

南亚高压季节内变化与热带季节内振荡之间关系

林爱兰¹ Tim LI² 王璐³ 李春晖¹

1 中国气象局广州热带海洋气象研究所, 广东省区域数值天气预报重点实验室, 广州 510640

2 IPRC and Department of Department of Atmospheric Sciences, University of Hawaii, Honolulu, Hawaii 96822

3 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气候与环境变化国际合作联合实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心

摘要 采用观测分析和数值试验等方法, 分析夏季南亚高压与热带季节内振荡(ISO)之间的关系, 并对两者之间的相互作用进行量化诊断, 探讨其物理过程。

主要结果表明: 南亚高压 ISO 与热带 ISO 活动关系密切, 当热带 ISO 处于印度洋位相(第 1、2、3 位相), 则南亚高压东脊点位置偏西, 当 ISO 处于太平洋位相(第 5、6、7 位相), 则南亚高压东脊点位置偏东。与热带 ISO 关系最密切的是南亚高压东部附近区域, 即东亚-西太平洋地区(110° - 140° E, 15° - 25° N), 该关键区也是南亚高压 ISO 最显著区域。在热带 ISO 的调制下, 关键区对流层大气垂直结构产生斜压性异常变化, 导致高层南亚高压东脊点的东伸(西退)对应中低层西太平洋副热带高压西脊点的东退(西伸)。在南亚高压与热带 ISO 之间关系中, 主要是热带 ISO 对南亚高压的影响, 南亚高压东部关键区 ISO 强度 40% 来源于热带 ISO 的贡献, 而南亚高压对热带 ISO 平均强度的影响很弱。热带 ISO 影响南亚高压的物理过程如下, 热带 ISO 从印度洋向东传播至西太平洋时, 强对流产生分支, 部分由于东亚-西太平洋的有利夏季风背景转为向北传播, ISO 向北传播过程中对流强度进一步加强, 这就相当于存在一赤道非对称热源。在热源的作用下, 大气产生异常响应, 在热源的西北侧, 即东亚-西太平洋地区, 对流层低层为气旋性环流异常、位势高度负异常, 对流层高层为反气旋性环流异常、位势高度正异常, 从而导致南亚高压东脊点偏东。而当热带 ISO 处于印度洋位相时, 大气异常响应与上述相反, 南亚高压东部位势高度降低, 南亚高压东脊点西撤。

关键词 季节内振荡(ISO) 南亚高压 热带 东脊点 斜压 东伸 西退

文章编号

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.20144

收稿日期 2020-04-14; 网络预出版日期 2019-06-20

作者简介 林爱兰(1963-), 女, 研究员, 硕士, 主要从事热带季风气候研究。E-mail: allin@gd121.cn

资助项目 国家重点研发计划项目 2018YFC1505801, 国家自然科学基金项目 41575043

Funded by National Key Research and Development Program Funding of China (Grant 2018YFC1505801), National Natural Science Foundation of China (Grant 41575043)

Relationship between Tropical Intraseasonal Oscillation and Intraseasonal Variation of the South Asian High

LIN Ailan¹, TIM Li², WANG Lu³, LI Chunhui¹

1 Institute of Tropical and Marine Meteorology/Guangdong Provincial Key Laboratory of Regional Numerical Weather Prediction, China Meteorological Administration, Guangzhou, China

2 IPRC and Department of Department of Atmospheric Sciences, University of Hawaii, Honolulu, Hawaii 96822

3 Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education (KLME)/Joint International Research Laboratory of Climate and Environmental Change (ILCEC)/Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters (CIC-FEMD), Nanjing University of Information Science and Technology, China

Abstract The relationship between the tropical intraseasonal oscillation (ISO) and the intraseasonal variation of the South Asian high (SAH) in boreal summer and associated physical mechanisms are investigated by using both the observational analysis and numerical model experiments. The results indicate that the intraseasonal variation of SAH is closely related to tropical ISO activity. The eastern edge of SAH shifts westward when the active phase of the tropical ISO appears in the Indian Ocean (including Phase 1, 2 and 3), and shifts eastward when the ISO appears in the Pacific (including Phase 5, 6 and 7). The most sensitive region in response to the tropical ISO forcing is over the eastern part of SAH, which is the region connecting East Asia and western Pacific (110°E–140°E, 15°N–25°N). The vertical profile of tropospheric atmosphere in the region exhibits a baroclinic structure. An eastward extension (westward retreat) of the eastern edge of SAH corresponds well to an eastward retreat (westward extension) of the western edge of the western Pacific subtropical high (WPSH) in the middle and lower troposphere. The intraseasonal variability of SAH is primarily affected by the tropical ISO. About 40% of the variability in the key region is attributed to the tropical ISO, whereas the influence of the SAH on the tropical ISO is weak. The physical processes by which the tropical ISO affects SAH are summarized as follows. As the tropical ISO moves from the Indian Ocean to the western Pacific, it also propagates northward under the favorable summer monsoon background state. To the northwest of the ISO heat source, cyclonic circulation and negative height anomalies (anticyclonic circulation and positive height anomalies) appear in the lower (upper) troposphere, which leads to the eastward extension of SAH. However, when the tropical ISO appears in the Indian Ocean, the atmospheric circulation response is in general opposite to the above, leading to the westward retreat of SAH.

Keywords Tropical intraseasonal oscillation (ISO), South Asian high (SAH), Eastern edge of SAH, Baroclinicity, Eastward extension, Westward retreat

1 引言

大气季节内振荡最早发现于热带地区（谢义丙等, 1963; Madden and Julian, 1971），有关热带大气季节内振荡的特征及其机理已经被广泛研究（例如，Murakami, et al., 1985; Li, 1985; Madden and Julian, 1994; Wang and Li, 1994; Li and Wang, 1994; Jiang et al., 2004; Lin et al., 2011; Hsu and Li, 2012; Hsu et al., 2014; Wang et al., 2017; Li et al., 2020）。热带季节内振荡不仅影响热带地区，而且影响热带外地区的天气气候(例如，Jeong et al., 2008; 吕俊梅等, 2012; 李汀等, 2012; 李崇银等, 2013; 林爱兰等, 2013; Li et al., 2020)。尽管有研究（李崇银, 1993; Wang et al., 2013）指出中高纬大气季节内振荡与非线性相互作用和外源强迫密切相关，目前对于副热带、中高纬度的季节内振荡的研究无论从观测事实还是理论或模拟研究都很不充分（何金海等, 2006），而且对热带与副热带或中纬度之间季节内振荡相互作用的了解也很不足。李崇银（1993）利用 500 hPa 位势高度场进行空间相关分析，揭示全球大气低频遥相关波列跨越南北半球相互衔接，并用 Hoskins 等（1981）的大圆理论解释低频波列的结构特征。这些研究说明中低纬季节内振荡存在一定联系。

南亚高压既有季节、年际、年代际变化（彭丽霞等, 2009），也有季节内和天气尺度变化（李跃清, 1996; 任荣彩等, 2007; Yang and Li, 2016）。就季节变化而言，春季南亚高压相继在南海和中南半岛北部出现（Reiter and Gao, 1982; Zhu et al., 1986; 刘伯奇等, 2009; Liu et al., 2013），夏季南亚高压则进一步移上青藏高原。南亚高压是一个季节性环流系统，在青藏高原上仅夏季存在。空间非均匀非绝热加热是决定副热带高压位置和强度的关键因素（吴国雄和刘还珠, 1999; 吴国雄等, 1999; 刘屹岷等, 1999a, 1999b）。南亚高压季节内活动变化对区域持续性异常天气有重要影响（Yang and Li, 2016），因此南亚高压的季节内振荡特征及成因研究，具有科学意义和应用价值。大地形和青藏高原及周边地区非绝热加热是南亚高压季节内振荡的可能外强迫因子（罗会邦等, 1995）。Ren et al. (2015)通过位涡诊断分析，揭示了非绝热加热反馈对南亚高压季节内东伸的重要作用。王黎娟和葛静（2016）的研究认为，高原热力场异常导致其上空暖中心变化而引起的高层风场变化可以解释南亚高压中心的東西振荡。从大气内部环流系统角度，专家们揭示了南亚高压季节内变化与西太平洋副热带高压及中纬度西风带系统（陶诗言等, 1964; 吴国雄等, 2002; Zhang et al., 2002; 任

荣彩等, 2007) 的密切联系, 近期研究表明, 南亚高压季节内尺度上的向东伸展伴随着欧亚大陆波列的向东传播 (Ren et al., 2015)。

关于南亚高压季节内振荡与其它大气环流系统的联系, 过去研究基本关注西风带系统和西太平洋副热带高压, 南亚高压季节内变化与同样具有行星尺度的热带季节内振荡的关系如何, 现有研究极少涉及。若两者存在相关, 那么在夏季南亚高压与热带季节内振荡之间关系中, 两者各自所起的作用如何? 是否其中一个起主要调制作用? 调制机理如何? 是否存在相互作用关系? 相互作用的物理过程是什么? 目前不清楚。若能清楚地回答这些问题, 将提高我们对南亚高压季节内振荡特征和机理的认识, 也丰富热带大气季节内振荡相关理论, 将热带与副热带系统的季节内变化有机结合起来, 有助于了解热带内、外大气在季节内时间尺度上的相互作用过程, 对改善模式对季节内振荡的模拟能力、提高区域天气气候预报水平必将有所帮助。

2 资料和方法

本文所用的大气多要素资料是NCEP-DOE 分析资料的日平均资料 (Kanamitsu et al., 2002), 资料时段为1979年1月至2013年12月共35年, 大气资料分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。本文采用Wheeler and Hendon (2004) 提出的多变量MJO (Madden-Julian oscillation) 指数, 该指数基于三个变量 (850 hPa纬向风、200 hPa纬向风和大气向外长波辐射) 联合EOF分解前两个主分量而建立, 通过将每日三要素资料投影到多变量EOFs上, 建立表征赤道MJO活动 (传播位相和强度) 的历史资料序列。本文参考相关文献 (Huang et al., 2011), 采用1672十位势米等值线作为100 hPa南亚高压特征线, 将1672十位势米等值线最东端所在的位置定义为南亚高压东脊点的位置。对于每天南亚高压东脊点位置的具体判别方法如下: 在东半球 (0° - 180° - 170° W, 5° - 50° N) 范围内, 假设100 hPa位势高度每个网格资料为 $H(i,j)$, i 、 j 为网格纬向和经向序号, 分别对应网格点的经度和纬度。第一, 判断每个资料网格纬度中 $H(i,j)$ 等于1672十位势米值所处的最大经度 i_0 , 把该纬度的 i_0 记为 $LonM(j)$, 具体需要满足以下条件: (a) 该网格点位势高度值最靠近1672、(b) 纬向梯度小于0、(c) 高压体达到一定空间尺度 (经向10个纬度、纬向20个经度以上) 且主体在陆地上。第二, 在第一步的基础上, 对区域内所有资料网

格纬度的 $\text{LonM}(j)$ 做比较, 挑选出其中的最大值, 记为 $\text{LonM}(j_0)$, 该最大值 $\text{LonM}(j_0)$ 就是东脊点的经度位置, 对应资料网格点的纬度 j_0 则为东脊点纬度位置。若某一天100 hPa位势高度都小于1672十位势米, 则用夏季气候平均南亚高压中心位置代表东脊点位置。为了进一步研究热带季节内振荡与南亚高压的相互作用关系, 除了利用观测资料进行诊断分析之外, 需要利用大气环流模式进行模拟试验。本研究所用的大气环流模式是马普研究所 (the Max Planck Institute for Meteorology) 发展的ECHAM4.6模式 (Roeckner et al., 1996), 其水平分辨率为T42、垂直分辨率为19层 (从表层到10 hPa)。该模式曾被广泛用于热带大气季节内振荡传播(Jiang et al., 2004)、中纬度北太平洋季节内振荡起源 (Wang et al., 2013) 等研究以及MJO实例预报(Fu and Wang, 2009), 是目前国际上对季节内振荡模拟较好的模式之一。本文设计并运行了三组试验, 包括一组控制试验和两组理想试验。其中第一组为控制试验, 控制试验用气候月平均海温驱动。控制试验与以下两组敏感性试验都积分30年。第二组试验称为无热带季节内振荡理想试验。在该敏感性试验中, 用控制试验相同海温强迫, 但热带地区用牛顿型阻尼项 ($(2 \text{ days})^{-1}$) 强迫模式预报量向从控制试验得到的气候年循环逼近。这组理想试验的模式范围分为三个区域: 强阻尼区、过渡区和无阻尼区。考虑到MJO 和南亚高压的活动范围, 强阻尼区覆盖范围大约为 12.56°S - 12.56°N , 阻尼系数选用 $(2 \text{ days})^{-1}$; 过渡区在强阻尼区南北两侧边缘 (15.35°S 和 15.35°N), 过渡区阻尼系数设为线性递减; 无阻尼区则是强阻尼区和过渡区之外的模式区域, 阻尼系数为0。这样设计的理想试验, 热带季节内振荡被压制, 热带季节内振荡对热带外的影响也基本消除, 而其气候平均态与控制试验非常接近。因此, 第二组试验与控制试验相比, 就能反映热带季节内振荡对南亚高压的影响。第三组理想试验为无南亚高压季节内振荡试验, 类似第二组理想试验用控制试验相同海温强迫大气, 模式范围同样分为三个区域: 强阻尼区、过渡区和无阻尼区, 各区阻尼系数选择同第二组试验。但在该敏感性试验中, 牛顿型阻尼项应用于南亚高压及其邻近范围, 其中强阻尼区为 (19.6875° - 149.0625°E , 18.14° - 37.67°N), 过渡区为紧邻强阻尼区的外框 (东西两侧取 3° 经度, 南北两侧取 3° 纬度), 其余模式格点则为无阻尼区。第三组理想试验基本消除了南亚高压季节内振荡对热带的影 响, 与控制试验对比就能了解南亚高压季节内振荡对热带季节内振荡的影响。

3 观测事实分析

3.1 南亚高压季节内振荡特征及其随 MJO 活动的变化

夏季 100 hPa 南亚高压脊线在 30°N 附近，从脊线附近 (25°-35°N 平均) 位势高度场随经度的变化 (图 1 红色虚线) 可以看出，南亚高压主体横跨 95 个经度 (25°-120°E)，这里沿用 1672 十位势米等值线作为南亚高压特征线 (Huang et al., 2011)。从位势高度季节内分量 (经过 10-90 天带通滤波) 的标准差分布来看，南亚高压的西脊点附近或东脊点附近都是季节内变化标准差的相对高值区 (图 1 黑色实线)，但从位势高度季节内分量标准差占原值总标准差的百分比分布来看，南亚高压东脊点附近的百分比明显高于其它区域，其峰值超过 50% (图 1 紫色实线)。可见，南亚高压东脊点附近区域是南亚高压季节内变化的主要区域，该区域也是与东脊点经度季节内变化相关高值区 (图 1 红色实线)。

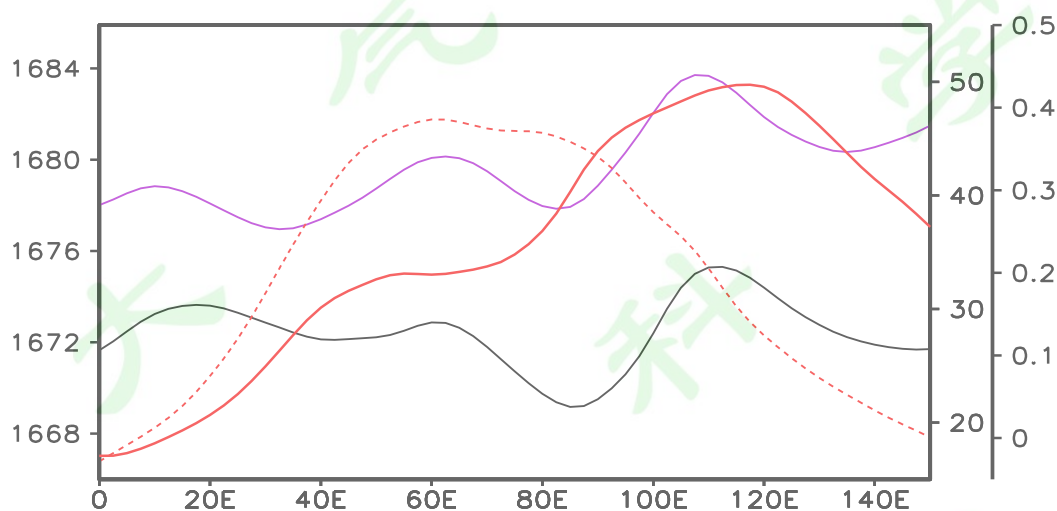


图 1 夏季 100 hPa 南亚高压脊线附近 (25°-35°N 平均) 各物理量的纬向分布，其中：红色虚线为位势高度 (对应左纵坐标，单位：十位势米)，紫色实线为位势高度季节内标准差占原值标准差的百分比 (对应右一纵坐标)，红色实线为位势高度与东脊点经度两者季节内分量的相关系数 (对应右二纵坐标)，黑色实线为位势高度季节内标准差 (对应右一纵坐标，单位：位势米)

Fig. 1 The zonal distribution of the following variables near the ridge of South Asia high (25°-35°N average) at 100 hPa in boreal summer: the geopotential height (red dashed line, left ordinate, unit: dagpm), the percentage of the intraseasonal standard deviation of the original geopotential height (purple solid line, the first right ordinate),

the correlation coefficient of intraseasonal component between the geopotential height and the longitude of the eastern ridge point (red solid line, the second right ordinate), and the intraseasonal standard deviation of geopotential height (black solid line, the first right ordinate, unit: gpm)

根据 MJO 8 个位相分别进行合成分析, 图 2 是 100 hPa 南亚高压东脊点经度位置 (亦称东脊点指数) 的演变。可以看出, 东脊点指数随 MJO 位相的变化而产生明显变化, 在 MJO 第 1、2、3 位相 (合称为印度洋位相) 指数偏低, 第 5、6、7 位相 (合称为西太平洋位相) 指数偏高, 第 4、8 位相为过渡位相。200 hPa 南亚高压东脊点经度位置随 MJO 位相的演变与 100 hPa 南亚高压相应指数的演变类似 (图略)。说明南亚高压东脊点位置受 MJO 活动的调制, 即当 MJO 处于印度洋 (太平洋) 位相, 则南亚高压东脊点西撤 (东伸)。

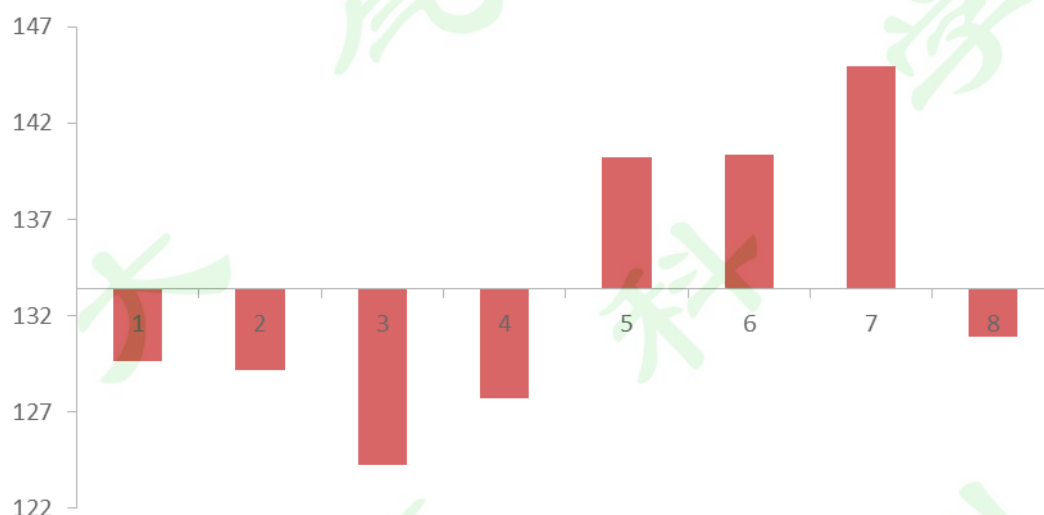


图 2 100 hPa 南亚高压东脊点经度随 MJO 位相的变化 (横坐标为 MJO 位相序号, 纵坐标为经度, 单位°E)

Fig. 2 Longitude of the eastern ridge of the South Asian high at 100 hPa at the eight MJO phases. Abscissa is MJO phase number, and ordinate is longitude (unit: °E)

图 3a 为 MJO 印度洋位相和太平洋位相分别合成的南亚高压位势高度特征线分布图。由图可见, 随着 MJO 的位相变化, 南亚高压变化最大的主要在东部。从合成东脊点来看, 在 MJO 印度洋位相, 南亚高压东脊点在气候平均值的西侧, 即东脊点西撤; 在 MJO 西太平洋位相, 南亚高压东脊点在气候平均值的东侧,

即东脊点有所东伸。可见，随着 MJO 的向东传播，南亚高压东脊点经度位置发生明显变化，而南亚高压西脊点和南北边界虽然也有一定变化，但变化幅度相对较小。

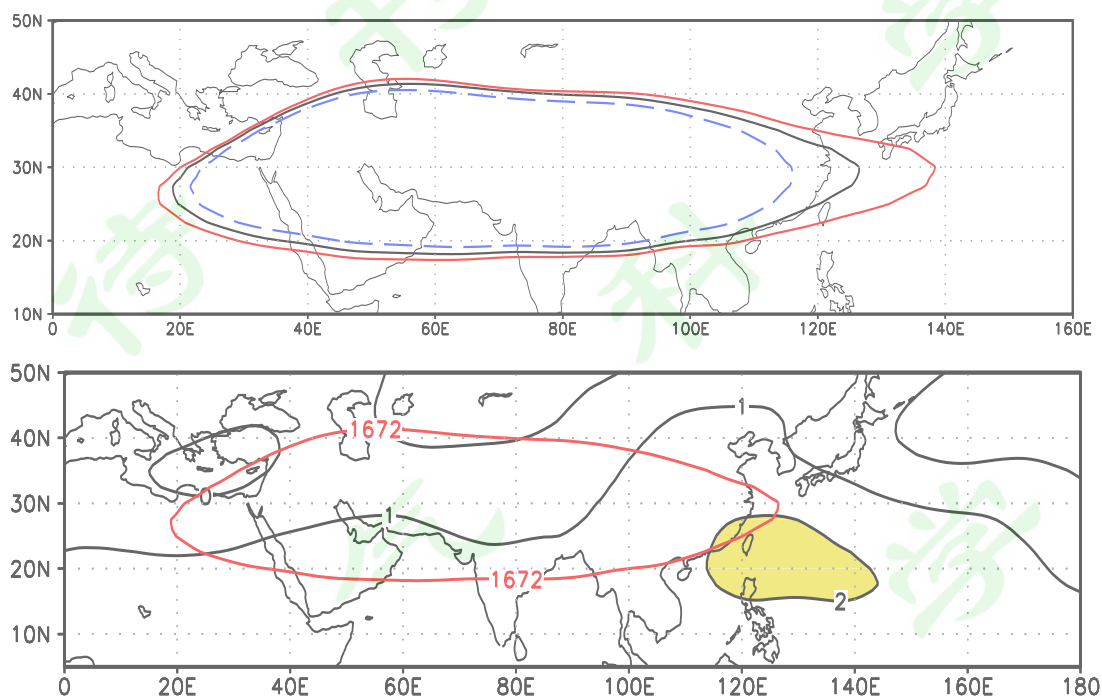


图3 夏季(6-8月)100 hPa等压面的合成图。(a) MJO在印度洋位相(蓝色虚线)、西太平洋位相(红色实线)分别合成的南亚高压位势高度特征线(16720位势米等值线)分布,黑色粗实线是夏季平均气候态。(b) MJO西太平洋位相与印度洋位相之间位势高度10-90天滤波场合成差值分布,红色等值线代表南亚高压气候平均特征线,颜色区为大于等于2.0的大值区(单位:十位势米)

Fig. 3 (a) Composite characteristic contours (16720 gpm isoline) of the South Asian high at 100hPa for the long-term climatology (black) and during the MJO phases over the Indian Ocean (blue dashed) and the Western Pacific (red solid). (b) Difference distribution of the geopotential height at 100hPa between the MJO phases over Western Pacific and Indian Ocean (area greater than 2.0 dagpm is color-shaded). Red contour denotes the climatological characteristic contour of the South Asian high in boreal summer

以上是用位势高度场的原值对南亚高压变化特征进行分析,进一步针对季节内时间尺度进行分析。南亚高压在MJO第5、6、7位相(合称西太平洋位相)

与在 MJO 第 1、2、3 位相（合称印度洋位相）之间有相反的变化趋势，而在 MJO 的第 4、第 8 位相南亚高压异常不明显，因此可利用 MJO 西太平洋位相与印度洋位相的合成差图来展现 MJO 对南亚高压的调制作用。首先对 100 hPa 等压面位势高度场进行 10-90 天滤波得到季节内分量，然后分别计算位势高度季节内分量在 MJO 西太平洋位相与印度洋位相的合成场，并求两者的差值。由图 3b 可见，差值较大的仍然在南亚高压东部附近区域。

3.2 南亚高压季节内振荡不同阶段 MJO 的活动特征

本节将换个角度进一步了解，当南亚高压本身发生季节内变化，热带 MJO 活动有何变化特征？为此，根据图 3b 选择南亚高压季节内变化关键区（ 110° - 140° E， 15° - 25° N），对该区域位势高度季节内分量异常情况进行分组，将季节内分量大于等于平均值 1.5 倍标准差的选为南亚高压季节内振荡高峰期组，将季节内分量小于等于平均值 1.5 倍标准差的选为南亚高压季节内振荡低谷期组。图 4 是南亚高压季节内变化异常情况下，MJO 的位相分布图，其中红色（黑色）对应南亚高压季节内振荡高峰期（低谷期）。南亚高压季节内振荡不同阶段 MJO 各类活动状态具体统计日数请见以下列表 1，表中强 MJO 且过渡位相是指强 MJO 处于第 4 和第 8 位相。由图 4 和表 1 可见，在南亚高压季节内振荡高峰期（图中红点），大多数 MJO 强度偏强，其中 82%（117/143）的强 MJO 处于西太平洋位相（即第 5-7 位相），仅有 7%（10/143）处于印度洋位相（即第 1-3 位相）；而在南亚高压季节内振荡低谷期（图中黑点），多数 MJO 强度也偏强，其中 90%（119/132）的强 MJO 处于印度洋位相，仅有 1 天处于西太平洋位相。用季节内分量在平均值上下 1 倍标准差以内定义南亚高压季节内振荡偏弱阶段，即下表的“正常期”，统计表明，该阶段强 MJO 的百分比明显比异常阶段（即高峰期或低谷期）低，且各位相分布较均匀。

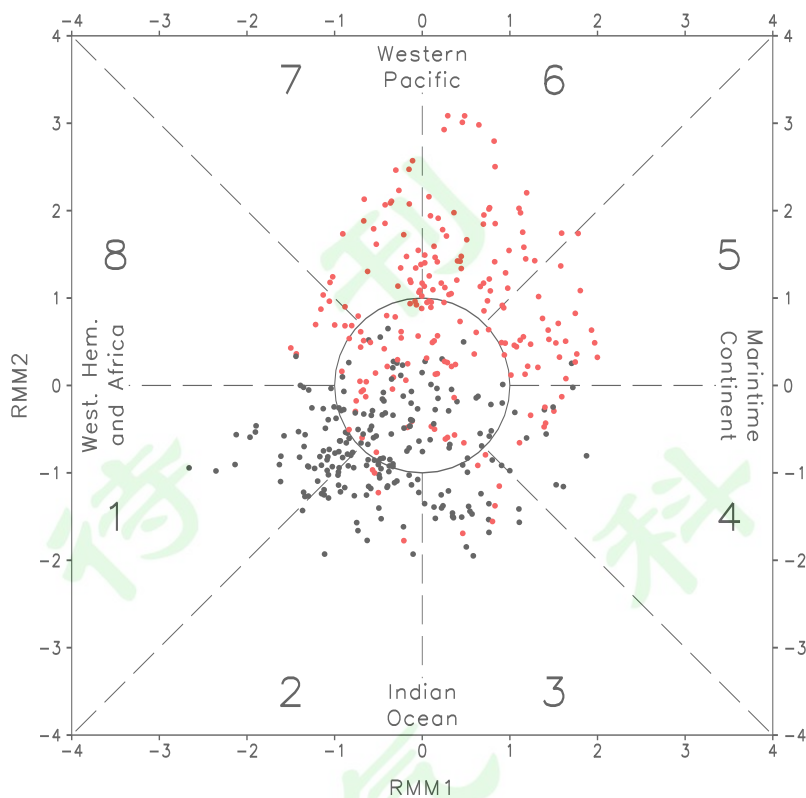


图4 1979-2013年南亚高压季节内振荡异常期的MJO位相分布，红色点、黑色点分别为南亚高压季节内振荡高峰期和低谷期，中心黑色圆圈半径为1，圆圈外（内）的圆点代表强（弱）MJO

Fig. 4 The MJO phase distribution during the peak (red) and minimum (black) phases of the intraseasonal oscillation of the South Asian high for the period of 1979-2013. Radius of the black circle is 1, and the points outside (inside) of the circle represents a strong (weak) MJO

表1 南亚高压季节内振荡不同阶段各种MJO活动状态日数统计

Table 1 Number of days during the peak, minimum and normal phases of intraseasonal oscillation of the South Asian high and associated MJO activity

南亚高压 ISO 阶段	总日数	弱 MJO	强 MJO	强 MJO 且印度洋 位相	强 MJO 且太平洋 位相	强 MJO 且过渡 位相
高峰期	205	62	143	10	117	16
低谷期	211	79	132	119	1	12
正常期	2245	1075	1170	503	424	243

以上分析表明，当南亚高压季节内变化处于高峰期，即南亚高压东部位势高

度偏高、东脊点位置偏东时，MJO 强度偏强且处于西太平洋位相的比例偏高，而 MJO 强度偏强且处于印度洋位相的比例很低；当南亚高压季节内变化处于低谷期，即南亚高压东部位势高度偏低、东脊点位置偏西时，MJO 强度偏强且处于印度洋位相的比例偏高，而 MJO 强度偏强且处于西太平洋位相的比例很低。可见，无论基于 MJO 还是南亚高压的季节内变化位相，都可发现两者在季节内尺度上的密切联系。

3.3 关键区大气异常垂直结构特征

以上分析表明，南亚高压东脊点附近区域是南亚高压季节内变化最显著区域，与 MJO 活动关系最密切的也是该区域的变化，即东亚-西太平洋地区（ 110° - 140° E, 15° - 25° N）。该区域平均位势高度与东脊点经度位置相关性很高，因此，无论是区域位势高度还是东脊点指数，南亚高压随 MJO 活动的变化都非常明显。下面针对该关键区进行垂直结构特征分析。

这里选取经过该关键区的经向和纬向剖面进行垂直结构分析，重点针对 10-90 天季节内分量。图 5a 是沿(110° - 140° E)经度带的经向垂直剖面，可以看出，异常最明显的主要在副热带地区，该地区对流层高低层位势高度呈相反的异常变化特征，300 hPa 以上高层为正异常，正异常中心在 100-150 hPa 之间，400 hPa 以下低层为负异常，负异常中心在 850-925 hPa 之间。从对流层高层（100 hPa）、低层（850 hPa）位势高度季节内分量的经向分布进一步清楚看到（图 5b），100 hPa 与 850 hPa 呈反位相变化，100 hPa 的峰值、850 hPa 的谷值出现在 20° N 附近。由此说明，对流层大气高、低层都与 MJO 活动存在密切联系，与 MJO 相关的大气垂直异常变化呈斜压特征。

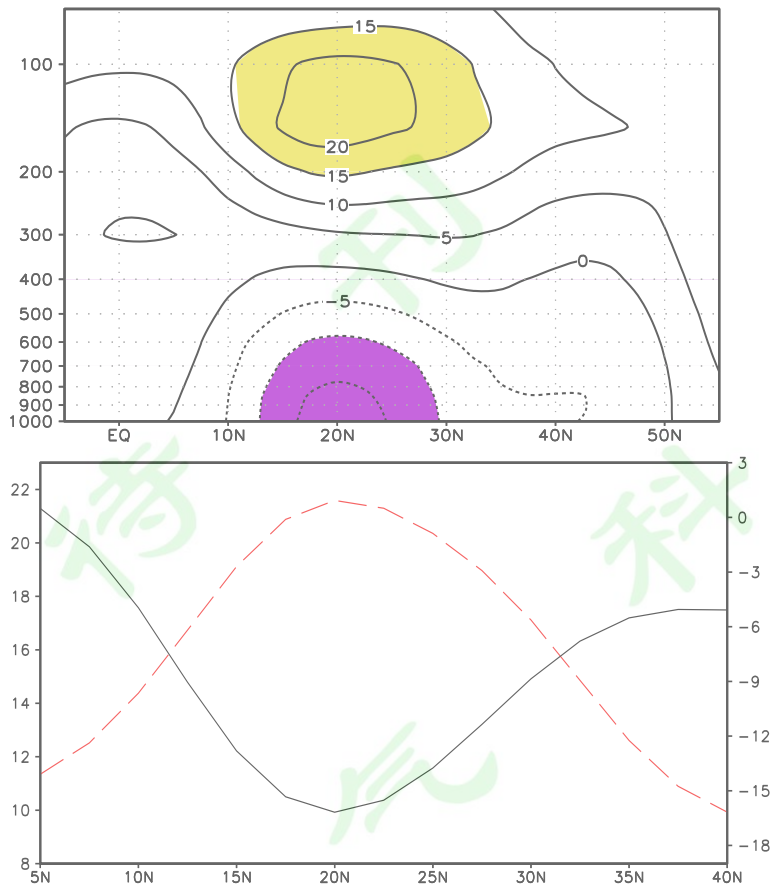


图5 夏季东亚-西太平洋(110° -140° E 平均)位势高度季节内分量在 MJO 西太平洋位相与印度洋位相合成差。(a) 对流层经向垂直剖面, 黄色(紫色)区为正(负)距平大于等于(小于等于)15(-10)的异常区(单位: 位势米), (b) 100 hPa(红色虚线, 对应左纵坐标)和 850 hPa(黑色实线, 对应右纵坐标)等压面位势高度季节内分量的经向分布

Fig. 5 (a) The composite difference of vertical-meridional profile of the intraseasonal geopotential height field averaged over the East Asia-West Pacific sector (110°-140° E) between the MJO phases over the Western Pacific and the Indian Ocean. Positive (negative) anomaly greater than 15 gpm (less than -10 gpm) is shaded with yellow (purple) color. (b) Meridional distribution of the intraseasonal geopotential height difference field at 100 hPa (red dotted line, left ordinate) and 850 hPa (black solid lines, right ordinate)

从沿(15° -25° N)纬度带的纬向垂直剖面来看(图 6a), 异常最明显的主要在西太平洋地区, 类似地, 该地区对流层高低层位势高度呈相反的异常变化特征, 进一步从 100 hPa、850 hPa 位势高度季节内分量的纬向分布可以看到(图 6b), 100 hPa 与 850 hPa 呈反位相变化, 100 hPa 的峰值出现在 125° E 附近, 而 850 hPa

谷底较平缓， $115^{\circ}-130^{\circ}\text{E}$ 之间为低谷区。综合经向和纬向垂直剖面分析可见，东亚-西太平洋副热带地区对流层高、低层大气随 MJO 的向东传播而发生明显异常变化，与 MJO 相关的大气垂直异常变化呈斜压特征。

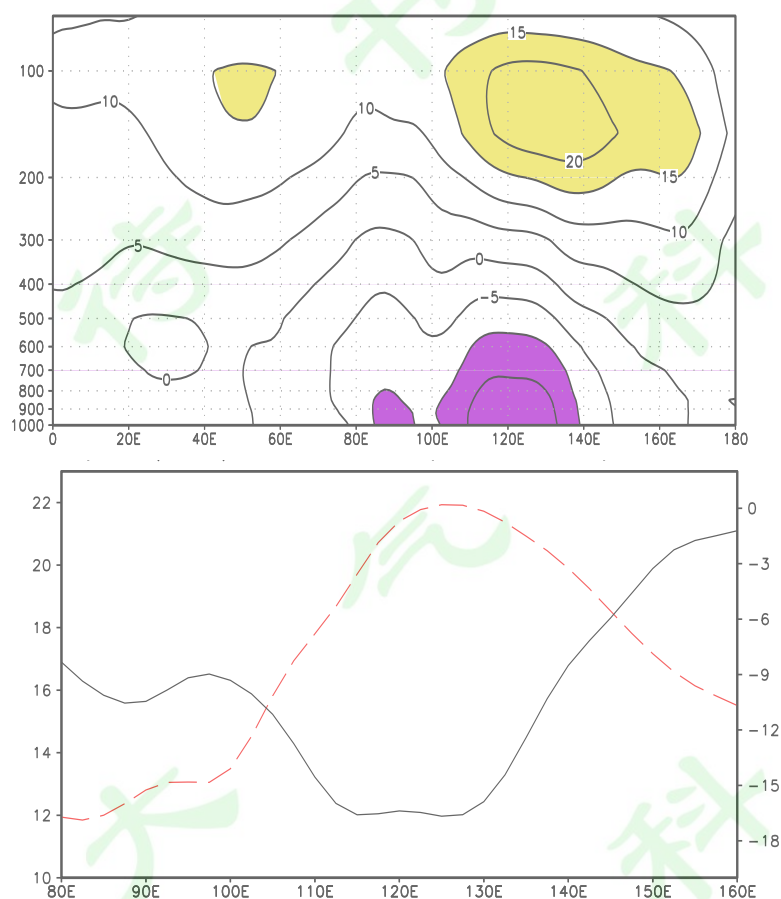


图 6 夏季副热带($15^{\circ}-25^{\circ}\text{N}$ 平均)位势高度季节内分量在 MJO 西太平洋位相与印度洋位相合成差。(a) 对流层纬向垂直剖面，黄色(紫色)区为正(负)距平大于等于(小于等于)15(-10)的异常区(单位：位势米)，(b) 100 hPa(红色虚线，对应左纵坐标)和 850 hPa(黑色实线，对应右纵坐标)等压面位势高度季节内分量的纬向分布

Fig. 6 (a) The composite difference of vertical-zonal profile of the intraseasonal geopotential height field averaged over $15^{\circ}-25^{\circ}\text{N}$ between the MJO phases over the Western Pacific and the Indian Ocean. Positive (negative) anomaly greater than 15 gpm (less than -10 gpm) is shaded with yellow (purple) color. (b) Zonal distribution of the intraseasonal geopotential height difference field at 100 hPa (red dotted line, left ordinate) and 850 hPa (black solid lines, right ordinate)

南亚高压、西太平洋副热带高压分别是对流层高层和对流层中低层非常重要的大气环流系统，那么上述与 MJO 相关的大气斜压性垂直异常变化对这些环流系统有什么影响？图 7 是对流层高层南亚高压、对流层中低层西太平洋副热带高压特征线在东亚-西太平洋地区的分布变化，由图可见，在 MJO 西太平洋位相，100 hPa 南亚高压东脊点偏东，中层 500 hPa 和低层 850 hPa 西太平洋副热带高压西脊点偏东（图 7a、b、c 红实线）；而在 MJO 印度洋位相，情况相反，100 hPa 南亚高压东脊点偏西，中层 500 hPa 和低层 850 hPa 西太平洋副热带高压西脊点偏西（图 7a、b、c 蓝虚线）。综合以上分析说明，在 MJO 的调制下，东亚-西太平洋副热带地区对流层大气垂直结构产生斜压性变化，导致高层南亚高压东脊点的东伸（西退）对应中低层西太平洋副热带高压西脊点的东退（西伸）。

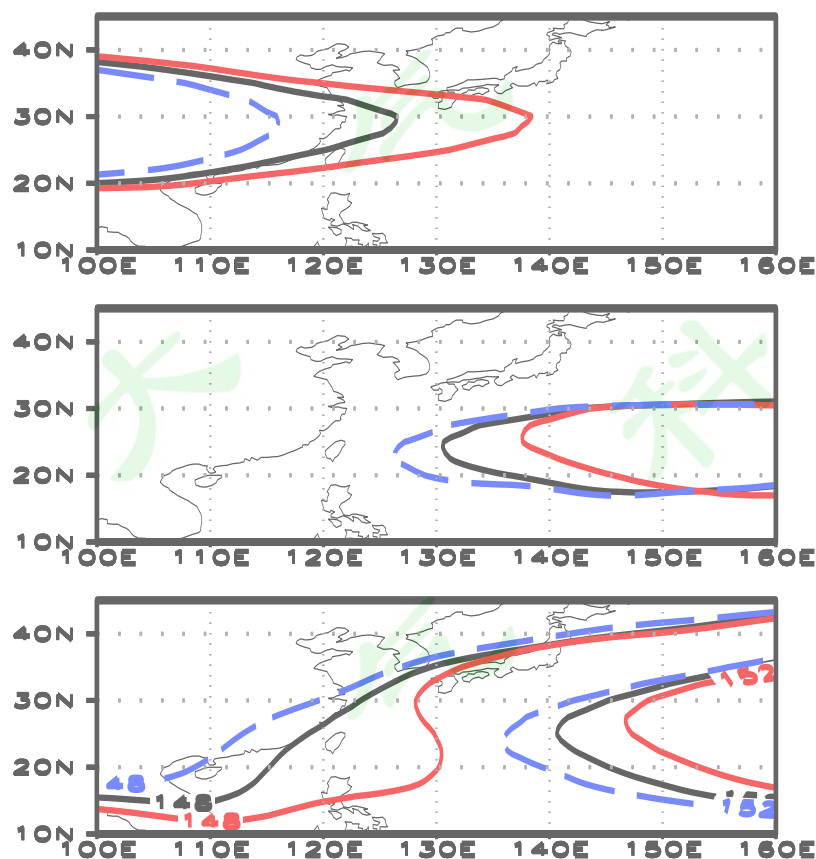


图 7 MJO 印度洋位相（蓝色虚线）、西太平洋位相（红色实线）分别合成的位势高度特征线分布。（a）100 hPa 南亚高压位势高度 1672 十位势米特征线，（b）500 hPa 西太平洋副热带高压 588 十位势米特征线，（c）850 hPa 西太平洋副热带高压 148 和 152 十位势米特征线。（a）（b）（c）各图黑色粗实线均为夏季平均气

候态

Fig. 7 Composite characteristic contours of the geopotential height field at (a) 100 hPa (1672 dagpm isoline), (b) 500 hPa (588 dagpm isoline) and (c) 850 hPa (148 and 152 dagpm isolines) during the MJO phases over the Indian Ocean (blue dashed) and the Western Pacific (red solid). Black thick solid contour in (a), (b) and (c) denotes the long-term climatology in summer

4 南亚高压季节内振荡与 MJO 相互作用的数值模拟试验研究

4.1 ECHAM 大气环流模式模拟检验分析

本节利用 ECHAM 4.6 大气环流模式控制试验输出资料以及 NCEP-DOE 再分析资料，检验该模式对南亚高压、热带 MJO 的模拟能力，以及模式对南亚高压与热带 MJO 之间关系的模拟能力。

比较图 8a 图 8b 可以看出，在 100 hPa 等压面上，模式对南亚高压脊线走向和位置也模拟得相当不错，而且能反映南亚高压及周边区域的涡度场、风场的分布特征，但模式对南亚高压北侧的纬向风模拟偏大，即西风带偏强。另外，模式模拟的位势高度值比观测的偏高，但模式对南亚高压的基本形态模拟较好，副热带地区位势高度有闭合等值线，高压体基本呈东西走向。通过对模拟场与观测分析场的比较分析，本文考虑用 100 hPa 等压面 1682 十位势米作为模式南亚高压特征线（即下图红色粗实线）。

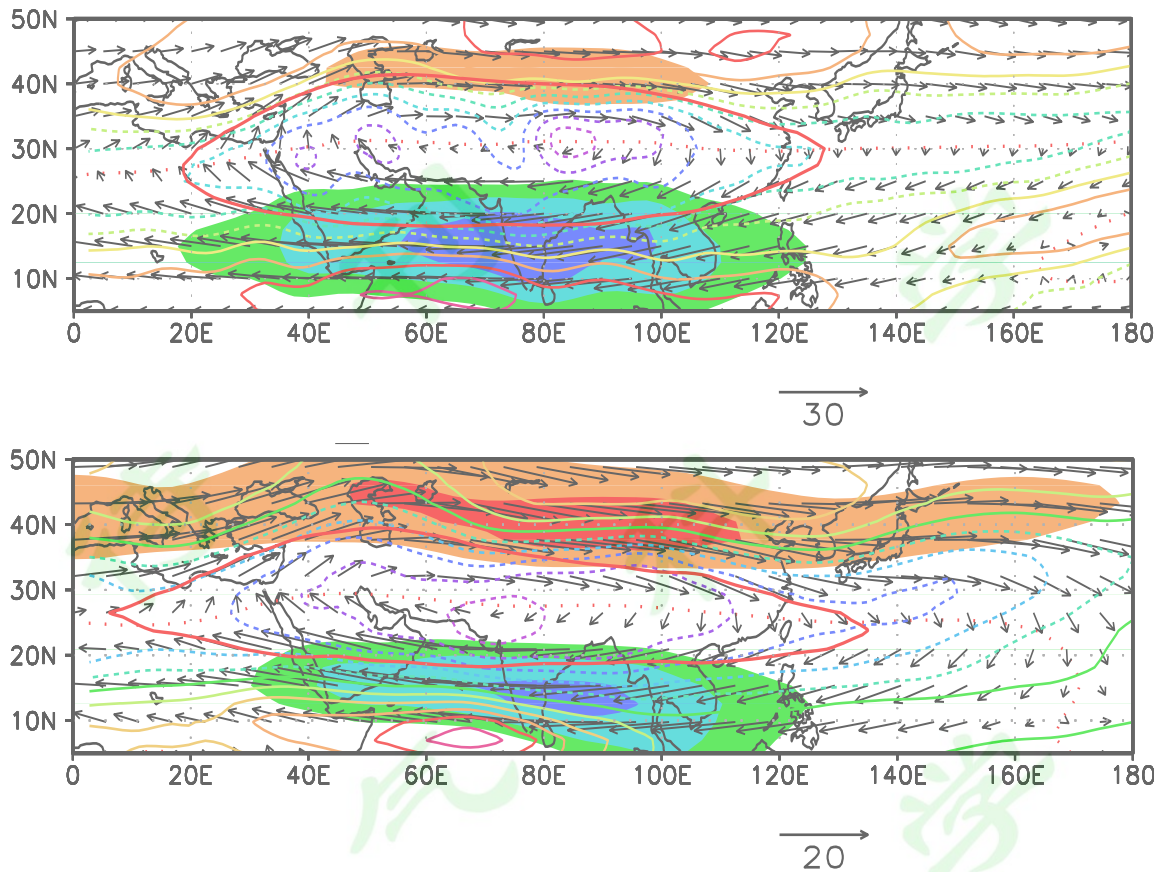


图 8 夏季（6-8 月）100 hPa 的涡度（等值线，单位： 10^{-6} s^{-1} ）、风速（矢量箭头，单位： m s^{-1} ）和纬向风（颜色区为大于等于 15 m s^{-1} 的西风或东风），红色粗实线为南亚高压特征线，红色点线为南亚高压脊线。（a）利用 NCEP-DOE 分析资料统计得到的。（b）ECHAM 4.6 模拟试验输出资料统计得到的

Fig. 8 The vorticity (contour, unit: 10^{-6} s^{-1}), wind (vector, unit: m s^{-1}) and zonal wind (westerly or easterly winds greater than 15 m s^{-1} are shaded) fields at 100 hPa in summer (June-August). Red thick solid denotes the South Asian high characteristic contour, and red dot line denotes the ridge of the South Asian high. (a) is derived from NCEP-DOE analysis, and (b) is from ECHAM 4.6 simulation

从 ECHAM4.6 模式 100 hPa 等压面位势高度气候平均场来看，南亚高压东脊点经度位置在 134° E 。根据 100 hPa 位势高度场中南亚高压特征线读取 MJO 各个位相的东脊点经度位置，并对第 1、2、3 位相（即印度洋位相）和第 5、6、7 位相（即太平洋位相）分别进行平均，形成以下直方图，能清楚反映出南亚高压东脊点经度位置随 MJO 活动的变化，在 MJO 第 1、2、3 位相（即印度洋位相），南亚高压东脊点经度位置为 117° E ，比气候平均位置偏西 17 个经度；在 MJO 第

5、6、7 位相（即太平洋位相），南亚高压东脊点经度位置达到 155°E ，比气候平均位置偏东 21 个经度。模式模拟的上述异常变化趋势与观测分析结果一致，只是模式的异常幅度较大(图 9)。

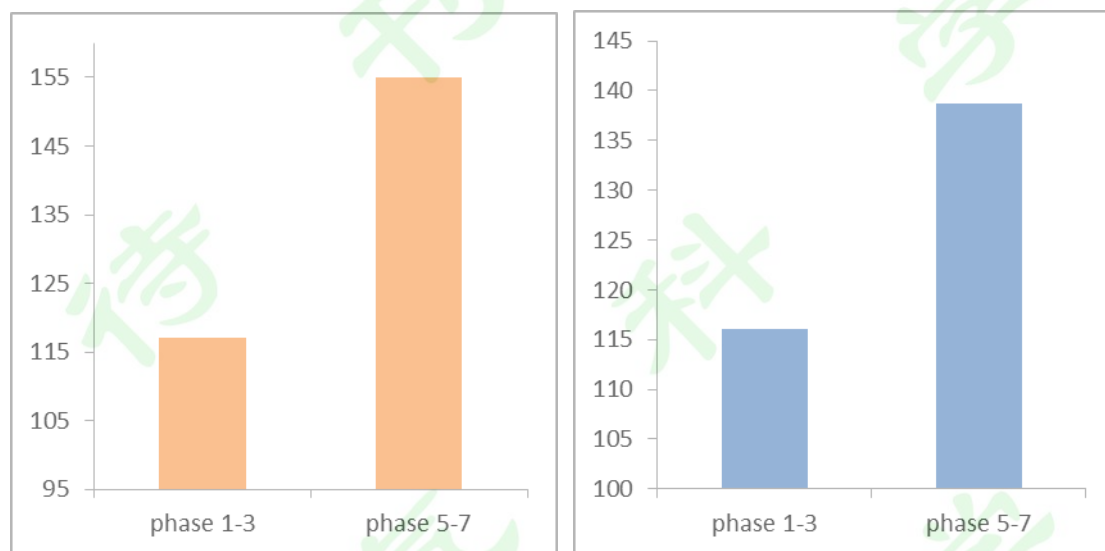


图 9 南亚高压东脊点经度位置随 MJO 位相的演变（横坐标 phase 1-3、phase 5-7 分别为 MJO 印度洋位相和太平洋位相，纵坐标为经度，单位： $^{\circ}\text{E}$ ）。（a）ECHAM4.6 大气环流模式模拟输出资料统计得到的，（b）NCEP-DOE 分析资料统计得到的

Fig. 9 Longitude of the eastern ridge of the South Asian high at MJO phases 1-3 (over the Indian Ocean) and 5-7 (over the Pacific) derived from (a) ECHAM 4.6 simulation and (b) NCEP-DOE analysis

可见，ECHAM4.6 大气环流模式较好地模拟了夏季 100 hPa 南亚高压以及热带 MJO 的基本活动特征，能够体现南亚高压东脊点随 MJO 位相的变化特征。

4.2 第二组理想试验（无热带节内振荡）与控制试验的对比

第二组理想试验中的强阻尼区覆盖范围为： $(12.56^{\circ}\text{S}-12.56^{\circ}\text{N})$ ，因此该试验基本消除了热带季节内振荡对热带外的影响，将第二组理想试验与控制试验进行对比，可以了解热带季节内振荡对南亚高压季节内振荡的影响。

为量化热带地区季节内振荡对南亚高压季节内振荡的影响程度，对南亚高压 100 hPa 所在区域范围（ $20^{\circ}-140^{\circ}\text{E}, 18^{\circ}-38^{\circ}\text{N}$ ）的标准差进行区域平均，并计算

两个试验的差值百分比，即第二组理想试验减去控制试验的差值与控制试验之比。从图 10 蓝色柱状图可以看出，对整个南亚高压区域平均来讲，各物理量标准差差值百分比在 -6% 至 -23% 之间，其中对流层低层各物理量的标准差差值百分比比高层物理量的标准差差值百分比大，说明热带地区季节内振荡对南亚高压区域下层季节内振荡影响更大。表征南亚高压的通用物理量是 100 hPa 位势高度，该要素的标准差差值百分比为 -11%。

前文分析表明，MJO 活动与南亚高压季节内变化关系最密切的是南亚高压东部附近区域（110°-140°E，15°-25°N），即南亚高压东部关键区。由下图可以看出（棕色柱状图），南亚高压东部关键区的标准差差值百分比明显比整个区域平均的幅度大得多，南亚高压东部关键区的标准差差值百分比，除了 100 hPa 纬向风只有 -6% 之外，其它物理量在 -24% 至 -56% 之间，其中 100 hPa 位势高度的标准差差值百分比为 -40%，而 850 hPa 位势高度的标准差差值百分比达到 -56%。

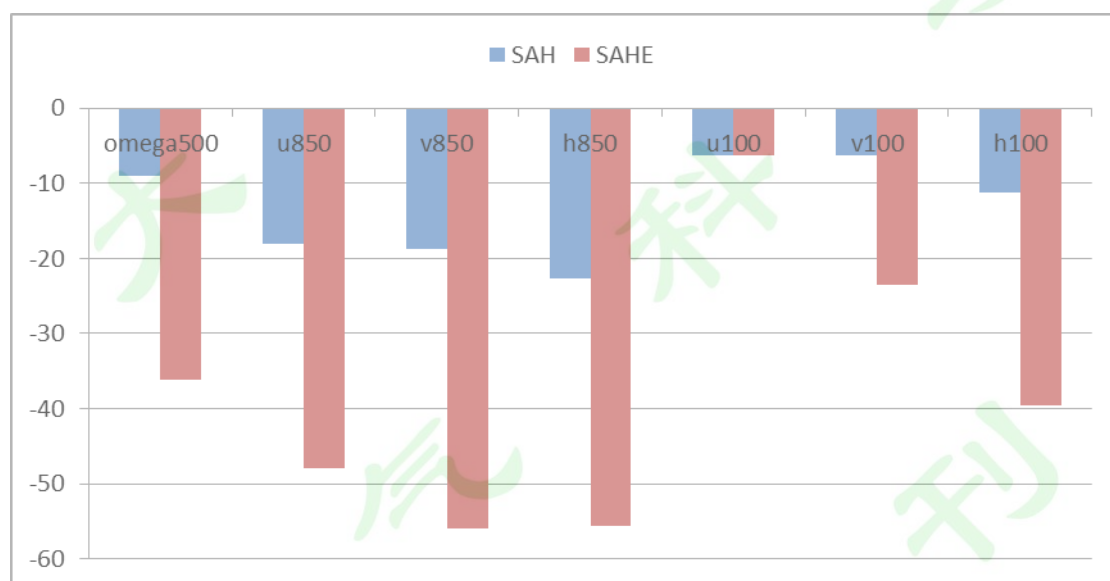


图 10 南亚高压区域及其东部关键区各要素 10-90 天滤波标准差第二组理想试验与控制试验之间的差值百分比 (%)。其中“SAH”代表南亚高压区域 (20°-140°E, 18°-38°N)，“SAHE”代表南亚高压东部关键区域 (110°-140°E, 15°-25°N)

Fig. 10 Percentage difference (%) of standard deviation of various intraseasonal variables between the second sensitivity experiment and the control experiment averaged over the key regions of the South Asian high (SAH, 20°-140°E, 18°-38°N) and the eastern South Asian high (SAHE, 110°-140°E, 15°-25°N)

以上分析表明，南亚高压季节内振荡强度受热带季节内振荡的影响，特别是南亚高压东部关键区，季节内振荡强度 40% 来源于热带季节内振荡的影响。而南亚高压东部关键区的变化与东脊点的东西振荡紧密联系，可见，热带季节内振荡对南亚高压东脊点的季节内振荡有很大的加强作用。

4.3 第三组理想试验（无南亚高压季节内振荡）与控制试验的对比

由于第三组理想试验基本消除了南亚高压季节内振荡对热带的影响，这里将第三组理想试验与控制试验进行对比，从而了解南亚高压季节内振荡对热带季节内振荡的影响。从对流层高层（100 hPa）位势高度、纬向风、经向风的 10-90 天滤波标准差两个试验的差值图（图略）可见，在消除南亚高压季节内振荡的情况下，当然变化最大的区域在南亚高压区域，除了南亚高压区域季节内振荡大幅度减弱之外，中低纬度大部分地区也有减弱的趋势。对热带地区来讲，大部分地区为弱的负距平。从对流层低层（850 hPa）各变量以及 OLR(outgoing longwave radiation)的差值（图略）来看，在消除南亚高压季节内振荡的情况下，类似对流层高层，变化最大的区域在南亚高压区域，除了南亚高压区域季节内振荡大幅度减弱之外，中低纬度大部分地区也有减弱的趋势。对热带地区来讲，异常幅度较小。

以上从两组试验标准差分布场对比说明，在消除南亚高压季节内振荡的情况下，从对流层高层来讲，热带地区季节内振荡强度基本上为弱的负变化；从对流层低层来讲，热带地区季节内振荡强度总体异常幅度比高层更小。为了进一步量化南亚高压季节内振荡对热带地区季节内振荡强度的影响程度，对赤道地区（15°S-15°N）标准差进行区域平均，并计算两个试验的差值百分比，即第三组理想试验减去控制试验的差值与控制试验之比。从下图可以看出，相对对流层低层，高层物理量标准差差值百分比较大，全球赤道地区（0°-360°，15°S-15°N）在 7%-12% 之间（图 11 蓝色柱状），东半球赤道地区（0°-180°，15°S-15°N）在 13%-17% 之间（图 11 棕色柱状）。在对流层低层，物理量标准差差值百分比较小，全球赤道地区在 -4.5%-1.8% 之间，东半球赤道地区在 -5.7%-2.5% 之间。OLR 是表征热带季节内振荡的常用物理量，由图 11 可见，OLR 标准差差值百分比很

低，全球和东半球赤道地区分别为 1.5% 和 1.4%。以上分析表明，赤道地区季节内振荡平均强度受南亚高压季节内振荡的影响很小。

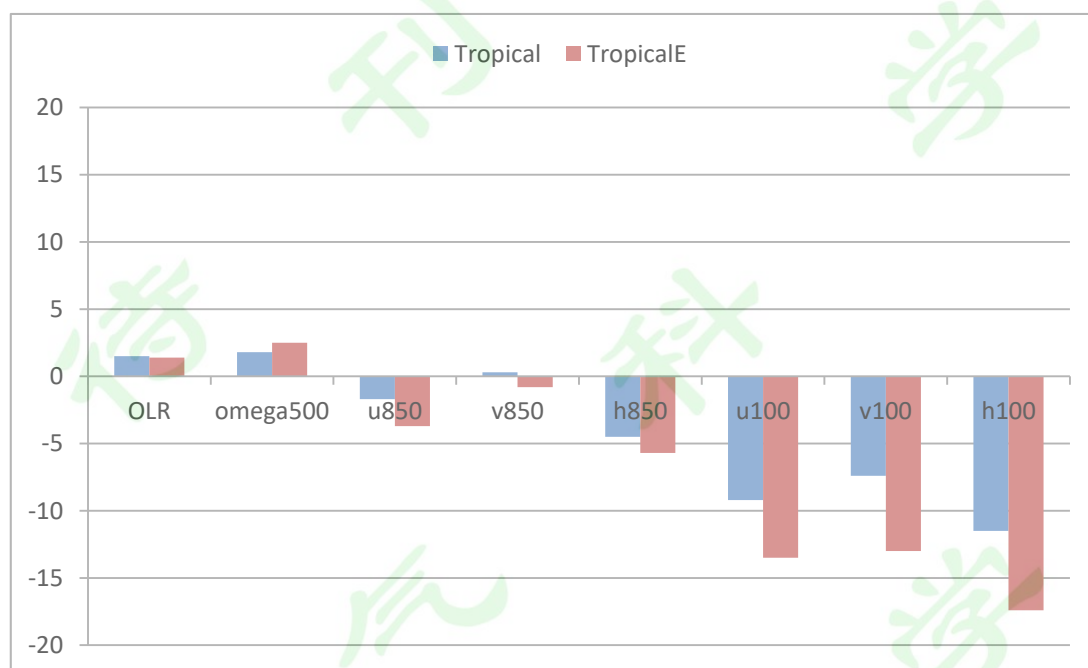


图 11 赤道地区 (15° S-15° N) 各要素 10-90 天滤波标准差第三组理想试验与控制试验之间的差值百分比 (%)。其中“Tropical”代表整圈赤道地区，“TropicalE”代表东半球赤道地区

Fig. 11 Percentage difference (%) of standard deviation of various intraseasonal variables between the third sensitivity experiment and the control experiment averaged over the whole tropical belt ('Tropical', 0°-360°E, 15°S-15°N) and the Eastern Hemispheric tropical belt ('TropicalE', 0°-180°E, 15°S-15°N)

5 MJO 活动影响南亚高压物理过程

5.1 基于观测的探讨

前文研究已表明，南亚高压在 MJO 第 5、6、7 位相（合称西太平洋位相）与在 MJO 第 1、2、3 位相（合称印度洋位相）之间有相反的变化趋势，变化幅度最大的是南亚高压东部附近区域，在 MJO 西太平洋位相，南亚高压东脊点偏东，在 MJO 印度洋位相，南亚高压东脊点偏西。本部分利用强 MJO 西太平洋位相与印度洋位相的环流以及热源的合成差、强 MJO 各位相的大气演变特征等，

探讨 MJO 影响南亚高压季节内振荡的可能物理过程。以下分析的物理量距平值（异常），若没有特别说明则都经过季节内时间尺度（10-90 天）滤波。

前文分析表明，在赤道 MJO 的向东传播过程中，赤道外的东亚-西太平洋地区大气发生显著的异常变化，对流层高层与低层变化趋势相反，即异常垂直结构具有斜压特征。从垂直经向剖面图更清楚地反映出，大气异常具有斜压垂直结构特征（图 5、图 6）。这种异常结构特征与热带大气对热源的响应特征（Gill, 1980）相当类似，由此作者推测，MJO 对南亚高压的影响，很可能是大气对热源响应的结果。下面进一步分析证明。

夏季赤道 MJO 从印度洋向东移动，穿过海洋性大陆移向太平洋，在东移的过程中，部分强对流转向北传播，转向区域主要在东印度洋和西太平洋区域。下面重点聚焦南亚高压东部附近区域即东亚-西太平洋区域，了解其对流和热源等与赤道 MJO 活动之间的关系。首先看赤道 MJO 东传过程的变化特征，下图 a 是赤道地区（ $10^{\circ}\text{S}-10^{\circ}\text{N}$ ）OLR 的经度-位相纬向剖面，可以看出，强对流（对应 OLR 负距平）大体从东向西传播，东传过程中强度有所变化，其中在东印度洋加强，在海洋性大陆减弱，海洋性大陆以东（ $130^{\circ}-150^{\circ}\text{E}$ ）重新加强，随后再减弱。这种强度变化很可能与海陆分布有关，海洋性大陆的陆面摩擦使 MJO 减弱，宽阔洋面又使 MJO 重新加强。图 12b-c 是赤道地区（ $10^{\circ}\text{S}-10^{\circ}\text{N}$ ）垂直速度和热源的经度-位相纬向剖面，可以看出，类似于 OLR，大体从东向西传播，东传过程中强度有所变化，其中在海洋性大陆以东都有所加强。

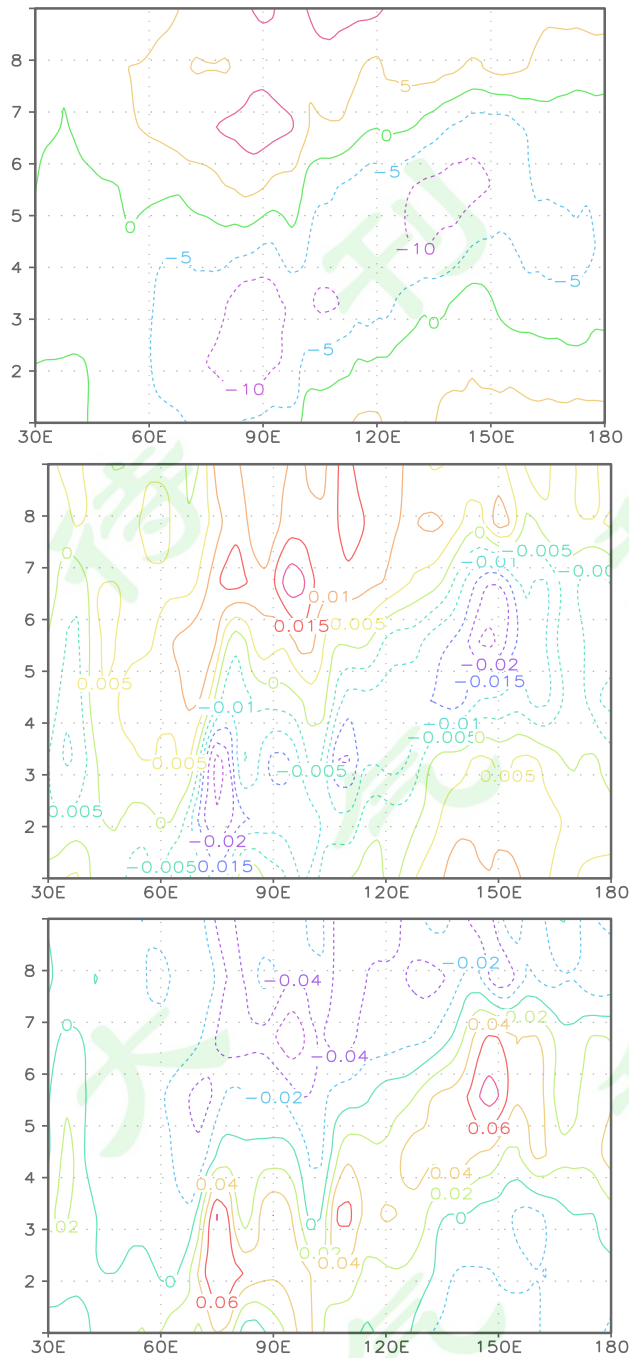


图 12 赤道地区 (10° S-10° N) 各物理量随 MJO 位相变化的纬向剖面 (纵坐标为 MJO 位相序号)。(a) OLR (单位: $W m^{-2}$), (b) 500 hPa 气压垂直速度 ω (单位: $pa s^{-1}$), (c) 垂直积分视热源 Q1 加热率 (即 $Q1/C_p$, 等值线, 单位: $K s^{-1}$)

Fig. 12 Zonal profiles of (a) OLR ($W m^{-2}$), (b) vertical velocity ω ($pa s^{-1}$) at 500 hPa and (c) column integrating heating rate (i.e. $Q1/C_p$) ($K s^{-1}$) averaged over the equatorial region (10° S-10° N) as a function of MJO phase (ordinate denotes the MJO phase number)

下图是东亚-西太平洋经度带 (110° - 140° E) OLR 随 MJO 位相变化的经向剖面, 可以看出, 从 MJO 第 4 位相之后, 强对流 (对应 OLR 负距平) 由南向北传播。与上图 OLR 纬向剖面比较表明, MJO 在第 4 位相正好东移至东亚-西太平洋经度带, 因此可以说, 东亚-西太平洋低纬地区的强对流来源于沿赤道东传 MJO。从下图还可以发现, 强对流向北传播过程中进一度加强, 其中 7° - 17° N 之间为最强盛。从气压垂直速度、垂直积分视热源加热率随 MJO 位相变化的经向剖面 (图 13b, c), 可以看出, 与 OLR 类似, 从 MJO 第 4 位相之后, 无论是垂直速度还是热源异常都由南向北传播, 且向北传播过程中有所加强。

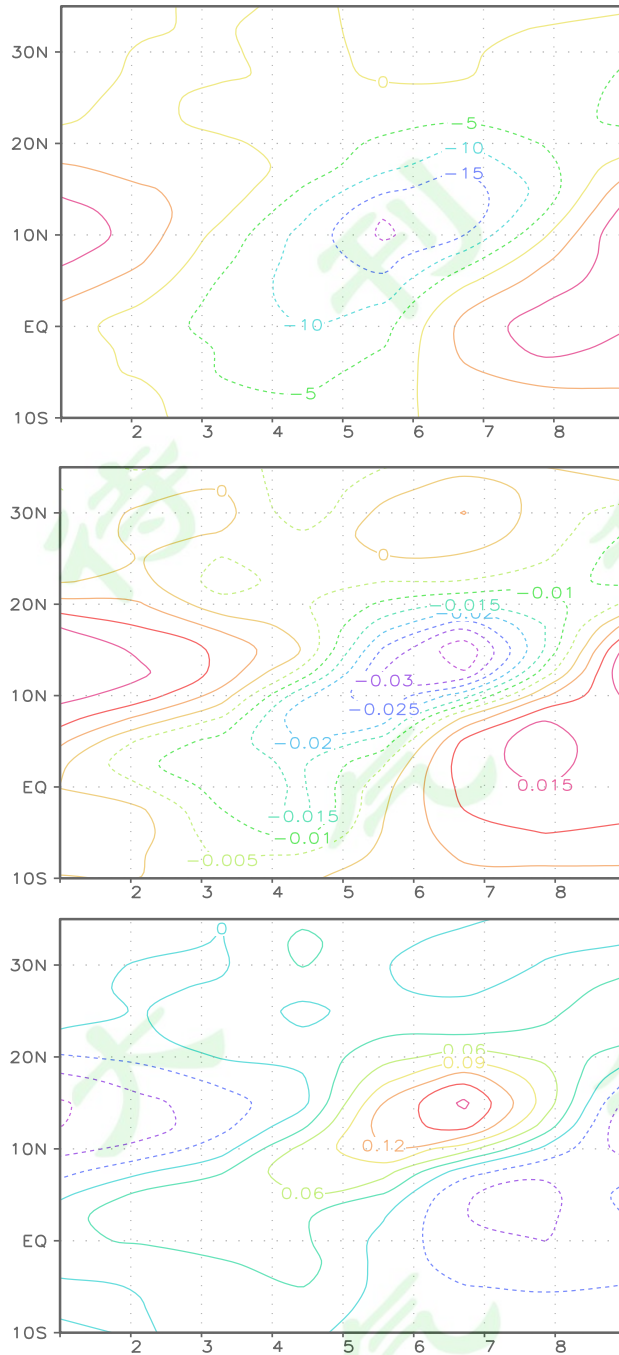


图 13 东亚-西太平洋经度带 (110° - 140° E) 各物理量随 MJO 位相变化的经向剖面 (横坐标为 MJO 位相序号)。(a) OLR (单位: W m^{-2})。 (b) 500 hPa 气压垂直速度 ω (单位: pa s^{-1})。 (c) 垂直积分视热源 Q1 加热率 (即 $Q1/C_p$, 等值线, 单位: K s^{-1})

Fig. 13 Meridional profiles of (a) OLR (W m^{-2}), (b) vertical velocity ω (pa s^{-1}) at 500 hPa and (c) column integrating heating rate (i.e. $Q1/C_p$) (K s^{-1}) averaged over East Asia-West Pacific sector (110° - 140° E) as a function of MJO phase (ordinate denotes the MJO phase number)

上述分析有一点值得一提的是，MJO 到达西太平洋后，部分转向北传播，在赤道外区域明显加强，虽然继续东移的 MJO 至海洋性大陆以东之后也有所加强，但其强度没有北传支强。那么，为什么东亚-西太平洋经度带上，MJO 转向北传播过程中强度能明显加强？下面从夏季（6-8 月）气候背景来探讨这个问题。已有研究表明（Wang and Xue, 1997），垂直东风切变是热带季节内振荡发展的有利条件。图 14 是东亚-西太平洋经度带气候平均垂直纬向风切变、向外长波辐射和垂直积分视热源

的经向分布。可以看出，在东亚-西太平洋经度带上，从赤道至北半球副热带地区（8° S- 30° N）都为东风切变，其中以 7° -17° N 之间为东风切变最强区，从下图可以看出此范围也是大气热源和对流季节背景最旺盛的区域，这与 MJO 北传支的最强区域非常一致。

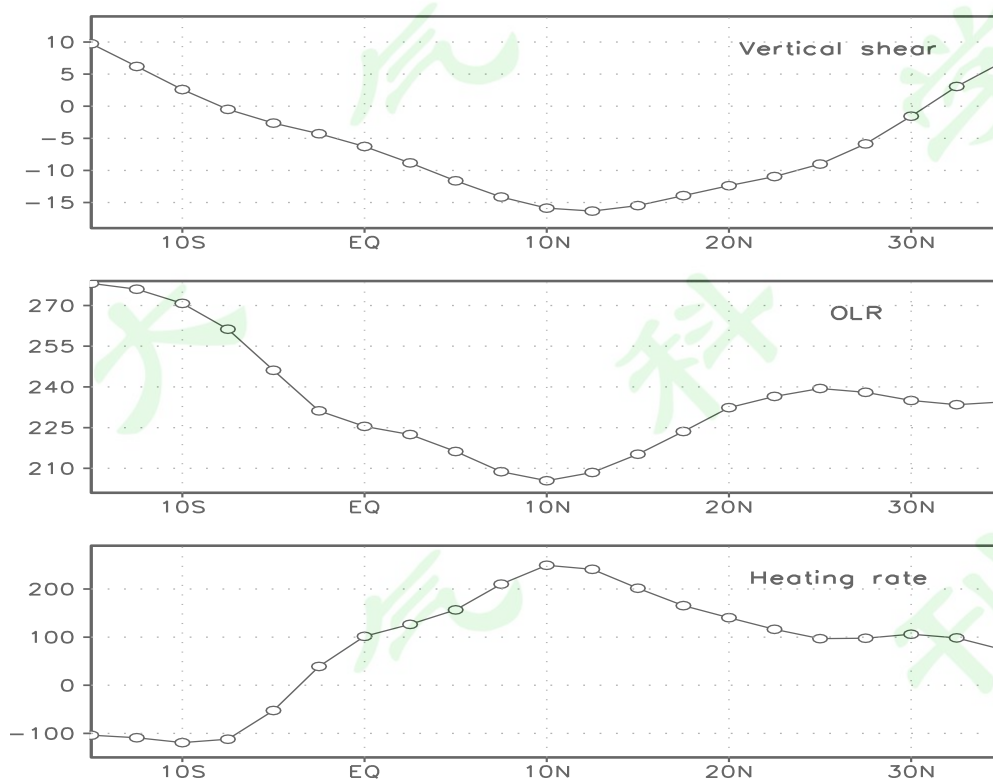


图 14 夏季（6-8 月）东亚-西太平洋经度带（110° -140° E）气候平均垂直纬向风切变（100 hPa 纬向风减去 850 hPa 纬向风，单位： m s^{-1} ）(a)、向外长波辐射（单位： W m^{-2} ）(b) 和垂直积分视热源 Q1 加热率（即 $Q1/C_p$ ，单位： K s^{-1} ）(c) 的经向分布

Fig. 14 Meridional distributions of vertical zonal wind shear (100 hPa zonal wind

minus 850 hPa zonal wind, unit: m s^{-1}) (a), OLR (units: W m^{-2}) (b), and column integrating heating rate (i.e. $Q1/Cp$, units: K s^{-1}) (c) averaged over the East Asia-West Pacific sector ($110^{\circ}\text{E}-140^{\circ}\text{E}$) in summer

综上所述，赤道 MJO 大体上沿赤道由西向东传播，其中第 1 至第 3 位相，强对流处于印度洋，第 4 至第 8 位相，继续东移经过海洋性大陆和太平洋。在赤道 MJO 从印度洋向东传播至西太平洋时，强对流产生分支，部分继续向东传播，部分由于东亚-西太平洋的有利夏季风背景转为向北传播，通常把夏季北传支称为 ISO，由于纬向风垂直东风切变以及大气热源等季节背景条件的加强，ISO 向北传播过程中对流强度进一步加强，其中在 $7^{\circ}\text{N}-17^{\circ}\text{N}$ 之间最为强盛。伴随着 ISO 对流的加强，大气热源也有所加强，这就相当于在东亚-西太平洋低纬度地区存在一赤道非对称热源。在赤道非对称热源的作用下，大气产生异常响应 (Gill, 1980; 邢楠等, 2014)，在热源的西北侧，即东亚-西太平洋地区 ($110^{\circ}\text{E}-140^{\circ}\text{E}$, $15^{\circ}\text{N}-25^{\circ}\text{N}$)，对流层低层为气旋性环流异常、位势高度负异常，对流层高层为反气旋性环流异常、位势高度正异常，而在热源异常区域伴随着大气上升运动的显著加强。因此，当 MJO 处于西太平洋位相时，南亚高压东部附近区域位势高度升高，从而导致南亚高压东脊点偏东。而当 MJO 处于印度洋位相时，东亚-西太平洋低纬度地区对流和热源为负异常，大气异常响应与上述相反，南亚高压东部附近区域位势高度降低，从而导致南亚高压东脊点西撤。

5.2 MJO 活动影响南亚高压物理过程的数值模拟研究

上文基于观测分析探讨了 MJO 活动影响南亚高压的物理过程，那么，ECHAM 大气环流模式对以上物理过程的模拟效果如何？

图 15 是 ECHAM 4.6 大气环流模式模拟的东亚-西太平洋经度带 ($110^{\circ}\text{E}-140^{\circ}\text{E}$) 位势高度在 MJO 西太平洋位相与印度洋位相之间的合成差值的垂直经向剖面图。从垂直经向剖面图可以看出，大气异常具有斜压垂直结构特征，即在赤道 MJO 的向东传播过程中，赤道外的东亚-西太平洋地区大气发生显著的异常变化，对流层高层与低层变化趋势相反。从下图 100 hPa 与 850 hPa 位势高度在 MJO 西太平洋位相与印度洋位相之间差值的经向分布，更清楚地反映出，大气异常具有斜压垂直结构特征。这种异常结构特征与热带大气对热源的响应特征 (Gill, 1980)

相当类似。

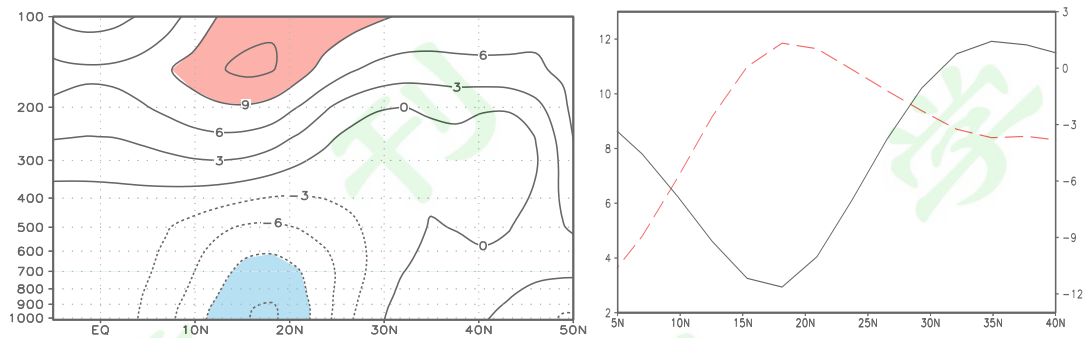


图 15 ECHAM 4.6 大气环流模式模拟的东亚-西太平洋经度带 (110° - 140° E) 位势高度在 MJO 西太平洋位相与印度洋位相之间的合成差值。(a) 垂直经向剖面图 (单位: 位势米, 黄色、紫色区分别代表大于 9、小于 -9 的区域)。(b) 100 hPa (红色虚线, 对应左纵轴)、850 hPa (黑色实线, 对应右纵轴) 位势高度的经向分布 (单位: 位势米)

Fig. 15 (a) The composite difference of vertical-meridional profile of the intraseasonal geopotential height field averaged over the East Asia-West Pacific sector (110° - 140° E) between the MJO phases over the Western Pacific and the Indian Ocean derived from ECHAM 4.6 control run. Positive (negative) anomaly greater than 15 gpm (less than -10 gpm) is shaded with yellow (purple) color. (b) Meridional distribution of the intraseasonal geopotential height difference field at 100 hPa (red dotted line, left ordinate) and 850 hPa (black solid lines, right ordinate)

图 16a 是东亚-西太平洋经度带 OLR 随 MJO 位相变化的经向剖面, 可以看出, 从 MJO 第 4 位相之后, 强对流 (对应 OLR 负距平) 由南向北传播。MJO 在第 4 位相正好东移至东亚-西太平洋经度带, 因此可以说, 东亚-西太平洋低纬地区的强对流来源于沿赤道东传 MJO。从下图还可以发现, 强对流向北传播过程中进一度加强, 其中 7° - 15° N 之间为最强盛, 与观测分析类似, 但强对流北界略偏南约 2 个纬度。从气压垂直速度随 MJO 位相变化的经向剖面 (图 16b), 可以看出, 与 OLR 类似, 从 MJO 第 4 位相之后, 垂直速度由南向北传播, 且向北传播过程中有所加强。

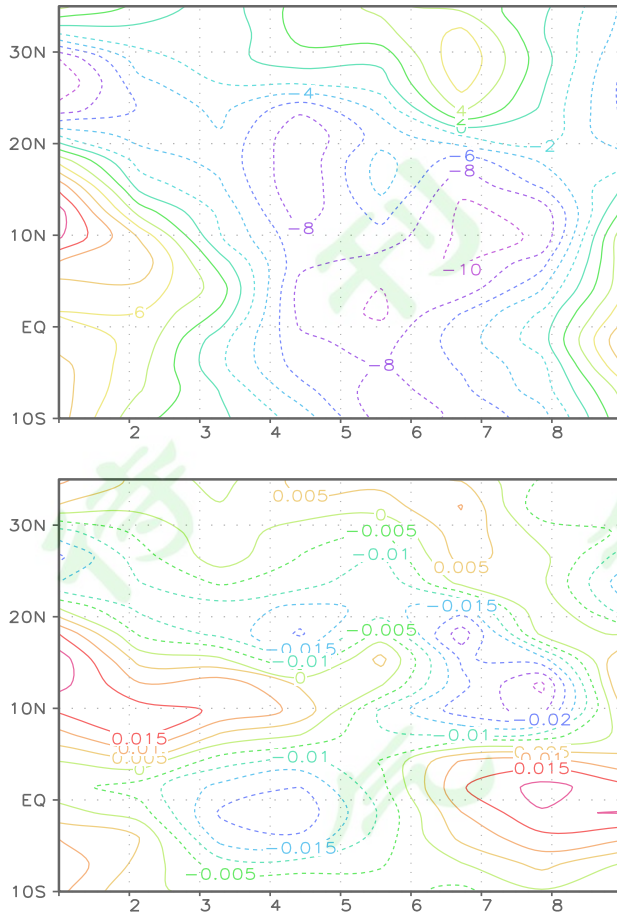


图 16 ECHAM 4.6 大气环流模式模拟的东亚-西太平洋经度带 (110°-140° E) OLR (单位: W m^{-2}) (a) 和 500 hPa 气压垂直速度 ω (单位: pa s^{-1}) (b) 随 MJO 位相变化的经向剖面 (横坐标为 MJO 位相序号)

Fig. 16 Meridional profiles of (a) OLR (in W m^{-2}) and (b) vertical velocity ω (pa s^{-1}) at 500 hPa as a function of the MJO phase averaged over the East Asia-West Pacific sector (110°-140° E) (ordinate denotes the MJO phase number) derived from ECHAM 4.6 control run

图 17a 是对流层高层 100 hPa 等压面上的位势高度场、风场在 MJO 西太平洋位相与印度洋位相之间的合成差值分布。由图可以看出, 位势高度在南亚高压东部升高, 东亚-西太平洋地区副热带地区伴随着位势高度的升高该地区为反气旋性环流异常。从对流层低层 850 hPa 等压面来看 (图 17b), 位势高度场、风场在 MJO 西太平洋位相与印度洋位相之间的差异也很明显, 可以看出, 东亚-西太平洋地区位势高度有所降低, 伴随着位势高度的降低, 东亚-西太平洋地区为气旋性环流异常。

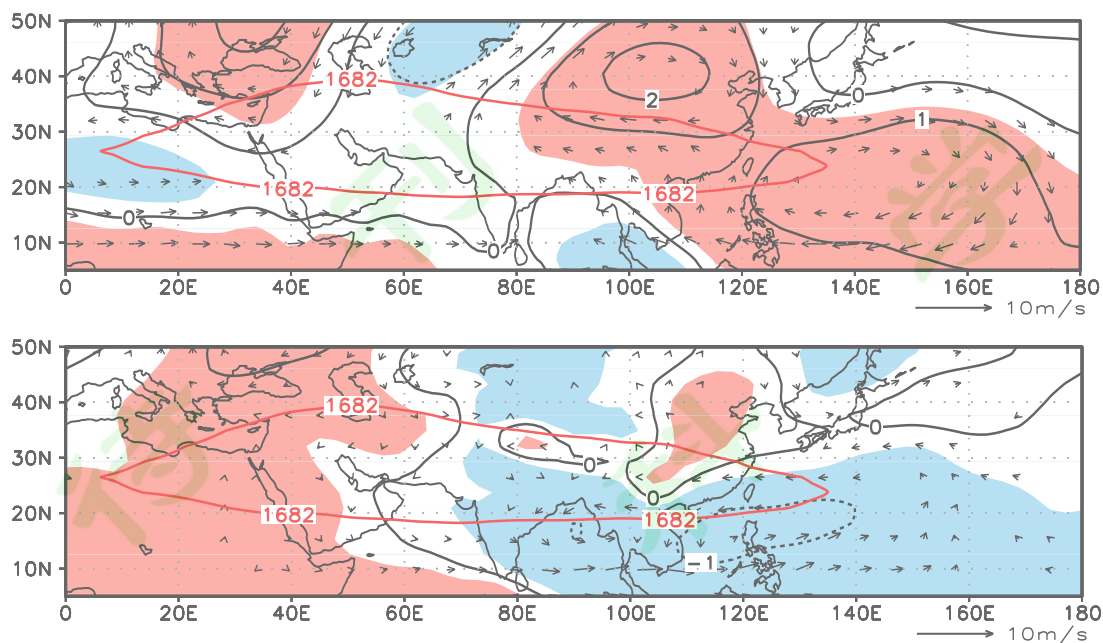


图 17 ECHAM 4.6 大气环流模式模拟的 MJO 西太平洋位相与印度洋位相之间的差值。(a) 100 hPa 位势高度 (等值线, 单位: 十位势米) 和风场。(b) 850 hPa 位势高度 (等值线, 单位: 十位势米) 和风场。红色等值线为 100 hPa 位势高度气候平均的 1682 十位势米等值线, 代表南亚高压特征线, 颜色区为位势高度达到 0.05 显著性检验, 风矢量仅给出达到 0.05 显著性检验的格点

Fig. 17 Difference of the geopotential height (contour, dagpm) and wind (vector, m s^{-1}) fields at 100 hPa (a) and 850hPa (b) between the MJO phases over the western Pacific and the Indian ocean derived from ECHAM 4.6 control run. Red contour denotes the climatological 1682 dagpm isoline at 100 hPa, representing the South Asian high. Geopotential height passing 0.05 significance test is shaded, and only the wind vector passing 0.05 significance test is plotted

综上所述, ECHAM 4.6 大气环流模式对观测分析的物理过程模拟较好。赤道 MJO 大体上沿赤道由西向东传播, 其中第 1 至第 3 位相, 强对流处于印度洋, 第 4 至第 8 位相, 继续东移经过海洋性大陆和太平洋。在赤道 MJO 从印度洋向东传播至西太平洋时, 强对流产生分支, 部分继续向东传播, 部分由于东亚-西太平洋的有利夏季风背景转为向北传播 (把北传支称为 ISO), ISO 向北传播过程中对流强度进一步加强, 这就相当于在东亚-西太平洋低纬度地区存在一赤道非对称热源。在赤道非对称热源的作用下, 大气产生异常响应 (Gill, 1980; 邢

楠等, 2014), 在热源的西北侧, 即东亚-西太平洋地区 (110° - 140° E, 15° - 25° N), 对流层低层为气旋性环流异常、位势高度负异常, 对流层高层为反气旋性环流异常、位势高度正异常, 而在热源异常区域伴随着大气上升运动的显著加强。因此, 当 MJO 处于西太平洋位相时, 南亚高压东部附近区域位势高度升高, 从而导致南亚高压东脊点偏东。而当 MJO 处于印度洋位相时, 东亚-西太平洋低纬度地区对流和热源为负异常, 大气异常响应与上述相反, 南亚高压东部附近区域位势高度降低, 从而导致南亚高压东脊点西撤。

6 主要结论

本文主要采用观测分析和数值试验多方面技术手段, 分析了夏季南亚高压季节内振荡 (ISO) 特征, 诊断了南亚高压 ISO 与热带 ISO (亦称 MJO) 之间的关系, 通过多组大气环流模式 ECHAM 数值试验, 对南亚高压 ISO 与热带 ISO 的相互作用进行量化研究, 提出两者关系的物理过程。主要研究结果如下几点。

第一, 南亚高压季节内变化与赤道东传季节内振荡 (MJO) 活动关系密切, 当 MJO 处于印度洋位相 (第 1、2、3 位相), 则南亚高压东脊点位置偏西, 当 MJO 处于太平洋位相 (第 5、6、7 位相), 则南亚高压东脊点位置偏东。

第二, 南亚高压的季节内变化与 MJO 活动关系最密切的是南亚高压东部附近区域, 即东亚-西太平洋地区, 该区域位势高度与东脊点经度位置相关性很高, 也是南亚高压季节内变化最显著区域。选取经过该关键区的经向和纬向剖面进行垂直结构分析发现, 在 MJO 的调制下, 东亚-西太平洋副热带地区对流层大气垂直结构产生斜压性变化, 导致高层南亚高压东脊点的东伸 (西退) 对应中低层西太平洋副热带高压西脊点的东退 (西伸)。可见, 对流层大气高、低层都与 MJO 活动存在密切联系, 与 MJO 相关的大气垂直异常变化呈斜压特征。

第三, 在南亚高压的季节内变化与 MJO 活动之间关系中, 主要是热带季节内振荡对南亚高压季节内变化的影响, 南亚高压东部关键区季节内振荡强度 40% 来源于热带季节内振荡的贡献, 而南亚高压对热带季节内振荡的影响总体很弱。

第四, 热带季节内振荡影响南亚高压季节内变化的物理过程如下, 在赤道 MJO 从印度洋向东传播至西太平洋时, 强对流产生分支, 部分继续向东传播, 部分由于东亚-西太平洋的有利夏季风背景转为向北传播, 北传 ISO 向北传播过程中对流强度进一步加强, 这就相当于在东亚-西太平洋低纬度地区存在一赤道

非对称热源。在赤道非对称热源的作用下，大气产生异常响应，在热源的西北侧，即东亚-西太平洋地区，对流层低层为气旋性环流异常、位势高度负异常，对流层高层为反气旋性环流异常、位势高度正异常，而在热源异常区域伴随着大气上升运动的显著加强。因此，当 MJO 处于西太平洋位相时，南亚高压东部附近区域位势高度升高，从而导致南亚高压东脊点偏东。而当 MJO 处于印度洋位相时，东亚-西太平洋低纬度地区对流和热源为负异常，大气异常响应与上述相反，南亚高压东部附近区域位势高度降低，从而导致南亚高压东脊点西撤。

参考文献

- Fu X, Wang B. 2009. Critical roles of the stratiform rainfall in sustaining the Madden-Julian oscillation: GCM experiments [J]. *J. Climate*, 22: 3939 - 3959.
- 何金海, 董敏, 韩荣青. 2006. 季节内振荡研究的过去、现在和将来[C]// 21 世纪初大气科学前沿与展望-第四次全国大气科学前沿学科研讨会论文集. 北京: 气象出版社, 85-95.
- He Jinhai, Dong Min, Han Rongjin. 2006. Past, present and future of the study on intraseasonal oscillations [C]// *Frontiers and prospects of atmospheric science in the early 21st century-the fourth national symposium on frontier disciplines of atmospheric science*. Beijing: China Meteorological Press, 85-95.
- Gill A E. 1980. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 106: 447 - 462.
- Hoskins B J, Karoly D J. 1981. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing [J]. *J. Atmos. Sci.*, 38: 1179-1196.
- Hsu P C, Li T. 2012. Role of the boundary layer moisture asymmetry in causing the eastward propagation of the Madden-Julian Oscillation [J]. *J. Climate*, 25: 4914 - 4931. doi: 10.1175/JCLI-D-11-00310.1.
- Hsu P C, Li T, Murakami H. 2014. Moisture asymmetry and MJO eastward propagation in an aquaplanet general circulation model [J]. *J. Climate*, 27: 8747 - 8760. doi: 10.1175/JCLI-D-14-00148.1.
- Huang G, Qu X, Hu K. 2011. The impact of the tropical Indian ocean on South Asian high in boreal summer [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 28 (2): 421 - 432.
- Jiang X A, Li T, Wang B. 2004. Structures and mechanisms of the northward propagating boreal summer intraseasonal oscillation [J]. *J. Climate*, 17: 1022 - 1039. doi: 10.1175/1520-0442(2004)017<1022:SAMOTN>2.0.CO;2.
- Jeong J-H, Kim B-M, Ho C-H, et al. 2008. Systematic variation in wintertime precipitation in East Asia by MJO-induced extratropical vertical motion [J]. *J. Climate*, 21: 788 - 801.
- Kanamitsu M, Ebisuzaki W, Woollen J, Yang SK, Hnilo JJ, Fiorino M, Potter GL. 2002. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). *Bulletin of the American Meteorological Society*

83(11): 1631 - 1643.

- 李崇银. 1993. 大气低频振荡 [M]. 北京: 气象出版社, 310pp. Li Chongyin. 1993. Low Frequency Oscillations in the Atmosphere (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 201pp.
- 李崇银, 潘静, 宋洁. 2013. MJO 研究新进展 [J]. 大气科学, 37 (2): 229 - 252. Li Chongyin, Pan Jing, Song Jie. 2013. Progress on the MJO Research in Recent Years [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 2013, 37(2): 229-252.
- Li C Y. 1985. Actions of summer monsoon troughs (ridges) and tropical cyclone over South Asia and the moving CISK mode [J]. Sci. in China Ser. B, 28: 1197 - 1206.
- 李汀, 严欣, 琚建华. 2012. MJO 活动对云南 5 月降水的影响 [J]. 大气科学, 36 (6): 1101 - 1111. Li Ting, Yan Xin, Ju Jianhua. 2012. Impact of MJO Activities on Precipitation in May over Yunnan. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36(6): 1101-1111.
- Li T, Wang B. 1994. The influence of sea surface temperature on the tropical intraseasonal oscillation: A numerical study [J]. Mon. Wea. Rev., 122: 2349 - 2362. doi: 10.1175/1520-0493(1994)122<2349:TIOSST>2.0.CO;2.
- Li T, Ling J, Hsu P C. 2020. Madden-Julian Oscillation: Its Discovery, Dynamics and Impact on East Asia [J]. J. Meteor. Res., 34(1): 20 - 42. DOI: 10.1007/s13351-020-9153-3
- 李跃清. 1996. 1981 年和 1982 年夏半年高原地区低频震荡与南亚高压活动 [J]. 高原气象, 15(3): 276 - 281. Li Yueqing. 1996. Low-frequency oscillations in the plateau region and activity of South Asian high during the summer of 1981 and 1982 [J]. Plateau Meteorology, 15(3): 276 - 281.
- 林爱兰, 李春晖, 郑彬, 等. 2013. 6 月 MJO 对广东降水调制与直接影响系统的联系[J]. 应用气象学报, 24(3): 397 - 406. Lin Ailan, Li Chunhui, Zheng Bin, et al. 2013. Modulation effect of MJO on the precipitation over Guangdong and its link with the direct impact system in June [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 24(3): 397 - 406.
- Lin A, Li T, Fu X, et al. 2011. Effects of Air-sea interaction on the boreal summer intraseasonal oscillation over Indian Ocean [J]. Climate Dynamics, 37: 2303 - 2322.
- 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 B, He J, Wang L. 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.
- Liu B, Wu G, Mao J, He J. 2013. Genesis of the South Asian High and its impact on the Asian Summer Monsoon Onset [J]. Journal of Climate, 2013, 26(9):2976-2991. doi:10.1175/JCLI-D-12-00286.1
- 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: 陆面感热加热与东太平洋北美副高 [J]. 气象学报, 57(4): 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 Meteor. Sinica (in Chinese), 57(4): 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 (5): 525 - 538. Liu Yimin, Wu Guoxiong, Liu Hui, et al. 1999b. The effect of spatially nonuniform heating on the formation and variation of subtropical high part III: Condensation heating and South Asia high and western Pacific subtropical high [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 57 (5): 525 - 538.
- 罗会邦, 陈蓉. 1995. 夏半年青藏高原东部大气热源异常对环流和降水的影响[J]. 气象科学, 4: 94 - 102. Luo Huibang, Chen Rong. 1995. Effects of Atmospheric Heat Source Abnormal on Circulation and Precipitation in the Eastern Qinghai-Tibet Plateau in the Summer [J]. Journal of Meteorological Sciences (in Chinese), 4: 94 - 102.
- 吕俊梅, 琚建华, 任菊章, 等. 2012. 热带大气 MJO 活动异常对 2009~2010 年云南极端干旱的影响[J]. 中国科学: 地球科学, 55: 98 - 112. Lu J M, Ju J H, Ren J Z, et al. 2012. The influence of the Madden-Julian Oscillation activity anomalies on Yunnan's extreme drought of 2009-2010. Sci China Earth Sci, 2012, 55: 98-112, doi: 10.1007/s11430-011-4348-1.
- Madden R A, Julian P R. 1971. Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific [J]. J. Atmos. Sci., 28: 702 - 708. doi: 10.1175/1520-0469(1971)028<0702: DOADOI>2.0.CO;2.
- Madden R A, Julian P R. 1994. Observations of the 40–50-day tropical oscillation—A review [J]. Mon. Wea. Rev., 122: 814 - 837. doi: 10.1175/1520-0493(1994)122<0814:OOTDT O>2.0.CO;2.
- Murakami T, Nakazawa T. 1985. Tropical 45 day oscillations during the 1979 Northern Hemisphere summer [J]. J. Atmos. Sci., 42: 1107 - 1122. doi: 10.1175/1520-0469(1985)042<1107:TDODTN>2.0.CO;2.
- 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 Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33(4): 783-795.
- 任荣彩, 刘屹岷, 吴国雄. 2007. 1998 年 7 月南亚高压影响西太平洋副热带高压短期变异的过程和机制 [J]. 气象学报, 65(2): 183 - 197. Ren Rongcai, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2007. Impact of South Asia high on the short-term variation of the subtropical anticyclone over western pacific in July 1998 [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 65(2): 183 - 197.
- Ren X, Yang D, Yang X Q. 2015. Characteristics and Mechanisms of the Subseasonal Eastward Extension of the South Asian High [J]. Journal of Climate, 28(17): 6799 - 6822.
- Roeckner E, Coauthors. 1996. The atmospheric general circulation model ECHAM-4: Model description and simulation of present-day climate. Max-Planck-Institut für Meteorologie Rep. 218, 90 pp.
- 陶诗言, 朱福康. 1964. 夏季亚洲南部100mb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: 385 - 395. Tao Shiyang, 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. Sinica (in Chinese), 34: 385 - 395.
- 谢义炳, 陈受钧, 张一良, 黄寅亮. 1963. 东南亚基本气流与台风发生的一些事实的统计与分

- 析[J]. 气象学报, 33(2): 206 - 217. doi:10.11676/qxxb1963.020. Xie Y B, Chen S J, Zhang Y L, et al. 1963. A preliminary statistic and synoptic study about the basic currents over southeastern Asia and the initiation of typhoons [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 33: 206 - 217. doi: 10.11676/qxxb1963.020.
- Wang B, Li T. 1994. Convective interaction with boundary-layer dynamics in the development of a tropical intraseasonal system [J]. J. Atmos. Sci., 51: 1386 - 1400. doi: 10.1175/1520-0469(1994)051<1386:CIWBLD>2.0.CO;2.
- Wang B, Xie X. 1997. A model for the boreal summer intraseasonal oscillation [J]. J. Atmos. Sci., 54: 72 - 86.
- Wang L, Li T, Zhou T, Rong X. 2013. Origin of the Intraseasonal Variability over the North Pacific in Boreal Summer [J]. J. Climate, 26: 1211 - 1229.
- Wang L, Li T, Maloney E, et al. 2017. Fundamental causes of propagating and nonpropagating MJOs in MJOTF/GASS models [J]. J. Climate, 30: 3743 - 3769. doi: 10.1175/JCLI-D-16-0765.1.
- 王黎娟, 葛静. 2016. 夏季青藏高原大气热源低频振荡与南亚高压东西振荡的关系 [J]. 大气科学, 40 (4): 853-863. Wang Lijuan, Ge Jing. 2016. Relationship between low-frequency oscillations of atmospheric heat source over the Tibetan Plateau and longitudinal oscillations of the South Asia high in the summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (4): 853-863, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1509.15164.
- Wheeler M, Hendon H H. 2004. An all-season real-time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction [J]. Mon. Wea. Rev., 132: 1917-1932.
- 吴国雄, 丑纪范, 刘屹岷, 等. 2002. 副热带高压形成和变异的动力学问题 [M]. 北京: 科学出版社, 314pp. Wu Guoxiong, Chou Jifan, Liu Yimin et al. 2002. Dynamics of formation and variation of subtropical high [M]. Beijing: China Science Press, 314pp.
- 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 Meteor. Sinica (in Chinese), 57(1):1-15.
- 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 I. Scale analysis [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 57 (3): 257 - 263.
- 邢楠, 李建平, 李耀锜. 2014. 热带大气对单一型赤道非对称热源的响应 [J]. 大气科学, 38(6): 1147-1158. Xing Nan, Li Jianping, Li Yaokun. 2014. Response of the Tropical Atmosphere to Isolated Equatorially Asymmetric Heating [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38(6): 1147-1158.
- Yang S, Li T. 2016. Zonal shift of the South Asian high on sub-seasonal timescale and its relation to the summer rainfall anomaly in China [J]. Q.J. Roy. Meteor. Soc., 142(699): 2324-2335. doi:10.1002/qj.2826.
- Zhang Q, Wu G, Qian Y. 2002. The bimodality of the 100 hPa South Asia High and its association on the climate anomaly over Asia in summer [J]. J Meteorol Soci Japan, 80(4): 733-744.
- Reiter E R, Gao D. 1982. Heating of the Tibet Plateau and movements of the South Asian High

during Spring [J]. Mon. Wea. Rev., 110: 1694–1711.

Zhu Q, He J, Wang P. 1986. A study of circulation differences between East Asian and Indian summer monsoon with their interaction [J]. Adv. Atmos. Sci., 3: 466–477.

气象学报

气象学

气象学

气象学

气象学报

气象学