

赵勇, 王前, 黄安宁. 2017. 中亚和南亚热力差异对塔里木盆地夏季降水的影响 [J]. 气候与环境研究, 22 (5): 574–586. Zhao Yong, Wang Qian, Huang Anning, et al. 2017. Effects of thermal contrast between Central Asia and South Asia on summer rainfall over the Tarim Basin [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 22 (5): 574–586, doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.16178.

中亚和南亚热力差异对塔里木盆地夏季降水的影响

赵勇^{1,2} 王前³ 黄安宁³

¹ 成都信息工程大学大气科学学院, 成都 610225

² 中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所, 乌鲁木齐 830002

³ 南京大学大气科学学院, 南京 210093

摘 要 利用美国国家环境预测中心/美国国家大气研究中心 (NCEP/NCAR) 再分析月平均资料 and 新疆 83 站降水资料, 分析了 1961~2010 年南亚和中亚对流层中低层热力差异对塔里木盆地夏季降水的可能影响机制。研究表明, 塔里木盆地夏季降水与中亚和南亚对流层中低层温度密切相关。当南亚对流层中低层偏暖, 中亚偏冷时, 500 hPa 中亚上空和蒙古上空分别为异常气旋和反气旋环流, 在二者共同作用下, 塔里木盆地上空盛行异常的偏南气流, 有利于低纬海洋的暖湿气流北上, 形成有利于降水的环流条件。同时阿拉伯海上空为异常反气旋环流, 中亚上空为异常气旋环流, 形成塔里木盆地夏季降水水汽的两步型输送, 阿拉伯海水汽被输送至中亚和新疆地区。中亚对流层中低层温度变化主要影响 500 hPa 环流, 南亚对流层中低层温度变化在低纬水汽向北输送过程中扮演主要角色。青藏高原夏季风偏强时, 600 hPa 高原北侧对应异常反气旋环流, 异常偏北风引导高纬度冷空气南下, 导致中亚区域对流层中低层偏冷, 而南亚对流层中低层偏暖则与热带印度洋显著增暖密切相关。

关键词 热力差异 夏季降水 塔里木盆地 中亚 南亚

文章编号 1006-9585 (2017) 05-0574-13

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.16178

Effects of Thermal Contrast between Central Asia and South Asia on Summer Rainfall over the Tarim Basin

ZHAO Yong^{1,2}, WANG Qian³, and HUANG Anning³

¹ School of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

² Institute of Desert Meteorology, China Meteorological Administration, Ürümqi 830002

³ School of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093

Abstract In the present study, the NCEP/NCAR reanalysis monthly mean data and the rainfall data collected at 83 stations in Xinjiang are used to analyze the possible influences of the thermal contrast between Central Asia and South Asia on summer rainfall over the Tarim Basin. The results show that the summer rainfall over the Tarim Basin is closely related to temperature in the middle and lower troposphere over Central Asia and South Asia. When positive and negative temperature anomalies occur in middle and lower troposphere over South Asia and Central Asia respectively, an anomalous cyclone over Central Asia and an anomalous anticyclone over the Mongolia at 500 hPa will develop, resulting in southerly wind anomalies that prevail over the Tarim Basin, which is favorable for the transport of warm, moist air

收稿日期 2016-09-26; **网络预出版日期** 2017-03-09

作者简介 赵勇, 男, 1979 年出生, 副研究员, 主要从事干旱区气候变化和模拟研究。E-mail: zhaoyong@idm.cn

项目资助 国家自然科学基金项目 91437109、41375101, 科技部公益性行业 (气象) 科研专项项目 GYHY201406001

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 91437109 and 41375101), Project for Public Good Dedicated to the Meteorological Sector in China (Grant GYHY201406001)

from the low latitude regions. At the same time, the anomalous anticyclones over the Arabian Sea and central Asia lead to the two-step transport of water vapor from the Arabian Sea to Central Asia and the Tarim Basin. The temperature in the middle and lower troposphere over central Asia mainly affects the atmospheric circulation at 500 hPa especially over Central Asia, and the temperature in the middle and lower troposphere over South Asia plays a more important role in water vapor transport. Further analysis indicates that the enhanced summer monsoon over the Tibetan Plateau corresponds to anomalous anticyclone at 600 hPa over the northern side of the Tibetan Plateau; this anomalous anticyclone is favorable for the southward movement of cold air from high latitudes, which leads to the middle and lower tropospheric cooling over central Asia. The significant sea surface temperature (SST) warming has a close relation with temperature change in the middle and lower troposphere over South Asia.

Keywords Thermal contrast, Summer rainfall, Tarim Basin, Central Asia, South Asia

1 引言

塔里木盆地是我国最大的内陆盆地, 面积约 $5.3 \times 10^5 \text{ km}^2$, 位于我国西北地区的西南部, 受青藏高原动力和热力的影响, 降水稀少, 年均降水量不足 100 mm (叶笃正和高由禧, 1979; 张家宝和邓子风, 1987; 刘晓东, 1998)。20 世纪 80 年代中后期, 西北干旱区由暖干向暖湿转型, 新疆是显著转型区, 在整个西北区域转型特征最为突出 (胡汝骥等, 2002; 施雅风等, 2003)。虽然新疆位于西北干旱区, 但是降水变化和西北干旱区东部不同, 由于不受东亚季风影响, 因而降水的年代际变化也不同于我国季风区, 其气候在我国具有一定特殊性, 更多体现中亚气候特征, 其中塔里木盆地降水增加幅度大于天山山区及准噶尔盆地, 夏季尤为显著 (张家宝和邓子风, 1987; 胡汝骥等, 2002; 杨晓丹和翟盘茂, 2005)。塔里木盆地虽然降水稀少, 但是年际变化大, 近年来呈显著增加趋势, 那么造成降水增多的因素是什么? 近年来的研究发现, 当西亚副热带西风急流 ($40^\circ\text{E} \sim 80^\circ\text{E}$) 位置偏南时, 塔里木盆地夏季降水偏多 (杨莲梅和张庆云, 2008; Zhao et al., 2014)。中亚低涡是影响塔里木盆地夏季降水的关键环流系统之一, 当低涡频数偏多, 位置偏南时, 易造成塔里木盆地降水增多 (张云惠等, 2012)。夏季东部型南亚高压过程中, 西北地区东部明显多雨, 西部少雨 (张琼等, 1997; 杨莲梅和张庆云, 2007a)。

以上研究主要揭示大气环流变化对西北降水的影响, 但对造成大气环流变化的原因涉及不多。热力强迫及其形成的热力差异是造成大气环流异常变化进而影响区域气候变化的重要因子, 并且这种大尺度热力差异与区域气候变化存在更为密切

的联系 (朱艳峰等, 2010)。从大尺度热力差异的角度, 不少学者分析了其对亚洲季风和降水的影响。如阿拉伯海和南海之间纬向热力对比可能导致印度季风和东亚季风位置和强度的不同变异 (陈烈庭, 1991)。东亚副热带季风建立和亚洲大陆与西太平洋之间的纬向热力差异转换有关 (Li and Yanai, 1996; 祁莉等, 2007)。亚洲夏季风系统的年代际变化与亚洲大陆冬季南亚—东北亚热力差异的年代际变化有密切的关系 (晏红明等, 2005)。春季对流层中低层在高原北侧及太平洋上空存在明显热力差异, 当这种热力差异增强时, 西太平洋副热带高压减弱东撤, 南海夏季风增强北进, 导致长江中下游流域夏季降水减少 (Wang and Qian, 2009)。夏季青藏高原是北半球陆地上最大的热源, 直接加热对流层中层大气, 会使其上空大气与周边地区形成强烈的热力差异, 并且这种热力差异存在季节和季节内变化, 加剧对大气环流强迫的复杂性, 对环流和区域气候有更为重要的影响 (Wu et al., 2007; Liu et al., 2007)。5 月青藏高原和其以北区域存在大尺度的热力差异, 导致东亚副热带急流位置变化, 进而影响江淮流域夏季降水 (赵勇和钱永甫, 2009; 岑思弦等, 2014)。青藏高原和其东部平原的热力差异增强时, 高原上空的热低压加强, 西北太平洋副热带高压位置偏南, 对应着 $90^\circ\text{E} \sim 110^\circ\text{E}$ 地区的南涝北旱 (朱艳峰等, 2010)。近年来青藏高原热源强度减弱, 引起夏季高原上空温度降低, 东亚与其周边海域热力差异减弱, 东亚夏季风减弱, 导致我国东部地区出现南涝北旱 (Yu et al., 2004; Zhao et al., 2007; 阳坤等, 2010; Duan et al., 2011; Liu et al., 2012)。

以上针对大尺度热力差异对季风和降水的影响, 更多的是考虑海—陆或者青藏高原与其下游地区及北部地区的热力差异, 通过影响季风环流进而

导致我国东部降水异常,但并不适用于讨论其对上游西北干旱区气候的影响。最近的研究发现前期5月,青藏高原和伊朗高原存在明显的热力差异,当伊朗高原感热加热偏强,青藏高原偏弱时,新疆北部地区夏季降水偏多(赵勇等, 2013)。青藏高原、伊朗高原和热带海洋加热形成的海陆热力差异对东亚和南亚夏季风产生不同影响,东亚夏季风对新疆夏季降水没有影响,但是南亚夏季风对新疆夏季降水存在重要的间接影响,在热带水汽输送至中亚(新疆)上空过程中扮演重要角色(Wu et al., 2012; Zhao et al., 2014)。我国东部在夏季风背景下,盛行暖湿偏南气流,降水往往与高纬冷空气南下密切相关,而新疆却相反,降水与低纬暖湿气流北上联系更加紧密(张家宝和邓子风, 1987)。由于青藏高原的阻挡,热带海洋水汽不能直接进入新疆,但是可以通过印度半岛上空的异常反气旋系统和中亚上空异常气旋系统的两步接力输送的形式完成水汽向北输送,热带印度洋的水汽输送在新疆夏季降水形成过程起到更为重要的作用(赵兵科等, 2006; 杨莲梅和张庆云, 2007b; Oliver et al., 2012)。以上结论表明塔里木盆地夏季降水很可能与中亚和南亚热力差异存在关联,作者最近的研究发现中亚对流层温度变化对塔里木盆地夏季降水存在重要影响(Zhao et al., 2014),并且夏季塔里木盆地夏季降水和中亚及南亚对流层中低层热力条件存在紧密联系,本研究将进一步分析两个区域热力差

异对塔里木盆地夏季降水影响过程,从区域热力差异角度揭示该区域夏季降水变化的可能影响机制。

2 资料与方法

研究所用的资料包括大气环流再分析资料、海温资料和台站降水观测资料,时间覆盖长度为1961~2010年,夏季指6~8月的平均态。大气环流再分析资料和海温资料由美国国家环境预测中心/美国国家大气研究中心(NCEP/NCAR)提供(Kalnay et al., 1996; Reynolds et al., 2002)。齐玉磊等(2015)基于多种资料计算发现,NCEP/NCAR再分析资料计算的青藏高原夏季风指数与其他再分析资料计算结果的相关系数都在0.75以上,由于NCEP/NCAR再分析资料相对较长,因此在本研究中对流层环流及气温等资料用NCEP/NCAR再分析资料;降水资料为新疆气象信息中心提供的经过质量控制的新疆83站逐月降水,北疆(含天山山区)站点为44个,塔里木盆地为39个(图1a)。由图1a所示,新疆夏季降水的大值区在天山山区,其次为天山以北地区,塔里木盆地降水最为稀少。在过去的几十年,新疆降水整体呈线性增加趋势(胡汝骥等, 2002),但也存在区域差异,虽然塔里木盆地夏季降水量少于天山山区和北疆地区,但是增加幅度更大,部分站点在40%以上(图1b)。相关分析发现,北疆(含天山地区)和塔里

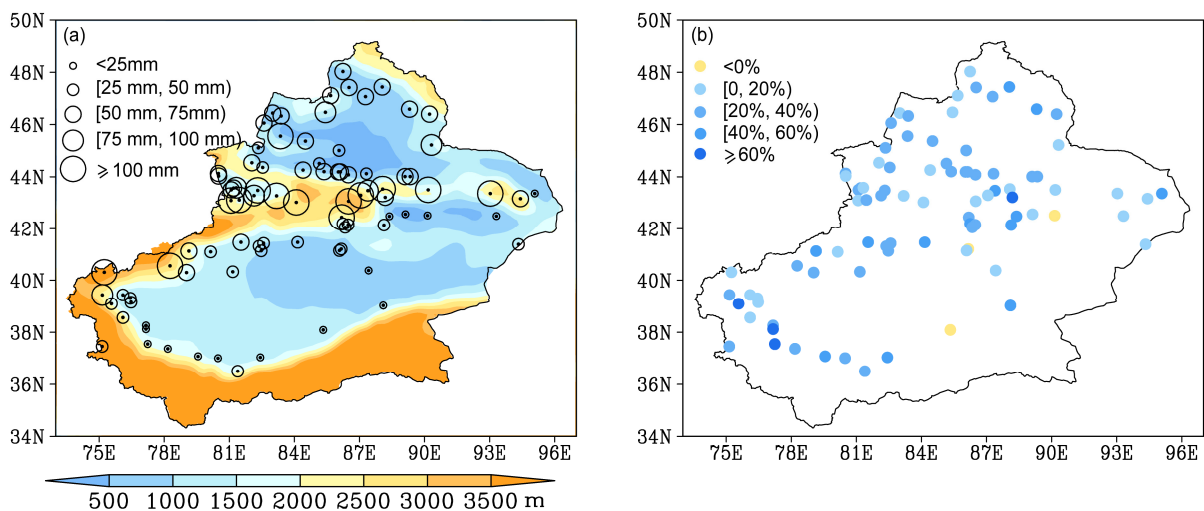


图1 (a) 新疆夏季1961~2010年平均降水量分布和站点分布,阴影表示地形高度;(b) 新疆夏季降水变化的百分率(1987~2010年和1961~1986年降水差值与1961~1986年降水平均值的比值)分布

Fig. 1 (a) Distribution of summer rainfall averaged from 1961 to 2010 and locations of meteorological observation stations (dotted) in Xinjiang, shaded areas indicate the terrain height; (b) percentage distribution of summer rainfall change (the ratio of the rainfall difference of 1987~2010 minus 1961~1986 to the rainfall averaged from 1961 to 1986) in Xinjiang

木盆地夏季降水相关系数仅为 0.31, 并且在环流和水汽配置方面也存在一定差异(杨莲梅和张庆云, 2007a, 2007b), 本文将重点讨论塔里木盆地夏季降水。为反映大尺度热力差异, 有的工作考虑地表感热、非绝热加热和等压面气温(Wang and Qian, 2009; 赵勇等, 2013; 岑思弦等, 2014), 也有研究将等压面气温垂直积分, 关注整个大气柱热力条件, 进而分析其与季风的联系(Zuo et al., 2012), 本文主要关注对流层中低层热力条件, 因而将气温从地表积分至 500 hPa。

夏季降水指数(Summer Precipitation Index, SPI)定义为 1961~2010 年塔里木盆地 39 站夏季

总降水量的标准化距平值。青藏高原夏季风指数(Plateau Monsoon Index, PMI)采用汤懋苍等(1984)的定义, 南亚夏季风指数(South Asian Summer Monsoon Index, SASMI)采用 Webster and Yang (1992)的定义。

3 结果分析

3.1 南亚和中亚热力差异与塔里木盆地夏季降水的相关

图 2a 给出了塔里木盆地夏季降水指数与对流层中低层气温垂直积分值(地表积分至 500 hPa)

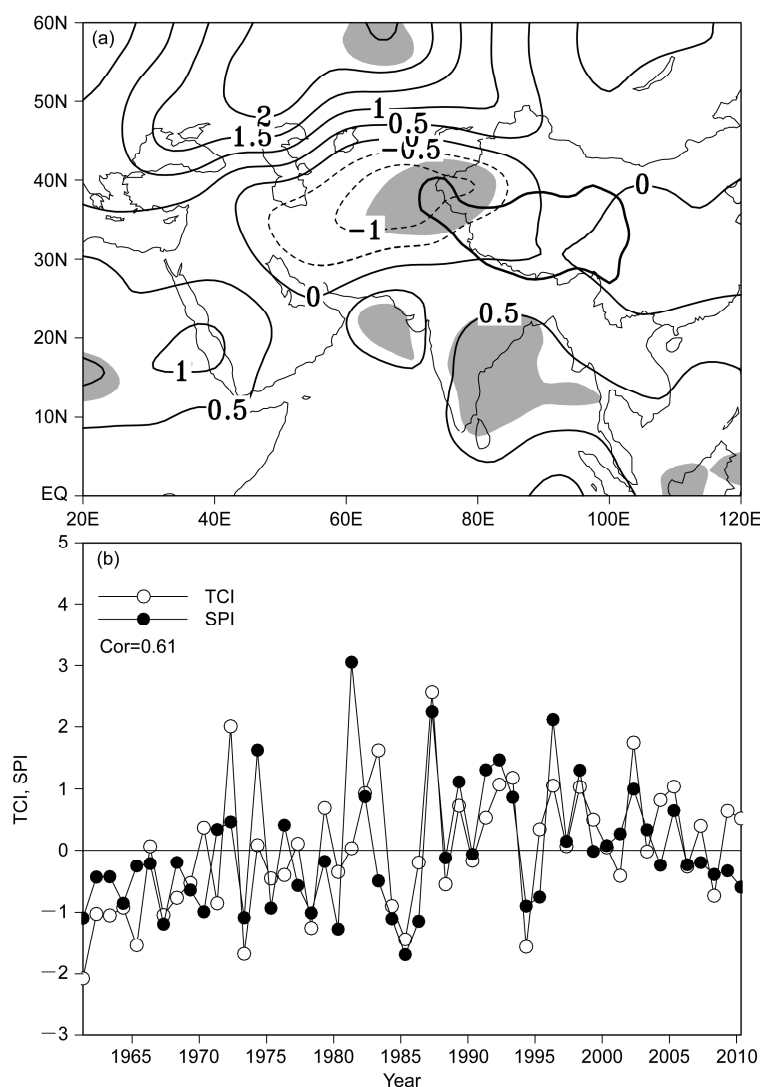


图 2 (a) 塔里木盆地夏季降水指数与对流层中低层气温垂直积分值(地表积分至 500 hPa)的回归系数分布(等值线, 单位: °C), 阴影部分表示通过 95%信度检验, 粗实线表示青藏高原高于 3000 m 区域; (b) 热力差异指数(TCI)和塔里木盆地夏季降水指数(SPI)的年际变化

Fig. 2 (a) Regression coefficient (contour, units: °C) between air temperature vertically integrated from surface to 500 hPa and the SPI (Summer Precipitation Index) over the Tarim Basin, shaded areas are for values exceeding the 95% confidence level, thick solid line shows 3000-m isohypse over the Tibetan Plateau; (b) time series of summer TCI (Thermal Contrast Index) and SPI over the Tarim Basin during 1961–2010

的回归分布。由图可见,塔里木盆地夏季降水与中亚及南亚,包括印度洋两个海盆和印度半岛上空热力条件联系紧密。当中亚上空偏冷,南亚上空偏暖时,对应塔里木盆地夏季降水偏多。定义一个指数来反映这种热力差异,进而分析其与塔里木盆地夏季降水的联系。由图 2a,取(35°N~45°N, 65°E~85°E)区域作为中亚关键区,(10°N~25°N, 60°E~90°E)区域作为南亚关键区,将热力差异指数(Thermal Contrast Index, TCI)定义为:

$$I_{TC} = (T_{SA} - T_{CA})_{NOR}, \quad (1)$$

其中, T_{SA} 为 1961~2010 年南亚关键区区域平均的对流层中低层气温积分的标准化值(地表积分至 500 hPa),称为南亚热力异常指数(South Asia Thermal Anomaly Index, SATAI); T_{CA} 同 T_{SA} ,但为中亚关键区,称为中亚热力异常指数(Central Asia Thermal Anomaly Index, CATAI);下标 NOR 表示标准化值。即南亚和中亚热力异常指数差的标准化值定义为热力差异指数。图 2b 为热力差异指数与塔里木盆地夏季降水指数的年际变化,相关表明,二者相关系数达 0.61,可通过 99%信度检验。而塔里木盆地降水指数与中亚(南亚)关键区热力异常指数相关系数为-0.43 (0.36),说明考虑两个区域间大尺度热力差异,要比中亚或南亚区域热力异常与降水的联系更为密切。

3.2 南亚和中亚热力差异与大气环流和水汽输送的关系

图 3a 给出了塔里木盆地夏季降水指数与 500 hPa 风场的回归分布,中亚上空和蒙古上空分别为异常气旋和反气旋环流控制,在二者共同作用下,塔里木盆地上空盛行异常的偏南气流,有利于低纬度的暖湿气流北上,中亚上空的气旋(低涡)是造成新疆夏季降水的关键环流系统之一(张云惠等, 2012; Zhao et al., 2014)。塔里木盆地在夏季盛行西北气流,降水的发生更多依赖于低纬的暖湿气流北上,这与我国东部明显不同,由于夏季风的背景,东部季风区盛行偏南风,降水的形成与北方冷空气的频率和强度联系更紧密一些(段安民等, 2003)。图 3b 显示了热力差异指数与 500 hPa 风场的回归分布,环流分布与图 3a 相似,中亚上空和蒙古上空分别为异常气旋和反气旋环流,导致整个塔里木盆地上空盛行异常偏南风,形成有利于降水的大尺度环流条件。

塔里木盆地作为干旱区,除了环流动力条件,水汽输送是另外一个重要条件。图 4a 给出了夏季

降水指数与水汽通量的回归分布。由图可见,当塔里木盆地夏季降水偏多时,低纬热带海洋的水汽可通过两步输送至塔里木盆地上空:第一步,阿拉伯海上空的异常反气旋将热带水汽输送至中纬地区(30°N~40°N);第二步,中亚上空的异常气旋,进一步接力将水汽输送至中高纬度地区,因而将这种水汽输送命名为两步型输送(Zhao et al., 2014)。图 4b 显示热力差异指数与水汽通量的回归分布,水汽输送与图 4a 相似,即当热力差异指数为正时,水汽输送过程与图 4a 一致,阿拉伯海上空为异常反气旋环流,将低纬水汽输送至中纬度地区,同时在中亚上空配合一个异常气旋环流,继续将已输送至中纬度的水汽向北输送,进入中亚和新疆上空。虽然从气候平均来讲,新疆夏季降水的水汽输送主要为西方路径,但夏季热带印度洋也是新疆夏季降水的一个重要水汽源地,尤其是大降水的发生,南方路径的水汽输送显得更为重要(张家宝和邓子风, 1987; 杨莲梅和张庆云, 2007b)。上述结果表明,南亚和中亚热力差异可对与塔里木盆地夏季降水联系紧密的 500 hPa 环流和水汽输送产生重要影响,这也解释了为何热力差异指数和夏季降水指数存在如此高的一个线性相关关系。

假如仅考虑中亚或者南亚关键区,单一区域的热力异常与环流和水汽输送的关系如何?为回答这个问题,下面进行了偏相关分析。图 5a 显示了去除南亚关键区的影响后,中亚关键区热力异常与 500 hPa 环流的偏相关分布。由图可见,当中亚关键区对流层中低层偏暖时,中亚上空和蒙古上空对应异常反气旋和气旋环流,考虑到中亚关键区热力异常与塔里木盆地夏季降水呈负相关,即当该区域偏冷时,对应的环流异常与图 3a 相似。假如去除中亚关键区的影响,仅考虑南亚关键区,蒙古上空的异常反气旋依然显著存在,但对中亚上空环流影响不再显著(图 5b)。由此说明,中亚关键区热力异常相对于南亚关键区,对中亚上空的环流系统有更为重要的影响。

图 6a 显示了中亚关键区热力异常与水汽通量的偏相关分布,由图可见,去除南亚关键区影响后,当中亚对流层中低层偏冷时,阿拉伯海和中亚上空分别对应异常反气旋和气旋,水汽输送的动力条件类似于图 4a,但也存在较大差异,就是越赤道索马里急流是减弱的,而增强的越赤道索马里急流在新疆南部夏季降水的水汽输送中扮演了重要角色(杨

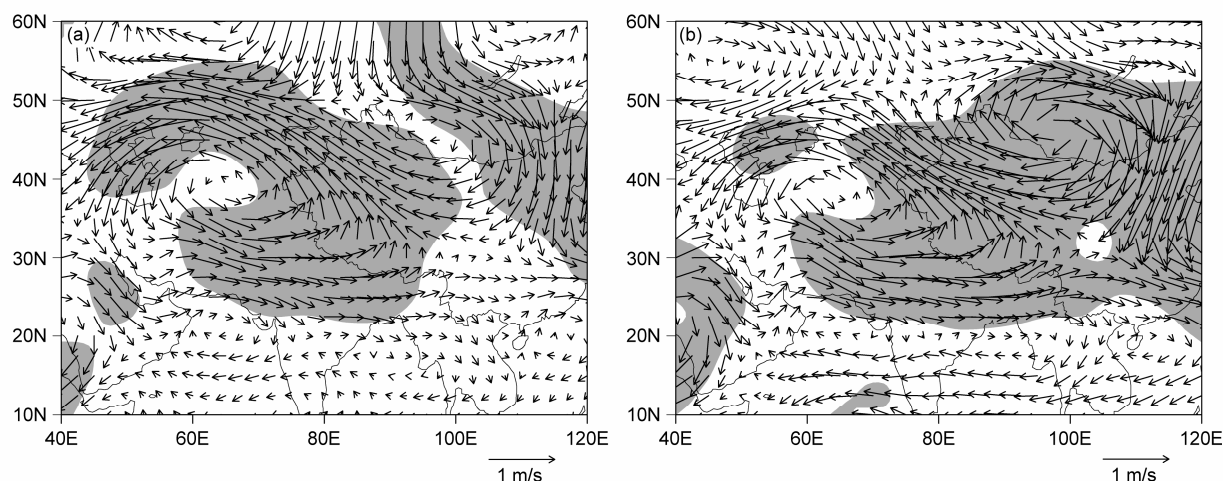


图3 塔里木盆地 (a) 夏季降水指数和 (b) 热力差异指数与 500 hPa 风场矢量的回归系数分布, 阴影部分表示通过 95% 信度检验

Fig. 3 Regression coefficients between 500-hPa winds in summer and (a) SPI, (b) TCI over the Tarim Basin. Shaded areas indicate values exceeding the 95% confidence level

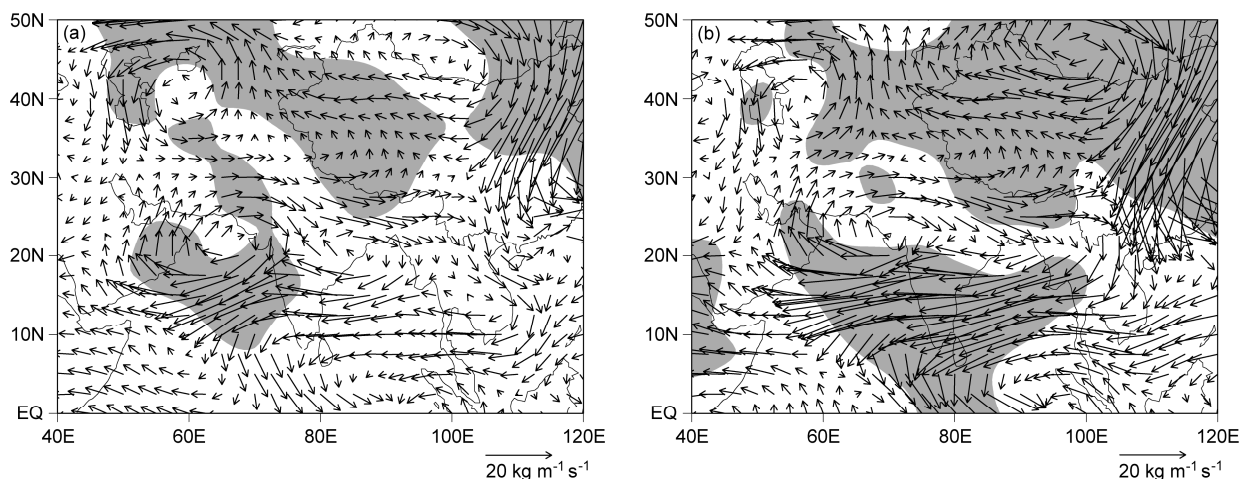


图4 塔里木盆地 (a) 夏季降水指数和 (b) 热力差异指数与水汽通量 (地表积分至 300 hPa) 的回归系数分布, 阴影部分表示通过 95% 信度检验

Fig. 4 Regression coefficients between water vapor flux in summer vertically integrated from surface to 300 hPa and (a) SPI, (b) TCI over the Tarim Basin. Shaded areas indicate values exceeding the 95% confidence level

莲梅和张庆云, 2007a)。假如仅考虑南亚关键区的影响, 可以发现, 越赤道索马里急流增强, 加大了热带水汽向北半球的输送, 阿拉伯海上空为反气旋性切变, 将低纬度的水汽向北输送, 配合中亚上空的异常气旋, 进一步将水汽输送至中高纬度地区 (图 6b)。从水汽输送的角度来看, 南亚关键区热力异常更为重要。因而将两个区域一并考虑, 可以更全面的揭示影响塔里木盆地降水环流和水汽输送的物理过程。

3.3 南亚和中亚关键区对流层中低层热力变化的可能形成机制

从 3.1 和 3.2 节可知, 当中亚对流层中低层偏冷, 南亚偏暖时, 如此热力差异可以形成有利于塔

里木盆地夏季降水的环流和水汽输送条件。那么一个自然地问题, 什么因素导致了两个区域温度的变化? 青藏高原动力和热力作用是形成和维持北半球大气环流的重要原因之一, 气流对热源的热力适应形成高原上空近地层低压和中高层的青藏高压, 对周边地区的天气气候有着重要影响 (Ye and Wu, 1998; 吴国雄和刘屹岷, 2000), 我们的相关分析也表明, 高原夏季风对中亚关键区对流层中低层温度变化具有重要影响。图 7a 显示了高原夏季风指数与对流层中低层气温垂直积分值和 600 hPa 风场的回归分布。由图可见, 当高原夏季风偏强时, 青藏高原上空为异常气旋性环流, 高原北侧存在补偿性的反气旋环流 (齐冬梅等, 2009), 异常反气旋

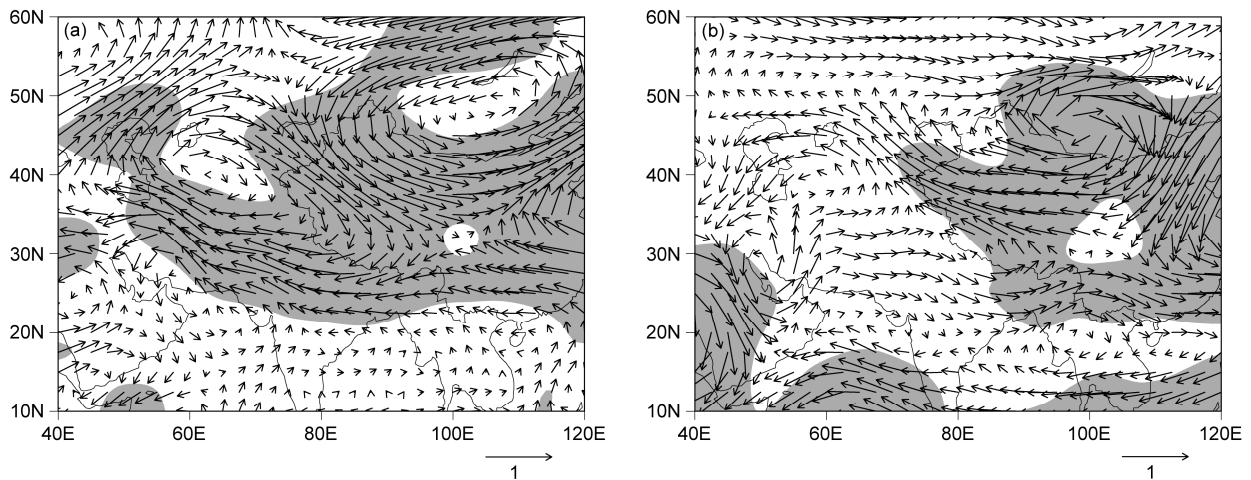


图 5 (a) 去除南亚关键区影响后中亚热力异常指数与 500 hPa 风场矢量的偏相关分布, (b) 去除中亚关键区影响后南亚热力异常指数与 500 hPa 风场矢量的偏相关分布, 阴影部分表示通过 95% 信度检验

Fig. 5 Partial correlation of (a) CATAI (Central Asia Thermal Anomaly Index) and 500-hPa wind after excluding the effect of the SATAI (South Asia Thermal Anomaly Index). (b) Same as (a), but for SATAI after excluding the effect of CATAI. Shaded areas in (a) and (b) indicate values exceeding the 95% confidence level

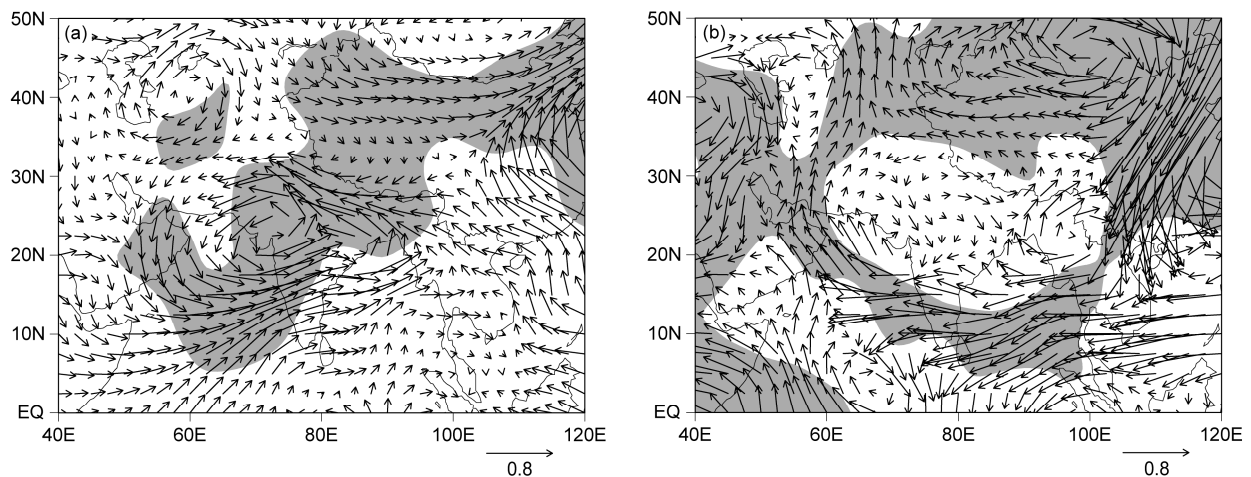


图 6 (a) 去除南亚关键区影响后中亚热力异常指数与水汽通量的偏相关分布, (b) 去除中亚关键区影响后南亚热力异常指数与水汽通量的偏相关分布, 阴影部分表示通过 95% 信度检验

Fig. 6 Partial correlation of (a) CATAI and water flux after excluding the effect of the SATAI. (b) Same as (a), but for SATAI after excluding the effect of CATAI. Shaded areas in (a) and (b) indicate values exceeding the 95% confidence level

西部的偏北风引导高纬度冷空气南下, 致使中亚关键区温度降低。图 7b 为高原夏季风指数与中亚关键区热力异常指数的年际变化, 相关系数为 -0.54 , 佐证了图 7a 的结论。华维等 (2012) 的研究表明, 20 世纪 70 年代后期以来, 高原夏季风存在增强趋势, 这对中亚关键区对流层中低层温度持续偏低具有重要贡献。

相对于中亚, 南亚关键区毗邻热带印度洋, 是 SST 增暖最为显著地区域之一 (Zeng et al., 2001; 周天军等, 2001)。海洋的增暖, 必然对邻近区域大气温度的变化产生重要影响。图 8a 给出了南亚

关键区热力异常指数与印度洋海温的回归分布。由图可见, 整个热带印度洋海温都与南亚关键区热力异常密切相关, 说明当热带印度洋海表温度偏高时, 对其上空大气加热, 导致其温度也偏高。已有研究表明, 印度洋至西北太平洋上空, 近几十年以来, 对流层整体偏暖, 这与该区域海温增暖密切联系 (Zuo et al., 2012)。图 8b 为区域平均的印度洋海温与南亚关键区热力异常指数的年际变化, 相关系数为 0.81 , 去除线性趋势后, 相关系数为 0.63 , 仍可通过 99% 的信度检验。如此高的相关系数, 也说明了海洋增暖会对对流层中低层的气温产生非

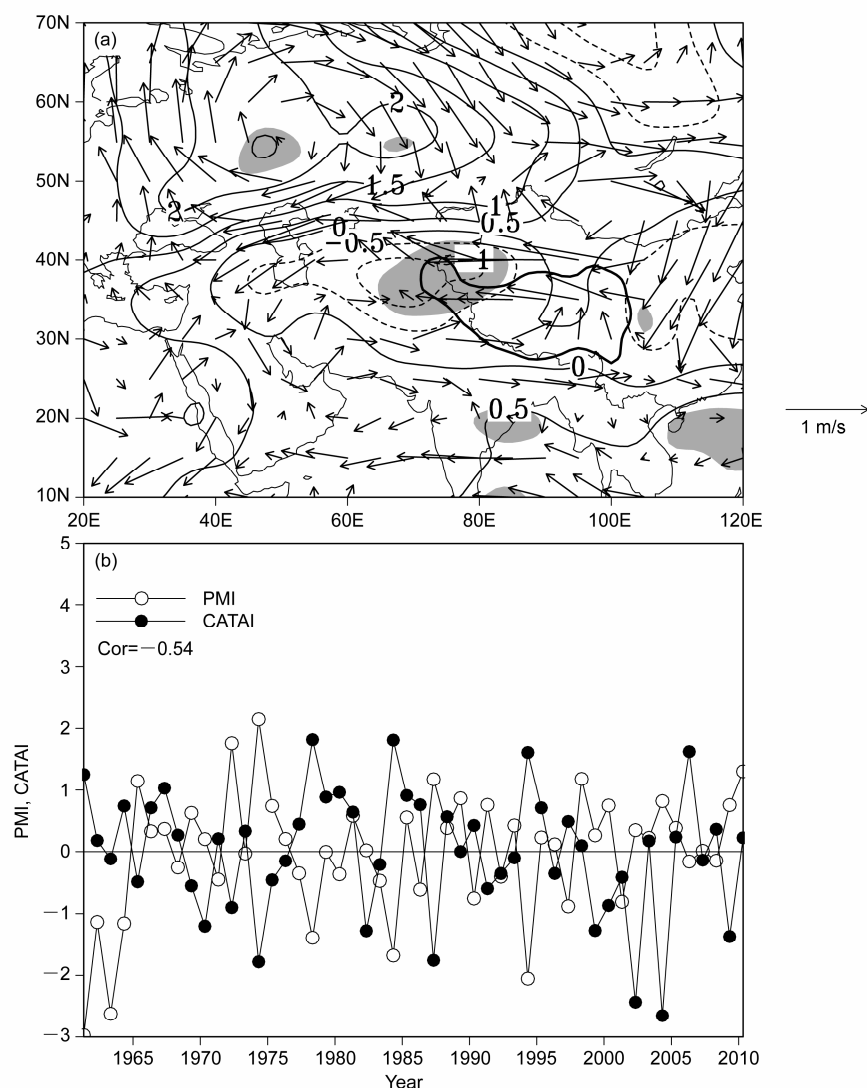


图7 (a) 青藏高原夏季季风指数与对流层中低层气温积分值(地表积分至500 hPa)的回归系数分布(等值线, 单位: $^{\circ}\text{C}$) 以及与600 hPa 风场矢量的回归系数分布, 阴影部分表示通过95%信度检验, 粗实线表示青藏高原高于3000 m 区域; (b) 1961~2010 年青藏高原夏季季风指数和中亚热力异常指数(CATAI) 的年际变化

Fig. 7 (a) Regression coefficient between PMI (Plateau Monsoon Index) and air temperature vertically integrated from surface to 500 hPa (countour, units: $^{\circ}\text{C}$), wind at 600 hPa (vector). Shaded areas indicate values exceeding the 95% confidence level; thick solid line shows the 3000-m isohypse over the Tibetan Plateau. (b) Time series of summer PMI and CATAI during 1961–2010

常重要的影响。

4 结论和讨论

近几十年来塔里木盆地夏季降水呈显著的增加趋势(胡汝骥等, 2002; 毛炜峰等, 2006)。降水为何发生如此显著的变化? 已有研究认为大气环流异常和人类活动是造成该区域降水增加的重要因子(杨莲梅和张庆云, 2007a; Zhao et al., 2012)。我们的研究表明, 南亚和中亚对流层中低层的热力

差异, 会对塔里木盆地的夏季降水产生重要影响。当南亚对流层中低层偏暖, 中亚对流层中低层偏冷时, 500 hPa 对应中亚和蒙古上空分别为异常气旋和反气旋控制, 二者共同作用下, 塔里木盆地盛行异常偏南风, 形成有利于降水的环流条件。同时, 阿拉伯海上空为异常反气旋环流, 将热带印度洋水汽向北输送, 配合中亚上空异常气旋的西南风, 进一步将水汽输送至中亚和新疆上空, 为降水提供有力的水汽条件。进一步的分析表明, 中亚关键区热力异常对与影响塔里木盆地夏季降水的 500 hPa 异

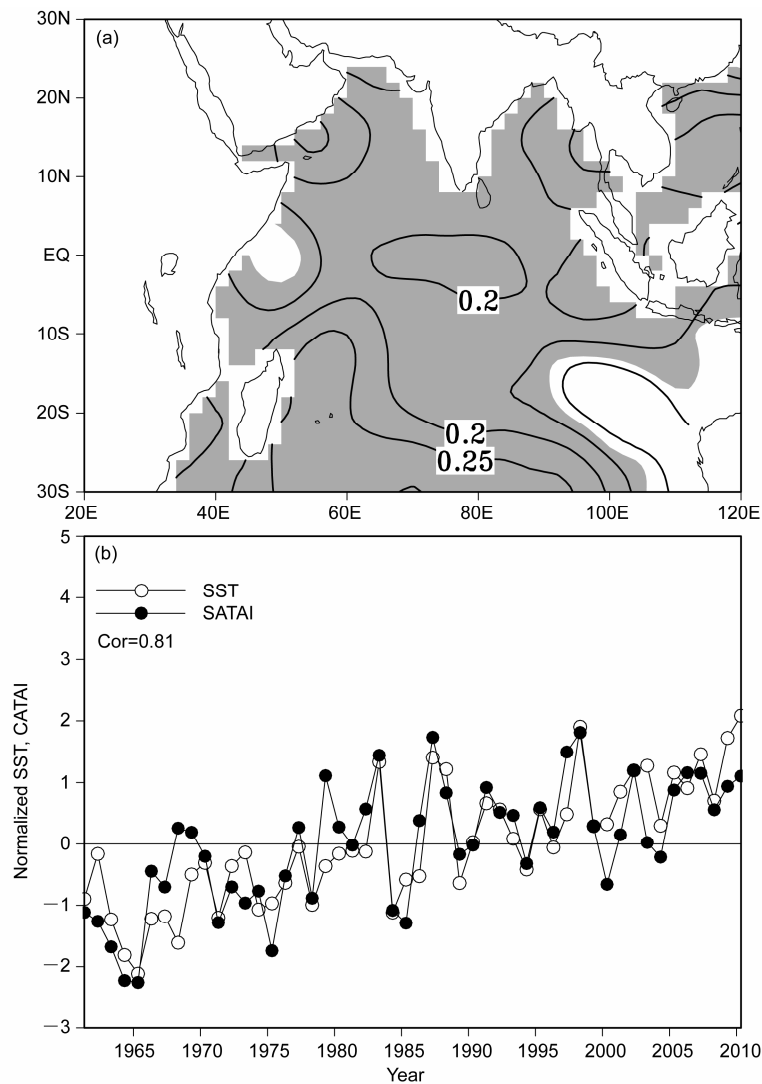


图 8 (a) 南亚热力异常指数与印度洋海表温度的回归系数分布 (单位: $^{\circ}\text{C}$), 阴影部分表示通过 95% 信度检验; (b) 1961~2010 年 ($30^{\circ}\text{S}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$) 区域平均的热带印度洋海表温度与南亚热力异常指数的年际变化

Fig. 8 (a) Regressions coefficient (units: $^{\circ}\text{C}$) between sea surface temperature over the Indian Ocean and SATAI. Shaded areas indicate values exceeding the 95% confidence level. (b) Time series of sea surface temperature averaged over ($30^{\circ}\text{S}\sim 30^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{E}$) and CATAI during 1961–2010

常环流型联系更为紧密, 而南亚关键区则在热带印度洋水汽输送过程中扮演更为重要的角色, 将两个区域综合考虑, 可以更好的揭示塔里木盆地夏季降水异常形成的机制。

青藏高原夏季风在中亚对流层中低层温度变化中起到重要作用, 当高原季风偏强时, 高原上空及周边受异常气旋环流控制, 高原北侧对应异常反气旋环流, 反气旋西部的偏北风引导高纬地区的冷空气南下, 进入中亚, 导致该区域温度降低。南亚关键区对流层中低层气温则与热带印度洋增暖密切相关, 更暖的海洋, 导致对流层中低层整体温度也升高。在过去的几十年, 高原夏季风呈增强趋势, 而印度洋也是增暖最为显著的区域之一 (Zeng et

al., 2001; 华维等, 2012), 二者共同导致了中亚和南亚对流层中低层的偏冷和偏暖, 形成了本文所述的经向热力差异, 通过影响环流和水汽输送, 对塔里木盆地夏季降水产生重要影响。

最近的研究发现, 受全球变暖的影响, 印度洋至西北太平洋对流层均呈增暖趋势, 但在亚洲中部至东部的中纬度地区, 对流层呈变冷趋势, 因而海陆热力对比减弱, 导致亚洲夏季风减弱 (Zuo et al., 2012)。我们当前的研究也表明, 热带印度洋增暖会导致南亚关键区对流层中低层偏暖, 那么该区域偏暖是否会影响南亚夏季风? 图 9a 显示了南亚关键区对流层中低层热力异常与南亚夏季风的年际变化, 相关系数为 -0.49 , 说明该区域热力异常与南

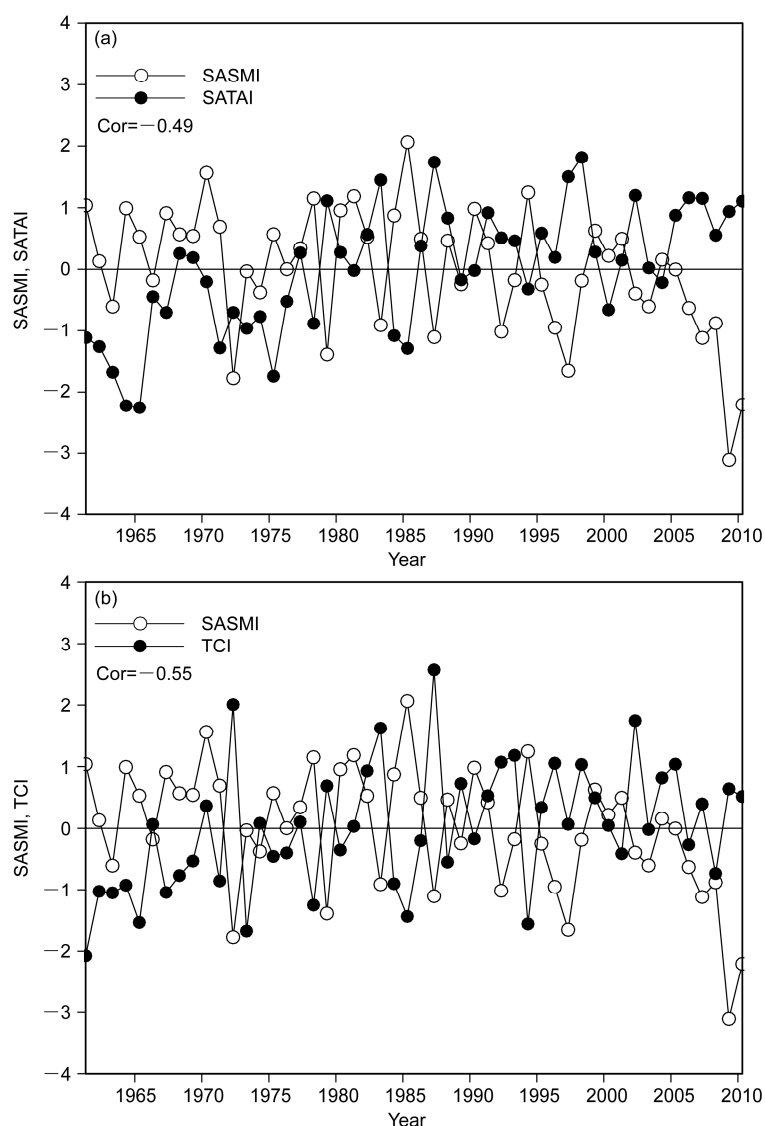


图9 1961~2010年南亚夏季风指数和(a)南亚热力异常指数、(b)热力差异指数的年际变化

Fig. 9 Time series of the SASMI and (a) SATAI, (b) TCI during 1961–2010

亚夏季风密切相关。如果一并考虑中亚关键区热力变化，相关系数达 -0.55 （图9b），与南亚夏季风联系更加紧密。青藏高原夏季风和南亚夏季风存在“跷跷板”关系，通过低空西南风急流和印缅槽联系（李菲和段安民，2011；华维等，2012）。而我们当前的研究发现，当高原夏季风偏强时，可以导致中亚对流层中低层偏冷，进一步减弱了中亚和南亚热力差异，对南亚夏季风的减弱作出一定程度的贡献。

本文讨论了中亚和南亚热力差异对塔里木盆地夏季降水的影响，并从青藏高原夏季风和热带印度洋增暖的角度揭示了中亚和南亚对流层中低层

热力变化的可能原因。本文中并未讨论青藏高原夏季风自身的变化机制，而高原季风和青藏高原热力作用密切相关，大气环流对感热和潜热加热的响应也有差异（李菲和段安民，2011），需要借助数值试验，进一步加深高原热力变化对高原季风的影响，进而揭示高原夏季风如何影响中亚对流层温度变化。此外，我们仅给出了热带印度洋海表温度与南亚关键区温度的关系，但是具体的影响机制，并未讨论，也需要在未来的研究中予以关注。针对塔里木盆地夏季降水的水汽输送，我们的观点是印度洋水汽通过两步型输送，从青藏高原西侧进入中亚和塔里木盆地，另外一种观点是水汽从青藏高原东

侧绕流进入盆地 (Zhao et al., 2014; Huang et al., 2015), 这与塔里木盆地降水的空间分布有关, 下一步将分区域考虑塔里木盆地降水的变化及对应的环流和水汽输送配置。

参考文献 (References)

- 岑思弦, 巩远发, 赖欣, 等. 2014. 青藏高原东部与其北侧热力差异与高原季风及长江流域夏季降水的关系 [J]. 气象学报, 72 (2): 256–265.
- Cen Sixian, Gong Yuanfa, Lai Xin, et al. 2014. The relationship of the thermal contrast between the eastern Tibetan Plateau and its northern side with the plateau monsoon and the precipitation in the Yangtze River basin in summer[J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 72 (2): 256–265, doi: 10.11676/qxxb2014.020.
- 陈烈庭. 1991. 阿拉伯海-南海海温距平的纬向差异对长江中下游降水的影响 [J]. 大气科学, 15 (1): 33–42. Chen Lieting. 1991. Effect of zonal difference of sea surface temperature anomalies in the Arabian Sea and the South China Sea on summer rainfall over the Yangtze River [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 15 (1): 33–42, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1991.01.04. .
- 段安民, 刘屹岷, 吴国雄. 2003. 4~6 月青藏高原热状况与盛夏东亚降水和大气环流的异常 [J]. 中国科学 (D 辑), 33 (10): 997–1004. Duan Anmin, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2005. Heating status of the Tibetan Plateau from April to June and rainfall and atmospheric circulation anomaly over East Asia in midsummer [J]. Science in China Series D: Earth Sciences, 48 (2): 250–257, doi: 10.1360/02yd0510.
- Duan A M, Li F, Wang M R, et al. 2011. Persistent weakening trend in the spring sensible heat source over the Tibetan Plateau and its impact on the Asian summer monsoon [J]. J. Climate, 24 (21): 5671–5682, doi: 10.1175/JCLI-D-11-00052.1.
- 胡汝骥, 姜逢清, 王亚俊, 等. 2002. 新疆气候由暖干向暖湿转变的信号及影响 [J]. 干旱区地理, 25 (3): 974–1003. Hu Ruji, Jiang Fengqing, Wang Yajun, et al. 2002. A study on signals and effects of climatic pattern change from warm-dry to warm-wet in Xinjiang [J]. Arid Land Geography (in Chinese), 25 (3): 974–1003, doi: 10.3321/j.issn:1000-6060.2002.03.002.
- 华维, 范广州, 王炳燮. 2012. 近几十年青藏高原夏季风变化趋势及其对中国东部降水的影响 [J]. 大气科学, 36 (4): 784–794. Hua Wei, Fan Guangzhou, Wang Bingyun. 2012. Variation of Tibetan Plateau summer monsoon and its effect on precipitation in East China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (4): 784–794, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11173.
- Huang W, Feng S, Chen J H, et al. 2015. Physical mechanisms of summer precipitation variations in the Tarim Basin in northwestern China [J]. J. Climate, 28 (9): 3579–3591, doi: 10.1175/JCLI-D-14-00395.1.
- Kalnay E, Kanamistu M, Kister R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77 (3): 437–471, doi: 10.1175/1520-0477(1996)077<0437:TNYRP>2.0.CO;2.
- Li C F, Yanai M. 1996. The onset and interannual variability of the Asian summer monsoon in relation to land-sea thermal contrast [J]. J. Climate, 9 (2): 358–375, doi: 10.1175/1520-0442(1996)009<0358:TOAIVO>2.0.CO;2.
- 李菲, 段安民. 2011. 青藏高原夏季风强弱变化及其对亚洲地区降水和环流的影响—2008 年个例分析 [J]. 大气科学, 35 (4): 694–706. Li Fei, Duan Anmin. 2011. Variation of the Tibetan Plateau summer monsoon and its effect on the rainfall and circulation in Asia—A case study in 2008[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35(4): 694–706.
- 刘晓东. 1998. 青藏高原隆升对亚洲季风形成和全球气候与环境变化的影响[J]. 高原气象, 18 (3): 321–331. Liu Xiaodong. 1998. Influences of Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau uplift on the atmospheric circulation, global, and environment changes [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 18 (3): 321–331.
- Liu Y M, Hoskins B J, Blackburn M. 2007. Impact of Tibetan orography and heating on the summer flow over Asia (125th Anniversary Issue of the Meteorological Society of Japan) [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 85B: 1–19.
- Liu Y M, Wu G X, Hong J L, et al. 2012. Revisiting Asian monsoon formation and change associated with Tibetan Plateau forcing: II. Change [J]. Climate Dyn., 39 (5): 1183–1195, doi: 10.1007/s00382-012-1334-z.
- 毛伟峰, 孙本国, 王铁, 等. 2006. 近 50 年来喀什噶尔河流域气温、降水及径流的变化趋势 [J]. 干旱区研究, 23 (4): 531–538. Mao Weiyi, Sun Benguo, Wang Tie, et al. 2006. Change trends of temperature, precipitation, and runoff volume in the Kaxgar River basin since recent 50 years [J]. Arid Zone Research (in Chinese), 23 (4): 531–538.
- Oliver B, Fraedrich K, Zhu X H. 2012. Precipitation climate of central Asia and the large-scale atmospheric circulation [J]. Theor. Appl. Climatol., 108 (3–4): 345–354, doi: 10.1007/s00704-011-0537-2.
- 齐冬梅, 李跃清, 白莹莹, 等. 2009. 高原夏季风指数的定义及其特征分析 [J]. 高原山地气象研究, 29 (4): 1–9. Qi Dongmei, Li Yueqing, Bai Yingying, et al. 2009. The definition of plateau summer monsoon index and analysis on its characteristics [J]. Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese), 29 (4): 1–9, doi: 10.3969/j.issn.1674-2184.2009.04.001.
- 祁莉, 何金海, 张祖强, 等. 2007. 纬向海陆热力差异的季节转换与东亚副热带季风环流 [J]. 科学通报, 52 (24): 2895–2899. Qi Li, He Jinhai, Zhang Zuqiang, et al. 2008. Seasonal cycle of the zonal land-sea thermal contrast and East Asian subtropical monsoon circulation [J]. Chinese Science Bulletin, 53 (1): 131–136, 10.3321/j.issn:0023-074x.2007.24.013.
- 齐玉磊, 冯松, 黄建平, 等. 2015. 高原夏季风对中亚干旱半干旱区夏季降水的影响 [J]. 高原气象, 34 (6): 1566–1574. Qi Yulei, Feng Song, Huang Jianping, et al. 2015. Influence of Plateau summer monsoon on summer precipitation in the arid and semi-arid regions of the Central and East Asia [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 34 (6): 1566–1574.
- Reynolds R W, Rayner N A, Smith T M, et al. 2002. An improved in situ and satellite SST analysis for climate [J]. J. Climate, 15 (13): 1609–1625, doi: /10.1175/1520-0442(2002)015<1609:AIISAS>2.0.CO;2.
- 施雅风, 沈永平, 李栋梁, 等. 2003. 中国西北气候由暖干向暖湿转型的特征和趋势探讨 [J]. 第四纪研究, 23 (2): 152–164. Shi Yafeng, Shen Yongping, Li Dongliang, et al. 2003. Discussion on the present climate change from warm-dry to warm-wet in Northwest China [J]. Quaternary Sciences (in Chinese), 23 (2): 152–164, doi: 10.3321/j.issn:1001-7410.

- 2003.02.005.
- 汤懋苍, 梁娟, 邵明镜, 等. 1984. 高原季风年际变化的初步分析 [J]. 高原气象, 3 (3): 76–82. Tang Maocang, Liang Juan, Shao Mingjing, et al. 1984. Discussion on inter-decade oscillation of plateau monsoon and its causes [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 3 (3): 76–82.
- Wang Z F, Qian Y F. 2009. The relationship of land-ocean thermal anomaly difference with Mei-yu and South China Sea summer monsoon [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 26 (1): 169–179, doi: 10.1007/s00376-009-0169-y.
- Webster P J, Yang S. 1992. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 118 (507): 877–926, doi: 10.1002/qj.49711850705.
- 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 anticyclone Part I: Thermal adaptation and overshooting [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 24 (4): 433–446, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2000.04.01.
- Wu G X, Liu Y M, Wang T M, et al. 2007. The influence of the mechanical and thermal forcing of the Tibetan Plateau on the Asian climate [J]. Journal of Hydrometeorology, 8 (4): 770–789, doi: 10.1175/JHM609.1.
- Wu G X, Liu Y M, He B, et al. 2012. Thermal controls on the Asian summer monsoon [J]. Scientific Reports, 2: 404, doi: 10.1038/srep00404.
- 晏红明, 杞明辉, 肖子牛, 等. 2005. 冬季亚洲大陆的热力差异对亚洲季风活动的影响 [J]. 大气科学, 29 (4): 549–564. Yan Hongming, Qi Minghui, Xiao Ziniu, et al. 2005. The influence of wintertime thermal contrast over the Asian continent on Asian monsoon [J]. Chinese Journal of Atmospheric sciences (in Chinese), 29 (4): 549–564, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2005.04.06.
- 阳坤, 郭晓峰, 武炳义. 2010. 青藏高原地表感热通量的近期变化趋势 [J]. 中国科学: 地球科学, 40 (7): 923–932. Yang Kun, Guo Xiaofeng, Wu Bingyi. 2010. Recent trends in surface sensible heat flux on the Tibetan Plateau [J]. Science China Earth Sciences, 54 (1): 19–28, doi: 10.1007/s11430-010-4036-6.
- 杨莲梅, 张庆云. 2007a. 南疆夏季降水异常的环流和青藏高原地表潜热通量特征分析 [J]. 高原气象, 26 (3): 435–441. Yang Lianmei, Zhang Qingyun. 2007a. Surface latent heat flux characteristics over Tibetan Plateau and circulations of summer precipitation anomalies in South Xinjiang [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 26 (3): 435–441.
- 杨莲梅, 张庆云. 2007b. 新疆北部汛期降水年际和年代际异常的环流特征 [J]. 地球物理学报, 50 (2): 412–419. Yang Lianmei, Zhang Qingyun. 2007b. Circulation characteristics of interannual and interdecadal anomalies of summer rainfall in North Xinjiang [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 50 (2): 412–419, doi: 10.3321/j.issn:0001-5733.2007.02.011.
- 杨莲梅, 张庆云. 2008. 新疆夏季降水年际变化与亚洲副热带西风急流 [J]. 应用气象学报, 19 (2): 171–179. Yang Lianmei, Zhang Qingyun. 2008. Interannual variation of summer precipitation in Xinjiang and Asian subtropical westerly jet stream [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 19 (2): 171–179.
- 杨晓丹, 翟盘茂. 2005. 我国西北地区降水强度、频率和总量变化 [J]. 科技导报, 23 (6): 24–26. Yang Xiaodan, Zhai Panmao. 2005. Changes in precipitation intensity, frequency and total in Northwest China [J]. Science & Technology Review (in Chinese), 23 (6): 24–26, doi: 10.3321/j.issn:1000-7857.2005.06.008.
- 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社, 202–212. Ye Duzheng, Gao Youxi, 1979. Meteorology of the Qinghai-Xizang Plateau (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 202–212.
- Ye D Z, Wu G X. 1998. The role of the heat source of the Tibetan Plateau in the general circulation [J]. Meteor. Atmos. Phys., 67 (1–4): 181–198, doi: 10.1007/BF01277509.
- Yu R C, Wang B, Zhou T J. 2004. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia [J]. Geophys. Res. Lett., 31 (22), doi: 10.1029/2004GL021270.
- Zeng Z M, Yan Z W, Ye D Z. 2001. The regions with the most significant temperature trends during the last century [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 18 (4): 481–496, doi: 10.1007/s00376-001-0039-8.
- 张家宝, 邓子风. 1987. 新疆降水概论 [M]. 北京: 气象出版社, 255–263. Zhang Jiabao, Deng Zifeng. 1987. The Introduction of Precipitation in Xinjiang (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 255–263.
- 张琼, 钱正安, 陈敏连. 1997. 关于夏季南亚高压的进一步研究 I: 与我国西北地区降水关系的统计分析 [J]. 高原气象, 16 (1): 52–62. Zhang Qiong, Qian Zheng'an, Chen Minlian. 1997. The further study about South Asia High in summer statistic analyses of relationship between it and precipitation distribution over Northwest China [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 16 (1): 52–62.
- 张云惠, 杨莲梅, 肖开提, 等. 2012. 1971~2010 年中亚低涡活动特征 [J]. 应用气象学报, 23 (3): 312–321. Zhang Yunhui, Yang Lianmei, Xiao Kaiti, et al. 2012. The central Asian vortexes activity during 1971–2010 [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 23 (3): 312–321.
- 赵兵科, 蔡承侠, 杨莲梅, 等. 2006. 新疆夏季变湿的大气环流异常特征 [J]. 冰川冻土, 28 (3): 434–442. Zhao Bingke, Cai Chengxia, Yang Lianmei, et al. 2006. Atmospheric circulation anomalies during wetting summer over Xinjiang region [J]. Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese), 28 (3): 434–442.
- Zhao P, Zhou Z J, Liu J P. 2007. Variability of Tibetan spring snow and its associations with the hemispheric extratropical circulation and East Asian summer monsoon rainfall: An observational investigation [J]. J. Climate, 20 (15): 3942–3955, doi: 10.1175/JCLI4205.1.
- Zhao Y, Fang Y J, Cui C X, et al. 2012. Effects of irrigation on precipitation in the arid regions of Xinjiang, China [J]. Journal of Arid Land, 4 (2): 132–139, doi: 10.3724/SP.J.1227.2012.00132.
- Zhao Y, Huang A N, Zhou Y, et al. 2014. Impact of the middle and upper tropospheric cooling over central Asia on the summer rainfall in the Tarim Basin [J]. J. Climate, 27 (12): 4721–4732, doi: 10.1175/JCLI-D-13-00456.1.
- 赵勇, 钱永甫. 2009. 青藏高原地区地表热力异常与夏季东亚环流和江淮降水的关系 [J]. 气象学报, 67 (3): 397–406. Zhao Yong, Qian Yongfu. 2009. Relationship between the Tibetan Plateau surface thermal anomalies and the summer circulation over East Asia and rainfall in the Yangtze and Huaihe River areas [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 67 (3): 397–406.

- 赵勇, 黄安宁, 杨青, 等. 2013. 青藏和伊朗高原热力异常与北疆夏季降水的关系 [J]. 气象学报, 7 (4): 660–667. Zhao Yong, Huang Anning, Yang Qing, et al. 2013. Relationships between the anomalies of surface sensible heat in the Tibetan Plateau and Iran Plateau and summertime precipitation in North Xinjiang [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 7 (4): 660–667, doi: 10.11676/qxxb2013.055.
- 周天军, 宇如聪, 李薇, 等. 2001. 20 世纪印度洋气候变率特征 [J]. 气象学报, 59 (3): 257–270. Zhou Tianjun, Yu Rucong, Li Wei, et al. 2001. On the variability of the Indian Ocean during the 20th century [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 59 (3): 257–270.
- 朱艳峰, 张博, 陈隆勋. 2010. 夏季青藏高原与其东部平原的热力差异对中国降水的影响 [J]. 科学通报, 55 (6): 483–489. Zhu Yanfeng, Zhang Bo, Chen Longxun. 2010. Thermal difference between the Tibetan Plateau and the plain east of Plateau and its influence on rainfall over China in the summer [J]. Chinese Science Bulletin, 55 (14): 1437–1444.
- Zuo Z Y, Yang S, Kumar A, et al. 2012. Role of thermal condition over Asia in the weakening Asian monsoon under global warming background [J]. J. Climate, 25 (9): 3431–3436, doi: 10.1175/JCLI-D-11-00742.1.