

吴国雄, 段安民, 刘屹岷, 等. 2013. 关于亚洲夏季风爆发的动力学研究的若干近期进展 [J]. 大气科学, 37 (2): 211–228, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12312. Wu Guoxiong, Duan Anmin, Liu Yimin, et al. 2013. Recent advances in the study on the dynamics of the Asian summer monsoon onset [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (2): 211–228.

关于亚洲夏季风爆发的动力学研究的若干近期进展

吴国雄¹ 段安民¹ 刘屹岷¹ 颜京辉² 刘伯奇^{1,3} 任素玲⁴
张亚妮⁵ 王同美⁶ 梁潇云² 关月⁵

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

2 中国气象局国家气候中心, 北京 100081

3 南京信息工程大学气象灾害省部共建教育部重点实验室 (KLME), 南京 210044

4 中国气象局国家卫星中心, 北京 100081

5 中国气象局国家气象中心, 北京 100081

6 中山大学大气科学系, 广州 510275

摘 要 资料分析显示, 与 850 hPa 风场相比, 地面风的变化能更好地表征亚洲各季风系统的特征。基于地面风的季节性反转和降水的显著变化所构建的亚洲夏季风 (ASM) 爆发指数和等时线图表明: 亚洲热带夏季风 (TASM) 在 5 月初首先在孟加拉湾 (BOB) 东南部爆发后不是向西传播, 而是向东经中印半岛向东推进, 于 5 月中到达中国南海 (SCS), 6 月初到达热带西北太平洋。印度夏季风的表面低压系统源于近赤道阿拉伯海地区, 于 6 月初到达印度西南部喀拉拉邦, 印度夏季风随之爆发。亚洲副热带夏季风 (STASM) 5 月初在西北太平洋日本本州东南的海区发生后向西南伸展, 于 6 月初与南海季风降水区连接, 形成东北—西南向雨带, 夏季风在中国东南沿海登陆, 日本的“梅雨” (Baiu) 开始。6 月中该雨带向北到达长江流域和韩国, 江淮梅雨和韩国的“梅雨” (Changma) 开始。

本文还回顾了亚洲热带夏季风爆发的动力学研究的若干近期进展。春季青藏高原和南亚海陆分布的联合强迫作用使海表温度 (SST) 在 BOB 中东部形成短暂但强盛的暖池, 在高层南亚高压的抽吸作用下, 常伴有季风爆发涡旋 (MOV) 发展, 使冬季连续带状的副高脊线在孟加拉湾东部断裂, 导致亚洲热带季风首先在 BOB 爆发。BOB 东/西部有东/西风型垂直切变, 利于激发/抑制对流活动, 并增加/减少海洋向大气的表面感热加热, 从而使得亚洲夏季风爆发的向西传播在 BOB 西海岸遇到屏障。季风爆发逐渐向东伸展引发南海和热带西太平洋夏季风相继爆发。季风降水释放的强大潜热使南亚高压发展西伸, 纬向非对称位涡强迫显著增强; 在阿拉伯半岛强烈的表面感热加热所诱发的中层阿拉伯反气旋的共同作用下, 位于阿拉伯海近赤道的低压系统北移发展成为季风爆发涡旋, 导致印度季风爆发。由此可见, 历时约一个月的亚洲热带夏季风爆发的三个阶段 (孟加拉湾、南海和印度季风爆发) 是发生在特定的地理环境下受特定的动力—热力学规律驱动的接续过程。

关键词 青藏高原 南亚高压 纬向非对称位涡强迫 孟加拉湾春季暖池 季风爆发涡旋

文章编号 1006-9895(2013)02-0211-18

中图分类号 P433

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12312

Recent Advances in the Study on the Dynamics of the Asian Summer Monsoon Onset

WU Guoxiong¹, DUAN Anmin¹, LIU Yimin¹, YAN Jinghui², LIU Boqi^{1,3},
REN Suling⁴, ZHANG Yani⁵, WANG Tongmei⁶, LIANG Xiaoyun², and GUAN Yue⁵

收稿日期 2012-10-15, 2012-10-16 收修定稿

资助项目 科技部国家重点基础研究专项 2010CB950403、2012CB417203, 国家自然科学基金项目 40925015、40875034、41275088、41175070、40975047

作者简介 吴国雄, 男, 1943 年出生, 研究员, 研究方向: 天气、气候动力学。E-mail: gxwu@lasg.iap.ac.cn

通讯作者 段安民, E-mail: amduan@lasg.iap.ac.cn

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

2 National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

3 Jiangsu Key Laboratory of Meteorological Disaster, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044

4 National Satellite Meteorological Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

5 National Meteorological Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

6 Department of Atmospheric Sciences, Sun Yat-Sen University, Guangzhou 510275

Abstract The surface wind can be a better indicator of the onset of the Asian Summer Monsoon (ASM) system than the 850-hPa wind. The use of the new ASM onset index and analysis of pentad-isochrones, based on both the seasonal reversal of surface wind and the evident enhancement of rainfall, demonstrated that the onset of the Tropical Asian Summer Monsoon (TASM) first occurs over the southeastern Bay of Bengal (BOB) in May. It then propagates eastward to the Indochina Peninsula and reaches the South China Sea (SCS) in mid-May and the tropical North West Pacific (NWP) in early June. The surface depression of the Indian summer monsoon originates near the equatorial Arabian Sea, and then propagates northward to South Kerala in southwestern India in early June, indicating the onset of the Indian Summer Monsoon (ISM). In addition, the Subtropical Asian Summer Monsoon (STASM) is first formed over the NWP southeast of Honshu, Japan, and then it expands westward and merges into the precipitation zone of the SCS monsoon in early June, forming a northeast–southwest rainy belt. Almost at the same time, the summer monsoon reaches southeastern China and the Baiu in Japan also starts. In mid-June, the rainfall belt shifts northward to the Yangtze River and the Korean peninsula corresponding to the start of the Meiyu and Changma.

This paper also reviews some recent progress in dynamics studies on the ASM onset. In spring, an evanescent but strong warm pool is formed in the central–eastern BOB due to the combined forcing of the Tibetan Plateau and the large-scale land–sea distribution in South Asia. Due to the coupling between this warm pool at the surface and the pumping effect of the South Asia High (SAH) in the upper troposphere, a Monsoon Onset Vortex (MOV) usually develops over the eastern BOB, breaking the ridgeline of the subtropical high that is continuous in winter, resulting in the first onset of TASM over the BOB. Furthermore, the vertical easterly/westerly shear over the eastern/western BOB prompts/inhibits the convection and increases/decreases the surface sensible heat transfer from ocean to atmosphere, resulting in a monsoon onset barrier over the west coast of the BOB that prevents the westward propagation of the monsoon onset. Hence, the monsoon onset can expand only eastward followed by the successive onset of the SCS and the tropical West Pacific summer monsoon. The strong latent heat released by the monsoon rainfall induces the westward development of the SAH and the conspicuous strengthening of zonal asymmetric potential vorticity (PV) forcing. Accompanied by the mid-troposphere anticyclone over the Arabian Peninsula stimulated by strong local surface sensible heating, the depression near the equatorial Arabian Sea moves northward and grows to a monsoon onset vortex, causing the ISM onset. Overall, the three phases (i.e., the BOB, the SCS, and the Indian summer monsoon onset) of the TASM onset that persist for about one month can be considered as a consequential process driven by certain dynamic–thermodynamic rules covering a specific geographic environment, including the Tibetan Plateau and the land–sea distribution in South Asia.

Keywords Tibetan Plateau, South Asia high, Zonal asymmetric PV forcing, BOB warm pool in spring, Monsoon onset vortex

1 引言

太阳高度角的年循环诱发了海—陆热力差异的季节变化 (Webster et al., 1998)。季风则是由于大气环流对海—陆热力差异季节变化的响应导致的天气变化, 包括风场和降水的变化。季风爆发以盛行风向的改变和剧烈降水的出现为特征。亚洲季风的爆发预示着大气能量和水分循环的急速加强, 并对社会和经济有重大影响。不同判据被提出

来研究季风爆发 (Wang et al., 2008), 另有很多研究则聚焦于季风爆发的过程 (Ding, 1992; Xie and Saiki, 1999; Chang, 2004; Wang, 2006)。

风和降水是定义季风爆发的两个基本物理量。与 Ramage (1971) 用 1 月和 7 月稳定持续的盛行风反向定义季风区域不同, 关于亚洲夏季风 (ASM) 爆发和演变的近期研究或用 850 hPa 或 700 hPa 风场的反向作为判据 (Webster and Yang, 1992; Wu and Zhang, 1998; 张永生和吴国雄, 1998; Wang and Fan,

1999), 或用降水的急剧增加(或向外长波辐射 OLR 的突然减少)作为判据(Yoshino, 1966; Wang, 2006)。由于资料和判据的差异, 出现了不同的亚洲夏季风爆发等时线图(Tao and Chen, 1987; Tanaka, 1992; Lau and Yang, 1997; Wang and LinHo, 2002)。这些等时线图在印度地区大致一致, 但在其他亚洲季风区则存在明显区别。只使用降水作为季风判据不能把季风降水与其它类型降水区分开来。例如 2 月底至 5 月发生在华南地区的早春雨其强度超过 5 mm d^{-1} , 主要是斜压锋面降水, 而非季风降水。只用风向改变作为判据, 则不能把习惯上发生在近地面的季风爆发与一般的季节转换区分开来, 例如, Li and Zeng (2002) 的分析表明, 季节性的风向变化不仅发生在通常意义的季风区, 也发生在高纬度和平流层, 例如早春平流层极地的爆发性增温。

本文用风向逆转和激烈降水发生作为共同判据去研究 ASM 的爆发。所用的资料包括美国气候预测中心(CPC)的融合降水资料(CMAP; Xie and Arkin, 1997)和美国国家环境预测中心(NCEP)/国家大气研究中心(NCAR)的再分析资料(Kalnay, 1996), 以及欧洲中期预报中心(ECMWF)的再分析数据集 ERA40 (Uppala et al., 2005)。各节安排如下: 第二节比较了地面风变化和 850 hPa 风场变化定义季风爆发的异同, 阐述了使用地面风的优越性, 由此定义了新的季风爆发指标, 并由此分析了 ASM 的爆发和演变过程。第 3 节分析了对流层低层海陆气相互作用和高层南亚高压抽吸作用对孟加拉湾(BOB)季风爆发的共同影响, 强调了青藏高原在导致亚洲季风最早在 BOB 东南部爆发的锚定作用。第 4 节证明在 BOB 季风爆发后, 其西岸附近的海气状况形成一障碍栅, 季风爆发向西传播受阻而只能向东传播, 导致中国南海(SCS)季风和西北太平洋热带季风相继爆发。第 5 节讨论了与南亚高压不稳定发展西伸相联系的对流层高层纬向非对称位涡(PV)强迫和阿拉伯半岛强烈的感热加热在印度夏季风爆发中的作用。讨论和结论在第 6 节给出。

2 亚洲夏季风的爆发过程

2.1 不同风场所定义的季风区域的差异

图 1 表明在许多亚洲区域 850 hPa 风场在 1 月(图 1a)和 7 月(图 1b)反向。仔细分析发现在

图中矩形和三角形所界定的区域风的反向并不显著。例如 1 月和 7 月, 印度北部均为偏西风, 孟加拉湾东北部和青藏高原东南侧均为偏南风; 而在东北亚地区, 包括华东、华北、朝鲜半岛和日本本州等地, 1 月西北风和 7 月西南风之间的变化角度也小于 90° 。另一方面, 在亚洲的大部分地区, 地表风场在 1 月(图 1c)和 7 月(图 1d)基本反向, 唯一例外出现在高原东南隅。1 月份表面风场从亚洲大陆向邻近海面辐散, 形成强烈的冬季东北季风; 7 月份, 风场逆转形成亚洲夏季风。在上述 850 hPa 风场季节性变化不明显的区域(图 1a、b), 表面风场的反向变化却非常明显, 而且应用表面风场去研究季风真正表达了阿拉伯语“mausem”的含义。

2.2 用偏西南风出现去定义夏季风爆发的局限性

图 2 给出亚洲不同区域候平均降水量的南北进退和季节变化(等值线)。在冬季, 所有区域大于 5 mm d^{-1} 的降水均出现在 10°N 以南。春夏之交雨带开始向北推进, 5 月初到达 BOB 的东南岸(图 2b、f)和中印半岛(图 2c、g), 5 月中到达南海(图 2d、h), 6 月初到达印度西南部(图 2a、e)。发生在($22^\circ\text{N}\sim 30^\circ\text{N}$)的华南早春雨(Wan and Wu, 2007)在 2 月份的强度为 3 mm d^{-1} , 到 3 月中旬已达 5 mm d^{-1} (图 2d、h), 然后在 6 月初并入北传的东亚季风雨带中。

图 2a-d 中还迭加了 850 hPa 候平均风场的变化, 从中可见冬季在各个区域赤道至 15°N 地区均受偏东风(橙色)控制。随着季节推进, 偏东风逐渐被偏西风(绿色)或西南风(蓝色)代替。在 BOB(图 2b)、中南半岛(图 2c)和南海(图 2d), 风向的更替时间与强降水出现的时间大致吻合, 但在印度地区(图 2a)偏东风被偏西风替代出现在 4 月下旬, 远早于强降水出现的时间。在所有区域 20°N 以北地区, 从冬到夏则几乎都受偏西风或西南风控制, 在这些纬度带很难用 850 hPa 风向的反转去定义季风爆发(图 1a 和 1b)。

图 2e-h 中所迭加的是 10 m 表面风, 可以看出用其表征季风特征具有一定的优越性。除了图 2e 和 2f 中的青藏高原地区, 冬季盛行风向为一致的东北风或偏北风; 东亚地区强降水的出现一般与西南风的建立相伴(图 2e-g); 在东亚地区的华南早春雨伴有弱的偏东风, 而季风降水则与偏南风相伴(图 2h)。不过, 在 $90^\circ\text{E}\sim 110^\circ\text{E}$ 区域(图

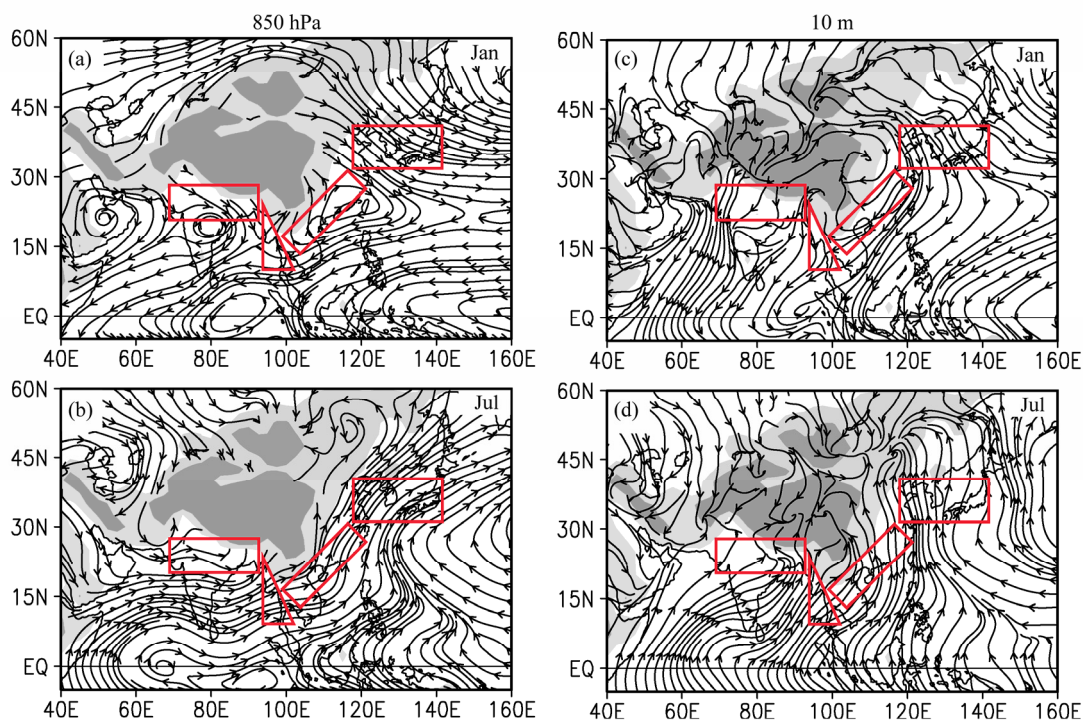


图1 1月(a、c)和7月(b、d)平均的850 hPa(a、b)和地表10 m(c、d)流场的分布。图中矩形和三角形所围区域指示该区域1月和7月的风向在850 hPa没有重要反向,但是在地面风场的反向显著

Fig. 1 Distributions of Jan (a, c) and Jul (b, d) mean stream fields at 850 hPa (a, b) and at 10 m above the surface (c, d). The regions enclosed by rectangles and triangles denote where the wind-direction does not change significantly between winter and summer at 850 hPa but does near the surface

2f、g) 15°N~25°N 附近,西南风的出现比强降水出现要早一个月,华南的季风降水区的西南风在夏季也受偏南风或东南风干扰(图2h)。这些均表明单纯用西南风的出现去定义季风爆发存在局限性。

2.3 风向改变和夏季风爆发

从图2中可看出,强降水的出现常伴有风向的改变。因此,用风向的改变而非风向本身应当能更好地定义夏季风爆发。为此,我们采用通常的风向角定义:

$$\theta = \begin{cases} 0^\circ & u=0, v<0; \\ 270^\circ - \tan^{-1}(v/u) & u>0; \\ 180^\circ & u=0, v>0; \\ 90^\circ - \tan^{-1}(v/u) & u<0; \end{cases} \quad (1)$$

北风、东风、南风和西风各定义为 0°、90°、180° 和 270°, 而风向角变化 ($\Delta\theta$) 则定义为各候的风向角 θ_i 相对于 1 月平均风向角 $\bar{\theta}_1$ 的变化, 即:

$$\Delta\theta_i = \begin{cases} |(\theta_i - \bar{\theta}_1) - 360^\circ| & \text{当 } \theta_i - \bar{\theta}_1 > 180^\circ \\ |(\theta_i - \bar{\theta}_1) + 360^\circ| & \text{当 } \theta_i - \bar{\theta}_1 < -180^\circ \end{cases} \quad (2)$$

图3与图2相同,但用 $\Delta\theta_i$ 取代实际风,并根据 Mao et al. (2003) 夏季风建立的判据要求出现东风型垂直切变 ($u_{200} - u_{850} \leq 0$)。图3a-d 是基于 850 hPa 的风场所得的 $\Delta\theta_i$ 在不同季风区的时空分布,与图1a、b所示的结果一致,各区中 20°N~30°N 纬带中 $\Delta\theta_i$ 都很小,表明使用高空风不能表征该纬度带的季风现象。图3e-h 与图3a-d 相同,只不过应用的是 10 m 风场。图3右侧是相应经度区域平均的地形高度随纬度的分布。各区在高原南坡风向的季节变化均小于 100°,表明青藏高原区域季风的特殊性。表面风变化表明,在所有季风区,大于 100° 的风向变化首先出现在热带,然后逐渐向北移动。通常这种显著风向角的改变的北移与夏季强降水的出现是同步的。由此可见,用地面风的变化去表征夏季风的爆发能更好地与强降水的出现相匹配。

2.4 亚洲夏季风爆发过程

根据上述分析可以确定如下的亚洲季风爆发判据:

1. 该区域上空的南北温差逆转,出现东风型垂直切变: $\partial u / \partial z \leq 0$;

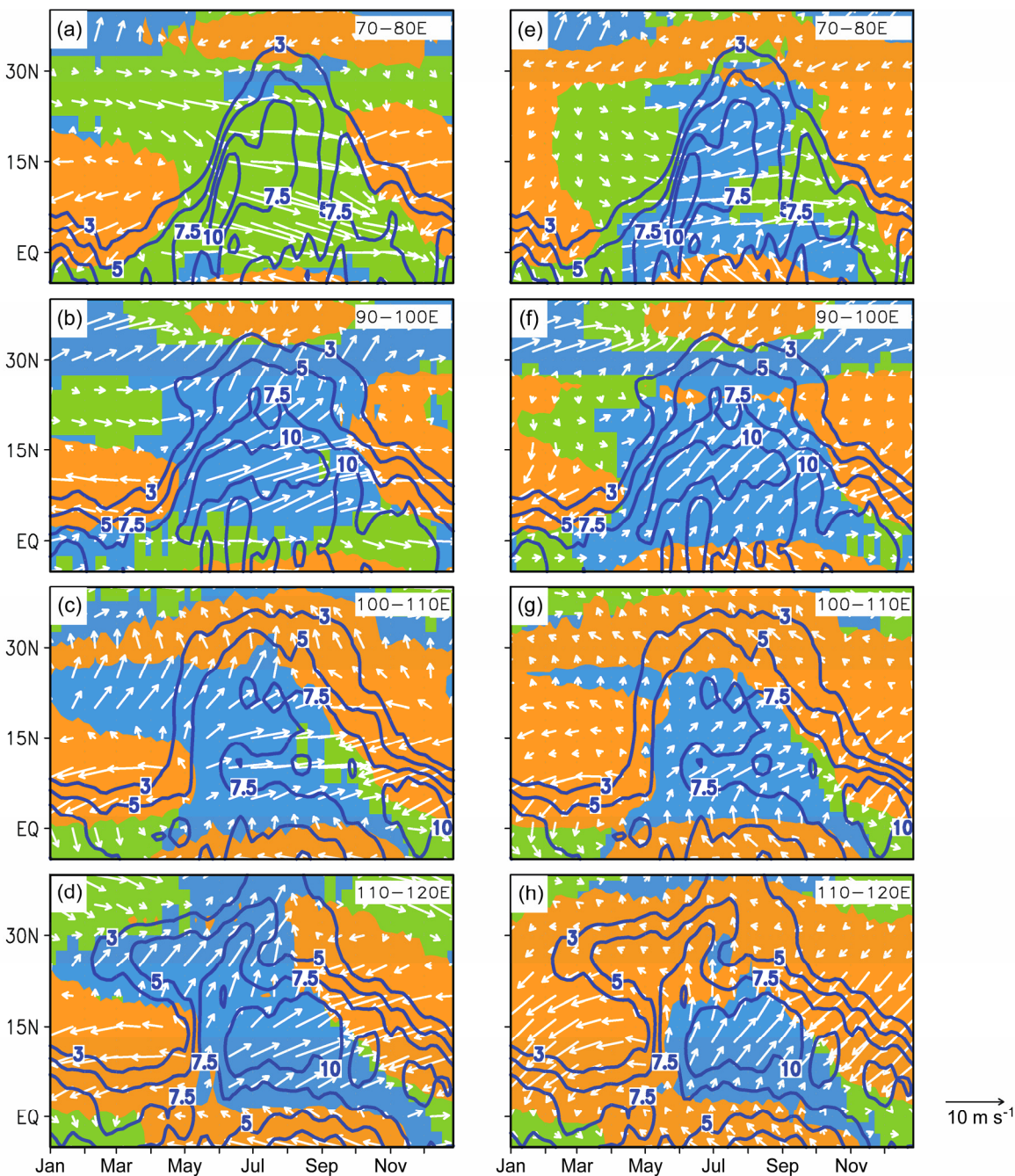


图2 各经度区域平均的降水(等值线, 单位: mm d^{-1})和850 hPa (a-d)和地表10 m 风场(e-h)随季节和纬度的变化: $70^{\circ}\text{E}\sim 80^{\circ}\text{E}$ (a, e), $90^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$ (b, f), $100^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$ (c, g), 以及 $110^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$ (d, h)
Fig. 2 Seasonal evolution of longitudinal distributions of precipitation (isoline, unit: mm d^{-1}) and the wind vectors (unit: m s^{-1}) at 850 hPa (a-d) and at 10 m above the surface (e-h) averaged over the longitude sectors $70^{\circ}\text{E}\sim 80^{\circ}\text{E}$ (a, e), $90^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$ (b, f), $100^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$ (c, g), and $110^{\circ}\text{E}\sim 120^{\circ}\text{E}$ (d, h). The pentad-mean rainfall has been processed by a smoother (1/6, 4/6, and 1/6) to filter out noises

2. 表面风向相对于本地 1 月的平均风向的改变量 $\Delta\theta_i$ 大于 100° ;
3. 日降水量(R_n) 在热带和洋面超过 5 mm d^{-1} , 在副热带大陆超过 3 mm d^{-1} .
- 即:

$$\begin{cases} 1. u_{200} - u_{850} \leq 0; \\ 2. \Delta\theta_i > 100^{\circ}; \\ 3. R_n > \begin{cases} 3 \text{ mm d}^{-1} & \text{在副热带陆面上;} \\ 5 \text{ mm d}^{-1} & \text{在热带和洋面上。} \end{cases} \end{cases} \quad (3)$$

图 3e-h 表明, 在各区季风爆发时, $\Delta\theta_i$ 取 100° 、 120°

和 140° 的结果都很接近。在 (3) 中取较小的阈值是考虑到季风刚爆发时的风向改变小于盛夏 7 月时的改变 (一般取 120° 为阈值); 还考虑到 BOB 东北部 ($15^\circ\text{N}\sim 23^\circ\text{N}$) 区域 (图 3f) 受印缅槽影响, 整个夏季的风向角改变多小于 120° 的缘故。基于 NCEP/NCAR 再分析数据, 用判据 (3) 计算的亚洲夏季风爆发的候等时线由图 4 表示。图中灰色区域表示该区域在夏季至少有一候满足判据 (3) 也即

为亚洲夏季风区。在西北太平洋约 25°N 以南存在一片不满足判据 (3) 的广大区域, 这就是夏季西太平洋副高盘踞的区域。该地区把西太平洋地区的热带夏季风和副热带夏季风分隔开。根据图 4, 亚洲夏季风区的爆发进程可划分为如下几个不同阶段:

(1) 孟加拉湾 (BOB) 夏季风爆发 (5 月 1~5 日, 25 候)

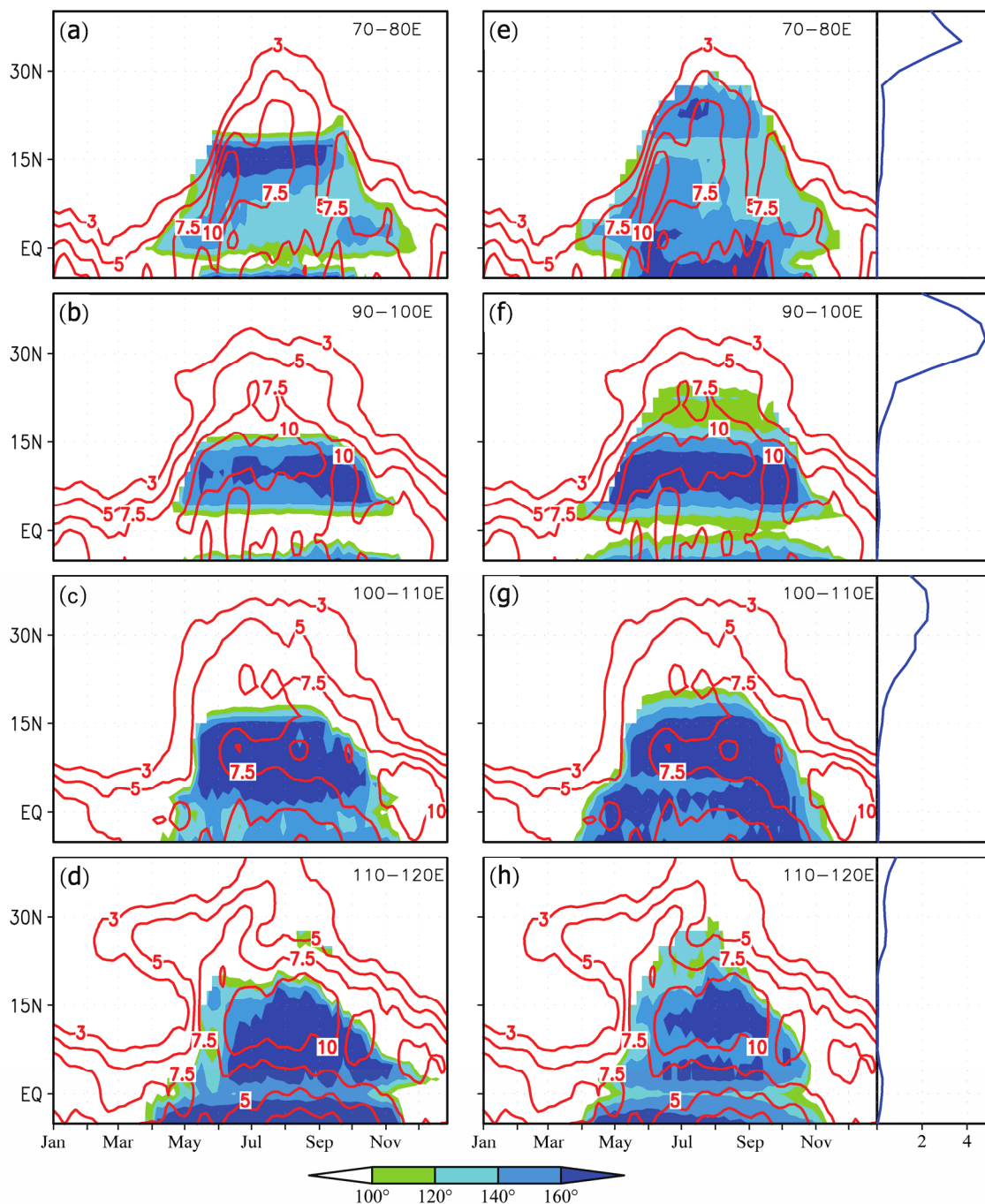


图 3 与图 2 相同, 但是风场的分布更改为各候风向角相对于 1 月平均风向角的变化 ($\Delta\theta_t$, 阴影) 的分布

Fig. 3 The same as in Fig.2 except the wind vectors are replaced by the relative wind-direction changes ($\Delta\theta_t$, shading)

在 25 候, ASM 爆发等时线出现在 BOB 东南部 10°N 附近。这时, 海陆热力差异出现夏季型 (Mao et al., 2003), BOB 夏季风爆发 (Wu and Zhang, 1998; 吕俊梅等, 2006)。然后, 等时线规则地北移, 5 月底 (30 候) 到达 BOB 北端。

(2) 中国南海 (SCS) 夏季风爆发 (5 月 15~20 日, 28 候)

在季风爆发等时线向北推进的同时, 也迅速向东传播。26 候到达中印半岛西部; 约 10 d 后, 于 28 候夏季风爆发区域东伸至南海中部, SCS 夏季风爆发; 6 月初 (31 候), 亚洲热带夏季风区域继续东伸至菲律宾东部, 热带西太平洋夏季风爆发。

(3) 印度夏季风爆发 (6 月 1~5 日, 31 候)

图 4 的一个显著特征是 BOB 季风爆发后, 其西传在 BOB 西岸受阻。而印度夏季风的爆发源自 25 候时出现在阿拉伯海近赤道的对流降水。它随后规律北进, 于 31 候抵达印度西南部的喀拉拉邦, 印度夏季风爆发。

(4) 西太平洋副热带季风爆发 (5 月 1~5 日, 25 候)

第 25 候在日本本州东南海面 (32°N , 150°E) 附近就出现满足判据 (3) 的夏季风征兆。与上述其他亚洲热带季风系统不同, 该季风区出现在西太副高的北侧, 且其风向季节逆转是冬季偏北风向夏季偏南风的变化 (图 1c、d)。随后这一副热带季风在强度和范围上开始迅速发展。第 31 候, 该副热带季风区向西南延伸, 并与南海热带季风连接, 夏季风在华南登陆, 日本的“梅雨”(Baiu) 开始, 形成一条东北—西南走向的强降雨带, 并在夏季经常维持。

(5) 梅雨期开始 (6 月 10~14 日, 33 候)

第 33 候夏季风爆发等时线向北跃进至长江流域, 中国梅雨和朝鲜半岛的“梅雨”(Changma) 开始, 日本的 Baiu 则进一步发展, 至 6 月末, 东亚夏季风爆发前沿已抵达华北南部, 整个亚洲进入盛夏季节。

上面的分析表明, 与高空风相比, 使用地面风场能更好地表述亚洲夏季风爆发和演变中的天气特点, 并由此证明在夏季风爆发时风向的改变和剧烈天气的出现是一致的。这是因为冬季陆面上的冷高压是一个薄弱的近地面系统, 风向的季节变化在近地层十分明显; 中低空环流受青藏高原的影响,

其冬季激发的偶极型定常波和夏季的热力抽吸作用均在南侧及华南产生相似的偏南气流 (王同美等, 2009), 季节变化不显著。在这些地区, 地面风比高空风能更准确地描述大气环流的季节变化。

3 孟加拉湾夏季风爆发的动力问题

利用副热带高压脊面随高度向暖区倾斜的特征, Mao et al. (2003) 提出了夏季风爆发的指标, 根据这一指标可确定逐年 ASM 在 BOB 首先爆发的日期 (D_0)。把每年的 D_0 作为时间坐标原点, 重新排列气象要素时间序列; 再把历年的这种序列依原点 D_0 求气候平均, 即可得到该要素的依时间 ($D-i, \dots, D-2, D-1, D_0, D+1, D+2, \dots, D+i$) 排列的组合序列。后面即以此序列为依据研究平均的 ASM 爆发过程。

3.1 副高脊线断裂和季风爆发涡旋

图 5 给出 BOB 夏季风爆发前后 ($D-3$ 至 $D+2$) 降水和 700 hPa 流场的变化。在季风爆发前 (图 5a-c), 自西向东连续的副高脊线位于 $15^{\circ}\text{N} \sim 20^{\circ}\text{N}$ 之间, 其南面 ($10^{\circ}\text{N} \sim 15^{\circ}\text{N}$) 的带状东风将其北面的副热带西风 and 近赤道西风分割开来。这时, BOB 区域的降水局限于 10°N 以南。季风爆发时和爆发以后 (图 5d-f), BOB 上空受深槽控制, 副高脊线在 BOB 东部断裂, 近赤道西风通过槽前的西南气流与副热带西风链接, 原存在于 10°N 以南的大量水汽向 BOB 东部、中印半岛和华南输送并形成剧烈降水, BOB 夏季风爆发 (Liu et al., 2012)。

仔细分析图 5 发现, 副高脊线的断裂与 BOB 地区低对流层涡旋发展有关。在 BOB 季风爆发前 (图 5a-c), 在赤道西风和两半球热带东风之间形成以赤道为准对称的气旋对, 季风爆发前 (图 5c) 和爆发期间 (图 5d-f), 北面的气旋突然加强形成季风爆发涡旋 (MOV), 并向北移动, 与原存在 BOB 北部的印缅槽合并, 从而使连续的副高带断裂。

3.2 BOB 春季暖池和季风爆发涡旋的发生发展

每年在 ASM 爆发前, 在 BOB 的中部都会出现一时间短暂 (1~2 个月) 而强度很大 ($>31^{\circ}\text{C}$) 的暖池 (Wu et al., 2011, 2012a)。图 6a 是 2003 年 BOB 区域平均的海表温度 (SST) 的季节变化, 它从 1 月的 27.5°C 左右跃升至 5 月初的 30.3°C , 在季风爆发后, 海温急剧下降。从 4 月最后一周和第一周的 SST 差异 (图 6b) 看, BOB 主要升温区在中部和东部, 西部则为降温区; 这使得 4 月初 SST 较

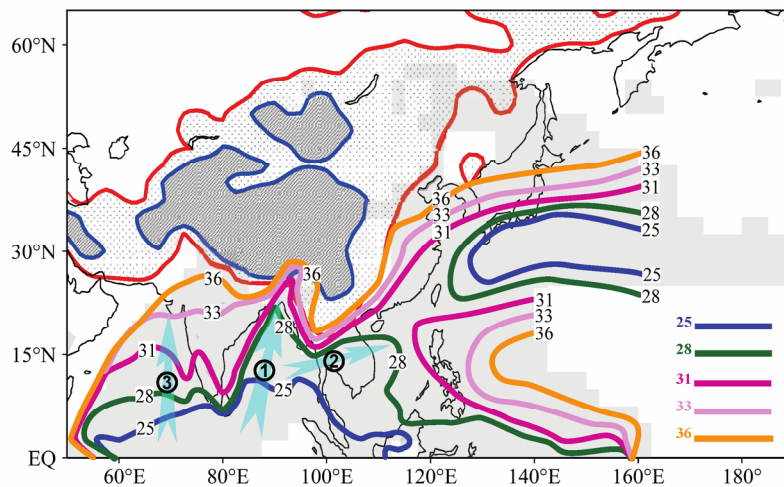


图4 气候平均亚洲夏季风爆发等时线的空间分布。单位：候

Fig. 4 Climate-mean pentad-isochrones indicating the evolution of the Asian summer monsoon onset. Unit: pentads

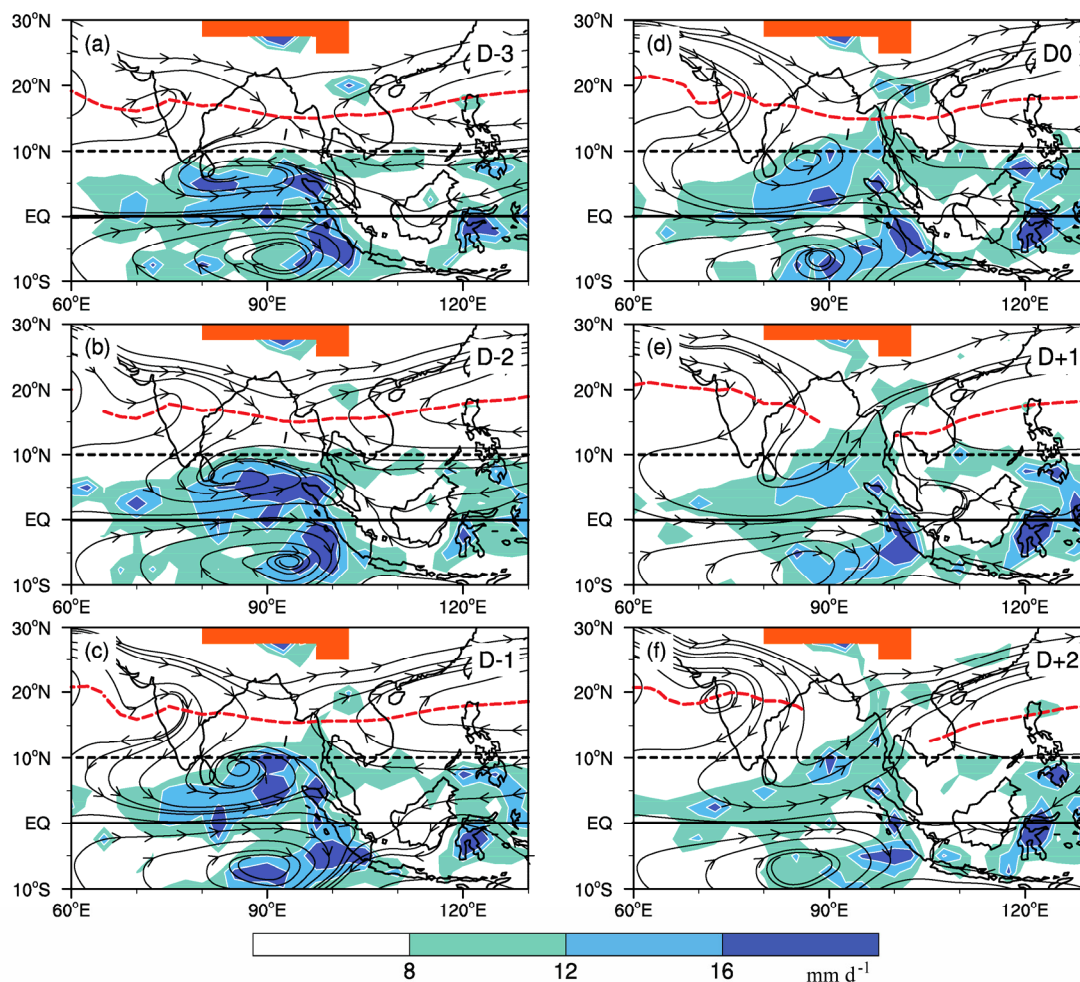


图5 孟加拉湾夏季风爆发前后降水(阴影, 单位: mm d^{-1})和700 hPa流场的逐日演变, (a)到(f)分别为D-3到D+2。青藏高原和副热带高压脊线分别用橙色区域和红色断线表示。引自 Liu et al. (2012)

Fig. 5 Daily evolution of 700-hPa streamline and ERA40 rainfall (shaded, mm d^{-1}) from D-3 to D+2 (a to f, respectively). Topography and ridge line are marked by orange area and red dash line, respectively. Adopted from Liu et al. (2012)

冷的 BOB 东部海域 (图 6c) 到 4 月末生成了 SST>31°C 的暖池 (图 6d)。MOV 就在该暖池的南边缘上形成。Krishnamuti et al. (1981) 和 Mak et al. (1982) 曾分别用正压不稳定和斜压不稳定去解释 MOV 的形成, 但这些机制仅涉及大气内部能量的再分配。作为具有剧烈降水的 MOV 的形成需要有巨大的能量制造。2003 年的个例分析表明, 在 BOB 暖池 (图 7d) 南部边缘 MOV 形成的地方, 存在较强的海表感热加热 ($>15 \text{ W m}^{-2}$)。由于加热出现在暖的区域, 该处是为低层大气 MOV 的激发提供有效位能。

3.3 青藏高原对 ASM 爆发的锚定作用

亚洲夏季风的形成主要受热力驱动 (Wu et al., 2012b)。在梁潇云等 (2005) 的数值试验中, 当青藏高原位于目前位置 (中心约 90°E) 时, ASM 在 BOB 首先爆发; 当高原被西移 30 个纬距至 60°E 时, ASM 在阿拉伯海首先爆发, 比 BOB 夏季风爆发足足西移 30 个经度。这表明青藏高原对 ASM 的爆发有锚定作用, 其原因可用 2003 年例子 (图 7) 予以说明 (Wu et al., 2012a)。

青藏高原冬季激发的偶极型定常波 (王同美等, 2008) 在印度中低空形成干冷的西北气流, 使地—气温差加大, 春季的印度大陆成为强的表面感热源 ($>150 \text{ W m}^{-2}$)。它强迫出强大的陆面低压, 在 BOB 西北沿海产生强大的低层西南气流, 与近赤道西风一起形成了 BOB 中北部大范围的反气旋环流和东南隅的气旋环流。水汽于是从 BOB 北部、阿拉伯海和南印度洋向 BOB 东南部辐合 (图 7a)。BOB 西部的西南气流在其沿岸激发出 Sverdrup 离岸海流, 表面暖海水向东堆积, 下层冷海水上翻, 使西部的 SST 变冷 (图 7b)。而在反气旋控制下的 BOB 中北部, 天气晴好风小, 海表面能量收入高达 240 W m^{-2} 以上, 而因感热和潜热失去的能量却小于 100 W m^{-2} 。加之海洋混合层的厚度一般只有 20 m, 强大的能量盈余用于加热浅薄的混合层使 SST 迅速升高, BOB 暖池由此形成 (图 7b)。暖池南部气温较高, 表面感热加热较大, 加之那里有水汽辐合上升 (图 7a) 释放潜热, 于是气温和加热场的异常呈正相关, 大气获得大量的有效位能, 为 MOV 的形成提供了有利条件 (图 7c)。

3.4 南亚高压的形成和高层抽吸作用

在 BOB 季风爆发半个月前并没有南亚高压 (SAH), 200 hPa 上空从冬季热带西太平洋反气旋

中心向西伸展的脊线位于南亚 10°N 附近, 沿 10°N 带南风盛行 (图 8a)。到了 D-12, 南海东部菲律宾的经度上 (120°E~130°E) 北风发展, 200 hPa 上空南亚高压的雏形出现在南海上空。这是因为随着季节的推进, 对流层低层的暖湿偏东气流和对流活动逐渐从近赤道 (图 8d) 向北移动, 在菲律宾南部形成对流降水 (图 8e)。由于该降水释放的潜热在其北侧边缘的水平非均匀加热的负涡度强迫作用 (Liu et al., 2001; Liu et al., 2012), 在菲律宾南部 10°N 附近形成一个强度为 $-2.0 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$ 的负涡度强迫源 (图 8f)。它使其北侧 (10°N~20°N) 原来在 400 hPa 以上盛行的南风 (图 8d) 改变方向而成为北风 (图 8e), 并在南海上空激发出 Gill 型 (Gill, 1980) 反气旋式环流, 导致南亚高压形成 (图 8b)。此后随着中印半岛降水增强, 潜热加热增大, SAH 的中心逐渐向西北移动至中印半岛上空。其西南侧在偏东和偏东北气流之间形成“喇叭式”辐散场也加强北进, 到 D-1 和 D0 (图 8c), 该强烈的高层辐散场的强度已达 $8 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 以上, 并位于 BOB 南部。当该高空抽吸作用迭加在低层有效位能制造区 (图 7) 形成“锁相”时, 引起气旋爆发性发展, 而其上升运动释放的潜热又进一步加强了高低空的耦合, 于是 MOV 被激发, BOB 季风爆发开始 (Liu et al., 2012)。

4 亚洲夏季风爆发屏障和南海季风爆发

迄今发表的亚洲季风爆发等时线 (Tao and Chen, 1987; Tanaka, 1992; Lau and Yang, 1997; Webster and Yang, 1998; Wang and LinHo, 2002) 都认为等时线从 BOB 自东向西传播。其实, 在 BOB 季风爆发后, 其西侧出现冬季环流型加强, 形成不利于夏季风建立的季风爆发屏障, 季风爆发只能向北向东传播。

4.1 BOB 季风爆发对高低空环流的影响

颜京辉 (2005) 曾分析 BOB 夏季风爆发前后多年平均高低空副高脊线的变化。这里选用 1998 年作为个例, 其过程与多年平均相同, 但更加显著。该年 BOB 季风爆发出现在 5 月 15~16 日 (Mao et al., 2003)。

图 9a 展示了 200 hPa 高压脊线在 5 月 10~20 日的逐日变化。随着季节的推进, 脊线各处都向北推进。但西段 10 d 中从 10°N 到 20°N 只推进 10 个

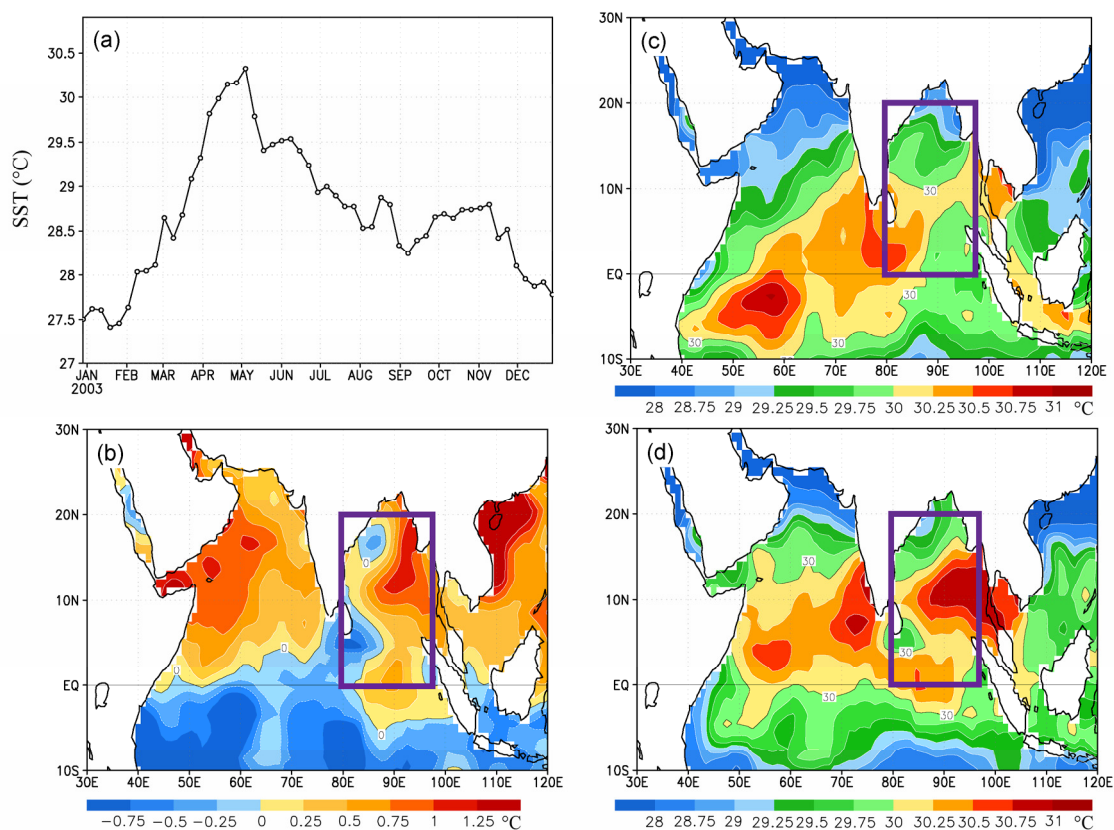


图 6 2003 年孟加拉湾区域 ($0^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E}\sim 97^{\circ}\text{E}$, b-d 中的矩形所示) 平均的周平均 SST 的季节变化 (a), 4 月最后一周和第一周 SST 的差异 (b), 以及 4 月第一周 (c) 和最后一周 (d) SST 的分布, 单位: $^{\circ}\text{C}$ 。引自 Wu et al. (2012a)

Fig 6 (a) Time series of area-averaged weekly SST ($^{\circ}\text{C}$) from OISST over the BOB area ($0^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E}\sim 97^{\circ}\text{E}$, the rectangle in b-d); (b) SST increase from the Week 6 April to the Week 27 April; (c) weekly SST distribution for Week 6 April; (d) as in (c), except for Week 27 April. Data from NCDC OISST (Wu et al., 2012a)

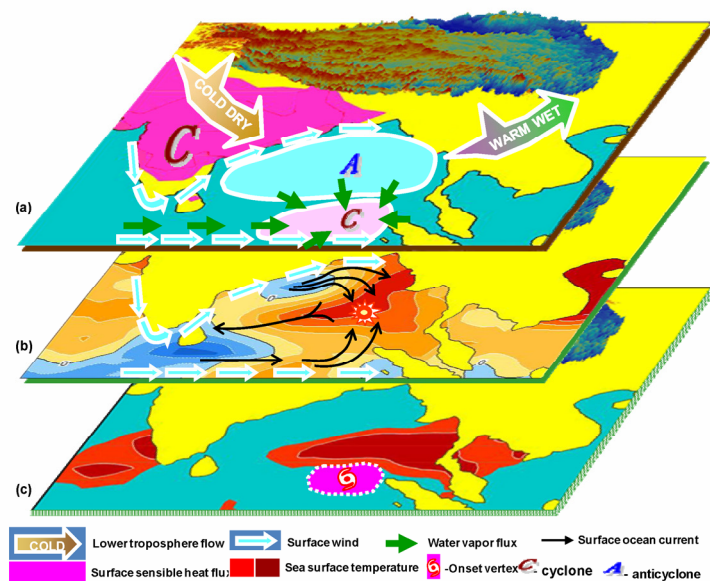


图 7 春季在青藏高原强迫和南亚海陆热力对比共同作用下 (a), 孟加拉湾暖池形成 (b) 和季风爆发涡旋激发 (c) 的示意图, 详见正文。引自 Wu et al. (2012a)

Fig. 7 Schematic diagram showing the formation of the BOB monsoon onset vortex as a consequence of regional air-sea interaction modulated by the land-sea thermal contrast in South Asia and Tibetan Plateau forcing in spring. (Adopted from Wu et al., 2012a)

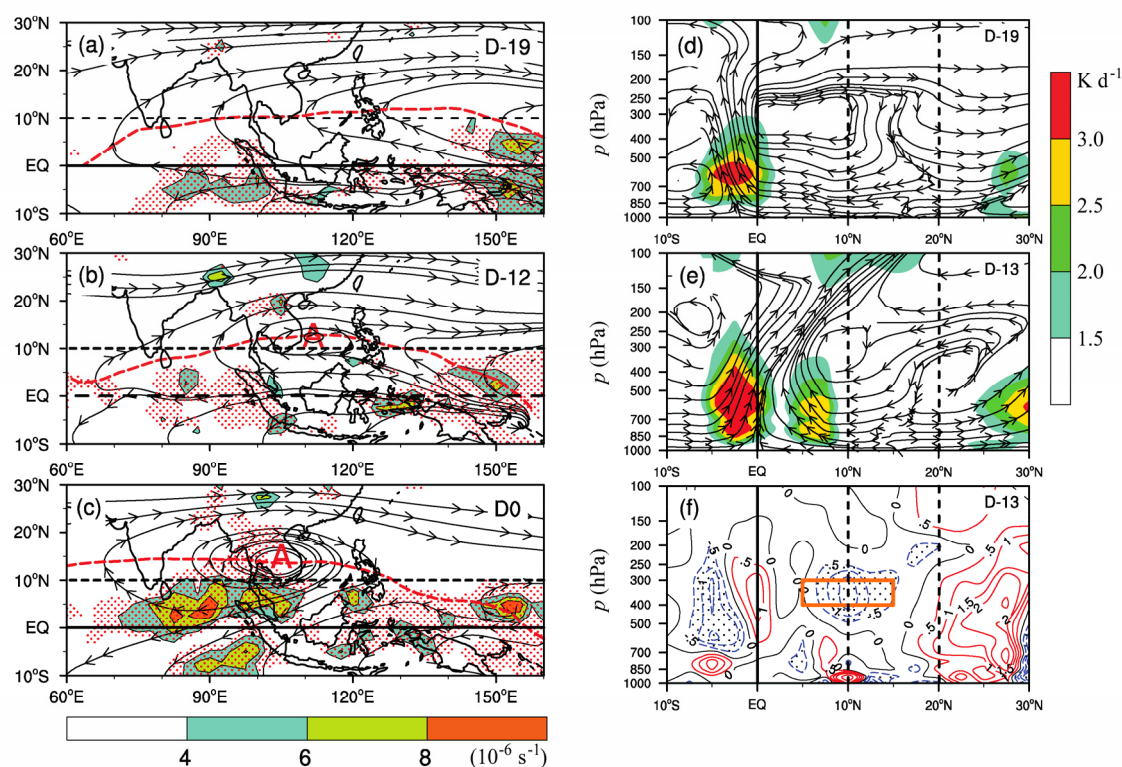


图8 BOB季风爆发前期 D-19 (a), D-12 (b) 和 D0 (c) 的 150 hPa 上的流场、辐散场 (阴影, 单位: 10^{-6} s^{-1})、以及 500 hPa 到 200 hPa 平均的加热场 (红色点区表示 $>1.5 \text{ K d}^{-1}$); D-19 (d) 和 D-13 (e) 沿 ($120^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$) 平均的 Q_1 场 (阴影, 单位: K d^{-1}) 和经圈环流; 和 D-13 (f) 沿 ($120^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$) 平均的涡源场 S (间隔为 $0.5 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$, 点区表示 >-0.5)。 (a) 到 (c) 中的红线表示高压脊线, (b) 和 (c) 中的 “A” 表示反气旋中心, (f) 中的矩形指示菲律宾上空的 S 极值区。(资料来源: Liu et al., 2012)

Fig. 8 Streamline and divergent field (shaded, units: 10^{-6} s^{-1}) at 150 hPa, and the diabatic heating averaged from 500 hPa to 200 hPa (red stipple denotes greater than 1.5 K d^{-1}) during the BOB summer monsoon onset period on (a): D-19, (b): D-12, (c): D0; the pressure-latitude cross section (averaged over $120^{\circ}\text{E}\sim 130^{\circ}\text{E}$) of Q_1 (shading, units: K d^{-1}) and meridional circulation on (d) D-19 and (e) D-13; and (f) vorticity source S on D-13 (interval is $0.5 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$, values greater than -0.5 are stippled). The red dash line in (a) to (c) denote the ridgeline, while “A” in (b) and (c) denote the anticyclone center. The orange rectangle in (f) denotes the area of maximum S over Philippines. (Reproduced from Liu et al., 2012)

纬距, 而东段从赤道向华南推进了约 22 个纬距, 尤其是在 16 日 BOB 季风爆发后的 4 d 中, 脊线从南海南部约 7°N 向北跃进了 15 个纬距。其原因是 BOB 季风爆发后, 中印半岛潜热释放显著增加, 使南亚高压加速向北推进的结果。图 9b 与图 9a 相同, 但为 700 hPa 的情况。从 10 日到 20 日, 在印度区域, 脊线从 15°N 至 25°N 北推了 10 个纬距, 与高空相同。在 16 日 BOB 季风爆发后, 脊线在 BOB 东部断裂, 东段南撤至 5°N , 至 20 日则南撤到赤道附近, 与高层的移动方向正好相反。图 9c 和 9d 是 200 hPa 和 700 hPa 上副高脊线变化的示意图。在高层, 扣除季节推进的位移 y_1 , 脊线从初始时刻至终了时刻绕 BOB 作反时针旋转。注意脊线南面为盛行东风, 北面为盛行西风, 上述高层脊线的反时针转动使 BOB 东面成为东风加速区, 西边为西风加速区。而在 700 hPa 等压面上, 西端副高脊线的

北移和东端副高脊线的南撤使 BOB 东面产生西风加速, 西面产生东风加速。于是在 BOB 东面出现东风垂直切变加强, 有利于上升运动发展, 引发夏季季风爆发向东传播。而西面出现西风切变加强, 有利于下沉运动发展, 不利于季风爆发。与此同时, 东面副高脊线随高度北倾加剧, “南冷北暖”的夏季型发展 (Mao et al., 2003); 而西面副高脊线随高度仍然南倾, 利于 “南暖北冷” 的冬季型维持, 不利于夏季季风爆发。

4.2 BOB 季风爆发对 BOB 海表温度和表面感热分布的影响

图 10 为 BOB 季风爆发后 10 d (D+1 至 D+10) 平均的要素和爆发前 10 d (D-10 至 D-1) 平均的要素合成的差值分布。季风爆发后, BOB 的 SST (图 10a) 总体下降, 大范围降温 $0.2\sim 0.4^{\circ}\text{C}$ 。由于季风降水出现在 BOB 东部, 因此表层气温东部下降

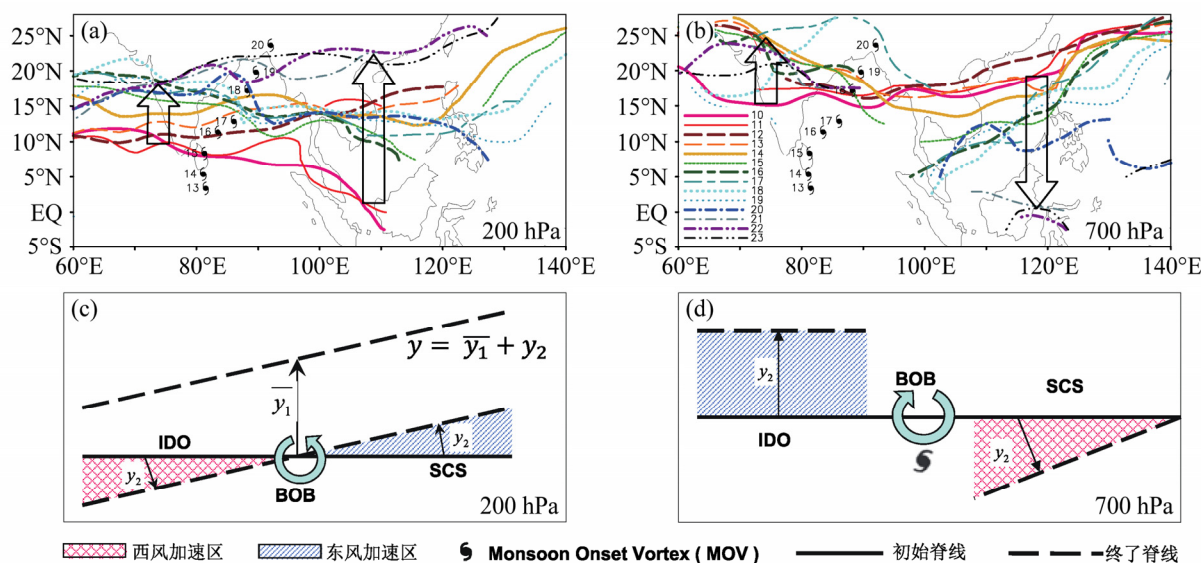


图9 1998年5月10~22日200 hPa (a) 和700 hPa (b) 等压面上副高脊线的隔日变化; 以及孟加拉湾季风爆发期间对流层高 (c)、低 (d) 层副高脊线位移变化示意图。 y_1 表示季节位移, y_2 为孟加拉湾季风爆发激发的位移。●表示季风爆发涡旋

Fig. 9 Evolution from May 10 to May 20, 1998 of the ridge-line of the subtropical anticyclone at 200 hPa (a) and 700 hPa (b); and the schematic diagram showing the movement of the ridge-line in the upper (c) and lower (d) troposphere. y_1 indicates seasonal movement, y_2 the movement induced by the BOB monsoon onset, and ● the monsoon onset vortex

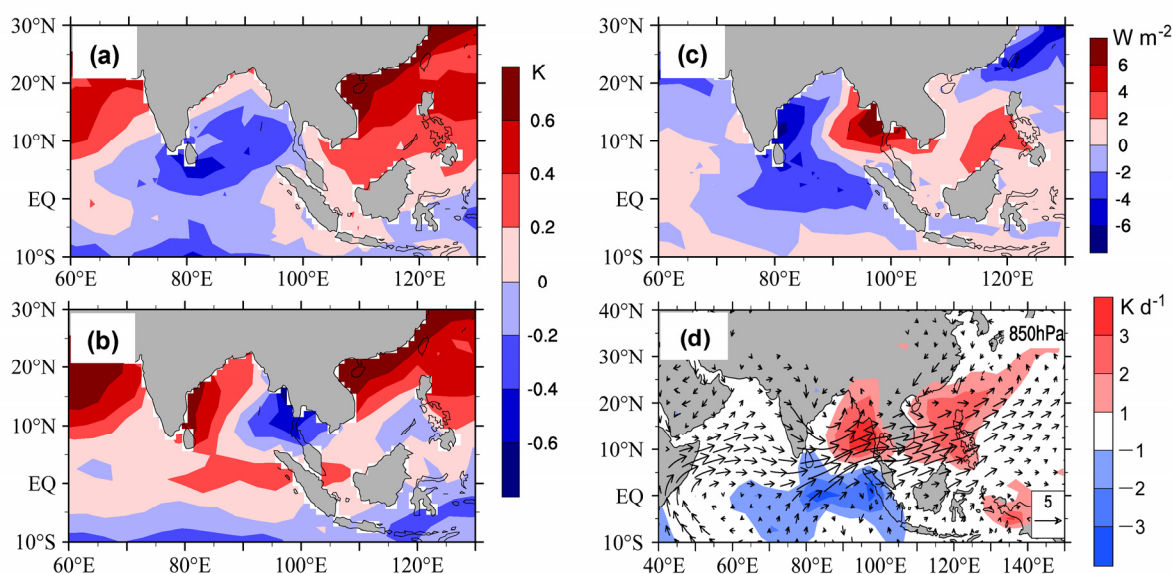


图10 BOB 夏季后 (D+1 至 D+10 平均) 和爆发前 (D-10 至 D-1 平均) 的海表温度 (a), 2 米气温 (b), 海表感热加热 (c), 以及 500 hPa 加热率和 850 hPa 风场 (d) 的差异分布。等值线间隔: (a) 和 (b) 为 0.2 K, (c) 为 2 W m^{-2} , (d) 为 1 K d^{-1}

Fig. 10 Differences of mean states between (D+1 to D+10) and (D-10 to D-1) with respect to the BOB summer monsoon onset of sea surface temperature (a), air temperature at 2 m height (b), sea surface sensible heating flux (c), and diabatic heating (shaded) at 500 hPa and atmospheric circulation at 850 hPa (d). Intervals are 0.2 K in (a) and (b), 2 W m^{-2} in (c), and 1 K d^{-1} for diabatic heating in (d). Data are obtained from the OAFflux dataset

0.2~0.4°C, 西部升温 0.2~0.8°C (图 10b), 在表面感热加热场 (图 10c) 上, 以 90°E 为界向东至中国南海大气受热, 以西至阿拉伯海, 大气失热, 尤其在印度大陆东部海面, 大气下表面失热多达 4~6 W m^{-2} 。在 500 hPa 等压面上, 孟湾中部以东至南海有每天 2~3°C 的加热, 在 850 hPa 上有气旋式环流的加强, 而阿拉伯海至印度则有反气旋环流增强

(图 10d)。

综上所述, 在 BOB 季风爆发后在孟加拉湾海岸无论是高低空环流, 还是非绝热加热和海表面加热, 都不利于季风爆发向西传播, 或者说出现了 ASM 爆发西传的屏障。而孟湾以东至南海则形成有利于夏季环流建立的环境。孟湾季风降水所激发的 Rossby 波沿低空西风带东传, 导致 SCS 季风而后

爆发 (Liu et al., 2002)。

5 纬向非对称位涡强迫和印度季风爆发

Wu and Zhang (1998) 在分析 1988 年印度季风爆发时就发现南亚高压的抽吸作用是诱发从赤道阿拉伯海北上的扰动强烈发展并导致印度季风爆发的重要原因。其图像与图 8c 一致,不同的是前者发生在阿拉伯海东部,后者发生在 BOB 地区。这里有两个问题:一是南亚高压是如何西移至印度上空的?二是什么机制导致该抽吸区低空上升运动急速发展?下面以 1998 年印度夏季风爆发为例进行分析(张亚妮等, 2012)。

5.1 南海夏季风降水和南亚高压发展

1998 年孟加拉湾季风于 5 月 15 (16) 日爆发

(毛江玉, 2001; 刘屹岷等, 2003a, 2003b; 颜京辉, 2005; Wu et al., 2011), 南海季风爆发在 21 日左右(丁一汇等, 1999; 何金海等, 1999; 陈隆勋和祝从文, 1999)。孟加拉湾和南海季风爆发后, 亚洲大陆东南部上空降水和深对流潜热释放增大。由于副热带地区非绝热加热 Q 和经向风 v 之间存在如下的 Sverdrup 平衡关系(吴国雄和刘屹岷, 2000; Wu and Liu, 2003; Liu et al., 2004; Wu et al., 2007):

$$\beta v \approx \theta_z^{-1} (f + \zeta) Q_z (\theta_z \neq 0).$$

在上述深对流潜热释放最大层上空, 偏北风于是被激发产生, 在其西面反气旋涡度因而加强发展。

印度季风的爆发一般与阿拉伯海爆发性涡旋的发展北移有关(Krishnamurti et al., 1981; Soman and Kumar, 1993)。该爆发性涡旋的北移与南亚高压的发展紧密相关。图 11 是印度季风爆发前后降水

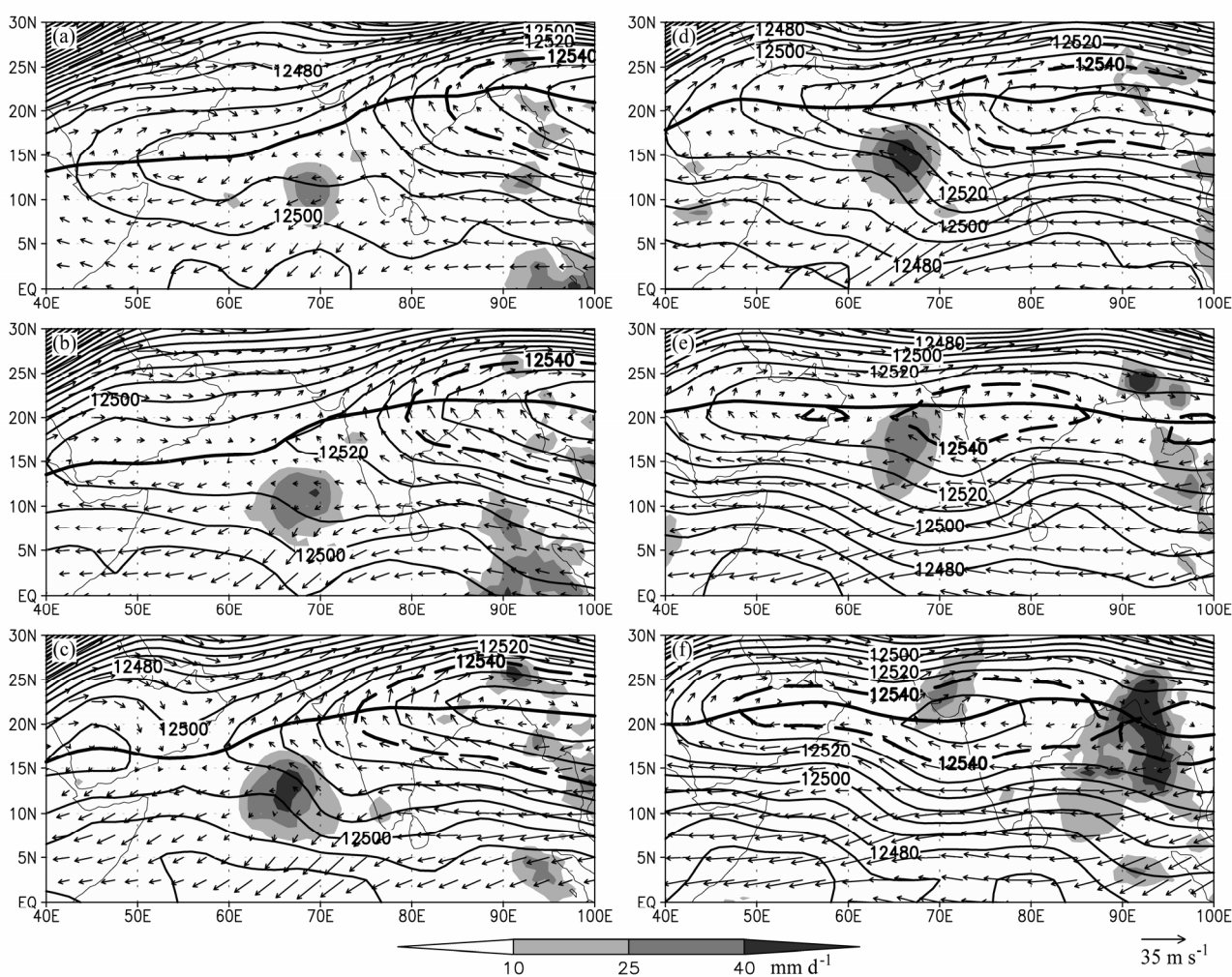


图 11 1998 年 6 月 4~9 日 (a-f) 逐日降水场 (阴影, 单位: mm d^{-1}) 以及 200 hPa 高度场 (细实线, 单位: gpm)、风场和副高脊线 (粗实线) 的水平分布。(引自张亚妮等, 2012)

Fig. 11 Evolution from June 4 to June 9, 1998 of daily precipitation (shading, unit: mm d^{-1}), and geopotential height (thin solid curve, unit: gpm), wind, and the ridge-line of the South Asia high at 200 hPa. (Adopted from Zhang et al., 2012)

场和 200 hPa 高度场、风场及副高脊线的逐日演变。4~6 日(图 11a-c)南亚高压西伸;6 日在雨区附近上空南亚高压出现气旋性弯曲,其东北侧的偏南风 and 东南侧的偏北风增强,在高空形成强烈的辐散场。7 日 12540 gpm 线西移到印度半岛西部(图 11d),对流层高层辐散场北移,在高层形成抽吸效应,促进对流层中、低层上升运动的发展,使 4 日之前在阿拉伯海 10°N 以南 70°E 附近的热带低压向北移动到 15°N 以北并加速发展,副高脊线在阿拉伯海东部断裂,在印度半岛西部转为南风,印度季风槽形成,印度夏季风爆发(Soman and Kumar, 1993; 毛江玉, 2001; 朱敏和张铭, 2006)。以后,南亚高压继续增强西伸至阿拉伯半岛及非洲大陆(图 11e-f),并出现两个环流中心,标志着印度夏季风全面建立(Zhang et al., 2002; 张亚妮等, 2012)。

5.2 纬向非对称位涡强迫和印度夏季风爆发

Hsu and Plumb (2000) 用浅水波方程讨论了高层反气旋在非对称强迫情况下的非线性动力学问题,指出当非对称性足够强时反气旋将出现不稳定。观测资料的分析则表明夏季亚洲季风区上空的南亚高压的演变过程确实存在这种现象(Popovic and Plumb, 2001)。Liu et al. (2007) 利用原始方程模式研究青藏高原热力强迫对亚洲上空夏季环流的影响,发现当热源足够强时有低 PV 扰动从反气旋主体分裂,并呈现两周振荡,表明非绝热加热强迫可使高层反气旋产生不稳定。这一现象同样存在于 ASM 爆发过程中。

图 12 是 1998 年 6 月 5~8 日 360 K、355 K 和 330 K 上等熵位涡(IPV)及风场的水平分布,可分别表征对流层上层和中层的状况,以揭示印度季风爆发时的高低空耦合机制。6 月 5 日对流层上层(图 12a 和 12e)南亚高压东伸,在 120°E~140°E 附近有一低 PV 区,其东南侧从西北太平洋经过日本到南中国海一致的东北风引导高纬度高 PV 向西南方向移动。在高层反气旋主体西南侧,东南气流引导高 PV 向西北方向移动,形成一条围绕反气旋的高 PV 带。该高 PV 带与反气旋西北侧中高纬度西风槽中的高 PV 连接,最终汇入西风气流。355 K (200 hPa 附近)上则表现为南亚高压南侧一个个孤立的高 PV 涡来自高纬度的高 PV 槽中分离并西传(图 12e-h)。在中层 330 K (500 hPa 附近)上(图 12i-l),在高空南亚高压下方西侧的高 PV 涡十分明显,它

与中高纬度的西风槽形成“北槽南涡”,有效地促使中高纬度的高 PV 向低纬度输送。

6 月 6 日,在 355 K 上(图 12f)南亚高压南侧沿着高 PV 带有两个高 PV 涡向西平流到阿拉伯海和印度半岛,分别称之为 P1 和 P2。其中阿拉伯海上空的 P1 恰好处于南亚高压西南侧的气旋性弯曲处,这是由于正 PV 异常平流强迫出气旋性环流的缘故。于是 P1 东北侧的偏南风 and 西南侧的偏北风增长,导致该处辐散增强。6 月 7 日(图 12g),P2 向西北移动到 15°N~20°N,强度略减弱,同时 P1 移动缓慢且明显增强,与 P2 连为一体,使得该处高 PV 呈现东北—西南走向。同时,南亚高压西南部的气旋性弯曲向东北延伸,有利于中低层气旋向北发展。从 6 日至 7 日 IPV 的垂直剖面(张亚妮等, 2012)看出,355 K 上 P1 在 7 日增强主要与上层 360 K 上高 PV 向下及向南伸展有关,也与低层气旋发展和潜热释放有关。在高层高 PV 强迫下,中低层热带低压北移加强。因此中低层热带系统的北移加强是高低层系统锁相斜压发展的结果。上述分析表明,由于纬向非对称的 PV 强迫,南亚高压不稳定发展加强西伸,在其西南部形成抽吸作用,高低空涡旋系统同位相叠加和锁相斜压发展是中低层热带低压迅速北移发展的主要原因(Hoskins et al., 1985)。

另一方面,在印度季风爆发前,阿拉伯半岛维持强感热加热($>100 \text{ W m}^{-2}$),促使中层副热带高压显著增强(吴国雄等, 1999; 刘屹岷等, 1999a, 1999b),由 330 K 上 PV 的分布(图 12i-l)发现,在阿拉伯半岛上空一直存在一个低 PV 区。在副高东侧存在两个高 PV 区,一个位于 20°N 以北,在平流作用下该高 PV 向南移动;另一个高 PV 区位于 10°N~15°N,为低纬度热带系统,呈现“北槽南涡”的结构(图 12i 和 12j)。随着时间推移,从高纬度平流的高 PV 不断向南伸展,最后在副高东侧形成一高 PV 带,并围绕反气旋性环流达非洲北部。当高 PV 南伸、位于阿拉伯海的槽加深时,槽前的热带低涡系统(L)开始向北移动(图 12j-l),上述“北槽南涡”在印度大陆西岸上空出现正压发展(Hoskins et al., 1985)。阿拉伯海低空的低涡发展于是对印度季风爆发提供了激发作用(毛江玉, 2001; Krishnamurti et al., 1981; Soman and Kumar, 1993)。由此可见,除了对流层高层辐散环流的抽吸作用外,中层高 PV 槽南伸加强对印度季风爆发

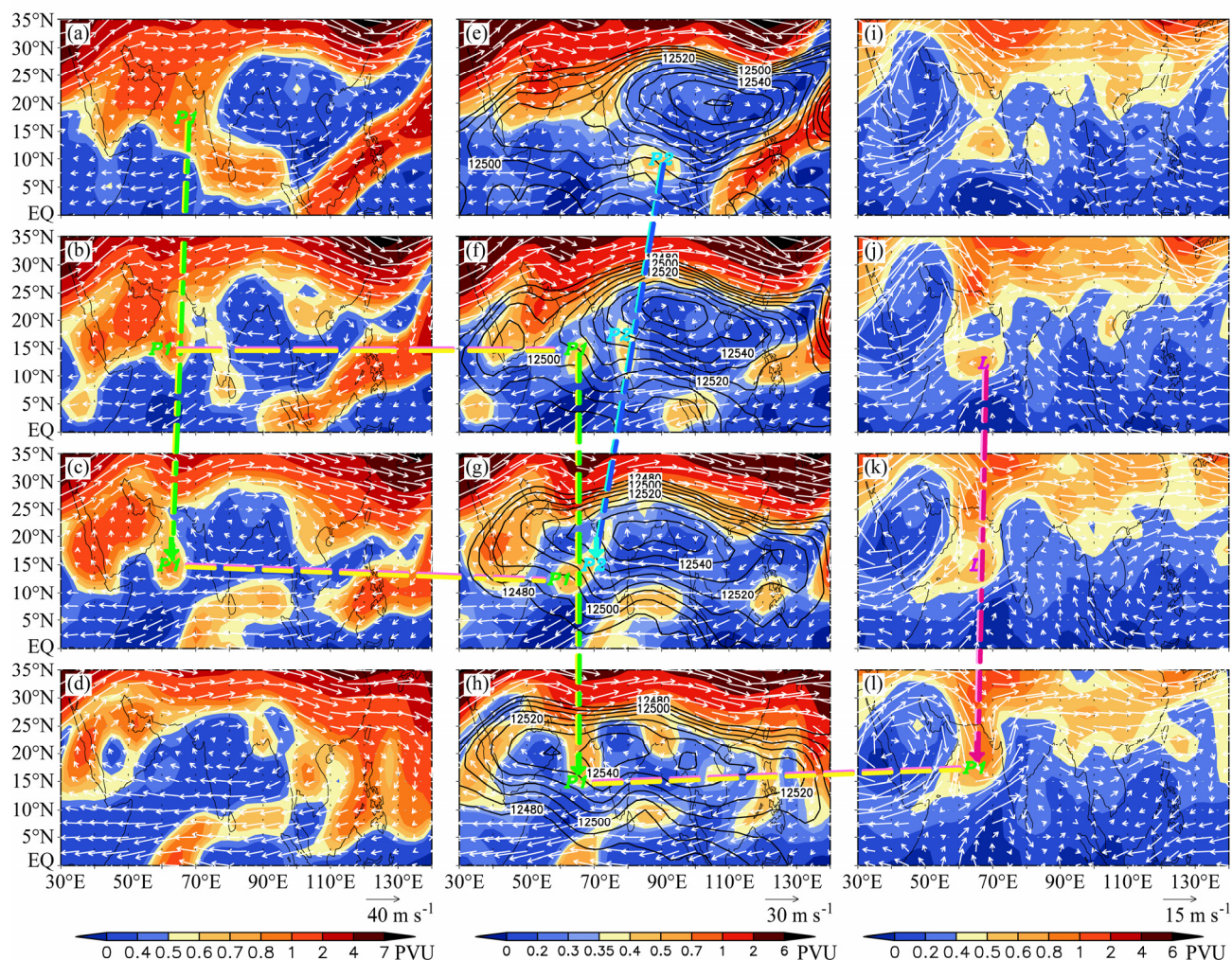


图 12 2008 年 6 月在 360 K (a-d)、355 K (e-h)、和 330 K (i-l) 等熵面上 PV 场 (阴影, 单位: PVU)、风场 (单位: m s^{-1}) 和 200 hPa 高度场 (实线, 单位: gpm) 的水平分布。第 1~4 行依序分别为 5~8 日。垂直虚箭矢表示对流层高层涡旋系统 P_1 , P_2 和对流层中层热带低压系统 L 的水平移动方向; 水平粉红色长虚线指示低涡系统垂直向的锁相斜压发展。(引自张亚妮等, 2012)

Fig. 12 Evolutions from June 5 to June 8, 1998 (from the first line to the fourth line, respectively) of potential vorticity (shading, unit: PVU), wind (m s^{-1}), and the geopotential height at 200 hPa (solid curve, unit: gpm) at the potential temperature 360 K (a-d), 355 K (e-h), and 330 K (i-l). Vertical dashed arrows indicate the horizontal movements of the vortex P_1 and P_2 in the upper troposphere and the low pressure system L in the middle troposphere; while the horizontal pink and long-dashed arrows indicate the vertical phase-lock and baroclinic development of the vortex system. (Adopted from Zhang et al., 2012)

也有一定影响。而槽的加深又与阿拉伯半岛反气旋的加强西移有关。

1998 年印度季风爆发的动力过程可归纳如下: 在孟加拉湾和南海季风爆发后其强烈的潜热激发下, 南亚高压不稳定增长。这促使来自高纬度的高位涡在南亚高压东部向南和西南方向平流至阿拉伯海上空, 并在该处对流层上层形成高空辐散抽吸强迫, 为低纬度近地层低涡北上斜压发展提供条件。与此同时, 初夏阿拉伯半岛强烈的地表感热加热在其对流层中层形成反气旋环流, 其东侧在阿拉伯海上空的强北风所致的正位涡输送为近赤道低

涡的北上正压发展提供有利背景。在上述中高层流场的作用下, 低空原位于阿拉伯海低纬度的涡旋在向北移动中不断发展, 最终增长成为印度季风爆发涡旋, 导致印度夏季风爆发。

6 结论和讨论

资料分析指出, 由于冬季冷高压在热带、副热带是一个浅薄系统, 用地表风向转换比用高空风向更能合理反映季风的特征, 与剧烈天气的出现也能吻合。用地面风转向所定义的夏季风爆发指数进行分析所产生的季风爆发等时线图更明确表明, 亚洲

热带夏季风的爆发划分为接续的三个阶段: 5 月初, 5 月中和 6 月初分别发生孟加拉湾季风爆发、南海季风爆发、和热带西太平洋及印度季风爆发。而副热带亚洲夏季风爆发也有显著的阶段性特征: 5 月初首先发生在日本本州东南的洋面上, 为西北太平洋副热带夏季风爆发; 而后该降水区向西南伸展, 在与 SCS 热带季风接通后, 于 6 月初 (31 候) 在华南登陆, 日本的 Baiu 同时出现; 6 月中 (33 候) 长江梅雨、朝鲜半岛的 Changma 开始; 6 月底 (36 候), 季风爆发等时线已抵达印度北部、青藏高原边缘、华北南部及朝鲜半岛北部, 整个亚洲进入盛夏季节。

上述划分与以前他人利用高空风分析的结果有两个明显区别: 第一是 BOB 季风爆发后不能西传, 它在 BOB 西海岸出现季风爆发屏障, 而只能迅速北传和规则东传至 SCS 和热带西太平洋。第二是西北太平洋的季风爆发被西太副高划分为热带和副热带两个区: 亚洲副热带季风区首先在 5 月初 (25 候) 出现在西北太平洋副高北面, 然后向西南、西北推进, 于 6 月初在日本、华南登陆, 6 月中推进至长江和朝鲜半岛, 整个季节转换在 6 月末结束, 至此亚洲进入盛夏。

本文还回顾了亚洲夏季风爆发动力研究的若干近期进展, 强调了青藏高原、南亚高压以及位涡非对称强迫的作用。春季在菲律宾南部持续的对流降水在其北面因水平非均匀加热而形成对流层上层的负涡度强迫源, 大气对该负涡源强迫的 Gill 型响应在南海西部上空形成南亚高压, 而后中印半岛的降水潜热加热使南亚高压加强西移, 其西南侧的辐散区逐渐移至 BOB 东南部上空, 为低空涡旋的发展提供抽吸作用。同期由于南亚海陆分布和青藏高原的强迫, BOB 海一气相互作用加强, 在其中东部的海表温度形成一短暂的强暖池, 出现气旋形成区。当南亚高压西南部的抽吸区出现在该区上空时, 出现爆发性气旋发展, 季风爆发涡旋被激发; 导致冬季中低对流层的连续副热带高压带断裂, BOB 低压槽猛烈发展; 原位于赤道附近的偏西风经槽前的西南风与副热带西风连接, 大量水汽向 BOB 东部、中印半岛和华南输送, BOB 夏季风爆发。它在 BOB 西部上空加强冬季型环流, 在东部上空加速夏季型环流的形成; 在西部减少表面感热加热, 在东部增加表面感热加热和自由大气加热。因此, BOB 夏季风爆发在其西部形成夏季风爆

发屏障 (monsoon onset barrier), 使季风爆发不能向西传播, 而是以 Rossby 波形式向东传播, 于 5 月中旬到达南海, 于 6 月初到达热带西北太平洋。在 BOB 和南海季风爆发释放的巨大潜热的驱动下, 南亚高压不稳定发展西伸, 其西南部的辐散区于 6 月初位于印度大陆西南部。与此同时, 阿拉伯半岛表面的强烈感热加热产生了对流层中层的反气旋环流, 在阿拉伯海东部有高位涡向南伸, 当它与高层沿南亚高压南侧西传的高位涡涡旋及低层从赤道阿拉伯海北上的气旋环流发生锁相时, 低空气旋爆发式发展, 成为季风爆发涡旋, 其东部偏南气流向印度西南海岸输送大量水汽, 印度夏季风爆发。因此, 印度季风爆发是一个相对独立的过程, 而不是由东部热带季风爆发直接向西传播而来。

几乎与 BOB 夏季风爆发同时 (第 25 候), 亚洲副热带季风在西北太平洋副热带高压西北侧、日本本州东南海面上形成。此后该季风区向西南延伸, 与向东北发展的南海热带季风于 31 候打通连接, 并在华南和日本登陆, 日本 Baiu 开始。6 月中旬 (第 33 候) 该季风雨带跃进到长江流域和韩国, 我国的长江流域梅雨季和朝鲜的 Changma 季开始。6 月底 (第 36 候), 夏季风北界已抵达印度北部、青藏高原南坡、华北南部、朝鲜和日本本州北部。亚洲环流由冬到夏的转变基本完成, 整个亚洲进入盛夏。

本文只就南亚高压及青藏高原影响亚洲夏季风爆发的若干近期研究进展作简要综述。但是影响亚洲季风爆发的动力过程还有很多, 包括海温变化、与跨赤道两半球加热梯度相联系的惯性不稳定、厄尔尼诺和南方涛动 (ENSO) 事件、低频变化等。在这些领域的近期进展也十分令人鼓舞。因篇幅所限, 我们将另文综述。

青藏高原地区的冬夏季天气、气候差别十分明显, 与亚洲季风系统也密切相联。但是如图 3 和图 4 所示, 使用一般的亚洲季风判据并不能辨别青藏高原季风。这说明青藏高原季风具有特殊性, 需要今后开展深入的研究。

参考文献 (References)

- Chang C P. 2004. East Asian Monsoon [M]. New Jersey: World Scientific Press.
- 陈隆勋, 祝从文. 1999. 1998 年 SCSMEX 期间南海夏季风爆发特征及其机制的初步分析 [M]//李崇银. 南海季风爆发和演变及其与海洋的相互作用. 北京: 气象出版社, 13-17.
- Chen Longxun, Zhu Congwen. 1999.

- Primary analysis of characteristics and related mechanism of the South China Sea summer monsoon onset during SCSMEX in 1998 [M]// Li Chongyin. Onset and Evolution of the South China Sea Summer Monsoon and Their Interaction with Ocean (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 13–17.
- Ding Y H. 1992. Summer monsoon rainfalls in China [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 70: 397–421.
- 丁一汇, 薛纪善, 王守荣, 等. 1999. 1998 年亚洲季风活动与中国的暴雨/洪涝 [M]//李崇银. 南海季风爆发和演变及其与海洋的相互作用. 北京: 气象出版社, 1–4. Ding Yihui, Xue Jishan, Wang Shourong, et al. 1999. The Asian monsoon activity in 1998 and the relationship with the rainstorm/flood in China [M]// Li Chongyin. Onset and Evolution of the South China Sea Summer Monsoon and Their Interaction with Ocean (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 1–4.
- Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 106: 447–662.
- 何金海, 王黎娟, 徐海明. 1999. 1998 年南海夏季风建立前后的突变特征及爆发过程的初步分析 [M]//李崇银. 南海季风爆发和演变及其与海洋的相互作用. 北京: 气象出版社, 30–33. He Jinhai, Wang Lijuan, Xu Haiming. 1999. Primary analysis of abrupt change characteristics and onset process before and after the South China Sea summer monsoon in 1998 [M]// Li Chongyin. Onset and Evolution of the South China Sea Summer Monsoon and Their Interaction with Ocean (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 30–33.
- Hoskins B J, McIntyre M E, Robertson A W. 1985. On the use and significance of isentropic potential vorticity maps [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 111: 877–946.
- Hsu C J, Plumb R A. 2000. Nonaxisymmetric thermally driven circulations and upper-tropospheric monsoon dynamics [J]. J. Atmos. Sci., 57: 1255–1276.
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77: 437–471.
- Krishnamurti T N, Ardanuy P, Ramanathan Y, et al. 1981. On the onset vortex of the summer monsoon [J]. Mon. Wea. Rev., 109: 344–363.
- Lau K M, Yang Song. 1997. Climatology and interannual variability of the Southeast Asian summer monsoon [J]. Advances in Atmospheric Science, 14: 141–162.
- Li J P, Zeng Q C. 2002. A unified monsoon index [J]. Geophys. Res. Lett., 29 (8): 1274, doi: 10.1029/2001GL013874.
- 梁潇云, 刘屹岷, 吴国雄. 2005. 青藏高原对亚洲夏季风爆发位置及强度的影响 [J]. 气象学报, 63: 799–805. Liang Xiaoyun, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2005. Effect of Tibetan Plateau on the site of onset and intensity of the Asian summer monsoon [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 63: 799–805.
- Liu Boqi, Wu Guoxiong, Mao Jiangyu, et al. 2012. Genesis of the South Asian high and its impact on the Asian summer monsoon onset, submitted to J. Climate.
- Liu Yimin, Chan J C L, Mao Jiangyu, et al. 2002. The role of bay of bengal convection in the onset of the 1998 South China Sea summer monsoon [J]. Mon. Wea. Rev., 130: 2731–2744.
- 刘屹岷, 陈仲良, 毛江玉, 等. 2003a. 孟加拉湾季风爆发对南海季风爆发的影响 I: 个例分析 [J]. 气象学报, 61: 1–9. Liu Yimin, Chan J C L, Mao Jiangyu, et al. 2003a. Impacts of the onset of the Bay of Bengal monsoon on the onset of the South China Sea monsoon. Part I: A case study [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 61: 1–9.
- 刘屹岷, 陈仲良, 吴国雄. 2003b. 孟加拉湾季风爆发对南海季风爆发的影响 II: 数值试验 [J]. 气象学报, 61: 10–19. Liu Yimin, Chan J C L, Wu Guoxiong. 2003b. Impacts of the onset of the Bay of Bengal monsoon on the onset of the South China Sea monsoon. Part II: Numerical experiments [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 61: 10–19.
- Liu Yimin, Hoskins B J, Blackburn M. 2007. Impact of Tibetan orography and heating on the summer flow over Asia [J]. J. Meteor. Soc. Japan., 85B: 1–19.
- 刘屹岷, 刘辉, 刘平, 等. 1999a. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响 II: 陆面感热与东太平洋副高 [J]. 气象学报, 57: 385–396. Liu Yimin, Liu Hui, Liu Ping, et al. 1999a. The effect of spatially nonuniform heating on the formation and variation of subtropical high. Part II: Land surface sensible heating and East Pacific subtropical high [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57: 385–396.
- 刘屹岷, 吴国雄, 刘辉, 等. 1999b. 空间非均匀加热对副热带高压形成和变异的影响 III: 凝结潜热加热与南亚高压及西太平洋副高 [J]. 气象学报, 57: 525–538. Liu Yimin, Wu Guoxiong, Liu Hui, et al. 1999. The effect of spatially non-uniform heating on the formation and variation of subtropical high. Part III: Condensation heating and South Asia high and western Pacific subtropical high [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57: 525–538.
- Liu Y M, Wu G X, Liu H, et al. 2001. Dynamical effects of condensation heating on the subtropical anticyclones in the Eastern Hemisphere [J]. Climate Dyn., 17: 327–338.
- Liu Yimin, Wu Guoxiong, Ren Rongcai. 2004. Relationship between the subtropical anticyclone and diabatic heating [J]. J. Climate, 17: 682–698.
- 吕俊梅, 张庆云, 陶诗言, 等. 2006. 亚洲夏季风的爆发及推进特征 [J]. 科学通报, 51: 332–338. Lü Junmei, Zhang Qingyun, Tao Shiyun, et al. 2006. Onset and propagation characteristics of the Asian summer monsoon [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 51: 332–338.
- 毛江玉. 2001. 季节转换期间副高形态变异和季风爆发机制的研究 [D]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 139pp. Mao Jiangyu. 2001. Variation in the configuration of subtropical anticyclone during seasonal transition and the mechanism of Asian Monsoon onset [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 139pp.
- Mao Jiangyu, Wu Guoxiong, Liu Yimin. 2003. Study on the variation in the configuration of subtropical anticyclone and its mechanism during seasonal transition. Part I: Climatological features of subtropical high structure [J]. Acta Meteorologica Sinica, 17: 274–286.
- Mak M, Kao C Y J. 1982. An instability study of the onset-vortex of the southwest monsoon, 1979 [J]. Tellus, 34: 358–368.
- Popovic J M, Plumb R A. 2001. Eddy shedding from the upper-tropospheric Asian monsoon anticyclone [J]. J. Atmos. Sci., 58: 93–104.
- Ramage C. 1971. Monsoon Meteorology [M]. New York: Academic Press, 296pp.
- Soman M K, Kumar K K. 1993. Space-time evolution of meteorological features associated with the onset of Indian summer monsoon [J]. Mon. Wea. Rev., 121: 1177–1194.

- Tanaka M. 1992. Intraseasonal oscillation and the onset and retreat dates of the summer monsoon over the east, southeast and western North Pacific region using GMS high cloud amount data [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70: 613–629.
- Tao Shiyan, Chen Longxun. 1987. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China [M]// Chang C P, Krishnamurti T N. *Monsoon Meteorology*, New York: Oxford University Press, 60–92.
- Uppala S M, K  llberg P W, Simmons A J, et al. 2005. The ERA-40 reanalysis [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 131: 2961–3012.
- Wan Rijin, Wu Guoxiong. 2007. Mechanism of the spring persistent rains over southeastern China [J]. *Sciences in China D*, 50: 130–144.
- Wang Bin. 2006. *The Asian Monsoon* [M]. New York: Springer.
- Wang Bin, Fan Zhen. 1999. Choice of South Asian summer monsoon indices [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 80: 629–638.
- Wang Bin, Lin Ho. 2002. Rainy season of the Asian–Pacific summer monsoon [J]. *J. Climate*, 15: 386–398.
- Wang Bin, Wu Zhiwei, Li Jianping, et al. 2008. How to measure the strength of the East Asian summer monsoon [J]. *J. Climate*, 21: 4449–4463.
- 王同美, 吴国雄, 万日金. 2008. 青藏高原的热力和动力作用对亚洲季风区环流的影响 [J]. *高原气象*, 27: 1–9. Wang Tongmei, Wu Guoxiong, Wan Rijin. 2008. Influence of the mechanical and thermal forcing of Tibetan Plateau on the circulation of the Asian summer monsoon area [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 27: 1–9.
- 王同美, 吴国雄, 宇婧婧. 2009. 春季青藏高原加热异常对亚洲热带环流和季风爆发的影响 [J]. *热带气象学报*, 25: 92–102. Wang Tongmei, Wu Guoxiong, Yu Jingjing. 2009. The influence of anomalous diabatic heating over Tibetan Plateau in spring on the Asian tropical circulation and monsoon onset [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 25: 92–102.
- Webster P J, Magana V O, Palmer T N, et al. 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction [J]. *J. Geophys. Res.*, 103: 14451–14510.
- Webster P J, Yang Song. 1992. Monsoon and ENSO, selectively interactive systems [J]. *Quart. Roy. Meteor. Soc.*, 118: 877–926.
- Wu Guoxiong, Guan Yue, Liu Yimin, et al. 2012a. Air–sea interaction and formation of the Asian summer monsoon onset vortex over the Bay of Bengal [J]. *Climate Dyn.*, 38: 261–279.
- Wu Guoxiong, Guan Yue, Wang T M, et al. 2011. Vortex genesis over the Bay of Bengal in spring and its role in the onset of the Asian summer monsoon [J]. *Science China Earth Sciences*, 54: 1–9.
- 吴国雄, 刘屹岷. 2000. 热力适应、过流、频散和副高 I: 热力适应和过流 [J]. *大气科学*, 24: 433–446. Wu Guoxiong, Liu Yimin. 2000. Thermal adaptation, overshooting, dispersion, and subtropical anticyclone. Part I: Thermal adaptation and overshooting [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 24: 433–446.
- Wu Guoxiong, Liu Yimin. 2003. Summertime quadruplet heating pattern in the subtropics and the associated atmospheric circulation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30: 1201–1204.
- Wu Guoxiong, Liu Yimin, He Bian, et al. 2012b. Thermal controls on the Asian summer monsoon [J]. *Nature Scientific Reports*, 2: 404, DOI: 10.1038/srep00404.
- 吴国雄, 刘屹岷, 刘平. 1999. 空间非均匀加热对副热带高压带形成和变异的影响 I: 尺度分析 [J]. *气象学报*, 57: 257–263. Wu Guoxiong, Liu Yimin, Liu Ping. 1999. The effect of spatially nonuniform heating on the formation and variation of subtropical high part I: Scale analysis [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 57: 257–263.
- Wu Guoxiong, Liu Yimin, Wang Tongmei, et al. 2007. The influence of mechanical and thermal forcing of the Tibetan Plateau on Asian Climate [J]. *J. Hydrometeorology*, 8: 770–789.
- Wu Guoxiong, Zhang Yongsheng. 1998. Tibetan Plateau forcing and timing of the monsoon onset over South Asian and the South China Sea [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 126: 913–927.
- Xie Shangping, Arkin P A. 1997. Global Precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78: 2539–2558.
- Xie Shangping, Saiki N. 1999. Abrupt onset and slow seasonal evolution of summer monsoon in an idealized GCM simulation [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 77: 949–968.
- 颜京辉. 2005. 亚洲夏季风的爆发和推进过程及副热带高压形态的变异 [D]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 147pp. Yan Jinghui. 2005. Onset and propagation of the Asian summer monsoon and the variation of subtropical high pressure pattern [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 147pp.
- Yoshino M M. 1966. Four stages of the rainy season in early summer over East Asia (Part II) [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 44: 209–217.
- Zhang Qiong, Wu Guoxiong, Qian Yongfu. 2002. The bimodality of the 100 hPa South Asia High and its relationship to the climate anomaly over East Asia in summer [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 80: 733–744.
- 张亚妮, 吴国雄, 刘屹岷, 等. 2013. 位涡纬向非对称不稳定对南亚高压的激发和印度夏季风爆发 [J]. *中国科学: 地球科学*, 待发表. Zhang Yani, Wu Guoxiong, Liu Yiming, et al. 2012. Effect of zonal asymmetric instability of potential vorticity on the South Asian high and the India summer monsoon onset [J]. *Science in China (Earth Sciences) (in Chinese)*, in press.
- 张永生, 吴国雄. 1998. 关于亚洲夏季风爆发及北半球季节突变的物理机理的诊断分析 I: 季风爆发的阶段性特征 [J]. *气象学报*, 56: 513–528. Zhang Yongsheng, Wu Guoxiong. 1998. Diagnostic investigations of mechanism of onset of Asian summer monsoon and abrupt seasonal transitions over Northern Hemisphere. Part I [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 56: 513–528.
- 朱敏, 张铭. 2006. 南亚夏季风爆发前后流场的演变特征 [J]. *解放军理工大学学报*, 7: 189–194. Zhu Min, Zhang Ming. 2006. Evolution character of flow field during onset phase of the Indian summer monsoon [J]. *Journal of PLA University of Science and Technology (Natural Science Edition) (in Chinese)*, 7: 189–194.