

屠厚旺, 田红瑛, 梅成红, 等. 2018. 南亚高压的东西偏向对亚洲季风区对流层顶附近水汽分布的影响 [J]. 气候与环境研究, 23 (3): 341–354. Tu Houwang, Tian Hongying, Mei Chenghong, et al. 2018. Impact of the east–west phase of South Asia High on water vapor distribution near tropopause over the Asian monsoon region [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 23 (3): 341–354, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17048.

南亚高压的东西偏向对亚洲季风区对流层顶 附近水汽分布的影响

屠厚旺 田红瑛 梅成红 王文澜 张如华 雒佳丽

兰州大学大气科学学院/半干旱气候变化教育部重点实验室, 兰州 730000

摘要 基于 1958~2002 年欧洲中期数值预报中心 (ECMWF) 提供的 ERA-40 再分析资料和美国气象环境预报中心/美国国家大气研究中心提供的 NCEP/NCAR 再分析资料研究了夏季南亚高压的东西偏向与亚洲季风区对流层顶附近水汽输送之间的关系。结果表明: (1) 南亚高压的东西偏向对上对流层 200 hPa 水汽高值中心的位置影响较小, 主要影响其强度, 对 100 hPa 水汽高值中心的位置和强度有着较强的影响, 而对平流层下部 70 hPa 的水汽分布几乎没有影响。(2) 南亚高压偏东年, 高原上空和高原南部的垂直上升运动较强, 在西风急流的共同作用下可将低层丰富的水汽向上输送, 使 200 hPa 和 100 hPa 的水汽高值中心位于高原上空, 而 100 hPa 南亚高压范围内偏北风和偏东风增强, 在水平输送的作用下使高值中心周围水汽的分布形态与高压中心的分布形态一致。(3) 南亚高压偏西年, 沿着高原西部的地形抬升作用比高原上空的对流上升运动更强, 西风急流北移, 对流层顶附近在 60°E~80°E 范围内形成气旋式环流, 因此水汽高值中心向西偏移到伊朗高原。(4) 南亚高压范围内 200 hPa 的温度异常分布与水汽的异常分布一致, 暖中心有利于高水汽的生成。而 100 hPa 的温度异常分布与水汽异常分布相反, 暖中心对应异常偏低的水汽, 说明南亚高压范围内下平流层的水汽分布受环流场和温度场共同作用的影响。该研究对理解南亚高压东西偏向机制及提高亚洲气候预测有一定的参考意义。

关键词 南亚高压 东西偏向 水汽 物质输送

文章编号 1006-9585 (2018) 03-0341-14

中图分类号 P426.4.2

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17048

Impact of the East–West Phase of South Asia High on Water Vapor Distribution near Tropopause over the Asian Monsoon Region

TU Houwang, TIAN Hongying, MEI Chenghong, WANG Wenlan, ZHANG Ruhua, and LUO Jiali

Key Laboratory of Semi-Arid Climate Change of the Ministry of Education, College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000

Abstract Based on the ERA-40 reanalysis data provided by the European Center for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) from 1958 to 2002 and the NCEP/NCAR reanalysis data provided by the National Centers for Environmental Prediction and the National Center for Atmospheric Research, we study the relationship between the east–west phase of the South Asia High (SAH) and water vapor distribution near the tropopause over Asian monsoon region. The results show that the east–west phase of the SAH is correlated with the intensity of high water vapor center at 200 hPa and has an

收稿日期 2017-03-21; 网络预出版日期 2017-10-10

作者简介 屠厚旺, 男, 1996 年出生, 学士, 主要从事平流层对流层物质交换研究。E-mail: tuhouwang96@qq.com

通讯作者 田红瑛, E-mail: tianhy@lzu.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 41405041、41630421, 中央高校基本科研业务费专项资金 lzujbky-2017-73

Funded by National Natural Science Foundation of China (NSFC) (Grants 41405041 and 41630421), the Fundamental Research Funds for the Central Universities (Grant lzujbky-2017-73)

obvious impact on the intensity and location of high water vapor center at 100 hPa, but it has almost no effect on the intensity and location of water vapor at 70 hPa. During the east phase of the SAH, the high value centers of water vapor at 200 hPa and 100 hPa both are located over the Tibetan Plateau, which are related to strong ascending motion and the subtropical westerly jet that transport water vapor to near tropopause over the Tibetan Plateau. At 100 hPa, the strong northerly and easterly winds play an important role for horizontal transport of water vapor, which explains why the spatial distribution of water vapor and its high value center are similar to that of pressure. During the west phase of the SAH, the center of high water vapor shifts westward to Iranian Plateau because of the strong ascending motion resulted from the terrain lifting effect along the western Tibetan Plateau and the northward displacement of the westerly jet. The distribution of temperature anomaly is consistent with that of water vapor, and the warm center is favorable for the generation of high moisture at 200 hPa in SAH. The distribution of temperature anomaly is contrary to that of water vapor and the warm center corresponds to low water vapor at 100 hPa, indicating that the distribution of water vapor in the stratosphere in SAH is influenced by the interaction of the circulate and temperature fields. The present study is helpful for understanding the mechanism of the east–west phase of the SAH and improving the quality of climate forecast.

Keywords South Asia high, East–west phase, Water vapor, Mass transport

1 引言

南亚高压是夏季出现在亚洲季风区对流层上层和平流层低层的强大而稳定的反气旋性环流系统 (Mason and Anderson, 1963; 陶诗言和朱福康, 1964)。南亚高压作为亚洲季风系统的一部分, 受季风凝结潜热释放的影响产生移动, 一个重要的活动特征就是在青藏高原和伊朗高原上空存在“东西偏向”, 其位置变化对亚洲季风区高层大气环流形势造成影响, 并与中低层系统相互作用, 进而会造成亚洲和全球的天气、气候发生异常变化 (魏维, 2012)。罗四维等 (1982) 对南亚高压的位置和形状进行分析, 以 100°E 为界将南亚高压分为东部型、西部型和带状型 3 种类型, 发现其具有准双周振荡机制。黄燕燕和钱永甫 (2004) 研究了南亚高压与华北和长江流域降水特征的关系, 认为长江流域涝, 华北地区旱时, 南亚高压中心位置偏东南; 长江流域旱, 华北地区涝时, 南亚高压偏西北。胡景高等 (2010) 用 850 hPa 的水汽通量及其散度场, 分析了南亚高压活动特征与我国东部夏季降水的关系, 表明南亚高压东脊点偏东 (西) 年, 高压强度增强 (减弱), 江淮流域、东北部分地区偏涝 (旱), 华南地区偏旱 (涝)。魏维 (2012) 研究了南亚高压位置的东、西变化与我国夏季降水的关系, 指出当南亚高压中心异常偏东 (西) 时, 江淮流域降水偏多 (少), 而华南华北降水偏少 (多)。薛旭和陈文 (2015) 研究了南亚高压在中南半岛上空的建立过程及其与亚洲南部夏季风建立的关系, 指出中南半岛夏季风建立和南亚高压在半岛上空建立几乎同

时发生, 南亚高压在中南半岛建立几天后, 东孟加拉湾夏季风开始建立, 南亚高压建立大约 20 d 后, 南海和菲律宾夏季风开始建立, 南亚高压在中南半岛上空的建立可视为亚洲夏季风建立的开始, 其对亚洲夏季风爆发有很好的指示意义。

亚洲夏季风期南亚高压反气旋环流和持续深对流相耦合, 使上对流层—下平流层 (UTLS) 区域的大气成分分布及其变化具有独特的区域特征 (Fu et al., 2006; Randel and Park, 2006)。研究表明, 亚洲季风环流可将对流层中的水汽、CO、臭氧以及其他人为排放的污染物垂直向上输送到下平流层, 使南亚高压反气旋内水汽和 CO 浓度较高, 臭氧浓度较低, 从而影响平流层的化学和辐射平衡, 对全球平流层—对流层的物质交换有着重要的作用 (Park et al., 2007, 2008; Tian et al., 2011; Yan et al., 2011)。Yan et al. (2011) 研究了南亚高压的双峰结构对 UTLS 区域化学成分的影响, 结果表明在伊朗高压模态, 对流层化学成分在伊朗高原上空为正异常, 而青藏高原上空为负异常, 平流层化学成分显示伊朗高原上空有负异常, 青藏高原上空有正异常; 在青藏高压模态, UTLS 区域化学成分的异常分布与伊朗高压模态相反。占瑞芬和李建平 (2008) 研究发现北半球夏季“亚洲南部半岛—印度洋—太平洋交汇区”为全球最强的对流层向平流层输送的通道, 它能将亚洲季风区丰富的水汽源源不断地输送到平流层, 影响平流层水汽的分布和变化。陈斌等 (2012) 研究表明, 源于高原地区近地层的水汽在进入平流层的过程中受南亚高压影响下的大尺度环流和中小尺度对流的共同影响, 夏季青藏高原地区近地层水汽进入平流层的多寡

主要和大尺度气流的垂直输送有关。因此, 研究亚洲季风区对流层顶附近的水汽分布, 对我们深入了解平流层与对流层之间的物质交换有重要的意义。以往对于南亚高压已有不少研究, 要么集中于定性的分析南亚高压的位置变化特征及其所造成的影响, 要么集中于高压反气旋内大气成分分布和变化特征, 而将南亚高压东西位置变化和南亚高压反气旋内对流层顶附近水汽输送相结合进行的研究则较少, 其传输细节还不是很清楚。因此, 本文利用 ERA-40 和 NCEP/NCAR 再分析资料, 研究了南亚高压东西偏向与南亚高压反气旋内上对流层和下平流层区域的水汽变化特征之间的关系及其可能的影响机制。

2 资料与方法

2.1 资料

本文所采用的资料有欧洲中期数值预报中心 (ECMWF) 提供的 ERA-40 再分析资料, 水平分辨率为 2.5° (纬度) $\times 2.5^\circ$ (经度), 垂直方向从 1000 hPa 到 1 hPa 共有 23 层, 使用的物理量包括月平均的位势高度、比湿、水平风场以及垂直速度场, 时间长度为 1958~2002 年, 共 45 年。此外还有美国气象环境预报中心和美国国家大气研究中心提供的 NCEP/NCAR 月平均地面气压资料, 水平分辨率为 2.5° (纬度) $\times 2.5^\circ$ (经度), 时间长度从 1948 年到 2016 年, 本文选取了与 ERA-40 资料相同的时间段, 即 1958~2002 年。

2.2 方法

为了研究南亚高压的东西偏向特征对对流层顶附近水汽的影响, 首先要定义一个南亚高压东西偏向指数。赵振国 (1999) 将南亚高压东伸指数定义为 100 hPa 等压面上 16800 gpm 等值线的东伸脊点所在的经度。张琼等 (2000) 根据南亚高压的分布特点将 30°W 向东至 170°W 范围内的西风零线的平均纬度记作整个高压的平均脊线, 选取西风零线上位势高度最大处为主要高压中心, 用经纬度表示高压中心的位置。谭晶等 (2005) 用夏季 6~8 的平均 100 hPa 高度场上 1676 dagpm 等值线东脊点的经度来表示南亚高压的位置。以上指数使用单点经度误差太大, 不能代表高压的实际位置, 而且经过季节平均后, 南亚高压有时会出现双中心区, 呈带状分布。

本文采用魏维 (2012) 定义的东西偏向指数, 即在 200 hPa 等压面上, 在 12500 gpm 的特征线内以南亚高压平均脊线为横轴, 以 80°E 为纵轴, 对称选取东西两个区域 A ($22.5^\circ\text{N}\sim 32.5^\circ\text{N}$, $55^\circ\text{E}\sim 75^\circ\text{E}$) 和 B ($22.5^\circ\text{N}\sim 32.5^\circ\text{N}$, $85^\circ\text{E}\sim 105^\circ\text{E}$), 然后分别计算这两个区域的平均位势高度, 将两者差的标准化序列定义为南亚高压东西偏向指数 (SAHI)。另外, 魏维 (2012) 将 ERA-40 再分析资料和 NCEP 再分析资料分别与站点数据进行线性相关分析后发现, ERA-40 再分析资料能更好的反映 200 hPa 位势高度场的情况。图 1a 显示的是利用 ERA-40 再分析资料计算的 1958~2002 年南亚高压东西偏向指数的标准化时间序列, 可以看出, 南亚高压的东西偏向存在明显的年际变化, 据此可对南亚高压的东西偏向进行分类, 指数大于 1 的年份为南亚高压异常偏东年, 分别为 1958 年、1962 年、1965 年、1972 年、1987 年和 1989 年, 而指数小于 -1 的年份为南亚高压异常偏西年, 分别为 1971 年、1973 年、1976 年、1984 年、1994 年和 2001 年, 异常偏东年和异常偏西年各有 6 年。

为了检验本文所使用的南亚高压东西偏向指数的指示效果, 分别对夏季南亚高压异常偏东年和偏西年 200 hPa 位势高度场进行了合成, 如图 1b、1c 所示。在南亚高压异常偏东年 (图 1b), 南亚高压高值区 (>12500 gpm) 范围为 ($20^\circ\text{N}\sim 35^\circ\text{N}$, $40^\circ\text{E}\sim 120^\circ\text{E}$), 中心位于青藏高原南部 (27.5°N , 90°E), 呈青藏高原高压模态; 在异常偏西年 (图 1c), 南亚高压的整体位势高度比偏东年高, 高值区范围较广, 中心值也较高, 主要高压中心位于伊朗高原上空 (30°N , 62.5°E), 呈伊朗高压模态。这与钱永甫等 (2002) 的研究结果是一致的, 从而进一步说明用 200 hPa 高度场特定区域的平均位势高度差作为南亚高压东西偏向指数是合理可行的。

3 南亚高压东西偏向与亚洲季风区对流层顶附近水汽分布的关系

夏季亚洲季风区是对流活动十分旺盛的特殊区域之一。陈斌等 (2011) 利用 2005 年夏季 NCEP/NCAR 的 GFS (全球预报系统) 资料和大气拉格朗日输送—扩散模式 (FLEXPART) 对夏季南亚高压在亚洲季风区对流层上层水汽异常分布中的动力效应进行了定量研究, 结果表明亚洲季风区对流层

上层 215 hPa 上水汽分布的大值区和深对流区域相符合,而在 147 hPa 南亚高压闭合反气旋环流的位置决定了水汽异常区的地理分布。说明在对流层上层,随着高度增加,深对流的热力作用对水汽异常分布作用逐渐减弱,而南亚高压反气旋闭合环流的动力屏障作用增强。那么,随着南亚高压的东西位置变化,亚洲季风区对流层顶附近的水汽分布存在什么变化呢?下面将作进一步分析。

图 2 为夏季南亚高压偏东年和偏西年 200 hPa 水汽场和水汽距平的合成。由图 2a 可以看出,南亚高压异常偏东年,高压西北侧为明显的水汽低值区,水汽高值 ($>0.1 \text{ g/kg}$) 范围约为 ($23^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $83^{\circ}\text{E}\sim 103^{\circ}\text{E}$),水汽大值中心集中在青藏高原东部,最大值位于 98°E 附近,基本与 200 hPa 南亚高压位势高度的高值中心相一致;偏西年水汽分布形态与偏东年相似,不同的是,水汽高值 ($>0.1 \text{ g/kg}$) 范围较偏东年向西南方向移动,水汽最大值中心向西移到 90°E 附近,虽然与 200 hPa 位势高度的高值中心不太一致,但是与偏东年相比其高值中心是明显向西偏移的。从 200 hPa 水汽距平场来看,南亚高压偏东年 (图 2c),在 $15^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 范围内,以 90°E 为界限,在 $90^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 范围内水汽偏高,这与图 2a 中水汽的高值区相一致,而 $50^{\circ}\text{E}\sim 90^{\circ}\text{E}$ 水汽偏低;偏西年的水汽距平场分布与偏东年基本是相反的,在 $90^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 范围内水汽偏低,而 $50^{\circ}\text{E}\sim 90^{\circ}\text{E}$ 范围内水汽偏高 (图 2d)。总体上,在 200 hPa,南亚高压偏东年水汽高值中心位于青藏高原东部,与位势高度场的高值中心吻合,且高值中心的水汽强度较平均场要强;偏西年,水汽高值中心相比偏东年明显向西南方向偏移,虽然与 200 hPa 位势高度的高值中心不太一致,但是在位势高度场高值区范围内水汽较平均场是明显偏强的。由此看出,南亚高压位置的的东西变化对亚洲季风区 200 hPa 水汽高值区的位置影响较小,而对强度有较大的影响。

由图 3a 和 3b 可以看出,在 100 hPa,南亚高压异常偏东年水汽的分布形态与南亚高压的分布形态是完全一致的,水汽高值区 ($>0.0041 \text{ g/kg}$) 分布在 ($23^{\circ}\text{N}\sim 31^{\circ}\text{N}$, $62^{\circ}\text{E}\sim 105^{\circ}\text{E}$) 范围内,大值中心 ($>0.0043 \text{ g/kg}$) 位于 (27°N , 90°E);偏西年水汽分布形态与偏东年也比较相似,不同的是水汽高值 ($>0.1 \text{ g/kg}$) 范围较偏东年向西移动到 ($23^{\circ}\text{N}\sim 33^{\circ}\text{N}$, $57^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$) 范围内,大值中心

约在 (27°N , 70°E)。从 100 hPa 水汽距平场来看,南亚高压偏东年,在 $25^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 范围内,以 80°E 为界限,在 $80^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 范围内水汽偏高,这与图 3a 中水汽的高值区相一致,水汽低值区则分布在 $60^{\circ}\text{E}\sim 80^{\circ}\text{E}$ (图 3c)。偏西年的水汽距平场分布与偏东年基本相反,在 $80^{\circ}\text{E}\sim 110^{\circ}\text{E}$ 范围内水汽较低,而 $60^{\circ}\text{E}\sim 80^{\circ}\text{E}$ 范围内水汽偏高 (图 3d)。总的来说,在 100 hPa,南亚高压偏东年水汽高值中心位于青藏高原东部,高值中心的水汽强度较平均场要强;偏西年,水汽高值中心相比偏东年明显向西移动,在位势高度场高值区范围内水汽较平均场是明显偏强的。由此说明,亚洲季风区内 100 hPa 水汽高值中心位置的的东西偏移和强度与南亚高压的变化是一致的,即南亚高压的东西偏向对亚洲季风区 100 hPa 水汽高值区的位置和强度均有较大的影响。

70 hPa,偏东年,在青藏高原上空水汽含量较低,仅在伊朗高原南部水汽较大,而主要的水汽高值区向南移到南亚高压以南地区 (图 4a),且整个范围内的水汽相比气候平均的水汽要小 (图 4c)。在南亚高压偏西年,亚洲季风区的水汽分布形态与偏东年的水汽分布相似,在伊朗高原南部和南亚高压以南地区存在两个水汽高值区,只是偏西年的这两个水汽高值区较偏东年分布范围广,强度更强 (图 4b),且伊朗高原南部的水汽含量相比气候平均要大 (图 4d)。由此看出,在平流层下部区域 70 hPa,南亚高压偏东年和偏西年,南亚高压范围内水汽高值区的位置都在伊朗高原南部,只是偏西年水汽高值区的强度较偏东年大,说明南亚高压位置的的东西偏向对其范围内水汽高值区的位置并没有太大的影响,只是影响偏西年水汽高值区的强度。

通过比较分析偏东年和偏西年对流层上部和平流层下部 200 hPa、100 hPa、70 hPa 等压面上水汽场的合成,看到在对流层上部 200 hPa,南亚高压偏东年和偏西年水汽的高值中心分布在青藏高原的东南部,只是偏西年高值中心相比偏东年向西南方向偏移,并且偏西年高原东南部的水汽为负距平,而偏东年为正距平,也就是说南亚高压的的东西偏向对 200 hPa 水汽高值中心强度的影响较大。随着高度的增加,在对流层顶附近 100 hPa,偏东年和偏西年水汽高值中心的位置和南亚高压东西偏向的中心位置完全一致,并且相应位置高值中心的强度也是偏强的,说明南亚高压的的东西偏向对 100

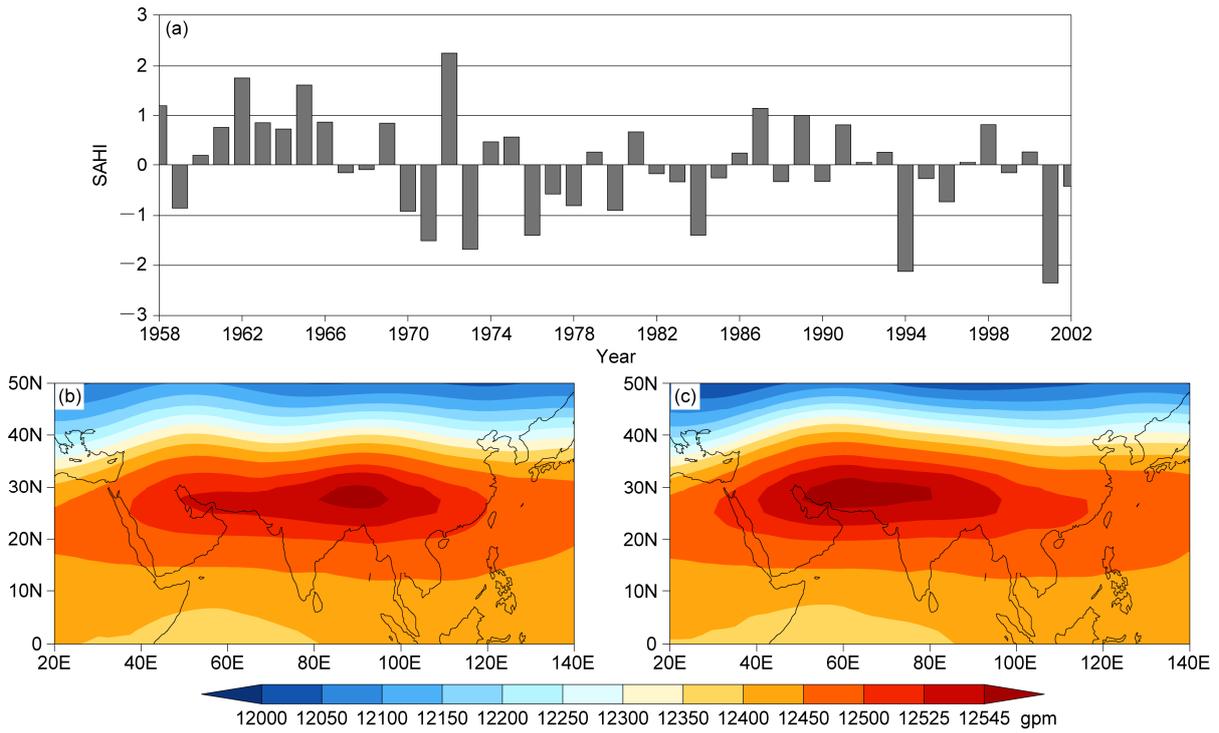


图 1 (a) 1958~2002 年南亚高压东西偏向标准化指数的时间演变；南亚高压 (b) 异常偏东年和 (c) 异常偏西年夏季 200 hPa 位势高度场合成
 Fig. 1 (a) Time series of the SAHI (South Asia High Index) from 1958 to 2002; composites of the geopotential height at 200 hPa in summer during the years with (b) the east phase and (c) the west phase of the SAH (South Asia High)

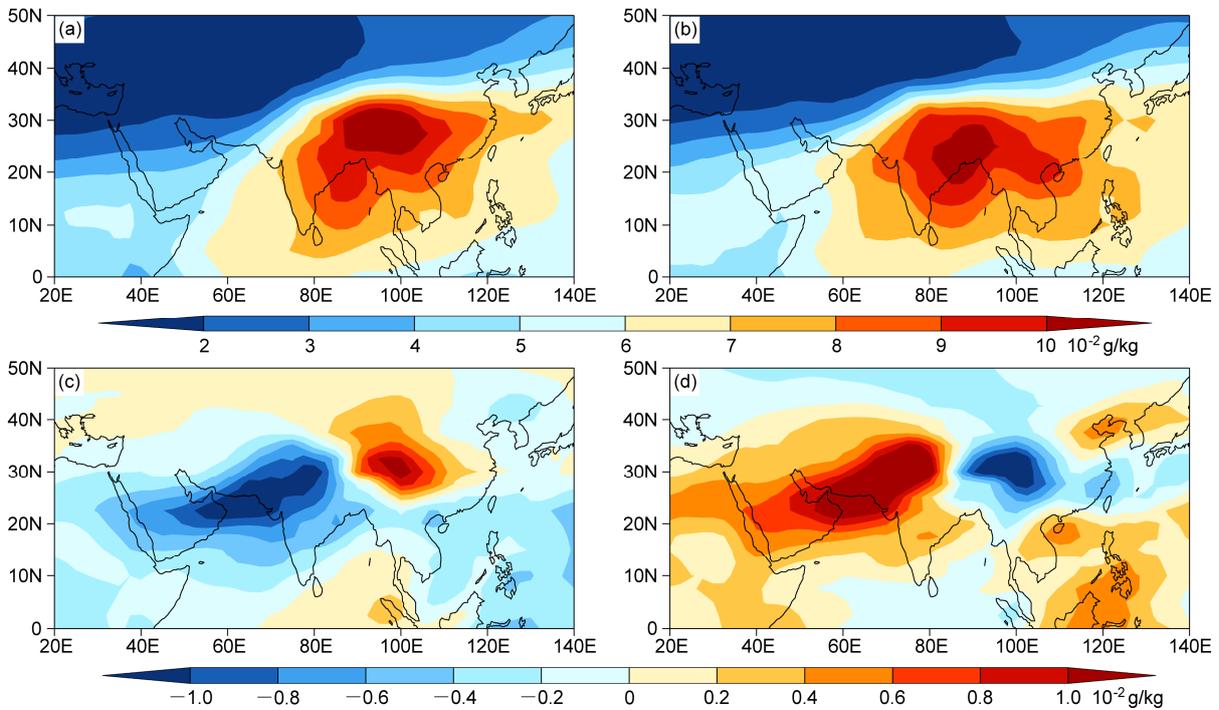


图 2 夏季 200 hPa (a, b) 平均水汽比湿场和 (c, d) 水汽比湿距平场合成：(a, c) 南亚高压偏东年；(b, d) 南亚高压偏西年
 Fig. 2 Composites of (a, b) specific humidity and (c, d) anomalies of specific humidity at 200 hPa: (a, c) Years with the east phase of the SAH; (b, d) years with the west phase of the SAH

hPa 水汽高值中心的位置和强度都有着较大的影响。到了平流层下部 70 hPa, 南亚高压位置的的东西偏向对其范围内水汽高值中心的位置并没有太大的影响, 只是影响偏西年水汽高值中心的强度。这

与张岱乐等 (2014) 得出的“南亚高压区域水汽含量高值中心从 147 hPa 开始有向反气旋区域移动的现象, 且随着高度的增加, 水汽含量高值中心向反气旋的偏移明显”结论基本一致。

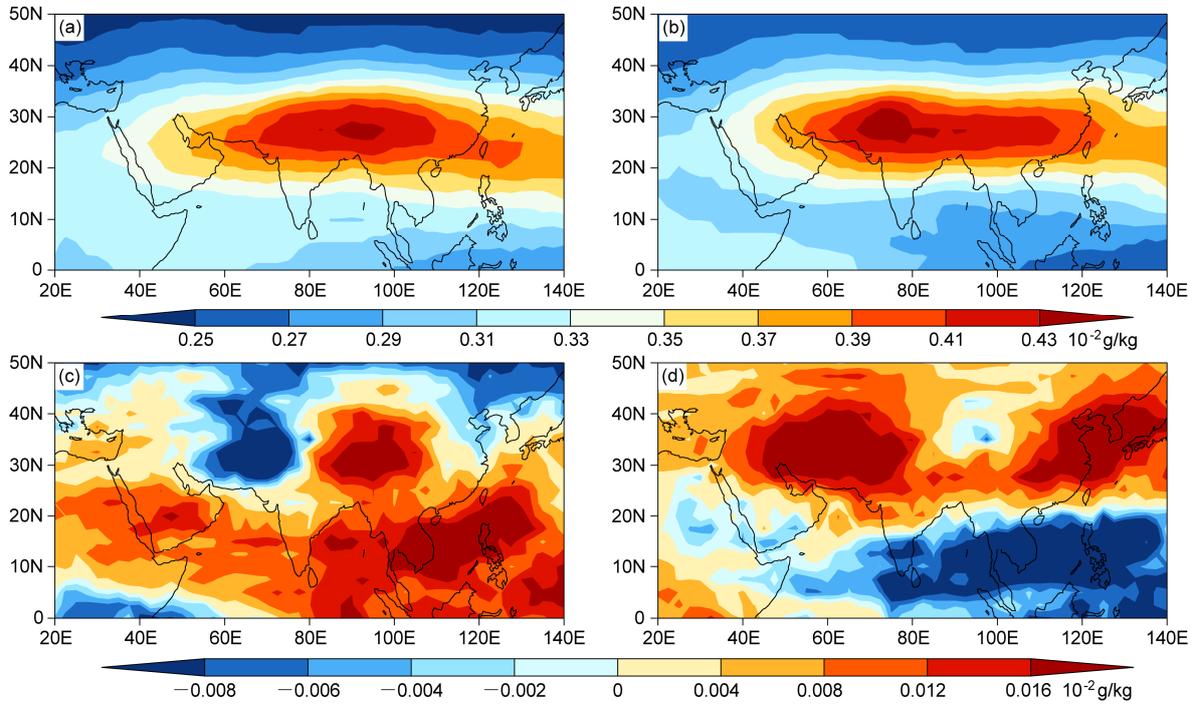


图3 夏季 100 hPa (a, b) 平均水汽比湿场和 (c, d) 水汽比湿距平场合成: (a, c) 南亚高压偏东年; (b, d) 南亚高压偏西年
Fig. 3 Composites of (a, b) specific humidity and (c, d) anomalies of specific humidity at 100 hPa: (a, c) Years with the east phase of the SAH with the west phase of the SAH

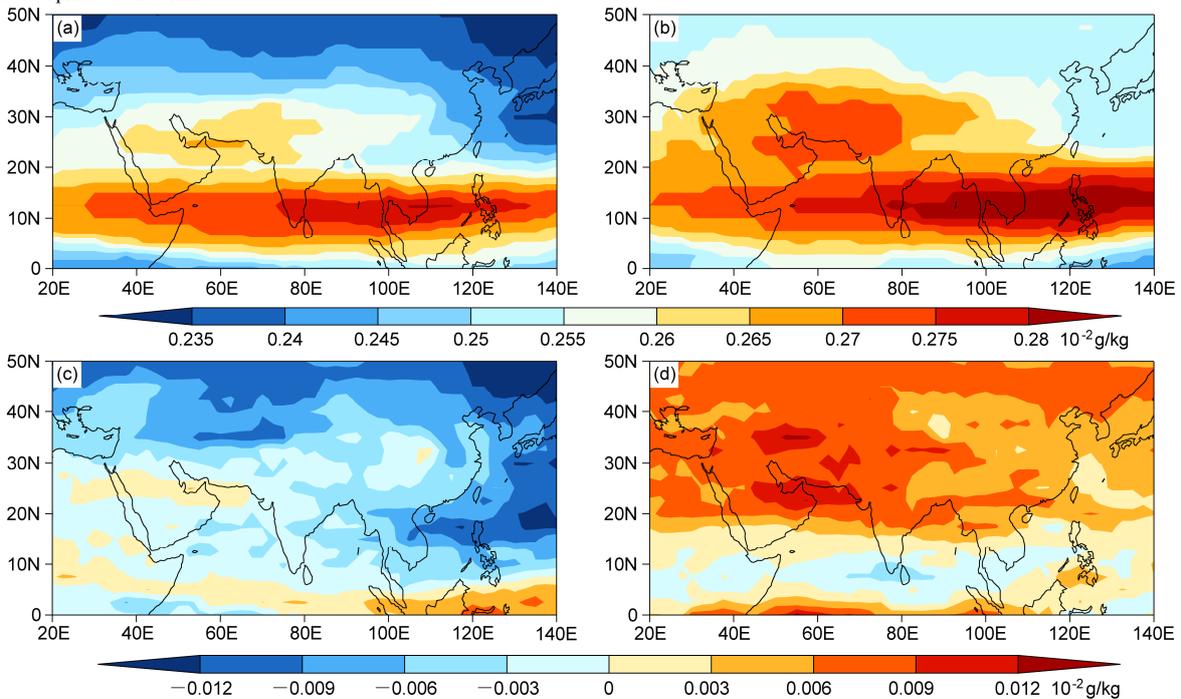


图4 夏季 70 hPa (a, b) 平均水汽比湿场和 (c, d) 水汽比湿距平场合成: (a, c) 南亚高压偏东年; (b, d) 南亚高压偏西年
Fig. 4 Composites of (a, b) specific humidity and (c, d) anomalies of specific humidity at 70 hPa: (a, c) Years with the east phase of the SAH with the west phase of the SAH

4 南亚高压东西偏向影响对流层顶附近水汽的机制

随着南亚高压的东西偏向, 上对流层和下平流层区域水汽高值中心的位置和强度存在不同的变化, 为了进一步分析引起水汽变化的机制, 下面给出了高低空的环流配置。

图 5 分别给出了南亚高压偏东年和偏西年 100 hPa 风场和垂直速度异常的合成, 以及偏东年和偏西年的差值场。可以看出, 在南亚高压偏东年 (图 5a), 伊朗高原北部上空存在一个明显的气旋式环流场, 中心位于 (37.5°N, 67.5°E) 附近, 印度半岛至青藏高原西部上空为较强的偏南风异常, 说明偏东年南亚高压在伊朗高原地区偏弱, 在其环流中心及东部垂直速度为负异常, 强的气旋式环流异常使高层大气为异常辐合, 有利于下沉运动的发生。在青藏高原东部和我国东部存在一个较弱的反气旋式环流异常, 在其东部和北部垂直速度为正异常, 说明南亚高压在青藏高原东部和我国东部地区偏强, 而弱的反气旋式环流异常导致高层大气为异常辐散, 有利于上升运动的发生, 且上升运动是增强的, 这与图 3a 和 3c 中伊朗高原上空的水汽减弱, 而高原东部地区的水汽增强是一致的。偏西年 (图 5b), 伊朗高原北部和青藏高原西部上空为明显的反气旋式环流异常, 中心在 (40°N, 62.5°E) 附近, 说明此处的南亚高压偏强, 在其东侧及东南侧为强的垂直速度正异常, 上升运动增强, 将低层的水汽向上输送, 使 100 hPa 伊朗高原东南部水汽较强。而在青藏高原东部存在一个较弱的气旋式环流异常, 且在其环流中心垂直速度为负异常, 说明偏西年南亚高压偏弱, 不利于上升运动的发生, 因此青藏高原东部水汽输送减弱。南亚高压偏东年与偏西年的差值场显示 (图 5c), 伊朗高原北部至青藏高原西部上空存在一个明显的气旋式环流异常, 在我国东北部至日本以东也产生了一个气旋式环流异常, 只是较伊朗高原北部的气旋式环流异常弱, 两个气旋式环流异常中间为弱的反气旋式环流异常。由于两个气旋式环流异常所在纬度正好是中纬度西风带, 说明在伊朗高原北部偏西年的西风较偏东年更强, 而在印度洋附近偏西年的东风较偏东年更强。

图 6 是 200 hPa 环流场和垂直速度异常合成。

从异常环流场中可以看出, 无论是偏东年还是偏西年, 异常环流场的分布形态与 100 hPa 的相似, 只是异常环流场强度相比 100 hPa 明显增强。南亚高压偏东年, 伊朗高原北部上空异常气旋式环流强度较强, 中心垂直速度负异常的范围相比 100 hPa 增大, 说明偏东年南亚高压较 100 hPa 弱, 此处的下沉运动较 100 hPa 强 (图 6a)。南亚高压偏西年, 南亚高压较 100 hPa 强, 伊朗高原上空上升运动增强 (图 6b), 偏西年的水汽输送在印度半岛和伊朗高原地区强于偏东年。

图 7 分别给出了南亚高压偏东年和偏西年 500 hPa 风场和垂直速度场异常合成, 500 hPa 的异常环流场与 200 hPa 相比明显减弱。南亚高压偏东年 (图 7a), 伊朗高原上空的异常气旋式环流较 200 hPa 弱, 中心向南偏移, 而在 200 hPa 位于青藏高原东部的异常反气旋式环流已不明显, 垂直速度在伊朗高原南部及青藏高原西南部是负异常区, 说明此处的下沉运动较强。南亚高压偏西年 (图 7b), 伊朗高原上空的反气旋式环流场较 200 hPa 弱, 青藏高原东部的异常气旋式环流相比 200 hPa 中心向北偏移到 45°N 附近, 垂直速度在伊朗高原南部及青藏高原西南部是正异常区, 上升运动强。从图 7c 可以看到, 南亚高压东西偏向对 500 hPa 环流场的影响与 200 hPa 相似, 仍然是在伊朗高原和日本海附近产生两个气旋式环流异常, 只是环流中心较 200 hPa 向南偏移, 其中间的异常反气旋式环流强度减弱, 中心向北偏移到 45°N 附近。青藏高原中东部, 偏西年的垂直速度强于偏东年, 水汽上升更强烈。

从高低空的环流场来看, 偏东年和偏西年对流层中上层 500~200 hPa 的异常环流场与对流层顶附近 100 hPa 的异常环流场分布形态都是相似的, 只是强度有所不同, 随着高度的升高, 异常环流场增强, 在 200 hPa 最强, 向上到对流层顶附近 100 hPa 又有所减弱。然而, 从图 2~4 看出, 南亚高压东西偏向的位置变化对上对流层 (即 200 hPa) 和对流层顶附近 (即 100 hPa) 水汽高值中心位置分布的影响是不同的, 为了进一步寻找存在不同影响的机制, 下面给出了偏东年和偏西年沿着南亚高压中心的水汽和风场的垂直剖面图。

图 8 是南亚高压偏东年和偏西年沿南亚高压中心的水汽比湿和风场的经向垂直分布。图 8a 看出, 南亚高压偏东年, 在各个不同的高度上, 青藏高原上空的水汽相比同高度其他地区较高, 甚至可以向

上延伸到 100 hPa 以上的高度。在对流层低层，高原南部强的上升气流和偏南风沿地形爬上高原上空，将低纬度印度洋和孟加拉湾丰富的水汽从高原南部不断输送到青藏高原上空，使高原上空对流层

低层出现水汽积聚。对流层中层，高原和高原南部存在强烈的上升气流和偏北风，高原北部由西风急流控制，这主要是由于夏季青藏高原是一个强热源，对周围大气中的水汽起到抽吸作用，使水汽辐

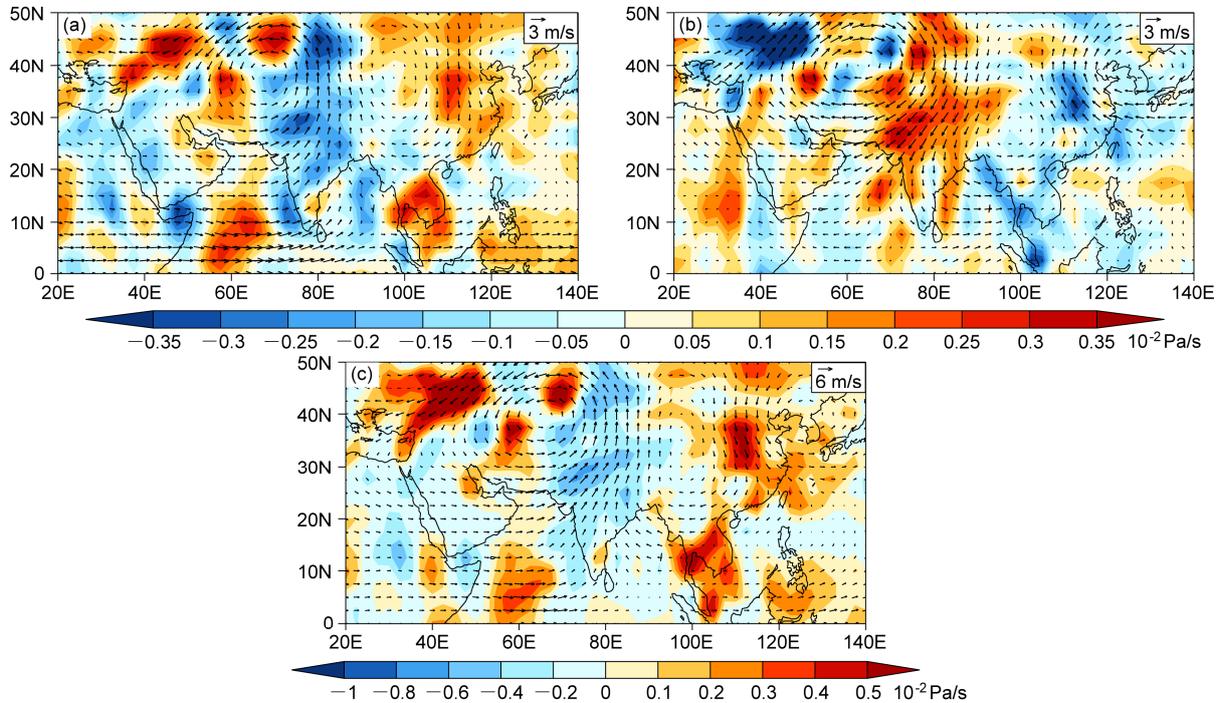


图 5 100 hPa 环流场(箭头)和垂直速度异常合成(填色): (a) 南亚高压偏东年; (b) 南亚高压偏西年; (c) 南亚高压偏东年与偏西年的差值
Fig. 5 Composites of abnormal wind (arrows) and vertical velocity (shadings) at 100 hPa: (a) Years with the east phase of SAH; (b) years with the west phase of SAH; (c) differences between the years with the east phase and west phase of SAH

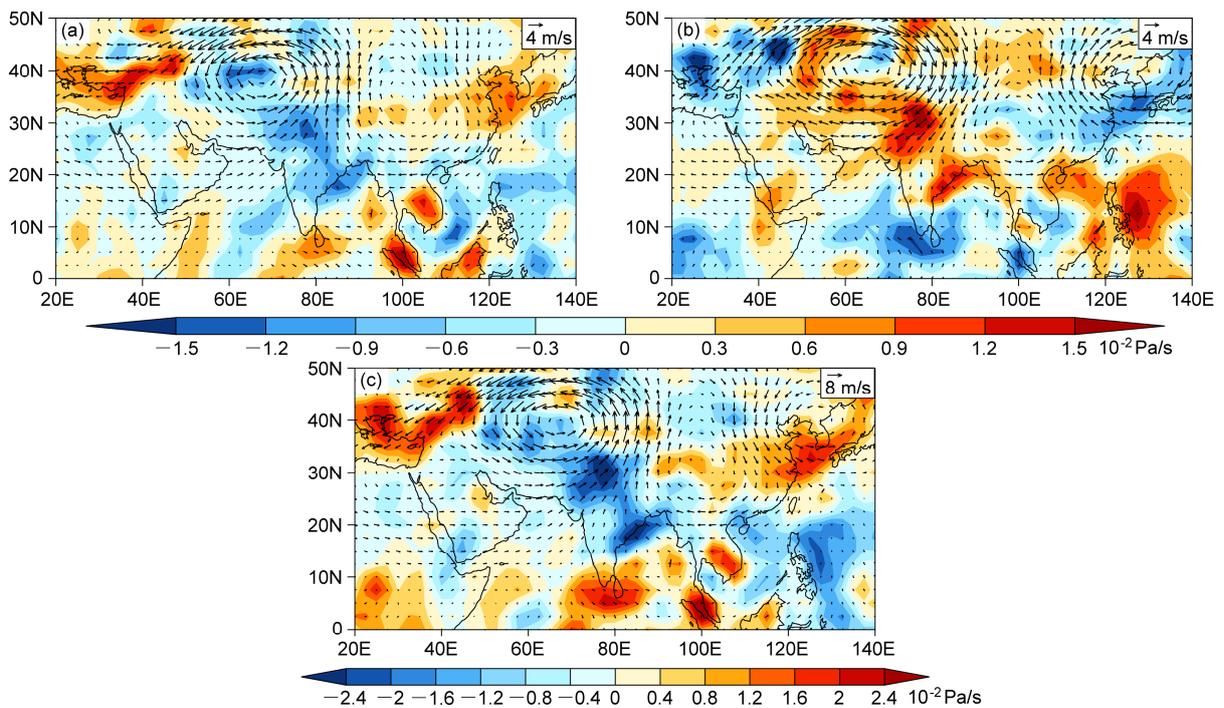


图 6 同图 5, 但为 200 hPa 环流场和垂直速度异常合成
Fig. 6 Same as Fig. 5, but for the abnormal wind and vertical velocity at 200 hPa

合到高原上空，随着夏季风发展旺盛，将水汽源源不断的输送到高原上空。同时，高原上空的大气极不稳定，积云对流活跃，释放大量的凝结潜热并向上输送，将水汽向上输送到 100 hPa 的高度。已

有的研究也表明，青藏高原地区是一个对流层向平流层物质输送的重要通道 (Fu et al., 2006)。在 200 hPa，青藏高原上空仍以上升运动为主，高原上空西风急流强度最强，为高原上空输送水汽，因此在

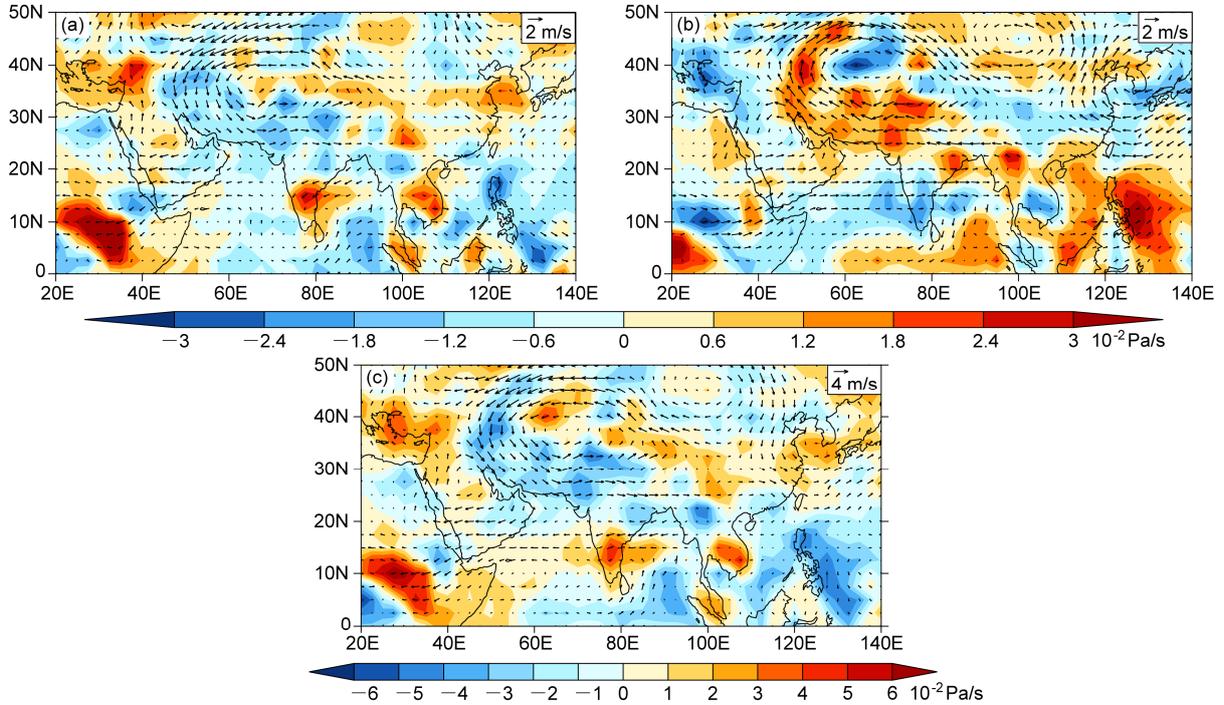


图 7 同图 5，但为 500 hPa 环流场和垂直速度异常合成

Fig. 7 Same as Fig. 5, but for abnormal wind and vertical velocity at 500 hPa

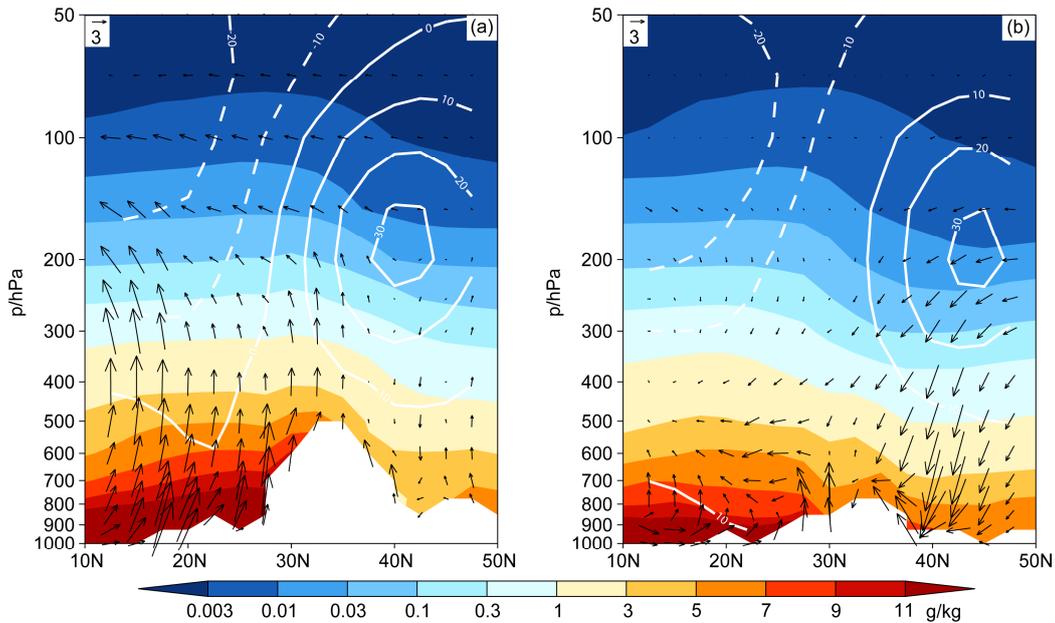


图 8 南亚高压 (a) 偏东年 (沿 90°E) 和 (b) 偏西年 (沿 62.5°E) 的水汽比湿 (填色)、风场 (矢量箭头, 水平风速单位: m/s, 垂直风速单位: -10^{-2} Pa/s) 和纬向风 (白色等值线, 单位: m/s) 合成的经向—垂直剖面

Fig. 8 Composites of vertical–meridional cross sections of specific humidity (shadings), vertical circulation (arrows, horizontal wind units: m/s, vertical wind units: -10^{-2} Pa/s), and zonal wind (white isolines, units: m/s) in years with (a) the east phase (along 90°E) and (b) the west phase (along 62.5°E) of the SAH

偏东年南亚高压范围内水汽的高值中心在青藏高原东南部地区。到了 100 hPa, 青藏高原上空仍存在垂直上升运动, 只是强度较 200 hPa 明显减弱, 偏北风增强, 高原以南的南亚高压范围内主要由偏北风和东风控制。说明在偏东年, 青藏高原强的动力和热力作用使水汽在高原上空聚集, 经过强的对流活动抬升到上对流层, 在对流层顶附近反气旋内部大尺度的水平输送作用增加, 在垂直输送的共同作用下, 将水汽进一步向上输送到对流层顶附近。在 70 hPa, 南亚高压范围内是大尺度的平流运动, 其水汽分布和对流层水汽分布存在较大的差异。因此, 在南亚高压偏东年, 南亚高压范围内水汽的高值中心仅在 100 hPa 与南亚高压中心是一致的。南亚高压偏西年 (图 8b), 青藏高原南部上空的水汽比同高度其他区域的高, 随着高度的增加, 水汽高值区向北偏移。在 200 hPa, 西风急流相比偏东年向北偏移到高原以北地区, 向高原东南部的水汽输送减弱。高原以北弱的偏北风和高原以南弱的偏南风在高原上空辐合, 导致高原上空为弱的下沉运动。整个南亚高压中心也无明显的上升气流, 主要由偏北风控制, 故使 200 hPa 的水汽高值中心相比偏东年向南移动。在 100 hPa, 南亚高压范围内水汽仍然比同高度其他地区的高, 以弱的偏南风和下沉运动为主。

图 9 是南亚高压偏东年和偏西年沿南亚高压中心的水汽浓度和风场的纬向垂直分布。南亚高压偏东年 (图 9a), 对流层中上层, 强的上升运动在 85°E~95°E 范围内, 主要是高原上空的强对流引起的向上输送, 使水汽从低层到对流层顶附近都存在高值中心, 在 200 hPa, 偏东风增强, 到了 100 hPa, 整个南亚高压范围内以东风为主, 因此 100 hPa 高原上空的水汽高值中心相比 200 hPa 稍向西偏移。南亚高压偏西年 (图 9b), 在 75°E~85°E 范围内沿着高原西部地形的抬升作用造成的上升运动较强, 随着高度的增加, 到 200 hPa 高原上空的对流上升运动减弱, 西风增强, 故 200 hPa 的水汽高值中心相比偏东年向西偏移。到了 150 hPa, 青藏高原东部 80°E 以东以上升气流和偏西风为主, 其强度比偏东年大, 而 80°E 以西以上升运动和偏东风为主, 在 60°E~80°E 范围内形成气旋式环流, 因此水汽高值中心随着高度的增加向西偏移到伊朗高原。到了 100 hPa, 整个南亚高压范围内为偏东风, 高压中心周围的水汽在水平输送的作用下最

终与南亚高压的分布形态吻合。

除了环流场以外, 热带对流层顶的温度对平流层水汽分布也有着重要的影响 (Fueglistaler et al., 2005; Tian et al., 2006)。图 10 为夏季南亚高压偏东年和偏西年 200 hPa 温度场和温度距平的合成。由图 10a 和 10b 可以看出, 南亚高压异常偏东年和偏西年, 温度高值区域的分布形态与南亚高压的分布形态相似, 暖中心位于青藏高原以西地区, 这主要是由于暖区上空有利于反气旋环流的维持, 与南亚高压本身具有的“趋热性”特征相一致 (Liu et al., 2000)。不同的是, 偏西年高温区范围较偏东年扩大, 暖中心较偏东年略微西移。从温度距平场来看, 偏东年, 高压西北部温度偏低, 而高压东部温度偏高 (图 10c), 偏西年的温度距平场分布与偏东年正好相反 (图 10d), 与图 2c 和 2d 中 200 hPa 水汽距平场的分布是一致的。由此可见, 偏东年, 200 hPa 温度场的暖中心略微偏东, 且高压东部的温度偏高, 有利于青藏高原的形成, 并在此处产生较多的水汽。偏西年, 暖中心强度增强, 范围扩大, 中心略微西移, 有利于伊朗高压的形成, 并在伊朗高原上空产生较多的水汽。

图 11 为夏季南亚高压偏东年和偏西年 100 hPa 温度场和温度距平的合成。由图 11a 和 11b 可以看出, 南亚高压异常偏东年和偏西年温度场形态相似, 都呈现“北暖南冷”的带状分布, 与上对流层 200 hPa 的温度分布完全不同, 主要是由于南亚高压区域 100 hPa 已位于对流层顶至下平流层区域。最明显的特征是, 南亚高压东南边缘 (20°N 以南) 呈现大范围的低温中心, 并且从距平场中可看出偏西年的冷中心强度比偏东年大, 这与 100 hPa (图 3) 南亚高压以南地区 (即 20°N 以南) 的水汽低值中心相一致, 并且偏西年的水汽强度比偏东年弱。主要原因是水汽主要从热带地区的对流层向上传输进入平流层, 对流层顶的低温会导致水汽在向上传输的过程中受到对流层顶的冷凝脱水作用而达到饱和, 从而使进入平流层的水汽含量减少 (Rosenlof, 2003)。从 100 hPa 温度距平场来看, 偏东年, 青藏高原东部温度偏低, 而伊朗高原上空温度偏高 (图 11c)。偏西年的温度距平场分布与偏东年基本是相反的 (图 11d)。对比 100 hPa 水汽异常 (图 3c 和 3d) 可以看到, 南亚高压范围内温度异常与水汽异常的变化也是相反的。偏东年, 青藏高原东部温度异常偏低, 对应的水汽异常偏高; 而

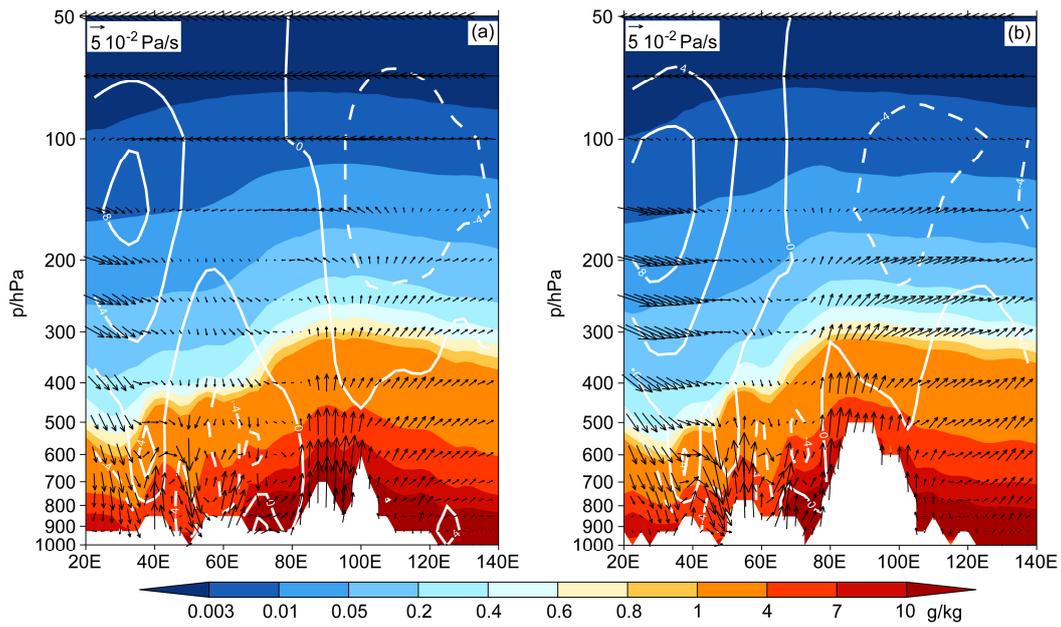


图 9 南亚高压 (a) 偏东年 (沿 27.5°N) 和 (b) 偏西年 (沿 30°N) 的水汽比湿 (填色)、风场 (矢量箭头, 水平风速单位: m/s, 垂直风速单位: -10^{-2} Pa/s) 和经向风 (白色等值线, 单位: m/s) 合成的纬向—垂直剖面

Fig. 9 Composites of height–latitude cross sections of specific humidity (shadings), vertical circulation (arrows, horizontal wind units: m/s, vertical wind units: -10^{-2} Pa/s), and meridional wind (white isolines, units: m/s) in years with (a) the east phase (along 27.5°N) and (b) the west phase (along 30°N) of the SAH

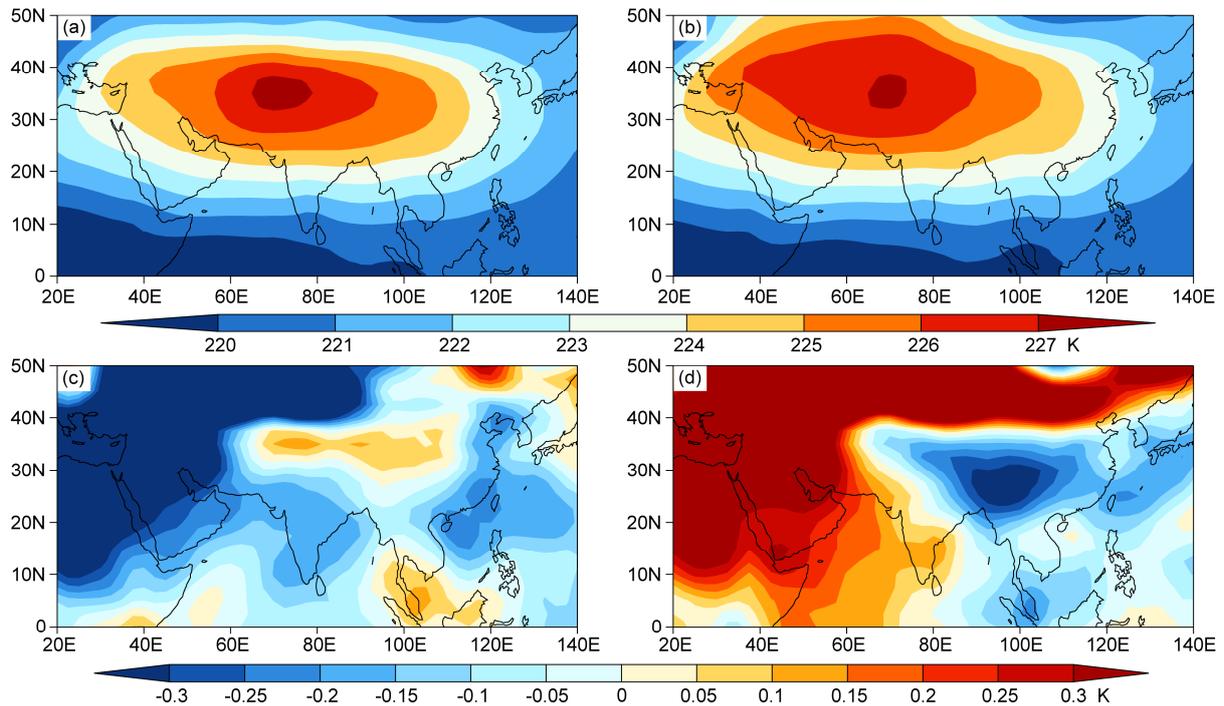


图 10 夏季 200 hPa (a、b) 平均温度场和 (c、d) 温度距平场合成: (a、c) 南亚高压偏东年; (b、d) 南亚高压偏西年

Fig. 10 Composites of (a, b) temperature and (c, d) anomalies of temperature at 200 hPa: (a, c) Years with the east phase of SAH; (b, d) years with the west phase of SAH

伊朗高原温度异常偏高, 对应的水汽异常偏低 (图 3c 和 11c); 偏西年则与偏东年相反 (图 3d 和 11d)。在 20°N 以北南亚高压范围内, 温度对水汽的影响则与热带地区不同, 主要是由于在南亚高压范围内

对流强, 在强上升气流的作用下, 将水汽向上输送, 在大尺度的水平和垂直传输过程的影响下, 使平流层水汽增加。也就是说, 在南亚高压范围内, 对流层顶附近的水汽分布受到温度以及水平和垂直传

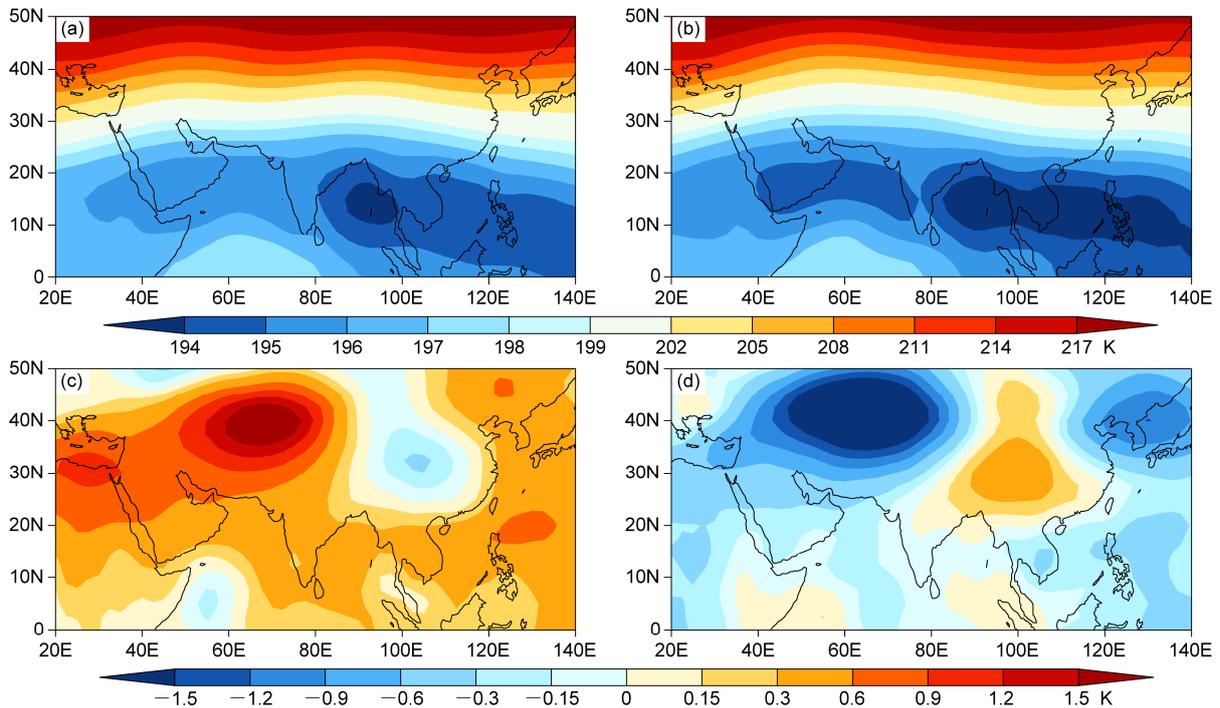


图 11 夏季 100 hPa (a, b) 平均温度场和 (c, d) 温度距平场合成: (a, c) 南亚高压偏东年; (b, d) 南亚高压偏西年

Fig. 11 Composites of (a, b) temperature and (c, d) anomalies of temperature at 200 hPa: (a, c) Years with the east phase of SAH; (b, d) years with the west phase of SAH

输的共同作用。

5 总结与讨论

本文利用 1958~2002 年 ECMWF 的 ERA-40 再分析资料和 NCEP/NCAR 再分析资料, 分析了亚洲季风区对流层顶附近水汽的水平分布特征, 以及不同高度环流场和温度场的分布情况, 初步探讨了南亚高压东西偏向影响亚洲季风区 UTLS 区域水汽异常分布的可能机制, 并得出了以下结论:

(1) 南亚高压的东西偏向对 200 hPa 水汽高值中心的位置影响较小, 主要影响其强度; 而对 100 hPa 水汽高值中心的位置和强度均有着较大的影响; 到了平流层下部 70 hPa, 南亚高压的东西偏向对水汽高值中心的位置影响较小, 仅对偏西年水汽高值中心的强度有影响。

(2) 南亚高压偏东年和偏西年对流层中上层 500~200 hPa 的异常环流场与对流层顶附近 100 hPa 的异常环流场分布形态相似, 只是强度不同, 随着高度的升高, 异常环流场增强, 在 200 hPa 最强, 向上到对流层顶附近 100 hPa 又有所减弱。

(3) 南亚高压偏东年, 高原上空和高原南部的垂直上升运动较强, 可达到 100 hPa 的高度, 将底层丰富的水汽向上输送, 在 200 hPa 西风急流位于高原上空且强度较强, 使 200 hPa 和 100 hPa 的水汽高值中心位于高原上空, 而 100 hPa 南亚高压范围内垂直上升运动减弱, 盛行偏北风和偏东风, 在水平输送的作用下使高值中心周围水汽的分布形态与高压中心的分布形态一致。

(4) 南亚高压偏西年, 沿着高原西部的地形抬升作用比高原上空的对流上升运动更强, 且 200 hPa 的西风急流北移, 使 200 hPa 的水汽高值中心相比偏东年向西南方向移动。到了 150 hPa, 80°E 以西以上升运动和偏东风为主, 在 60°E~80°E 范围内形成气旋式环流, 因此水汽高值中心向西偏移到伊朗高原, 并在 100 hPa 水平输送的作用下与南亚高压的分布一致。

(5) 除了环流场以外, 温度场也是影响平流层水汽分布的一个重要因子。南亚高压范围内 200 hPa 的温度异常分布与水汽的异常分布是一致的, 暖中心有利于高水汽的生成。而 100 hPa 的温度异常分布与水汽异常分布是相反的, 暖中心对应水汽的异

常偏低, 说明南亚高压范围内下平流层的水汽分布受环流场和温度场共同作用的影响。

需要指出的是, 本文的研究只是基于再分析资料的结果, 关于亚洲季风区 UTLS 区域水汽的异常分布还需要利用不同的观测资料结合其他的大气成分做进一步的分析验证。另外, 影响平流层水汽变化的内在机制比较复杂, 利用数值模拟进行深入的研究是很有必要的。

参考文献 (References)

- 陈斌, 徐祥德, 施晓晖. 2011. 南亚高压对亚洲季风区夏季对流层上层水汽异常分布的动力效应 [J]. 气象学报, 69 (3): 464–471. Chen Bin, Xu Xiangde, Shi Xiaohui. 2011. A study of the dynamic effect of the South Asian high on the upper troposphere water vapor abnormal distribution over the Asian monsoon region in boreal summer [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 69 (3): 464–471, doi:10.11676/qxxb2011.040.
- 陈斌, 徐祥德, 杨帅, 等. 2012. 夏季青藏高原地区近地层水汽进入平流层的特征分析 [J]. 地球物理学报, 55 (2): 406–414. Chen Bin, Xu Xiangde, Yang Shuai, et al. 2012. On the characteristics of water vapor transport from atmosphere boundary layer to stratosphere over Tibetan Plateau regions in summer [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 55 (2): 406–414, doi:10.6038/j.issn.0001-5733.2012.02.005.
- Fu R, Hu Y L, Wright J S, et al. 2006. Short circuit of water vapor and polluted air to the global stratosphere by convective transport over the Tibetan Plateau [J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 103: 5664–5669, doi:10.1073/pnas.0601584103.
- Fueglistaler S, Bonazzola M, Haynes P H, et al. 2005. Stratospheric water vapor predicted from the Lagrangian temperature history of air entering the stratosphere in the tropics [J]. J. Geophys. Res., 110: D08107, doi:10.1029/2004JD005516.
- 胡景高, 陶丽, 周兵. 2010. 南亚高压活动特征及其与我国东部夏季降水的关系 [J]. 高原气象, 29 (1): 128–136. Hu Jinggao, Tao Li, Zhou Bing. 2010. Characteristic of South Asia high activity and its relation with the precipitation of East China in summer [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 29 (1): 128–136.
- 黄燕燕, 钱永甫. 2004. 长江流域、华北降水特征与南亚高压的关系分析 [J]. 高原气象, 23 (1): 68–74. Huang Yanyan, Qian Yongfu. 2004. Relationship between South Asian high and characteristic of precipitation in mid-and lower-reaches of Yangtze River and North China [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 23 (1): 68–74, doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2004.01.010.
- Liu X F, Zhu Q G, Guo P W. 2000. Conversion characteristics between barotropic and baroclinic circulations of the SAH in its seasonal evolution [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 17 (1): 129–139, doi:10.1007/s00376-000-0049-y.
- 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. The climatic and synoptical study about the relation between the Qinghai–Xizang high pressure on the 100 mb surface and the flood and drought in East China in summer [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 1 (2): 1–10.
- Mason R B, Anderson C E. 1963. The development and decay of the 100-mb summertime anticyclone over southern Asia [J]. Mon. Wea. Rev., 91 (1): 3–12, doi:10.1175/1520-0493(1963)091<0003:TDADOT>2.3.CO;2.
- Park M, Randel W J, Gettelman A, et al. 2007. Transport above the Asian summer monsoon anticyclone inferred from aura microwave limb sounder tracers [J]. J. Geophys. Res., 112 (D16): D16309, doi:10.1029/2006jd008294.
- Park M, Randel W J, Emmons L K, et al. 2008. Chemical isolation in the Asian monsoon anticyclone observed in atmospheric chemistry experiment (ACE-FTS) data [J]. Atmospheric Chemistry and Physics, 8: 757–764, doi:10.5194/acp-8-757-2008.
- 钱永甫, 张琼, 张学洪. 2002. 南亚高压与我国盛夏气候异常 [J]. 南京大学学报 (自然科学版), 38 (3): 295–307. Qian Yongfu, Zhang Qiong, Zhang Xuehong. 2002. The South Asian high and its effects on China's mid-summer climate abnormality [J]. Journal of Nanjing University (Natural Science) (in Chinese), 38 (3): 295–307, doi:10.3321/j.issn:0469-5097.2002.03.004.
- Randel W J, Park M. 2006. Deep convective influence on the Asian summer monsoon anticyclone and associated tracer variability observed with Atmospheric Infrared Sounder (AIRS) [J]. J. Geophys. Res., 111 (D12): D12314, doi:10.1029/2005JD006490.
- Rosenlof K H. 2003. How water enters the stratosphere [J]. Science, 302 (5651): 1691–1692, doi:10.1126/science.1092703.
- 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, doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2005.04.003.
- 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 Meteorologica Sinica (in Chinese), 34 (4): 385–396, doi:10.11676/qxxb1964.039.
- Tian W S, Chipperfield M P. 2006. Stratospheric water vapor trends in a coupled chemistry–climate model [J]. Geophys. Res. Lett., 33 (6): L06819, doi:10.1029/2005GL024675.
- Tian W S, Tian H Y, Dhomse S, et al. 2011. A study of upper troposphere and lower stratosphere water vapor above the Tibetan Plateau using AIRS and MLS data [J]. Atmospheric Science Letters, 12: 233–239, doi:10.1002/asl.319.
- 魏维. 2012. 南亚高压位置的经向和纬向变化与印度季风以及中国夏季降水的关系 [D]. 中国气象科学研究院硕士学位论文. Wei Wei. 2012. The meridional variation and the zonal variation of the South Asian High and the relationship with the summer precipitation over China [D]. M. S. thesis (in Chinese), Chinese Academy of Meteorological Sciences.
- 薛旭, 陈文. 2015. 南亚高压在中南半岛上空建立过程及其与亚洲南部

- 夏季风建立的关系 [J]. 大气科学, 39 (4): 705–721. Xue Xu, Chen Wen. 2015. Establishment process commencement of the south Asian high over the Indo-China peninsula and its relationship with the onset of the Asian summer monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (4): 705–721, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1410.14147.
- Yan R C, Bian J C, Fan Q J. 2011. The impact of the South Asia high bimodality on the chemical composition of the upper troposphere and lower stratosphere [J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 4: 229–234, doi:10.1080/16742834.2011.11446934.
- 占瑞芬, 李建平. 2008. 青藏高原和热带西北太平洋大气热源在亚洲地区夏季平流层—对流层水汽交换的年代际变化中的作用 [J]. 中国科学 D 辑: 地球科学, 38 (8): 1028–1040. Zhan Ruifen, Li Jianping. 2008. Influence of atmospheric heat sources over the Tibetan Plateau and the tropical western North Pacific on the inter-decadal variations of the strato-sphere-troposphere exchange of water vapor [J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 51 (8): 1179–1193.
- 张岱乐, 卞建春, 杨军. 2014. 上对流层/下平流层水物质分布与输送特征 [J]. 气象与环境学报, 30 (5): 49–56. Zhang Daile, Bian Jianchun, Yang Jun. 2014. Water vapor distribution and transport characteristics in the upper troposphere and lower stratosphere [J]. Journal of Meteorology and Environment (in Chinese), 30 (5): 49–56, doi:10.3969/j.issn.1673-503X.2014.05.007.
- 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): 67–68. Zhang Qiong, Qian Yongfu, Zhang Xuehong. 2000. Interannual and interdecadal variations of the South Asia high [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 24 (1): 67–68, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2000.01.07.
- 赵振国. 1999. 中国夏季旱涝及环境场 [M]. 北京: 气象出版社, 56–65. Zhao Zhenguo. 1999. Drought and Flood in Summer in China and the Environment Field (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 56–65.