

袁媛, 李崇银. 2009. 热带印度洋海温异常不同模态对南海夏季风爆发的可能影响 [J]. 大气科学, 33 (2): 325 – 336. Yuan Yuan, Li Chongyin. 2009. Possible impacts of the tropical Indian Ocean SST anomaly modes on the South China Sea summer monsoon onset [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (2): 325 – 336.

热带印度洋海温异常不同模态对 南海夏季风爆发的可能影响

袁媛^{1, 2, 3} 李崇银^{1, 4}

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 中国气象局国家气候中心, 北京 100081

4 解放军理工大学气象学院, 南京 211101

摘 要 热带印度洋海温异常两种主要的模态分别是春季最强的全区一致型海温变化和秋季发展成熟的東西反位相偶极型模态, 本文主要分析了这两种海温模态对当年南海夏季风爆发的不同影响机制。对热带印度洋全区一致增暖和变冷年份的合成分析表明: 热带印度洋的增暖(变冷)通过海气相互作用激发印度洋-西太平洋异常的 Walker 环流圈, 加强(减弱)西太平洋副热带高压的强度, 进而有利于南海夏季风爆发的推迟(提早)。由于热带印度洋全区一致型海温变化滞后响应于前冬 ENSO 事件, 因此, 作者提出热带印度洋的这种海温模态对维持 ENSO 对第二年南海夏季风爆发的影响起到了重要的传递作用。作者进一步通过 1994 年个例研究了热带印度洋偶极型海温模态对南海夏季风爆发的可能影响。1994 年的热带印度洋偶极子在初夏就表现出很强的强度, 显著削弱了印度洋的夏季风环流, 尤其是索马里急流和赤道印度洋西风气流的强度。南海上游季风气流的减弱以及热带印度洋异常反气旋的发展阻碍了印度洋西南季风向南海的推进, 从而使得这一年南海夏季风爆发偏晚大约 2 候。

关键词 热带印度洋全区一致型海温变化 热带印度洋偶极子 ENSO 南海夏季风

文章编号 1006-9895 (2009) 02-0325-12

中图分类号 P461

文献标识码 A

Possible Impacts of the Tropical Indian Ocean SST Anomaly Modes on the South China Sea Summer Monsoon Onset

YUAN Yuan^{1, 2, 3} and LI Chongyin^{1, 4}

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 National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

4 Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101

Abstract There are two major sea surface temperature anomaly (SSTA) patterns over the tropical Indian Ocean (TIO): basin-wide SSTA variation which peaks in the boreal spring, and the dipole mode that is phase-locked in the boreal autumn. This paper explores possible impacts of these two SSTA patterns on the South China Sea (SCS) summer monsoon onset. Using composite analyses, it is revealed that basin-wide warming (cooling) in the TIO ap-

parently induces an anomalous reversed (intensified) Walker circulation over the tropical Indo-Pacific region, leading to anomalous descending (ascending) motion, and hence suppressed (increased) convection over the western Pacific. The intensified (weakened) western Pacific anticyclone in April and May prevents (favors) the extension of the Indian Ocean westerly flow into the SCS region, thereby causing a late (an early) SCS summer monsoon onset. The results suggest that the basin-wide SSTA mode in the Indian Ocean should play an important role in prolonging the El Niño-Southern Oscillation (ENSO) effects on the subsequent Asian summer monsoon, mainly through modifying the strength of the western Pacific anticyclone. Further, impacts of the Indian Ocean dipole (IOD) case on the SCS summer monsoon onset in 1994 are carried out. Coupled to the exceptionally strong positive IOD over the tropical Indian Ocean in early May, the Asian summer monsoon circulation around the Indian Ocean is significantly weakened, especially the Somali jet along the east coast of Africa and the low-level westerlies across the equatorial Indian Ocean. Anomalous anticyclones dominate the 850-hPa wind field in the tropical Indian Ocean, accompanied by easterly anomalies along the equatorial Indian Ocean. These features, induced apparently by the positive IOD event, are unfavorable for the establishment and advancement of the Asian monsoon westerlies, and lead to a delay of the SCS summer monsoon onset in 1994.

Key words basin-wide SSTA variation in the tropical Indian Ocean, tropical Indian Ocean dipole mode, ENSO, South China Sea summer monsoon

1 引言

南海夏季风作为亚洲夏季风系统的重要组成部分,是爆发最早的一个子系统,标志着亚洲大气环流由冬季型向夏季型的转换,也是亚澳季风区季节转换的一个重要阶段(Tao et al., 1987)。它不但直接影响我国华南地区的汛情,还能通过影响副热带地区的东亚夏季风影响到我国东部地区的天气和气候(李崇银等, 1999)。

南海夏季风建立的迟早受整个热带及副热带海-陆-气状况的制约(陈隽等, 2001)。其中,作为影响季风活动和季风气候异常的一个重要方面,海洋对季风和气候的影响一直是人们关注的焦点。以往关于海温对南海夏季风爆发早晚的影响多注重南海-太平洋一带海温的异常变化,而较少对热带印度洋海温异常进行研究。然而,印度洋位于亚洲大陆的西南面,在地理位置方面与太平洋是同等重要的。陈隆勋等(1991)对东亚夏季风的研究指出,在夏季低空流场,南半球东风和北半球热带西风带之间的三条跨赤道气流对维持东亚季风起着重要的作用。值得注意的是,这三条跨赤道气流都位于热带印度洋,因此热带印度洋海温异常对东亚夏季风环流的影响是不容忽视的。Saha(1970)在讨论了印度洋海表温度纬向差异的作用后指出,东西向海温梯度的异常可以显著修正季风环流,并通过垂直环流对亚洲季风系统产生影响。陶诗言等(1998)

的研究也指出,影响亚洲冬夏季风的更直接因素可能来自印度洋。Weare et al.(1979)分析了印度洋海温和印度季风的关系,发现南亚次大陆的降水和印度洋的海温为弱相关,但是印度洋海温对东亚季风却具有显著影响。

自Saji et al.(1999)提出热带印度洋偶极子的概念后,近年来针对印度洋海温异常及其气候影响的研究成为一个热点。热带印度洋海温异常最主要的模式是全区一致的海温变化,通常在春季最强,并且滞后响应于赤道东太平洋 ENSO 事件大约 1~2 个季节(Nigam et al., 1993; Tourre et al., 1995; Chambers et al., 1999)。梁肇宁等(2006)和温之平等(2006)揭示了印度洋这种全区一致的海温变化与南海夏季风爆发的关系,但是其内在的物理机制仍然需要进一步深入研究。而热带印度洋另外一种重要的海气耦合模式就是东西海温反向变化的偶极型模式。由于这种模式通常位相锁定在秋季,在南海夏季风爆发的 5 月份很难达到一定的强度而显著影响季风的强弱,因此它对于南海夏季风爆发的影响一直不是特别清楚。Li et al.(2001)的研究表明,热带印度洋偶极子通过对流层低层流场对亚洲夏季风活动可以产生显著的影响。李东辉等(2006)指出前期的偶极型模式会影响第二年南海夏季风的强度,而南海夏季风的强弱又会进而影响后一年偶极子的正负位相。那么,热带印度洋偶极子对当年南海夏季风的爆发是否也有一定的影响?

在前人工作的基础之上，本文将深入分析热带印度洋全区一致型海温模态以及偶极型模态影响南海夏季风爆发早晚的不同物理机制，并进一步指出热带印度洋全区一致型海温模态在维持太平洋 ENSO 事件对第二年南海夏季风爆发的影响中起到了非常重要的传递作用。另外，当赤道印度洋偶极型模态早于南海夏季风发展时也可能通过影响其上游的印度洋夏季风环流而影响季风爆发的早晚。

2 资料和方法

使用的资料有英国 Hadley 中心的海表温度资料，空间网格点是 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ；NCEP/NCAR 标准层上的风场和 500 hPa 位势高度场，网格点是 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ ；由 CMAP (Climate Prediction Center Merged Analysis of Precipitation) 提供的候平均全球降水资料，空间分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。其中，海温、风场及位势高度场的资料都是 1948~2003 年，降水资料是 1979~2003 年。

所用的方法主要是合成分析，并且利用 t 检验合成差异的显著性。另外，在选取热带印度洋全区一致海温变化的冷暖年时用到经验正交分解 (EOF) 的方法。本文所提到的偶极子指数是按照 Saji et al. (1999) 定义的热带西印度洋 ($10^{\circ}\text{S} \sim 10^{\circ}\text{N}$, $50^{\circ}\text{E} \sim 70^{\circ}\text{E}$) 与东南印度洋 ($10^{\circ}\text{S} \sim 0^{\circ}$, $90^{\circ}\text{E} \sim 110^{\circ}\text{E}$) 的海温距平差。

3 热带印度洋全区一致型海温变化对南海夏季风爆发的影响

对热带印度洋 ($20^{\circ}\text{S} \sim 20^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$) 春季平均的海温异常作 EOF 分析，第一模态就是全区一致型的海温变化 (图 1a)，可以解释将近 60% 的方差贡献。其时间序列有明显的线性变化趋势 (图 1b)。去除时间序列的线性趋势以后，对其做标准化处理，定义为热带印度洋海温指数用来表示热带印度洋春季海温全区一致的变化 (图 1c)。

以这个指数的 0.75 个标准差为基准，选取高于这个值的热带印度洋暖年：1952、1953、1958、1959、1969、1970、1973、1983、1987、1988、1991、1998，以及低于这个标准的冷年：1951、1963、1965、1968、1971、1972、1974、1975、1976、1984、1986、1989、2000。根据 Wang et al. (2004) 和 Zhou et al. (2007) 的工作，表 1 中给出冷暖年每一

年南海夏季风爆发的日期。对比可以看出在大多数的热带印度洋增暖年 (除了 1952、1953 年) 都有南海夏季风的爆发晚于第 28 候 [季风爆发的气候平

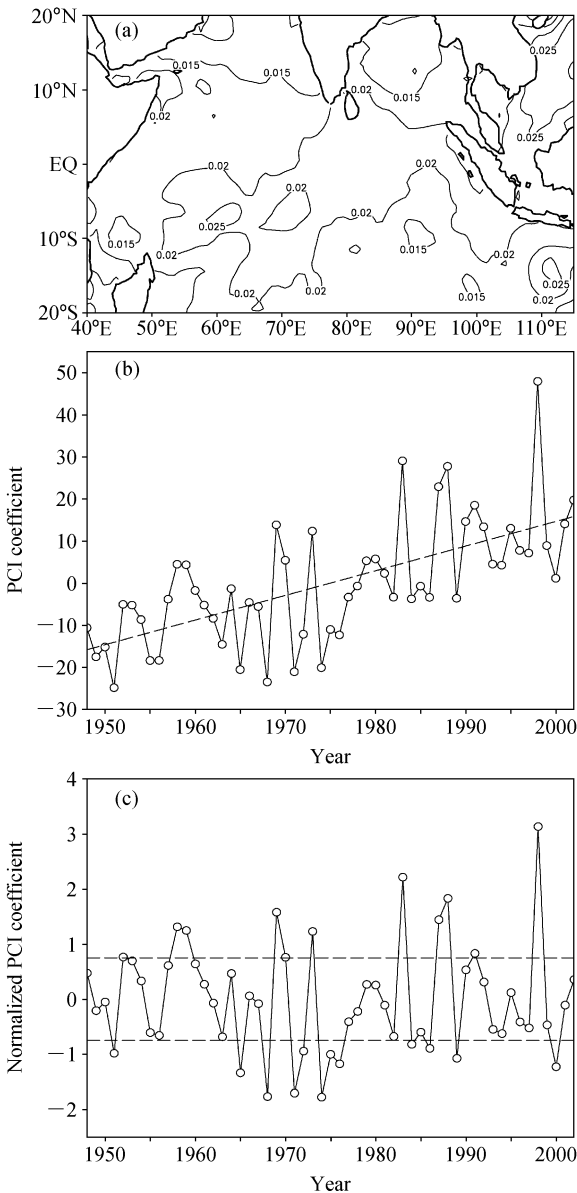


图 1 春季热带印度洋 ($20^{\circ}\text{S} \sim 20^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$) 海温异常 EOF 分析：(a) 第一主成分及其 (b) 时间序列 (空心圆圈)，虚线表示线性变化趋势；(c) 去除线性趋势以后标准化的时间序列 (空心圆圈)，虚线表示 ± 0.75 的标准差

Fig. 1 (a) The first principal component (PC1) of the spring (March – April – May) SST Anomaly (SSTA) in the tropical Indian Ocean (TIO) ($20^{\circ}\text{S} \sim 20^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{E} \sim 120^{\circ}\text{E}$); (b) time series of the PC1 coefficients (hollow circles), with its linear trend (dashed line); (c) the normalized detrended time series of the PC1 coefficients (hollow circles), the dashed lines indicate the standard deviations of ± 0.75

表 1 热带印度洋春季全区一致增暖和变冷的年份以及每一年南海夏季风爆发的日期(候)

Table 1 Extreme warming and cooling years in the TIO with the corresponding onset time (pentads) of the South China Sea (SCS) summer monsoon

暖年	南海夏季风爆发日期/候	冷年	南海夏季风爆发日期/候
1952*	27	1951*	25
1953*	26	1963	30
1958*	29	1965*	29
1959	30	1968	30
1969*	29	1971*	25
1970*	32	1972*	26
1973*	33	1974*	26
1983*	31	1975	23
1987*	32	1976*	26
1988*	29	1984	24
1991	32	1986	27
1998*	29	1989*	28
		2000*	26

注：*：暖(冷)年的前一年冬季为 El Niño (La Niña) 事件 (Trenberth, 1997; 王绍武等, 1999); 黑体: 没有参与冷暖年的合成分析, 因为在这些年南海夏季风的爆发与同类情况不一致。

均为第 28 候 (Ding, 1994; Ding et al., 2005)], 而在大多数的冷年 (除了 1963、1965、1968 年) 南海夏季风爆发都偏早。

对南海夏季风爆发前后热带印度洋冷暖年逐候的低层风场进行合成分析, 以便对比季风爆发的具体过程。虽然冷暖年流场的逐候演变情况比较相似, 但是暖年合成的南海夏季风爆发偏晚大约 2 候。在暖年的第 27 候和 28 候, 西太平洋副热带高压 (简称副高) 偏南偏西, 控制在南海和我国东南部上空, 显著的东风从赤道西太平洋一直延伸到南海南部。此时, 在热带印度洋已经形成的夏季风环流由于副高的抵制作用一直不能扩展到南海地区, 而只延伸到中印半岛的北部 (图 2a、b)。第 29 候, 副高东撤到菲律宾岛东部, 南海南部的东风也相应的东移, 来自澳大利亚北侧 110°E 的越赤道气流进一步加强, 来自印度洋的西南风进入南海北部 (图 2c)。直到第 30~31 候, 整个南海地区的西南夏季风才完全建立 (图略)。因此, 在热带印度洋的暖年, 南海夏季风由于受到西太平洋副高的阻挡作用而被推迟大约 2 候左右爆发。

热带印度洋冷年合成的情况有所不同, 低层西

太平洋副高的主体早在第 25~26 候就已经撤出了南海地区, 显著的东风仅在菲律宾岛东部盛行, 南海北部为弱的西南风 (图 2d、e)。印度洋的夏季风环流在第 27 候加强, 并且推进到中印半岛、南海以及我国东南部 (图 2f)。因此, 较弱的副高不能起到阻挡印度洋夏季风环流向南海的推进, 从而促进了南海夏季风较早的爆发。对比冷暖年季风爆发的过程可以看出, 对流层中低层的西太平洋副高可能在联系印度洋的海温异常和南海夏季风爆发的早晚中起到非常重要的作用。下面将具体分析其中的物理机制。

由于所选取的冷暖年南海夏季风爆发的时间有很大差别, 最早在 4 月底, 最晚在 6 月中, 以下将对热带印度洋-太平洋的海温场以及大气环流场 4~5 月平均的情况分别进行暖年和冷年的合成分析。首先看暖年合成的情况: 热带印度洋海温距平的分布表现为全区一致的海温增暖 (图略), 暖水的发展促进了上空对流活动的发展以及低层风场的辐合。850 hPa 显著的东风距平从热带西太平洋穿过海洋性大陆到东印度洋, 而在赤道西印度洋是显著的西风距平 (图 3a)。低层风场的辐合在赤道印度洋中部形成异常的气旋, 进一步加强了其上空的对流活动和上升运动的发展。在沿赤道的纬向垂直环流圈上印度洋中部是异常的上升运动 (图 4a), 同时由于高层西风距平从东印度洋吹向西太平洋 (图 5a), 这样由热带印度洋的增暖驱动了一个横跨热带印度洋-西太平洋的异常反 Walker 环流 (图 4a), 由此而产生的西太平洋上空的异常下沉运动抑制了局地对流的发展, 有利于西太平洋副热带高压的发展和加强。

冷年合成的情况刚好相反, 热带印度洋冷水的发展导致低层风场的辐散, 形成热带印度洋中部地区的异常反气旋 (图 3b), 使其上空的对流活动受到抑制。热带印度洋上空为显著的异常下沉运动 (图 4b), 配合东印度洋-西太平洋对流层上层的东风距平 (图 5b), 在热带印度洋-西太平洋形成一个纬向加强的 Walker 环流圈 (图 4b), 西太平洋上空垂直上升运动的发展必将有利于加强对流活动而减弱副热带高压。

500 hPa 位势高度场的合成情况更进一步证明了热带印度洋全区一致型海温异常对西太平洋副高的影响。暖年合成的 4~5 月, 中心值为 5880 gpm

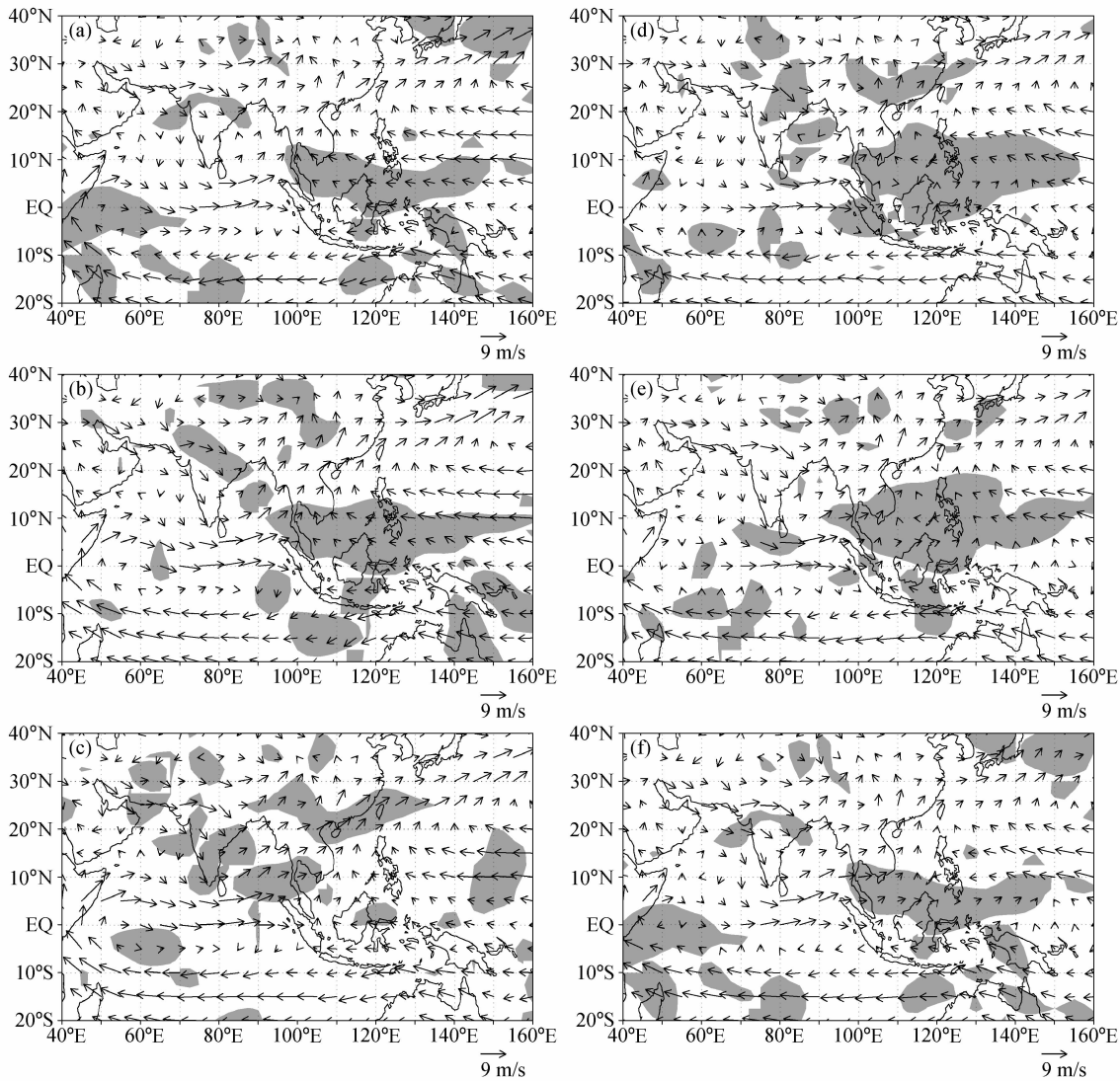


图2 对热带印度洋冷暖年合成的850 hPa逐候平均风场：(a~c) 暖年合成的第27~29候；(d~f) 冷年合成的第25~27候。阴影：合成的纬向风或者经向风通过95%的信度检验

Fig. 2 Composite pentad mean 850-hPa wind fields for warming years in pentads (a) 27, (b) 28 and (c) 29, and for cooling years in pentads (d) 25, (e) 26 and (f) 27. Shaded areas indicate that either zonal or meridional wind is significant above the 95% confidence level

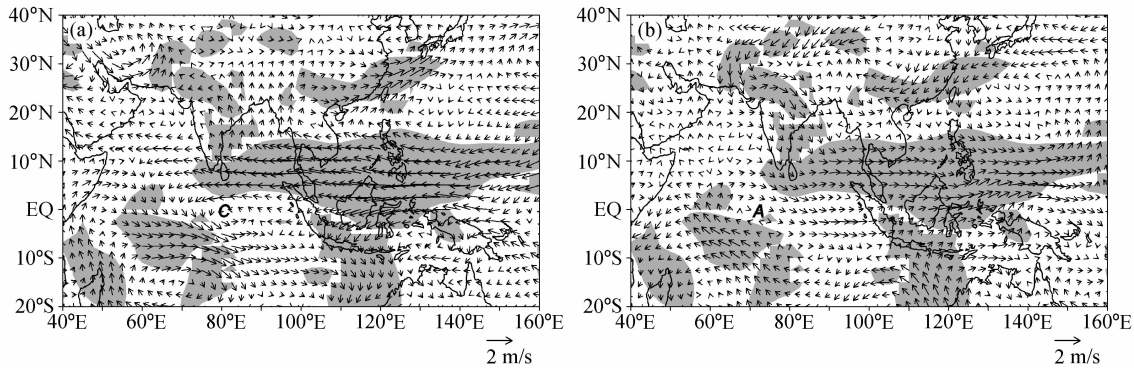


图3 对热带印度洋全区一致 (a) 暖年和 (b) 冷年合成的4~5月850 hPa距平风场。阴影：合成的纬向风或者经向风通过95%的信度检验；C (A) 表示异常的气旋 (反气旋) (下同)

Fig. 3 Composite 850-hPa anomalous wind fields in April and May (AM) for (a) warming and (b) cooling years. Shaded areas: zonal or meridional wind is significant above the 95% confidence level; "C" ("A"): anomalous cyclone (anticyclone)

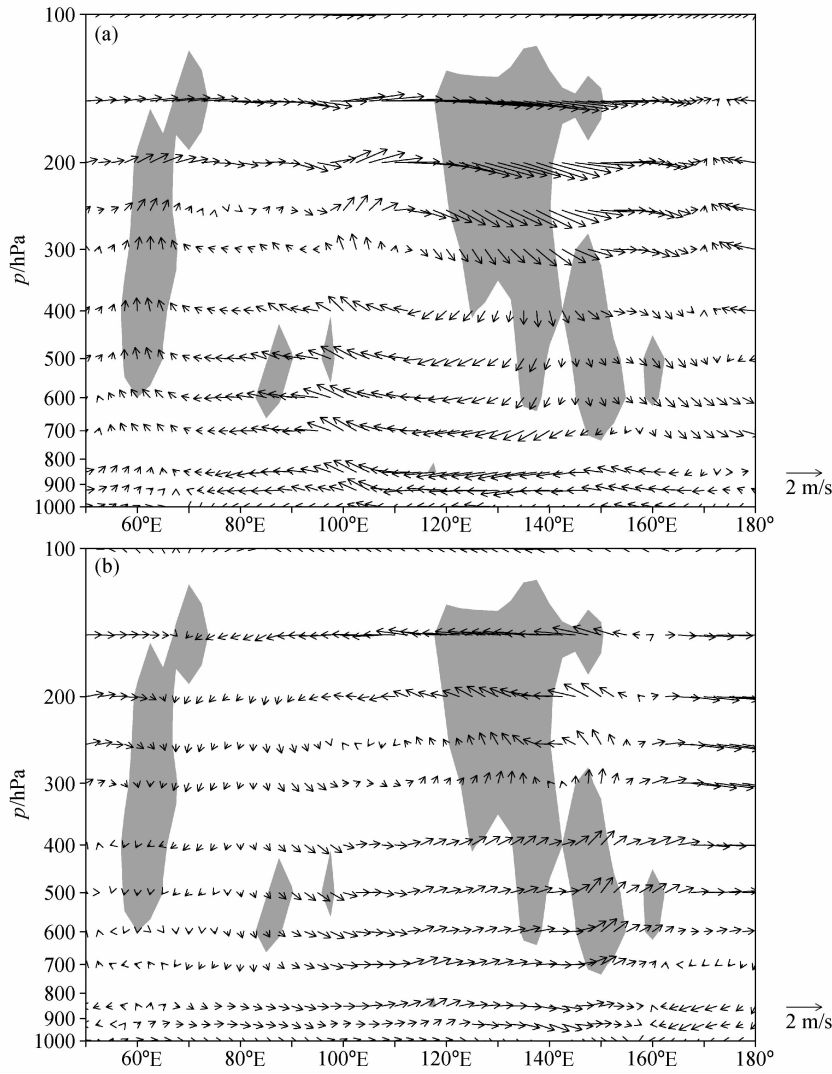


图 4 同图 3, 但为纬向 (赤道~10°N 平均) 异常垂直环流。阴影: 合成的垂直速度超过 90% 的信度检验 (为了与水平速度保持同样量级, 垂直速度已经被放大 100 倍)
Fig. 4 Same as Fig. 3, but for anomalous vertical circulations averaged over the equator - 10°N (The vertical velocity has been multiplied by 100 times). Shaded areas: the vertical wind is significant above the 90% confidence level)

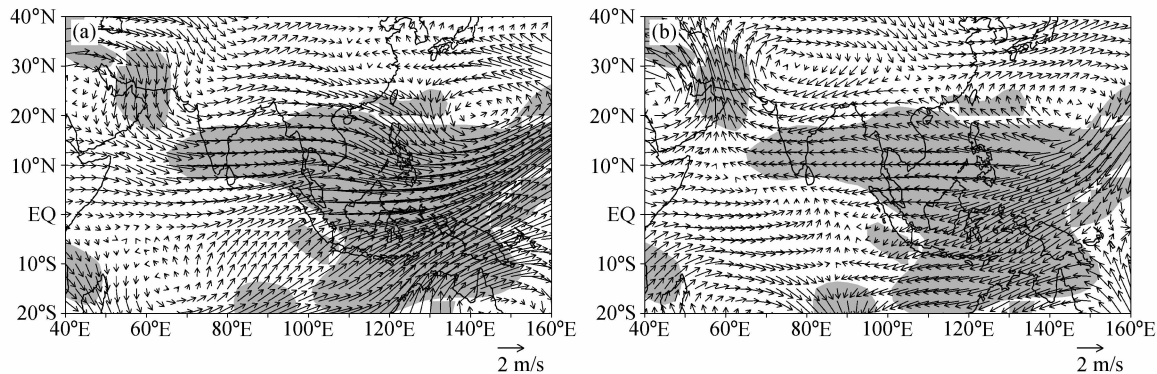


图 5 同图 3, 但为 150 hPa 距平风场
Fig. 5 Same as Fig. 3, but for the 150-hPa anomalous wind fields

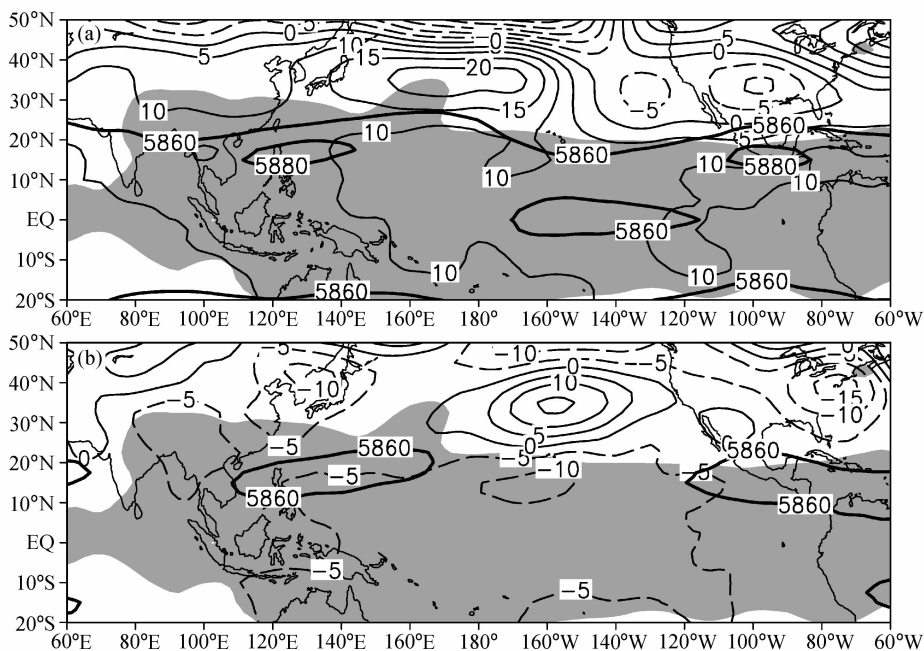


图 6 同图 3, 但为 500 hPa 位势高度距平 (单位: gpm)。实、虚线: 正、负距平, 等值线间距为 5 gpm; 粗实线: 西太平洋副高的边界; 阴影: 位势高度距平超过 95% 的信度检验

Fig. 6 Same as Fig. 3, but for 500-hPa anomalous geopotential height (gpm) fields. Thin solid (dashed) lines are for positive (negative) anomalies with contour interval of 5 gpm; thick lines are for the boundary of the subtropical high; shaded areas indicate anomalous height is significant above the 95% confidence level

的副热带高压位于热带西太平洋大约 $110^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$ 的区域。加强西伸的副高使得热带印度洋-太平洋为 500 hPa 位势高度正异常所控制 (图 6a)。而对于冷年合成的情况, 热带印度洋-太平洋是显著的位势高度负异常, 西太平洋副高中心强度显著减弱, 只有 5860 gpm (图 6b)。

以上分析表明: 热带印度洋的全区一致增暖会在热带印度洋-西太平洋上空激发一个异常的反 Walker 环流, 导致西太平洋异常的下沉运动以及受到抑制的对流活动, 从而加强了西太平洋的副热带高压。对流层中低层加强西伸的副高伴随着其南边界加强的东风在南海夏季风爆发的过程中阻碍了印度洋夏季风环流向南海的推进, 使得南海夏季风爆发偏晚。而热带印度洋全区一致的异常变冷则起到了相反的结果, 减弱的西太平洋副高有利于南海夏季风的提早爆发。

4 热带印度洋偶极型海温模态对南海夏季风爆发的影响

这一节将分析热带印度洋的另外一种海温模态——热带印度洋偶极子对南海夏季风爆发的可能影

响。由 Bejerknes 反馈作用产生的偶极子是热带印度洋非常重要的一种海气耦合现象, 东西反向的偶极型海温分布受到印度洋夏季风环流的影响, 反过来也会影响到夏季风的强弱。前面已经提到偶极子最主要的特征就是位相锁定在秋季, 而在南海夏季风爆发的 5~6 月偶极子通常很难达到明显的强度。另外, 近几十年发生的偶极子事件多与太平洋的 ENSO 事件同时发生, 这样即使印度洋偶极子对南海夏季风的爆发有影响, 它也很容易被强大的 ENSO 事件的影响所掩盖。但是, 我们的研究发现也有例外的情况。

与平均的正偶极子指数的年变化相比较, 1994 年是非常特殊的一年。这一年偶极子开始发展特别早 (图 7b), 在 4 月份就已经明显超过了最近 50 多年 (1948~2003 年) 偶极子指数的标准差 (0.36°C)。赤道西 (东) 印度洋正 (负) 的海温异常在 5 月份已经形成非常明显的强度 (图 7a)。更为重要的是, 赤道东太平洋 Niño3 区为负的海温距平。1994 年是弱 El Niño 年, 并且 El Niño 事件在 5 月份还没有发展起来, 因此这里不考虑 ENSO 影响而强调印度洋偶极子对于南海夏季风爆发的影响是可行的。

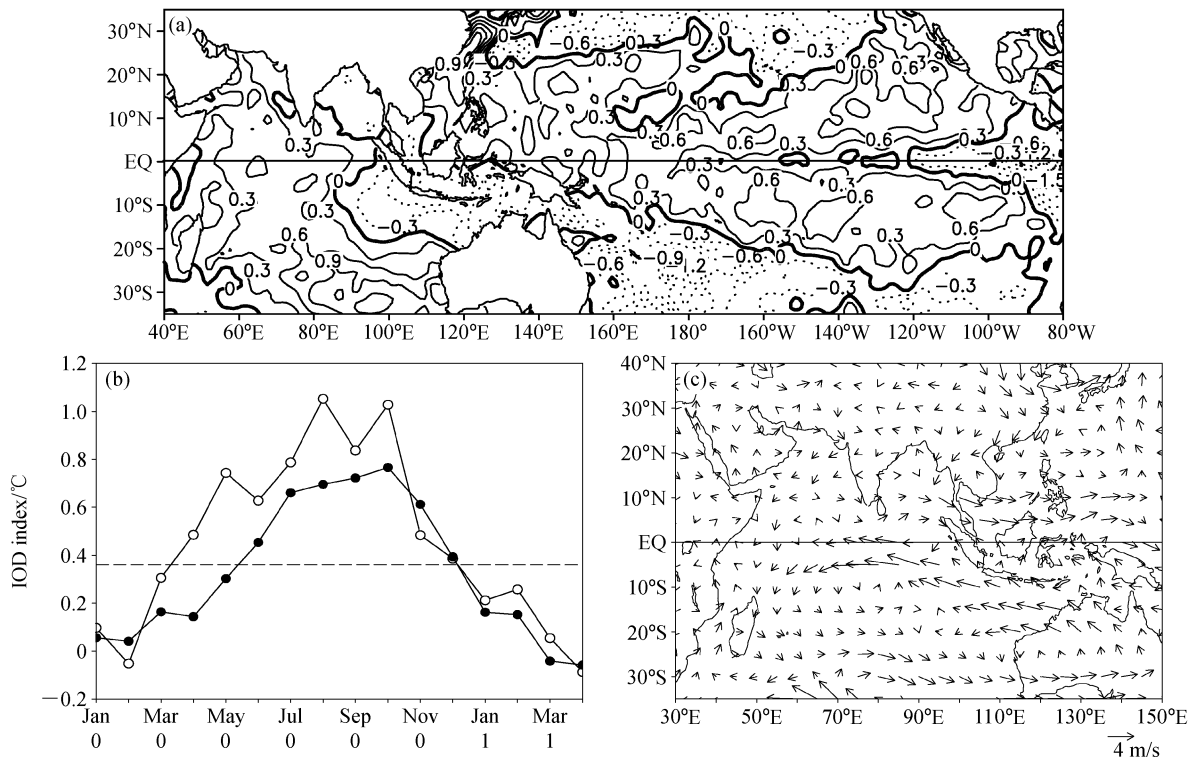


图7 (a) 1994年5月印度洋-太平洋海温距平分布(实、点线表示正、负距平,等值线间隔为 0.3°C);(b) 1994偶极子指数(空心圆)及最近发生的正偶极子年(1961、1967、1972、1982、1991、1994和1997)合成的偶极子指数(实心圆)的年变化[“0”(“1”)表示偶极子发生年(第二年),虚线表示1948~2003年偶极子指数的标准差(0.36°C)];(c) 1994年5月印度洋850 hPa距平风场

Fig. 7 (a) SSTA structure in May 1994, solid (dotted) lines indicate positive (negative) anomalies with contour interval of 0.3°C ; (b) time series of the Indian Ocean dipole (IOD) index for 1994 (hollow circles) and the composite IOD index (dots) for recent positive IOD years (1961, 1967, 1972, 1982, 1991, 1994 and 1997), with “0” (“1”) implying the onset year (next year), the dashed line indicates the standard deviation (0.36°C) of the 55-year IOD index (1948–2003); (c) 850-hPa wind anomalies in May 1994

根据以前的研究结果,5月份气候态850hPa流场上表现为源于南印度洋的索马里急流沿着非洲东部沿海向东形成赤道印度洋的西风气流,最后向东北发展为西南季风进入孟加拉湾、中印半岛以及南海地区。但是在1994年5月,热带印度洋是偶极型的海温分布,海气耦合的结果使得沿苏门答腊的东南信风加强,沿赤道为异常的东风距平,东非附近是减弱的索马里急流,而南印度洋则是西风距平,对应了一个减弱的夏季风环流(图7c)。

由于印度洋是亚洲夏季风的发源地,在南海夏季风爆发的过程中,其上游地区两支重要气流的加强和向东推进起着非常关键的作用(Xie et al., 1998):一支是沿着 50°E 的索马里急流,另一支是沿着赤道印度洋的西风气流。前面提到:由于1994年西正东负的偶极型海温模态在印度洋发展得比较早,显著削弱了5月份印度洋的夏季风环流。因

此,南海夏季风上游的这两支气流的发展必然也会受到影响。为了便于对比,定义索马里急流指数(沿 50°E 的850 hPa平均经向风在 $5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ 的平均)和上游西风指数[($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$, $70^{\circ}\text{E}\sim 90^{\circ}\text{E}$)区域平均的850 hPa平均纬向风]分别代表这两支气流的强度。从图8a中可以看出,气候态的 50°E 越赤道气流在5月初由弱的北风转为强的南风,并且一直维持稳定的强度,反映了索马里急流的形成和维持。对比发现,1994年的这支越赤道气流在4~5月基本低于气候态平均,但是在5月底有一次非常明显的突然增长高于气候态的值,然后在大约4候以后又减弱到低于气候态并持续到季风季节的结束。这个突然的增长暗示了索马里急流的加强,但从整个发展过程中看,这支气流比气候态平均的情况减弱很多。

赤道印度洋的纬向风在气候态上一直保持着稳

定的西风(图 8b),并且在 4 月底到 5 月初也有一次明显的增长,与索马里急流的形成时间几乎一致。两者的形成都略早于南海夏季风的爆发,表明这两支气流的发展必然对南海夏季风的爆发起到非

常重要的推进作用(李崇银等,2002)。而 1994 年的这支西风气流除了在 4 月底和 6 月初分别有两次短暂的增强外,从 6 月份开始到 8 月底这支气流始终低于气候态平均值,甚至转变为赤道东风,可见

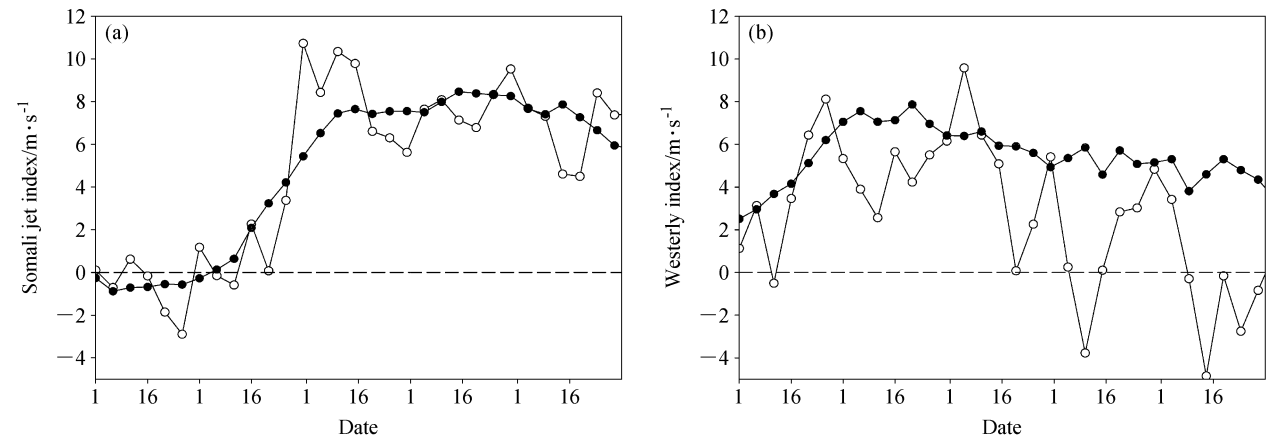


图 8 (a) 索马里急流指数和 (b) 赤道印度洋西风指数的逐候变化。实心圆: 1948~2003 年的气候态平均; 空心圆: 1994 年的情况

Fig. 8 Pentad variation of (a) the Somali jet index and (b) the equatorial Indian Ocean westerly index. Solid circles (hollow circles) are for the climatological mean (the 1994 case)

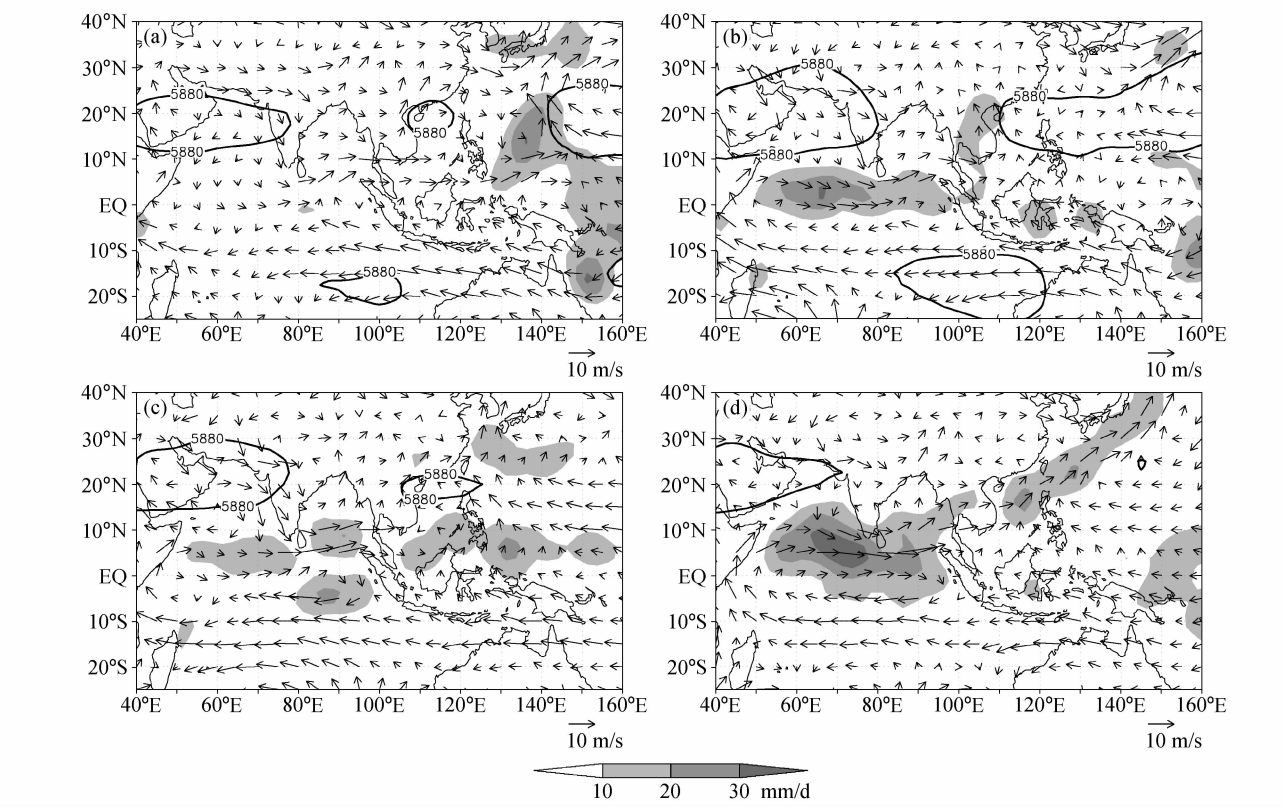


图 9 1994 年 5 月逐候的 850 hPa 风场、降水(阴影)以及西太平洋副高中心(5880 gpm 等值线,粗实线): (a) 第 3 候; (b) 第 4 候; (c) 第 5 候; (d) 第 6 候

Fig. 9 Pentad mean 850-hPa wind fields, precipitation (shaded) and 5880-gpm contours representing the boundary of the western Pacific subtropical high in the (a) third, (b) fourth, (c) fifth and (d) sixth pentads of May 1994

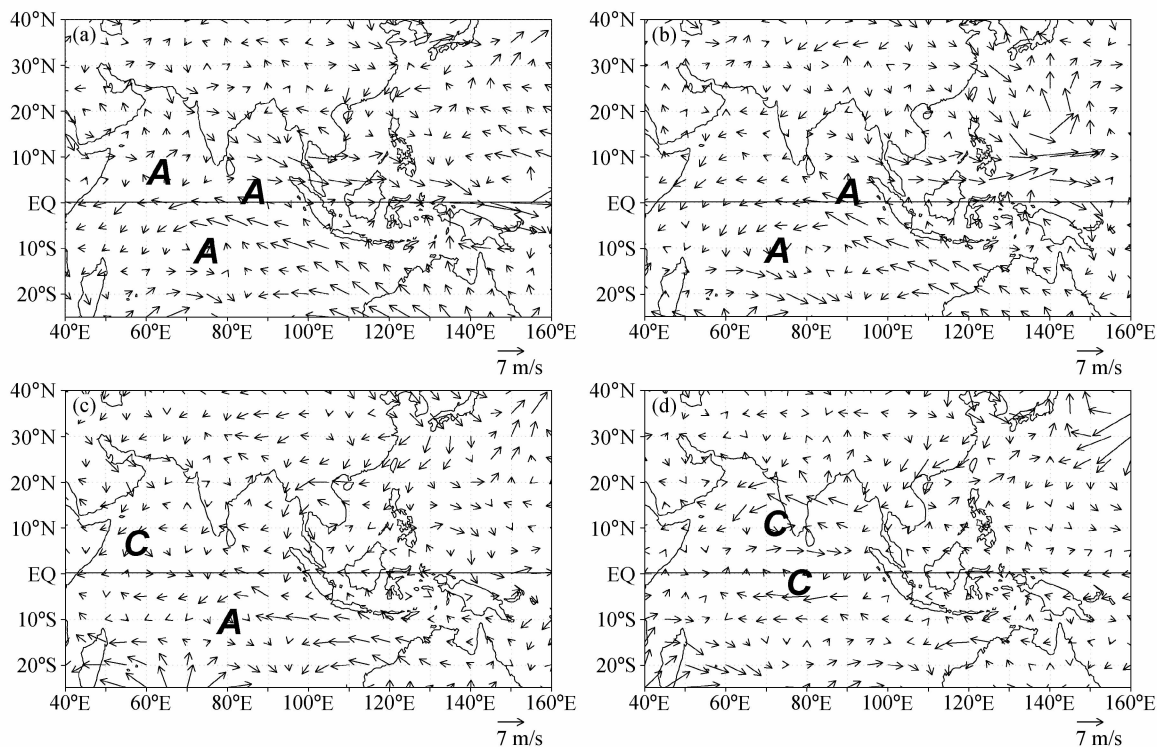


图 10 1994 年 5 月的 850 hPa 距平风场: (a) 第 2 候; (b) 第 3 候; (c) 第 4 候; (d) 第 6 候。风场距平为去除了 1948~2003 年的气候态平均
Fig. 10 Anomalous 850 hPa wind fields in the (a) second, (b) third, (c) fourth and (d) sixth pentads of May 1994. Wind anomalies are obtained by removing the climatological mean based on the 1948–2003 period

这支气流同样被显著削弱了。

下面具体讨论 1994 年南海夏季风爆发的过程。从 5 月的第 3 候到第 5 候, 500 hPa 西太平洋副高一直控制在南海地区, 降水也主要发生在赤道印度洋。热带印度洋的夏季风环流在 5 月第 4 候基本形成, 但是赤道印度洋的西风气流一直没有加强, 而仅仅扩展到中印半岛; 澳大利亚北部 110°E 的越赤道气流也相对较弱 (图 9a~c)。直到 5 月第 6 候, 热带印度洋的季风环流突然加强, 西太平洋副高撤出南海, 对流在南海地区加强, 850 hPa 西南季风气流也推进到南海、西太平洋和日本南部, 表明南海夏季风的完全爆发 (图 9d)。注意到索马里急流和赤道印度洋西风气流在 5 月底都有明显的突然增强 (见图 8), 因此可以得出结论: 1994 年南海夏季风爆发大约在 5 月第 6 候, 比气候态平均的情况晚了大约两候。

最后, 讨论 850 hPa 距平风场的演变过程以进一步证明上述的结论。李崇银等 (2000) 和 Lau et al. (2000) 的研究指出, 印度洋关于赤道对称的低层气旋对在南海夏季风爆发的过程中起着非常重要

的作用, 它们的加强和东移有利于促进其间赤道印度洋西风气流的发展 (Zhou et al., 2007), 从而为南海夏季风的爆发提供了必要的条件。但是在 1994 年 5 月第 2 候, 热带印度洋却出现异常的反气旋, 分别位于阿拉伯海南部、苏门答腊西部以及南印度洋 (图 10a)。反气旋的发展使得赤道印度洋为显著的东风距平所控制。5 月 3 候, 阿拉伯海的异常反气旋减弱消失, 但是另外两个反气旋仍然维持在孟加拉湾和南印度洋 (图 10b)。5 月 4 候, 一个弱的异常气旋在阿拉伯海出现, 相伴随的是弱西风距平在赤道西印度洋的发展, 但是东印度洋仍然主要由东风距平所控制 (图 10c)。重要的气旋涡对终于在 5 月第 6 候形成于赤道印度洋的南北两侧 (图 10d), 从而加强了沿赤道的异常西风向南海地区的推进。由此, 在夏季风爆发前热带印度洋异常的反气旋和沿赤道印度洋的东风距平都不利于亚洲夏季风的发展, 使得南海夏季风爆发偏晚。

5 结论和讨论

通过对热带印度洋全区一致型海温增暖/变冷

的合成分析以及对 1994 年热带印度洋偶极子的个例分析, 我们可以得出以下两条重要的结论:

(1) 春季发展成熟的热带印度洋全区一致的增暖激发了从印度洋到西太平洋的异常 Walker 环流圈, 导致西太平洋上空异常的垂直下沉运动以及受到抑制的对流活动。西太平洋副高因此加强西伸, 在南海夏季风爆发的过程中阻碍了印度洋夏季风环流向南海地区的推进, 从而使得南海夏季风爆发偏晚。而热带印度洋全区一致的变冷对西太平洋副高的强度则起到削弱的作用, 减弱东撤的副高有利于南海夏季风的提前爆发。

(2) 秋季发展成熟的热带印度洋偶极型海温模态也可能影响南海夏季风爆发的早晚。由于 1994 年的偶极子事件很特殊, 发生早, 强度大, 早在 4 月份就表现出明显高于近五十几年偶极子指数的标准差。这一年 El Niño 事件发展较晚, 强度也相对很弱, 因此, 这次偶极子事件通过减弱印度洋夏季风环流的强度而使得南海夏季风爆发偏晚。索马里急流和赤道印度洋的西风气流都由于印度洋偶极型的海温分布而被显著削弱, 异常的反气旋和赤道东风距平始终维持在热带印度洋, 这些条件都不利于印度洋夏季风环流向南海的推进, 从而使得这一年南海夏季风爆发偏晚大约 2 候。

基于以上的结论, 一方面可以看出西太平洋反气旋在联系印度洋全区一致的海温变化以及南海夏季风爆发的过程中有着不可忽视的作用。事实上, 前人在研究 El Niño 事件对南海夏季风爆发或者对东亚夏季风活动的影响中也强调过这个反气旋所起的重要作用, 例如, Wang et al. (2000) 发现 ENSO 事件可以通过太平洋-东亚遥相关持续影响第二年东亚的夏季气候, 而其中主要是通过改变西太平洋反气旋的强度作用的。他们和 Lau et al. (2000) 用数值模拟验证了这个反气旋的加强和维持主要来自于局地海气相互作用, 而 Zhou et al. (2007) 则提出西传到西太平洋的次表层冷水(暖水)对于该反气旋的维持可能也起到一定的作用。但是他们都没有考虑印度洋海温的异常变化。由于热带印度洋全区一致的海温变化通过大气桥(Klein et al., 1999; Venzke et al., 2000) 或者海洋 Rossby 波的传播(Xie et al., 2002) 滞后响应于 ENSO 事件, 而在我们所选出的冷暖年个例中也可以看出 12 个暖年中有 10 年发生在 El Niño 事件后, 而 13 个冷年中有

8 年发生在 La Niña 事件后。因此, 本文的研究从印度洋与太平洋海温联系的角度提供了西太平洋反气旋在 ENSO 事件以后的第二年春夏季得以维持发展的另外一个可能的机制。由于这个反气旋的重要性及其形成机制的复杂性, 可能多种因素都对它的发展有一定的贡献。

另一方面, 通过 1994 年偶极子影响南海夏季风爆发的个例分析, 我们可以看出热带印度洋偶极子事件对南海夏季风的爆发在一定条件下还是有显著影响的, 而这个重要的条件就是偶极子在季风爆发前就必须达到很强的强度。这样, 通过印度洋局地海气耦合, 东西反位相的偶极子通过影响南海上游的印度洋夏季风环流而影响南海夏季风爆发的早晚。然而在通常情况下, 热带印度洋偶极子在夏季开始发展, 到秋季才成熟, 因此亚洲夏季风的强弱可能更大地决定着偶极子的位相和强度。正如李东辉等(2006)研究所指出的, 正常的偶极子事件可能对第二年南海夏季风的强弱才有影响。关于热带印度洋偶极型海温分布对南海夏季风及以后东亚夏季风活动的影响及可能的机制还需要进一步深入研究。

参考文献 (References)

- 陈隽, 金祖辉. 2001. 影响南海夏季风爆发因子的诊断研究 [J]. 气候与环境研究, 6 (1): 19-32. Chen Jun, Jin Zuhui. 2001. Diagnosis of factors of influence on onset over the South China Sea summer monsoon [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 6 (1): 19-32.
- 陈隆勋, 朱乾根, 罗会邦, 等. 1991. 东亚季风 [M]. 北京: 气象出版社, 28-49. Chen Longxun, Zhu Qian'gen, Luo Huibang, et al. 1999. East Asian Monsoon (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 28-49.
- Chambers D P, Tapley B D, Stewart R H. 1999. Anomalous warming in the Indian Ocean coincident with El Niño [J]. J. Geophys. Res., 104: 3035-3047.
- Ding Yihui. 1994. Monsoon over China [M]. Kluwer Academic Publishers, 420 pp.
- Ding Yihui, Chan J C L. 2005. The East Asian summer monsoon: An overview [J]. Meteorology and Atmospheric Physics, 89: 117-142.
- Klein S A, Soden B J, Lau N C. 1999. Remote sea surface temperature variations during ENSO: Evidence for a tropical atmospheric bridge [J]. J. Climate, 12: 917-932.
- 李崇银, 张利平. 1999. 南海夏季风活动及其影响 [J]. 大气科学,

- 23; 257–266. Li Chongyin, Zhang Liping. 1999. Summer monsoon activities in the South China Sea and its impacts [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 23; 257–266.
- 李崇银, 屈昕. 2000. 伴随南海夏季风爆发的大尺度大气环流演变 [J]. 大气科学, 24 (1): 1–14. Li Chongyin, Qu Xin. 2000. Atmospheric circulation evolutions associated with summer monsoon onset in the South China Sea [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 24 (1): 1–14.
- Li Chongyin, Mu Mingquan. 2001. The influence of the Indian Ocean dipole on atmospheric circulation and climate [J]. Adv. Atmos. Sci., 18 (5): 831–843.
- 李崇银, 吴静波. 2002. 索马里跨赤道气流对南海夏季风爆发的重要作用 [J]. 大气科学, 26 (2): 185–192. Li Chongyin, Wu Jingbo. 2002. Important role of the Somalian cross-equator flow in the onset of the South China Sea summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26 (2): 185–192.
- 李东辉, 张瑰, 朱益民, 等. 2006. 热带印度洋秋季偶极子模态与南海夏季风强度变化的关系 [J]. 热带气象学报, 22 (5): 439–446. Li Donghui, Zhang Gui, Zhu Yimin, et al. 2006. Relationships between autumn Indian Ocean dipole mode and the strength of South China Sea summer monsoon [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 22 (5): 439–446.
- 梁肇宁, 温之平, 吴丽姬. 2006. 印度洋海温异常和南海夏季风建立迟早的关系 I. 耦合分析 [J]. 大气科学, 30 (4): 619–634. Liang Zhaoning, Wen Zhiping, Wu Liji. 2006. The relationship between the Indian Ocean sea surface temperature anomaly and the onset of South China Sea summer monsoon. I: Coupling analysis [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (4): 619–634.
- Lau K M, Ding Yihui, Wang Jough-Tai, et al. 2000. A report of the field operations and early results of the South China Sea monsoon experiment (SCSMEX) [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 81: 1261–1270.
- Lau N C, Nath M J. 2000. Impact of ENSO on the variability of the Asian-Australian monsoons as simulated in GCM experiments [J]. J. Climate, 13: 4287–4309.
- Nigam S, Shen H S. 1993. Structure of oceanic and atmospheric low-frequency variability over the tropical Pacific and Indian Oceans. Part I: COADS observations [J]. J. Climate, 6: 1750–1771.
- Saha K. 1970. Zonal anomaly of sea surface temperature in equatorial Indian Ocean and its possible effect upon monsoon circulation [J]. Tellus, 22 (4): 403–409.
- Saji N H, Goswami B N, Vinayachandran P N, et al. 1999. A dipole mode in the tropical Indian Ocean [J]. Nature, 401: 360–363.
- Tao Shiyan, Chen Longxun. 1987. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China [M]. Monsoon Meteorology. Chang C P, Krishnamurti T N, Eds. Oxford University Press, New York, 60–92.
- 陶诗言, 张庆云. 1998. 亚洲冬夏季风对 ENSO 事件的响应 [J]. 大气科学, 22 (4): 399–407. Tao Shiyan, Zhang Qingyun. 1998. Response of winter and summer monsoon over Asia to ENSO events [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 22 (4): 399–407.
- Tourre Y M, White W B. 1995. ENSO signals in global upper ocean temperature [J]. Journal of Physical Oceanography, 25: 1317–1332.
- Trenberth K E. 1997. The definition of El Niño [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 78: 2771–2777.
- Venzke S, Latif M, Villwock A. 2000. The coupled GCM ECHO-2. Part II: Indian Ocean response to ENSO [J]. J. Climate, 13: 1371–1383.
- Wang Bin, Wu Renguang, Fu Xiuhua. 2000. Pacific-East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? [J]. J. Climate, 13: 1517–1536.
- Wang Bin, Lin Ho, Zhang Yongsheng, et al. 2004. Definition of South China Sea monsoon onset and commencement of the East Asia summer monsoon [J]. J. Climate, 17: 699–710.
- 王绍武, 龚道溢. 1999. 近百年来的 ENSO 事件及其强度 [J]. 气象, 25: 9–13. Wang Shaowu, Gong Daoyi. 1999. ENSO events and their intensity during the past century [J]. Meteorology (in Chinese), 25: 9–13.
- Weare Bryan C. 1979. A statistical study of the relationships between ocean surface temperatures and the Indian monsoon [J]. J. Atmos. Sci., 36 (12): 2279–2291.
- 温之平, 梁肇宁, 吴丽姬. 2006. 印度洋海温异常和南海夏季风建立迟早的关系 II. 机理分析 [J]. 大气科学, 30 (6): 1138–1146. Wen Zhiping, Liang Zhaoning, Wu Liji. 2006. The relationship between the Indian Ocean sea surface temperature anomaly and the onset of South China Sea summer monsoon. II: Analyses of mechanism [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (6): 1138–1146.
- Xie An, Chung Yong-Seung, Liu Xia, et al. 1998. The interannual variability of the summer monsoon onset over the South China Sea [J]. Theoretical and Applied Climatology, 59: 201–213.
- Xie Shangping, Annamalai H, Schott F A, et al. 2002. Structure and mechanisms of south Indian Ocean climate variability [J]. J. Climate, 15: 864–878.
- Zhou Wen, Chan J C L. 2007. ENSO and the South China Sea summer monsoon onset [J]. International Journal of Climatology, 27: 157–167.