

何金海, 刘伯奇, 吴国雄. 2014. 春末夏初南亚高压的形成过程及其与 ENSO 事件的联系 [J]. 大气科学, 38 (4): 670–684, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1401.13221. He Jinhai, Liu Boqi, Wu Guoxiong. 2014. Formation of South Asia high from late spring to early summer and its association with ENSO events [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (4): 670–684.

春末夏初南亚高压的形成过程及其 与 ENSO 事件的联系

何金海^{1,2} 刘伯奇^{1,2} 吴国雄²

1 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044

2 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 (LASG), 北京 100029

摘 要 利用 ERA-Interim 再分析资料, 分析了春末夏初南亚高压建立过程的气候特征和可能机制, 并讨论了 ENSO 事件冷、暖位相对南亚高压建立过程年际变化的影响。结果表明, 第 24 候, 气候平均的南亚高压形成于中南半岛东南部的对流层高层, 这与菲律宾群岛南部和中南半岛局地对流的加强有关。一方面, 菲律宾群岛南部对流加强能够在其北部产生负涡度源, 在高空热带东风急流的作用下, 其下游的南海地区出现负涡度, 相应地出现闭合的高空反气旋, 南亚高压初步形成。另一方面, 中南半岛局地对流令南亚高压中心加强发展, 并使其最终位于中南半岛上空。春末夏初菲律宾群岛附近对流的经向摆动决定了南亚高压的形成位置, 而中南半岛局地对流的强度则控制着南亚高压的加强北抬。由于菲律宾南部和中南半岛的局地对流都受 ENSO 事件影响, 因此在 ENSO 事件的冷、暖位相下, 南亚高压的形态和位置在其建立过程中差异明显。在暖事件发生后, 热带对流在加里曼丹岛以东发展, 南亚高压形成于苏门答腊群岛北部至泰国湾上空, 此时中南半岛对流偏弱, 限制了南亚高压的北抬发展; 而在冷事件发生后, 热带对流在菲律宾群岛中部加强, 同时南亚高压形成于中南半岛中部上空, 随后中南半岛对流迅速加强, 令南亚高压明显西伸北抬。因此, ENSO 事件的冷、暖位相对春末夏初南亚高压的形成位置有显著影响。

关键词 南亚高压的形成 菲律宾群岛 中南半岛 对流加热 ENSO

文章编号 1006-9895(2014)04-0670-15

中图分类号 P433

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1401.13221

Formation of South Asia High from Late Spring to Early Summer and Its Association with ENSO Events

HE Jinhai^{1,2}, LIU Boqi^{1,2}, and WU Guoxiong²

1 Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

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

Abstract The ERA-Interim reanalysis dataset is used to investigate the climatological characteristics of the South Asia High (SAH) formation and related possible mechanisms. In addition, we examine the influence of ENSO events on the

收稿日期 2013-07-20, 2014-01-22 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2013CB430202, 中国科学院战略性先导科技专项 (A 类) XDA11010402, 国家自然科学基金项目 41075068、41275088、91337216, 长江学者和创新团队发展计划资助项目 (PCSIRT)、江苏高校优势学科建设工程资助项目 (PAPD) 和中国博士后科学基金资助项目

作者简介 何金海, 男, 1941 年出生, 教授, 主要从事季风动力学和海气相互作用研究。E-mail: hejhnew@nuist.edu.cn

通讯作者 刘伯奇, E-mail: lbq@lasg.iap.ac.cn

interannual variability of SAH formation. The results indicate that the climate-mean SAH is generated in the upper troposphere over the southeastern Indo-China Peninsula on the 24th pentad. The process is attributed to enhanced convection over the southern Philippines and the Indo-China Peninsula in late spring. Convection over the southern Philippines is intensified to produce a negative vorticity source to the north, which is transported to the South China Sea (SCS) by the tropical upper easterly to induce a close anticyclone in the upper troposphere, representing the preliminary generation of SAH. Furthermore, convection over the Indo-China Peninsula facilitates the development of SAH, moving its center to the upper troposphere over the peninsula. The meridional position of convection near the Philippines determines the formation location of SAH, whereas the enhancement and northward migration of SAH is controlled by the strength of convection over the Indo-China Peninsula in late spring and early summer. Therefore, the warm and cold phases of ENSO events could influence the pattern and position of SAH during its formation process via regulation of the convection over the two regions. After the occurrence of warm ENSO events, tropical convection is intensified to the east of Kalimantan, resulting in SAH establishment in the upper troposphere over northern Sumatra and the Gulf of Thailand. Meanwhile, the convection over the Indo-China Peninsula is too weak to support the northward movement of SAH. Conversely, cold ENSO events contribute to reinforced convection over the mid Philippines, stimulating SAH over the central Indo-China Peninsula. Subsequently the rapid flourishing of convection over the Indo-China Peninsula cases SAH to expand westward and shift significantly northward. Thus, the warm and cold phases of ENSO events have significant effects on the formation location of SAH.

Keywords SAH (South Asia High) formation, Philippines, Indo-China Peninsula, Condensation heating, ENSO

1 引言

南亚高压是夏季亚洲季风区对流层高层最显著的环流系统, 其季节演变和形态变异对亚洲夏季风的爆发和推进过程有着重要影响。Mason and Anderson (1958) 最早根据 1957 年国际地球物理年资料, 较详细地分析了南亚高压的活动, 指出除极涡外, 南亚高压是北半球夏季 100 hPa 上最强大、最稳定的环流系统, 并揭示了其行星尺度的影响范围和长期离开高原东西方向移动的现象。在此基础上 Flohn (1960) 提出南亚高压的形成是青藏高原热力作用的结果。事实上, 南亚高压是北半球夏季形成、活动于对流层上部—平流层底部的带状高压, 位于热带和中纬度西风带之间, 主体随高度的增加向北倾斜, 单体很明显, 但是不同层次其温压场的配置并不相同: 100~70 hPa 南亚高压位于高纬暖区和低纬冷区之间的过渡带上, 高压单体南方有比较冷的中心; 200~300 hPa 南亚高压中心恰好与该层次温度场的暖中心相对应(朱福康等, 1980; 张鸿才等, 2004)。

北半球夏季南亚高压的活动与对流层中、低层西太平洋副热带高压的演变联系紧密。陶诗言和陈隆勋(1957)利用高空探空资料, 指出由春到夏西藏高压(即下文所指的南亚高压)在青藏高原上空的建立过程与亚洲上空高空急流的“跳跃”转变有关。之后, 陶诗言和朱福康(1964)通过个例分析

首次提出, 夏季西藏高压“似乎有绕着夏季平均位置作往返的振动趋势, 当反气旋的位置发生一次振动, 100 毫巴流型便出现一次大调整, 这时西太平洋的副高也相应地出现一次进或退的过程”。这种振荡的周期一般为 10~20 天(准双周), 而夏季南亚高压与西太平洋副热带高压的活动则表现为“相向而行”和“相背而斥”的关系。发现夏季南亚高压具有明显的纬向“准双周”振荡现象, 是陶诗言先生对南亚高压研究的重要贡献之一; 而夏季南亚高压和西太副高的位置关系则为我国的短期天气预报提供了重要理论依据。随即, 陶诗言等(1965a, 1965b)用气候态资料进一步证实了上述结论, 并强调了高空环流系统对低空环流系统演变的重要影响。近期的研究表明, 青藏高原的动力和热力强迫作用是造成夏季南亚高压“准双周”振荡的主要原因(Zhang et al., 2002; Liu et al., 2007)。Tao and Chen (1987)明确指出, 南亚高压是位于对流层上部的亚洲夏季风系统主要成员, 之后许多学者围绕南亚高压的活动特征及其与亚洲夏季风的联系开展了大量研究, 推动了季风研究的深入开展。

事实上, 从冬到夏南亚高压的位置和强度存在明显的季节变化。3 月份以前, 高空反气旋中心位于海洋上, 4 月份南亚高压在中南半岛上空建立(He et al., 2006; 刘伯奇等, 2009; Liu et al., 2012), 5~6 月南亚高压自中南半岛北部登上高原, 大多为 1 个中心, 7~8 月则有两个中心(朱福康等, 1980;

孙国武, 1984), 分别在高原西部和我国东部停留或北上。罗四维等(1982)指出南亚高压 120°E 脊线大致有四次明显北跳, 第一次是在 5 月 16 日, 第二次是在 6 月 5 日到 10 日跨过 25°N, 长江流域进入梅雨期, 第三次是在 6、7 月之交, 脊线由 28°N 推进到 31°N, 第四次是在 7 月 10 日到 15 日脊线再次北跳到 33°N。其中, 5 月南亚高压移到中南半岛北部上空, 主要受海陆热力差异影响, 6 月南亚高压移到高原上空, 主要受青藏高原热力作用影响(孙国武和宋正山, 1987)。章基嘉等(1988)则指出南亚高压环流季节变化具有全球性质, 对东亚大气环流季节变化和亚洲南部夏季风爆发以及我国东部地区旱涝分布具有指示意义, 并且认为西风带准定常波和副热带瞬变波的相互作用是南亚高压建立的一种动力机制。Qian et al. (2002) 指出南亚高压在季节循环中具有“趋热性”特征。而刘芸芸和丁一汇(2008)以及丁一汇等(2013)认为, 印度夏季风爆发后两周左右, 高层南亚高压控制了整个亚洲地区, 副热带西风急流北跳, 其与低空急流的耦合, 触发了长江流域梅雨的发生。

同时, 南亚高压的活动特征还具有明显的年际变化。1970 年代末, 陈咸吉等(1980)指出南亚高压面积和脊线位置存在准 3 年振荡现象, 并且认为南亚高压的这种周期变化与海气之间的反馈作用有关。1990 年代中后期, 利用长时间的序列资料对南亚高压年际演变特征进行客观诊断分析成为热点。张琼等(2000)分析了南亚高压年际变化的异常特征, 指出南亚高压的异常具有空间的整体性和持续性, 其明显的年际变化特征与热带海温异常密切相关: 夏季南亚高压强度与全球海温异常(sea surface temperature anomaly, SSTa)的同期相关显著, 青藏高原模态对应的全球 SSTa 分布类似于 El Niño 型 SSTa 分布, 而伊朗高压模态对应的 SSTa 分布则类似于 La Niña 型分布。同时, ENSO 事件对夏季南亚高压在对流层和平流层的结构也有一定影响, 一般而言, 在 El Niño 事件发生后南亚高压较弱, 而在 La Niña 事件发生后南亚高压偏强(彭丽霞等, 2009; 李崇银等, 2011)。也有学者从印度洋和太平洋的综合模态来研究海温异常对夏季南亚高压的影响, 如李崇银和穆明权(2001)、杨辉和李崇银(2005)研究了该综合模态对南亚高压的影响: 当综合模为正位相时, 南亚高压偏弱、位置偏南偏东; 综合模为负位相时, 南亚高压偏强、

位置偏北偏西, 并提出了影响南亚高压强度的三种机制。谭晶等(2005)则指出南亚高压东伸脊点具有 2~4 年的年际变化, 它与西太平洋的副高的活动也存在“相向而行”和“相背而斥”的关系。

上述研究结果表明, 南亚高压的中心位置和强度具有明显的季节变化, 而这种季节演变也表现出明显的年际变化特征。最近, 我们的研究表明, 孟加拉湾夏季风爆发前南亚高压的形成与春末夏初菲律宾群岛南部对流的加深发展关系密切, 同时中南半岛局地对流的加强有利于南亚高压在亚洲夏季风爆发前西伸发展(Liu et al., 2013)。另一方面, 随着热带对流沿“亚澳大陆桥”北移至中南半岛, 中南半岛对流加强, 有利于南亚高压的西伸发展(He et al., 2006; Liu et al., 2012)。值得注意的是, 菲律宾群岛南部的对流和中南半岛局地对流强度都与 ENSO 事件的冷、暖位相有关(Ju and Slingo, 1995; Lim and Kim, 2007)。可见, 南亚高压的建立过程与 ENSO 事件的关系十分密切。那么, (1) 春末夏初菲律宾南部对流和中南半岛对流如何共同影响南亚高压的形成发展过程? (2) ENSO 事件的冷、暖位相如何通过调控上述两个地区的局地对流, 进而影响由春到夏南亚高压的季节演变的年际变化? 这正是本文关注的两个科学问题。

2 资料和方法

本文使用的资料是 ECMWF 的 ERA-Interim 再分析资料(1979~2010 年), 水平分辨率为 $1.5^\circ \times 1.5^\circ$, 垂直方向为 37 层等压面, 变量包括三维风场、高度场和温度场。为了保证资料的一致性, 地面降水资料也取自 ERA-Interim 资料集(Dee et al., 2011)。

本文根据 NOAA CPC 的 ONI 指数, 定义了 ENSO 事件发生的年份(http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_change.shtml [2013-12-24])。该指数的定义方法如下: 选取 Niño3.4 区 ($5^\circ\text{N} \sim 5^\circ\text{S}$, $120^\circ \sim 170^\circ\text{W}$) 平均海温异常(SSTA)做 3 月滑动平均, 若连续 5 个月 SSTA 超过 0.5°C (-0.5°C), 则认为当年发生了 El Niño (La Niña) 事件, 对应 ENSO 事件的暖(冷)位相。据此定义可得 El Niño 年为 1982、1986、1987、1991、1994、1997、2002、2004、2006、2009 年共计 10 年, 而 La Niña 年为 1983、1984、1988、1995、1998、1999、2000、2005、2007 年共计 9 年。考虑到海温异常具有很好的记忆性, 前冬的 ENSO 信号

可以维持到次年春季, 因此取 ENSO 事件对应次年 4~5 月的环流和非绝热加热场进行合成分析, 能够反映 ENSO 事件对南亚高压形成过程的影响和作用。

大气环流与非绝热加热的关系可以用全型垂直涡度方程 (Wu and Liu, 1998) 描述:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \zeta + \beta v \approx -(f + \zeta) \nabla \cdot \mathbf{V} + \frac{f + \zeta}{\theta_z} \frac{\partial Q}{\partial z} + S, \quad (1)$$

其中 ζ 表示相对涡度的垂直分量, 由于南亚高压位于对流层高层, 等熵面几乎水平, 故与大气斜压性有关的内部强迫可以忽略。方程 (1) 右侧的三项分别表示三维散度项、非绝热加热的垂直梯度和水平梯度。尺度分析表明, 在热带地区, 由非绝热加热产生的涡度制造常常远大于大气的可压缩性 (Liu et al., 2001)。具体而言, 在南亚高压形成阶段, 亚洲季风区对流相对较弱, 这时加热区上方散度项的量级 (10^{-12}) 远小于非绝热加热产生的涡度制造的量级 (10^{-11}), 因此方程 (1) 右侧的散度项可忽略。在非绝热加热区边缘, 水平加热梯度 S 的贡献更大 (Wu and Liu, 1998; Liu et al., 2001)。涡度源为

$$S = -\frac{1}{\theta_z} \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial Q}{\partial y} = -\frac{g}{f \theta \theta_z} (\nabla_h \theta \cdot \nabla_h Q), \quad (2)$$

表示由大气温度和非绝热加热水平梯度的相关性造成的外部强迫。其中, θ_z 和 Q 分别代表静力稳定度和非绝热加热源; ∇_h 表示水平梯度, 其余项的含义和气象常用定义一致。此处 Q 是利用 Yanai et al. (1973) 的倒算法计算得到的, 其公式为

$$Q = Q_1 = c_p \left[\frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla_h T + \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R/c_p} \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} \right], \quad (3)$$

其中 T 、 c_p 和 R 分别为气温、干空气定压比热和干空气气体常数。在热带对流内, 由潜热释放造成的大气加热常常能产生暖中心, 以及沿加热区边缘的向内水平温度梯度。在加热区北面, 这种梯度和环境场的经向温度梯度都与水平加热梯度呈正相关。因此, 在加热区的北沿可以形成一负涡度源 (Liu et al., 2001)。在这种情况下, 方程 (1) 可写成

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \zeta + \beta v \approx S. \quad (4)$$

在加热区内, 非绝热加热的垂直梯度 [$Q_z = (f + \zeta) / \theta_z \cdot (\partial Q / \partial z)$] 是主要强迫, 这时方程

(1) 变为

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \zeta + \beta v \approx Q_z. \quad (5)$$

下文将用方程 (4) 和 (5) 分析春末夏初亚洲南部非绝热加热演变与南亚高压生成发展的联系。

3 南亚高压的形成过程及其可能机制

刘伯奇等 (2009) 和秦育婧等 (2013) 利用 150 hPa 流场的逐候演变来表征 4~5 月南亚高压的建立过程。他们的结果表明, 南亚高压首先形成于中南半岛附近, 而这一过程与对流沿“亚澳大陆桥”北移至中南半岛的演变特征关系密切。事实上, 200 hPa 流场也可以反映南亚高压的形成过程 (图 1)。

3.1 形成过程

就气候平均而言, 在第 23 候之前 (图 1a 和 1b), 亚洲南部至赤道之间的对流层高层被连续带状反气旋控制, 反气旋中心位于西太平洋上空, 该反气旋可西伸至阿拉伯海南部, 同时反气旋脊线位于 10°N 以南, 整个环流形势维持冬季型特征。第 24 候 (图 1c), 高空环流发生了显著变化: 一个闭合反气旋出现在中南半岛南部上空, 与之对应的是高空高压中心的形成和高压脊线的逐渐北抬。该高空反气旋及其相伴随的高压中心就是南亚高压, 这一过程就是我们关注的南亚高压形成过程。此过程的最显著特征是在南海西部—菲律宾群岛的对流层高层出现偏北气流, 将南亚高压从先前的连续带状反气旋系统中独立出来。南亚高压形成后 (图 1d), 迅速加强北抬, 表现为高压中心明显加强, 同时高压脊线向北移动至 12.5°N 附近。

传统观点认为, 由春至夏, 南亚高压从西太平洋上空“快速西移”到中南半岛附近。但是, 冬半年中心位于西太平洋上空的高空反气旋与南亚高压的性质具有本质不同。在中南半岛南部的南亚高压中心形成前, 高空反气旋中心位于西太平洋上空 (图 1a 和 1b), 这时西太平洋的对流层低层也被明显的反气旋式环流控制 (图 2a 和 2b), 因此这时的高、低环流系统属于相当正压结构, 表现为沿反气旋主体的流函数纬向偏差随高度明显向西倾斜 (图 3a 和 3b)。而在南亚高压形成于中南半岛南部后 (图 1c 和 1d), 对流层低层为明显的辐合运动, 因此南亚高压表现为明显的斜压结构, 在流函数场上呈现出高、低空反位相的特征 (图 3c 和 3d)。可见, 南亚高压形成前位于西太平洋上空的高空反气旋属

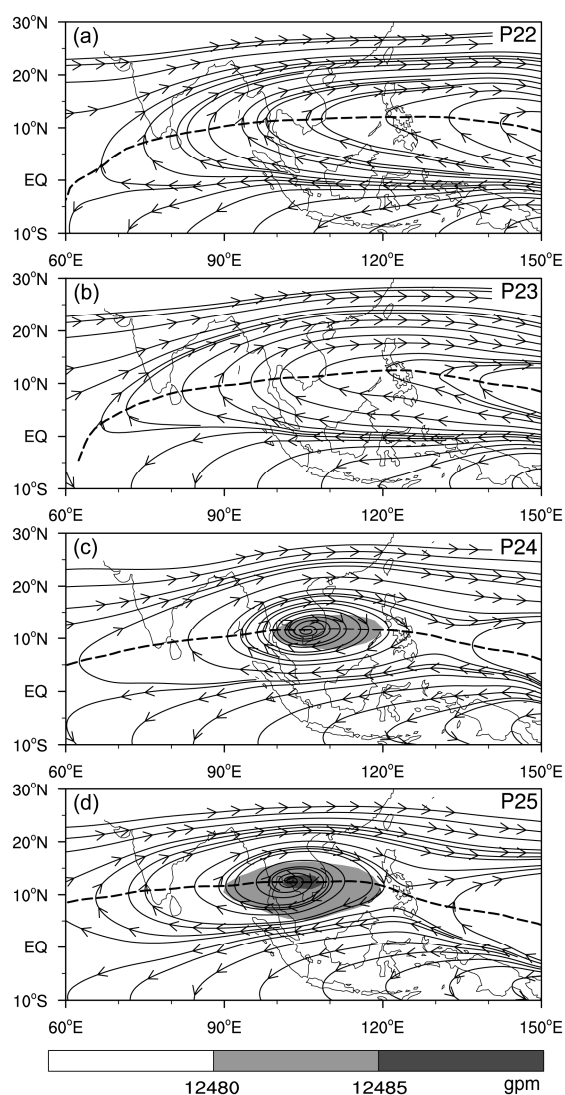


图1 气候平均(1979~2010) 200 hPa 流场和位势高度场(阴影, 单位: gpm)的逐候演变: (a) 第22候; (b) 第23候; (c) 第24候; (d) 第25候

Fig. 1 Evolution of climate mean (1979–2010) streamline field and geopotential height (shading) field at 200 hPa: (a) The 22nd pentad; (b) the 23rd pentad; (c) the 24th pentad; (d) the 25th pentad

于动力型环流系统, 表现为明显的相当正压结构, 而形成于中南半岛南部的南亚高压则是热力型环流系统, 表现为明显的斜压结构, 这与刘宣飞等基于 NCEP/NCAR 再分析资料所得的结果一致(刘宣飞等, 1999)。因此, 春末夏初南亚高压出现在中南半岛上空的现象不能视为高空反气旋的“快速西移”, 而是南亚高压生成发展, 并最终从原先的高空反气旋中独立出来的过程。Liu et al. (2013) 基于合成分析的结果指出, 孟加拉湾夏季风爆发前南亚高压的形成和西伸分别与菲律宾群岛南部对流的加强以及中南半岛局地对流的发展有关。那

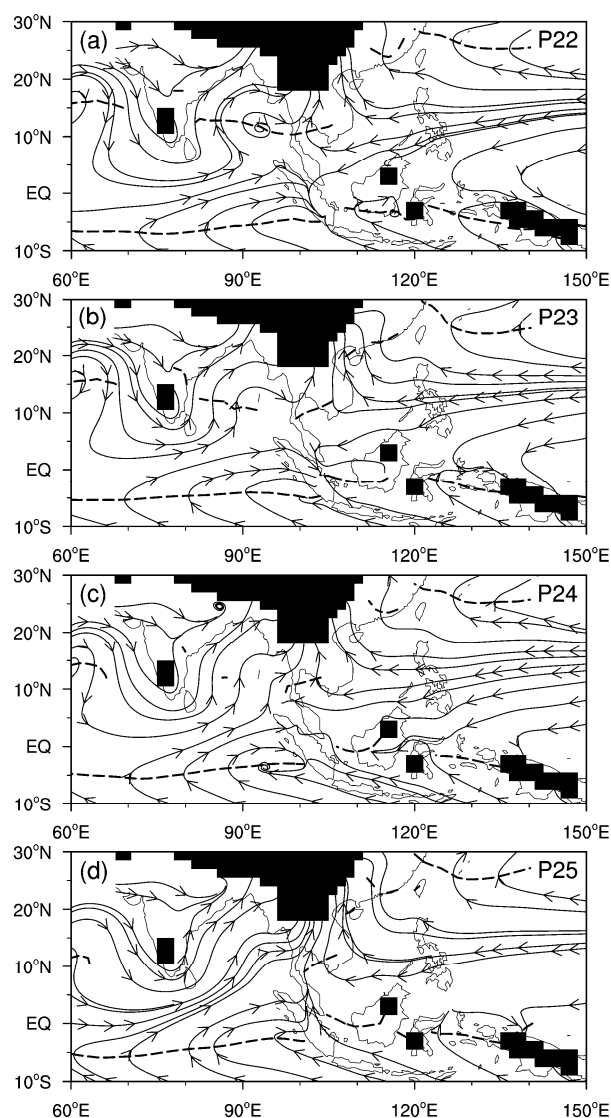


图2 925 hPa 流场的逐候演变特征。黑色阴影表示地形, (a) 至 (d) 依次为第22候至第25候

Fig. 2 Evolution of 925-hPa streamline field. Dark shading is for the orography, (a) to (d) represent the 22nd to 25th pentad in order

么, 上述对流系统又是如何影响南亚高压中心的形成过程? 下文将针对这一问题展开讨论。

3.2 可能机制

环流变化与降水特征密不可分, 图4是4月底至5月初亚洲南部降水的逐候演变。在南亚高压形成前(图4a), 热带降水大值区大都集中在5°N以南的近赤道地区, 而10°N以北的中南半岛北部地区、青藏高原南坡和我国华南地区也存在降水中心。在南亚高压形成前后的第23和24候(图4b和4c), 菲律宾群岛南部和中南半岛北部地区降水明显增加。这种降水的增大与低空环流的演变(图

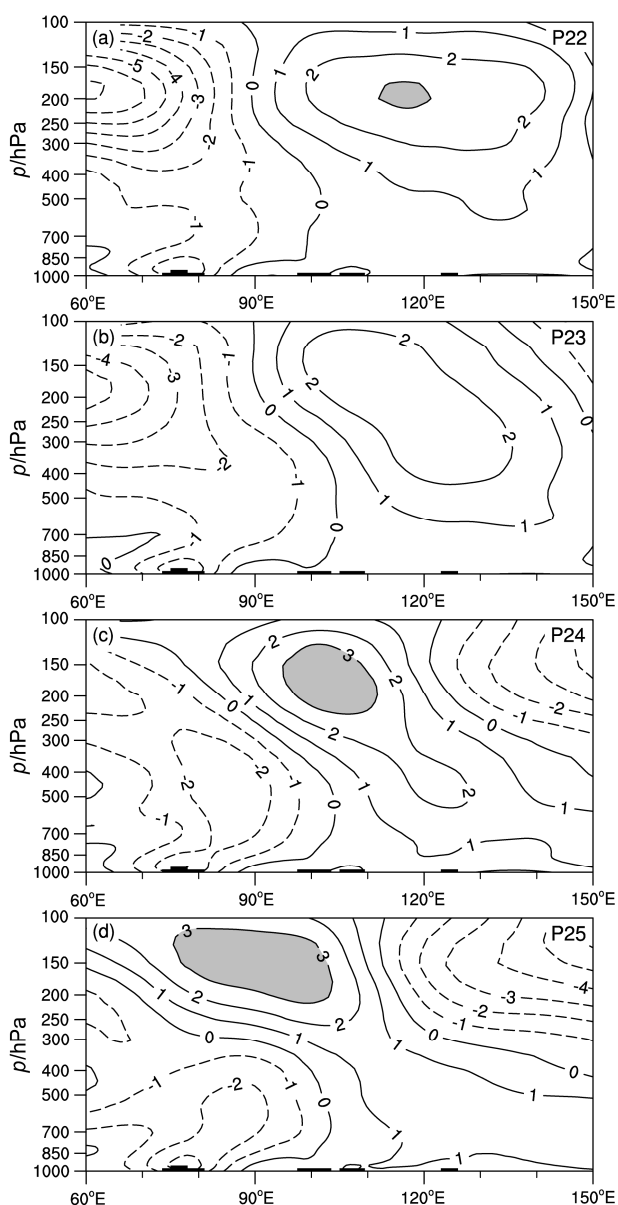


图 3 流函数纬向偏差沿 $5^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$ 平均的气压—经度剖面 (单位: $10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$)。灰色阴影表示大于 $3 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 的区域, (a) 至 (d) 依次为第 22 候至第 25 候, 黑色阴影表示地形

Fig. 3 Pressure-longitude cross sections of zonal deviation of stream function ($10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) averaged for $5^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$. Values greater than $3 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ are shaded; (a) to (d) are for the 22nd to 25th pentad, respectively; dark shading is for the topography

2) 有关。在南亚高压形成之前 (图 2a 和 2b), 一方面由于太阳直射点在北半球近赤道地区, 相应地西太平洋上空的副热带反气旋位置偏南, 菲律宾群岛南部的偏东气流较弱; 另一方面春末夏初亚洲南部的低空环流也明显地受青藏高原热力和动力作用影响。在青藏高原的强迫作用下, 印度半岛盛行低空西北风, 而中南半岛盛行低空西南风, 将孟加拉湾的水汽向中南半岛上空输送。

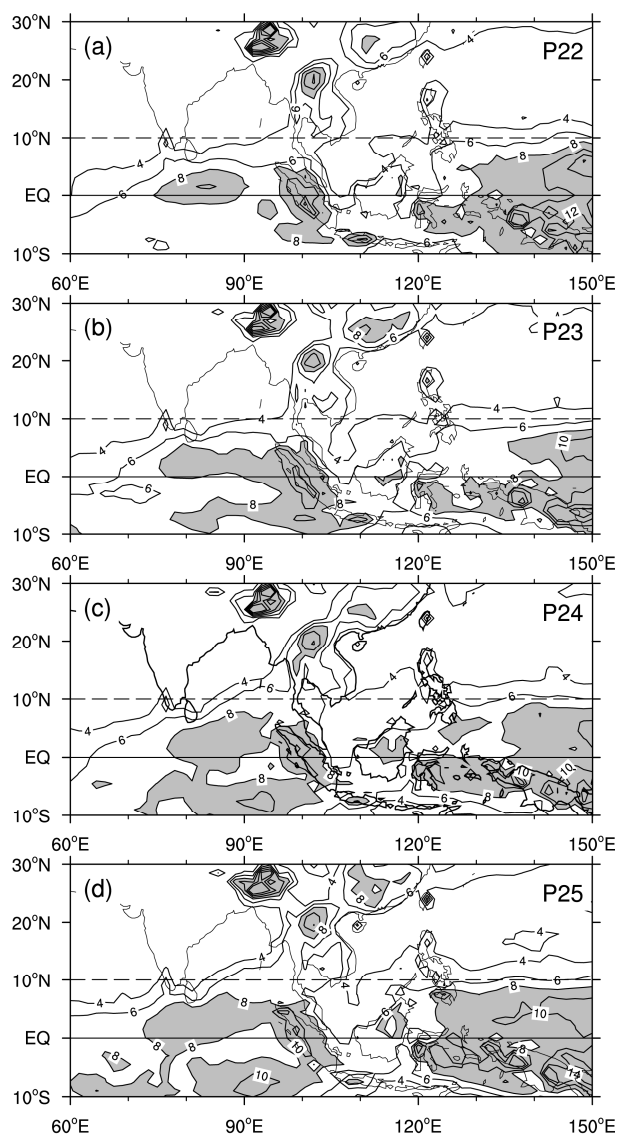


图 4 南亚高压形成前后地面降水场 (mm d^{-1}) 的演变。灰色阴影表示降水大于 8 mm d^{-1} 的区域, (a) 至 (d) 依次为第 22 候至第 25 候

Fig. 4 Evolution of surface rainfall (mm d^{-1}) before and after the South Asia High (SAH) formation. Values greater than 8 mm day^{-1} are highlighted by gray shading, (a) to (d) are for the 22nd to 25th pentad, respectively

而在南亚高压形成的第 24 候 (图 2c), 低空环流发生了明显变化。一方面, 随着太阳直射点逐渐向北移动, 西太平洋副热带反气旋也缓慢北抬, 其南侧的低空东风气流到达菲律宾群岛南部, 表现为第 23 至第 24 候期间, 菲律宾群岛南部的低层东风加强 (图 5a 和 5b)。在局地地形的影响下, 东风气流在迎风坡抬升, 水汽凝结, 令菲律宾群岛东南部降水明显增多 (图 4c)。另一方面, 中南半岛的局地偏南气流将水汽向北输送, 在南风触及半岛北部的地形后, 气流抬升使局地降水加强。加强了降水有利于低空南风的发展, 促使热带对流沿着“亚

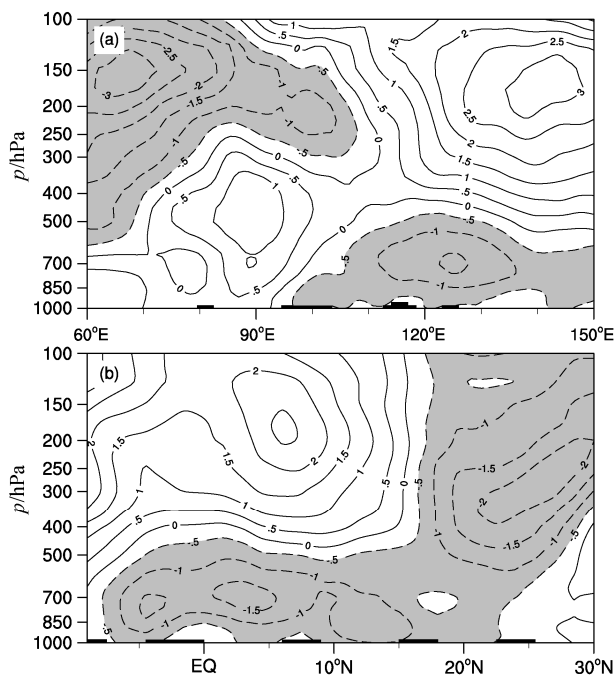


图 5 南亚高压形成前后纬向风变化 (第 24 候减去第 23 候, 单位: m s^{-1}) (a) 沿 $1.5^{\circ}\sim 7.5^{\circ}\text{N}$ 平均的气压—经度剖面 and (b) 沿 $120^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 平均的气压—纬度剖面。灰色阴影表示东风变化大于 -0.5 m s^{-1} 的区域, 黑色阴影表示地形

Fig. 5 (a) $1.5^{\circ}\sim 7.5^{\circ}\text{N}$ averaged pressure—longitude cross section and (b) $120^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ averaged pressure—latitude cross section of zonal wind variation (m s^{-1}) before and after the SAH formation (the 24th pentad minus the 23rd pentad). Easterly changes greater than -0.5 m s^{-1} are shaded in gray; dark shading is for the topography

澳大陆桥”向北推进, 进一步加强了中南半岛的局地降水。值得注意的是, 第 24 候孟加拉湾东北部尚未出现降水大值区, 孟加拉湾夏季风还未爆发, 说明中南半岛局地对流的加强超前于孟加拉湾夏季风的爆发。下面将分别讨论菲律宾群岛南部和中南半岛局地降水增大对南亚高压形成过程的贡献。

首先, 菲律宾群岛南部降水增强, 相应地局地非绝热加热作用加强 (图 6c)。在非绝热加热区以北, 与非绝热加热水平非均匀分布有关的涡度源是主要强迫源, 根据方程 (4), 非绝热加热区以北出现了负涡度源 (图 6d)。在对流层上部热带东风气流的作用下 (图 1c), 负涡度向南海输送, 令南海上空出现反气旋式环流, 南亚高压初步形成。这时, 南亚高压东侧的偏北风向负涡度源区输送正行星涡度, 有利于大气环流响应向定常态发展。上述偏北风将南亚高压从原先的高空反气旋带中独立出来, 形成了新的闭合反气旋中心。整个南亚高压的形成过程类似于大气环流相对于非绝热加热的 Gill

型 (Gill, 1980) 响应, 但是与传统 Gill 型响应的最大区别是高空涡度平流和非绝热加热的水平非均匀分布起着重要作用。同时, 中南半岛局地对流发展, 加强了当地的非绝热加热作用 (图 6a)。这时南亚高压位于非绝热加热区上方, 而在非绝热加热区内, 非绝热加热的垂直变化是主要强迫项, 根据方程 (5), 中南半岛局地的对流层中上部出现明显的负涡度源 (图 6b)。考虑到高压脊线附近的相对涡度平流作用很弱, 因此中南半岛的高层负涡度源强迫能够令局地负相对涡度增大, 使得南亚高压快速加强发展, 一方面高压东侧的正行星涡度平流加强, 并逐渐与负涡度增长相抵消, 有利于大气环流响应向定常态发展; 另一方面在高压西侧存在负行星涡度平流, 促使南亚高压向西伸展。当大气环流响应达到定常态后, 非绝热加热区的高空为反气旋式环流, 低空为气旋式环流, 因此在非绝热加热中心东侧产生垂直北风切变, 导致中南半岛东侧南海地区的上升运动, 有利于南海季风对流的建立和发展, 南亚高压随之东伸发展。这时高压东侧的偏北气流加大, 在西太平洋上空造成明显的正行星涡度平流, 使原先位于西太平洋上空的高空反气旋减弱, 从而令南亚高压成为亚洲南部对流层高层最显著最强大的环流系统 (Liu et al., 2012)。

综上所述, 春末夏初南亚高压形成过程的主要特征是闭合的高空反气旋首先出现在南海西部至中南半岛南部地区, 随后逐渐加强并西伸北抬, 5 月初时南亚高压位于缅甸仰光上空。南亚高压是热力型环流, 高、低层环流系统反位相, 表现出明显的斜压性。而南亚高压的形成与 4 月底菲律宾南部和中南半岛局地的对流发展关系密切。其中菲律宾南部的对流激发了南亚高压, 而中南半岛局地对流的加强则使得南亚高压西伸发展, 并逐渐北抬。可见, 上述两个地区对流释放的凝结潜热决定了南亚高压的形成过程。事实上, 这两个地区的对流强度与 ENSO 事件联系紧密。那么, ENSO 事件的冷、暖位相是否能够通过影响上述两个地区的对流强度, 进而调控南亚高压的生成过程?

4 ENSO 事件对南亚高压建立过程的影响

由于海温具有很好的记忆性, 因此前冬的 ENSO 信号可以维持到次年春季。图 7 是 ENSO 冷、暖位相下次年 4 月 SST 及大尺度环流的合成差

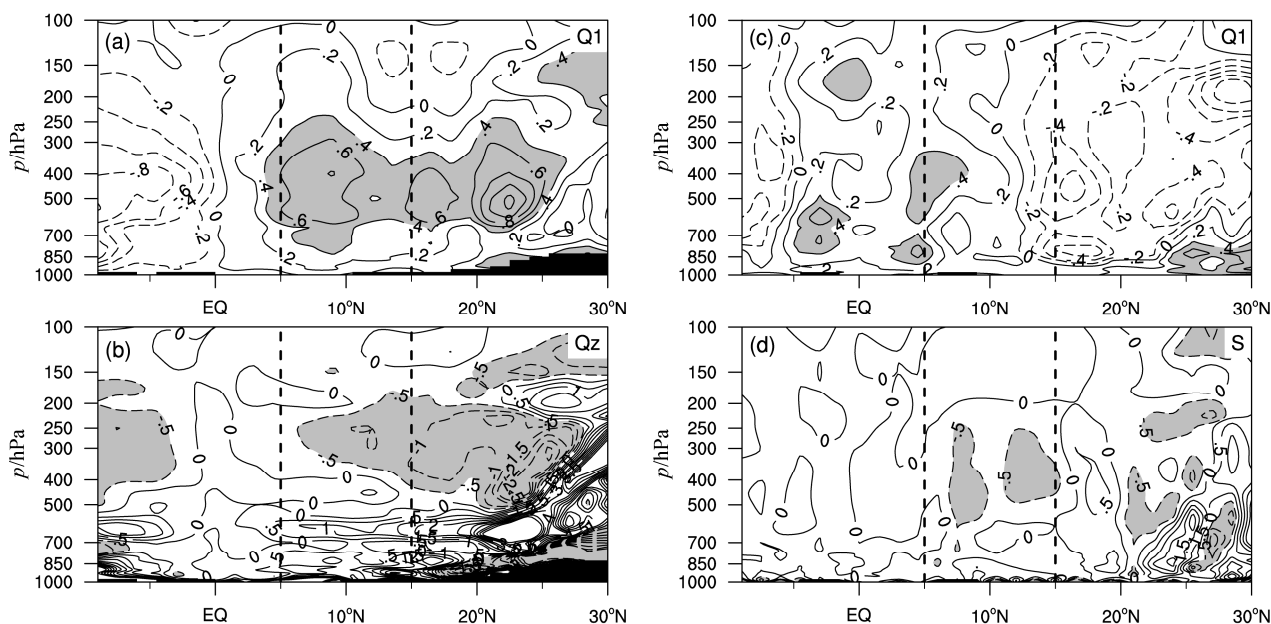


图 6 (a) 南亚高压形成前后 (第 24 候减去第 23 候) 中南半岛附近 (沿 $100^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 平均) 非绝热加热 Q_1 变化 (K d^{-1}) 及 (b) 其垂直差异产生的涡源强迫 Q_2 变化 (10^{-11} s^{-2}) 的气压-纬度剖面。(c) 南亚高压形成前后 (第 24 候减去第 23 候) 菲律宾群岛附近 (沿 $125^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$ 平均) 非绝热加热 Q_1 变化 (K d^{-1}) 及 (d) 其水平差异产生的涡源强迫 S 变化 (10^{-11} s^{-2}) 的气压-纬度剖面。(a、c) 中的灰色阴影是 Q_1 变化大于 0.4 K d^{-1} 的区域, (b、d) 中的灰色阴影分别表示 Q_2 和 S 变化大于 $0.5 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$ 的区域。黑色阴影表示地形

Fig. 6 Pressure-latitude cross sections of differences of (a) diabatic heating Q_1 (K d^{-1}) and (b) vorticity forcing (Q_2) induced by vertical difference of Q_1 (10^{-11} s^{-2}) near the Indo-China Peninsula (averaged over $100^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$) before and after the SAH formation (the 24th minus 23rd pentad). Pressure-latitude cross sections of differences of (c) diabatic heating Q_1 (K d^{-1}) and (d) vorticity forcing (S) induced by horizontal difference of Q_1 (10^{-11} s^{-2}) near the Indo-China Peninsula (averaged over $125^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$) before and after the SAH formation (the 24th minus 23rd pentad). Q_1 variations greater than 0.4 K d^{-1} are shaded in (a) and (c), while Q_2 and S variations greater than $0.5 \times 10^{-11} \text{ s}^{-2}$ are shaded in (b) and (d), respectively. Dark shading is for the topography

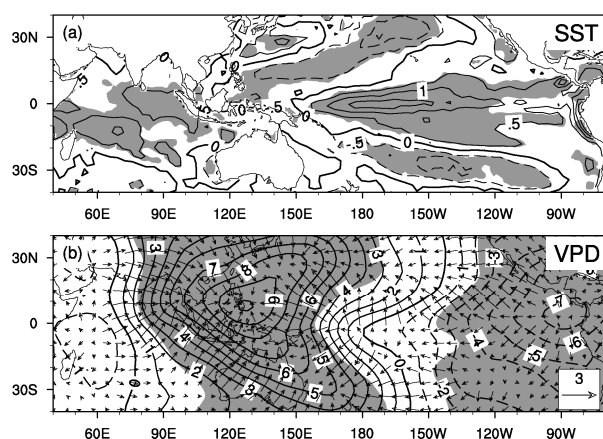


图 7 ENSO 冷、暖位相下 4 月 (a) 海表温度 (间隔 0.5°C)、(b) 200 hPa 辐散风 (矢量, m s^{-1}) 和速度势垂直切变 (等值线, 200 hPa—850 hPa, 间隔 $1 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) 的差值分布特征 (El Niño—La Niña, 阴影表示通过 95% 显著性检验的区域)

Fig. 7 Difference distribution of (a) SST (interval is 0.5°C), (b) 200-hPa divergent wind (vectors, m s^{-1}) and vertical shear of velocity potential (contours, 200 hPa minus 850 hPa, interval is $1 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$) in April between the warm and cold phases of ENSO events (El Niño minus La Niña, shading represents the region with confidence level greater than 95%)

值场。虽然此时 ENSO 事件处于衰减阶段, 但是 SST 和大尺度环流仍表现出很明显的异常信号。在暖事件 (El Niño 事件) 发生后的次年 4 月, 暖海温异常极大值区位于赤道中东太平洋, 通过 “大气桥” (吴国雄和孟文, 1998; Klein et al., 1999; 孟文和吴国雄, 2000; Alexander et al., 2002), 它可以影响到印度洋暖池区的海温异常, 使得热带东印度洋也出现明显的暖海温异常 (图 7a)。同时, 西南印度洋也存在暖 SST 异常, 这与 ENSO 事件引起的海洋动力 Rossby 波传播过程有关 (Xie et al., 2002)。而此时的冷 SST 异常则出现在南、北太平洋和西太平洋—菲律宾海附近。其中南、北太平洋的冷 SST 异常与局地经圈环流异常有关, 而西太平洋—菲律宾海的冷 SST 异常则与 Walker 环流异常和局地海气相互作用的反馈作用联系密切 (Wang et al., 2000)。与 SST 异常相联系的大气环流特征在 ENSO 事件冷、暖位相下也存在明显差异 (图 7b)。在 El Niño 次年 4 月, Walker 环流异常上升支位于赤道东太平洋, 而异常下沉支则位于西太平洋—菲律宾海附

近,抑制了该地区热带对流的发展,不利于 ITCZ 的季节性北移。在 La Niña 次年 4 月,上述 SST 和 Walker 环流异常反位相。考虑到 ENSO 事件造成的异常信号能够维持较长时间,而南亚高压的形成过程属于天气尺度活动,因此,ENSO 事件引起的 SST 和环流异常能够改变背景场,进而影响南亚高压的形成过程。

4.1 高、低空大气环流差异

图 8 反映了 ENSO 冷、暖位相下南亚高压形成过程的差异。第 23 候 (图 8a 和 8d),无论 El Niño 还是 La Niña 背景下,中南半岛南部的对流层高层均不存在南亚高压,说明此时环流仍维持冬季型,但是在亚洲南部地区,El Niño (La Niña) 背景下高空反气旋脊线位置偏南 (北)。至第 24 候,高空环流的变化在 ENSO 冷、暖位相下的差异很明显:在 El Niño 背景下,南海南部至菲律宾群岛南部的对流层高层受西风气流控制,高空南亚高压形成于苏门答腊群岛上空,这时北风大值区位于南海南部至加里曼丹岛北部上空 (图 8b)。随后南亚高压停留在中南半岛以南的泰国湾上空,并未明显向北移动 (图 8c);而在 La Niña 背景下,第 24 候 10°N 附

近的南海至菲律宾群岛一带的对流层高层为明显的东风气流,同时南海—菲律宾群岛空上的北风明显加强,原先位于海洋上空的反气旋环流快速减弱,令南亚高压成为对流层高层最明显最强大的环流系统 (图 8e),此后南亚高压明显西伸发展并向北推进,中心位于中南半岛中部上空 (图 8f)。对比 ENSO 冷、暖位相下南亚高压的形成过程可知,在 El Niño 事件的影响下,南亚高压形成于苏门答腊群岛北部至泰国湾上空,较气候态的形成位置偏南偏西,且其生成后西伸北抬的趋势很弱;而在 La Niña 事件发生后,南亚高压形成于中南半岛中部上空,较气候态的形成位置明显偏北,且其纬向跨度明显偏大,表现为南海—菲律宾上空的偏北气流十分强盛。

由于高、低空环流联系紧密,而且低空环流与对流活动的关系十分密切,因此需要进一步分析 ENSO 冷、暖位相下南亚高压形成期间低空流场演变特征的差异 (图 9)。在菲律宾群岛附近,El Niño 事件令亚洲南部地区的暖 SST 异常中心位于孟加拉湾南部,而冷 SST 异常中心则位于菲律宾海—西北太平洋地区 (图 7a)。这种 SST 异常的纬向梯度加强了 10°N 附近的对流层低层东风气流 (图 9a-c)。

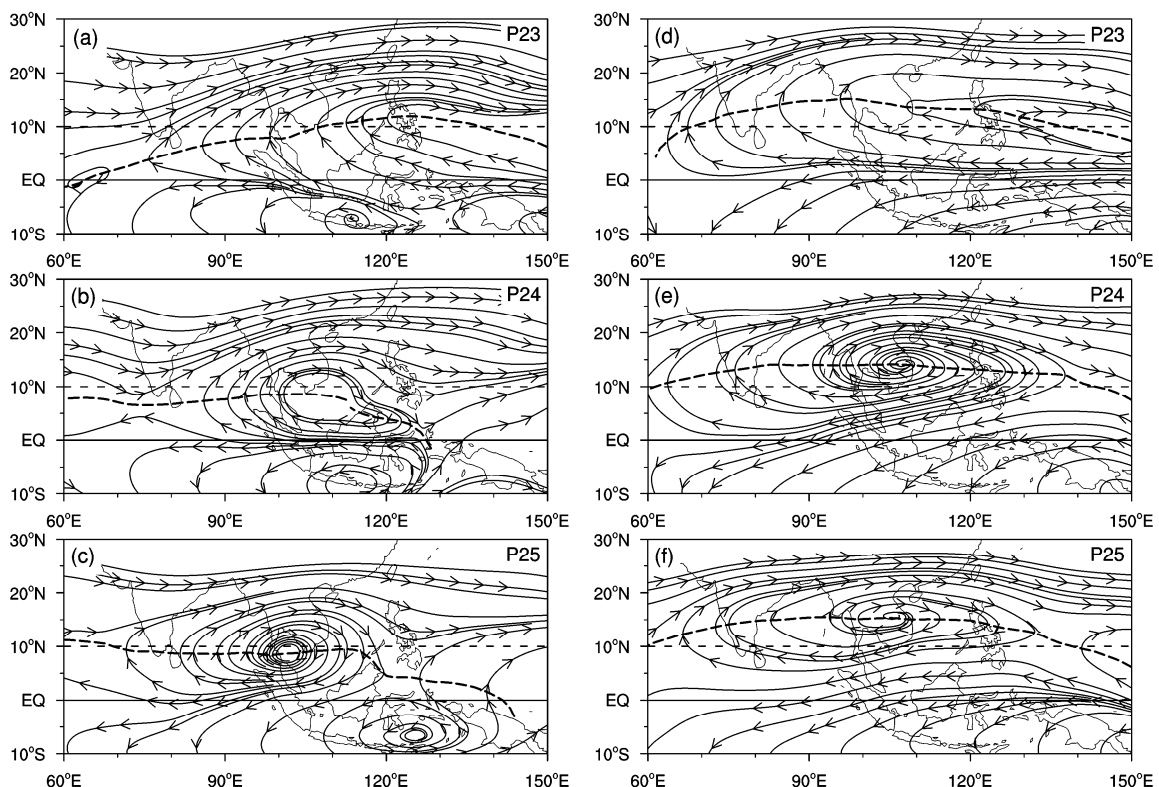


图 8 ENSO 冷、暖位相 (a-c: El Niño; d-f: La Niña) 第 23~25 候 200 hPa 流场的演变特征 (粗虚线为高压脊线): (a, d) 第 23 候; (b, e) 第 24 候; (c, f) 第 25 候

Fig. 8 Evolution of 200-hPa streamline field from the 23rd to 25th pentad under the warm and cold phases of ENSO events (a-c: El Niño; d-f: La Niña): (a, d) The 23rd pentad; (b, e) the 24th pentad; (c, f) the 25th pentad

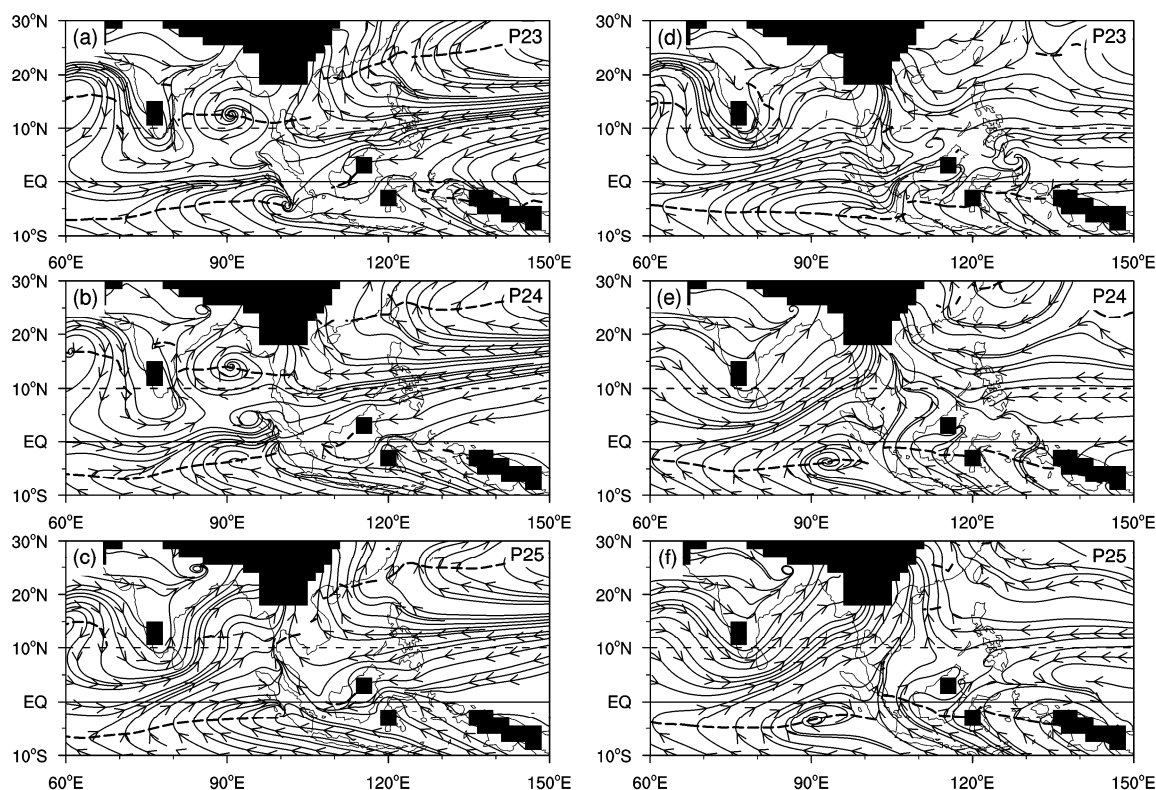


图9 ENSO 冷、暖位相 (a-c: El Niño; d-f: La Niña) 第 23~25 候 925 hPa 流场的演变特征: (a, d) 第 23 候; (b, e) 第 24 候; (c, f) 第 25 候。粗虚线为高压脊线; 黑色阴影表示地形

Fig. 9 Evolution of 925-hPa streamline field under the warm and cold phases of ENSO events (a-c: El Niño; d-f: La Niña) from the 23rd to 25th pentad: (a, d) The 23rd pentad; (b, e) the 24th pentad; (c, f) the 25th pentad. Dark shading is for the topography

而在 La Niña 背景下, 由于 SST 异常的纬向梯度相反, 造成了 10°N 附近的低空东风气流偏弱 (图 9d-f)。另一方面, El Niño 信号造成的 Walker 环流异常下沉支位于菲律宾群岛南部 (图 7b), 相应地西太平洋上空应出现异常低层西风, 不利于局地东风气流的加强。反之, La Niña 信号导致的 Walker 环流异常上升支能够引起西太平洋地区的异常低空东风, 进而增强该地区的东风气流。因此, ENSO 事件造成的 Walker 环流异常和孟加拉湾至西太平洋的 SST 异常的纬向梯度所导致的菲律宾群岛附近低层东风异常相反。由图 9 可知, 菲律宾群岛附近的低层东风在 El Niño 事件发生后异常加强, 而在 La Niña 事件发生后异常减弱, 说明菲律宾群岛附近的低空纬向风异常主要受控于孟加拉湾至西太平洋 SST 异常的纬向梯度。而在孟加拉湾北部地区, 低空反气旋在 El Niño 次年 4 月底能够存在较长时间。这是因为上述的偏强东风能够提供正压稳定的环流条件, 有助于低空反气旋的维持, 而该低空反气旋减弱了中南半岛上空的低层南风。从 SST

异常的角度看, 这时显著的暖 SST 异常中心出现在孟加拉湾南部, 能够产生异常局地经圈环流, 其下沉支位于孟加拉湾北部和中南半岛, 一方面维持了海洋上的低空反气旋, 另一方面也进一步减弱了半岛上空的偏南气流。而在 La Niña 背景下, 上述低空环流的演变特征正好相反, 即 10°N 附近的低空东风偏弱, 而中南半岛的低空南风偏强 (图 9d-f)。

4.2 可能原因

气候平均场的演变特征说明, 在南亚高压形成前后, 随着热带东风季节性北移至菲律宾群岛南部, 该地区对流迅速发展。然而在 El Niño 次年 4 月底, 虽然 10°N 附近低空东风气流偏强, 但是菲律宾群岛南部的对流却偏弱, 这时对流降水在赤道附近的加里曼丹岛以东地区快速发展 (图 10a-c)。而在 La Niña 事件的影响下, 虽然 SST 异常的纬向梯度减弱了菲律宾群岛附近的东风气流, 但此时菲律宾群岛南部的对流却明显偏强 (图 10d-f)。这说明虽然热带东风的季节性北移是产生菲律宾南部对流降水的必要条件, 但是该地区对流降水强度的

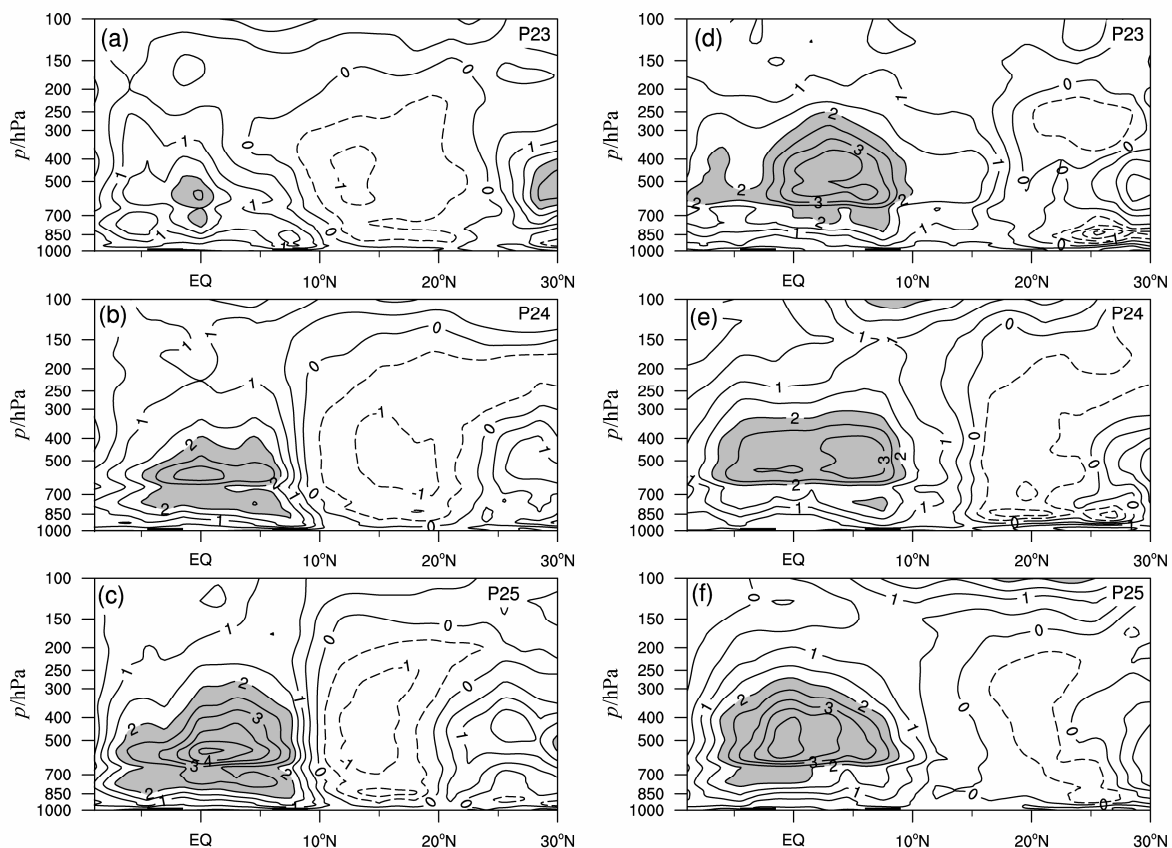


图 10 ENSO 冷、暖位相下 (a-c: El Niño; d-f: La Niña) 第 23~25 候菲律宾群岛附近 (沿 $125^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$) 非绝热加热 Q_1 (K d^{-1}) 的气压—经度剖面的演变特征: (a, d) 第 23 候; (b, e) 第 24 候; (c, f) 第 25 候。灰色阴影表示 $Q_1 > 2 \text{ K d}^{-1}$ 的区域, 黑色阴影表示地形

Fig. 10 Pressure–longitude cross sections of diabatic heating (Q_1 , K d^{-1}) near the Philippines (averaged over $125^{\circ}\sim 130^{\circ}\text{E}$) under the warm and cold phases of ENSO events (a-c: El Niño; d-f: La Niña) from the 23rd to 25th pentad: (a, d) The 23rd pentad; (b, e) the 24th pentad; (c, f) the 25th pentad. Q_1 greater than 2 K d^{-1} are shaded in gray; dark shading is for the topography

年际变化却主要受 SST 纬向梯度异常和大尺度 Walker 环流的垂直运动异常影响。一方面, 在 El Niño 次年虽然菲律宾群岛附近偏东气流偏强, 但是其东侧菲律宾海—西太平洋 SST 偏低, 相应低空比湿也较小, 从而减弱了低层东风引起的水汽向西输送, 所以该东风异常对菲律宾群岛南部对流发展的贡献较小。与此同时, 加里曼丹岛以东海域的 SST 较高, 对应较大的低层比湿, 在低层东风到达该处后, 对流迅速加强。另一方面, 与 El Niño 信号有关的大尺度异常 Walker 环流的下沉支位于菲律宾群岛南部 (图 7b), 阻碍了对流在菲律宾南部的加深发展和热带对流的季节性北上, 将降水限制在近赤道地区。而在 La Niña 事件发生后, 西太平洋 SST 偏高, 低空比湿较大, 因此较弱的偏东气流到达菲律宾群岛南部后, 仍然可以产生明显降水; 同时大尺度 Walker 环流的异常上升支位于菲律宾群岛南部, 也为该地区降水的快速增长提供了有利的背景条件。以上分析表明, 低空东风是菲律宾群岛南部

附近对流发生的触发因子, 但是该对流的强度则取决于局地 SST 纬向梯度异常和大尺度 Walker 环流的垂直运动异常。

同时, ENSO 信号还影响着中南半岛的局地对流。在 El Niño 事件发生后, 中南半岛低空南风偏弱 (图 9a-c), 既不利于局地对流的发展, 也阻碍了热带对流沿“亚澳大陆桥”向北传播, 导致中南半岛局地对流在南亚高压形成前后明显偏弱 (图 11a-c)。而在 La Niña 事件的影响下, 中南半岛低空南风偏强, 一方面加强了半岛北部的对流, 另一方面也促使热带对流北上, 两者的共同作用令中南半岛对流在南亚高压形成前后明显偏强 (图 11d-f)。

根据第 3 节的分析, 高空南亚高压的形成过程与菲律宾群岛南部和中南半岛对流的加强有关。因此, ENSO 不同位相下南亚高压形成过程的差别可以归因于上述两处对流活动特征的差异。在 El Niño 事件发生后, 菲律宾群岛南部对流较弱, 而热带对

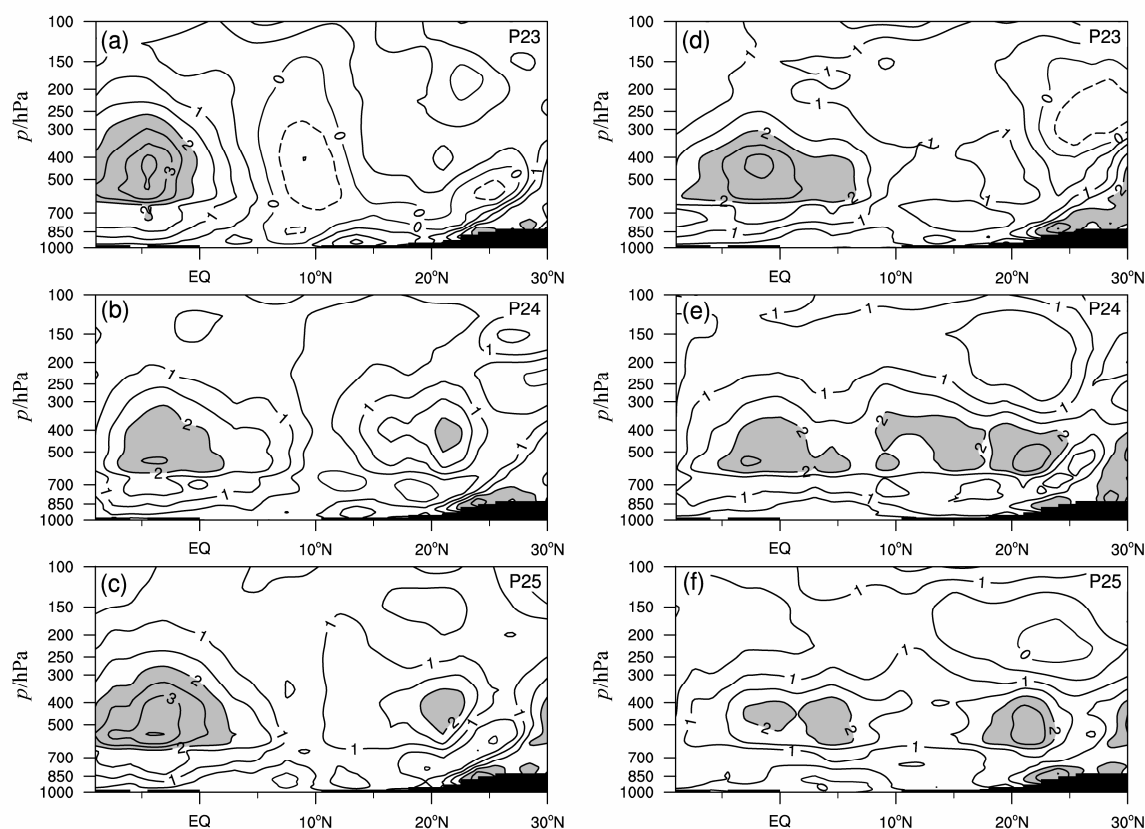


图 11 同图 10, 但为沿着中南半岛附近 (沿 $100^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$) 的气压—经度剖面

Fig. 11 Same as Fig. 10, but for the pressure–longitude cross sections of Q_1 near the Indo-China Peninsula (averaged over $100^{\circ}\sim 110^{\circ}\text{E}$)

流发展最旺盛的区域位于加里曼丹岛以东的近赤道地区 (图 10b), 考虑到这时高空东风气流也位于这一区域, 根据方程 (4), 高空北风出现在 10°N 以南的加里曼丹岛上空, 相应地南亚高压出现在泰国湾上空 (图 8b), 位置较气候态明显偏南。此后, 由于中南半岛局地对流受抑制, 同时热带对流无法沿“亚澳大陆桥”北上 (图 11b–c), 令中南半岛对流无法迅速加强, 从而制约了南亚高压的北上, 高空反气旋中心维持在苏门答腊群岛北部上空 (图 8c)。而在 La Niña 事件之后, 菲律宾群岛南部对流明显加强 (图 10b), 在高空东风气流的作用下, 南亚高压形成于 10°N 以北的中南半岛南部上空 (图 8e)。随后中南半岛附近的低空南风加强, 有利于局地对流的发展和热带对流沿“亚澳大陆桥”北上, 两者的共同作用令中南半岛对流快速发展 (图 11e–f), 根据方程 (5), 南亚高压明显西伸北抬, 并最终位于中南半岛中北部上空 (图 8f)。

总之, 南亚高压的形成过程在 ENSO 冷、暖位相下具有明显差异, 造成这种差异的主要原因是菲律宾群岛附近和中南半岛对流在 ENSO 冷、暖位相

下具有不同的演变特征。然而无论是在 El Niño 还是 La Niña 事件下, 第 3 节所揭示的南亚高压形成的动力学机制都是适用的。

5 结论和讨论

本文利用 ERA-Interim 再分析资料, 以气候态南亚高压的形成过程为切入点, 着眼于这一过程的动力学机制, 重点讨论了该过程与春末夏初菲律宾群岛南部和中南半岛的对流发展的内在联系, 研究的落脚点是 ENSO 事件对南亚高压形成过程的调控作用。主要结论如下:

(1) 4 月底, 南亚高压形成于中南半岛上空, 其形成过程的主要特征是闭合高空反气旋从冬季海洋反气旋中独立出来。首先, 随着太阳高度角的季节性北抬, 低空热带东风带随之向北推进, 当这支偏东气流到达菲律宾群岛南部后, 在局地地形的强迫作用下, 气流抬升, 在迎风坡形成明显的对流性降水, 其释放的凝结潜热能够在加热区以北产生高空负涡度源。此时, 高空热带东风急流能够将负涡度向南海和中南半岛输送, 令其上空出现反气旋式环流, 从而在南海附近形成明显的偏北气流, 将南

亚高压从原先的反气旋系统中独立出来。同时,随着中南半岛地区低空南风的增大,一方面加强了半岛北部地区的降水,另一方面令热带对流沿着“亚澳大陆桥”向北传播至中南半岛。两者共同加强了中南半岛的局地对流,而对流释放的凝结潜热令其上空的反气旋环流快速加强,导致南亚高压西伸发展,并逐渐北抬。

(2) ENSO 事件的冷、暖位相能够通过调控菲律宾群岛附近和中南半岛的局地对流强度,进而影响南亚高压的形成过程。暖事件(El Niño 事件)发生后,在孟加拉湾至西太平洋 SST 异常和大尺度 Walker 环流异常的影响下,4 月底 10°N 以南的对流首先在加里曼丹岛以东加强,令南亚高压形成于泰国湾上空,随后由于中南半岛低空南风偏弱,不利于局地对流加深发展,因此制约了南亚高压的西伸北抬,使南亚高压停留在苏门答腊群岛北部上空。而在冷事件(La Niña 事件)发生后,4 月底菲律宾群岛附近对流首先发展,令南亚高压形成于 10°N 以北的中南半岛中部,之后中南半岛附近偏强的低空南风一方面有利于半岛北部对流的迅速加强,另一方面也有利于热带对流沿“亚澳大陆桥”北上,两者的共同作用导致了南亚高压的明显西伸,并迅速北抬。总之,ENSO 事件的冷、暖位相主要影响了南亚高压形成的经向位置和活动特征,在 El Niño 次年,由于热带对流系统性偏南,南亚高压的形成位置也偏南,同时其北上偏晚;而在 La Niña 次年,明显偏北的热带对流系统令南亚高压形成于 10°N 以北地区,并且迅速北抬。这种 ENSO 事件对热带对流带经向位置的调控作用与 Ju and Slingo (1995) 的研究结果一致,但是本文的研究突出了关键区对流活动对南亚高压形成过程的影响,为进一步认识南亚高压季节演变的年际变率提供了新思路。

本文将南亚高压的形成过程与亚洲南部局地对流的加深发展相联系,指出菲律宾群岛南部和中南半岛局地对流在该过程中扮演着重要角色。但是,仍需要进一步分析影响菲律宾群岛南部对流年际变化的因素。一方面,低层热带东风的季节性北抬触发了菲律宾群岛南部对流,这与菲律宾群岛的地形分布特征有关。另一方面,菲律宾群岛周围的 SST 和大尺度环流的垂直运动能够调控该对流的强度。因此将来需要利用数值模式定量分析菲律宾群岛地形和周边 SST 对局地对流强度变化的相对贡

献。此外,南亚高压形成阶段的降水分布(图 4)说明,南亚高压的形成和西伸超前于孟加拉湾夏季风的爆发,证明了 Liu et al. (2013) 基于合成分析的结果也适用于气候平均态,即南亚高压西伸引起的高空辐散抽吸作用,触发了低空的孟加拉湾季风爆发性涡旋,孟加拉湾夏季风随之爆发。值得注意的是,在 El Niño 次年 4 月,一方面,在“大气桥”的影响下,10°N 附近孟加拉湾 SST 异常偏高(Klein et al., 1999),有利于表面气旋性涡旋的形成(Wu et al., 2012);另一方面,这时南亚高压位于 10°N 以南的近赤道地区,相应地高空辐散抽吸也位于赤道附近,因此孟加拉湾地区的暖 SST 中心和高空抽吸中心无法有效配合,从而抑制了季风对流的发展,导致 El Niño 次年孟加拉湾夏季风爆发偏晚(Mao and Wu, 2007)。但是高空抽吸作用和孟加拉湾春季暖池对亚洲夏季风爆发过程的综合影响还需要更多工作来验证。

南亚高压的准双周振荡及其与西太平洋副热带高压的位置关系是陶诗言先生的开创性工作之一,他提出了南亚高压是亚洲夏季风的高空成员。这些重要成果为我们进一步研究南亚高压与亚洲夏季风的爆发和推进过程提供了坚实的理论基础。谨以此文纪念和缅怀陶诗言先生。

参考文献 (References)

- Alexander M A, Bladé I, Newman M, et al. 2002. The atmospheric bridge: The influence of ENSO teleconnections on air-sea interaction over the global oceans [J]. *J. Climate*, 15: 2205–2231.
- 陈咸吉, 朱福康, 陆龙骅, 等. 1980. 南亚高压准三年振荡周期 [J]. *气象科技*, 8 (1): 1–3. Chen Xianji, Zhu Fukang, Lu Longhua, et al. 1980. The quasi 3-year oscillation of the South Asian high [J]. *Meteor. Sci. Tech. (in Chinese)*, 8 (1): 1–3.
- Dee D P, Uppala S M, Simmons A J, et al. 2011. The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 137: 553–597.
- 丁一汇, 孙颖, 刘芸芸, 等. 2013. 亚洲夏季风的年际和年代际变化及其未来预测 [J]. *大气科学*, 37 (2): 253–280. Ding Yihui, Sun Ying, Liu Yunyun, et al. 2013. Interdecadal and interannual variabilities of the Asian summer monsoon and its projection of future change [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 37 (2): 253–280.
- Flohn H. 1960. Recent investigation on the mechanism of the summer monsoon of southern and eastern Asia [C]//Proc. Symp. Monsoon of the World. New Delhi: Hind Union Press, 75–88.
- Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 106: 447–662.
- He J H, Wen M, Wang L J, et al. 2006. Characteristics of the onset of the Asian summer monsoon and the importance of Asian–Australian “Land

- Bridge” [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 23 (6): 951–963.
- Ju J H, Slingo J. 1995. The Asian summer monsoon and ENSO [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 121: 1133–1168.
- 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, 穆明权. 2001. 赤道印度洋海温偶极子型振荡及其气候影响 [J]. *大气科学*, 25 (4): 433–443. Li Chongyin, Mu Mingquan. 2001. The dipole in the equatorial Indian Ocean and its impacts on climate [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 25 (4): 433–443.
- 李崇银, 李琳, 谭言科. 2011. 南亚高压在平流层的特征及 ENSO 影响的进一步研究 [J]. *热带气象学报*, 27 (3): 289–298. Li Chongyin, Li Lin, Tan Yanke. 2011. Further study on structure of South Asia high in the stratosphere and influence of ENSO [J]. *J. Trop. Meteor. (in Chinese)*, 27 (3): 289–298.
- Lim Y K, Kim K Y. 2007. ENSO impact on the space-time evolution of the regional Asian summer monsoons [J]. *J. Climate*, 20: 2397–2415.
- 刘伯奇, 何金海, 王黎娟. 2009. 4~5 月南亚高压在中南半岛上空建立过程特征及其可能机制 [J]. *大气科学*, 33 (6): 1319–1332. Liu Boqi, He Jinhai, Wang Lijuan. 2009. Characteristics of the South Asia high establishment processes above the Indo-China Peninsula from April to May and their possible mechanism [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 33 (6): 1319–1332.
- Liu B Q, He J H, Wang L J. 2012. On a possible mechanism for southern Asian convection influencing the South Asian high establishment during winter to summer transition [J]. *J. Trop. Meteor.*, 18 (4): 473–484.
- Liu B Q, Wu G X, Mao J Y, et al. 2013. Genesis of the South Asian high and its impact on the Asian summer monsoon onset [J]. *J. Climate*, 26: 2976–2991.
- 刘宣飞, 朱乾根, 郭品文. 1999. 南亚高压季节变化中的正斜压环流转换特征 [J]. *南京气象学院学报*, 22 (3): 291–299. Liu Xuanfei, Zhu Qian’gen, Guo Pinwen. 1999. Conversion characteristics between barotropic and baroclinic circulations of the SAH in its seasonal evolution [J]. *J. Nanjing Inst. Meteor. (in Chinese)*, 22 (3): 291–299.
- Liu Y M, Hoskins B, Blackburn M. 2007. Impact of Tibetan orography and heating on the summer flow over Asia [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85B: 1–19.
- Liu Y M, Wu G X, Liu H, et al. 2001. Condensation heating of the Asian summer monsoon and the subtropical anticyclone in the eastern hemisphere [J]. *Climate Dyn.*, 17: 327–338.
- 刘芸芸, 丁一汇. 2008. 印度夏季风的爆发与中国长江流域梅雨的遥相关分析 [J]. *中国科学 D 辑 (地球科学)*, 38 (6): 763–775. Liu Yunyun, Ding Yihui. 2008. Teleconnection between the Indian summer monsoon onset and the Meiyu over the Yangtze River valley [J]. *Science in China (Series D: Earth Science) (in Chinese)*, 38 (6): 763–775.
- 罗四维, 钱正安, 王谦谦. 1982. 夏季 100 毫巴青藏高原高压与我国东部旱涝关系的天气气候研究 [J]. *高原气象*, 1 (2): 1–10. Luo Siwei, Qian Zheng’an, Wang Qianqian. 1982. Weather and climate study on the relationship between the South Asian high at 100 hPa and the drought–flood distribution over the eastern China in summer [J]. *Plateau Meteor. (in Chinese)*, 1 (2): 1–10.
- Mao J Y, Wu G X. 2007. Interannual variability in the onset of the summer monsoon over the eastern Bay of Bengal [J]. *Theor. Appl. Climatol.*, 89: 155–170.
- Mason R B, Anderson C. 1958. The development and decay of the 100 mb summer time anticyclone over South Asia [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 91: 3–12.
- 孟文, 吴国雄. 2000. 赤道印度洋—太平洋地区海气系统的齿轮式耦合和 ENSO 事件 II. 数值模拟 [J]. *大气科学*, 24 (1): 15–25. Meng Wen, Wu Guoxiong. 2000. Gearing between the Indo-monsoon circulation and the Pacific-Walker circulation and the ENSO. Part II: Numerical simulation [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 24 (1): 15–25.
- 彭丽霞, 孙照渤, 倪东鸿, 等. 2009. 夏季南亚高压年际变化及其与 ENSO 的关系 [J]. *大气科学*, 33 (4): 783–795. Peng Lixia, Sun Zhaobo, Ni Donghong, et al. 2009. Interannual variation of summer South Asia high and its association with ENSO [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 33 (4): 783–795.
- Qian Y F, Zhang Q, Yao Y H, et al. 2002. Seasonal variation and heat preference of the South Asia high [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 19: 821–836.
- 秦育婧, 王黎娟, 何金海, 等. 2013. 4~5 月南亚高压重建过程与中南半岛对流活动的关系 [J]. *热带气象学报*, 29 (1): 115–121. Qin Yujin, Wang Lijuan, He Jinhai, et al. 2013. The South Asia high reconstruction process from April to May and its relationship with the convective activities over the Indo-China Peninsula [J]. *J. Trop. Meteor. (in Chinese)*, 29 (1): 115–121.
- 孙国武. 1984. 南亚高压季节性变化的研究 [C]// 青藏高原气象科学实验文集 (二). 北京: 科学出版社, 152–158. Sun Guowu. 1984. Study on seasonal variation of the South Asian high [C]// *Papers on the Tibetan Plateau Meteorological Experiment (Part II) (in Chinese)*. Beijing: Science Press, 152–158.
- 孙国武, 宋正山. 1987. 南亚高压的建立及其与大气环流演变和我国雨带的关系 [M]// 夏半年青藏高原对我国天气的影响. 北京: 科学出版社, 93–100. Sun Guowu, Song Zhengshan. 1987. The South Asian high establishment and its relationship with the evolution of large scale atmospheric circulation and the Chinese rainy belt [M]// *The Influence of Tibetan Plateau on Chinese Weather in Summertime (in Chinese)*. Beijing: Science Press, 93–100.
- 谭晶, 杨辉, 孙淑清, 等. 2005. 夏季南亚高压东西振荡特征的研究 [J]. *南京气象学院学报*, 28 (4): 452–460. Tan Jing, Yang Hui, Sun Shuqing, et al. 2005. Characteristics of the longitudinal oscillation of South Asia high during summer [J]. *J. Nanjing Inst. Meteor. (in Chinese)*, 28 (4): 452–460.
- 陶诗言, 陈隆勋. 1957. 夏季亚洲大陆上空大气环流的结构 [J]. *气象学报*, 28 (3): 234–247. Tao Shiyan, Chen Longxun. 1957. The structure of general circulation over continent of Asia in summer [J]. *Acta Meteor. Sin. (in Chinese)*, 28 (3): 234–247.
- 陶诗言, 朱福康. 1964. 夏季亚洲南部 100 毫巴流型的变化及其与西太平洋副热带高压进退的关系 [J]. *气象学报*, 34 (4): 385–396. Tao Shiyan, Zhu Fukang. 1964. The 100-mb flow patterns in southern Asia in summer and its relation to the advance and retreat of the west-Pacific subtropical anticyclone over the Far East [J]. *Acta Meteor. Sin. (in Chinese)*, 34 (4): 385–396.
- Tao S Y, Chen L X. 1987. A review of recent research on the East Asian summer monsoon in China [M]// Chang C P, Krishnamurti T N. *Monsoon Meteorology*. London: Oxford University Press, 60–92.

- 陶诗言, 李毓芳, 温玉璞. 1965a. 东亚对流层上部和平流层中下部大气环流的初步研究 [J]. 气象学报, 35 (2): 155–165. Tao Shiyang, Li Yufang, Wen Yupu. 1965a. A preliminary study on the general circulation of East Asia in the upper troposphere and stratosphere [J]. Acta Meteor. Sin. (in Chinese), 35 (2): 155–165.
- 陶诗言, 叶笃正, 谢义炳. 1965b. 东亚夏季大气环流 [J]. 科学通报, 15 (1): 8–24. Tao Shiyang, Ye Duzheng, Xie Yibin. 1965b. The East Asian general circulation in boreal summer [J]. Chinese Sci. Bull. (in Chinese), 15 (1): 8–24.
- Wang B, Wu R G, Fu X H. 2000. Pacific–East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? [J]. J. Climate, 13: 1517–1536.
- Wu G X, Guan Y, Liu Y M, et al. 2012. Air–sea interaction and formation of the Asian summer monsoon onset vortex over the Bay of Bengal [J]. Climate Dyn., 38: 261–279.
- 吴国雄, 孟文. 1998. 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 [J]. 大气科学, 22 (4): 470–480. Wu Guoxiong, Men Wen. 1998. Gearing between the Indo-monsoon circulation and the Pacific–Walker circulation and the ENSO. Part I: Data analyses [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 22 (4): 470–480.
- Wu G X, Liu H Z. 1998. Vertical vorticity development owing to down-sliding at slantwise isentropic surface [J]. Dyn. Atmos. Ocean, 27: 715–743.
- Xie S P, Annamalai H, Schott F A, et al. 2002. Structure and mechanisms of South Indian Ocean climate variability [J]. J. Climate, 15: 864–878.
- Yanai M, Esbensen S, Chu J H. 1973. Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets [J]. J. Atmos. Sci., 30: 611–627.
- 杨辉, 李崇银. 2005. 热带太平洋—印度洋海温异常综合模对南亚高压的影响 [J]. 大气科学, 29 (1): 99–110. Yang Hui, Li Chongyin. 2005. Effect of the tropical Pacific–Indian Ocean temperature anomaly mode on the South Asia high [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 29 (1): 99–110.
- 张鸿才, 郁淑华, 腾家漠, 等. 2004. 南亚高压空间结构分析研究 [C] // 李跃清, 马振峰, 陈静. 青藏高原气象学研究文集. 北京: 气象出版社, 47–55. Zhang Hongcai, Yu Shuhua, Teng Jiamo, et al. 2004. Study on spatial structure of the South Asian high [C] // Li Yueqing, Ma Zhenfeng, Chen Jing. Collected Papers of the Tibetan Plateau Meteorology (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 47–55.
- 章基嘉, 朱抱真, 朱福康, 等. 1988. 青藏高原气象学进展 [M]. 北京: 科学出版社, 1–268. Zhang Jijia, Zhu Baozhen, Zhu Fukang, et al. 1988. Advances of Tibetan Plateau Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 1–268.
- 张琼, 钱永甫, 张学洪. 2000. 南亚高压的年际和年代际变化 [J]. 大气科学, 24 (1): 67–78. Zhang Qiong, Qian Yongfu, Zhang Xuehong. 2000. Interannual and interdecadal variations of the South Asia high [J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 24 (1): 67–78.
- Zhang Q, Wu G X, Qian Y F. 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.
- 朱福康, 陆龙骅, 陈咸吉, 等. 1980. 南亚高压 [M]. 北京: 科学出版社, 1–94. Zhu Fukang, Lu Longhua, Chen Xianji, et al. 1980. The South Asian High [M]. Beijing: Science Press, 1–94.