

齐玉磊, 冯松, 黄建平, 等. 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, 2015, 34(6): 1566—1574, doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2014.00088.

高原夏季风对中亚干旱半干旱区夏季降水的影响

齐玉磊^{1,2}, 冯松³, 黄建平², 冉津江², 龙治平²

(1. 成都信息工程大学 大气科学学院/高原大气与环境四川省重点实验室, 成都 610225;

2. 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;

3. 兰州大学 西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000)

摘要: 通过比较7种再分析资料计算的高原夏季风指数, 并分析了高原夏季风与中亚干旱半干旱区夏季降水的关系, 总体上7种再分析资料得到的高原夏季风指数是相当一致的, 并且在滤去10年以上周期的长波后, 7种再分析资料计算的高原夏季风指数之间的相关系数比滤波前都有一定程度的提高, 说明再分析资料在描述高原夏季风年际变化时是一致的。相关分析和合成分析的结果表明, 高原夏季风对中亚干旱半干旱区的夏季降水变化有重要的影响。高原夏季风偏强时, 中亚地区偏南风异常并伴有辐合, 南疆地区为异常东风, 有利于水汽输送到这一地区, 降水偏多, 华北地区为异常东北风, 阻碍了西南气流水汽的输送, 降水偏少; 高原夏季风偏弱时, 中亚地区为北风异常并伴有辐散, 南疆地区为异常西风, 降水偏少, 华北地区为异常西南风, 降水偏多。

关键词: 再分析资料; 高原夏季风; 降水; 干旱半干旱

文章编号: 1000-0534(2015)06-1566-09 **中图分类号:** P461 **文献标志码:** A

doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2014.00088

1 引言

青藏高原作为地球上海拔最高的高原, 它不仅对高原周围的天气和气候有重要的影响^[1-3], 而且对区域乃至全球的气候变化都有重要的作用^[4]。青藏高原夏季为热源, 冬季为冷源, 因此在高原近地面层, 夏季为热低压, 冬季为冷高压。对应于气压场, 地面风场在夏季围绕高原作气旋式旋转, 在冬季作反气旋式旋转, 这样便形成了高原季风。高原季风的概念最早是高由禧和汤懋苍在1962年甘肃省气象年会上提出的, 并且随着高原气压场、温度场和降水场特征的揭示^[5-6], 高原季风开始受到关注。接着的研究指出北美西部的高原也存在与青藏高原类似的季风现象^[7], 并且数值模式的模拟结果也显示青藏高原的加热作用形成了高原近地面的热低压和高原季风^[8]。观测分析和数值模拟两方面都证实了高原季风的的存在, 因此, 高原季风得到了大量的研究。

汤懋苍等^[9-11]对高原季风的形成、演化和年际、年代际变化特性进行了初步研究。在此基础上, 20世纪90年代以来, 再次掀起了研究高原季风的热潮, 主要集中在高原季风的变化特征及其气候效应上^[12]。白虎志等^[13-16]研究了高原季风与甘肃省干旱和西北地区降水的关系, 分析了高原季风的变化特征及其与我国气候的联系。马振峰等^[17-20]研究了高原季风的发展与热带海温的关系及其对南亚高压活动、长江上游气候变化和高原东侧旱涝的影响。唐红玉等^[21]、崔桂凤等^[22]研究了高原季风的变化与中国北方春季大风和沙尘暴的联系。齐冬梅等^[23]、田俊等^[24-25]从风场的角度定义了一个新的高原夏季风指数, 并用新指数分析了高原夏季风的特征及其对500 hPa西风带和四川盆地夏季降水的影响。徐丽娇等^[26]分析了青藏高原积雪对高原季风的影响。李菲等^[27]分析了青藏高原夏季风季节内变化对亚洲地区的降水和环流的影响。陈少勇等^[28]和荀学义等^[29]对高原季风与我国

收稿日期: 2013-08-21; 定稿日期: 2014-07-30

资助项目: 国家重大科学研究计划项目(2012CB955303); 四川省教育厅一般项目(15ZB0180); 高原大气与环境四川省重点实验室开放课题(PAEKL-2015-Y3); 半干旱气候变化教育部重点实验室开放课题

作者简介: 齐玉磊(1988—), 男, 河南新乡人, 硕士, 主要从事气候变化研究. E-mail: qyl@cuit.edu.cn

西部雨季和鄂尔多斯高原夏季降水的关系进行了研究。总体说来,目前对高原季风及其对中亚干旱半干旱区降水的影响研究较少。另外,已有研究大多只用了 1 种再分析资料来定义高原季风的强弱,而再分析资料在高原地区的可靠性也有待于进一步评估^[30-31]。

中亚干旱半干旱区生态环境脆弱,对降水的敏感性较高。这一地区因蒸发加强、植被恶化等因素导致荒漠化扩展,干旱化加剧^[32-33]。降水对当地的生态环境,人民的生产、生活以及社会经济发展都有着重要的影响,因此研究高原夏季风对中亚干旱半干旱区夏季降水的影响有着重要的现实意义。本文利用 7 种再分析资料计算高原夏季风指数,并分析它们之间的关系,这样有助于评估各种再分析资料的可靠性,在此基础上,进一步分析高原夏季风对中亚干旱半干旱区夏季降水的影响,并通过合成分析深入研究高原夏季风强弱年的大气环流特征以及影响降水的物理机制。

2 资料和方法

利用 NCEP/NCAR、NCEP - DOE、ERA Interim、Twentieth Century、CFSR、JRA25 和 MERRA 共 7 种再分析资料,包括月平均位势高度场、水平风场和比湿等变量。所用的降水资料是全球降水气候中心(GPCC)的月平均降水资料,水平分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$, 时间段为 1951 - 2010 年。为了研究高原夏季风对夏季降水的影响,计算了水汽输送通量 Q , 即:

$$Q = \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} Vq dp \quad (1)$$

其中: V 为纬向和经向风速; q 为比湿; p_s 和 p_t 分别为大气下界气压(地面气压)和上界气压; g 为重力加速度。

为了定量表示高原季风的强度,采用了汤懋苍^[9]定义的高原季风指数 IPM , 即:

$$IPM = H'(32.5^\circ\text{N}, 80^\circ\text{E}) + H'(32.5^\circ\text{N}, 100^\circ\text{E}) + H'(25^\circ\text{N}, 90^\circ\text{E}) + H'(40^\circ\text{N}, 90^\circ\text{E}) - 4H'(32.5^\circ\text{N}, 90^\circ\text{E}) \quad (2)$$

其中: H' 为 600 hPa 位势高度距平。因为夏季高原近地面是热低压,因此 IPM 值越大,说明高原夏季风越强,反之 IPM 值越小,说明高原夏季风越弱。不同再分析资料之间由于使用的数值模式不同,所同化的资料也有差异,由这些再分析资料计算高原夏季风指数可能会存在差异。为了说明不同再分析

资料在描述高原夏季风时的差异,利用 7 种再分析资料分别计算了高原夏季风指数,并对其进行了对比分析。7 种再分析资料的时间范围和水平分辨率如表 1 所列,为了时间上的统一,选取了 1979 - 2009 年资料分别计算了这 7 种再分析资料的高原夏季风指数。

表 1 7 种再分析资料的简介

Table 1 The brief introduction of seven reanalysis data

再分析资料	时间段	水平分辨率
NCEP/NCAR	1948 - 2012 年	$2.5^\circ \times 2.5^\circ$
NCEP - DOE	1979 - 2012 年	$2.5^\circ \times 2.5^\circ$
ERA Interim	1979 - 2009 年	$0.75^\circ \times 0.75^\circ$
Twentieth Century	1871 - 2009 年	$2.0^\circ \times 2.0^\circ$
CFSR	1979 - 2009 年	$0.5^\circ \times 0.5^\circ$
JRA25	1979 - 2009 年	$2.5^\circ \times 2.5^\circ$
MERRA	1979 - 2009 年	$0.67^\circ \times 0.5^\circ$

3 不同高原夏季风指数的对比

图 1 给出了 7 种再分析资料计算的高原夏季风指数随时间的变化,其中 NCEP/NCAR 资料的高原夏季风指数与田俊等^[25]研究结果是一致的。总体上这 7 种再分析资料得到的高原夏季风指数是相当一致的,除了 CFSR 资料计算的高原夏季风指数与其他 6 种资料的关系较差之外,其余再分析资料之间的相关系数都在 0.7 以上(表 2),具有较强的相关性。为了更清楚地反映再分析资料描述高原夏季风年际变化时的差异,滤掉了 10 年以上周期的长波,只分析其年际变化。本文中使用了傅里叶变换^[34]对高原夏季风指数进行滤波处理,首先对时间序列进行傅里叶分解,只保留 10 年以下周期的波所对应的振幅,其他周期的波对应的振幅都设为零,然后再进行傅里叶合成,得到的就是滤掉年代际变化以后的序列。在进行滤波处理以后(图 1b), 7 种再分析资料计算的高原夏季风指数之间的相关系数均比滤波前有了一定程度的提高,尤其是 CFSR 资料,滤波后与其他再分析资料之间的相关系数比滤波前有了显著提高,都在 0.6 以上。这说明 7 种再分析资料在描述高原夏季风指数变化时是一致的,尤其是在滤掉 10 年以上的长波后,相关性更好。这 7 种再分析资料虽然来源不同,但所表现出的一致性在一定程度上说明了再分析资料计算的高原夏季风指数是比较准确的,并且也有一定的普遍

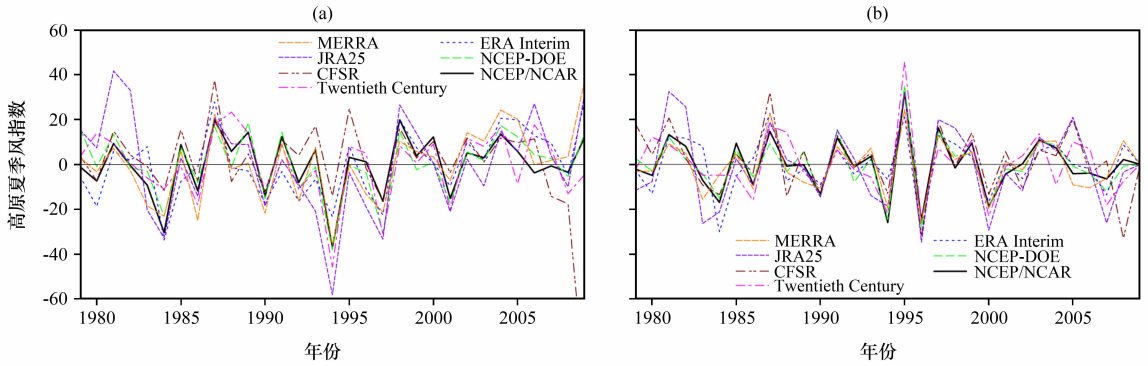


图 1 滤波前 (a)、后 (b) 高原夏季风指数随时间的变化

Fig. 1 The variation of plateau summer monsoon index before (a) and after (b) filter

表 2 7 种再分析资料计算的高原夏季风指数之间的相关系数

Table 2 The correlation coefficients of plateau summer monsoon index calculated by seven reanalysis data

	滤波前/后的相关系数					
	NCEP - DOE	ERA Interim	Twentieth Century	CFSR	JRA25	MERRA
NCEP/NCAR	0.90/0.96	0.74/0.79	0.75/0.79	0.26/0.72	0.75/0.82	0.83/0.91
NCEP - DOE		0.74/0.80	0.78/0.80	0.23/0.76	0.81/0.81	0.82/0.86
ERA Interim			0.52/0.58	0.06/0.63	0.70/0.77	0.79/0.74
Twentieth Century				0.35/0.66	0.72/0.75	0.60/0.70
CFSR					0.08/0.70	-0.01/0.64
JRA25						0.72/0.76

性。由于 NCEP/NCAR 再分析资料相对较长,与中 东 亚 地 区 降 水 观 测 资 料 的 长 度 基 本 一 致, 而 且 NCEP/NCAR 再分析资料计算的高原夏季风指数与 其 他 再 分 析 资 料 计 算 结 果 的 相 关 系 数 都 在 0.75 以 上 (CFSR 除 外), 在 下 面 分 析 高 原 夏 季 风 指 数 与 中 东 亚 降 水 的 关 系 以 及 大 气 环 流 场 的 变 化 时, 以 NCEP/NCAR 再分析资料为代表来描述高原夏季风 对 中 东 亚 夏 季 降 水 的 影 响。

从 1951 - 2010 年 标 准 化 的 高 原 夏 季 风 指 数 距 平 序 列 (图 2) 可 看 出, 20 世 纪 50 年 代 初 至 60 年 代 初, 高 原 夏 季 风 在 逐 渐 减 弱, 在 1960 年 高 原 夏 季 风 指 数 出 现 了 最 低 值, 接 下 来 14 年 内 高 原 夏 季 风 不 断 增 强, 而 1974 - 1986 年 高 原 夏 季 风 指 数 以 较 小 的 振 幅 处 于 波 动 状 态, 没 有 明 显 的 趋 势, 1986 - 1994 年 高 原 夏 季 风 逐 渐 减 弱, 1994 - 2010 年 高 原 夏 季 风 逐 渐 增 强。进 一 步 比 较 Twentieth Century 和 NCEP/NCAR 的 结 果 可 知, 这 2 种 再 分 析 资 料 在 1951 - 2010 年 的 变 化 也 比 较 一 致, 因 此, 用 NCEP/NCAR 资 料 分 析 近 60 年 高 原 夏 季 风 的 变 化 与 夏 季 降 水 的 关 系 时, 所 使 用 的 高 原 夏 季 风 指 数 没 有 进 行 滤 波 处 理。

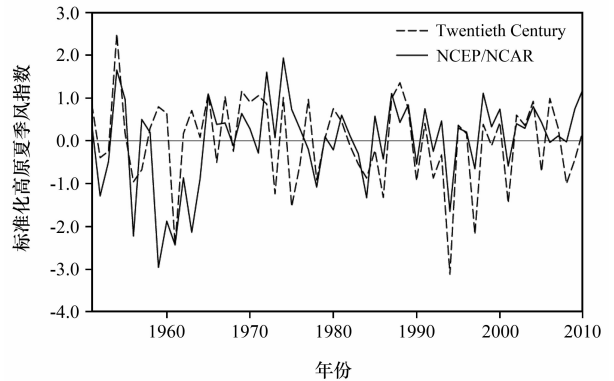


图 2 1951 - 2010 年 标 准 化 的 高 原 夏 季 风 指 数 随 时 间 的 变 化

Fig. 2 The variation of standardized plateau summer monsoon index during 1951 - 2010

4 对 中 东 亚 夏 季 降 水 的 影 响

4.1 高 原 夏 季 风 与 中 东 亚 夏 季 降 水 的 关 系

为 了 说 明 高 原 夏 季 风 与 中 东 亚 夏 季 降 水 的 关 系, 利 用 高 原 夏 季 风 指 数 和 GPCC 夏 季 降 水 资 料 做 了 同 期 相 关 性 分 析。图 3a 给 出 了 1951 - 2010 年 高 原 夏 季 风 指 数 与 GPCC 夏 季 降 水 的 相 关 分 布, 黑 色

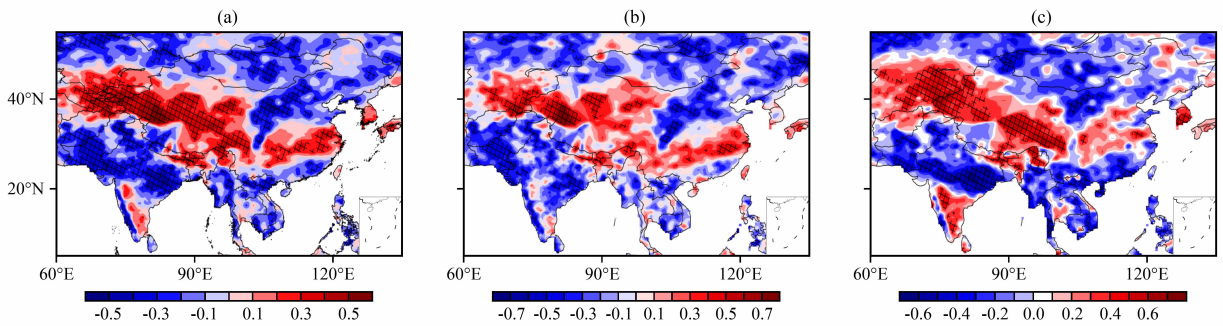


图3 高原夏季风指数与 GPCP 夏季降水的相关系数分布

(a) 1951—2010 年, (b) 1951—1978 年, (c) 1979—2010 年, 黑色斜线区表示通过了 0.05 显著性检验

Fig. 3 The distribution of correlation coefficients between plateau summer monsoon index and GPCP summer precipitation. (a) 1951—2010, (b) 1951—1978, (c) 1979—2010. Black oblique line region have passed the significance level at 0.05

斜线表示在该区域两者的相关系数通过了 0.05 显著性检验。从图 3a 可以看出, 高原夏季风与夏季降水在中亚经塔里木盆地到高原东部以及长江中下游地区为正相关区域; 在华北地区、蒙古国、贝加尔湖地区和印度北部地区为负相关区域, 这些区域的相关系数都通过了显著性检验。高原夏季风强弱年夏季降水距平和差值图(图略)上出现了相似的特征, 这说明当高原夏季风较强(弱)时, 中亚经塔里木盆地到高原东部和长江中下游地区的降水一般会偏多(少), 而华北地区、蒙古国、贝加尔湖等地以及印度北部的降水一般会偏少(多)。由于亚洲地区夏季降水与大尺度强迫因子在 20 世纪 70 年代末有显著的年代际变化^[35], 因此, 有必要分析高原季风对降水的影响是否也有类似的年代际变化。从图 3 中可以看出, 1951—2010 年, 1951—1978 年和 1979—2010 年高原夏季风与夏季降水的相关分布型相似, 说明了近 60 年高原夏季风对夏季降水的影响是稳定的。此外, 利用不同再分析资料的时候, 高原季风对降水的影响分布型也是相似的(图略)。

就中亚干旱半干旱区(35°N—50°N、60°E—130°E)来说, 大体以 100°E 为界, 高原夏季风与华北地区夏季降水为负相关, 与南疆和中亚地区的夏季降水为正相关。这种降水的东西反相关系在近代观测资料^[36-37]和气候代用资料^[38-39]中都有发现。因此, 这种降水的东西反相关系可能也与高原季风的强弱有关。

4.2 对流层大气环流和水汽输送特征

为了分析高原夏季风影响中亚干旱半干旱区夏季降水的物理机制, 对高原夏季风进行了合成分

析。把标准化高原夏季风指数 >0.5 的年份作为高原夏季风正异常年, <-0.5 的年份作为高原夏季风负异常年。以此为标准, 选出了 18 个正异常年, 分别为 1954、1955、1965、1969、1972、1974、1975、1981、1985、1987、1988、1989、1991、1998、2000、2004、2009 和 2010 年; 14 个负异常年分别为 1952、1956、1959、1960、1961、1962、1963、1964、1978、1984、1990、1994、1997 和 2001 年, 然后对高原夏季风正负异常年对应的大气环流系统进行了合成分析。

4.2.1 200 hPa 位势高度场的合成分析

为了揭示高原夏季风的强弱对对流层高层位势高度场的影响, 对高原夏季风强弱年的 200 hPa 位势高度场进行了合成分析。在高原夏季风偏强年(图 4a), 里海以西、哈萨克斯坦西北部、蒙古国、中国中西部地区和西北太平洋地区都是正距平, 在哈萨克斯坦西北部有 1 个最大的正距平中心(20 gpm), 而在我国新疆、内蒙古和甘肃交界的地方也有 1 个较大的正距平中心(15 gpm), 千岛群岛的正距平中心值为 5 gpm; 伊朗高原、中亚地区和我国东北、华北等地区都是负距平, 并且在中亚地区和我国东北分别存在 1 个负距平中心, 中心值分别为 -30 gpm 和 -10 gpm。在高原夏季风偏弱年(图 4b), 里海以西、哈萨克斯坦西北部、蒙古国、我国中西部地区和太平洋地区都是负距平, 在哈萨克斯坦的西北部有 1 个最大的负距平中心(-15 gpm), 而在我国的西北中部也有 1 个较大的负距平中心(-10 gpm); 伊朗高原、中亚地区和我国东部、东北、华北等地都是正距平, 并且在中亚地区和朝鲜半岛东北部分别存在 1 个正距平中心, 中心值分别

为 20 gpm 和 30 gpm。这说明高原夏季风与 200 hPa 位势高度场有密切联系，当高原夏季风较强时，200 hPa 高度场一般存在着“ - + - ”的变高中心，类似于波的传播，此时南亚高压处于负异常。而当高原季风偏弱时，200 hPa 高度场一般会存在“ + - + ”的变高中心，此时南亚高压处于正异常。南亚高压的强度和位置变化可能与高原夏季风的强弱有关。

在高原夏季风偏强年，高原东部地区降水偏多，释放的潜热加热增多^[27]，导致 200 hPa 位势高度偏高，因此在高原东部上空表现为正变高；而高原夏季风偏弱时则表现为负变高。从高原夏季风强弱年 200 hPa 位势高度差值场(图 4c)可以看出，这些变高中心在高原夏季风强弱年具有显著的差异，

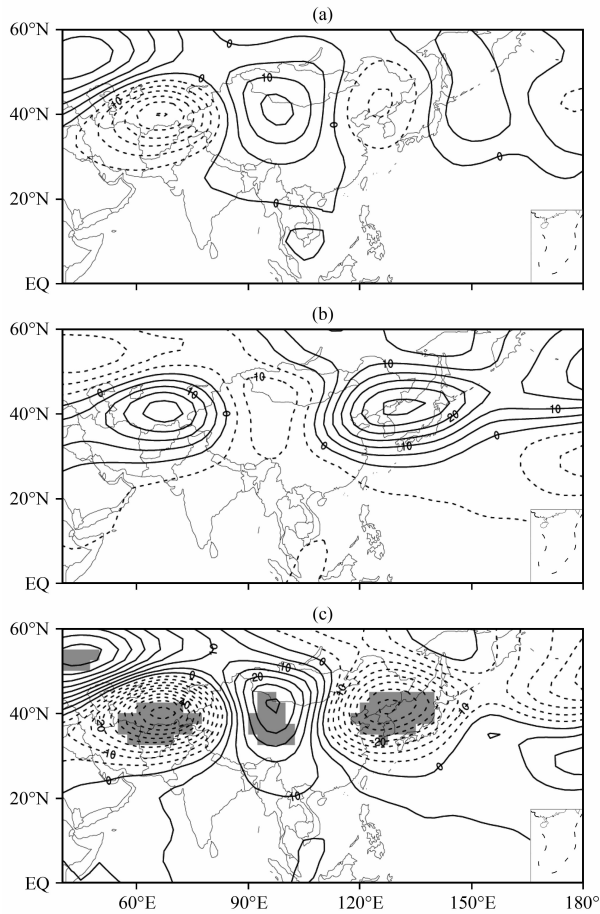


图 4 高原夏季风偏强年(a)、偏弱年(b)200 hPa 位势高度距平场及其差值场(c)分布(单位: gpm)
阴影区表示通过了 0.05 显著性检验

Fig. 4 The distribution of 200 hPa geopotential height anomaly in strong (a) and weak (b) plateau summer monsoon year and their difference field (c). Unit: gpm. The shaded areas have passed the significance level at 0.05

出现了反相的变化，可能是高原加热场的变化影响了行星波的位相变化^[40]。从图 4 还可以看出，位势高度场的形态与夏季中纬度东西向遥相关型是比较相似的，因此青藏高原的加热作用可能对这些遥相关型有一定的影响^[36-37, 41]，进而对高原夏季降水产生影响。

4.2.2 风场的合成分析

为了揭示高原夏季风与高低空风场的关系，分别选取了高原夏季风强、弱年对 850 hPa 和 200 hPa 风场进行了合成分析。在高原夏季风偏强年(图 5a)，在里海以北和日本海以东出现两个明显的异常反气旋，并在我国东北和华北出现了异常的东北风，而在高原的东南侧有异常的东南风，在南疆盆地有异常的偏东风，中亚地区有气旋式风场。中亚

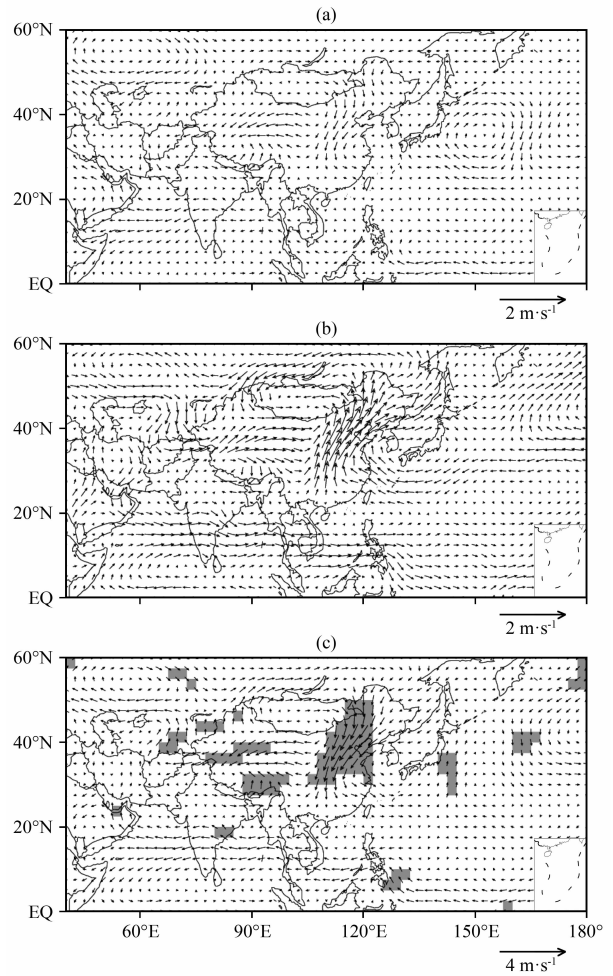


图 5 高原夏季风偏强年(a)、偏弱年(b)850 hPa 风距平场及其差值场(c)分布
阴影区表示通过了 0.05 显著性检验

Fig. 5 The distribution of 850 hPa horizontal wind field anomaly in strong (a) and weak (b) plateau summer monsoon year and their difference field (c). The shaded areas have passed the significance level at 0.05

地区东部的偏南风携带的暖湿气流,并配合异常的气旋性风场导致低层辐合,有利于形成降水;南疆盆地的偏东风引导来自高原东侧的暖湿气流进入盆地,带来相对充足的水汽条件,也利于降水的发生。而在我国华北主要是干冷的北方气流,并有一定程度的辐散,所以不利于该地区降水的发生。在高原夏季风偏弱年(图 5b),里海以北出现了异常的气旋式风场,并在我国东北和华北出现了异常的西南风,而在高原的东南侧有异常的偏北风,中亚地区为异常的偏北风并伴有异常的反气旋,南疆盆地为异常偏西风。在我国整个东部地区,包括东北、华北都有来自太平洋和南海的暖湿气流,这为华北地区的降水提供了充足的水汽,有利于该地区的降水;在中亚地区,偏北风导致北方的干冷气流

到达这一地区,而南疆盆地的偏西风阻碍了高原东侧湿润水汽的进入,水汽较少。所以,在高原夏季风较强时,高原东部、南疆盆地和中亚地区的降水一般会偏多,而华北地区一般会偏少;反之,在高原夏季风较弱时,高原东部、南疆盆地和中亚地区的降水一般会偏少,而华北地区一般会偏多。

图 6 给出了高原夏季风强弱年对高层风场(200 hPa)的合成分析。对应于图 4 中 200 hPa 位势高度场的异常中心,高原夏季风强弱年 200 hPa 的风场(图 6)也呈现出异常的气旋式和反气旋式风场中心。在高原夏季风偏强年(图 6a),北半球中纬度地区的中亚和我国东北上空出现了气旋式的风场异常,在我国中西部和日本东部海洋上空为反气旋式的风场异常。在高原夏季风偏弱年(图 6b),在中

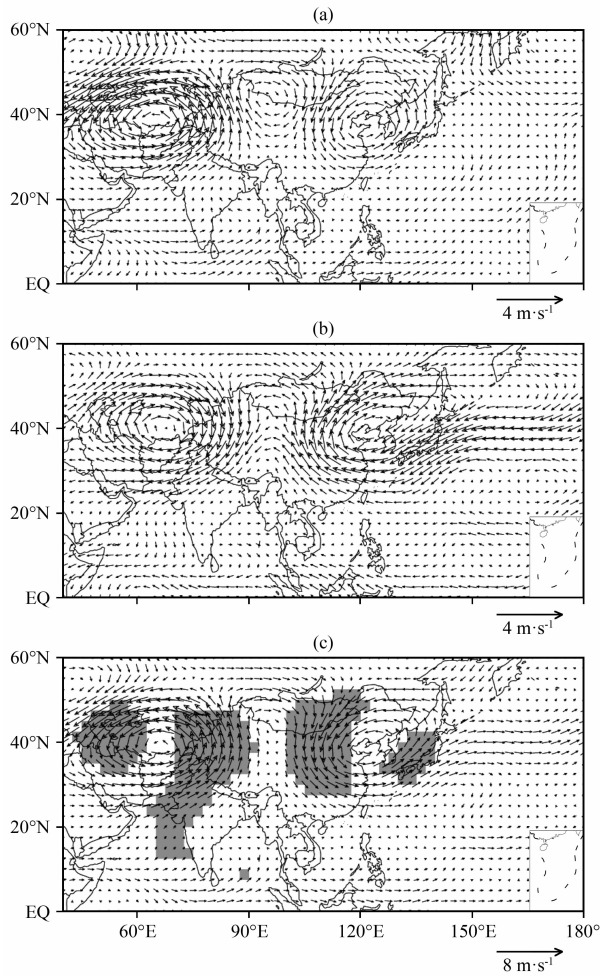


图 6 高原夏季风偏强年(a)、偏弱年(b)200 hPa 风距平场及其差值场(c)分布
阴影区表示通过了 0.05 显著性检验

Fig. 6 The distribution of 200 hPa horizontal wind anomaly in strong (a) and weak (b) plateau summer monsoon year and their difference field (c). The shaded areas have passed the significance level at 0.05

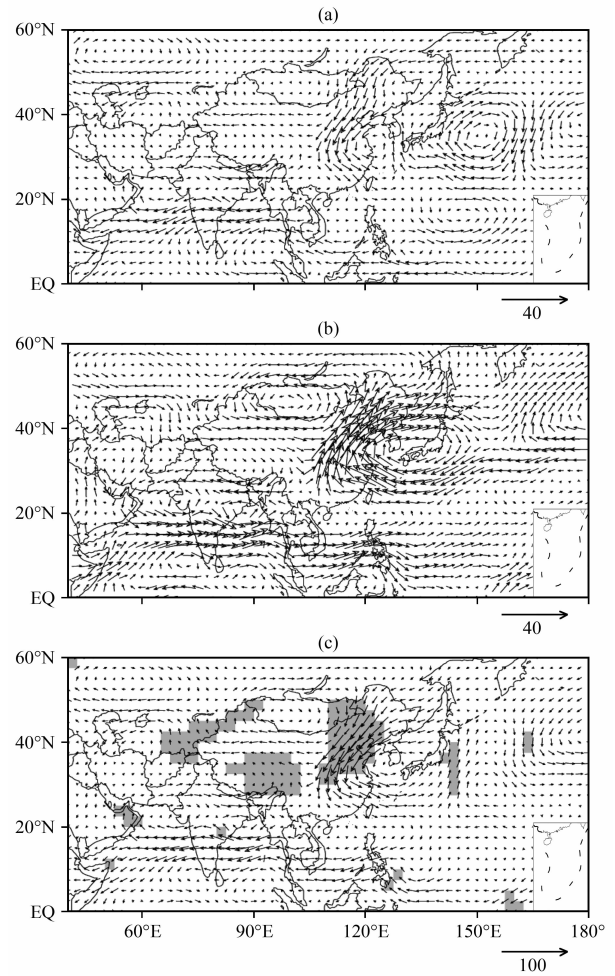


图 7 高原夏季风偏强年(a)、偏弱年(b)水汽通量距平场及其差值场(c)分布(单位: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)
阴影区表示通过了 0.05 显著性检验

Fig. 7 The distribution of moisture flux anomaly in strong (a) and weak (b) plateau summer monsoon year and their difference field (c). Unit: $\text{kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$. The shaded areas have passed the significance level at 0.05

亚上空为反气旋式风场异常,在中国上空为气旋式的风场异常,以朝鲜半岛为中心出现了大片区域的反气旋式的风场异常。由此可见,在高原季风偏强时,我国西北部的上空是异常的反气旋式风场,这可能是由于高原东北部降水偏多,潜热加热较强所导致的。

图 7 是高原夏季风强弱年整层大气的水汽通量距平场和差值场,它和 850 hPa 风场分布形势(图 5)比较相似。在高原夏季风偏强年(图 7a),华北地区的水汽通量场为异常的东北气流,南疆盆地为异常的东风气流,中亚地区东部为异常的偏南气流。因此到达华北地区的水汽偏少,而南疆盆地和中亚地区的水汽偏多。在高原夏季风偏弱年(图 7b),华北地区为异常的西南风,在南疆盆地为异常的偏西风,中亚地区为异常的偏北风,因此到达华北地区的水汽偏多,而到达南疆盆地和中亚地区的水汽偏少。

因此,在高原夏季风偏强年,中亚地区的偏南气流引导更多来自海洋上的水汽到达这一地区,南疆盆地的偏东气流引导高原东侧的暖湿气流通过气旋式的风场到达南疆盆地,导致南疆盆地和中亚地区的降水偏多。而华北地区的偏北气流阻挡了携带丰富水汽的西南气流到达这一地区,因此华北地区降水偏少。这可能与西太平洋副热带高压的位置有关,高原季风偏强时西太平洋副热带高压位置偏东偏南,其南侧携带的水汽很难到达华北地区;而高原夏季风偏弱时,西太平洋副热带高压西伸北抬,其南侧所携带的水汽可以到达华北地区,导致华北地区的水汽增多。而在南疆盆地,高原夏季风偏强时,围绕高原的气旋性风场较强,高原东侧的水汽可以通过气旋性风场到达南疆盆地,使这一地区的水汽增多,降水增加;当高原夏季风偏强时,在高原的东南部有明显的东南方向的水汽通量异常,导致高原东南部的降水偏多。

5 结论与讨论

通过比较 7 种再分析资料计算的高原夏季风指数,分析了高原夏季风与中东亚干旱半干旱区夏季降水的关联,并通过合成分析深入讨论了高原夏季风强弱年大气环流场的变化及其对降水的影响,得出以下主要结论:

(1) 总体上 7 种再分析资料得到的高原夏季风指数是相当一致的,除了 CFSR 资料计算的高原夏季风指数与其他资料的相关性较差之外,其他 6

种再分析资料之间的相关系数都在 0.7 以上,具有较强的相关性。在滤去 10 年以上周期的长波后,7 种再分析资料计算的高原夏季风指数的相关系数比滤波前都有了一定程度的提高。尤其是 CFSR 资料,滤波之后与其他资料之间的相关系数比滤波之前得到了显著提高,都在 0.6 以上,说明了再分析资料在描述高原夏季风年际变化时是一致的。

(2) 高原夏季风偏强(弱)时,中亚经塔里木盆地到高原东部地区和长江中下游地区的降水显著偏多(少),而我国华北地区、蒙古国、贝加尔湖等地以及印度北部的降水显著偏少(多)。

(3) 高原夏季风偏强年,来自海洋上的低空西南风气流位置偏南,华北地区为东北风异常,阻挡了携带丰富水汽的偏南气流,因此华北地区的降水偏少;此时中亚地区东部为南风异常,并伴有气旋性风场,南疆盆地为东风异常,水汽输送较多,降水量增加。高原夏季风偏弱年,低空西南风气流位置偏北,华北地区表现为异常的西南风,水汽输送较多,因此华北地区的降水偏多,而此时中亚地区为偏北风异常并伴有辐散,南疆盆地西风异常,水汽输送较少,降水偏少。

参考文献:

- [1] 过霁冰,徐祥德,施晓晖,等. 青藏高原冬季积雪关键区视热源特征与中国西南春旱的联系[J]. 高原气象, 2012, 31(4): 900-909.
- [2] 郁淑华,高文良,彭骏. 近 13 年青藏高原切变线活动及其对中国降水影响的若干统计[J]. 高原气象, 2013, 32(6): 1527-1537, doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2012.00149.
- [3] 敖婷,李跃清. 夏季青藏高原及周边热力特征与东亚降水的区域关系[J]. 高原气象, 2015, 34(5): 1204-1216, doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2014.00100.
- [4] Feng Song, Tang Maocang, Wang Dongmei. New evidence for the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau as a pilot region of climatic fluctuation in China[J]. China Sci Bull, 1998, 43(20): 1745-1949.
- [5] 汤懋苍,沈志宝,陈有虞. 高原季风的平均气候特征[J]. 地理学报, 1979, 34(1): 33-41.
- [6] 叶笃正,高由禧. 青藏高原气象学[M]. 北京: 科学出版社, 1979: 62-73.
- [7] Tang Maocang, Reiter E R. Plateau monsoons of the Northern Hemisphere: A comparison between North America and Tibet[J]. Mon Wea Rev, 1984, 112(4): 617-637.
- [8] Kuo H L, Qian Y F. Influence of Tibetan Plateau on cumulative and diurnal changes of weather and climate in summer[J]. Mon Wea Rev, 1981, 109(11): 2337-2356.
- [9] 汤懋苍,梁娟,邵明镜,等. 高原季风年际变化的初步分析[J]. 高原气象, 1984, 3(3): 76-82.

- [10] 汤懋苍. 青藏高原季风的形成、演化及振荡特性[J]. 甘肃气象, 1998, 16(1): 3-16.
- [11] 汤懋苍. 高原季风的年代际振荡及其原因探讨[J]. 气象科学, 1995, 15(4): 64-68.
- [12] 齐冬梅, 李跃清. 高原季风研究主要进展及其科学意义[J]. 干旱气象, 2007, 25(4): 74-79.
- [13] 白虎志, 张存杰, 王宝灵. 青藏高原季风变化与甘肃省干旱[J]. 甘肃气象, 1998, 16(1): 29-32.
- [14] 白虎志, 谢金南, 李栋梁. 近40年青藏高原季风变化的主要特征[J]. 高原气象, 2001, 20(1): 22-27.
- [15] 白虎志, 谢金南, 李栋梁. 青藏高原季风对西北降水影响的相关分析[J]. 甘肃气象, 2000, 18(2): 10-12.
- [16] 白虎志, 马振锋, 董文杰. 青藏高原地区季风特征及与我国气候异常的联系[J]. 应用气象学报, 2005, 16(4): 484-491.
- [17] 马振锋, 高文良. 热带海温变化与高原季风发展[J]. 应用气象学报, 2002, 13(4): 440-447.
- [18] 马振锋. 高原季风强弱对南亚高压活动的影响[J]. 高原气象, 2003, 22(2): 143-147.
- [19] 马振锋, 高文良. 青藏高原季风年际变化与长江上游气候变化的联系[J]. 高原气象, 2003, 22(增刊1): 8-16.
- [20] 马振锋, 高文良, 刘富明, 等. 青藏高原东侧初夏旱涝的季风环流分析[J]. 高原气象, 2003, 22(增刊1): 1-7.
- [21] 唐红玉, 马振峰, 史津梅. 青藏高原季风变化及其与中国北方春季沙尘暴的关联[J]. 自然灾害学报, 2008, 17(3): 112-116.
- [22] 崔桂凤, 荀学义, 银山, 等. 鄂尔多斯市春季大风、沙尘暴变化特征与高原季风的联系[J]. 内蒙古师范大学学报, 2010, 39(2): 191-197.
- [23] 齐冬梅, 李跃清, 白莹莹, 等. 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, 2009, 29(4): 1-9.
- [24] 田俊, 马振峰, 范广州, 等. 新的高原季风指数与四川盆地夏季降水的关系[J]. 气象科学, 2010, 30(3): 308-315.
- [25] 田俊, 马振峰, 范广州. 高原季风对500hPa中纬度西风带活动的影响[J]. 成都信息工程学院学报, 2010, 25(1): 61-68.
- [26] 徐丽娇, 李栋梁, 胡泽勇. 青藏高原积雪日数与高原季风的联系[J]. 高原气象, 2010, 29(5): 1093-1101.
- [27] 李菲, 段安民. 青藏高原夏季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, 2011, 35(4): 694-706.
- [28] 陈少勇, 林纾, 王劲松, 等. 中国西部雨季特征及高原季风对其影响的研究[J]. 中国沙漠, 2011, 31(3): 765-773.
- [29] 荀学义, 胡泽勇, 崔桂凤, 等. 青藏高原季风变化及其与鄂尔多斯高原夏季降水的关联[J]. 干旱区资源与环境, 2011, 25(4): 79-83.
- [30] 李瑞青, 吕世华, 韩博, 等. 青藏高原东部三种再分析资料与地面气温观测资料的对比分析[J]. 高原气象, 2012, 31(6): 1488-1502.
- [31] 孙玉婷, 高庆九, 闵锦忠. 再分析温度资料与西藏地区冬夏季观测气温的比较[J]. 高原气象, 2013, 32(4): 909-920. doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2012.00087.
- [32] 马柱国, 符淙斌. 20世纪下半叶全球干旱化的事实及其与大尺度背景的联系[J]. 中国科学: 地球科学, 2007, 37(2): 222-233.
- [33] Huang Jianping, Guan Xiaodan, Ji Fei. Enhanced cold-season warming in semi-arid regions [J]. Atmos Chem Phys, 2012, 12(12): 5391-5398.
- [34] Bloomfield P. Fourier analysis of time series: an introduction [M]. John Wiley & Sons, 2004.
- [35] Wu R G, Kinter J L, Kirtman B P. Discrepancy of interdecadal changes in the Asian region among the NCEP/NCAR reanalysis, objective analyses, and observations [J]. J Climate, 2005, 18(15): 3048-3067.
- [36] Chen Fahu, Huang Wei, Jin Liya, et al. Spatiotemporal precipitation variations in the arid Central Asia in the context of global warming [J]. Science China: Earth Science, 2011, 54(12): 1812-1821.
- [37] Huang Gang, Liu Yong, Huang Ronghui, et al. The interannual variability of summer rainfall in the arid and semiarid regions of Northern China and its association with the northern hemisphere circumglobal teleconnection [J]. Adv Atmos Sci, 2011, 28(2): 257-268.
- [38] Chen Guoshen, Huang Ronghui. Excitation Mechanisms of the Teleconnection Patterns Affecting the July Precipitation in Northwest China [J]. J Climate, 2012, 25(22): 7834-7851.
- [39] Chen Fahu, Chen Jianhui, Holmes J, et al. Moisture changes over the last millennium in arid central Asia: a review, synthesis and comparison with monsoon region [J]. Quart Sci Rev, 2010, 29(7): 1055-1068.
- [40] Feng Song, Hu Qi, Wu Qianru, et al. A gridded reconstruction of warm season precipitation for Asia spanning the past half millennium [J]. J Climate, 2013, 26(7): 2192-2204.
- [41] 莱特尔, 丁一汇. 青藏高原在影响行星环流反馈机制中的作用 [J]. 大气科学, 1980, 4(4): 300-309.
- [42] Ding Qinghua, Wang Bin. Circumglobal teleconnection in the Northern Hemisphere summer [J]. J Climate, 2005, 18(17): 3483-3505.

Influence of Plateau Summer Monsoon on Summer Precipitation in the Arid and Semi – Arid Regions of the Central and East Asia

QI Yulei^{1, 2}, FENG Song³, HUANG Jianping², RAN Jinjiang², LONG Zhiping²

(1. School of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu 610225, China;

2. College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Key Laboratory of Semi – Arid Climate Change, Ministry of Education, Lanzhou 730000, China;

3. Ministry of Education Key Laboratory of West China's Environmental System, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

Abstract: The summer monsoon indexes in the Qinghai-Xizang Plateau derived from seven reanalysis datasets and their relationship with the summer precipitation in the arid and semi-arid regions of the Central and East Asia are examined in this study. Overall, the variations of plateau summer monsoon are fairly consistent among the seven reanalysis datasets, especially in interannual time scales. Correlation and composite analysis showed that the plateau summer monsoon plays an important role on variations of summer precipitation in the study region. During the strong plateau summer monsoon years, anomalous southerly winds with convergence in the Central Asia and anomalous easterly winds in southern Xinjiang bring more moisture transport to the study region, leading to more precipitation. While in Northern China, the anomalous northeasterly winds hinder the water vapor transport by the southwesterly flow and inhibit the precipitation development. During the weak plateau summer monsoon years, anomalous northerly winds with divergence in Central Asia and anomalous westerly winds in southern Xinjiang lead to less rainfall. While in Northern China, the abnormal southwest wind leads to excessive precipitation.

Key words: Reanalysis dataset; Plateau summer monsoon; Precipitation; Arid and semi-arid