

青藏高原地表热力异常与我国江淮地区 夏季降水的关系

赵勇 钱永甫

南京大学大气科学系, 南京 210093

摘要 利用 NCEP/NCAR 再分析月平均资料和中国 160 站降水资料, 分析了 1951~2000 年间 5 月青藏高原主体、高原东部和高原西部 (90°E 分界) 地表温度的变化特征及其与江淮地区夏季降水的关系。结果发现: 在研究高原热力异常对我国江淮地区夏季降水的影响时, 要考虑到高原热力状况的空间差异对其的影响。相关分析发现, 与高原主体和高原西部相比, 高原东部地表温度变化对 7 月江淮地区的降水有更好的指示性。高原东部和其以北区域的大尺度热力差异比高原本身的热力异常对江淮地区夏季降水有更好的指示意义, 可以作为我国江淮地区夏季降水的一个预报因子。

关键词 青藏高原 地表温度 空间热力差异 江淮地区夏季降水

文章编号 1006-9895 (2007) 01-0145-10

中图分类号 P461

文献标识码 A

Relationships Between the Surface Thermal Anomalies in the Tibetan Plateau and the Rainfall in the Jianghuai Area in Summer

ZHAO Yong and QIAN Yong-Fu

Department of Atmospheric Science, Nanjing University, Nanjing 210093

Abstract The relation between the surface thermal anomalies (STA) in the Tibetan Plateau (TP) and the summer rainfall in the Jianghuai area has been studied by many researchers. However, the previous studies were more focused on the STA in the whole TP (28°N-38°N, 78°E-98°E). Less attention was paid to the connection between the STA in different regions of the TP and the rainfall in the Jianghuai area in summer. This paper gives preliminary results of the relationship between the STA in the western TP and the eastern TP and the rainfall in the Jianghuai area in summer.

The NCEP/NCAR monthly mean re-analysis data and the rainfall data at 160 stations of China in May during 1951-2000 are used. The results show that the spatial thermal contrast in the TP affects the summer rainfall in the Jianghuai area, and the STA in the eastern TP have the best indication for precipitation forecasting in July in the Jianghuai area. In addition, the anomalies in the TP are opposite-time-phase to that in the northeastern region (38°N-46°N, 95°E-110°E) of the TP in May. Therefore, an index is defined to indicate the intensity of the large scale south-north surface thermal contrast between the whole, eastern and western TP and the region (38°N-46°N, 95°E-110°E). Through correlation and composite analysis, it is found that the surface thermal contrast index in the eastern TP has better indication for forecasting the rainfall in the Jianghuai area in summer than other indexes. As the thermal contrast index increases (decreases) in May, the rainfall tends to increase (decrease) in the Jianghuai area in summer. So the surface thermal contrast index could be use to predict the rainfall anomalies in the Jianghuai area in

summer.

Key words Tibetan Plateau, ground surface temperature, spatial thermal contrast, the summer rainfall in the Jianghuai area

1 引言

青藏高原作为一个抬升的热源,其热力作用对我国的气候有非常大的影响。许多学者从不同角度研究了高原热力状况同亚洲夏季风和我国东部夏季降水的关系。章基嘉等^[1]指出青藏高原春夏之交的热力异常,是引起江淮暴雨的一个重要因子。宋正山等^[2]利用 ECWFMF 资料揭示了青藏高原与我国东部大陆夏季降水分布特征的关系,并强调了高原的热力作用。赵平等^[3]利用高原及其邻近地区 148 站 35 年的月平均资料,分析指出青藏高原春季热源对于随后的夏季中国东部降水有比较好的指示意义,而高原夏季热源与同期长江流域降水存在明显的正相关。段安民等^[4]指出 4~6 月高原的整体感热加热可以作为东亚地区尤其是中国江淮等地 7 月降水形势的预报因子。汤懋仓等^[5]认为高原地温与长江流域夏季降水存在时间滞后的相关关系。周玉淑等^[6]认为前期青藏高原不同层次的地温异常是后期长江中下游地区降水异常的一个重要原因。陈月娟等^[7]认为 5 月(35°N~45°N, 100°E~110°E)地区和青藏高原的地表温度与夏季 6~8 月西太平洋副高的强度和西伸有较好的相关关系,进而对我国东部的夏季降水产生一定影响。以上的研究表明高原的热力作用对亚洲夏季风和我国东部夏季降水异常有着重要影响作用,但这些研究大都把高原作为一个整体考虑,并没有考虑高原东西部热力状况的差异,以及该差异是否对亚洲夏季风和我国东部夏季降水产生影响的问题。

关于高原东西部热力状况的差异,叶笃正等^[8]最先定量估算了高原分区的热源情况,认为春夏季高原西部(85°E 为界)大气热源强度要比东部大,在春季要大到一倍以上。杨伟愚等^[9]利用青藏高原气象科学试验资料订正过的欧洲中心 FGGE-IIIb 资料计算了 1979 年 7 月高原东西部(90°E 为界)平均的总加热项 Q_1 和潜热释放项 Q_2 值,发现东部 Q_1/Q_2 的值要比西部高出 15% 以上。Hiroaki 等^[10]的数值试验证明,在亚洲夏季风爆发前期的 5 月,高原西部(30°N~40°N, 70°E~85°E)为热源,而

东部(30°N~40°N, 90°E~105°E)在同时期为热汇。这些研究说明高原东西部热力状况在春夏季的确存在差异,这一差异对我国夏季江淮地区的降水有何影响,目前研究较少,值得进一步讨论。此外,春季 4~6 月高原和其周边地区均属于热力变化剧烈地区,它们之间的这种空间大尺度热力差异对我国东部夏季降水的影响如何,也值得进一步的研究。本文将讨论前期 5 月高原东、西部地表温度的异常及高原与其周边地区地表温度的差异对江淮地区夏季降水的影响。

2 资料和分析方法

以下 1951~2000 年共 50 年资料用于研究:高原及周边地区的 NCEP/NCAR 5 月地表温度(0 厘米地温)月平均资料,该资料为高斯格点,为计算方便起见,本文双线性插值为 $1^\circ \times 1^\circ$; NCEP/NCAR 500 hPa 月平均 U 、 V 风场资料,本文计算了它们的气候平均值和距平值,分析范围为(15°N~50°N, 90°E~140°E),全国 160 站夏季 6、7 月降水资料。选取 47 个站作为我国东部的代表站,其中华北地区有 13 个站:承德、北京、天津、石家庄、德州、安阳、烟台、青岛、潍坊、济南、临沂、郑州、太原;江淮地区有 17 个站:南京、合肥、上海、杭州、安庆、屯溪、九江、武汉、钟祥、岳阳、宜昌、常德、宁波、衢州、贵溪、南昌、长沙;华南地区有 17 个站:福州、永安、广州、厦门、梅县、汕头、韶关、河源、阳江、湛江、海口、桂林、柳州、梧州、南宁、北海、百色。

我们规定高原主体范围为(28°N~38°N, 78°E~98°E),并以 90°E 为界,分为高原东西部两个地区,在本文 3.1 节中讨论了分区的必要性。我们还规定,高原东部以北区域为(38°N~46°N, 95°E~110°E)范围,在 4.1 节中说明了特别注意这一区域的原因。

为了便于讨论,定义了以下几个指数:

(1) 降水指数:定义江淮地区 50 年 6、7 月 17 站降水和的距平标准化值为该地区相应月的降水指数。这两个月降水和的降水指数同上定义,称为夏季降

水指数。通过对 1958~1997 年 40 年的梅雨量与 6、7 月降水和的相关分析, 二者的相关系数高达 0.88, 从这个角度来说, 6、7 月降水和可以代表梅雨量。

(2) 地表温度变温指数: 若某年 5 月高原东部(西部)的地表温度距平的区域平均值为正(负), 则将该区域所有大于(小于)0 的距平值相加, 再除以该区域距平大于(小于)0 的总格点数, 并称该年为该区域的暖(冷)异常年, 将所得时间序列标准化, 即得 50 年的东部(西部)变温指数。高原主体及高原东部以北区域的变温指数同上定义。

(3) 热力差异指数: 5 月高原东部(西部)与高原东部以北区域 5 月变温指数差值的标准化序列称为高原东部(西部)热力差异指数。

地表温度作为一个综合反映热通量和地表净辐射作用结果的物理量, 在一定程度上反映了地表热源的强弱和变化, 可用来表征青藏高原的地表热力状况。

本文对地表温度场进行了 EOF 分解, 还使用常见的统计方法(如计算相关系数和相似系数、合成、SVD 等)讨论了不同物理量之间的关系(具体方法可参见文献[11])。

3 青藏高原地表温度异常对我国江淮地区夏季降水的影响

3.1 高原热力状况分东西两个区域研究的必要性

对高原主体区域 1951~2000 年 50 年的 5 月地表温度的距平时间序列作 EOF 分解, 前 4 个模态的方差贡献之和达到 85% 以上, 方差贡献依次为 55%、18%、7% 和 5%, 从第 5 模态起方差贡献已在 2% 以下。前 4 个主要模态的空间分布型依次表现为整体型、东西反向型、西北-东南反向型和西部型(图略)。为了清晰地了解 50 年来每年到底是哪一个空间分布型占优, 将每一模态的时间系数与空间函数相乘, 将所得的重建资料场再与原资料场求空间相似系数, 这样就可以得到 4 个模态重建资料场与原资料场的空间相似系数时间序列, 哪年哪个模态重建资料场与原资料场的空间相似系数最大, 说明该年这一模态的空间分布型占优。在江淮地区夏季多雨的 10 年, 即 1954、1969、1980、1983、1989、1993、1995、1996、1998、1999 年中, 结果发现只有 1983、1989、1993、1995 年为整体型占

优, 超过半数的多雨年高原主体均非整体型占优。

由图 1 可以发现, 5 月高原东部及西部两组地表变温指数在 1980 年前后均存在明显的暖突变, 这与韦志刚等^[12]对青藏高原 72 个地面气象站 1962~1999 年的冬春气温变化分析得到的结果是一致的。虽然两组指数整体变化趋势协同性较好, 但是在 50 年代中前期、60 年代中后期至 70 年代末期及 90 年代的中后期, 二者变化趋势差别显著, 甚至异号, 而这几个时期恰是我国江淮地区多雨年集中的时期。因此在研究高原热力状况对我国江淮地区夏季降水的影响时, 把高原当作一个整体研究是不恰当的, 因为在上述时段中, 高原东西部的热力异常是相互抵消的。

考虑到高原热力状况的东西不均匀性, 分区域进行研究可避免相互抵消现象。究竟如何从空间上来分区? 我们通过合成多雨年和少雨年高原地表温度距平图(图 2)来说明。由图 2 可见, 虽然多雨年和少雨年高原主体的表面温度距平呈整体变化, 但是也有所差异, 主要表现在变温中心的强度和面积上, 在降水异常的年份, 虽然两个变温指数同号, 但数值差别较大。高原表面温度距平在降水异常年份的空间型在 90°E 两侧的对比如最为明显, 再结合前面 EOF 的分析结果。综上认为 90°E 是较合理的空间分界线。

从对高原东、西部变温指数的小波分析来看(图略), 东部变温指数在 60 年代中前期之前, 以

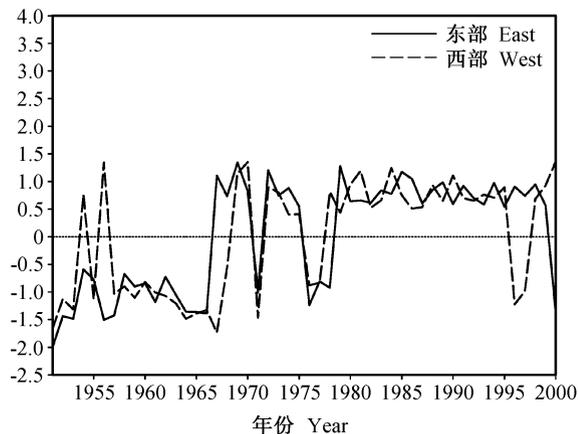


图 1 1951~2000 年各年 5 月高原东部及西部地表变温指数的年际变化

Fig. 1 The annual variations of ground surface thermal anomaly indexes in May in eastern and western Tibetan Plateau (TP) during 1951-2000

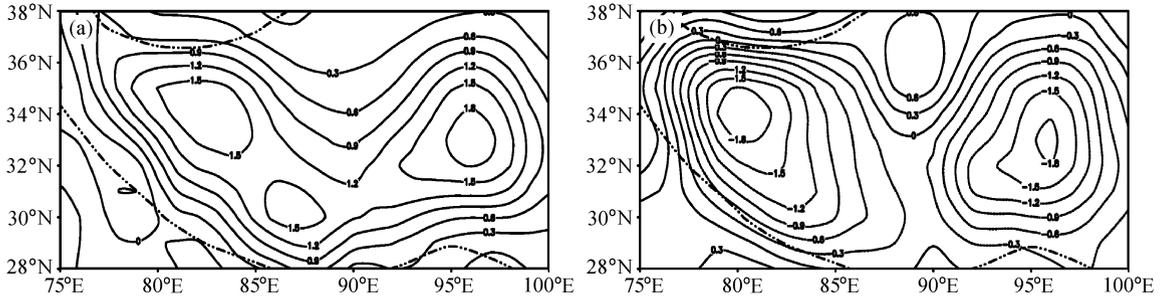


图2 江淮地区夏季降水多雨年(a)和少雨年(b)时高原地区5月地表温度距平(单位: °C)合成分布

Fig. 2 The composed distributions of the ground surface temperature anomalies (°C) in May with the precipitation indexes in summer in the Jianghuai area (a) more than 1.0 and (b) less than -1.0

14年的周期变化为主,60年代中期至80年代初,既有6~7年的短周期变化,也有14年的长周期变化,但以短周期变化为主。80年代以14年左右的长周期变化为主,90年代以6~8年的短周期变化为主;而西部变温指数,在60年代中期以前,以14年左右的长周期变化为主,60年代中期至80年代初,则以4~6年的短周期为主,而80年代则以9~10年的周期变化为主,90年代以7~8年的周期变化为主。

3.2 高原地表温度和江淮地区夏季降水的相关及合成分析

表1给出了高原各个区域变温指数与6月、7月和两月之和的降水指数的相关系数,从中可见,7月各相关系数差别并不大,并以东部的为最高。但6月的差异明显,西部的相关性好于东部和主体。总的来说,7月的相关系数要好于6月的。

从高原主体、西部和东部三组变温指数与东部47站7月降水的相关系数空间分布来看(图略),三者的相关中心位置基本相同,分别位于湖北和皖

表1 5月高原不同地区变温指数与江淮地区6、7月降水指数的相关系数

Table 1 The correlation coefficients between the ground surface temperature variation indexes of the TP and the precipitation indexes of the Jianghuai area in summer

区域 Area	Jun	Jul	Jun - Jul
高原主体 Total TP	0.13	0.32**	0.27*
高原东部 Eastern TP	0.13	0.33**	0.28**
高原西部 Western TP	0.24*	0.28**	0.30**

注: * 表示通过90%信度检验; ** 表示通过95%信度检验。

Note: * shows the statistical significance level at 90%, ** at 95%.

南地区,这与实际降水的大值中心也是基本吻合的。主要区别在于中心的数值大小,西部变温指数的相关系数中心值要明显小于东部和主体,而东部和主体差别不是很明显,高原主体和东部的变温指数与7月江淮降水指数的同号率都为58%,高于西部(54%)。

下面我们通过合成分析,进一步讨论高原分区变温指数与江淮地区降水及流场异常变化的关系,并规定:变温指数大于0.8的为暖强年,小于-1.0的为冷强年。高原东部暖强年有1967、1969、1972、1973、1974、1979、1985、1988、1989、1991、1994、1996共12年;冷强年有1951、1952、1953、1956、1957、1961、1964、1965、1966、1971、1978、2000共12年。高原西部暖强年有1956、1969、1970、1972、1973、1980、1981、1984、1985、1988、1990、1991、1995、1999、2000共15年;冷强年有1951、1952、1953、1955、1959、1961、1962、1963、1964、1965、1966、1967、1971共13年。高原主体暖强年有1969、1970、1972、1973、1974、1979、1980、1981、1984、1985、1988、1989、1990、1991、1994共15年;冷强年有1951、1952、1953、1955、1957、1959、1961、1962、1963、1964、1965、1966、1971共13年。

图3给出了6、7月高原各区暖强年合成的500 hPa风场及降水的距平分布,由图3a可见,6月东部暖强年的环流特点主要为:我国东北部及其临近海域为气旋性距平环流区,西太平洋上为反气旋性距平环流,但是位置偏南,江淮地区处在气旋性距平环流西南部的偏西气流的控制之下,造成这一地区该月的降水不仅没有增多,反而略有减少。6月西部暖强年的环流特点(图3b)主要为:反气旋性

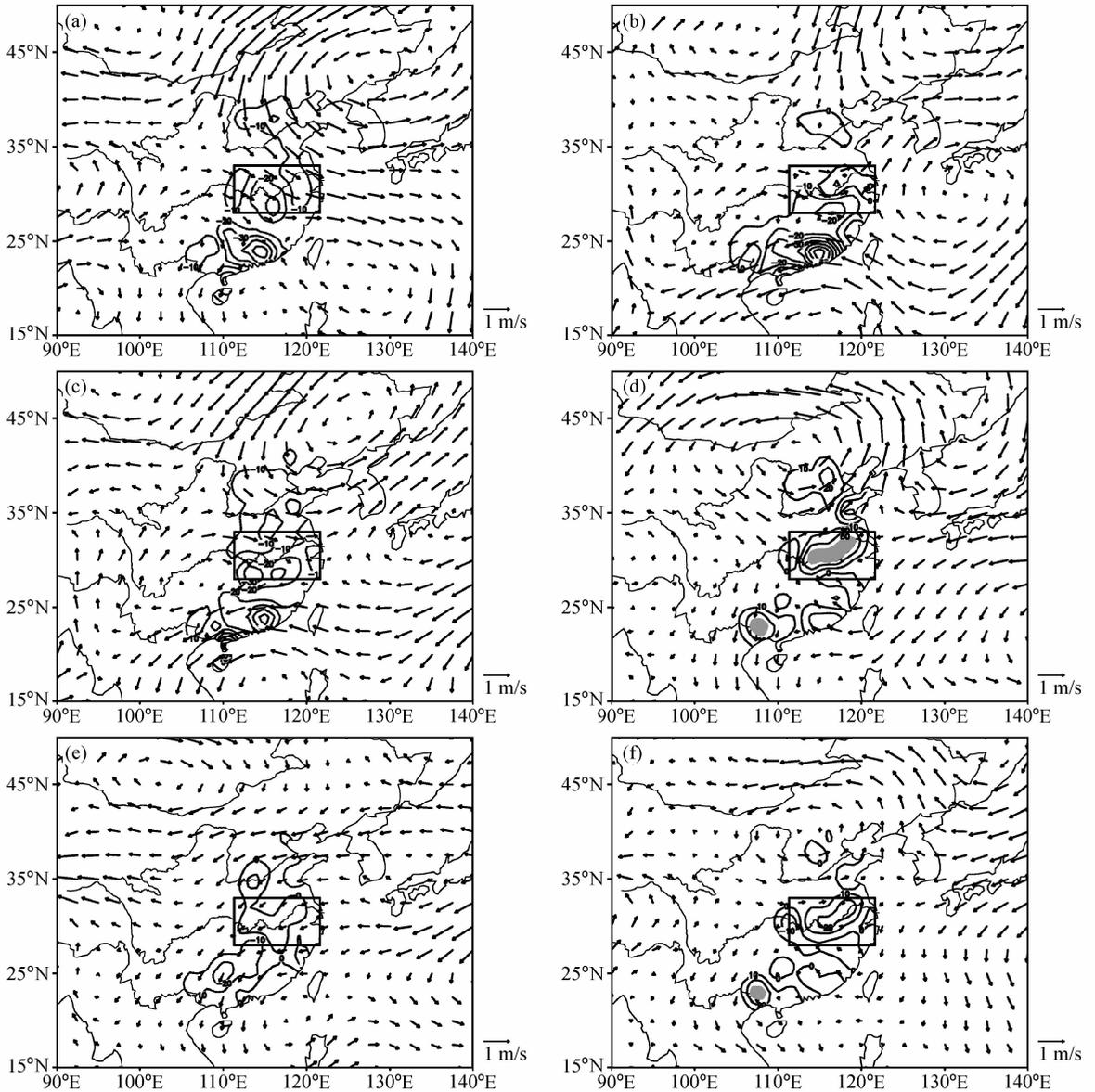


图 3 高原各区暖强年合成的 500 hPa 风场和降水 (单位: mm) 的距平分布: (a) 东部 6 月暖强年; (b) 西部 6 月暖强年; (c) 主体 6 月暖强年; (d) 东部 7 月暖强年; (e) 西部 7 月暖强年; (f) 主体 7 月暖强年。阴影为降水正距平大于 30 mm 区域; 矩形区域指江淮地区 (下同)

Fig. 3 The composed distributions of precipitation (mm) and 500 hPa wind vector anomalies in (a, b, c) Jun and (d, e, f) Jul of the years with the ground surface thermal anomaly indexes more than 0.8 for (a, d) eastern TP, (b, e) western TP, and (c, f) total TP. The shading area represents positive anomalies of precipitation more than 30 mm, the rectangular area represents the Jianghuai area (the same below)

距平环流中心出现在日本南部海域, 比起副高中心 (多年平均大致在 20°N~25°N 之间) 来说要偏北。江淮地区主要受它西侧偏南气流的影响。江淮北部地区降水略有增加, 南部地区降水减少。6 月主体暖强年的环流特点 (图 3c) 主要为: 我国东北部及其临近海域为气旋性距平环流, 但位置偏北, 江淮地区处在单一的反气旋性距平环流控制之下, 造成这一地区该月的降水略有减少。7 月东部暖强年的

环流特点 (图 3d) 为: 北方地区受强大的气旋性距平环流控制, 虽然海洋上表现为气旋性距平切变气流, 但我国东南地区为反气旋性距平切变气流, 和北方地区的气旋型距平环流在江淮地区交汇, 降水的正距平区域和这一环流特点配合得很好。20°N 以南西太平洋上的气旋性距平环流和北方地区气旋型距平环流的偏北气流在云贵高原及广西一带交汇, 造成这一地区的降水增多。7 月西部暖强年的

环流特点(图 3e)为:北方我国大陆地区处在反气旋性距平环流控制之下,海洋上 30°N 以南海域处在气旋性距平环流控制之下,北边以日本海为中心,处在气旋性距平切变气流控制之下,江淮地区处在弱的偏东气流控制范围之内,降水略有增加。7月主体暖强年的环流和降水特点(图 3f)与东部暖强年类似,但强度略小一些。

图 4 给出了 6、7 月高原各区冷强年合成的 500 hPa 风场及降水的距平分布。由图 4a 可见,6 月东部冷强年的环流特点为:我国东北部及其临近

海域为反气旋性距平环流区, 25°N 以南海域处在气旋性距平切变气流控制之下,江淮地区被单一偏东南距平气流控制,降水有所减少。6 月西部冷强年的环流特点为(图 4b);蒙古地区为气旋性距平环流区,而东北地区则为反气旋性距平环流区,江淮地区处在气旋性距平环流东部的偏东南气流的控制之下,降水略有减少。对比图 4c 和图 4b 可见,6 月主体冷强年的环流和降水特点与西部冷强年类似。7 月东部冷强年的环流特点(图 4d)为:我国东部处在强大的反气旋性距平环流控制之下,江淮

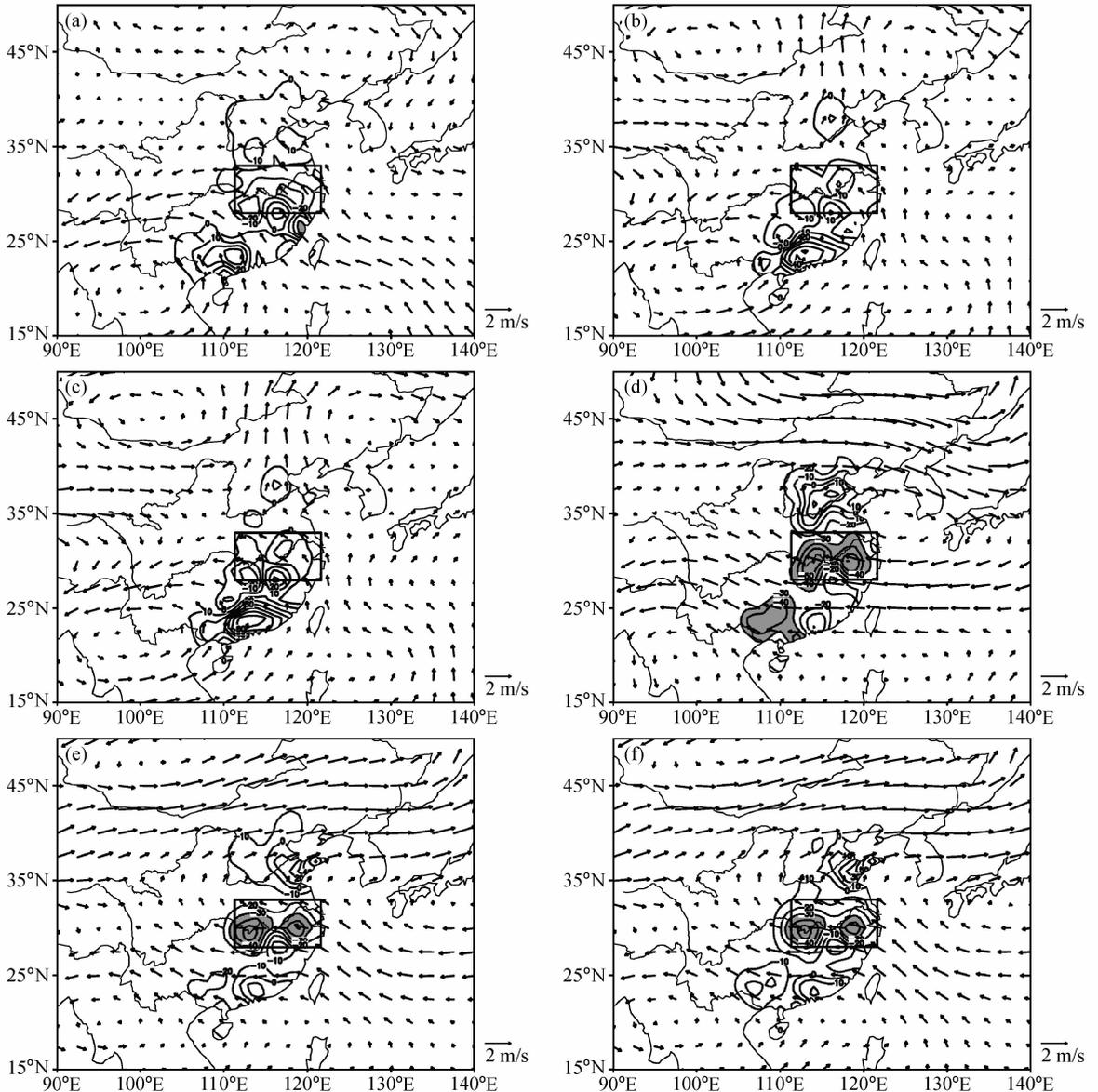


图 4 同图 3, 但为冷强年: (a) 东部 6 月冷强年; (b) 西部 6 月冷强年; (c) 主体 6 月冷强年; (d) 东部 7 月冷强年; (e) 西部 7 月冷强年; (f) 主体 7 月冷强年。阴影为降水负距平小于 -30 mm 区域

Fig. 4 Same as Fig. 3, but for the indexes less than -1 . The shading area represents negative anomalies of precipitation less than -30 mm

地区的降水明显减少。图 4e 和图 4d 对比可见, 7 月西部冷强年的环流特点和东部冷强年类似, 江淮地区处在反气旋性距平切变气流南部单一偏东气流的控制之下, 降水减少也较明显。对比图 4f 和图 4e, 7 月主体冷强年的环流和降水特点基本与西部冷强年类似。

就降水增加的量级和正距平的区域大小来说, 6 月高原西部暖强年的合成结果要好于高原整体和东部暖强年; 7 月高原东部暖强年的合成结果要好于高原整体和西部暖强年, 这与表 1 相关系数的反映是一致的。就环流特点来说, 高原东部、西部和主体暖强年的环流特点有所差异, 而冷强年环流特点则差不多相似。这可能是因为 5 月高原冷异常年份东部和西部的地表温度变化较为一致, 而暖异常年份, 两地区地表温度变化差异较大造成的。

综上所述, 高原不同地区地表温度的变化对江淮地区夏季降水发生的影响是不同的, 高原西部地表温度变化对江淮地区 6 月降水的影响更明显, 高原东部和主体地表温度变化主要影响 7 月降水, 但暖强年的合成结果是高原东部好于主体。总的来说, 高原主体地表温度变化对江淮地区夏季降水的影响, 在程度上 6 月要小于西部, 7 月要小于东部, 这也说明本文对高原进行分区域研究是合适的。

4 青藏高原与其北部周边地区地表温度的差异与我国江淮地区夏季降水的关系

4.1 东西部两个热力差异指数与 6~7 月江淮地区降水指数相关系数的比较

以 (25°N~50°N, 70°E~110°E) 区域 5 月的地表温度为左场、中国东部 47 站 6、7 月降水总量为右场 (数据均已标准化处理) 作 SVD 分析, 从第一模态的异性相关空间分布图 (略) 上, 我们发现, 高原主体的地表温度与江淮地区夏季降水呈正相关关系, 而高原东部以北区域的地表温度与江淮地区夏季降水明显呈负相关关系。研究表明, 这一区域与高原东、西部的地表温度距平的相关系数虽然不高, 但基本呈反向变化。为了寻找更好的对夏季江淮地区的降水有指示意义的因子, 我们计算了高原东、西部热力差异指数 (定义第 2 节), 它在一定程度上反映了这种反向的变化关系。

表 2 给出了东、西部热力差异指数与江淮地区

夏季各个降水指数的相关系数, 从中可知各个时段的相关系数均要好于与表 1 对应的相关系数。因此, 高原与周边地区的这种空间差异要比高原本身的热力异常对江淮地区夏季降水的影响显著得多。由表 2 还可以看到, 夏季 (6~7 月) 的相关系数比 6、7 月单月的要高, 东部的更明显。由于我国江淮梅雨大多集中在这两个月, 这说明了高原东部热力差异指数对于江淮梅雨有一定的预报意义。为了检验它是否有一定的预报能力, 我们算得 2001~2003 年的高原东部热力差异指数和江淮地区夏季降水指数分别为 0.16、-0.26、-0.91 和 -0.78、-0.15、-0.47, 两年同号, 一年异号, 因此, 5 月高原东部热力差异指数对江淮地区夏季降水有较好的预报性。

4.2 合成分析

从表 2 可知, 高原东部及其以北区域的热力差异与江淮地区夏季 6、7 月降水存在比较好的相关关系, 有必要探讨二者间的联系。为此, 计算了高原东部热力差异指数与 6、7 月东亚 500 hPa 风场距平的相关系数, 做出了相关系数构造矢量的空间分布图 (图 5), 从图 5 可以看出与东部热力差异指数关系密切的距平环流系统。由图 5a 可见, 6 月我国东部长江以北地区为气旋性环流控制, 以南地区为反气旋性环流控制, 这两个距平环流系统与高原东部及其以北区域的热力差异关系较为密切。当这一热力差异增大时, 容易出现上述环流型。这种环流型既有利于中高纬的冷空气南下, 也有利于低纬的暖湿气流北上, 冷、暖气流在江淮地区上空交汇, 从而使该地区的降水易于增多。当这一热力差异减小时, 则反之。7 月的环流特点与 6 月大致相

表 2 5 月高原东部和西部热力差异指数与江淮地区不同月份降水指数的相关系数

Table 2 The correlation coefficients between the ground surface thermal contrast indexes of eastern and western TP and the precipitation indexes of the Jianghuai area

区域 Area	Jun	Jul	Jun-Jul
高原东部 Eastern TP	0.40**	0.45***	0.52***
高原西部 Western TP	0.43**	0.34*	0.46***

注: * 通过 95% 信度检验; ** 通过 99% 信度检验; *** 通过 99.9% 信度检验。

Note: * shows the statistical significance level at 95%, ** at 99%, *** at 99.9%.

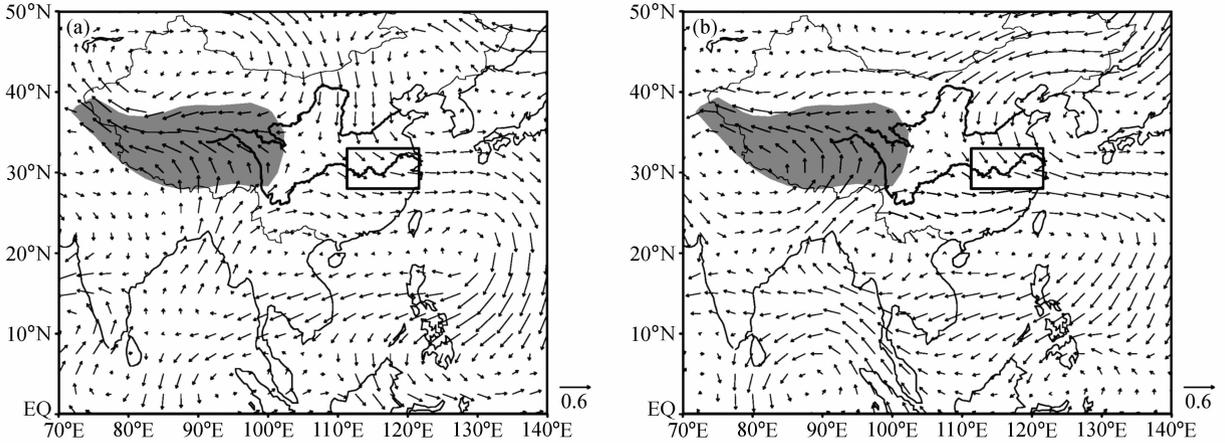


图 5 高原东部热力差异指数与 6 月 (a) 和 7 月 (b) 500 hPa 风场相关系数构造矢量的空间分布。阴影为青藏高原 3000 m 以上地形
Fig. 5 The correlation coefficient vector distributions of the ground surface thermal contrast indexes of eastern TP with u -wind and v -wind at 500 hPa in (a) Jun and (b) Jul. The shading area represents the surface altitude more than 3000 m in the TP

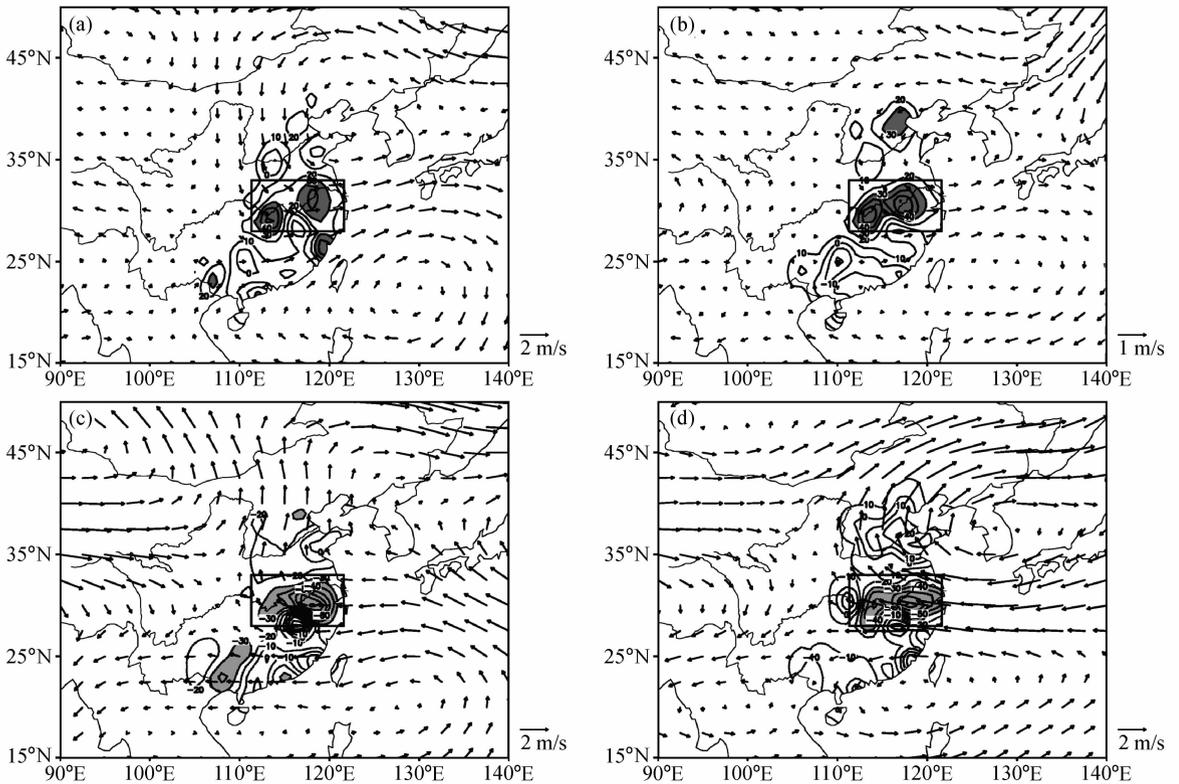


图 6 高原东部热力差异指数确定的强年和弱年合成的 500 hPa 风场和降水 (单位: mm) 的距平分布: (a) 6 月强年; (b) 7 月强年; (c) 6 月弱年; (d) 7 月弱年。阴影: 在 a、b 中为降水正距平大于 30 mm, 在 c、d 中为降水负距平小于 -30 mm
Fig. 6 The composed distributions of precipitation (mm) and 500 hPa wind vector anomalies in (a, c) Jun and (b, d) Jul of the years with the ground surface thermal contrast indexes (a, b) more than 1.0 and (c, d) less than -1.0 in eastern TP. The shading area represents positive anomalies of precipitation more than 30 mm in (a) and (b), and negative anomalies less than -30 mm in (c) and (d)

似。为了更好地说明问题及验证上面分析结论的可靠性, 采用合成方法对夏季 6、7 月东亚 500 hPa 风场和我国东部降水进行研究。

取高原东部热力差异指数大于 1.0 的年份 1954、1973、1975、1979、1981、1988、1991、1993、1995、1996 年共 10 年为热力差异强年; 取小于

-1.0的1952、1958、1960、1961、1962、1963、1964、1965、1978、2000年共10年为热力差异弱年。由图6a可见,强年6月的主要环流特点为:我国西北、华北和东北地区分别被一个反气旋性距平环流和一个气旋性距平环流控制,但后者的强度大于前者。海洋上受反气旋性距平环流控制,江淮地区处在南北距平气流交汇处,这样的环流特点易于造成这一地区降水增多。由图6b可见,强年7月的环流特点主要表现为:我国东北部及临近海域为一气旋性距平环流,40°N以北的西风减弱,海洋上受反气旋距平环流控制,江淮地区处在南北距平气流交汇处,降水的正距平区域与这一环流特点配合得很好,降水增加较明显。由图6c和图6a对比可见,6月热力差异弱年的环流特点基本与强年相反,江淮地区处在单一的偏东距平气流控制下,降水明显减少。由图6d和图6b对比可见,7月高原东部热力差异弱年的环流特点也大致与强年反之,江淮地区的降水明显减少。

以上分析表明,当高原东部和其以北区域的热力差异增大(减小)时,6、7月我国东部长江以北地区偏北气流增强(减弱),以南地区偏南气流增强(减弱),二者在江淮地区上空辐合(辐散),易于造成江淮地区降水的增多(减少)。

5 结论

分析高原5月下垫面热力异常对江淮地区夏季降水的影响时,将高原主体沿90°E分为东西两个区域,把高原主体作为一整体研究更好,这两个区域地表温度在变温符号或强度上都存在差别,而在整体考虑时,这些差别不能被分辨出来。

高原东、西部下垫面热力异常对江淮地区夏季6月和7月的降水影响的时间不同,高原西部对6月降水影响更明显,东部则为7月,均比高原整体的影响要更明显。

高原东部和其以北区域的热力差异对江淮地区夏季6、7月降水有明显的影响,当前期5月这一差异增大时,6月及7月500 hPa在蒙古西部和我国东北部及临近海域易出现异常的反气旋性和气旋性距平环流,我国东部长江以北地区偏北气流加强,而在西太平洋上易出现异常反气旋性距平环流,我国东部长江以南地区的偏南气流加强,南北气流在江淮地区交汇,使这一地区的降水增多。

综合考虑高原东部热力差异指数和江淮地区夏季降水指数的相关系数、同号率以及合成分析的结果,我们认为这种大尺度上的空间热力差异异常要比高原下垫面热力异常对江淮夏季6、7月降水有更好的指示意义,它是一个显著的前期“强信号”,可以作为江淮地区夏季降水的一个预报因子。

参考文献 (References)

- [1] 章基嘉,李维京,徐祥德,等. 1991年江淮暴雨期间环流异常的动力延伸试验. 气象学报, 1994, **52** (2): 180~186
Zhang Jijia, Li Weijing, Xu Xiangde, et al. The experiment of DERF with T42L9 model for dekad and monthly mean circulation anomaly during the summer heavy rainfall period in 1991. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1994, **52** (2): 180~186
- [2] 宋正山,杨辉. 我国夏季降水和青藏高原的作用. 见:黄荣辉主编. 灾害气候的过程及诊断. 北京:气象出版社, 1995. 114~119
Song Zhengshan, Yang Hui. The effect of Tibetan Plateau and summer rainfall in China. *The Processes of Disastrous Climate and its Diagnostics* (in Chinese). Huang Ronghui, Ed. Beijing: China Meteorological Press, 1996. 114~119
- [3] 赵平,陈隆勋. 35年来青藏高原大气热源气候特征及其与中国降水的关系. 中国科学(D), 2001, **31** (4): 327~332
Zhao Ping, Chen Longxun. The climate characteristics of the atmospheric heat source over the Tibetan Plateau in past 35 years and its relationship with rainfall in China. *Science in China* (D) (in Chinese), 2001, **31** (4): 327~332
- [4] 段安民,刘屹岷,吴国雄. 4~6月青藏高原感热状况与盛夏东亚降水和大气环流的异常. 中国科学(D), 2003, **33** (10): 997~1004
Duan Anmin, Liu Yimin, Wu Guoxiong. The sensible heat pattern over the Tibetan Plateau with the rainfall and circulation in eastern Asia in summer. *Science in China* (D) (in Chinese), 2003, **33** (10): 997~1004
- [5] 汤懋仓,尹建华,蔡洁萍. 冬季地温分布与春夏季降水相关的统计分析. 高原气象, 1986, **5** (1): 40~52
Tang Maocang, Yin Jianhua, Cai Jieping. A statistical relationship between the field of soil temperature in winter and of the precipitation in spring and flood season. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 1986, **5** (1): 40~52
- [6] 周玉淑,高守亭,邓国,等. 青藏高原冬春季地温异常对长江中下游下夏季旱涝影响的研究. 南京气象学院学报, 2002, **25** (5): 611~619
Zhou Yushu, Gao Shouting, Deng Guo, et al. Effect of the winter/spring soil temperature of the Tibetan Plateau on the summer precipitation over the mid-low reaches of the Yangtze

- River. *Journal of Nanjing Meteorological Institute* (in Chinese), 2002, **25** (5): 611~619
- [7] 陈月娟, 张弘, 周任君, 等. 西太平洋副热带高压的强度和位置与亚洲地表温度之关系. *大气科学*, 2001, **25** (4): 515~522
- Chen Yuejuan, Zhang Hong, Zhou Renjun, et al. Relationship between the ground surface temperature in Asia and intensity and location of subtropical high in west Pacific. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2001, **25** (4): 515~522
- [8] 叶笃正, 高由禧. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979. 1~8
- Ye Duzheng, Gao Youxi. *Meteorology of Tibetan Plateau* (in Chinese). Beijing: Science Press, 1979. 1~8
- [9] 杨伟愚, 叶笃正, 吴国雄. 夏季青藏高原气象学若干问题的研究. *中国科学(B)*, 1990, **10**: 1100~1111
- Yang Weiyu, Ye Duzheng, Wu Guoxiong. Several studies of the Tibetan Plateau meteorology in summer. *Science in China (B)* (in Chinese), 1990, **10**: 1100~1111
- [10] Hiroaki Ueda, Hirotaka Kamahori, Nobuo Yamazaki. Seasonal contrasting features of heat and moisture budgets between the eastern and western Tibetan Plateau during the GAME IOP. *J. Climate*, 2003, **16** (14): 2309~2324
- [11] 施能. 气象科研与预报中的多元分析方法. 北京: 气象出版社, 2002
- Shi Neng. *The Multianalytical Technique of Meteorologic Scientific Research and Forecast* (in Chinese). Beijing: China Meteorological Press, 2002
- [12] 韦志刚, 黄荣辉, 董文杰. 青藏高原气温和降水的年际和年代际变化. *大气科学*, 2003, **27** (2): 157~170
- Wei Zhigang, Huang Ronghui, Dong Wenjie. Interannual and interdecadal variations of air temperature and precipitation over the Tibetan Plateau. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2003, **27** (2): 157~170