

朱丽华, 范广州, 华维. 2015. 全球变暖背景下青藏高原夏季气温在对流层上下反相变化及其与降水和环流的关系 [J]. 大气科学, 39 (6): 1250–1262.
Zhu Lihua, Fan Guangzhou, Hua Wei. 2015. Reversed phase change of the temperature in the upper and lower troposphere over the Tibetan Plateau in summer and its relationships to precipitation and atmospheric circulation under the background of Global Warming [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (6): 1250–1262, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1503.14249.

全球变暖背景下青藏高原夏季气温在对流层上下反相变化及其与降水和环流的关系

朱丽华¹ 范广洲^{1,2} 华维¹

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 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

摘 要 本文利用 NCEP/NCAR 月平均再分析资料及中国 596 个测站月降水资料, 采用线性倾向估计、经验正交函数分解 (EOF)、相关分析、合成分析等方法, 对青藏高原夏季对流层气温垂直变化及其与降水和环流的关系进行了分析。气温垂直变化特征分析表明: 自 1971 年以来, 青藏高原夏季对流层低层至对流层中上部气温呈现显著增暖趋势, 对流层上部气温呈现显著变冷趋势, 高原对流层低层至中上部气温及对流层上部气温在年际、年代际尺度上均呈较显著负相关, 且均存在 2~4 a 及 8~13 a 的周期; 夏季青藏高原地区沿 27.5°N~40°N 平均的气温距平垂直分布的 EOF 分解第一模态特征向量在对流层表现为“下降温上增温”的反相变化, 其时间系数呈显著负趋势, 且存在 1978 年及 1994 年的突变点。高原夏季气温在对流层的上下反相变化与我国夏季降水的关系在年际、年代际尺度上均显示: 当高原对流层低层至对流层中上部升温而对流层上部降温时, 我国夏季降水表现为南方型, 其中以江南至华南地区降水显著偏多而我国东北地区降水显著偏少为主要分布特征; 另外, 长江流域的局部地区及我国西北的部分地区降水也明显偏少, 而华北东部的局部地区、青藏高原中部及东部地区以及新疆西北部地区降水明显偏多; 降水异常分布在年代际尺度上比年际尺度更显著。环流分析显示: 当高原对流层低层至对流层中上部升温而对流层上部降温时东亚中高纬度地区为异常高压控制, 中低纬度地区受异常低压影响。环流场与降水分布有较好的配置关系。

关键词 青藏高原 气温 反相变化 降水 大气环流

文章编号 1006-9895(2015)06-1250-13

中图分类号 P461

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1503.14249

Reversed Phase Change of the Temperature in the Upper and Lower Troposphere over the Tibetan Plateau in Summer and Its Relationships to Precipitation and Atmospheric Circulation under the Background of Global Warming

ZHU Lihua¹, FAN Guangzhou^{1,2}, and HUA Wei¹

¹ Academy of Atmospheric Sciences, Plateau Atmosphere and Environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225

² Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

收稿日期 2014-08-25; 网络预出版日期 2015-03-02

资助项目 国家自然科学基金项目 41275079、41405069, 四川省青年科技基金项目 2012JQ0062, 四川省教育厅一般项目 15ZB0170

作者简介 朱丽华, 女, 1981 年出生, 讲师, 主要从事气候变化及其数值模拟研究。E-mail: zhulh@cuit.edu.cn

Abstract Using linear-trend estimates, empirical orthogonal function (EOF) analysis, correlation and composite analysis, the vertical variation of temperature in the troposphere over the Tibetan Plateau in summer and its relationships to precipitation and atmospheric circulation are examined, based on monthly NCEP/NCAR (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research) reanalysis data and precipitation data from 596 stations in China. The characteristics of the vertical variation of temperature reveal that the temperature in the lower to middle-upper troposphere over the Tibetan Plateau in summer shows a significant warming trend since 1971, while the temperature in the high troposphere shows a significant cooling trend. In terms of interannual and interdecadal the temperature in the lower to middle-upper troposphere and the high troposphere are negatively correlated, and all have the cycles of 2–4 and 8–13 years. The first EOF mode of the vertical temperature anomaly averaged along 27.5°N–40°N over the Tibetan Plateau in summer shows a reversed phase change of an increase in the lower to middle-upper troposphere and a decrease in the high troposphere. Its time coefficient shows a long-term positive trend, and there is abrupt change in 1978 and 1994. The relationships between the interannual and interdecadal reversed phase change of temperature, i.e., an increase in the lower to middle-upper troposphere and a decrease in the high troposphere over the Tibetan Plateau in summer, and precipitation in China in summer, are explored. When the temperature over the Tibetan Plateau increases in the lower to middle-upper troposphere and decreases in the high troposphere, summer rainfall in China shows a southern type pattern, in which more precipitation in the regions south of the Yangtze River and southern China and less precipitation in the northeast of China are the main distributional characteristics. In addition, less precipitation occurs in the local areas of the Yangtze River Basin and some areas of northwestern China, while more precipitation occurs in the local areas of the eastern part of North China, the central and eastern regions of the Tibetan Plateau, and northwest Xinjiang. The abnormal interdecadal distribution of precipitation is more significant than the interannual distribution. Analysis of the circulation reveals that when the temperature over the Tibetan Plateau increases in the lower to middle-upper troposphere and decreases in the high troposphere, there is abnormally high pressure in middle and high latitude regions of East Asia, while in middle and low latitude areas there is abnormally low pressure. Meanwhile, a relatively significant relationship is found between circulation and precipitation.

Keywords Tibetan Plateau, Temperature, Reversed phase change, Precipitation, Atmospheric circulation

1 引言

青藏高原是全球海拔最高、面积最大、地形最复杂的高原,它通过地面有效辐射、湍流感热及潜热的输送形成了一个高耸入自由大气中的热源强迫,它以其自身的热力强迫和动力强迫作用改变了欧亚大陆的气候格局,影响着中国、亚洲乃至全球大气环流的变化和气候的形成(叶笃正等, 1957; 黄荣辉, 1985; Yanai et al., 1992; Kutzbach et al., 1993; Ye and Wu, 1998),因此,高原气候及其变化一直是气象学界研究的重要课题之一。

众多学者对青藏高原气温的变化进行了研究并指出在全球变暖的背景下,高原地区近几十年总体也呈现增温趋势,且增温趋势存在明显的地区差异,1980年代以来高原大部分地区进入显著偏暖期(林振耀和赵昕奕, 1996; 朱文琴等, 2001; 牛涛等, 2002; 蔡英等, 2003; 韦志刚等, 2003; Niu et al., 2004; 边多和杜军, 2006; 李生辰等, 2006),高原增暖突变时间存在较复杂的空间差异和季节差异(丁一汇和张莉, 2008; 吕少宁等, 2010)。

但是,青藏高原并非整层大气增暖。Yu et al. (2004)指出近 50 年夏季东亚对流层中上层在年代际尺度上存在显著的变冷趋势。变冷趋势在高原上空出现的高度比同纬度的中国东部地区高,高原上空 250 hPa 高度以上为降温趋势,以下为增温趋势,且高原 150 hPa 以上的对流层上层和平流层低层的降温率明显大于非高原地区,高原 250 hPa 以下的增温率也明显大于非高原地区(张人禾和周顺武, 2008)。造成夏季东亚地区对流层中高层变冷的空间差异的原因可能与赤道中东太平洋、热带西印度洋海温和中纬度北太平洋海温异常有关(Zhou and Zhang, 2009)。高原上空臭氧总量减少也是导致高原上空平流层低层降温,对流层增温的原因之一(Zhou and Zhang, 2005)。

可见,在全球变暖的大背景下,青藏高原地区的增温并非发生在高原上空所有大气层中,而高原热力作用应该表现为增温层与降温层对大气环流的总体作用。虽然目前的一些研究已经指出青藏高原对流层上部及平流层下层为降温趋势,但鲜有研究把高原大气视为升温层和降温层结合的整体来

研究,而阐述高原上下气温的反相变化与降水及环流关系的工作更是少之又少。虽然青藏高原平流层下层气温也存在变冷趋势,但本文把气温研究的视角放在高原对流层中,因为对流层是地球大气层里密度最高的一层,它蕴含了整个大气层约 75% 的质量和几乎所有的水汽,且风、云、雨、雪、雷电等天气现象都发生在这一层内,同时对流层受地形影响也最直接最强烈,而青藏高原以其海拔高、面积大、地形复杂著称,加之已有研究表明青藏高原对流层中上层的增温趋势及对流层上部的降温趋势皆大于非高原地区(张人禾和周顺武, 2008),因此选择研究青藏高原这一特殊下垫面的对流层气温的变化,同时将其热力作用视为增温层与降温层的总效应,这一视角具有格外重要的意义。既然青藏高原对流层中上层增温,对流层高层降温,那么具体哪些层次增温显著,哪些层次降温显著?增温层与降温层之间在年际、年代际尺度上是否存在密切关系?若存在,存在怎样的关系?高原对流层中上层增温同时对流层高层降温时我国夏季降水及东亚大气环流又会表现出怎样的天气气候学响应?这些正是本文即将回答的问题。

2 资料介绍

本文格点资料取自美国国家环境预报中心和国家大气中心的 NCEP (National Centers for Environmental Prediction) /NCAR (National Center for Atmospheric Research) 月平均再分析数据集 (NCEP1),资料水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 经纬度网格,由于方之芳等(2010)指出在东亚地区应用 NCEP/NCAR 资料时,为提高可信度,应尽量使用 20 世纪 70 年代以后的资料,因此本文 NCEP/NCAR 资料选取时段为 1971~2012 年。降水资料取自国家气象信息中心提供的中国 596 个台站 1971~2012 年的逐月降水,缺测值以同期气候平均补齐。另外,文中青藏高原范围定为 ($27.5^{\circ}\text{N} \sim 40^{\circ}\text{N}$, $75^{\circ}\text{E} \sim 105^{\circ}\text{E}$)。同时,本文还利用国家气象信息中心提供的青藏高原地区拉萨、那曲、格尔木等 11 个探空站的气温观测资料对 NCEP1 资料所得结果之可靠性进行检验,资料时段为 1971~2009 年,垂直层次选择了在该时段有连续性观测的 500、400、300、200、100 hPa 五个层次。这 11 个台站均位于 ($28^{\circ}\text{N} \sim 39^{\circ}\text{N}$, $87^{\circ}\text{E} \sim 103^{\circ}\text{E}$) 范围内,平均海拔高度约为 3112 m。

3 青藏高原夏季对流层气温垂直变化特征分析

3.1 趋势分析

考虑到青藏高原的高度,在研究高原气温变化趋势的垂直分布时,选取 600 hPa 代表高原对流层低层,即本文所研究的高原对流层之垂直范围为 600~100 hPa。同时由于探空资料的局限性,探空站气温变化趋势的垂直分布从 500 hPa 起画。图 1 实线为 1971~2012 年青藏高原地区夏季加权区域平均气温的变化趋势的垂直分布图,虚线为 1971~2009 年青藏高原探空站气温观测值的平均变化趋势的垂直分布,虽然 NCEP1 资料与探空站资料对于高原最显著增温层的描述略有差别,但是无论是 NCEP1 资料还是探空站资料均显示自 1971 年以来,青藏高原地区夏季 250 hPa 以下呈现增暖趋势,200 hPa 及其以上的对流层上部呈现变冷趋势。其中 NCEP1 资料(如图 1 中实线所示)显示高原上空 600~250 hPa 的增温层中以 300 hPa 变暖趋势最大,为 $0.16^{\circ}\text{C} (10\text{ a})^{-1}$,达到 0.10 显著性水平;200~100 hPa 的降温层中以 100 hPa 变冷趋势最强,达到 $-0.39^{\circ}\text{C} (10\text{ a})^{-1}$,达到 0.01 显著性水平。

由上述分析可知,在全球变暖的大背景下,高原近几十年的增暖主要发生在 250 hPa 以下,200~100 hPa 气温为下降趋势,与张人禾和周顺武(2008)的研究结论一致。参考张人禾和周顺武(2008)文章中对高原对流层垂直层次的划分,同时结合本文图 1 中的结论及研究的需要,本文定义 600~300 hPa 代表高原对流层低层至对流层中上部,100 hPa 代表高原对流层上部,以下利用 NCEP1

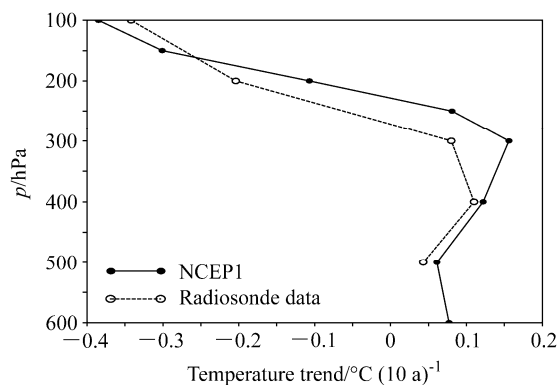


图 1 青藏高原地区夏季气温变化趋势的垂直分布 [单位: $^{\circ}\text{C} (10\text{ a})^{-1}$]
Fig. 1 Vertical distributions of temperature trends over the Tibetan Plateau in summer [units: $^{\circ}\text{C} (10\text{ a})^{-1}$]

资料中 600~300 hPa 平均温度来表征高原对流层低层至对流层中上部（即高原对流层增温层）气温的变化，利用 100 hPa 平均温度来表征高原对流层上部（即高原对流层降温层）气温的变化，以此来研究高原对流层上下气温的变化特征。在此之前，首先利用高原探空站气温观测资料对 NCEP1 资料之可靠性进行说明。

图 2a 分别为 NCEP1 资料中高原地区夏季 600~300 hPa 平均气温距平（实线）及高原探空站 500~300 hPa 平均气温距平（虚线），图 2b 分别为 NCEP1 资料中高原地区夏季 100 hPa 平均气温距平（实线）及高原探空站 100 hPa 平均气温距平（虚线）。图 2 中显示，在描述青藏高原地区的气温变化时 NCEP1 资料与探空站观测资料虽然在某些年份在气温变化强度上存在一定差异，但其年际变化趋势仍较为一致。NCEP1 资料中高原夏季增温层气温距平与高原探空站增温层气温距平呈显著正相关， $R = 0.757$ ，达到 0.001 显著性水平；NCEP1 资料中高原夏季降温层气温距平与高原探空站降温层气温距平也呈现显著正相关， $R = 0.810$ ，达到 0.001 显著性水平。这表明根据 NCEP1 资料及探空站观测资料得到的高原增温层及降温层的气温变化序列具有较好的一致性，即使用 NCEP1 资料研究高原地区对流层气温的年际和年代际变化是可行的，且相对于探空资料而言，NCEP1 资料具有更长的时间尺度、更丰富的垂直层次及更完整的地域分布，因此，本文以下采用 NCEP1 再分析资料对高原对流层气温的变化及其与降水和环流的关系进行进一步分析。

图 2a 显示高原对流层低层至对流层中上部呈现显著增暖趋势，线性增温率为 $0.10\text{ }^{\circ}\text{C}\text{ (10 a)}^{-1}$ ， $R = 0.264$ ，达到 0.10 显著性水平。并且高原对流层低层至对流层中上部的增暖呈阶段性变化，在 1980 年代进入偏暖期，但在 1990 年代初出现短暂的偏冷期，之后在 1990 年代中后期逐渐进入偏暖期。这与丁一汇等（丁一汇和张莉，2008）的研究结果基本一致。而高原对流层上部（图 2b）呈现显著变冷趋势，线性降温率为 $-0.39\text{ }^{\circ}\text{C}\text{ (10 a)}^{-1}$ ， $R = -0.513$ ，达到 0.01 显著性水平，即高原对流层上部气温的变化趋势趋向于同平流层低层变化趋势相同（张人禾和周顺武，2008），而不同于 250 hPa 以下层次。可见，高原对流层低层至对流层中上部气温和对流层上部气温呈现截然相反的变化趋势，对流层上部的降温趋势比对流层低层至对流层中上部的增温趋势更加显著，并且两气温距平时间序列呈显著负相关， $R = -0.297$ ，达到 0.05 显著性水平，说明高原对流层低层至对流层中上部的增温与对流层上部的降温之间有较密切的关系。年际尺度上二者关系密切，年代际尺度上又将如何？以下给出具体的分析。

3.2 年代距平

为了说明青藏高原对流层增温层及对流层降温层的气温在年代际尺度上变化的关系，在这里首先计算 1971~2012 年夏季青藏高原 600~300 hPa 及 100 hPa 平均温度的年代距平及其 t 检验（见表 1 和表 2）。年代距平及 t 检验值的计算公式分别为： $A = \bar{x} - \mu_0$ 和 $t = A \cdot \sqrt{n}/s$ ，其中， A 为年代距平， $\bar{x}$ 为物理量在各个年代的平均值（年代划分见

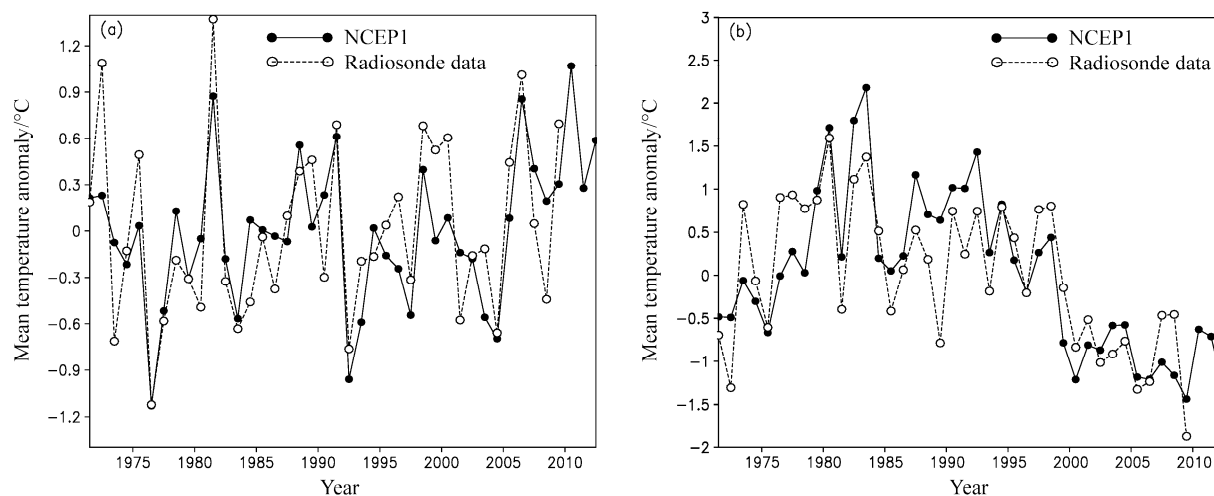


图 2 青藏高原地区夏季 (a) 增温层平均气温距平和 (b) 降温层平均气温距平 (单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig. 2 Mean temperature anomalies in the layers of (a) increasing temperature and (b) decreasing temperature over the Tibetan Plateau in summer (units: $^{\circ}\text{C}$)

表 1 和表 2), μ_0 为物理量总体均值, n 为样本量, s 为样本标准差。

表 1 显示夏季青藏高原对流层低层至对流层中上部气温在 1970 年代偏低, 1980 年代略偏高, 1990 年代又出现偏冷期, 但强度较弱, 21 世纪初至今高原对流层低层至对流层中上部持续偏暖, 尤其是 21 世纪 10 年代初, 气温显著偏高, 达到 0.10 显著性水平。高原对流层低层至对流层中上部气温的年代距平分析进一步说明其增暖过程呈阶段性。

表 2 显示夏季青藏高原对流层上部气温在 1970 年代偏低, 1980 年代显著偏高, 达到 0.01 显著性水平, 1990 年代气温距平相对 1980 年代减小, 但与其他年代相比仍显著偏高, 达到 0.05 显著性水平, 在 21 世纪初至今高原对流层上部气温均为显著负距平, 达到 0.05 乃至 0.01 显著性水平。表 1、表 2 对比可知, 高原对流层低层至对流层中上部气温年代距平与对流层上部气温年代距平几乎呈反位相, 尤其是在 1980 年代以后, 1980 年代高原对流层低层至对流层中上部气温年代距平虽为正值但数值较小, 1990 年代为负距平, 2000 年以后至今均为正距平, 而对流层上部气温在 1980 年代及 1990 年代均为显著正距平, 而 2000 年以后至今均为显著负距平。因此, 年代际尺度上高原对流层低层至对流层中上部与对流层上部气温变化呈现较明显的反相变化关系。并且, 在全球变暖的背景下, 1980 年代至 1990 年代青藏高原夏季的变暖在对流层上部比其以下层次更显著, 而当 1990 年代末 21 世纪初高原对流层低层至对流层中上部显著增暖时, 高原对流层上层反而显著偏冷, 是否是高原地区的增暖首先发生在高层大气, 然后以某种形式将能量下传, 从而使高原低层大气增温, 这一问题值得探究。

表 1 1971~2012 年青藏高原地区夏季 600~300 hPa 平均气温年代距平 (*表示 t 检验值达到 0.10 显著性水平)

Table 1 The decadal anomaly of the temperature averaged between 600 hPa and 300 hPa over the Tibetan Plateau in summer during 1971–2012. The asterisk represents that with the significance levels below 0.10

阶段	距平/ $^{\circ}\text{C}$	t
1971~1979 年	-0.18	-1.33
1980~1989 年	0.06	0.54
1990~1999 年	-0.13	-0.90
2000~2009 年	0.04	0.26
2010~2012 年	0.64	3.43*

表 2 1971~2012 年青藏高原地区夏季 100 hPa 平均气温年代距平 (**、***分别表示 t 检验值达到 0.05、0.01 显著性水平)

Table 2 The decadal anomaly of the temperature averaged at 100hPa over the Tibetan Plateau in summer during 1971–2012. The asterisk represent those with the significance levels below 0.05 and 0.01, respectively

阶段	距平/ $^{\circ}\text{C}$	t
1971~1979 年	-0.08	-0.50
1980~1989 年	0.89	3.83***
1990~1999 年	0.45	2.29**
2000~2009 年	-1.00	-11.63***
2010~2012 年	-0.88	-4.96**

3.3 周期分析

利用小波分析方法分别对 1971~2012 年青藏高原地区夏季 600~300 hPa 平均气温距平及 100 hPa 平均气温距平的时间序列进行周期分析 (母函数取 Morlet 小波), 得出小波系数的实部、小波功率谱及其显著性检验, 在这里小波功率谱的定义根据 Torrence (Torrence and Compo, 1998) 提出的, 即复小波系数的模方。对高原 600~300 hPa 平均气温距平的周期分析 (如图 3) 显示高原夏季对流层低层至对流层中上部气温存在 2~4 a 及 8~13 a 的周期。对高原 100 hPa 平均气温距平的周期分析 (如图 4) 显示高原夏季对流层上部气温也存在 2~4 a 及 8~13 a 的周期, 其中 2~4 a 为其显著周期, 且这一周期成分在 1970 年代后期至 1980 年代末及 2010 年代初比较显著, 达到 0.10 显著性水平。基于高原夏季 600~300 hPa 平均气温距平及 100 hPa 平均气温距平均存在 8~13 a 的周期, 这里对这两个时间序列分别进行 7 年滑动平均处理, 处理后的时间序列求相关系数得出 $R = -0.268$, 略高于 0.10 显著性水平, 这进一步说明年代际尺度上高原对流层低层至对流层中上部气温与高原对流层上部气温也呈负相关关系。

3.4 EOF 分析

为进一步说明高原夏季对流层低层至对流层中上部升温同时对流层上部降温的热力异常变化与降水及环流的关系, 本文对高原夏季主体范围内沿 27.5°N~40°N 平均的温度距平垂直分布做 EOF 分解, 为了将显著降温层 (100 hPa) 更好的呈现出来, EOF 中垂直高度的上限取至 70 hPa, 即垂直范围为 600~70 hPa, 得出第一模态 (方差贡献达 44.8%) 的特征向量及时间序列, 如图 5 所示。图

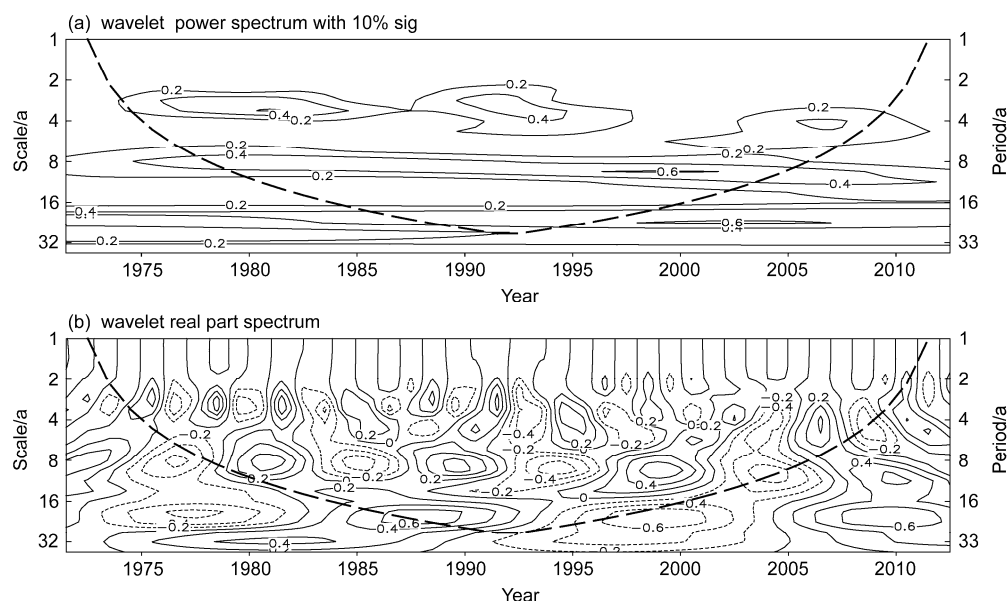


图3 1971~2012年青藏高原地区夏季600~300 hPa平均气温距平的(a)小波功率谱和(b)小波系数的实部。虚线弧：头部影响(即虚线弧以外是小波变换受边界影响的区域)

Fig. 3 (a) Wavelet power spectrum and (b) wavelet real-part spectrum of the temperature anomaly averaged between 600 hPa and 300 hPa over the Tibetan Plateau in summer during 1971–2012 (the cone of influence is indicated by the dashed arc)

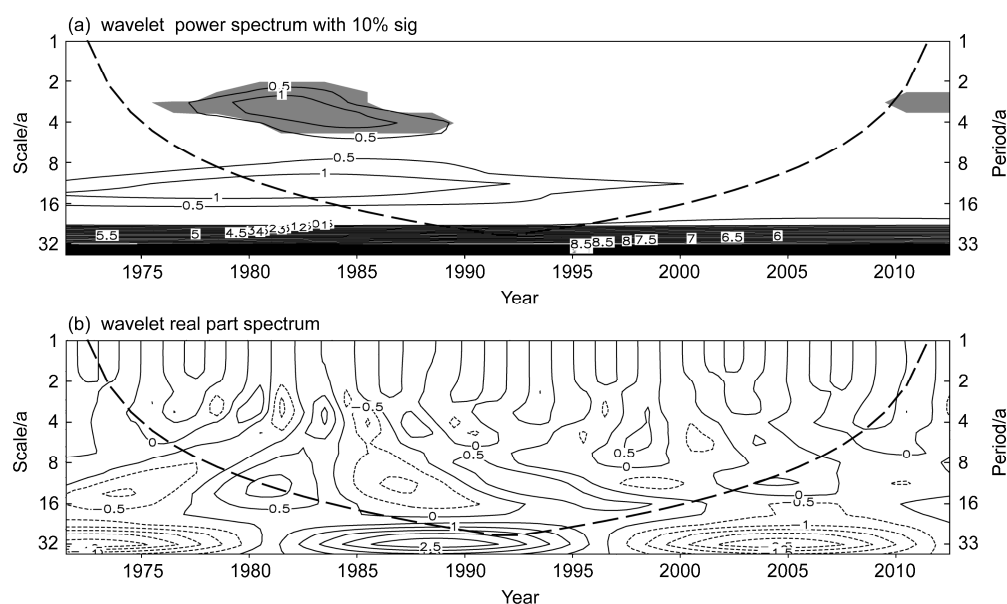


图4 1971~2012年青藏高原地区夏季100 hPa平均气温距平的(a)小波功率谱和(b)小波系数的实部。虚线弧：头部影响(即虚线弧以外是小波变换受边界影响的区域)；(a)中阴影表示达到0.10显著性水平的区域

Fig. 4 (a) Wavelet power spectrum and (b) wavelet real-part spectrum of the temperature anomaly averaged at 100 hPa over the Tibetan Plateau in summer during 1971–2012. The cone of influence is indicated by the dashed arc; shaded areas in (a) indicate statistical significance below 0.10 level

5a 显示第一模态特征向量的垂直分布表现为高原上空200 hPa以下层次降温,200 hPa以上层次升温,即高原夏季气温在对流层表现为“下减上增”的反相变化,相应的时间权重系数(图5b)表现出显著

负趋势, $R = -0.502$, 达到0.01显著性水平,表明青藏高原夏季对流层低层至对流层中上部升温同时对流层上部降温的变化趋势随时间越来越显著,与上述趋势分析的结论一致。且图5b还显示在1970

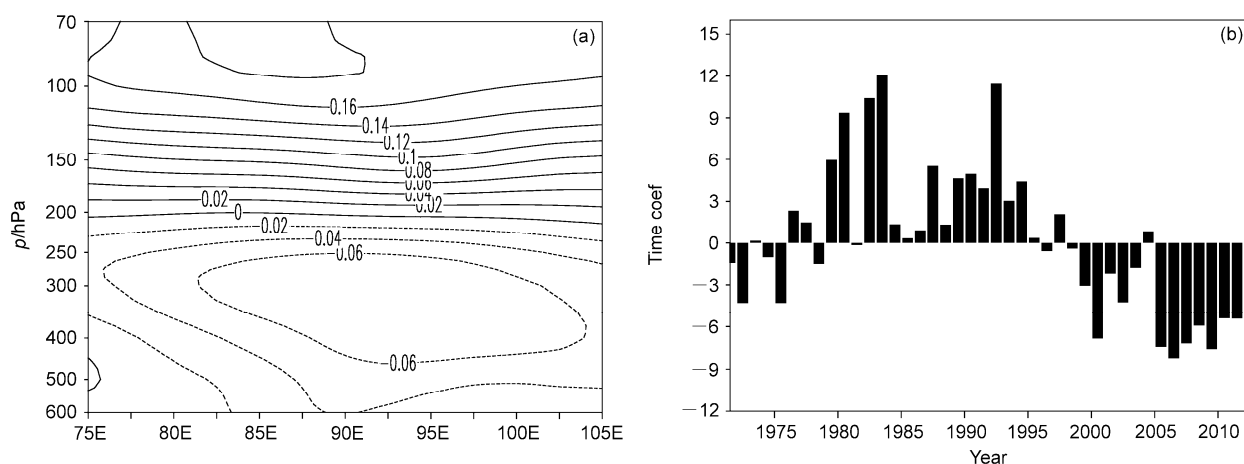


图 5 1971~2012 年夏季青藏高原地区沿 27.5°N~40°N 平均气温距平垂直分布: (a) EOF 分解第一特征向量和 (b) 相应的时间系数

Fig. 5 (a) First EOF mode of the vertical temperature anomaly averaged along 27.5°N–40°N over the Tibetan Plateau in summer during 1971–2012 and (b) the corresponding time coefficient

年代末至 1990 年代中期以前时间系数为较大正值, 与年代距平分析中该期间高原对流层低层至对流层中上部增温不明显乃至降温, 及对流层上部显著增温的分析结果基本一致; 在 1990 年代中后期至 2010 年代初, 时间系数大体为负值且绝对值较大, 这进一步说明此期间高原对流层低层至对流层中上部升温显著而对流层上部降温显著。可见, EOF 第一模态的特征向量能充分表现出青藏高原夏季气温在对流层呈上下反相变化的特征, 其时间系数的变化表明这一气温垂直分布特征具有明显的年际、年代际变化。

3.5 突变分析

图 5b 显示, 高原夏季气温在对流层的上下反相变化特征在 1970 年代末存在一个由“下增温上降温”向“下降温上增温”的转变, 在 1990 年代中期存在一个由“下降温上增温”向“下增温上降温”的转变。采用 Yamamoto 方法(魏凤英, 1999)对图 5b 中的时间系数进行突变检验, 具体计算时子序列的长度分别取为 4、5、6 a, 计算结果指出, 时间系数在 1978 年和 1994 年信噪比均达到 0.01 显著性水平。分别以 1978、1994 年为基准点, 采用滑动 t 检验法(魏凤英, 1999)对不同时段做检验, 结果表明: 当 $n_1 = n_2 = 5、6、7、8$ 时, 1978 年 $|t|$ 均达到 0.05 显著性水平, 1994 年 $|t|$ 均达到 0.01 显著性水平。可见, 1978 年及 1994 年的突变点均为可信的, 即高原夏季气温在 1978 年存在一个由对流层低层至对流层中上部升温同时对流层上部降温向对流层低层至对流层中上部降温同时对流层上

部升温的突变, 在 1994 年存在一个由对流层低层至对流层中上部降温同时对流层上部升温向对流层低层至对流层中上部升温同时对流层上部降温的突变。

4 青藏高原夏季气温在对流层上下反相变化与我国夏季降水及环流的关系分析

4.1 年际尺度关系分析

为了研究青藏高原夏季气温在对流层上下反相变化与我国夏季降水及东亚大气环流的关系, 这里利用图 5b 中高原地区夏季沿 27.5°N~40°N 平均气温距平垂直分布 EOF 分解第一模态的时间系数, 一方面分别求其与我国夏季降水、500 hPa 高度场、500 hPa 纬向风及经向风的同期相关系数, 并给出与降水的相关系数分布图(如图 6a 所示), 与 500 hPa 高度场的相关系数分布图(如图 7a 所示)以及 500 hPa 风场的相关系数构造出来的矢量的流场、相对涡度场(如图 7b 所示), 其中图 7b 中数值大小只有相对意义; 另一方面将该时间系数年际变化的距平大于 1 倍均方差的年取为高原对流层低层至对流层中上部降温同时对流层上部增温年(即: 下降温上增温年), 得到: 1979、1980、1982、1983、1987、1992 共 6 年; 将该时间系数年际变化的距平小于 -1 倍均方差的年取为高原对流层低层至对流层中上部增温同时对流层上部降温年(即: 下增温上降温年), 得到: 2000、2005、2006、2007、2008、2009、2010、2011、2012 年共 9 年, 将我国

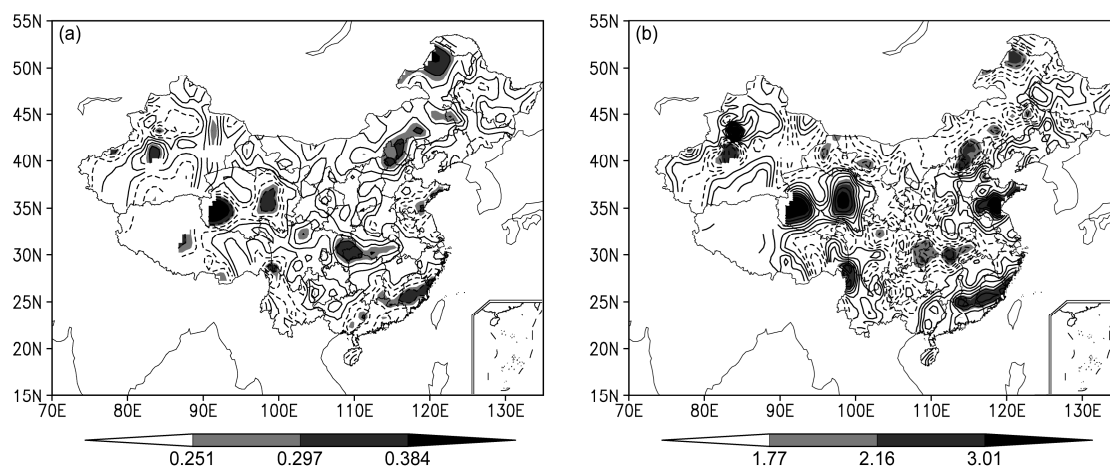


图 6 (a) 夏季青藏高原地区沿 $27.5^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 平均气温距平垂直分布 EOF 分解第一模态的时间系数与同期降水的相关系数及 (b) 夏季青藏高原对流层“下增温上降温年”与“下降温上增温年”我国夏季降水差异的 t 检验。浅色、中间、深色阴影区域分别代表达到 0.10、0.05、0.01 显著性水平的区域；实（虚）等值线：正（负）值；等值线间隔分别为 0.1、0.5

Fig. 6 (a) Correlations between the time coefficient of the first EOF mode of the vertical temperature anomaly averaged along $27.5^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ over the Tibetan Plateau and precipitation in summer; (b) t -test based on the difference of precipitation in summer in China between the years when the temperature over the Tibetan Plateau increase in the lower to middle-upper troposphere and decrease in the high troposphere, and the years when there is a decrease in the lower to middle-upper troposphere and an increase in the high troposphere. Light, medium, and dark gray shadings indicate the significance levels below 0.10, 0.05 and 0.01, respectively; the solid (dashed) isolines indicate positive (negative) values. The interval of the contour in figure a and figure b are 0.1 and 0.5, respectively.

夏季降水、500 hPa 高度场、500 hPa 流场、相对涡度场在“下降温上增温年”及“下增温上降温年”分别进行合成并制作差值图（差值图均为“下增温上降温年”与“下降温上增温年”的差值），得到高原夏季对流层低层至中上部增温同时高原对流层上部降温时我国夏季降水异常分布（如图 6b 所示），500 hPa 高度场异常分布（如图 7c 所示）以及 500 hPa 流场、相对涡度场的异常分布图（如图 7d 所示），并与相关系数构造的图进行对比分析。

图 6a 中显示，夏季青藏高原地区沿 $27.5^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 平均气温距平垂直分布 EOF 分解第一模态的时间系数与我国华南地区、青藏高原地区、华北东部沿海地区呈负相关关系，与长江流域及长江以北的大部分地区呈正相关关系。这说明当高原对流层低层至对流层中上部增温同时对流层上部降温时（如图 6b 所示），我国夏季降水大体呈现南涝北旱分布特征，江南至华南地区降水显著偏多，另外西南地区西南部、青藏高原东北部、新疆西北部及华北东部沿海地区降水也明显偏多，长江流域上游及中游地区、我国东北地区及西北地区的局部降水显著偏少。

500 hPa 环流形势显示：夏季青藏高原地区沿

$27.5^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 平均气温距平垂直分布 EOF 分解第一模态的时间系数与东亚中高纬度地区的高度场呈显著负相关（如图 7a），即该区受强大的异常气旋式环流控制，环流中心位于蒙古国西部，并且存在明显的正涡度中心（如图 7b），受其影响，我国长江以北的大部分地区主要处于异常的低压控制，有利于产生降水；时间系数与 500 hPa 高度场在长江以南地区呈现显著正相关（如图 7a），对应流场（如图 7b）在江南至华南沿海地区存在反气旋式弯曲，且相对涡度为负值，使得影响我国夏季降水分布的西太平洋副高偏强偏北，有利于长江流域的降水，而易造成我国江南、华南地区的伏旱天气。合成分析的结果进一步说明当高原对流层低层至中上部增温同时对流层上部降温时，东亚中高纬度地区的位势高度增加（如图 7c），即该区受异常反气旋式环流控制，且存在明显的负涡度中心（如图 7d），受其影响，我国长江以北的大部分地区主要处于异常的高压控制，不利于产生降水；当高原对流层低层至中上部增温同时对流层上部降温时，500 hPa 高度场在长江以南地区呈现显著负值（如图 7c），对应流场（如图 7d）在江南至华南沿海地区存在明显的气旋式环流异常，且对应较强正相对

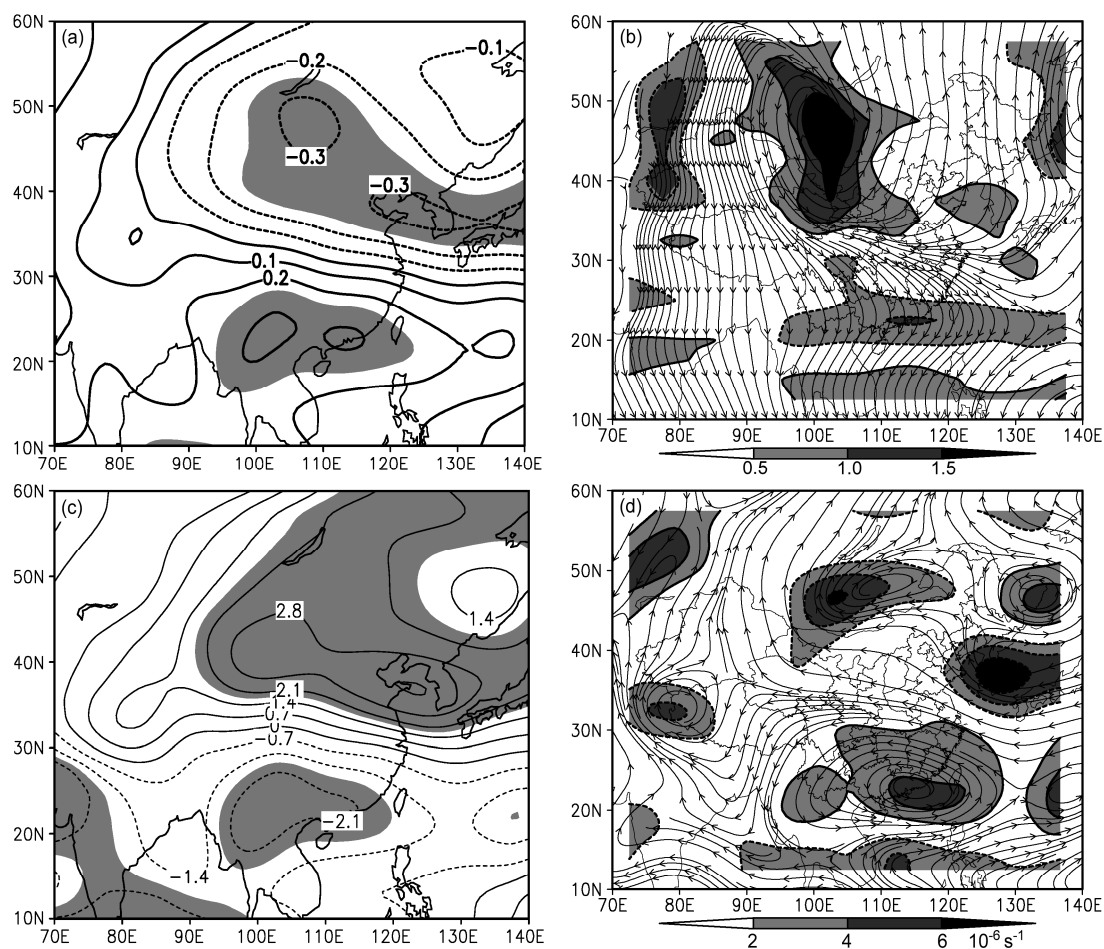


图7 夏季青藏高原地区沿 $27.5^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 平均气温距平垂直分布 EOF 分解第一模态的时间系数 (a) 与同期 500 hPa 高度场的相关系数以及 (b) 与同期 500 hPa U 、 V 风场相关系数构造出来的矢量的流场和相对涡度场; 夏季青藏高原对流层“下增温上降温年”与“下降温上增温年”我国夏季 (c) 500 hPa 高度场分布差异的 t 检验和 (d) 流场及相对涡度场 (单位: 10^{-6}s^{-1}) 差异图。实 (虚) 等值线: 正 (负) 值; (a、c) 阴影: 达到 0.10 显著性水平的区域

Fig. 7 (a) Correlations between the time coefficient of the first EOF mode of the vertical temperature anomaly averaged along $27.5^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ over the Tibetan Plateau and height at 500 hPa in summer during 1971–2012. (b) Streamline field and relative vorticity comprising the correlations between the time coefficient and U and V wind at 500 hPa in summer. (c) The t -test based on the difference of the height at 500 hPa and (d) the differences of the streamline field and relative vorticity in summer between the years when the temperature over the Tibetan Plateau increase in the lower to middle–upper troposphere and decrease in the high troposphere, and the years when there is a decrease in the lower to middle–upper troposphere and an increase in the high troposphere. The units of relative vorticity in (c) are in 10^{-6}s^{-1} . The solid (dashed) isolines indicate positive (negative) values. The shaded areas in (a) and (c) indicate statistical significance below 0.10 level

涡度中心,使得影响我国夏季降水分布的西太平洋副高强度偏弱,位置偏东偏南,这样的环流形势不利于我国北方的降水,而易造成我国江南、华南地区的连阴雨天气。

综上所述,相关分析与合成分析的结果均表明年际尺度上,当高原对流层低层至对流层中上部呈现增温趋势同时高原对流层上部呈现降温趋势时,我国夏季降水主要表现为南方型,其中以江南至华南地区、青藏高原东部地区、华北沿海地区降水显

著偏多而长江中上游、我国东北地区及西北地区的局部降水显著偏少为主要分布特征。环流分析显示:高原对流层低层至对流层中上部呈现增温趋势同时高原对流层上部呈现降温趋势时,东亚中高纬度地区为异常高压控制,中低纬度地区受异常低压影响。环流场与降水分布有较好的配置关系。

4.2 年代际尺度关系分析

由第3部分的分析可知青藏高原夏季对流层低层至对流层中上部与对流层上部气温在年代际尺

度上也呈现较明显的反相变化关系,气温在高原对流层上下反相变化在 1970 年代末以后表现明显,并且在 1994 年存在一个由“下降温上增温”向“下增温上降温”转变的突变点,因此,在分析年

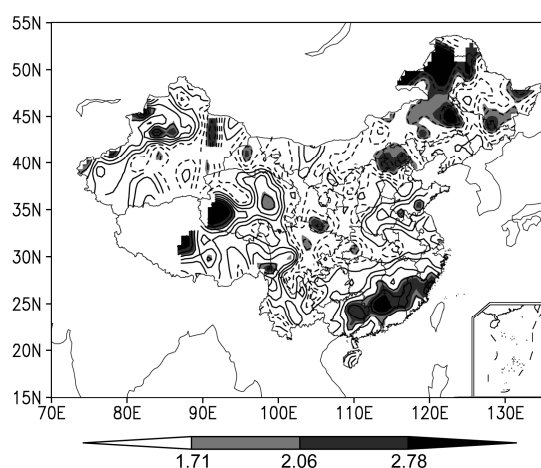


图 8 夏季青藏高原地区沿 $27.5^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 平均气温距平垂直分布 EOF 分解第一模态的时间系数发生突变前后我国夏季降水分布差异的 t 检验值分布。浅色、中间、深色阴影区域分别代表达到 0.10、0.05、0.01 显著性水平的区域;实(虚)等值线:正(负)值;等值线间隔 0.6
Fig. 8 The t -test based on the difference of precipitation in summer before and after the abrupt change of the time coefficient in the first EOF mode of the vertical temperature anomaly averaged along $27.5^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ over the Tibetan Plateau in summer. Light, medium and dark gray shading represents the statistical significance levels below 0.10, 0.05 and 0.01, respectively; the solid (dashed) isolines indicate positive (negative) values] The interval of the contour is 0.6.

代际尺度上高原气温在对流层上下反相变化与我国夏季降水及东亚大气环流的关系时,通过讨论突变前后我国夏季降水及东亚大气环流的差异来实现。在选取突变前后时间段时剔除了 1993~1998 年这一转折时期,即突变前时段为 1979~1992 年,突变后时段为 1999~2012 年,将突变前、后我国夏季降水、500 hPa 高度场、500 hPa 流场、相对涡度场分别进行合成并制作差值图(差值图均为突变后—突变前),以此分析高原对流层低层至对流层中上部升温同时对流层上部降温在年代际尺度上与降水和环流的关系。

图 8 为图 5b 中的第一模态时间系数发生突变前后我国夏季降水分布差异的 t 检验,图 8 中显示年代际尺度上,高原对流层低层至中上部升温同时对流层上部降温时,我国夏季降水表现为南方型,其中以江南至华南地区降水显著偏多而我国东北地区降水显著偏少为主要分布特征;另外,长江流域的局部地区及我国西北的部分地区降水也明显偏少,而华北东部的局部地区、青藏高原中部及东部地区以及新疆西北部地区降水明显偏多;图 8 与图 6 比较可知,高原夏季气温在对流层上下反相变化与降水的关系在年代际尺度上比年际尺度更显著。

图 9 为图 5b 中的第一模态时间系数发生突变前后 500 hPa 高度场、流场及相对涡度场的差异图。

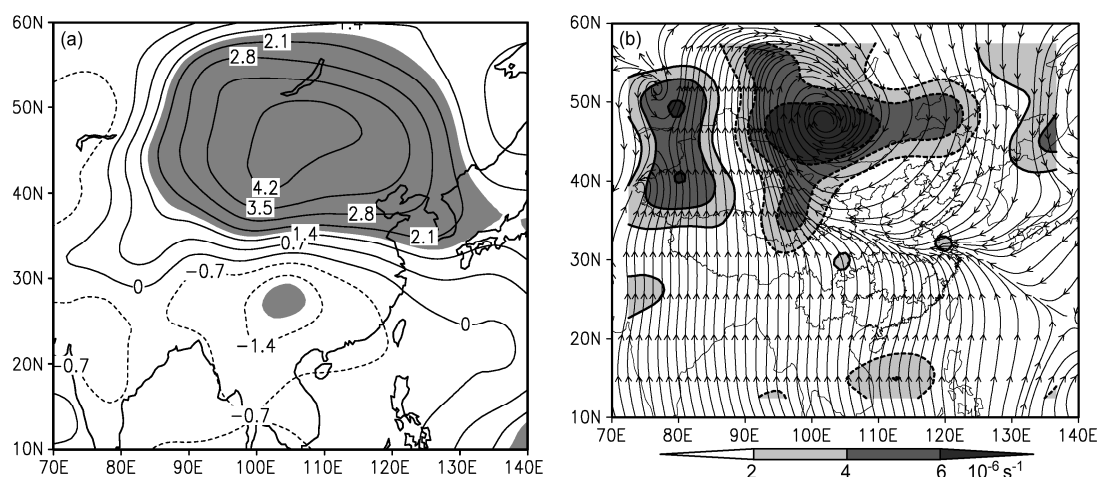


图 9 夏季青藏高原地区沿 $27.5^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ 平均气温距平垂直分布 EOF 分解第一模态的时间系数发生突变前后 (a) 我国夏季 500 hPa 高度场分布差异的 t 检验 (阴影: 达到 0.10 显著性水平的区域) 及 (b) 流场和相对涡度场 (单位: 10^{-6} s^{-1}) 差异图, 实(虚)等值线: 正(负)值
Fig. 9 (a) The t -test based on the difference of height at 500 hPa in summer before and after the abrupt change of the time coefficient in the first EOF mode of the vertical temperature anomaly averaged along $27.5^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ over the Tibetan Plateau in summer. (b) Differences of the streamline field and relative vorticity (units: 10^{-6} s^{-1}) before and after the abrupt change of the time coefficient in the first EOF mode of the vertical temperature anomaly averaged along $27.5^{\circ}\text{N}\sim 40^{\circ}\text{N}$ over the Tibetan Plateau in summer. The shaded areas in (a) are statistically significant at the 0.10 level. The solid (dashed) isolines indicate positive (negative) values

图 9a 显示当高原夏季对流层低层至中上部升温同时对流层上部降温时, 500 hPa 中高纬度地区位势高度为正距平, 中低纬度地区位势高度为负距平, 即我国北方地区主要受异常高压控制, 江南至华南一带受异常低压影响; 500 hPa 流场及相对涡度场 (图 9b) 显示东亚中高纬地区为强大的异常反气旋, 对应较强负涡度中心, 江南、华南一带流场存在气旋式弯曲。年代际尺度环流分布与年际尺度类似, 年际尺度环流分析已经指出这样的环流特征不利于我国北方的降水, 而有利于江南至华南地区的多雨形势。

由上可知, 无论是年际尺度还是年代际尺度, 青藏高原夏季对流层气温上下反相变化与我国夏季降水的关系均较显著。且当高原夏季对流层低层至中上部增温同时对流层上部降温时, 东亚大气环流异常分布与降水异常分布均有较好的配置关系。

5 结论与讨论

综上所述, 可以得出以下结论:

(1) 自 1971 年以来, 在全球变暖的大背景下, 青藏高原夏季对流层低层至对流层中上部 (600~300 hPa 平均) 呈显著增暖趋势, 而对流层上部 (100 hPa) 呈显著变冷趋势, 且二者呈显著负相关关系。

(2) 1970 年代末至 1990 年代中期高原对流层低层至对流层中上部增温不明显乃至降温, 而对流层上部显著增温; 1990 年代后期至 2010 年代初高原对流层低层至对流层中上部增温显著而对流层上部降温显著, 年代际尺度上高原对流层低层至对流层中上部气温与对流层上部气温也呈反相变化关系。

(3) 高原夏季对流层低层至对流层中上部气温及对流层上部气温均存在 2~4 a 及 8~13 a 的周期。

(4) 夏季高原地区沿 27.5°N~40°N 平均的气温距平垂直分布的 EOF 分解第一模态特征向量在对流层表现为“下降温上增温”的反相变化, 其时间系数呈显著负趋势, 且存在 1978 年由“下增温上降温”向“下降温上增温”转变的突变点, 及 1994 年由“下降温上增温”向“下增温上降温”转变的突变点。

(5) 第一模态时间系数与降水的关系在年际、年代际尺度上均显示: 当高原夏季对流层低层至对流层中上部升温而对流层上部降温时, 我国夏季南涝北旱, 其中以江南至华南地区降水显著偏多而我

国东北地区降水显著偏少为主要分布特征; 另外, 长江流域的局部地区及我国西北的部分地区降水也明显偏少, 而华北东部的局部地区、青藏高原中部及东部地区以及新疆西北部降水明显偏多; 夏季降水异常分布在年代际尺度上比年际尺度更显著。

(6) 第一模态时间系数与环流的关系在年际、年代际尺度上均显示: 当高原对流层低层至对流层中上部升温而对流层上部降温时东亚中高纬度地区为异常高压控制, 不利于我国北方的降水, 中低纬度地区受异常低压影响, 西太平洋副高强度偏弱, 位置偏东偏南, 易造成江南至华南一带的连阴雨天气。环流场与降水分布有较好的配置关系。

可见, 在全球变暖的大背景下, 青藏高原夏季对流层可分为显著增温层和显著降温层, 增温层与降温层的气温在年际、年代际尺度上均呈负相关关系, 且这种气温在高原对流层上下反相变化与我国夏季降水及东亚大气环流的异常变化之间存在较密切的关系, 这对我国夏季降水预测具有一定的参考意义。但是由于以上结论都是由统计方法得出, 高原气温在对流层上下反相变化与降水及环流关系的物理机制还有待进一步研究; 另外, 夏季高原对流层气温在 1978 年存在一个由“下升温上降温”向“下降温上升温”的突变, 在 1994 年存在一个由“下降温上升温”向“下升温上降温”的突变。这两次突变时期与目前颇受关注的中国东部夏季降水年代际转型期一致 (黄荣辉等, 1999; 陆日宇, 2003; 周连童和黄荣辉, 2003; 左洪超等, 2004; 杨修群等, 2005; 黄荣辉等, 2006; 赵平和周秀骥, 2006; Kwon et al., 2007; 张庆云等, 2007; Ding et al., 2008; 邓伟涛等, 2009; 黄荣辉等, 2011; 马音等, 2012; 丁一汇等, 2013; 吕俊梅等, 2014), 本文仅研究了青藏高原对流层“下降温上升温”这一模态在年际、年代际尺度上与我国夏季降水的关系, 而高原增温层及降温层气温的年代际变化是否是中国东部 (华南、长江流域、华北、东北) 夏季降水的年代际转型的影响因子之一, 且高原增温层、降温层气温的变化分别与我国夏季降水的关系如何, 其二者与我国夏季降水的关系是否具有整体一致性还是具有区域差异, 这一系列问题还有待进一步研究。

致谢 本文的小波分析程序由美国国家大气研究中心 (NCAR) 的 Christopher Torrence 博士提供, 在此表示感谢!

参考文献 (References)

- 边多, 杜军. 2006. 近 40 年西藏“一江两河”流域气候变化特征 [J]. 应用气象学报, 17 (2): 169–175. Bian Duo, Du Jun. 2006. Climate variation feature and its effect on environment change in central Tibet from 1961 to 2000 [J]. J. Appl. Meteor. Sci. (in Chinese), 17 (2): 169–175.
- 蔡英, 李栋梁, 汤懋苍, 等. 2003. 青藏高原近 50 年来气温的年代际变化 [J]. 高原气象, 22 (5): 464–470. Cai Ying, Li Dongliang, Tang Maocang, et al. 2003. Decadal temperature changes over Qinghai–Xizang Plateau in recent 50 years [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 22 (5): 464–470.
- 邓伟涛, 孙渤瀚, 曾刚, 等. 2009. 中国东部夏季降水型的年代际变化及其与北太平洋海温的关系 [J]. 大气科学, 33 (4): 835–846. Deng Weitao, Sun Zhaobo, Zeng Gang, et al. 2009. Interdecadal variation of summer precipitation pattern over eastern China and its relationship with the North Pacific SST [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 33 (4): 835–846.
- 丁一汇, 张莉. 2008. 青藏高原与中国其他地区气候突变时间的比较 [J]. 大气科学, 32 (4): 794–805. Ding Yihui, Zhang Li. 2008. Intercomparison of the time for climate abrupt change between the Tibetan Plateau and other regions in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 32 (4): 794–805.
- Ding Y H, Wang Z Y, Sun Y. 2008. Inter-decadal variation of the summer precipitation in East China and its association with decreasing Asian summer monsoon. Part I: Observed evidences [J]. Int. J. Climatol., 28: 1139–1161.
- 丁一汇, 孙颖, 刘芸芸, 等. 2013. 亚洲夏季风的年际和年代际变化及其未来预测 [J]. 大气科学, 37 (2): 253–280. Ding Yihui, Sun Ying, Liu Yunyun, et al. 2013. Interdecadal and interannual variabilities of the Asian summer monsoon and its projection of future change [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (2): 253–280.
- 方之芳, 雷俊, 吕晓娜, 等. 2010. 东亚地区 500 hPa 位势高度场 NCEP/NCAR 再分析资料与 ERA-40 资料的比较 [J]. 气象学报, 68 (2): 270–276. Fang Zhifang, Lei Jun, Lü Xiaona, et al. 2010. A comparison of 500 hPa field of East–Asia between the NCEP/NCAR reanalysis data and the ERA-40 of ECMWF data [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 68 (2): 270–276.
- 黄荣辉. 1985. 夏季青藏高原上空热源异常对北半球大气环流异常的作用 [J]. 气象学报, 43 (2): 208–220. Huang Ronghui. 1985. The influence of the heat source anomaly over Tibetan Plateau on the Northern Hemispheric circulation anomalies [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 43 (2): 208–220.
- 黄荣辉, 徐予红, 周连童. 1999. 我国夏季降水的年代际变化及华北干旱化趋势 [J]. 高原气象, 18 (4): 465–476. Huang Ronghui, Xu Yuhong, Zhou Liantong. 1999. The interdecadal variation of summer precipitations in China and the drought trend in North China [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 18 (4): 465–476.
- 黄荣辉, 陈际龙, 刘永. 2011. 我国东部夏季降水异常主模态的年代际变化及其与东亚水汽输送的关系 [J]. 大气科学, 35 (4): 589–606. Huang Ronghui, Chen Jilong, Liu Yong. 2011. Interdecadal variation of the leading modes of summertime precipitation anomalies over eastern China and its association with water vapor transport over East Asia [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (4): 589–606.
- 黄荣辉, 蔡榕硕, 陈际龙, 等. 2006. 我国旱涝气候灾害的年代际变化及其与东亚气候系统变化的关系 [J]. 大气科学, 30 (5): 730–743. Huang Ronghui, Cai Rongshuo, Chen Jilong, et al. 2006. Interdecadal variations of drought and flooding disasters in China and their association with the East Asian climate system [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 30 (5): 730–743.
- Kutzbach J E, Prell W L, Ruddiman W F. 1993. Sensitivity of Eurasian climate to surface uplift of the Tibetan Plateau [J]. The Journal of Geology, 101: 177–190.
- Kwon M, Jhun J -G, Ha K -J. 2007. Decadal change in East Asian summer monsoon circulation in the mid-1990s [J]. Geophys. Res. Lett., 34: L21706, doi:10.1029/2007GL031977.
- 李生辰, 徐亮, 郭英香, 等. 2006. 近 34 年青藏高原年气温变化 [J]. 中国沙漠, 26 (1): 27–34. Li Shengchen, Xu Liang, Guo Yingxiang, et al. 2006. Change of annual air temperature over Qinghai–Tibet Plateau during recent 34 years [J]. Journal of Desert Research (in Chinese), 26 (1): 27–34.
- 林振耀, 赵昕奕. 1996. 青藏高原气温降水变化的空间特征 [J]. 中国科学 (D 辑), 26 (4): 354–358. Lin Zhenyao, Zhao Xinyi. 1996. Spatial characteristics of changes in temperature and precipitation in the Qinghai–Xizang (Tibet) Plateau [J]. Science China Earth Sciences, 39 (4): 442–448.
- 陆日宇. 2003. 华北汛期降水量年代际和年际变化之间的线性关系 [J]. 科学通报, 48 (7): 718–722. Lu Riyu. 2003. Linear relationship between the interdecadal and interannual variabilities of North China rainfall in rainy season [J]. Chinese Sci. Bull. (in Chinese), 48 (10): 1040–1044.
- 吕俊梅, 祝从文, 琚建华, 等. 2014. 近百年中国东部夏季降水年代际变化特征及其原因 [J]. 大气科学, 38 (4): 782–794. Lü Junmei, Zhu Congwen, Ju Jianhua, et al. 2014. Interdecadal variability in summer precipitation over East China during the past 100 years and its possible causes [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 38 (4): 782–794.
- 吕少宁, 李栋梁, 文军, 等. 2010. 全球变暖背景下青藏高原气温周期变化与突变分析 [J]. 高原气象, 29 (6): 1378–1385. Lü Shaoning, Li Dongliang, Wen Jun, et al. 2010. Analysis on periodic variations and abrupt change of air temperature over Qinghai–Xizang Plateau under global warming [J]. Plateau Meteor. (in Chinese), 29 (6): 1378–1385.
- 马音, 陈文, 冯瑞权, 等. 2012. 我国东部梅雨期降水的年际和年代际变化特征及其与大气环流和海温的关系 [J]. 大气科学, 36 (2): 397–410. Ma Yin, Chen Wen, Fong Soikun, et al. 2012. Interannual and interdecadal variations of precipitation over eastern China during Meiyu season and their relationships with the atmospheric circulation and SST [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (2): 397–410.
- 牛涛, 陈隆勋, 王文. 2002. 青藏高原冬季平均温度、湿度气候特征的 REOF 分析 [J]. 应用气象学报, 13 (5): 560–570. Niu Tao, Chen Longxun, Wang Wen. 2002. REOF Analysis of climatic characteristics of

- winter temperature and humidity on Xizang–Qinghai Plateau [J]. *J. Appl. Meteor. Sci.* (in Chinese), 13 (5): 560–570.
- Niu T, Chen L X, Zhou Z J. 2004. The characteristics of climate change over the Tibetan Plateau in the last 40 years and the detection of climatic jumps [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 21 (2): 193–203.
- Torrence C, Compo G P. 1998. A practical guide to wavelet analysis [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 79 (1): 61–78.
- 魏凤英. 1999. 现代气候统计诊断与预测技术 [M]. 北京: 气象出版社, 296pp. Wei Fengying. 1999. Technology of Statistical Diagnosis and Prediction of Modern Climate (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 296pp.
- 韦志刚, 黄荣辉, 董文杰. 2003. 青藏高原气温和降水的年际和年代际变化 [J]. *大气科学*, 27 (2): 157–170. Wei Zhigang, Huang Ronghui, Dong Wenjie. 2003. Interannual and interdecadal variations of air temperature and precipitation over the Tibetan Plateau [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 27 (2): 157–170.
- Yanai M, Li C F, Song Z S. 1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the evolution of the Asian summer monsoon [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 70: 319–351.
- 杨修群, 谢倩, 朱益民, 等. 2005. 华北降水年代际变化特征及相关的海气异常型 [J]. *地球物理学报*, 48 (4): 789–797. Yang Xiuqun, Xie Qian, Zhu Yimin, et al. 2005. Decadal-to-interdecadal variability of precipitation in North China and associated atmospheric and oceanic anomaly patterns [J]. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2005, 48 (4): 789–797.
- 叶笃正, 罗四维, 朱抱真. 1957. 西藏高原及其附近的流场结构和对流层大气的热量平衡 [J]. *气象学报*, 28 (2): 108–121. Ye Duzheng, Luo Siwei, Zhu Baozhen. 1957. The wind structure and heat balance in the lower troposphere over Tibetan Plateau and its surrounding [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 28 (2): 108–121.
- 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.
- Yu R C, Wang B, Zhou T J. 2004. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 31: L122212.
- 张庆云, 吕俊梅, 杨莲梅, 等. 2007. 夏季中国降水型的年代际变化与大气内部动力过程及外强迫因子关系 [J]. *大气科学*, 31 (6): 1290–1300.
- Zhang Qingyun, Lü Junmei, Yang Lianmei, et al. 2007. The interdecadal variation of precipitation pattern over China during summer and its relationship with the atmospheric internal dynamic processes and extra-forcing factors [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 31 (6): 1290–1300.
- 张人禾, 周顺武. 2008. 青藏高原气温变化趋势与同纬度带其他地区的差异以及臭氧的可能作用 [J]. *气象学报*, 66 (6): 916–925. Zhang Renhe, Zhou shunwu. 2008. The air temperature change over the Tibetan Plateau during 1979–2002 and its possible linkage with ozone depletion [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 66 (6): 916–925.
- 赵平, 周秀骥. 2006. 近 40 年我国东部降水持续时间和雨带移动的年代际变化 [J]. *应用气象学报*, 17 (5): 548–556. Zhao Ping, Zhou Xiuji. 2006. Decadal variability of rainfall persistence time and rainbelt shift over Eastern China in recent 40 years [J]. *J. Appl. Meteor. Sci.* (in Chinese), 17 (5): 548–556.
- 周连童, 黄荣辉. 2003. 关于我国夏季气候年代际变化特征及其可能成因的研究 [J]. *气候与环境研究*, 8 (3): 274–290. Zhou Liantong, Huang Ronghui. 2003. Research on the characteristics of interdecadal variability of summer climate in China and its possible cause [J]. *Climatic and Environmental Research* (in Chinese), 8 (3): 274–290.
- Zhou S W, Zhang R H. 2005. Decadal variations of temperature and geopotential height over the Tibetan Plateau and their relations with Tibet ozone depletion [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 32 (18): L18705, doi:10.1029/2005GL023496.
- Zhou T J, Zhang J. 2009. Harmonious inter-decadal changes of July–August upper tropospheric temperature across the North Atlantic, Eurasian continent, and North Pacific [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 26 (4): 656–665.
- 朱文琴, 陈隆勋, 周自江. 2001. 现代青藏高原气候变化的几个特征 [J]. *中国科学 (D 辑)*, 31 (增刊): 327–334. Zhu Wenqin, Chen Longxun, Zhou Zijiang. 2001. Several characteristics of contemporary climate change in the Tibetan Plateau [J]. *Science China Earth Sciences*, 44 (S1): 410–420.
- 左洪超, 吕世华, 胡隐樵. 2004. 中国近 50 年气温及降水量的变化趋势分析 [J]. *高原气象*, 23 (2): 238–244. Zuo Hongchao, Lü Shihua, Hu Yinqiao. 2004. Variations trend of yearly mean air temperature and precipitation in China in the last 50 years [J]. *Plateau Meteor.* (in Chinese), 23 (2): 238–244.