论文

厄尔尼诺衰亡年间南亚夏季风在印度洋对
西北太平洋遥强迫中的作用胡海波^{①*}, 洪晓媛^①, 张媛^②, 杨修群^①, JIE He^③

① 南京大学大气科学学院, 灾害性天气气候研究所, 南京 210093;

② 南京信息工程大学海洋科学学院, 南京 210044;

③ Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami, Miami 430074, USA

* E-mail: huhaiibo@nju.edu.cn

收稿日期: 2012-05-18; 接受日期: 2012-08-10

国家重大基础研究计划(编号: 2010CB428504, 2012CB956002)、国家自然科学基金青年科学基金(批准号: 40906005, 41105059, 41275069)、国家科技支撑计划(编号: 2009BAC51B01)和公益性行业(气象)科研专项(编号: GYHY201106017, GYHY201206038)资助

摘要 已有的大量研究给出了印度洋增暖的气候效应, 特别是对于西北太平洋反气旋异常的影响. 本文利用观测数据和耦合数值模式进一步分析了厄尔尼诺衰亡年印度洋增暖的气候效应, 研究了印度洋海温异常与西北太平洋反气旋异常之间的遥强迫形成条件, 提出印度洋背景风场的季节性转换对印度洋增暖效应的关键作用. 结果表明, 只有在有利的背景风场下, 即南亚夏季季风完全爆发时, 才更有利于印度洋增暖效应的充分体现. 可能是由于 Kelvin 波-Ekman 辐散机制, 在北印度洋异常增暖所导致的大气热源异常的东侧低层大气中产生了明显的东风异常, 这一东风异常对西北太平洋产生遥强迫, 使西北太平洋的反气旋异常加强并维持到厄尔尼诺衰亡年夏季. 这对于东亚夏季季风的年变率机制研究及预测有着重要意义.

关键词厄尔尼诺衰亡年
印度洋增暖
南亚夏季风
西北太平洋反气旋异常
东亚夏季风

在赤道太平洋的厄尔尼诺(El Niño)事件期间, 赤道太平洋海温异常与东亚的降水及风场异常存在遥响应. 在厄尔尼诺发展年, 东亚冬季风减弱, 而在厄尔尼诺衰亡年, 东亚夏季风增强^[1-5], 并出现夏季南方降水正异常^[5-7]. Wang 等^[5]在其研究中发现, 西北太平洋低层的反气旋(气旋)异常是联系赤道太平洋厄尔尼诺事件与东亚季风最重要的纽带. 该反气旋(气旋)异常在厄尔尼诺发展年的秋末开始出现, 并持续到次年(衰亡年)的春末或夏初. 他们认为, 西北太平洋反气旋(气旋)异常维持的主要原因是西北太

平洋海温异常与西北太平洋上空低层大气风场旋度异常之间的正反馈过程. 在其提出的机制中强调, 当赤道中东太平洋出现暖异常事件时, 该海温异常的西北侧上空大气出现气旋式 Rossby 波响应并不断西传, 该气旋异常西北侧的东北风将会增强西北太平洋上空的东北信风, 加强局地蒸发, 导致海水变冷, 而变冷的海温抑制局地对流, 使上空大气产生下沉异常, 在西北太平洋低层大气产生反气旋异常, 进一步增大局地风速进而降低局地海温. 但是其他的研究工作中发现, 背景场中的东北信风只能从厄尔尼

中文引用格式: 胡海波, 洪晓媛, 张媛, 等. 厄尔尼诺衰亡年间南亚夏季风在印度洋对西北太平洋遥强迫中的作用. 中国科学: 地球科学, 2013, 43: 220-231
英文引用格式: Hu H B, Hong X Y, Zhang Y, et al. The critical role of Indian summer monsoon on the remote forcing between Indian and Northwest Pacific during El Niño decaying year. Science China: Earth Sciences, 2013, doi: 10.1007/s11430-012-4569-y

诺发展年持续到衰亡年的春季,当东亚夏季风爆发后,菲律宾海附近的背景风场由东北风转换为西南风,前述的正反馈机制将会消失甚至出现负反馈^[8-10].

印度洋的电容器效应,可以将赤道中东太平洋的厄尔尼诺海温异常信号继续保存到印度洋,使印度洋出现一个热带印度洋海盆一致增暖的模式(Indian Ocean Basin Mode, IOB)^[6,11,12].特别是在厄尔尼诺衰亡年的夏季,赤道中东太平洋海温异常几乎完全消失,而印度洋的海温暖异常^[11]及中国南海海域海面温度的暖异常却仍然存在^[6,10,13-16].热带印度洋的这种海盆一致的增暖异常在北半球夏季随着 El Niño 的衰退而减弱. Kawamura 等^[17]发现印度洋海温异常的南北温度梯度会在春季造成反对称的大气环流形态,在赤道以北为东北风而赤道以南为西北风异常(即 C 型风异常).研究认为这种异常风场形态是由于冬季及春季背景东风引起的海温-风-蒸发反馈机制(WES)^[18]而产生的.对 3~5 月印度洋上空降水场 EOF 第一模态的分析也表现为类似的反对称模态^[19],这种反对称风场模态通常发生在 El Niño 的衰退期.通过 Du 等^[20]的工作可以发现,通常反对称风场会受到西南印度洋增暖影响持续到第二年夏季.在春冬季,异常的东北风与背景的东北季风叠加会增加表面蒸发,进而使北印度洋在冬季和春季出现变冷的可能.而当西南夏季季风爆发时,北半球的东北风异常就会变成一种增暖机制,使北印度洋和南海在夏季出现最显著的 SST 增暖^[21]. Xie 等^[6]的工作表明,印度洋增暖通过深对流湿绝热调整使对流层温度升高,激发斜压 Kelvin 波不断东传并产生东风异常,当东传至西北太平洋时,东风异常将在东风以北的区域产生辐散并抑制西北太平洋的对流活动,同样能够在西北太平洋低层大气产生反气旋异常.此外,他们还通过模式研究比较了印度洋的遥强迫和局地的海温正反馈对反气旋异常的贡献大小.可见,除了西北太平洋局地冷海温的正反馈贡献外,厄尔尼诺衰亡年印度洋的增暖同样可以在西北太平洋上空激发东风异常,而这种东风异常可以通过局地的海温-风-蒸发反馈机制(WES)使局地的海温出现负异常,抑制局地对流并在其上空维持反气旋异常.

正如 Yang 等^[14]所描述的,印度洋增暖从厄尔尼诺发展年的秋末就已经开始出现,而且可以一直维持到厄尔尼诺衰亡年的夏季.但在印度洋增暖的整

个发展过程中,印度洋是否可以一直通过 Xie 等^[6]所给出的激发东传斜压 Kelvin 波来影响西北太平洋的反气旋异常?之前 Hu 等^[10]利用观测数据已经证明了,由于东亚夏季季风的爆发,西北太平洋局地冷海温与反气旋之间的 WES 正反馈机制不能继续维持.而印度洋作为一个显著的热带季风海盆,其海盆上空的大气环流场及海盆内的洋流在春夏之间同样有着显著的区别,那么印度洋本身的这种季节转换在印度洋的东传斜压 Kelvin 波的激发机制中又有怎样的体现?

1 资料与方法

1.1 资料来源

本文中主要考虑赤道太平洋厄尔尼诺之后印度洋增暖效应对西北太平洋上空反气旋的影响.通过 Huang^[16]等的研究可以发现热带印度洋的这种“电容器效应”主要在 1979 年之后更加显著,因此本文使用的资料包括:(1)海表面温度(Reynolds SST),数据为全球格点资料,空间分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$,时间分辨率为月,时间长度为 1982 年 1 月至 2009 年 12 月(<http://www.nhc.noaa.gov/aboutsst.shtml>).(2)1982 年 1 月至 2009 年 12 月, $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 的全球月平均气候再分析资料(NCEP/DOE Reanalysis 2),该资料来源于美国国家环境预报中心,即 NCEP(National Centers for Environmental Prediction),变量包括风速、海平面气压、表面潜热通量、表面感热通量、对流降水率以及 200 hPa 位势高度等. NCEP-DOE R2(以下称 NCEP-2)^[15]使用最新的分析/预报系统进行了数据同化,是 NCEP R1(以下称 NCEP-1)再分析资料计划的延续, NCEP-2 订正了 NCEP-1 中已知的人为误差,可视为 NCEP-1 的提高版本(<http://nomads.ncdc.noaa.gov>).因此,考虑到 NCEP-2 数据本身的精确性及 1979 年之后赤道太平洋厄尔尼诺之后印度洋增暖效应对西北太平洋上空反气旋影响更显著的特性,本文研究中采用 NCEP-2 数据.

1.2 资料处理

本文主要研究在赤道太平洋 El Niño 事件演变过程中(从厄尔尼诺发展年到衰亡年),印度洋海温的变化过程及其增暖所带来的气候效应,因此首先对 NCEP-2 数据进行去掉季节循环和长期趋势的处理,

以消除季节变化和气候长期变化的干扰. 在 1982~2009 年间, 采用海面温度资料分别对赤道太平洋和印度洋进行 EOF 分析, 其第一模态分别对应厄尔尼诺模态(EI Niño)及印度洋海盆增暖模态(IOB). 因此, 将赤道太平洋(印度洋)EOF 分析的第一模态时间序列中绝对值超过 0.75 标准差且持续时间超过 5 个月的异常事件定义为厄尔尼诺事件(印度洋海盆增暖事件). 挑选所得的具体年份如表 1 所示.

从上面的统计中我们不难发现, 印度洋海盆增暖事件与赤道厄尔尼诺事件的关系可以分成两类: 第一类在赤道厄尔尼诺次年的印度洋有海盆一致增暖现象(EI), 第二类在厄尔尼诺事件次年的印度洋没有增暖表现(E). 第一类事件的具体年份为 1982~1983 年, 1987~1988 年, 1997~1998 年; 第二类事件的年份为 1991~1992 年, 2006~2007 年. Hu 等^[10]利用相

同的分类方式, 采用 ERSST.v3b 及 NCEP-1 数据对 1950~2009 年的厄尔尼诺事件也作了分类, 同样证明了 EI 和 E 事件的存在.

分别绘出第一类事件中从尼诺发展年到衰亡年间, 赤道太平洋 nino3.4 区(170°W~120°W, 5°N~5°S)及印度洋(30°E~120°E, 30°S~26°N)的海温异常变化序列(图 1). 由图 1 中可以看到, 在三个第一类事件中, 赤道太平洋厄尔尼诺均从发展年的春季(3月)开始, 在发展年的冬季(DJF)发展到极盛, 在次年夏季(JJA)左右完全衰亡; 而对应于该事件中印度洋的增暖一般从发展年 5 月份开始, 并一直维持暖海温异常到厄尔尼诺衰亡年的冬季; 并且海温的变化过程在厄尔尼诺事件及印度洋海盆一致增暖事件中都表现出很好的锁相性. 因此, 可将三个第一类事件(EI)和两个第二类事件(E)进行合成, 下文只针对这两类事件的合成结果进行讨论.

表 1 热带太平洋厄尔尼诺事件及印度洋海盆一致增暖事件个例年

厄尔尼诺事件	印度洋海盆增暖事件
1982-09~1983-08	1982-10~1983-03
1986-12~1987-12	1987-05~1988-10
1991-11~1992-05	1990-12~1991-06
1997-05~1998-05	1997-09~1998-10
2006-08~2007-01	

1.3 模式及实验介绍

本文采用 FOAM1.5(Fast Ocean-Atmosphere Model 1.5)海气耦合模式研究厄尔尼诺衰亡年印度洋增暖的气候效应. 该模式是由美国 Argonne 国家实验室数学计算机科学系和 Wisconsin-Madison 大学空间

图 1 厄尔尼诺以及印度洋增暖锁相图

数据为第一类事件中 nino3.4 区(170°W~120°W, 5°N~5°S)及印度洋(30°E~120°E, 30°S~26°N)的海温异常. 虚线表示三个事件的平均. 括号中的 0 表示厄尔尼诺/印度洋增暖的发展年, 1 表示衰亡年

科学技术中心共同开发的完全合模式. 该模式中大气模式与美国国家大气研究中心(NCAR)的气候模式 CCM2.0 版本相似, 采用 CCM3.0 物理过程, 菱形截断水平波数为 15(R15), 垂直 σ 坐标取 18 层(分辨率: 7.5° 经度 $\times 4.5^\circ$ 纬度 $\times 18L$, $48\times 40\times 18$); 海洋模式与地球物理流体动力实验室(Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, GFDL)的标准模式 MOM(Modular Ocean Model)相似, 在很多地方更像 POM 模式, 水平分辨率为 2.8° 经度 $\times 1.4^\circ$ 纬度, 垂直 24 层(分辨率: 2.8° 经度 $\times 1.4^\circ$ 纬度 $\times 24L$, $128\times 128\times 24$). FOAM 采用混合分辨率, 大气模式分辨率较低, 海洋模式为高效的中等分辨率, 但是 FOAM 的模拟性能与高分辨的模式可以相媲美, 模式没有采用通量订正, 对气候平均态具有较好的模拟能力, 模式积分 1000 年没有大的气候漂移. FOAM 已用于研究热带和热带外气候变化^[22,23], 详细情况请参阅网页 <http://www-unix.mcs.anl.gov/foam>.

Du 等^[13]指出, 虽然印度洋海温在赤道太平洋厄尔尼诺事件之后表现出一致增暖, 但对上空大气起显著加热作用的是北印度洋, 而且大气场中的斜压 Kelvin 波响应也位于赤道以北^[6,24,25]. 但是在他们的工作中并没有给出: (1) 印度洋不同季节的海温增暖对于上空大气加热效应的区别; (2) 印度洋季节转换在印度洋的上空东传斜压 Kelvin 波激发机制中的表现. 因此, 我们采用 FOAM1.5 耦合模式分别于 3 月 1 日(南亚季风爆发之前)、5 月 1 日(南亚季风开始爆发)以及 8 月 1 日(南亚季风完全爆发)这三个时间点, 在模式的北印度洋($40.7812^\circ E \sim 108.281^\circ E$, $0.70312^\circ N \sim 30.2344^\circ N$)的范围内加入中心为 $4^\circ C$, 深度为 50 m 的初始暖海温异常, 随后模式自由积分 1 年. 在本文的试验中, 加热中心的温度异常设为 $4^\circ C$, 这已超出了印度洋观测中的实际海温异常. 主要是由于观测中印度洋海温异常具有一定的时间维持性, 从厄尔尼诺发展年一直到次年的夏季, 这很可能是由于热带太平洋厄尔尼诺对热带印度洋遥强迫、印度洋自身的波动调整以及印度洋上空大气响应的结果^[13,17,21,26]. 但在本文模拟中并没有考虑这几种机制对印度洋海温异常维持的作用, 为了保证印度洋海温异常的时间维持性, 因此在试验设计时加大了模式中印度洋海温异常值. 三个实验分别以不同的初始场自由积分 50 组, 并取集合平均的结果记为 IOB_W3(3 月 1 日北印度洋初始暖异常实验)、IOB_W5(5 月 1 日北印度洋初始暖异常实验)、IOB_W8(8 月 1 日北印度洋初

始暖异常实验). 另外, 我们在不加强迫源的情况下做了相同时间和次数的集成实验, 将平均结果记为 CTRL. 初始强迫实验结果与 CTRL 之间的差值表示为模式中各物理量对于不同时刻北印度洋增暖强迫的响应.

2 印度洋增暖与西北太平洋反气旋之间的联系

2.1 观测结果

正如前文介绍(图 1, 2(a)), 当赤道太平洋发生厄尔尼诺事件时, 在其发展年的秋季印度洋通常会产生产异常增暖, 而且这种增暖甚至会持续到厄尔尼诺次年冬季(EI). 但是印度洋增暖与厄尔尼诺事件的这种关系并不是一致成立的, 图 2(b)给出赤道太平洋发生厄尔尼诺但印度洋本身几乎没有海温变化的事件(E)合成结果. 从图 2 中可以看到, 当厄尔尼诺发展年赤道中东太平洋海温正异常时, 无论 EI 事件还是 E 事件西北太平洋都会存在反气旋式的旋度异常; 而当厄尔尼诺衰亡年 6~7 月赤道中东太平洋海温异常消失时, 在 EI 事件中伴随着维持在印度洋的海温正异常, 西北太平洋同样有反气旋异常的维持, 但在 E 事件中随着赤道中东太平洋海温正异常的消失, 西北太平洋的反气旋异常也迅速消亡; 区别于 E 事件, EI 事件中西北太平洋反气旋在厄尔尼诺衰亡年的 5 月和 8 月有两次加强, 特别是在 8 月, 反气旋显著增强. 这说明 EI 事件中印度洋的增暖确实有利于西北太平洋反气旋的维持, 但是通过对印度洋暖信号分析可以发现, 在整个厄尔尼诺衰亡年中, 印度洋平均暖海温异常变化不大, 而位于西北太平洋的反气旋异常却在衰亡年夏季突然增强(图 2(a)).

为了研究在厄尔尼诺次年各个季节中印度洋海温异常与西北太平洋反气旋异常之间的关系, 图 3 分别给出观测中 EI 与 E 事件下, 厄尔尼诺发展年到衰亡年夏季热带印-太海盆内海温异常与海面风异常的演变过程, 图 3 中各物理量都通过统计 t 检验. 从图 3 中可以发现, 在西北太平洋反气旋合成中, EI 事件的整个演变过程中始终存在一个中心位于($140^\circ E$, $10^\circ N$)附近的显著反气旋异常, 而在 E 事件中反气旋的强度减弱, 特别是到厄尔尼诺衰亡年的夏季(JJA), 该反气旋甚至完全消失(图 3(f)); 赤道中东太平洋海温异

图2 EI事件与E事件中,厄尔尼诺指数(nino3.4)、印度洋增暖指数和西北太平洋反气旋异常(125°E~147.5°E, 10°N~25°N)的发展、消亡过程图

常合成上明显表现出,厄尔尼诺发展年的冬季(DJF),EI事件中的正异常信号(图3(a))强于E事件(图3(d)),但到了厄尔尼诺次年的夏季(JJA),EI事件中正海温异常转变为负海温异常,而E事件中继续维持一个较弱的正海温异常;在印度洋的海温变化方面,在整个E事件的厄尔尼诺演变过程中,印度洋海温没有任何显著的改变,而EI事件中,印度洋从厄尔尼诺发展年冬季(DJF)到厄尔尼诺次年夏季(JJA)一直维持正海温异常(图3(a)~(c)).但是这一海温增暖异常时间上并不是一直空间均匀.在厄尔尼诺衰亡年,印度洋的海温增暖在春季时主要位于南印度洋及赤道印度洋,而夏季这一增暖信号主要位于北印度洋^[18].

但是在EI事件的演变过程中,无论是印度洋正海温异常的强度还是范围在厄尔尼诺次年的夏季(JJA)时相对之前都有所减弱,但西北太平洋的反气旋异常此时反而有所增强,而且只有此时,从热带印度洋的东侧到热带太平洋的西侧出现了连续的显著东风异常(图3(c)),这与Xie等^[6]所提出的斜压Kelvin波所导致的东风异常相吻合.那么,虽然在厄尔尼诺衰亡年,印度洋都表现为海盆一致增暖,但为什么只有在厄尔尼诺次年夏季,印度洋的海温增暖才会激发斜压Kelvin波,并在热带印度洋东侧和热带太平洋西侧上空产生东风异常?而且此时厄尔尼诺次年夏季印度洋增暖的强度和范围反而较之前减弱.

2.2 模式结果

因此,本文我们采用FOAM1.5耦合模式,在不同时间点、相同的海盆范围内加入相同强度的暖海温,以期通过三个模式实验结果的比较来探究上述问题的内在原因.模式及实验的具体内容已在本文的1.3节进行了详细介绍.

首先,图4给出IOB_W3实验中海面温度、风场对于3月北印度洋正海温异常的持续响应.从图4中可以发现,自3月1日北印度洋加入暖海温后,该暖海温异常直到8月份才完全消失,特别是在前3个月中,暖信号衰减的速度相当缓慢,北印度洋全海域维持强正海温异常.但无论是强暖海温异常存在时的北印度洋3~5月,还是暖信号开始衰减的6~7月,西北太平洋始终没有出现任何东风异常或反气旋异常,显著风异常主要存在于北印度洋自身海盆内.直到8月份,伴随着很弱的北印度洋暖海温异常,赤道印度洋东侧及西北太平洋才出现较弱的东风异常,并在西北太平洋形成弱反气旋异常(图4(f)).可见,在该耦合实验中,西北太平洋的东风异常与反气旋异常开始于夏季,而此时北印度洋海温的暖异常强度已经不足春季初始异常的十分之一.这一点与观测中印度洋暖海温异常在夏季减弱但西北太平洋反气旋反而在夏季加强的结果相类似(图3(a)~(c)).从Izumo

图3 EI事件与E事件中,海表面温度异常(填色区)和风场异常(矢量)在冬、春、夏三季的空间分布图

其中海温异常、风速异常均通过t检验

等^[25]的研究中可以看到,当厄尔尼诺衰亡后,热带印度洋自身存在继续的海洋-大气相互作用过程,而这种过程是北印度洋海温增暖的主要原因.而通过 Du 和 Xie^[26]的研究,更细致的表明 ENSO 遥相关作用使得印度洋产生反气旋式旋度异常,并且在南热带印度洋激发出下沉的 Rossby 波,并会通过温跃层反馈作用产生 SST 正异常.在春季和初夏西南印度洋的增暖缓慢的西传和持续,会相对赤道激发出一个反对称风异常形态,在北印度洋为东北风异常.东北风异常在冬季和春季时,由于与平均风的方向相同,会减弱北印度洋的增暖,但在夏天当西南季风爆发之后,就会增强北印度洋的 SST 增暖信号^[21,22].

为了进一步了解北印度洋增暖在不同时间所带

来的气候效应差别,图 5 对比了实验设计中的 IOB_W3, IOB_W5 和 IOB_W8 三个实验,在北印度洋增暖当月时,大气风场及海温场的响应.对于 IOB_W3 实验,加入暖海温当月,西北太平洋的风响应很弱,并未出现东风异常,印度洋的正海温异常集中在赤道以北,即加入暖海温强迫的区域;在 IOB_W5 实验中,西北太平洋风场同样没有显著的风响应,但在靠近赤道的印度尼西亚群岛附近出现了东风异常,印度洋的正海温异常也扩大到赤道以南的 10°S 附近;而在 IOB_W8 实验里,西北太平洋及印尼群岛附近均出现显著的异常东北风,并在西北太平洋存在一个以(130°E, 20°N)为中心的反气旋异常.此时印度洋海域内的正海温异常区域及强度比 IOB_W3, IOB_W5

图4 FOAM模式的模拟结果图

表示在3月1日加入暖海温强迫后海温和风场随时间的演变(3~8月), 填色区为海温响应(即强迫结果减去CTRL结果); 矢量为风响应. 暖海温强迫加在北印度洋(40.7812°E~108.281°E, 0.70312°N~30.2344°N, 即图中点线框内区域), 黑色线为CTRL结果风速纬向分量的零线. 各变量均通过t检验

实验中的正异常都要小, 赤道以南 10°S 范围内的印度洋甚至出现了负海温异常. 通过这三者的比较可以发现, 相同的印度洋暖异常在不同季节对西北太平洋产生的遥强迫效果也有显著的差别, 印度洋随后的海温变化也表现出了不同的结果. 可见, 印度洋海温出现暖信号后, 其上空大气并不能立刻产生响应, 印度洋海温增暖效应的发挥还受到其他因素的制约与影响.

那么, 制约印度洋暖海温发挥作用的因素是什么, 它又是如何对其产生影响的? Xie 等^[6]提出, 印度洋的暖海温异常是通过激发大气东传 Kelvin 波后产生东风异常, 并对西北太平洋产生遥强迫的. 而从 Matsuno^[27]的工作中可以发现, 激发 Kelvin 波的前提

条件是印度洋上空大气中有一足够强的热源. 图6为加入暖海温强迫当月 IOB_W3, IOB_W5 和 IOB_W8 实验中潜热通量和感热通量异常的空间分布图. 从潜热通量异常上看(图 6(a)~(c)), IOB_W3 实验中, 潜热通量正值区较小, 位置在 10°N 以北; 在 IOB_W5 实验中, 正潜热通量异常中心的强度虽然小于 IOB_W3, 但其潜热通量正异常区的范围是 IOB_W3 实验的两倍, 其潜热释放的总量要远大于 IOB_W3; 而 IOB_W8 实验里, 不仅潜热通量中心的正异常强度居三者之首, 且其潜热通量正值区的范围也最大. 从感热通量异常上看(图 6(d)~(f)), 三个实验中, 北印度洋感热通量正异常值大多在 1~4 W/m² 的范围内, 中心值也仅在 14 W/m² 左右, 相对于潜热异常, 感

图 5 FOAM 模式的模拟结果图

分别在 3 月 1 日(a)、5 月 1 日(b)和 8 月 1 日(c)加入暖海温强迫后当月的海温响应及风场响应, 其余同图 4

热异常只是北印度洋上空大气热量收支异常的小量。从感热通量异常的空间分布来看, 其正负异常分布只与海温的异常分布有很好的正相关关系, 而且在三个实验中感热通量的量级与分布型都没有显著差异。可见, 感热通量的异常主要受海温异常的影响, 对加热北印度洋上空大气的贡献比较有限, 对于引起不同时间点大气风场响应的差别也没有大的贡献。相反, 潜热通量异常在不同实验中的显著差异引起了我们的关注, 那么这种潜热通量异常的差异又是如何产生的呢?

正如前文所述, 印度洋是一个显著的热带季风海盆, 其海盆上空的大气环流场及海盆内的洋流在春夏之间有着显著的区别, 特别是印度洋海盆内大气环流的显著季节性转换将很有可能在相同的暖信号下产生截然不同的效果。在 3 月份, 印度洋南亚夏季季风尚未爆发, 北印度洋维持东北向的冬季风且风速较小(图 7(a)), 此时海面蒸发较弱, 海洋向大气

的潜热输送也较小, 因此春季海洋中的初始暖信号可以持续相当长一段时间(图 4)。直到 5 月份, 南亚季风开始爆发, 南半球的东南信风带越过赤道后偏转成西南风, 成为北印度洋上空的主导风向, 风速也开始增强(图 7(b)), 这会加强海面蒸发, 促使水汽与热量进入上空大气, 使海洋中的热量以潜热释放的方式加热大气(图 6(b))。而到 8 月份时, 南亚季风完全爆发, 此时印度洋的海温暖异常在季风的作用下将使海气间的热量输送达到最大, 最终在印度洋上空形成一个足够强的热源, 在印度洋局地产生显著的风场异常, 激发东传的 Kelvin 波, 并在东印度洋及西北太平洋上空产生显著东风, 最后通过 Ekman 辐散机制在西北太平洋加强局地的低层大气反气旋异常(图 6(c))。

三个实验中, 北印度洋对流性降水对于不同时间的相同海温异常的响应(图 7)证实了这一观点。在 IOB_W8 实验中, 北印度洋上空为西南季风所主导,

图6 FOAM模式的模拟结果图

三个实验在加入暖海温当月潜热通量异常值(左列)和感热通量异常值(右列)的空间分布(IOB_W3见(a), (d); IOB_W5见(b), (e); IOB_W8见(c), (f)), 填色区为潜热/感热通量异常, 白色等值线代表潜热通量高值区的值, 从 30 W/m^2 开始, 间隔为 20 W/m^2 , 矢量为风响应. 紫色线为 CTRL 结果的风速纬向分量零线

印度洋内的平均风速明显大于 IOB_W3 与 IOB_W5 实验, 而该实验中对流性降水响应的强度也远超过前两者. 对比图 6(c)中该实验所产生的东风异常可以发现, 正是对流性降水异常所释放的大量潜热异常有效地加热了大气, 为 Kelvin 波的产生及东风异常的出现提供了有效条件, 而通过 Ekman 辐散机制使得西北太平洋的反气旋强度在北印度洋的暖海温强迫下加强. 而在印度洋南亚季风爆发之前, 印度洋背景风场较弱(IOB_W5 实验), 甚至为东北风向(IOB_W3 实验), 这样的背景风不利于增暖海温异常通过潜热的方式向大气释放热量, 所产生的对流性降水异常、潜热释放异常及大气场中的东风异常都明显小于 IOB_W8 实验. 在观测中, Huang^[18]等也同样

发现了厄尔尼诺衰亡年夏季南亚季风爆发后, 北印度洋上空对流层大气的异常增温现象.

可见, 印度洋内风场的季节转换在印度洋暖海温遥强迫西北太平洋反气旋的过程中起到重要的作用.

3 讨论与结论

发生于东亚大气环流场与赤道太平洋海温异常之间的遥响应过程对东亚季风的强度及范围均有显著影响. 联系这两者的关键——西北太平洋反气旋异常的研究对东亚季风的预测有重要作用. 在众多的研究中, Wang 等^[5]及 Xie 等^[6]分别证明了在厄尔尼诺衰亡年西北太平洋局地冷海温异常及北印度洋暖

图 7 FOAM 模式的模拟结果图

IOB_W3(a), IOB_W5(b)和 IOB_W8(c)在加入暖海温当月降水响应、海温响应的空间分布. 填色区为海温响应值, 矢量为 CTRL 结果的风速, 绿色等值线为降水响应, 等值线从 1 mm/d 开始, 间隔为 3 mm/d

海温异常在西北太平洋反气旋异常的形成及维持中的作用. 但是, 对于观测中西北太平洋反气旋在厄尔尼诺衰亡年夏季的突然增强现象并没有进行充分的解释.

本文在前人研究基础上, 进一步探讨了印度洋增暖效应的有利作用时间, 考虑到印度洋及西北太平洋背景风场在春夏季的显著转换, 证明了南亚季风的爆发对于北印度洋海温异常-西北太平洋反气旋遥强迫机制的重要性. 利用观测资料发现, 厄尔尼诺衰亡年夏季西北太平洋反气旋在北印度洋的增暖遥强迫效应下加强. 利用 FOAM 耦合模式比较了北印度洋相同暖海温异常出现时, 在南亚夏季季风爆发前、季风开始爆发及季风最强三个时间点, 热带印-太海盆内风场、潜热通量、感热通量以及对流性降水对初始海温异常的响应. 从我们目前的研究结果中

显示, 相同的海温异常加入到南亚夏季季风未爆发或较弱的时候, 这一印度洋的海温异常可以维持较长的时间, 而用于加热大气的热量较少; 当西南季风足够强盛的时候, 印度洋中的暖海温异常以潜热的形式迅速传递给大气, 通过 Kelvin-Ekman 机制在西北太平洋产生东风异常, 并促进局地反气旋异常的增强. 但实际中, 印度洋上空季风在年际尺度上的强度异常和爆发时间早晚等并不是独立存在的, 它与年际尺度上印度洋的海温异常有非常大的关系. 所以当印度洋海温存在 IOB 异常时印度季风本身也会有很大的变化. 正如文中图 7 所示, 当北印度洋增暖后, 降水和潜热释放异常都位于印度半岛的南侧, 使得北印度洋上空出现西南风异常. 特别是在 IOB_W8 试验中, 更明显的西南风异常及降水异常出现在北印度洋及南印度半岛, 使得此时南亚夏季季风增强.

此外, 在三个实验中, 无论初始暖海温异常加在哪一个月, 在南亚季风完全爆发时, 维持在北印度洋的弱暖海温异常都会使西北太平洋出现东风异常. 可见, 南亚夏季风的盛行是印度洋暖海温遥强迫西

北太平洋反气旋的重要因素. 但是, 本文仅限于探讨春夏季印度洋增暖的作用, 而在西北太平洋反气旋异常从建立到消亡的过程中, 其他因素(如西太平洋冷海温异常)的作用, 将是我们下一步的研究方向.

致谢 本工作中使用了全球月平均气候再分析资料 NCEP Reanalysis 2, 该数据由 <http://nomads.ncdc.noaa.gov/data.php#cfsr> 网站提供. 感谢中国海洋大学吴立新教授对本文中所使用海气耦合模式的指导和帮助. 感谢两位审稿专家所给出的宝贵建议和意见, 对本文有很大的帮助.

参考文献

- 1 Fu C, Teng X. The relationship between ENSO and climate anomaly in China during the summer time. *Sci Atmos Sin*, 1998, 12: 133–141
- 2 Zhang R, Sumi A, Kimoto M. Impact of El Niño on the East Asian monsoon: A diagnostic study of the 1986/1987 and 1991/1992 events. *J Meteor Soc Jpn*, 1996, 74: 49–62
- 3 陶诗言, 张庆云. 亚洲冬夏季风对 ENSO 事件的响应. *大气科学*, 1998, 22: 399–407
- 4 Kawamura R. A possible mechanism of the Asian summer monsoon–ENSO coupling. *J Meteor Soc Jpn*, 1998, 76: 1009–1027
- 5 Wang B, Wu R, Fu X. Pacific–East Asia teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? *J Clim*, 2000, 13: 1517–1536
- 6 Xie S, Hu K, Hafner J, et al. Indian Ocean capacitor effect on Indo-Western Pacific climate during the summer following El Niño. *J Clim*, 2009, 22: 730–747
- 7 Annamalai H, Liu P, Xie S. Southwest Indian Ocean SST variability: Its local effect and remote influence on Asian monsoons. *J Clim*, 2005, 18: 4150–4167
- 8 Wang Q, Ding X, Kang I, et al. Fundamental challenge in simulation and prediction of summer monsoon rainfall. *Geophys Res Lett*, 2005, 32: L15711, doi: 10.1029/2005GL022734
- 9 Wu B, Zhou T, Li T. Contrast of rainfall–SST relationships in the Western North Pacific between the ENSO-developing and ENSO-decaying summers. *J Clim*, 2009, 22: 4398–4405
- 10 Hu H, He J, Wu Q, et al. The Indian Ocean’s asymmetric effect on the coupling of the Northwest Pacific SST and anticyclone anomalies during its spring–summer transition after El Niño. *J Oceanogr*, 2011, doi: 10.1007/s10872-011-0039-y
- 11 Klein S, Soden B, Lau N. Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge. *J Clim*, 1999, 12: 917–932
- 12 Xie S, Du Y, Huang G, et al. Decadal shift in El Niño influences on Indo-Western Pacific and East Asian climate in the 1970s. *J Clim*, 2010, 23: 3352–3368
- 13 Du Y, Yang L, Xie S. Tropical Indian Ocean influence on Northwest Pacific tropical cyclones in summer following strong El Niño. *J Clim*, 2011, 24: 315–322
- 14 Yang J, Liu Q, Xie S, et al. Impact of the Indian Ocean SST basin mode on the Asian summer monsoon. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L02708, doi: 10.1029/2006GL028571
- 15 Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, et al. NCEP–DEO AMIP-II reanalysis (R-2). *Bull Amer Meteorol Soc*, 2002: 1631–1643
- 16 Huang G, Hu K, Xie S. Strengthening of tropical Indian Ocean teleconnection to the Northwest Pacific since the Mid-1970s: An atmospheric GCM study. *J Clim*, 2010, 23: 5294–5304
- 17 Kawamura R, Matsumura T, Iizuka S. Role of equatorially asymmetric sea surface temperature anomalies in the Indian Ocean in the Asian summer monsoon and El Niño–Southern Oscillation coupling. *J Geophys Res*, 2001, 106: 4681–4693
- 18 Xie S P, Philander S G H. A coupled ocean–atmosphere model of relevance to the ITCZ in the Eastern Pacific. *Tellus A*, 1994, 46: 340–350
- 19 Wu R, Kirtman B P, Krishnamurthy V. An asymmetric mode of tropical Indian Ocean rainfall variability in boreal spring. *J Geophys Res*, 2008, 113: D05104, doi: 10.1029/2007JD009316
- 20 Du Y, Xie S P, Huang G, et al. Role of air–sea interaction in the long persistence of El Niño-induced North Indian Ocean warming. *J Clim*, 2009, 22: 2023–2038
- 21 Schott F A, Xie S P, McCreary J P. Indian Ocean circulation and climate variability. *Rev Geophys*, 2009, 47: RG1002, doi:

10.1029/2007RG000245. 2

- 22 Wu L, Liu Z. Decadal variability in the North Pacific: The Eastern North Pacific mode. *J Clim*, 2003, 16: 3111–3131
- 23 Liu Z, Kutzbach J, Wu L. Modeling climate shift of El Niño variability in the holocene. *Geophys Res Lett*, 2000, 27: 2265–2268
- 24 黄刚, 胡开明. 夏季北印度洋海温异常对西北太平洋低层反气旋异常的影响. *南京气象学院学报*, 2008, 31: 749–757
- 25 Izumo T, Montégut C D B, Luo J J, et al. The role of the Western Arabian Sea upwelling in Indian monsoon rainfall variability. *J Clim*, 2008, 21: 5603–5623
- 26 Du Y, Xie S P. Role of atmospheric adjustments in the tropical Indian Ocean warming during the 20th century in climate models. *Geophys Res Lett*, 2008, 35: L08712, doi: 10.1029/2008GL033631
- 27 Matsuno T. Quasi-geostrophic motions in the equatorial area. *J Meteor Soc Jpn*, 1966, 44: 25–43