and G. Meyers, Seasonal variations of sea surface salinity and temperature in the tropical Indian Ocean, *Deep-Sea Res.*, Part I, 1996, **43**, 117~138.
- Weare, B. C., A statistical study of the relationship between ocean temperature and the Indian monsoon, *J. Atmos. Sci.*, 1979, **36**, 2279~2291.
- Navato, A. R., R. E. Newell, J. V. Hsiung, C. B. Billing and B. Weare, Tropospheric mean temperature and its relationship to the oceans and atmospheric aerosols, *Mon. Wea. Rev.*, 1981, **109**, 244~254.
- Perigaud, C. and P. Delecluse, Interannual sea level variations in the tropical Indian Ocean from geosat and shallow water simulations, *J. Phys. Oceanogr.*, 1993, **23**, 1916~1934.
- Bottomley, M., C. K. Folland, J. Hsiung, R. E. Newell and D. E. Parker, Global Ocean Surface Temperature Atlas (GOSTA), Her Majesty's Stn. Off., Norwich, England, 1990, 333pp.
- Latif, M. and T. P. Barnett, Interactions of the tropical oceans, *J. Climate*, 1995, **8**, 952~964.
- Wallace, J. M., E. M. Rasmusson, T. P. Mitchell, V. E. Kousky, E. S. Sarachik and H. von Storch, On the structure and evolution of ENSO-related climate variability in the tropical Pacific: lessons from TOGA, *J. Geophys.*

- Res.*, 1998, **103**(C7), 14241~14259.
- 19 da Silva, A. M., C. C. Young and S. Levitus, Atlas of Surface Marine Data Volume 3: Anomalies of Heat and Momentum Fluxes, NOAA Atlas NESDIS 8, 1994.
 - 20 Cayan, D. R., Latent and sensible heat flux anomalies over the northern oceans: Driving the sea surface temperature, *J. Phys. Oceanogr.*, 1992, **22**, 859~881.
 - 21 Ronca, P. E. and D. S. Battisti, Anomalous sea surface temperature and local air-sea energy exchange on intraannual timescales in the northeastern subtropical Pacific, *J. Climate*, 1997, **10**, 102~117.
 - 22 刘平, 副热带, 西太副热带年际变化特征及其与海表温度异常的联系, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 1999.

The Air-Sea Heat Flux Exchange in the Indian Ocean

Zhou Tianjun and Zhang Xuehong

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

Abstract The fundamental character of the air-sea heat flux exchange in the Indian Ocean has been inspected based on the UWM/COADS dataset. The results show that the connection between the net surface heat flux and SST is strong in the tropical Indian Ocean, especially in the wintertime central-eastern Indian Ocean, and the summertime tropical western and northern Indian Ocean. In the meantime, the correlation between the anomalous net heat flux and the SST tendency anomaly is weak, indicating that the air-sea energy fluxes in these regions are forced by the evolution of SST anomalies. Normalized covariance analysis shows that the forcing of the atmosphere by the ocean is dominated mainly by the latent heat release. Though the magnitude of sensible heat flux is small in comparison with that of the latent heat component, the significant correlation between the sensible heat flux and SST anomaly leads to a correlation between the latent heat flux and SST anomaly obviously. In other parts of the tropical Indian Ocean, the evolution of SST anomaly has little connection with the net surface energy flux, and is suggested to be dominated by the ocean dynamical process.

Key words: Indian Ocean; air-sea heat flux exchange; latent heat; sensible heat