

王黎娟, 郭帅宏, 何金海, 等. 2013. 4~5 月南亚高压建立早晚年份环流差异及其可能成因 [J]. 大气科学, 37 (6): 1165–1178, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12079. Wang Lijuan, Guo Shuaihong, He Jinhai, et al. 2013. Circulation differences and possible mechanism underlying the South Asia high establishment from April to May in the early or delayed establishment years [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (6): 1165–1178.

4~5 月南亚高压建立早晚年份环流差异 及其可能成因

王黎娟¹ 郭帅宏^{1,2} 何金海¹ 管兆勇¹ 刘伯奇^{1,3}

¹ 南京信息工程大学大气科学学院/气象灾害教育部重点实验室, 南京 210044

² 解放军 95147 部队气象台, 梅州 514593

³ 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 1979~2008 年 NCEP/NCAR 逐日再分析资料和向外长波辐射 (OLR) 资料分析了 4~5 月南亚高压在中南半岛上空建立早晚年份的环流差异及可能机理。发现南亚高压建立早晚年, 对流层高低层环流形势存在显著差异: 在对流层高层, 偏早年, 菲律宾群岛以东洋面上空反气旋环流中心西移速度快, 建立完成后, 中南半岛上空南亚高压反气旋环流东西范围较宽, 整个建立过程时间较长; 偏晚年, 建立开始前西太平洋上空无闭合的反气旋性环流中心, 建立完成后, 中南半岛上空南亚高压反气旋环流东西范围较窄, 整个建立过程时间较短; 在对流层低层, 南亚高压建立早晚年风场和海平面气压场都呈现反相的分布形势, 与之相联系的 Walker 环流强度也存在明显差异。中南半岛上空反气旋环流中心生成早晚与中南半岛地区对流建立发展关系密切, 当中南半岛地区对流建立发展早时, 中南半岛上空反气旋环流中心生成早; 反之对流建立发展晚时, 中南半岛上空反气旋环流中心生成晚, 且中南半岛对流活跃稍早于南亚高压在该地区建立。菲律宾群岛以东洋面上空反气旋环流中心的西移快慢及有无闭合环流中心出现受该区域上空的上升运动和大气非绝热加热作用影响。当菲律宾群岛以东洋面上空的反气旋环流中心西移稳定至 130°~145°E 这一区域后, 非绝热加热的垂直变化对该环流中心的维持及消亡起主要作用。由于前期冬春季热带太平洋海温的异常分布, 引起了后期 Walker 环流的强弱变化, 进而影响了中南半岛至菲律宾群岛以东洋面上空的大气热力状况及上升运动, 最终导致南亚高压建立期间环流的演变差异。

关键词 南亚高压 中南半岛 环流差异 菲律宾群岛以东 非绝热加热垂直变化

文章编号 1006-9895(2013)06-1165-14

中图分类号 P424

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12079

Circulation Differences and Possible Mechanism Underlying the South Asia High Establishment from April to May in the Early or Delayed Establishment Years

WANG Lijuan¹, GUO Shuaihong^{1,2}, HE Jinhai¹, GUAN Zhaoyong¹, and LIU Boqi^{1,3}

¹ Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education/College of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Sciences & Technology, Nanjing 210044

² Meteorological Observatory of No. 95147 Unit of PLA, Meizhou 514593

³ State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics (LASG), Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

收稿日期 2012-05-18, 2013-04-26 收修定稿

资助项目 国家自然科学基金资助项目 40975057, 江苏省自然科学基金资助项目 BK20131432, 江苏省“青蓝工程”, 江苏省“333 高层次人才培养工程”, 江苏高校优势学科建设工程资助项目 (PAPD)

作者简介 王黎娟, 女, 1970 年出生, 教授, 研究方向: 季风与海气相互作用。E-mail: wljfw@163.com

Abstract Circulation differences and a possible mechanism for the establishment of the South Asia high (SAH) over the Indo-China peninsula (ICP) from April to May in early/delayed-establishment years are investigated using NCEP/NCAR daily reanalysis and outgoing longwave radiation (OLR) data from 1979 to 2008. It is found that the circulation pattern in early-establishment years is significantly different from that in delayed years in the upper and lower troposphere. In the upper troposphere, the center of the anticyclone to the east of the Philippines moves fast in the early years before the SAH establishment. Conversely, no closed anticyclone exists over the western Pacific in delayed years. The area of anticyclone over the ICP is wide (narrow) in the early (delayed) years after establishment, and the duration required for establishment of the SAH is relatively long (short) in the early (delayed) -establishment years. In the lower troposphere, both the wind and sea level pressure fields exhibit a reverse distribution. The intensity of the Walker circulation in early-establishment years is also different to that in delayed years. The time required for the establishment of the center of the anticyclone over the ICP is closely associated with convection over this region, and the earlier (later) convective activity corresponds to earlier (later) establishment of the center. Moreover, the convective activity occurs slightly earlier than the establishment of the center. The westward velocity and intensity of the anticyclonic center to the east of the Philippines are affected by vertical motion and atmospheric diabatic heating. After this anticyclonic center moves to 130° – 145° E, vertical changes in diabatic heating play a major role in the maintenance of the center. The atmospheric thermal conditions and vertical motion over the ICP to the east of the Philippines are affected by the intensity of the Walker circulation, which is in turn determined by the distribution of anomalies in tropical Pacific sea surface temperature in the previous winter and spring. Such conditions can induce circulation differences during the establishment of the SAH.

Keywords South Asia high, Indo-China Peninsula, Circulation difference, East of the Philippines, Vertical change in diabatic heating

1 引言

南亚高压也称“青藏高原”，是亚洲夏季风系统的主要成员之一，也是除极地涡旋外，北半球 100 hPa 上最强大、最稳定的控制性环流系统 (Mason and Anderson, 1958; Zhao et al., 2009)。3 月以前，反气旋环流中心位于菲律宾群岛以东洋面上，4 月开始向西北方向移动至中南半岛上空，形成南亚高压。由冬至夏，高层反气旋环流中心的位置和强度存在着明显的季节变化，在此期间东亚大气环流也从冬季型转为夏季型 (朱福康等, 1980)。

众多研究给出了由冬至夏南亚高压季节变化的物理图像。4~5 月期间，南亚高压通过中心分裂的方式，快速从菲律宾群岛以东洋面上空西移北跳至中南半岛 (He et al., 2006)。而中南半岛高空反气旋生成加强和菲律宾群岛以东洋面高空反气旋减弱消亡的同时发生是这一时期南亚高压在中南半岛上空建立过程的主要特征 (刘伯奇等, 2009)；6 月份，南亚高压自中南半岛北部移上高原，强度明显加大，大多为 1 个中心；7、8 月，南亚高压继续西移，高压中心已移至高原上空，高压中心强度达到最大，此外，7、8 月多呈两个中心，分别在高原

西部和我国东部停留或北上 (Qian et al., 2002; 谭晶等, 2005; 郭准等, 2009)。冬、夏流型的转换是一种不连续的跳跃过程，并非南亚高压主体逐渐推进，而是经过流场上的快速调整，重建新流型的过程 (刘四臣和李维亮, 1987)。

对于南亚高压季节变化的机制也有诸多研究成果。有学者从热力学角度研究认为，由冬至夏季节变化过程中，南亚高压的正、斜压分量发生转换，南亚高压在其斜压分量环流的引导下移动 (Liu et al., 2000)，表现出一种“趋热性”特征 (Qian et al., 2002)。吴国雄等 (2013) 近期研究发现，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源有利于南亚高压形成。春末，青藏高原的加热作用对南亚高压的建立和强度有重要作用，夏季青藏高原加热产生准双周振荡，引起南亚高压的东西振荡 (Liu et al., 2007a, 2007b)。吴国雄和刘屹岷 (2000)、刘屹岷等 (2001) 以热力适应理论和全型垂直涡度方程出发揭示了南亚高压的形成与高原上空非绝热加热的空间非均匀分布的激发有关 (吴国雄和刘还珠, 1999; 刘屹岷等, 1999)。之后 Wu and Liu (2003) 和 Liu et al. (2004) 又提出了副热带“四叶型”加

热分布拼图的副高形成理论, 并对该理论的物理内涵及机制做了进一步阐述说明 (吴国雄等, 2008)。此外, 一些研究发现热带地区海温异常也是影响夏季南亚高压的主要原因。热带印度洋暖异常会导致夏季南亚高压增强, 中心位置偏南 (Huang et al., 2011; Huang et al., 2012; 魏维等, 2012), 在 ENSO 不同位相夏季南亚高压的强度和中心位置有明显差异 (李崇银等, 2011), 菲律宾附近的热带加热通过经向上的相互作用影响夏季南亚高压的经向范围 (Lu, 2004)。

综上, 目前对南亚高压季节变化的研究主要集中在夏季 6~8 月期间, 而对 4~5 月由冬至夏季节转换时期的季节变化过程的研究则涉及较少。王黎娟和郭帅宏 (2012) 初步分析了 4~5 月南亚高压在中南半岛上空的建立过程, 发现其存在明显的年际变化。而这一时期又正好是冬夏季节转换的过渡时期, 因此南亚高压在中南半岛上空的建立过程必然与全球大气环流季节变化相联系, 并受其影响。那么, 4~5 月季节转换时期南亚高压在中南半岛上空建立早晚年的环流差异具有怎样的环流背景? 过程特征差异的原因又是什么? 本文试图对上述问题做进一步分析。

2 资料与方法

2.1 资料及公式说明

本文使用 1979~2008 年 4~5 月 NOAA 的向外长波辐射 (OLR) 资料和 NCEP/NCAR 逐日再分析资料 (Kalnay et al., 1996), 包括风场、温度场、高度场等, 水平分辨率 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, 垂直分层取 1000~100 hPa 共 12 个标准等压层。

为反映大气热力状况, 本文计算了各层大气视热源, 其计算方法采用 Yanai et al. (1973) 给出的“倒算法”, 公式介绍如下:

$$Q_1 = c_p \cdot \left[\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla_p \bar{T} + \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{c_p}} \cdot \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \right], \quad (1)$$

其中, Q_1 为大气视热源, 由等式右边三项组成: 第一项为温度局地变化项, 第二项为温度水平平流项, 第三项为温度垂直变化项; $\bar{T}$ 、 $\bar{V}$ 、 $\bar{\omega}$ 、 $\bar{\theta}$ 分别表示平均层的温度、水平速度、垂直速度和位温。

利用吴国雄和刘还珠 (1999) 得到的不考虑摩擦耗散和倾斜涡度发展 (Slantwise Vorticity Development, SVD) 作用, 而仅考虑外热源作用的

全型垂直涡度方程:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \mathbf{V} \cdot \nabla \zeta + \beta v = (f + \zeta)(1 - \kappa) \frac{\omega}{P} + \frac{f + \zeta}{\theta_z} \frac{\partial Q_1}{\partial z} - \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial Q_1}{\partial x} + \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial Q_1}{\partial y}, \quad (2)$$

其中的非绝热加热项为

$$\frac{f + \zeta}{\theta_z} \frac{\partial Q_1}{\partial z} - \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial v}{\partial z} \frac{\partial Q_1}{\partial x} + \frac{1}{\theta_z} \frac{\partial u}{\partial z} \frac{\partial Q_1}{\partial y}, \quad \theta_z \neq 0.$$

根据尺度分析 (吴国雄等, 1999), 方程简化为:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\mathbf{V} \cdot \nabla \zeta - \beta v + \frac{f + \zeta}{\theta_z} \cdot \frac{\partial Q_1}{\partial z}, \quad (3)$$

方程右端三项依次为相对涡度平流项、地转涡度平流项和非绝热加热的垂直变化项。

2.2 南亚高压建立过程分类

南亚高压在中南半岛上空建立过程的分类, 采用王黎娟和郭帅宏 (2012) 给出的以反气旋环流西中心在中南半岛上空生成时间早晚进行分类的方法, 即:

建立偏早年: 西中心生成时间在 4 月 5 候以前 (不含 5 候) 的, 定义为建立偏早年。具体年份有: 1984、1985、1986、1990、1991、1994、1996、1999、2001、2002、2006、2008; 共 12 a。建立偏晚年: 西中心生成时间在 4 月 5 候以后 (不含 5 候) 的, 定义为建立偏晚年。具体年份有: 1983、1987、1992、1993、1997、1998、2003、2005; 共 8 a。建立正常年: 西中心生成时间在 4 月 5 候的, 定义为建立正常年。具体年份有: 1979、1980、1981、1982、1988、1989、1995、2000、2004、2007; 共 10 a。

3 南亚高压建立早晚年的环流特征

3.1 对流层高层的流场特征

刘伯奇等 (2009) 指出, 在气候态下, 位于菲律宾群岛以东洋面上空的南亚高压反气旋环流中心于 4 月 5 候分裂出位于中南半岛上空的西环流中心, 此后西中心发展加强成为南亚高压。而菲律宾群岛以东洋面上空的东中心处于逐渐西移的状态, 4 月 5 候前, 反气旋环流中心位于 160°E 附近, 4 月 5 候随着环流中心的分裂, 东中心西移至 $140^{\circ} \sim 150^{\circ}\text{E}$, 4 月 6 候以后, 东中心便稳定地位于 $130^{\circ} \sim 145^{\circ}\text{E}$, 直至 5 月 3 候完全消亡。

王黎娟和郭帅宏 (2012) 进一步分析发现南亚高压的建立过程存在明显的年际变化。图 1、2 分

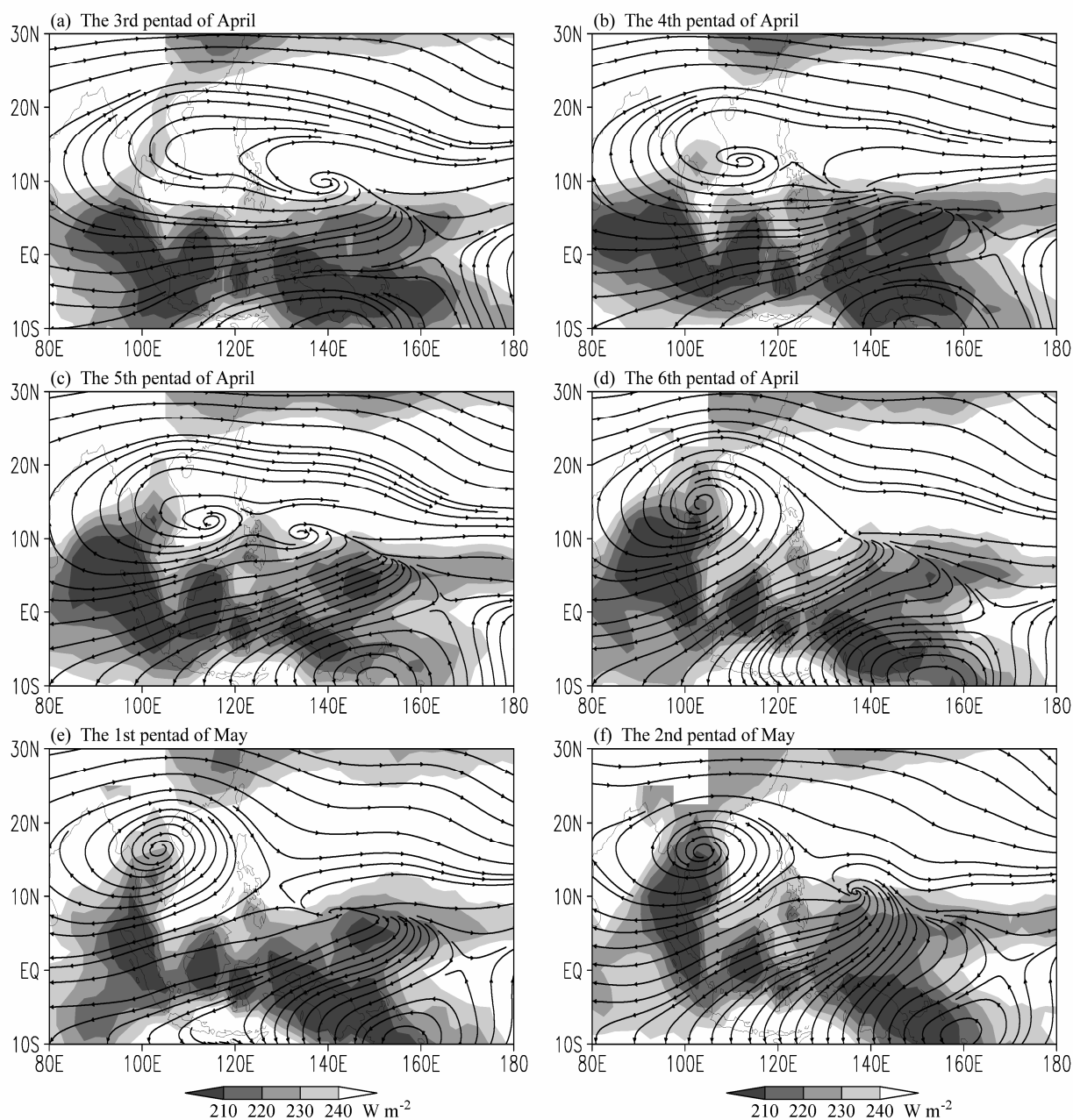


图1 南亚高压建立偏早年 OLR (阴影区为 $OLR < 240 \text{ W m}^{-2}$ 的区域) 和 150 hPa 流场逐候演变特征

Fig. 1 The time evolution of outgoing longwave radiation (OLR) (shading: $OLR < 240 \text{ W m}^{-2}$) and the streamline fields at 150 hPa in the the South Asia high (SAH) early-establishment years

别给出了建立早晚年 OLR 和 150 hPa 流场的逐候演变情况。从流场上, 建立偏早年 (图 1), 4 月 3 候 (图 1a) 菲律宾群岛以东洋面上空的反气旋环流中心位于 140°E , 西移速度较气候平均快, 且环流主体已西伸至中南半岛上空, 并于 4 月 4 候 (图 1b) 分裂出西环流中心。此后, 西中心不断发展加强, 而菲律宾群岛以东洋面上空的东环流中心则稳定地位于在 $130^{\circ}\sim 145^{\circ}\text{E}$, 并于 5 月 3 候 (图略) 完全消亡。建立过程持续到 5 月 2 候, 建立时间比气

候平均长 1 候。建立完成后 (图略), 中南半岛上空南亚高压反气旋环流东西范围较宽。

建立偏晚年 (图 2), 4 月 3、4、5 候 (图 2a, b, c), 西太平洋上空均无闭合的反气旋性环流中心, 到 4 月 6 候 (图 2d) 西环流中心出现, 但生成位置偏南, 与此同时菲律宾群岛以东洋面 140°E 附近上空出现环流辐散中心, 该辐散中心于 5 月 2 候 (图 2f) 完全消亡。5 月 1 候西环流中心接近中南半岛南部, 建立过程持续到 5 月 2 候, 建立时间比

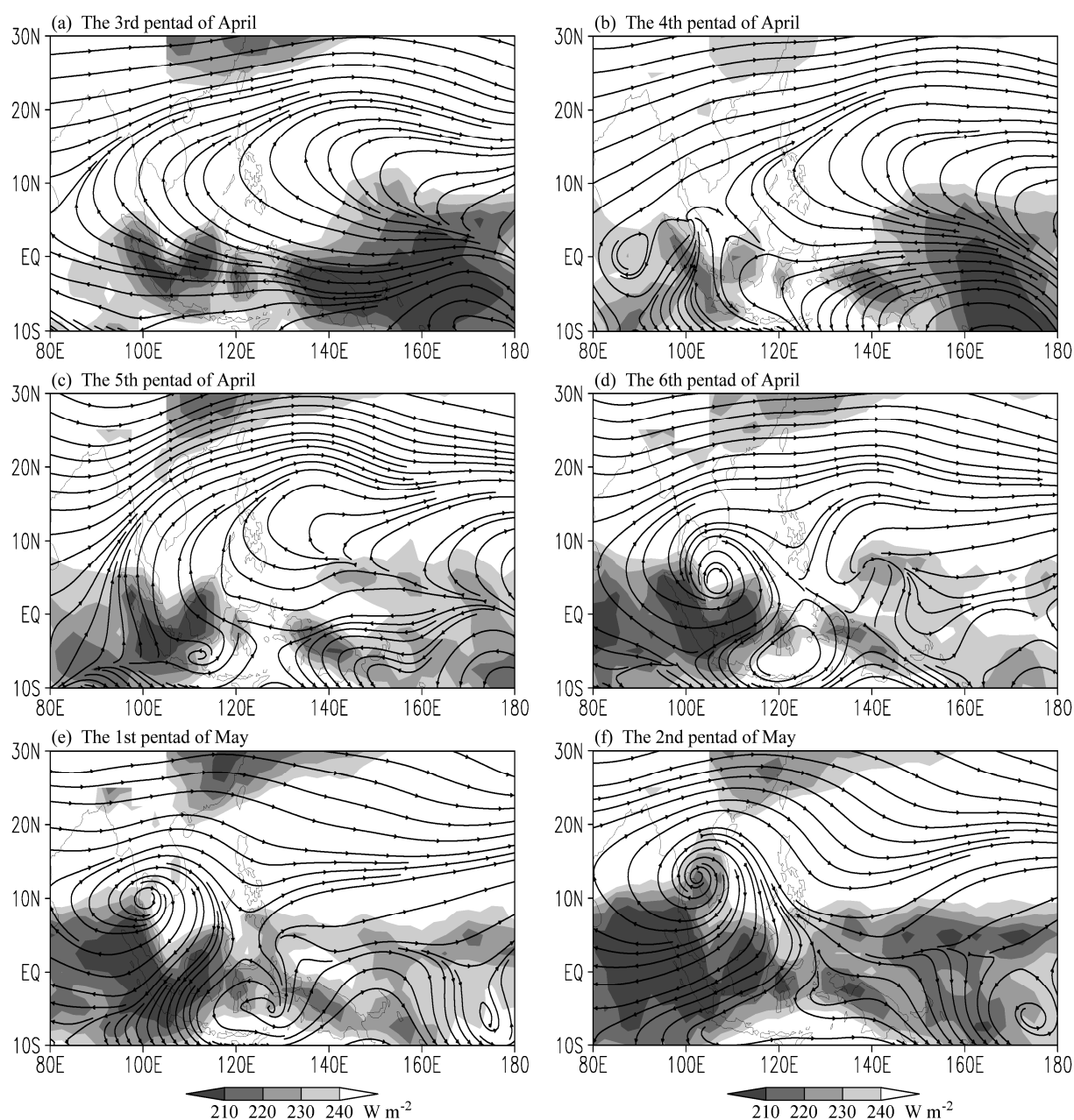


图2 南亚高压建立偏晚年 OLR (阴影区为 $OLR < 240 \text{ W m}^{-2}$ 的区域) 和 150 hPa 流场逐候演变特征

Fig. 2 The time evolution of OLR (shading: $OLR < 240 \text{ W m}^{-2}$) and the streamline fields at 150 hPa in the SAH delayed-establishment years

气候平均少 2 候。且建立完成后 (图 2f), 中南半岛上空南亚高压反气旋环流东西范围较窄。

从 150 hPa 流场的逐候演变上可以看出, 建立偏早年的建立过程时间较长, 建立过程中, 东部环流中心西移速度快, 建立完成后, 中南半岛上空南亚高压反气旋环流东西范围较宽; 建立偏晚年的建立过程时间较短, 建立开始前西太平洋上空无闭合的反气旋性环流中心, 建立完成后, 中南半岛上空南亚高压反气旋环流东西范围较窄; 而建立正常年 (图略) 则与气候平均一致。

3.2 对流层低层风场与海平面气压场特征

南亚高压作为大气环流的高层组成部分, 其变化过程必然与低层大气环流紧密联系。图 3 给出了 4~5 月南亚高压建立早晚年 850 hPa 距平风场和海平面气压 (SLP) 距平场。建立偏早年, 850 hPa 赤道太平洋地区为东风距平 (图 3a1), 菲律宾群岛以东洋面为距平风的辐合区, 赤道中东太平洋海域为距平风辐散区。而海平面气压在热带西太平洋地区为负距平 (图 3b1), 负距平大值区位于菲律宾群岛东北向海域。

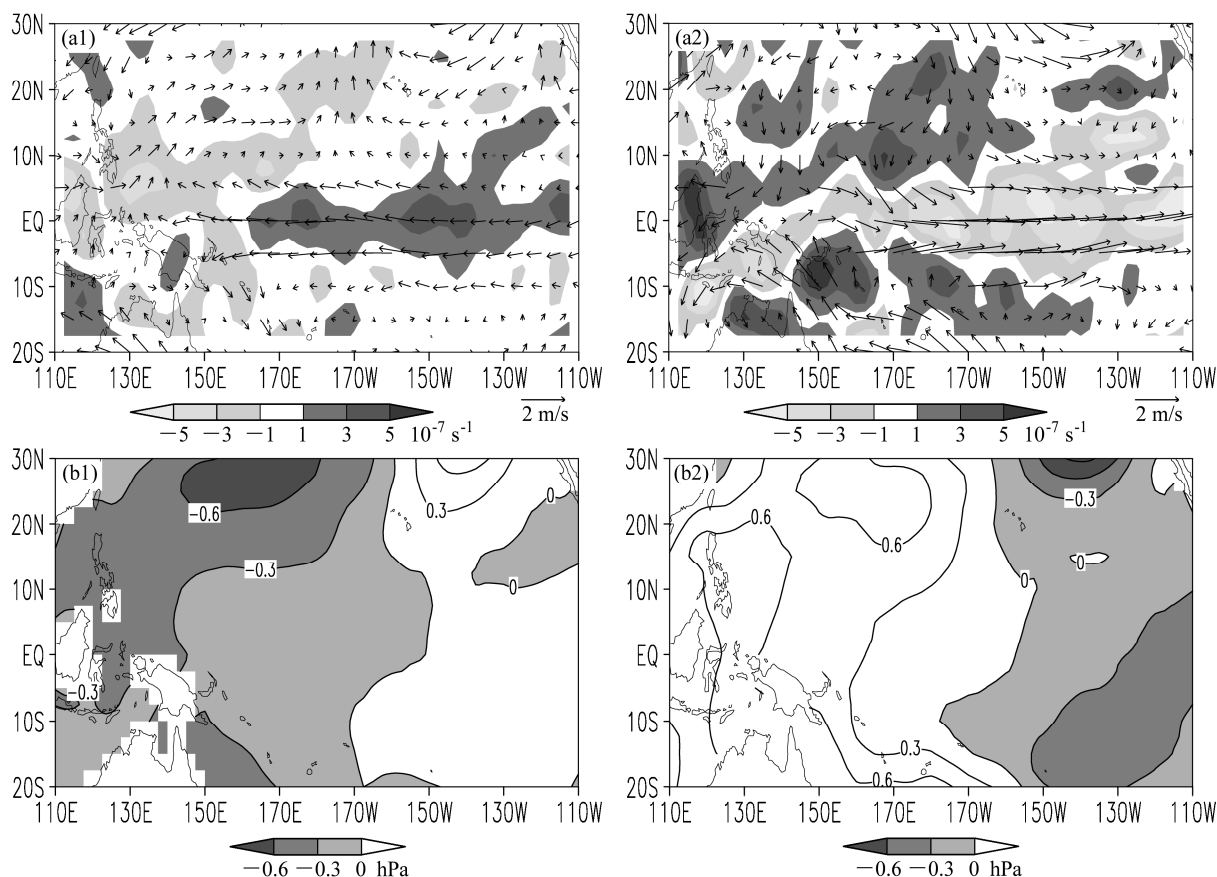


图3 4~5月850 hPa距平风场(a1, a2)(阴影区为散度距平, 单位: 10^{-7} s^{-1})和海平面气压距平场(b1, b2)(单位: hPa, 阴影区为负距平区): (a1, b1) 建立偏早年; (a2, b2) 建立偏晚年)

Fig. 3 (a1, a2) Wind anomaly fields at 850 hPa (shading indicates divergence anomaly, units: 10^{-7} s^{-1}) and (b1, b2) sea level pressure (SLP) anomaly fields (units: hPa; shading denotes negative SLP anomaly areas) from April to May: (a1, b1) The early-establishment years; (a2, b2) the delayed-establishment years

建立偏早年, 850 hPa 赤道太平洋地区为较强的西风距平(图 3a2), 菲律宾群岛以东洋面为距平风的辐散区, 赤道中东太平洋海域为较强的距平风辐合区。而热带西太平洋海平面气压距平则为正值(图 3b2), 正距平大值区同样位于菲律宾群岛东北向海域。

以上环流形势表明, 建立偏早年, 低层菲律宾群岛以东洋面气流辐合异常加强, 热带西太平洋海平面气压异常减弱, 低层赤道东风随之加强, 即 Walker 环流强, 而 Walker 环流上升支异常加强区域位于菲律宾群岛东北向海域上空; 建立偏晚年, 低层菲律宾群岛以东洋面气流辐合异常减弱, 热带西太平洋海平面气压则异常增高, 低层赤道东风随之减弱, 即 Walker 环流弱, 而 Walker 环流上升支异常减弱区域也位于菲律宾群岛东北向海域上空。

可见, 南亚高压建立早晚年, 对流层低层大气环流呈现反相分布形势, 与之相联系的 Walker 环流强度也存在明显差异, 而菲律宾群岛以东洋面又是

Walker 环流上升支异常的大值区域, 因此位于该区域上空的南亚高压反气旋环流将受显著影响, 进而造成南亚高压早晚年环流存在明显差异。

通过以上分析可以看出, 南亚高压在中南半岛上空建立早晚年的环流差异主要体现在东、西两个环流中心的演变上, 因此, 本文将分别从东、西环流中心的演变特征入手, 分析揭示环流差异的可能原因。

4 南亚高压建立早晚年环流差异的可能成因

4.1 中南半岛上空反气旋环流中心建立早晚的可能成因

刘伯奇等(2009)研究指出 4~5 月南亚高压在中南半岛上空的建立过程主要受大气热力作用影响, 而中南半岛上空反气旋环流中心的生成是由于中南半岛地区对流建立, 其上空上升运动加强, 对流层高层辐散运动加剧造成。那么, 中南半岛上

空反气旋环流中心生成的早晚是否也与中南半岛地区对流建立早晚有关呢?

图 4 给出了南亚高压建立早晚年 OLR 随时间沿 $5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 的演变情况。可以看出, 建立偏早年中南半岛地区对流开始早 (图 4a), 4 月 3 候对流已开始活跃, 此时菲律宾群岛以东洋面上空的反气旋环流中心主体西伸至中南半岛, 但环流中心依然位于菲律宾以东洋面 (图 1a); 4 月 4 候对流逐渐增强, 此时中南半岛东部上空反气旋环流中心生成 (图 1b); 4 月 6 候伴随对流进一步增强, 反气旋中心稳定维持在中南半岛上空 (图 1d)。

建立偏晚年中南半岛对流开始晚 (图 4b), 5 月 1 候才开始有活跃迹象, 此时西环流中心位于中南半岛南部洋面 (图 2e), 5 月 2 候伴随着中南半岛对流全面活跃, 反气旋中心在中南半岛上空开始稳定维持 (图 2f)。

结合图 1、图 2 和图 4 发现, 无论南亚高压建立早年还是晚年, 中南半岛对流活跃都稍早于南亚高压在该地区建立, 表明中南半岛地区对流活跃与南亚高压建立关系密切, 可能是其在该地区建立的重要原因。

进一步分析中南半岛地区对流活动造成的上升运动和对流层高层辐散运动变化情况。图 5、6 分别给出了南亚高压建立早晚年中南半岛上空反气旋环流中心生成前后 (建立偏早年为 4 月 2 候至 4 月 5 候, 建立偏晚年为 4 月 4 候至 5 月 1 候) 的上升运动和对流层高层辐散运动变化情况。

建立偏早年, 4 月 2 候 (图 5a), 中南半岛地区对流尚未建立, 该地区上空的上升运动和高层辐

散运动较弱; 4 月 3 候 (图 5b), 当中南半岛地区对流出现初步建立迹象时, 该地区上空的上升运动和高层辐散运动迅速加强, 此时菲律宾群岛以东洋面上空的反气旋环流中心主体西伸至中南半岛; 4 月 4 候 (图 5c), 中南半岛地区对流开始建立, 由于对流强度偏弱, 中南半岛地区上空的上升运动和高层辐散运动并没有进一步增强, 但仍维持较强的强度, 此时中南半岛上空反气旋环流中心生成; 4 月 5 候 (图 5d), 随着对流的发展加强, 中南半岛地区上空的上升运动和高层辐散运动进一步增强西扩, 中南半岛上空的反气旋环流则随之增强。

建立偏晚年, 4 月 4、5、6 候 (图 6a, b, c), 中南半岛地区对流都尚未建立, 该地区上空的上升运动和高层辐散运动都相对较弱, 只是 4 月 6 候, 当反气旋环流中心在中南半岛以南海域生成时, 中南半岛地区上空的上升运动有所加强; 5 月 1 候 (图 6d), 当中南半岛地区对流开始建立时, 中南半岛地区上空的上升运动和高层辐散运动迅速增强西扩, 反气旋环流中心也随之移上中南半岛。

事实上, 对流层高层反气旋和对流加热存在正反馈。高空辐散运动发展有利于上升运动增强, 进一步促进对流的发展。结合图 4 并对比图 5、6 可以看出, 中南半岛上空反气旋环流中心生成早晚与中南半岛地区对流建立发展关系密切。当中南半岛地区对流建立发展早时, 其上空上升运动和高层辐散运动发展加强早, 中南半岛上空反气旋环流中心生成早; 而高空辐散运动发展有利于上升运动增强, 促进对流进一步发展, 使得高空反气旋加强。晚年情况则反之, 中南半岛地区对流建立发展晚,

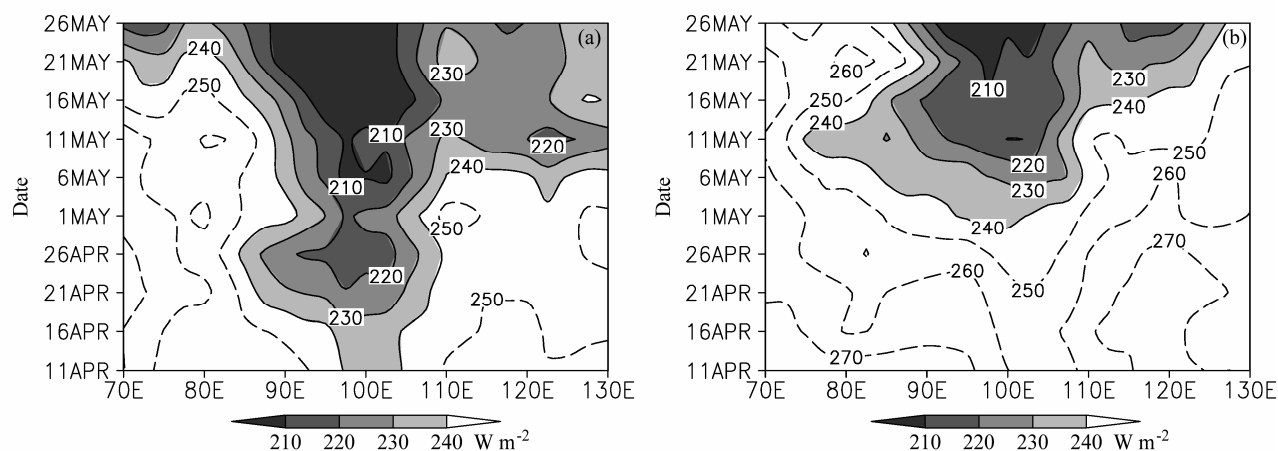


图 4 4~5 月 OLR 沿 $5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 平均的时间—经度剖面: (a) 建立偏早年; (b) 建立偏晚年。阴影区为 $\text{OLR}<240\text{ W m}^{-2}$ 的区域, 单位: W m^{-2}

Fig. 4 Time-longitude sections of OLR averaged over $5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ from April to May: (a) The early-establishment years; (b) the delayed-establishment years. Shading: $\text{OLR}<240\text{ W m}^{-2}$, units: W m^{-2}

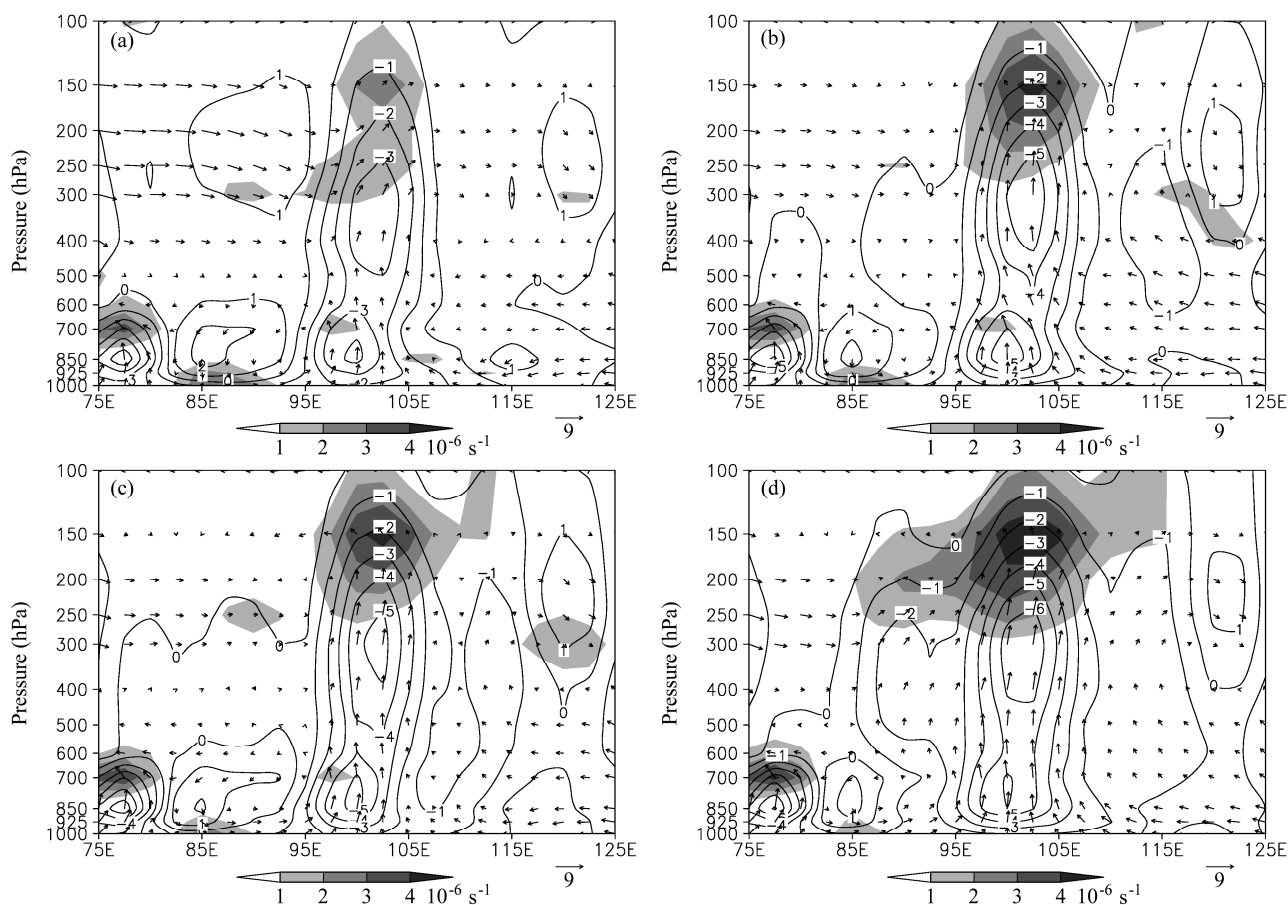


图5 建立偏早年南亚高压在中南半岛上空建立各候沿 $5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 平均的散度(阴影, 单位: 10^{-6}s^{-1})、垂直速度(等值线, 单位: 10^{-2}Pa s^{-1})和纬向垂直环流(矢量, 单位: m s^{-1}): (a) 4月2候; (b) 4月3候; (c) 4月4候; (d) 4月5候

Fig. 5 Longitude-height sections of the divergence (shading, units: 10^{-6}s^{-1}), vertical velocity (contours, units: 10^{-2}Pa s^{-1}), and zonal-vertical circulation (vector, units: m s^{-1}) averaged over $5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ in the SAH early-establishment years: (a) The 2nd pentad of April; (b) the 3rd pentad of April; (c) the 4th pentad of April; (d) the 5th pentad of April

中南半岛上空上升运动和高层辐散运动发展加强偏晚, 中南半岛上空反气旋环流中心生成偏晚, 高层反气旋和对流加热正反馈较早年偏晚偏弱。

前面的分析表明南亚高压建立早晚年, Walker 环流存在显著差异, 而中南半岛地区的上升运动作为 Walker 环流上升支的一部分, 则该地区的对流活动将受 Walker 环流异常的影响, 进而影响中南半岛上空反气旋环流中心建立的早晚。即南亚高压建立偏早年, Walker 环流强, 处于其上升支范围的中南半岛地区对流建立发展早, 其上空反气旋环流中心生成早; 建立偏晚年, Walker 环流弱, 处于其上升支范围的中南半岛地区对流建立发展晚, 其上空反气旋环流中心生成晚。

4.2 菲律宾群岛以东洋面上空反气旋环流中心维持及消亡的可能成因

从南亚高压建立早晚年的建立过程特征可以

看出, 建立偏早年在建立过程中菲律宾群岛以东洋面上空的反气旋环流中心西移速度快, 而建立偏晚年在建立开始前西太平洋上空无闭合的反气旋性环流中心出现。出现这种特征差异的原因是什么? 当菲律宾群岛以东洋面上空的反气旋环流中心稳定位于 $130^{\circ}\sim 145^{\circ}\text{E}$ 范围后便逐渐减弱消亡, 那么这一时期它的维持及消亡机制又是什么呢? 下面将做进一步分析。

4.2.1 环流中心西移演变特征分析

从图 1、2 给出的南亚高压建立早晚年的过程特征可以看出, 建立偏早年, 4月3候(图 1a)菲律宾群岛以东洋面上空的反气旋环流中心已西移至 140°E , 此后便维持在该区域附近直至其消亡; 建立偏晚年, 4月3候(图 2a)西太平洋上空则无闭合的反气旋性环流中心出现; 而建立正常年和气候平均场上(图略), 此时的反气旋环流中心仍位

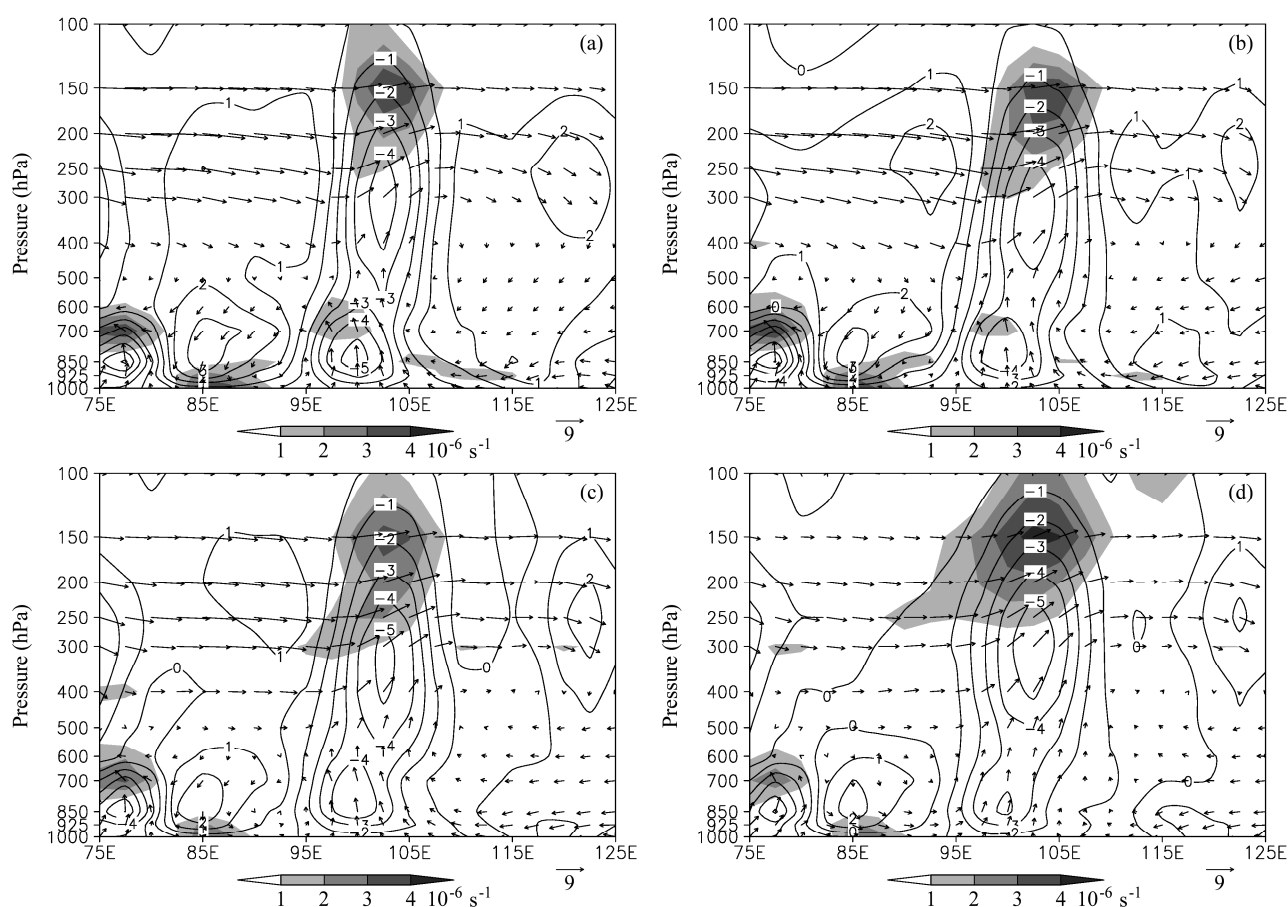


图6 建立偏晚年南亚高压在中南半岛上空建立各候沿 $5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 平均的散度(阴影, 单位: 10^{-6}s^{-1})、垂直速度(等值线, 单位: 10^{-2}Pa s^{-1})和纬向垂直环流(矢量, 单位: m s^{-1}): (a) 4月4候; (b) 4月5候; (c) 4月6候; (d) 5月1候

Fig. 6 Longitude-height sections of the divergence (shading, units: 10^{-6}s^{-1}), vertical velocity (contours, units: 10^{-2}Pa s^{-1}), and zonal-vertical circulation (vector, units: m s^{-1}) averaged over $5^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ in the SAH delayed-establishment years: (a) The 4th pentad of April; (b) the 5th pentad of April; (c) the 6th pentad of April; (d) the 1st pentad of May

于 160°E 附近。可见, 4月前3候是各建立类型菲律宾群岛以东洋面上空反气旋环流中心西移演变特征差异最明显的时期, 因此有必要针对这一时期的大气热力及运动状况进行分析。

图7给出了南亚高压建立早晚年4月1~3候菲律宾群岛以东洋面上空的上升运动和大气热力状况。建立偏早年(图7a), 菲律宾群岛以东洋面上空的大气非绝热加热中心位于 $150^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 区域上空 $500\sim 400\text{hPa}$ 附近, 非绝热加热大值区向西扩展至 130°E , 上升运动大值区也同时向西扩展, 与非绝热加热大值区相对应。

建立偏晚年(图7b), 菲律宾群岛以东洋面上空的大气非绝热加热中心也位于 $150^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 区域上空 $500\sim 400\text{hPa}$ 附近, 上升运动大值区与非绝热加热中心相对应, 但非绝热加热大值区和上升运动大值区均未向西扩展, 且大值区范围较建立偏早年

和气候平均(图略)小, 整体强度偏弱。

比较而言, 建立偏早年, 由于Walker环流强, 菲律宾群岛以东洋面上空的环流上升支和大气非绝热加热中心西扩明显。根据热力适应理论(吴国雄和刘屹岷, 2000), “过流现象”向高层大气排放的负涡度将增多, 即在加热层顶以上的高度, 尽管非绝热加热已消失, 但由于热力适应, 仍然存在上升运动及反气旋性辐散, 使得大气中非绝热加热制造的负涡度传入更高层的大气中。由于菲律宾群岛以东洋面 $130^{\circ}\sim 165^{\circ}\text{E}$ 区域上空的大气非绝热加热影响的最大高度在 $250\sim 200\text{hPa}$ 附近, 因此处于更高层次的 150hPa 将存在过流现象。而建立偏早年, 菲律宾群岛以东洋面上空的大气非绝热加热大值区西扩明显, 大值范围扩展至 130°E 附近, 该地区非绝热加热作用整体偏强, 因此过流向高层大气排放的负涡度将增多, 高空负涡度源随之增强, 而

高压系统有着向负涡度源运动的趋势,因此菲律宾群岛以东洋面上空的反气旋环流中心西移速度加快,导致这一时期反气旋环流中心位置较为偏西;建立偏晚年,由于 Walker 环流弱,菲律宾群岛以东洋面上空的上升运动和大气非绝热加热大值区范围偏小,大值范围只西伸至 140°E 附近,该地区非绝热加热作用整体偏弱,因此过流向高层大气排放的负涡度将减少,高空负涡度源随之减弱,导致其上空无闭合的反气旋性环流中心出现。

4.2.2 环流中心维持及消亡的分析

根据简化后的全型垂直涡度方程(公式 3),由于菲律宾群岛以东洋面上空反气旋环流中心位于高压脊线附近,因此相对涡度平流作用很弱,可以忽略,故(3)式变为:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} \approx -\beta v + \frac{f + \zeta}{\theta_z} \cdot \frac{\partial Q_1}{\partial z} \quad (4)$$

从气候平均的 150 hPa 流场逐候演变(图略)可以看出,东中心于 5 月 3 候完全消亡,在消亡的前 3 候(4 月 6 候至 5 月 2 候),菲律宾群岛以东洋面上空反气旋环流中心稳定的位于(130°~145°E, 5°~12.5°N)区域范围内,而环流中心区域的经向风较小,因此这一区域的地转涡度平流作用同样很弱(图 8),可以忽略,则(4)式变为:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} \approx \frac{f + \zeta}{\theta_z} \cdot \frac{\partial Q_1}{\partial z} = Q_{1z}, \quad (5)$$

所以,在菲律宾群岛以东洋面上空的反气旋环流中心维持及消亡期间,涡度的局地变化主要受非绝热加热的垂直变化影响。

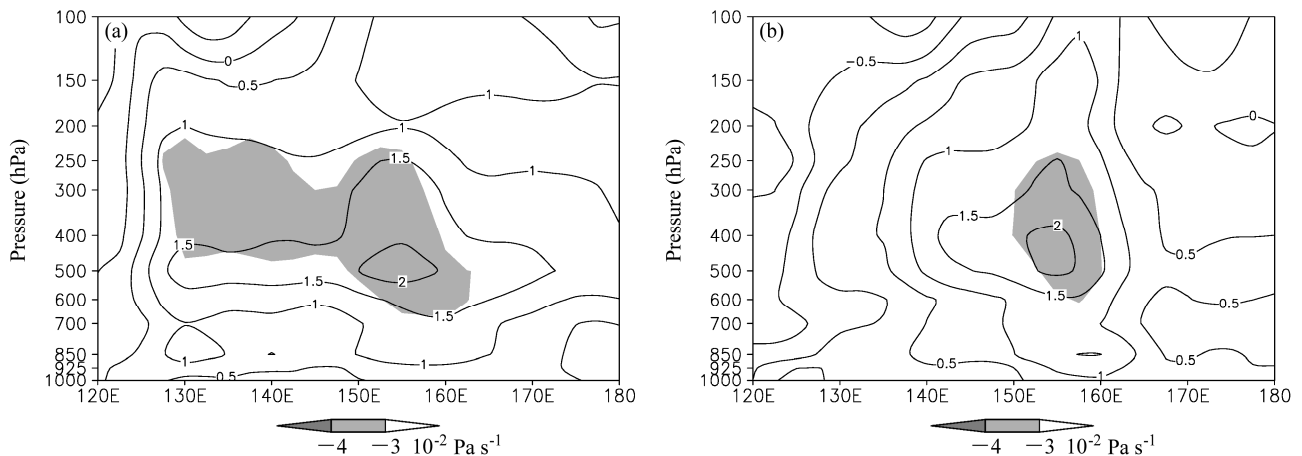


图 7 4 月 1~3 候垂直速度(阴影,单位: $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$)和大气视热源 Q_1 (等值线,单位: W m^{-2})沿 5°~15°N 平均的经度—高度剖面:(a) 建立偏早年;(b) 建立偏晚年

Fig. 7 Longitude-height sections of vertical velocity (shading, units: $10^{-2} \text{ Pa s}^{-1}$) and the apparent heat source Q_1 (contours, units: W m^{-2}) averaged over 5°–15°N from the 1st to 3rd pentad of April: (a) The early-establishment years; (b) the delayed-establishment years

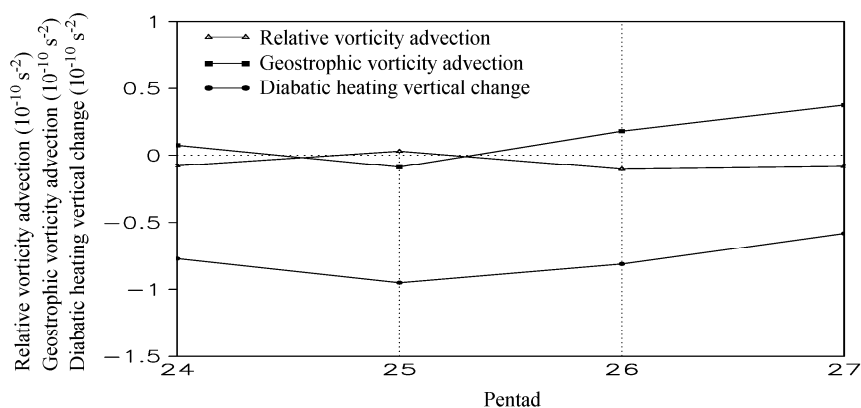


图 8 气候平均 150 hPa 相对涡度平流项、地转涡度平流项和非绝热加热垂直变化项(单位: 10^{-10} s^{-2})在(130°~145°E, 5°~12.5°N)内均值的时间序列

Fig. 8 Time series of the climatic mean relative vorticity advection, geostrophic vorticity advection, and diabatic heating vertical change (units: 10^{-10} s^{-2}) at 150 hPa averaged over (130°–145°E, 5°–12.5°N)

当 $Q_{1z} > 0$ 时, $\partial\zeta/\partial t > 0$, 有正涡度贡献; 当 $Q_{1z} < 0$ 时, $\partial\zeta/\partial t < 0$, 有负涡度贡献。因此, 当 Q_{1z} 的绝对值增大时, 表明非绝热加热的垂直变化作用对涡度的贡献增大, 即非绝热加热的垂直变化作用增强。

图 8 给出了气候平均 150 hPa 相对涡度平流项、地转涡度平流项和非绝热加热垂直变化项在 ($130^\circ \sim 145^\circ\text{E}$, $5^\circ \sim 12.5^\circ\text{N}$) 内均值的时间序列。可以看出, 菲律宾群岛以东洋面上空反气旋环流中心消亡的前 3 候 (24~26 候), 相对涡度平流项和地转涡度平流项接近于 0, 进一步说明涡度的局地变化主要依靠非绝热加热的垂直变化作用。

从图 8 中还可以看出地转涡度平流项的变化趋势与非绝热加热垂直变化项的变化趋势一致, 表明两者可能存在密切关系。当菲律宾群岛以东洋面上空的 $Q_{1z} < 0$, 且 Q_{1z} 绝对值减小, 即非绝热加热垂直变化作用减弱时, 负涡度减小, 高空反气旋环流随之减弱, 环流西侧的南风风量减小, 由于该反气旋环流位于中南半岛上空反气旋环流的东侧, 受其东侧偏北气流影响, 则菲律宾群岛以东洋面上空反气旋环流所在区域的北风风量将加大, 导致地转涡度平流项向正平流方向变化。特别是 5 月 3 候 (27 候), 当非绝热加热垂直变化作用明显减弱时, 菲律宾群岛以东洋面上空反气旋环流中心消亡, 该环流中心所在区域由中南半岛上空反气旋环流东侧的偏北气流完全占据, 导致地转涡度平流项向正平流方向增强明显; 反之, 当菲律宾群岛以东洋面上空的 $Q_{1z} < 0$, 且 Q_{1z} 绝对值增大, 即非绝热加热垂直变化作用增强时, 负涡度增加, 高空反气旋环流随之增强, 其西侧的南风风量加强, 则地转涡度平流项向负平流方向变化。以上分析说明地转涡度平

流项的变化受到非绝热加热垂直变化作用的影响。

图 9, 10 分别给出了南亚高压建立早晚年菲律宾群岛以东洋面上空反气旋环流中心消亡前 2 候至消亡当候 (建立偏早年为 5 月 1 候至 5 月 3 候, 建立偏晚年为 4 月 6 候至 5 月 2 候) 的 150 hPa 非绝热加热垂直变化项逐候演变。结合对应的 150 hPa 环流场 (建立偏早年为图 1e、f, 5 月 3 候图略; 建立偏晚年为图 2d、e、f) 可以看出, 无论是建立偏早年还是建立偏晚年, 当菲律宾群岛以东洋面上空的反气旋环流中心稳定位于 $130^\circ \sim 145^\circ\text{E}$ 这一区域后, 环流强度与该地区上空的非绝热加热垂直变化作用有着很好的对应关系, 即当该地区上空的 $Q_{1z} < 0$, 且 Q_{1z} 绝对值增大, 非绝热加热垂直变化作用增强时, 反气旋环流随之加强, 当 Q_{1z} 绝对值减小, 非绝热加热垂直变化作用减弱时, 反气旋环流随之减弱, 乃至消亡。

然而, 南亚高压建立早晚年菲律宾群岛以东洋面上空的非绝热加热垂直变化作用又存在明显差别, 导致对应的反气旋环流演变特征存在明显差异。建立偏早年 (图 9), 菲律宾群岛以东洋面上空 $Q_{1z} < 0$, Q_{1z} 绝对值较大, 非绝热加热垂直变化作用较强, 当反气旋环流中心消亡后, 该地区上空仍保持着较强的非绝热加热垂直变化作用 (图 9c), 从而为该地区提供较强的负涡度, 致使中南半岛上空的南亚高压反气旋环流东伸明显, 环流东西范围较宽 (图略); 而建立偏晚年 (图 10), 菲律宾群岛以东洋面上空 $Q_{1z} < 0$, Q_{1z} 绝对值偏小, 非绝热加热垂直变化作用明显弱于建立偏早年, 且衰减较快, 因此菲律宾群岛以东洋面上空的反气旋环流中心明显偏弱且消亡较早, 致使南亚高压建立过程时间短, 且完全建立后的南亚高压反气旋环流东西范围

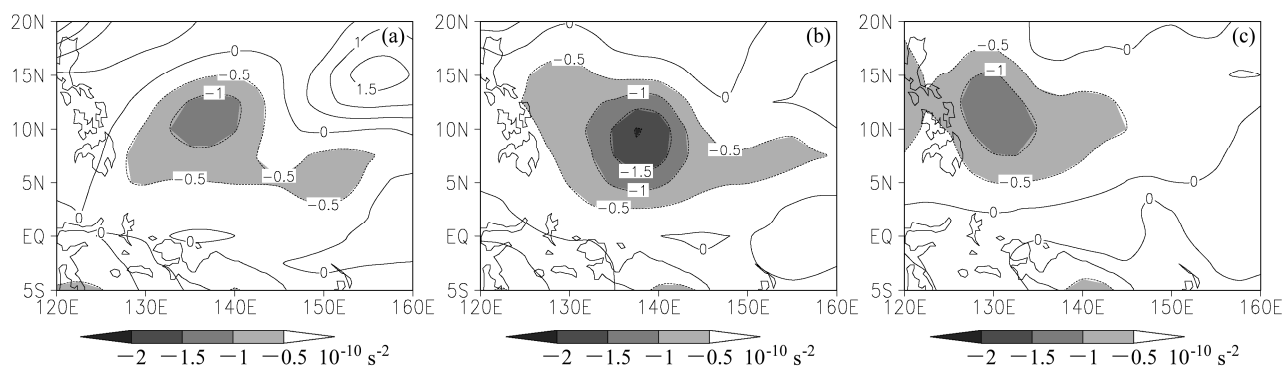


图 9 南亚高压建立偏早年 150 hPa 非绝热加热垂直变化项逐候演变特征: (a) 5 月 1 候; (b) 5 月 2 候; (c) 5 月 3 候。阴影区为非绝热加热垂直变化项 < -0.5 的区域, 单位: 10^{-10} s^{-2}

Fig. 9 The time evolution of the diabatic heating vertical change at 150 hPa in the SAH early-establishment years: (a) The 1st pentad of May; (b) the 2nd pentad of May; (c) the 3rd pentad of May. Shading indicates areas that diabatic heating vertical change is less than -0.5 , units: 10^{-10} s^{-2}

较窄 (图 2f)。

通过以上分析可以看出, 当菲律宾群岛以东洋面上空的反气旋环流中心西移稳定至 $130^{\circ}\sim 145^{\circ}\text{E}$ 这一区域后, 非绝热加热的垂直变化对该环流中心的维持及消亡起主要作用。非绝热加热垂直变化与大气热力状况及上升运动有关, 而南亚高压建立早晚菲律宾群岛以东洋面上空的大气热力状况及上升运动又由于 Walker 环流的强弱而存在显著差别, 从而导致了该地区上空反气旋环流中心的演变差异。

可见, 南亚高压建立早晚年, 无论是中南半岛地区还是菲律宾群岛以东洋面, 影响环流演变的因子由于 Walker 环流的强弱而存在显著差异, 而 Walker 环流又受海温影响。图 11 给出了南亚高压建立早晚年前期冬春季节 (12 月至 3 月) 的海温距平分布。可以看出, 建立偏早年 (图 11a), 热带西太平洋特别是菲律宾群岛东北向海域海温异常偏

高, 而热带中东太平洋海温异常偏低。这种海温分布导致 Walker 环流加强, 上升支异常加强区位于菲律宾群岛东北向海域上空, 这与图 3 分析结果相一致; 建立偏晚年 (图 11b), 海温距平分布则与建立偏早年相反, 菲律宾群岛以东洋面海温异常偏低, 导致 Walker 环流减弱。

综上所述, 有理由认为前期冬春季节热带太平洋海温异常分布, 影响后期 Walker 环流的强弱, 进而影响中南半岛至菲律宾群岛以东洋面上空的上升运动及大气热力状况, 最终导致南亚高压建立期间环流的演变差异。根据 Zhu et al. (2011) 的研究, 4~5 月伴随着中南半岛及其南部的对流活跃, 亚洲南部热带地区开始进入夏季风阶段。此时由于中南半岛对流活跃引起的大气热状况改变对南亚高压在中南半岛的建立起主要作用 (王黎娟等, 2012), 而菲律宾以东洋面上空大气热状况影响洋面上空反气旋环流中心的维持及消亡。可见, 4~5

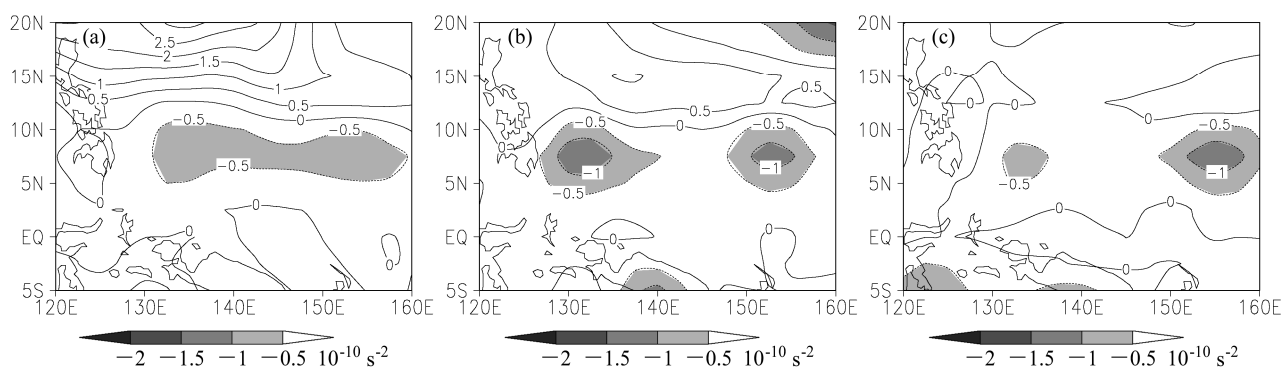


图 10 南亚高压建立偏晚年 150 hPa 非绝热加热垂直变化项逐候演变特征: (a) 4 月 6 候; (b) 5 月 1 候; (c) 5 月 2 候。阴影区为非绝热加热垂直变化项 < -0.5 的区域, 单位: 10^{-10} s^{-2}

Fig. 10 The time evolution of the diabatic heating vertical change at 150 hPa in the SAH delayed-establishment years: (a) The 6th pentad of April; (b) the 1st pentad of May; (c) the 2nd pentad of May. Shading indicates areas that diabatic heating vertical change is less than -0.5 , units: 10^{-10} s^{-2}

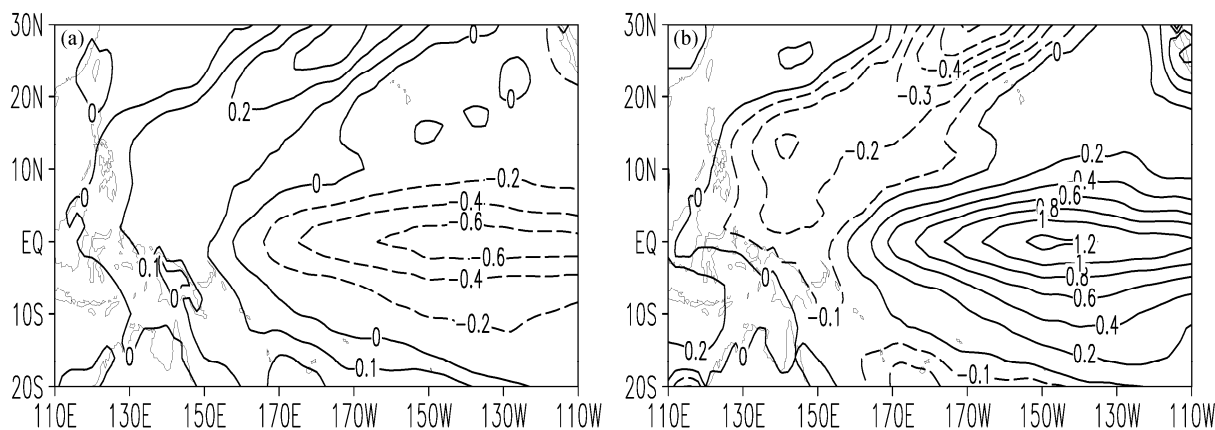


图 11 前期冬春季节 (12~3 月) 海表温度距平场 (单位: $^{\circ}\text{C}$): (a) 建立偏早年; (b) 建立偏晚年

Fig. 11 Sea surface temperature (SST) anomaly fields (units: $^{\circ}\text{C}$) in previous winter and spring (from December to March): (a) The early-establishment years; (b) the delayed-establishment years

月南亚高压的建立因中南半岛上空大气热状况而表现出明显的“趋热性”。有研究表明(Liu et al, 2000; Qian et al, 2002) 6 月份因为青藏高原的热力作用致使南亚高压从中南半岛北上高原, “趋热性”亦显著。因此, 由春至夏转换季节南亚高压西进中南半岛建立和夏季北上高原都是主要受大气的热力状况驱使, 本质上基本一致。

5 总结与讨论

本文在前期工作的基础上进一步分析了 1979~2008 年 4~5 月南亚高压在中南半岛上空建立早晚年份的环流差异及可能成因, 得到以下主要结论:

(1) 南亚高压建立早晚年, 对流层高低层环流形势存在显著差异: 在对流层高层, 南亚高压在中南半岛上空建立早晚年份的环流差异主要体现在东、西两个环流中心的演变上。偏早年, 东部环流中心西移速度快, 建立完成后, 中南半岛上空南亚高压反气旋环流东西范围较宽, 整个建立过程时间较长; 偏晚年, 建立开始前西太平洋上空无闭合的反气旋性环流中心, 建立完成后, 中南半岛上空南亚高压反气旋环流东西范围较窄, 整个建立过程时间较短; 在对流层低层, 风场和海平面气压场呈现反相的分布形势, 与之相联系的 Walker 环流强度也存在明显差异, 位于菲律宾群岛以东洋面上空的反气旋环流将受到显著影响, 进而造成南亚高压早晚年环流存在明显差异。

(2) 南亚高压建立偏早年, Walker 环流强, 处于其上升支范围的中南半岛地区对流建立发展早, 其上空上升运动和高层辐散运动发展加强早, 中南半岛上空反气旋环流中心生成早; 建立偏晚年, Walker 环流弱, 处于其上升支范围的中南半岛地区对流建立发展晚, 其上空上升运动和高层辐散运动发展加强晚, 中南半岛上空反气旋环流中心生成晚; 且无论南亚高压建立早年还是晚年, 中南半岛对流活跃都稍早于南亚高压在该地区建立。表明中南半岛地区对流活跃与南亚高压建立早晚关系密切, 可能是其在该地区建立的重要原因。

(3) 菲律宾群岛以东洋面上空反气旋环流中心的西移快慢及有无闭合环流中心出现受该区域上空的上升运动和大气非绝热加热作用影响。当菲律宾群岛以东洋面上空的反气旋环流中心西移稳定至 $130^{\circ}\sim 145^{\circ}\text{E}$ 这一区域后, 非绝热加热的垂直变

化对该环流中心的维持及消亡起主要作用。由于 Walker 环流的强弱影响菲律宾群岛以东洋面非绝热加热垂直变化, 进而导致该地区上空反气旋环流演变的差异。

(4) 由于前期冬春季节热带太平洋海温的异常分布, 引起了后期 Walker 环流的强弱变化, 进而影响了中南半岛至菲律宾群岛以东洋面上空的大气热力状况及上升运动, 最终导致南亚高压建立期间环流的演变差异。

通过本文分析可以发现, 菲律宾群岛以东洋面上空的非绝热加热垂直变化作用在 5 月 3 候(建立偏晚年为 5 月 2 候)会明显减弱, 致使该区域上空的反气旋环流中心消亡, 南亚高压在中南半岛上空完全建立。而非绝热加热垂直变化作用为什么会在这一时期突然减弱? 则需要今后更进一步的研究。

参考文献 (References)

- 郭准, 郭品文, 茅懋. 2009. 南亚高压在高原建立的路径类型及其分析 [J]. 大气科学学报, 32 (6): 815–823. Guo Zhun, Guo Pinwen, Mao Mao. 2009. Motion tracks of South Asia high and its onset mechanisms [J]. Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (6): 815–823.
- He Jinhai, Wen Min, Wang Lijuan, 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.
- Huang Gang, Qu Xia, Hu Kaiming. 2011. The impact of the tropical Indian ocean on South Asian high in boreal summer [J]. Adv. Atmos. Sci., 28 (2): 421–432.
- Huang Ronghui, Chen Jilong, Wang Lin, et al. 2012. Characteristics, processes, and causes of the spatio-temporal variabilities of the East Asian monsoon system [J]. Adv. Atmos. Sci., 29 (5): 910–942.
- Kalnay E C, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77 (3): 437–472.
- 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]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 27 (3): 289–298.
- 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 Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (6): 1319–1332.
- 刘四臣, 李维亮. 1987. 热力强迫下斜压大气的多平衡态与副热带高压 [J]. 中国科学 (B 辑), 9 (4): 441–450. Liu Sichen, Li Weiliang. 1987. Multi-equilibrium and subtropical high pressure of the baroclinic under the heating force [J]. Science in China (Series B) (in Chinese), 9 (4): 441–450.

- Liu Xuanfei, Zhu Qiang, Guo Pinwen. 2000. Conversion characteristics between barotropic and baroclinic circulations of the SAH in its seasonal evolution [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 17 (1): 129–139.
- Liu Yimin, Wu Guoxiong, Ren Rongcai. 2004. Relationship between the subtropical anticyclone and diabatic heating [J]. *J. Climate*, 17: 682–698.
- Liu Y M, Hoskins B J, Blackburn M. 2007b. Impact of Tibetan orography and heating on the summer flow over Asia [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 85: 1–19.
- 刘屹岷, 吴国雄, 刘辉, 等. 1999. 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 (5): 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 released latent heating in relation to the South-Asian high and subtropical high [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 57 (5): 525–538.
- 刘屹岷, 吴国雄, 宇如聪, 等. 2001. 热力适应、过流、频散和副高 II. 水平非均匀加热与能量频散 [J]. *大气科学*, 25 (3): 317–328. Liu Yimin, Wu Guoxiong, Yu Rucong, et al. 2001. Thermal adaptation overshooting, dispersion, and subtropical anticyclone. Part II: Horizontal inhomogeneous heating and energy dispersion [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 25 (3): 317–328.
- Liu Yimin, Bao Qing, Duan Anmin, et al. 2007a. Recent progress in the impact of the Tibetan Plateau on climate in China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 24 (6): 1060–1076.
- Lu Riyu. 2004. Associations among the components of the East Asian summer monsoon system in the meridional direction [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 82 (1): 155–165.
- Mason R B, Anderson C E. 1958. The development and decay of the 100 mb summertime anticyclone over southern Asia [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 91 (1): 3–12.
- Qian Yongfu, Zhang Qiong, Yao Yonghong, et al. 2002. Seasonal variation and heat preference of the South Asia high [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 19 (5): 821–836.
- 谭晶, 杨辉, 孙淑清, 等. 2005. 夏季南亚高压东西振荡特征研究 [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]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese)*, 28 (4): 452–460.
- 王黎娟, 郭帅宏. 2012. 4~5 月南亚高压在中南半岛上空建立的年际变化特征及其与亚洲南部夏季风的关系 [J]. *大气科学学报*, 35 (1): 10–23. Wang Lijuan, Guo Shuaihong. 2012. Interannual variability of the South-Asian high establishment over the Indo-China Peninsula from April to May and its relation to southern Asian summer monsoon [J]. *Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 35 (1): 10–23.
- 魏维, 张人禾, 温敏. 2012. 南亚高压的南北偏移与我国夏季降水的关系 [J]. *应用气象学报*, 23 (6): 650–659. Wei Wei, Zhang Renhe, Wen Min. 2012. Meridional variation of South-Asian high and its relationship with the summer precipitation over China [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 23 (6): 650–659.
- 吴国雄, 刘还珠. 1999. 全型垂直涡度倾向方程和倾斜涡度发展 [J]. *气象学报*, 57 (1): 1–15. Wu Guoxiong, Liu Huanzhu. 1999. Complete form of vertical vorticity tendency equation and slantwise vorticity development [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 57 (1): 1–15.
- 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 (4): 433–446. Wu Guoxiong, Liu Yimin. 2000. Thermal adaptation, overshooting, dispersion and subtropical high. Part I: Thermal adaptation and overshooting [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 24 (4): 433–446.
- Wu Guoxiong, Liu Yimin. 2003. Summertime quadruplet heating pattern in the subtropics and the associated atmospheric circulation [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (5): 1201–1204. doi:10.1029/2002GL016209.
- 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 (3): 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 (3): 257–263.
- 吴国雄, 刘屹岷, 宇婧婧, 等. 2008. 海陆分布对海气相互作用的调控和副热带高压的形成 [J]. *大气科学*, 32 (4): 720–740. Wu Guoxiong, Liu Yimin, Yu Jingjing, et al. 2008. Modulation of land-sea distribution on air-sea interaction and the formation of subtropical anticyclones [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (4): 720–740.
- 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. 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.
- 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 (4): 611–627.
- Zhao Ping, Zhang Xiangdong, Li Yuefeng, et al. 2009. Remotely modulated tropical-North Pacific ocean-atmosphere interactions by the South Asian high [J]. *Atmos. Res.*, 94 (1): 45–60.
- Zhu Congwen, Zhou Xiuji, Zhao Ping, et al. 2011. Onset of East Asian sub-tropical summer monsoon and rainy season in China [J]. *Sci. China Earth Sci.*, 54 (12): 1845–1853. doi:10.1007/s11430-011-4284-0.
- 朱福康, 陆龙骅, 陈咸吉, 等. 1980. 南亚高压 [M]. 北京: 科学出版社, 78pp. Zhu Fukang, Lu Longhua, Chen Xianji, et al. 1980. The South Asian high (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 78pp.