

青藏高原冬季 1 月绕流的变化特征及其对中国气候的影响

姜润¹ 巩远发¹ 袁源² 康滢文¹ 陈彦伟¹ 侯劭禹³

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, 四川 成都 610225

2 兰州大学大气科学学院, 甘肃 兰州 730000

3 河北省人工影响天气办公室, 河北 石家庄 050021

摘要 利用 1979~2019 年 NCEP/NCAR 再分析资料和中国地面基本气象要素日值数据集 (V3.0) 的气温和降水资料, 首先定义了客观表征冬季青藏高原南北两支绕流变化的指数, 然后分析了其不同的变化特征, 并采用相关分析、合成分析等方法初步研究了青藏高原南北两支绕流异常变化对中国气温和降水的影响机制。主要结果有: (1) 青藏高原冬季北支绕流和南支绕流之间呈显著的负相关; 北支 (南支) 绕流强、南支 (北支) 绕流弱时, 对流层中低纬度地区从高原西部到我国东部沿岸为一个大规模的异常反气旋式 (气旋式) 环流系统, 高原中部的 500hPa 为一个异常反气旋 (气旋) 环流中心。(2) 青藏高原冬季南北两支绕流的变化对中国冬季天气气候有显著影响。当青藏高原北支绕流强 (弱) 时, 中国除东北是气温偏低 (高)、降水偏多 (少) 外, 河套、青藏高原及长江以南则是气温偏高 (低)、降水偏少 (多); 当南支绕流强 (弱) 时, 中国气温普遍偏低 (高), 东北及新疆北部是降水偏少 (多), 南方大部分地区是降水偏多 (少)。(3) 分析高原绕流异常变化对中国天气气候的影响机制表明: 当青藏高原北支绕流强、南支绕流弱时, 中国东部 35°N 以北的对流层中都是异常西北风, 35°N 以南都是异常东北风, 受高原异常纬向绕流影响, 对流层大气为的“正压结构”; 相应的对流层底层从南到北为一致的异常西南风, 850hPa 以上 35°N 的之间为反气旋式切变和下沉运动异常, 300hPa 以下异常偏暖, 这些条件加强了下沉增温, 导致中国东部气温偏高、降水偏少。当青藏高原南支绕流强、北支绕流弱时, 对流层中的纬向风异常则为明显的“斜压特征”, 异常西风呈现为从对流层低层到高层、低纬度到高纬度的倾斜的带状特征, 其下方自华南近地面到华北 200hPa 的“三角形”状异常东风, 配合相应的经向风异常和华南到华北的异常上升运动, 低层为“三角形”状的异常冷气团向南切入到中国南海, 中上层为异常偏暖的西南气流在冷气团上自南向北爬升到中高纬度地区, 导致中国大范围的气温异常偏低、降水偏多。

关键词 青藏高原动力作用 绕流指数 气温异常 降水异常

文章编号

中图分类号

文献标识码

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2103.20244

Variation Characteristics of the Westerly flow around the Tibetan Plateau in January and its Impact on Climate in China

Jiang Run¹ Gong Yuanfa¹ Yuan Yuan² Kang Yingwen¹ Chen Yanwei¹ Hou Shaoyu³

1 School of Atmosphere Science, Chengdu University of Information Technology, Plateau Atmosphere and environment Key Laboratory of Sichuan Province, Chengdu 610225.

2 School of Atmosphere Science, Lanzhou University, Lanzhou 730000.

3 Hebei Province Weather Modification Office, Shijiazhuang 050021.

收稿日期 2020-12-14; **网络预出版日期**

作者简介 姜润, 男, 1994 年出生, 研究生, 主要从事短期气候异常变化的诊断研究。E-mail: jiangrun1994@qq.com

通讯作者 巩远发, 男, 教授; 主要从事短期气候异常变化的诊断研究; E-mail: gyfa@cuit.edu.cn

资助课题 国家自然科学基金资助项目 (41775079), 国家自然科学基金重点支持项目——区域创新发展联合基金 (U20A2097)

Abstract Using the National Centers for Environmental Prediction reanalysis data from 1979 to 2019 and the temperature and precipitation of the daily data set of basic meteorological elements in China (V3.0), the indexes that objectively characterizes the changes of the northern and southern branch westerly flows around the Tibetan Plateau in winter are defined firstly. And then, the different characteristics of their changes are analyzed, and the influence mechanism of the abnormal changes of the two branch flows around Tibetan Plateau on the temperature and precipitation in China is preliminarily studied by means of correlation analysis and composite analysis. The main results are: (1) There is a significant negative correlation between the northern and southern branch westerly flows around Tibetan Plateau in winter. When the northern branch (southern branch) flow is stronger and the southern branch (northern branch) flow is weaker, there is a large-scale anomalous anticyclone (cyclone) circulation system from the western Tibetan Plateau to the eastern coast of China in the middle-low latitudes of troposphere, and the central Tibetan Plateau is an anomalous anticyclone (cyclone) system center over 500hPa, which extends vertically to the height of 300hPa (inclining to the Northwest with the altitude). (2) The anomalous changes of the south/north branch westerly flows around Tibetan Plateau in winter have a significant impact on the winter weather and climate in China. When the northern branch flow of the Tibetan Plateau is stronger (weaker), the Hetao, Tibetan Plateau and the South China have relatively higher (lower) temperature and less (more) precipitation, but the lower (higher) temperature and more (less) precipitation in Northeast China. However, when the southern branch flow is stronger (weaker), the temperature is generally lower (higher) in the whole China, the precipitation is less (more) in northeastern China and northern Xinjiang, the more (less) precipitation in most parts of the southern China. (3) The influence mechanism of anomalous flow around the Tibetan Plateau on weather and climate in China shows that: When the northern branch flow is stronger corresponding to the weaker southern branch flow, there are abnormal westerlies in the troposphere to the northern area of 35°N, and abnormal easterly winds above 850hPa to the southern area. Influenced by the anomalous zonal flow around the plateau, the tropospheric atmosphere is the "Barotropic structure" over eastern China. The corresponding troposphere below 850hPa has a consistent anomalous southwest wind from southern to northern areas, the anticyclonic shear above 850hPa in near 35°N, the abnormal descending motion and the warmer below 300hPa, these conditions are not conducive to the cold air southward movement and the anticyclone shear enhanced the effect of subsidence motion on temperature increase, therefore, the temperature is higher and the precipitation is less in most areas of eastern China. On the contrary, when the southern branch flow is stronger corresponding to the weaker northern branch flow, the abnormal zonal wind in the troposphere is an obvious "Baroclinic feature", and the anomalous westerly wind shows a slope zonal feature from lower to upper troposphere and from low latitude to high latitude. The Abnormal easterly wind of the lower troposphere is "triangle shaped" from the surface of South China to 200hPa of North China, matching the meridional wind anomaly and the abnormal ascending movement from South China to North China, the "triangle shaped" abnormal cold air mass cuts southward into the South China Sea in the lower layer, the warmer southwest airflow climbs from south to north over the cold air mass to the middle and high latitudes in the upper layer, resulting in a large range of abnormally lower temperature and more than precipitation in China.

Keywords Dynamics effect of the Tibetan Plateau, Westerly detouring flow index, Abnormal temperature, Abnormal precipitation

1 引言

青藏高原的总面积占中国陆地面积的四分之一, 平均海拔高度在 4000m 以上, 是世界上海拔最高、面积最大、地形最为复杂的高原。青藏高原的动力、热力作用引起了人们的广泛关注, 并且指出高原动力作用对风场的最直接特征主要是影响西风带的爬坡和绕流(叶笃正和高由禧, 1979; Yanai et al., 1992; Duan and Wu, 2005)。

对青藏高原动力作用的研究最早开始于上世纪 40 年代末期,指出高原地形的动力作用是高原整体效应的重要组成部分,一般而言高原纯粹的动力作用主要是指其机械阻挡作用(Queney, 1948; Charney and Eliassen, 1949; Bolin, 1950; 顾震潮, 1951; Liu et al., 2007; 李斐等, 2012)。针对这种地形的阻挡作用;1970 年代到 1980 年代中国学者从利用不同的数值试验来研究其对大尺度流场形成的贡献,结果表明对冬季大尺度水平流场的形成来说是以绕流作用的贡献为主,并且注意到对流层中低层绕流作用更为明显(叶笃正和高由禧, 1979; 瞿章等, 1981; 王谦谦等, 1984; 王安宇等, 1985)。随后,张耀存和钱永甫(1999)通过研究指出当高原总体平均高度超过临界高度后,高原周围地区气流主要以绕流为主,爬坡气流的速度较小;乔钰等(2014)的研究发现高原绕流的强度随高度、季节变化。

关于高原绕流对大气环流和我国天气气候影响的研究也有很多。1980 年代中后期,许多学者通过大量的有、无高原地形的数值实验证明,北支气流加强了北方冷空气在高原东南南下;南侧的南支西风气流,为华南地区输送了大量暖湿空气,冷暖空气的交汇,给我国平原地区带来较大的降温及较多的降雨(李维京和罗四维, 1986; 朱乾根等, 1990; 梁潇云等, 2005; 李强, 2011)。黄刚等(2004)指出高原西侧绕流的偏北风系减弱,可能导致了东亚夏季风的偏南风分量减弱,使得输向华北的水汽大大减弱,且引起华北地区降水减少,发生了持续严重干旱。由于高原对西风带的机械阻挡作用形成了绕流,北支绕流使高原北侧形成高压脊(Wu et al., 2015),南支绕流在其南侧形成低压槽(Ramaswamy, 2010),进而影响我国天气气候(王同美等, 2008; Fan et al., 2015; 张永莉等, 2018; 吴树炎, 2018)。另外, Duan et al. (2012)通过回顾总结青藏高原气候变化的观测、试验和研究进展发现,高原上空的中尺度地形对中尺度扰动的产生和增强起着重要作用,这些扰动增强了长江流域的对流和降水。

综上所述,青藏高原的动力作用对大气环流异常变化及天气气候异常都有重要影响。过去对青藏高原动力作用的研究大多倾向于数值模拟和定性分析,讨论高原的机械阻挡作用导致西风气流经高原阻挡产生爬流和绕流现象并影响我国天气气候,对绕流和爬流强弱的定量分析相对较少。本文的出发点是定义一个客观表征冬季青藏高原南北两侧绕流强弱的指标,定量分析绕流的变化,并初步研究其与我国冬季气候之间的关联。

2 资料和方法

本文采用资料包括:(1)美国国家环境预报中心(National Centers for Environmental Prediction, 简称 NCEP)的月平均再分析资料中的水平风场、全风速、位势高度场、垂直速度场和温度场,资料的水平分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ (Kalnay et al., 1996);(2)气温和降水数据来自国家气象信息中心整编的中国地面基本气象要素日值数据集(V3.0),这套资料也是近年来很多研究广泛使用的资料(艾雅雯等, 2020; 徐玮平等, 2020)。所有资料时段均为 1979~2019 年冬季(在本文中冬季指当年 1 月),气候平均态是基于研究时段 1979~2019 年的平均。研究方法包括相关分析、合成分析等方法,用 t 检验判断相关的显著性水平(魏凤英, 1999)。

3 青藏高原冬季绕流的变化特征

3.1 青藏高原绕流的空间特征

叶笃正和高由禧(1979)年指出高原冬季主要以动力作用为主,并且绕流在冬季的对流层中、低层表现明显。图 1 是 1979-2019 年冬季 600hPa 平均的水平风场,从图中可以看到,西风气流在遇到高原后,在 $60-70^{\circ}E$ 附近被分为南北两支,其中北面的一支先是西南气流沿青藏高原西北侧向东北方向流去,到达巴尔喀什湖东部、中国新疆北部后转为西北气流经高原东北侧到中国华北地区和淮河流域;南面的一支西北气流沿着高原的西南边缘经印度半岛

北部、到达孟加拉湾附近后，再转为西南气流经高原东南部和我国西南地区，到长江流域与北支西北气流汇合形成一条辐合线。由于高原绕流的影响，高原东北侧以西北风为主，高原西北侧为西南风，高原西南侧以西北风为主，高原东南侧为西南风；南北风的差异导致了青藏高原东、西、南、北四个侧面各存在一条经向风零线，将高原绕流的主体区域（ $15^{\circ}\text{N}-50^{\circ}\text{N}$ ， $60^{\circ}\text{E}-120^{\circ}\text{E}$ ）分为了 4 个位相。如图 1 所示，为了区分这 4 个位相，我们将高原东北侧（ $32.5^{\circ}\text{N}-50^{\circ}\text{N}$ ， $90^{\circ}\text{E}-120^{\circ}\text{E}$ ）记为第 1 位相，高原西北侧（ $32.5^{\circ}\text{N}-50^{\circ}\text{N}$ ， $60^{\circ}\text{E}-90^{\circ}\text{E}$ ）记为第 2 位相，高原西南侧（ $15^{\circ}\text{N}-32.5^{\circ}\text{N}$ ， $60^{\circ}\text{E}-90^{\circ}\text{E}$ ）记为第 3 位相，高原东南侧（ $15^{\circ}\text{N}-32.5^{\circ}\text{N}$ ， $90^{\circ}\text{E}-120^{\circ}\text{E}$ ）记为第 4 位相。为了研究北支第 1、2 位相，与南支第 3、4 位相的关系，我们将第 1、2 位相所在的区域（ $32.5^{\circ}\text{N}-50^{\circ}\text{N}$ ， $60^{\circ}\text{E}-120^{\circ}\text{E}$ ）定义为北支绕流区，第 3、4 位相所在的区域（ $15^{\circ}\text{N}-32.5^{\circ}\text{N}$ ， $60^{\circ}\text{E}-120^{\circ}\text{E}$ ）定义为南支绕流区。

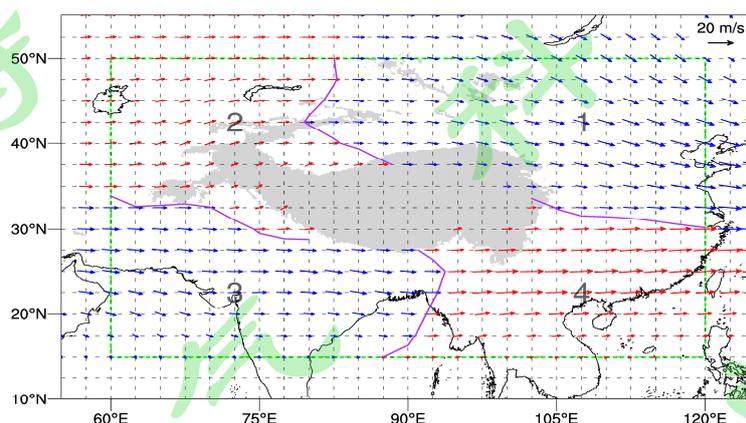


图 1 1979-2019 年青藏高原冬季 600hPa 气候平均的水平风场（图中阴影为高原 3000m 以上地形，绿色方框为高原绕流主体区域，紫色粗实线为经向风零线，红色矢量为西南风，蓝色矢量为西北风，单位：m/s）

Fig. 1 The average horizontal winter wind field of 600hPa in the Tibetan Plateau from 1979 to 2019 (shaded areas indicate the ones with its topography more than 3000 m, the green box represents the main area of the westerly flow around Tibetan Plateau, the purple thick solid line is the zero line of meridional wind, the red vector is the southwest wind and the blue vector is the northwest wind, units: m/s)

3.2 青藏高原绕流指数的定义

由于高原西侧西风位置和强度的变化，北支绕流和南支绕流并不完全对称，因而它们并不是简单地同相或反相变化，为了能够客观的反应南、北两支绕流的变化特征，我们有必要定义两个指数：北支绕流指数和南支绕流指数，来客观反映这种变化。

对于绕流来说，最能直观反应绕流的强弱变化是风的变化。因此我们将冬季北支绕流区的平均全风速定义为北支绕流指数，将南支绕流区的平均全风速定义为南支绕流指数。平均全风速较大表明绕流较强，平均全风速较小表明绕流较弱。

图 2 是 1979-2019 年两个绕流指数经标准化处理后的变化图。如图所示，北支绕流指数与南支绕流指数都有明显不同的变化，它们之间的相关系数达-0.57，通过了 99%的信度检验。表明北支绕流与南支绕流存在明显的负相关，当北支（南支）绕流强时，南支（北支）绕流弱。为了研究这种变化对我国天气气候的影响，我们以标准差大于正 1 为标准，筛选出北支绕流异常强年：1979、1987、1988、1990、2001、2006、2010、2014 共 8 年，南支绕流异常强年：1983、1984、1989、1993、1998、2005、2008、2012 共 8 年；标准差小于负 1 为标准，筛选出北支绕流异常弱年：1981、1983、1984、1995、2004、2007、2008、2011、2012、2019 共 10 年，南支绕流异常弱年：1982、1987、2009、2010、2014 共 5 年。北支绕流异常强年中，我们可以发现 1987、2010、2014 对应南支绕流异常弱年；而北支绕流异常弱年中，我们可以发现 1983、1984、2008、2012 对应南支绕流异常强年。

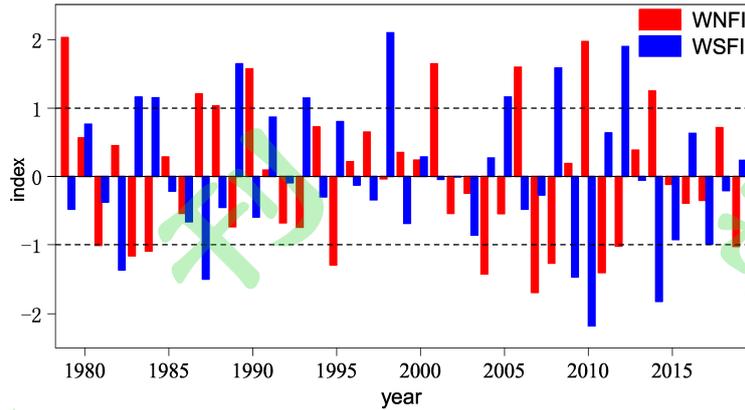


图 2 1979-2019 年冬季 600hPa 青藏高原绕流指数的标准化变量变化（红色表示北支绕流指数，蓝色表示南支绕流指数，虚线为正、负 1 个标准差）

Fig. 2 The change of standardized variables of 600hPa westerly flow indices around Tibetan Plateau of winter from 1979 to 2019 (the red-bar is the Winter Northern branch Flow Index (WNFI), the blue-bar is the Winter Southern branch Flow Index (WSFI), the dashed lines are positive and negative one standard deviation)

3.3 与涡度定义的绕流指数的对比

为了表征我们定义的指数的合理性，分别将我们定义的指数与蒋艳蓉等（2009）用涡度定义的绕流指数做了对比。图 3 为高原附近涡度场的变化，他们的结果表明，如图 3a 所示，由于高原地形的影响，低层西风气流在高原西侧分支，经南北两侧绕流，于高原东侧汇合，且在其东南和东北边缘附近形成一正一负 2 个对称的涡旋，在高原东南侧为明显正涡度，在高原东北侧为明显的负涡度，并利用 700hPa 正、负涡度所在区域平均涡度之差定义了一个反应高原绕流的指数。由于高原东侧的涡旋对是西风绕过高原后形成的，因此可以形象的体现西风的绕流作用，那我们定义的指数可以反映这种涡度的变化吗？于是我们分别对北支绕流强（弱）年对应南支弱（强）年的涡度异常进行了合成。如图 3b 所示，当北支绕流强、南支绕流弱时，高原东北侧的反气旋切变增强，为异常负涡度距平，高原东南侧的气旋式切变减弱，也为异常的负涡度距平；而当南支绕流强、北支绕流弱时（图 3c），这种变化正好相反，高原东北侧的反气旋式切变减弱，为异常的正涡度，高原东南侧的气旋式增强，同样为异常的正涡度距平。

因此可以表明，我们定义的绕流指数可以很客观的反映高原东南侧和东北侧这种涡旋对的变化，也进一步说明用冬季青藏高原南北两侧的区域平均全风速定义的绕流指数是客观合理的。

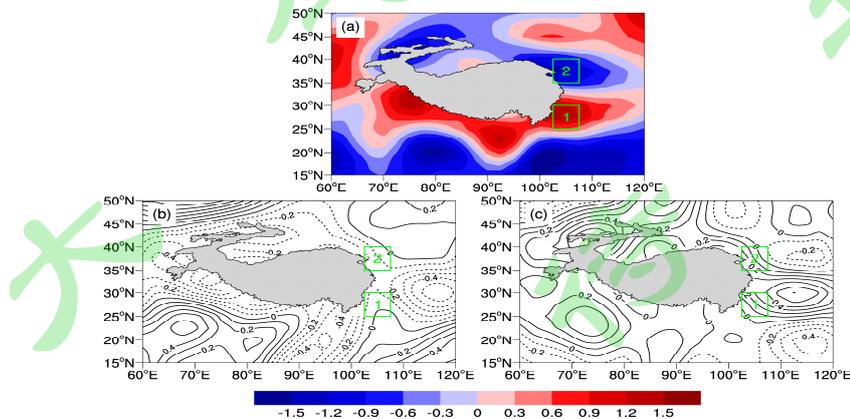


图 3 (a)1979-2019 年冬季 700hPa 气候平均涡度场, (b)北支绕流强南支绕流弱年的涡度距平合成分布, (c)南支绕流强北支绕流弱年的涡度距平合成分布 (阴影区代表高原 3000m 地形, 绿色方框为蒋艳蓉定义的绕流指数所选的区域, 单位: $10^{-5}s^{-1}$)

Fig. 3 (a) Distribution of the winter climatic average vorticity from 1979 to 2019 at 700hPa, (b) composite of abnormal vorticity for the stronger northern branch flow and the weaker southern branch flow, (c) for the stronger southern branch flow and the weaker northern branch flow (shaded areas indicate the ones with its topography more than 3000 m, The green boxes are the regions selected by the circumfluence index defined by Jiang Yanrong, units: $10^{-5}s^{-1}$)

4 青藏高原绕流的年际变化对我国冬季天气气候的影响

4.1 高原绕流对我国冬季天气气候的影响

高原绕流是否会对我国天气气候产生影响的问题, 吴国雄 (2014) 指出由于高原的存在, 低层西风气流分为南北两支, 北支经我国西北、华北、东北和华东地区流向太平洋, 南支气流在高原南侧转变为暖湿的西南气流, 对我国西南、华南及长江中下游地区产生重要影响。

图 4 分别给出了北支指数和南支指数与我国气温和降水的相关分布。图 4a 是北支绕流指数与我国气温的相关系数, 图中可以看出, 北支绕流指数与我国东北地区气温呈明显的负相关, 并且黑龙江等地最为显著, 而与我国其它地区气温呈正相关, 尤其是我国河套及长江以南地区, 它们之间的相关系数超过了 0.6, 并且通过 99% 的显著性检验。图 4b 是北支绕流指数与我国降水的相关系数, 可以看出, 北支绕流指数与我国东北以、华北及新疆北部地区降水呈正相关, 东北及新疆北部地区较为显著, 而与青藏高原、长江以南地区降水呈明显的负相关, 且西南地区最为显著。这个结果表明, 当青藏高原北支绕流较强 (弱), 我国东北地区气温偏低 (高), 河套及长江以南地区气温偏高 (低); 而我国降水与气温相反, 当青藏高原北支绕流较强 (弱) 时, 我国东北、新疆北部地区降水偏多 (少), 我国西南地区降水偏少 (多)。

从南支绕流指数与我国气温的相关系数分布 (图 4c) 可以看出, 南支绕流指数与我国全国气温呈负相关, 尤其是我国河套、江淮及长江以南地区较为显著; 而南支绕流指数与我国降水的相关系数分布 (图 4d) 表明, 南支绕流指数与我国东北、新疆北部地区降水呈负相关, 与我国西北、河套及长江以地区降水呈正相关, 这种正相关在我国河套和江南等地比较明显。由此表明, 当南支绕流强 (弱) 时, 我国全国气温普遍偏低 (高), 我国东北及新疆北部地区降水偏少 (多), 我国西北、青藏高原、西南和南方大部分地区降水偏多 (少)。

比较北支绕流和南支绕流指数与我国气温和降水的相关系数, 无论是气温还是降水, 都可以明显看出, 北支绕流和南支绕流似乎存在某种反位相变化, 这与图 2 反映出来的结果是基本一致的, 即北支绕流偏强时、南支绕流偏弱, 反之, 南支绕流偏强、北支绕流偏弱。

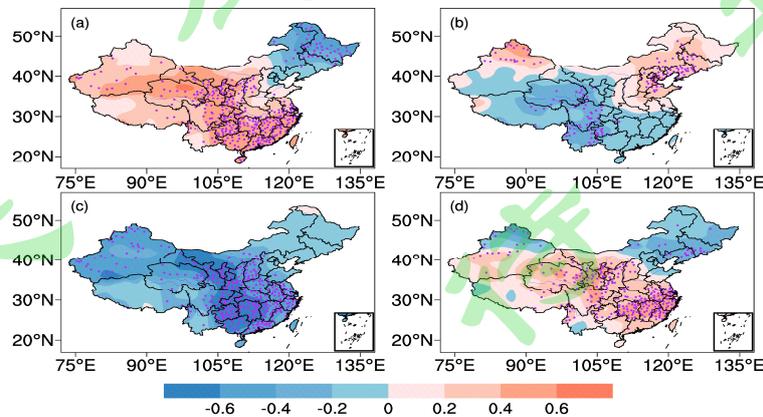


图 4 1979-2019 年冬季高原绕流指数与我国气温和降水的相关系数。(a)北支指数和(c)南支指数与气温的相关, (b)北支指数和(d)南支指数与降水的相关 (打点区域表示通过 95%显著检验的站点)

Fig. 4 The correlation coefficients between the westerly flow indices of winter around Tibetan Plateau and air temperature/precipitation from 1979 to 2019. (a) WNFI & (c) WSFI and the air temperature, (b)WNFI & (d) WSFI and precipitation (the dots indicate the correlation coefficients significant at the 95% confidence level)

4.2 青藏高原绕流异常变化对对流层中低层大气环流的影响

上一小节分析表明,无论是北支(南支)绕流强、南支(北支)绕流弱,它们都与我国气温和降水的变化关系紧密。青藏高原绕流到底是通过何种机制对我国气温和降水造成影响?这一小节,我们对这种机制进行了初步的研究。

气温和降水的异常在一定程度上反映了大气环流的异常,青藏高原绕流如何对冬季大气环流造成影响呢?因此,我们主要从冬季北支绕流指数和南支绕流指数的异常变化出发,初步分析了冬季高原绕流与东亚大气环流的联系及其对我国气温和降水的影响机制。

图 5 是北支绕流强年、南支绕流弱年 850hPa 和 700hPa 的水平风场距平合成。从图上可以看出,两个高度上的高原北侧以西风异常为主、高原南侧东风异常为主。在 850hPa 高度上(图 5a), 45°N 以北的中高纬度地区都是异常距平气旋性环流,有两个异常气旋式环流中心,一个位于巴尔喀什湖西北部地区,另一个在贝加尔湖西北侧。由于高原北侧的北支绕流的异常加强导致高原西北侧为异常的西南风,高原东北为弱的异常西风带,到我国华北和东北地区则转为异常西南风,这是非常不利于冷空气南下的条件。反观 30°N 以南的我国中低纬度地区,由于高原南侧南支绕流较弱,青藏高原西南侧印度半岛北部为显著的偏东风,高原东南侧则受云贵高原地形的阻挡,异常东风带南移到中南半岛到南海北部一带,转为异常东北风;高原东部的江南地区到江淮流域都为异常的西南风,华南地区则形成一个异常的反气旋环流系统。

在 700hPa 高度上(图 5b)可以更清楚的看到,巴尔喀什湖西北部地区和贝加尔湖西北侧依然是两个异常的气旋式环流系统,高原西北侧为异常西南风,但与 850hPa 不同,高原东北则转为西北风异常,华北到东北地区西南风的南风分量减小。高原南侧南支绕流较弱,高原西南侧为的异常东南风,不受云贵高原的影响,高原东南部到我国江南和华南地区为一致的东北风异常,在 30N 附近的长江流域到我国东海为一个异常的反气旋式切变带;在整个 700hPa 图上,高原西部到我国东部沿岸的中低纬度地区处于一个巨大的异常反气旋性环流系统中。600hPa (图略)和 500hPa (图 5c)与 700hPa 有类似的特征,500hPa 上可以更清楚的看到青藏高原中部上空是异常反气旋性环流系统的中心,并可以延伸到 300hPa 的高度上;850hPa 上的巴尔喀什湖西北和贝加尔湖西北侧的异常气旋式环流系统也可到达 300hPa 高度以上。

总体上看,当青藏高原北支绕流强、南支绕流弱时,对流层中下部中高纬度受贝加尔湖异常气旋环流西部和南部的异常偏南气流和偏西气流的影响,冷空气到我国东北和华北地区后,受低层 850hPa 上异常西南气流的阻挡很难继续南下,我国东北地区气温异常偏低;同时东北、华北和新疆北部地区也是冷空气和西南暖湿气流的交汇处,降水异常偏多。我国东部其它区、西南地区、西北地区,受低层 850hPa 一致的西南偏暖气流影响,其上层则是 700hPa 到 500hPa 异常反气旋环流的下沉增温作用,这种异常的环流结构配置导致我国这些地区降水偏少、气温偏高。

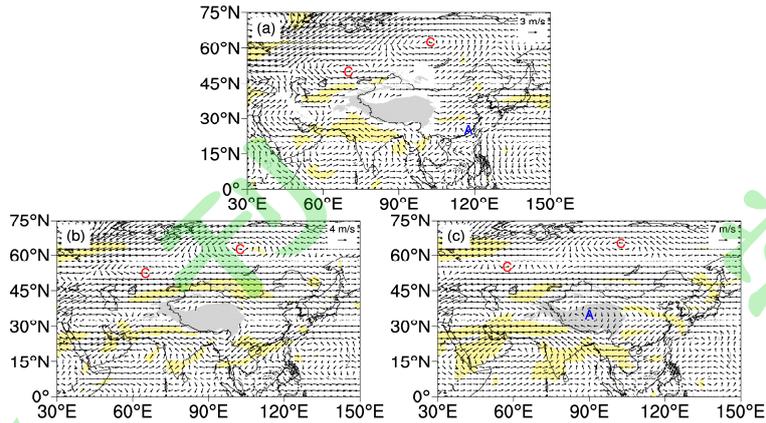


图5 北支绕流强南支绕流弱年的水平风场距平合成。(a)850hPa、(b)700hPa、(c) 500hPa (灰色阴影区代表高原 3000m 地形, 填色表示通过 95%显著性检验, A 代表反气旋, C 代表气旋, 单位: m/s)

Fig.5 Composite of abnormal horizontal wind field for the stronger northern branch flow and the weaker southern branch flow. (a)850hPa, (b)700hPa, (c) 500hPa (The grey shaded areas indicate the ones with its topography more than 3000 m, the yellow shaded areas indicates the differences of winds significant at the 95% confidence level, A denotes anticyclone, C denotes cyclone, units: m/s)

当南支绕流强、北支绕流弱时,如图6所示,在850hPa(图6a)上,受弱的北支绕流影响,高原东北侧到我国东部地区都为异常的东南风所控制,乌拉尔山及其东部的北亚高纬度地区和中国东北到日本一带为异常反气旋性环流;由于南支绕流强,从孟加拉湾经高原东南部到华南沿岸是异常的西南风,23N附近的华南到西南地区为异常的气旋式切变,15N附近的南海中部为反气旋式切变;与850hPa对比,700hPa(图6b)上高原北侧的异常东风气流和高原南侧的异常西风气流更明显,华南地区的气旋式切变向北倾斜移到30N北侧的长江流域,伊朗高原到青藏高原西部也是一个明显的气旋式切变;与850hPa明显不同的是,在700hPa上从南海北部到台湾东部洋面上形成一个异常明显的反气旋环流系统,我国的西南、华南到长江流域为一致的异常西南风控制。进一步,从600hPa(图略)和500hPa(图6c)图上可以看到与700hPa类似的特征,500hPa的青藏高原中部上空是异常气旋性环流系统的中心。

综合青藏高原南支绕流强、北支绕流弱的对流层中下层异常环流的配置特征,乌拉尔山东部高纬度地区的异常反气旋性环流携带高纬度冷空气经贝加尔湖西部和蒙古,切入我国内蒙影响我国西部地区,中国东北到日本一带的异常反气旋性环流携带高纬度冷空气经朝鲜半岛,从我国东部进入影响我国东南部大部分地区,导致我国大范围地区的气温异常偏低。同时,从我国东部大部分地区850hPa上东南风异常与700hPa以上暖湿西南风异常配置,也是导致我国除东北地区外全国大部分地区降水偏多的主要原因之一;我国东北到华北北部地区则是从850hPa到500都是一致异常反气旋式环流系统影响,降水偏少。

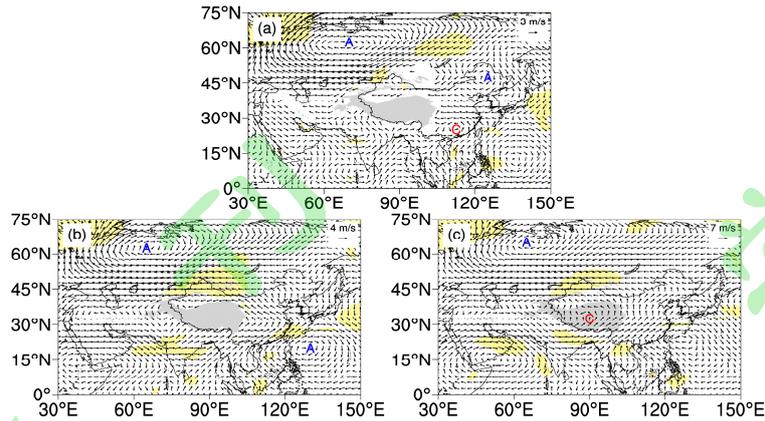


图6 南支绕流强北支绕流弱年的水平风场距平合成。(a)850hPa、(b)700hPa、(c)500hPa（灰色阴影区代表高原 3000m 地形，填色表示通过 95%显著性检验，A 代表反气旋，C 代表气旋，单位：m/s）

Fig.6 Composite of abnormal horizontal wind field for the stronger southern branch flow and the weaker northern branch flow. (a) 850hPa, (b)700hPa, (c)500hPa (The grey shaded areas indicate the ones with its topography more than 3000 m, the yellow shaded areas indicates the differences of winds significant at the 95% confidence level, A denotes anticyclone, C denotes cyclone, units: m/s)

4.3 青藏高原绕流异常变化对对流层中高层大气环流的影响

阻塞高压作为中高纬度地区特有的大气环流异常系统，其建立、维持和崩溃与地面极端温度事件的发生密切相关。一些的有关研究表明，阻塞高压和局地的极端暖事件有直接关系（Pfahl and Wernli, 2012），并且可影响阻塞高压区域以外其他区域的大范围温度变化；布和朝鲁等（2018）发现，当乌拉尔山到东北亚地区有阻塞高压存在时，中国容易出现大范围降温天气。图 7 是青藏高原绕流异常变化年北半球亚洲地区 500hPa 位势高度距平合成。当北支绕流强、南支绕流弱时（图 7a），45°N 以北为明显的位势高度负距平，45°N 以南地区则为显著的正距平，亚洲中高纬度地区从西部到东部是一致的经向位势高度梯度异常大的区域，是纬向环流为主的异常环流特征，不利于大范围冷空气南下；相反，当南支绕流强、北支绕流弱时（图 7b），乌拉尔山到贝加尔湖以东的中高纬度地区都为异常的位势高度正距平，阿拉伯半岛北部到青藏高原东部则为异常显著的负距平，是亚洲中高纬度地区阻塞高压异常活跃、经向环流异常的变化特征，这种阻塞高压活跃的特征在前述的对流层中低层也表现为有明显的异常反气旋式环流存在，是有利于冷空气向南爆发，影响东亚和我国大范围地区。

另外，冬季对流层上层 200hPa 从西亚到西北太平洋地区上空副热带西风急流也是影响我国天气气候的重要天气系统之一，毛睿和龚道溢等（2007）也研究过冬季东亚中纬度西风急流对我国气候的影响。我们通过对青藏高原绕流异常变化年 200hPa 纬向风的距平合成可以看到（图 8），当北支绕流强、南支绕流弱时（如图 8a 所示），高原北侧为显著的纬向西风正距平，并且向东北延伸到了西北太平洋上空，高原南侧则为异常的纬向西风负距平，中心位于高原西南侧，表明西风急流轴北移、急流加强，我国大部分地区位于急流入口区右侧的反气旋式切变加强区域。南支绕流强、北支绕流弱时（如图 8b 所示），105°E 以西的高原北侧为异常的纬向西风负距平，高原南侧为显著的纬向西风正距平，表明西段西风急流轴南移、急流减弱；相反，在 105°E 以东，西风急流北侧的我国北方到日本一带为异常纬向西风正距平，急流南侧的华南到台湾以东洋面为异常纬向西风负距平，表明东段东亚地区西风急流轴北移、急流加强，这与毛睿和龚道溢等（2007）及姚慧茹和李栋梁（2013）的研究结果类似，这种情况会导致东亚冬季风强度偏强，引起我国从北到南的陆面降温。

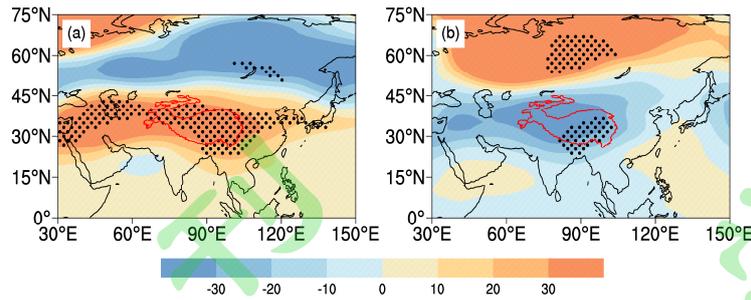


图7 500hPa位势高度距平合成。(a)北支绕流强南支绕流弱年,(b)南支绕流强北支绕流弱年(红色实线代表高原3000m地形,打点表示通过95%信度的显著性检验,单位:gpm)

Fig. 7 Composite of 500hPa abnormal geopotential height. (a)for stronger northern branch flow and the weaker southern branch flow, (b) for stronger southern branch flow and weaker northern branch flow (The solid red line indicates the ones with its topography more than 3000 m, the black dots indicate the correlation coefficients significant at the 95% confidence level, units: gpm)

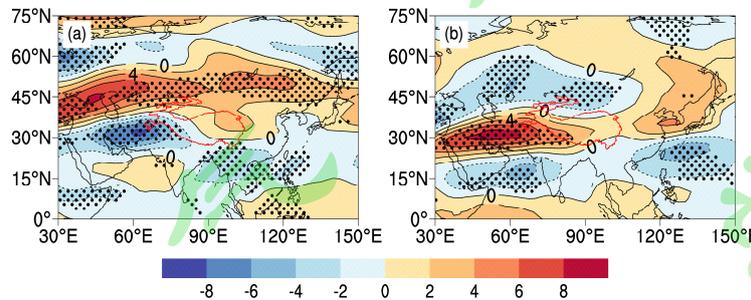


图8 同图7但为200hPa纬向风距平合成(红色实线代表高原3000m地形,打点表示通过95%显著性检验,单位:m/s)

Fig. 8 As shown in Fig.7, but for the zonal wind anomaly at 200hPa (The solid red line indicates the ones with its topography more than 3000 m, the black dots indicate the correlation coefficients significant at the 95% confidence level, units: m/s)

4.4 青藏高原绕流异常变化的东亚大气垂直结构特征

前面分别分析了青藏高原南北绕流的强弱变化与对流层中环流的异常特征及其对我国天气气候的影响。这一小节,我们进一步从我国东部地区对流层整层大气要素的垂直结构异常变化分析青藏高原北支(南支)绕流强、南支(北支)绕流弱对我国天气气候异常的影响。

图9是青藏高原北支绕流强、南支绕流弱的中国东部105-120°E平均的异常纬向风和经向风、垂直速度和气温的纬度-高度垂直剖面图。从图9a中可以看到,35°N以北的整个对流层中都是西风异常,35°N以南除850hPa以下的对流底层是弱西风异常外,850hPa以上都是东风异常,这表明当北支绕流强南支绕流弱时,我国东部整个对流层大气有一致受青藏高原异常纬向绕流影响的“正压特征”;结合经向气流异常,850hPa以下从南到北为一致的异常西南风,从850hPa到200hPa的对流层中高层,35°N以北为异常西北风、35°N以南为异常东北风,二者之间是反气旋式切变。配合图9a,在垂直速度和气温异常的垂直剖面图上(图9b)可以看到,除45°N以北的对流层低层是小范围的上升运动异常区域外,对流层中的其它区域都是下沉运动异常区,相应的300hPa以下是异常偏暖区,200hPa以上为异常偏冷区,大气垂直结构稳定。这种对流层底层一致异常偏南气流的影响不利于冷空气南下,与中上层异常反气旋切变的影响,加强了下沉运动增温作用,我国东部大部分地区气温偏高、降水偏少;而华北和东北则受高纬度地区低层异常上升的影响,降水偏多。

与高原北支绕流强、南支绕流弱的情况明显不同,如图10所示,当青藏高原南支绕流强、北支绕流弱时(图10a),对流层中的纬向风异常有明显的“斜压特征”,西风异常呈现为从对流层低层到高层、从低纬度到高纬度的向北倾斜的带状特征,其下方自25°N附近的

近地面到 45°N 附近的 200hPa 高空“三角形”状为东风异常，其上面自 15°N 附近的 850hPa 到 30°N 附近的 100hPa 也为东风异常；相应的经向风在整个对流层中都表现为南风异常，对流层中上层的 25-40°N、400-200hPa 之间是超过 3m/s 的异常中心；综合起来，倾斜的西风异常带中为异常西南气流，其下方为异常东南气流，二者之间为气旋式切变。相应的图 10b 上可以看到，20-40°N 之间、华南到华北地区为异常上升运动，以北地区则弱的异常下沉运动；温度异常的垂直分布特征与纬向风异常类似，但低层的“三角形”状的负温度异常向南切入到了 15°N 附近的我国南海地区，从低层到高层、自南到北倾斜的正温度异常的高度更高。这种对流层低层的异常偏冷的东南气流从北到南一直切入到我国华南沿海，其上层是异常偏暖的西南气流自南向北爬升到我国中高纬度地区，结果导致我国大范围的气温异常偏低、降水偏多。

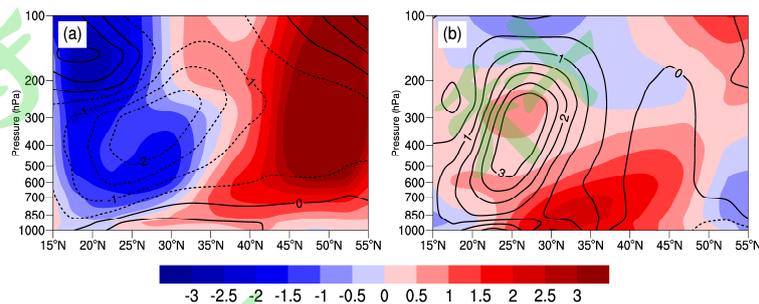


图 9 北支绕流强年和南支绕流弱年 105-120°E 平均的纬度-高度垂直剖面图。(a)填色代表纬向风，等值线代表经向风（单位：m/s）；(b) 填色表示气温（单位：°C），等值线表示垂直速度（单位：10⁻²Pa/s）

Fig. 9 The averaged vertical profile of latitude-altitude between 105-120°E for the stronger northern branch flow and the weaker southern branch flow. (a) the shading is the zonal wind, the contour is the meridional wind (units: m/s); (b) the shading is the air temperature (units: °C), the contour is the vertical velocity (units: 10⁻²Pa/s)

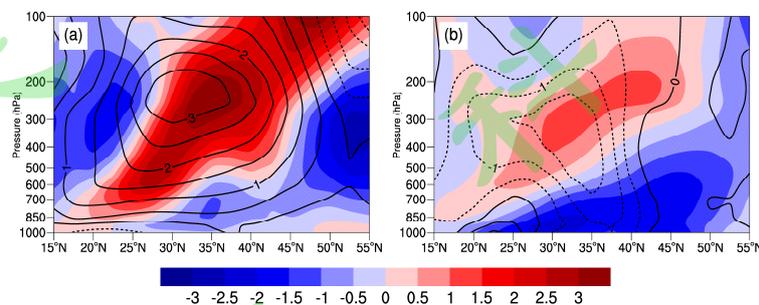


图 10 北支绕流弱年和南支绕流强 105-120°E 平均的纬度-高度垂直剖面图。(a)填色代表纬向风，等值线代表经向风（单位：m/s）；(b)填色表示气温（单位：°C），等值线表示垂直速度（单位：10⁻²Pa/s）

Fig. 10 As shown in Fig. 9, but for the stronger southern branch flow and the weaker northern branch flow.

5 结论与讨论

本文利用 1979~2019 年 NCEP/NCAR 再分析资料，定义了客观表征冬季青藏高原南北两支绕流变化的指数、分析了其不同变化特征；并采用相关分析、合成分析等方法初步研究了青藏高原南北两支绕流异常变化对我国气温和降水的影响机制。通过综合分析冬季青藏高原北支（南支）绕流强、南支（北支）绕流弱异常变化情况下，亚洲地区对流层环流的异常变化对我国天气气候的影响机制。主要结论有：

(1) 根据青藏高原冬季南北绕流的差异，定义了两个指数来分别反映北支绕流和南支绕流的变化。结果表明北支绕流和南支绕流之间存在明显的不同变化特征，北支（南支）绕流强、南支（北支）绕流弱时，高原东北侧为异常西北风（东南风）、西北侧为异常西南风

(东北风)、西南侧为异常东南风(西北风)、东南侧为异常东北风(西南风)。青藏高原南北两支绕流变化呈显著的负相关,相关系数达-0.57,通过了99%的信度检验。

(2) 青藏高原冬季南北两支绕流的异常变化对我国冬季天气气候有显著影响。当青藏高原北支绕流强(弱)时,我国东北地区气温偏低(高)、河套及长江以南地区气温偏高(低),降水的变化是东北、新疆北部地区降水偏多(少),青藏高原和南方地区降水偏少(多);当南支绕流强(弱)时,全国气温普遍偏低(高),东北及新疆北部地区降水偏少(多),西北、西南及南方大部分地区降水偏多(少)。

(3) 对于青藏高原北支绕流强、南支绕流弱的高原绕流异常,对流层中低纬度地区的高原西部到我国东部沿岸为一个大面积的异常反气旋性环流系统,高原中部的500hPa为一个异常反气旋环流中心,并可垂直延伸到300hPa高度;中高纬度巴尔喀什湖和贝加尔湖西北部地区分别为异常气旋环流系统。受异常环流系统影响,我国的西北到东北地区700hPa以上为一致异常偏西气流影响,850hPa以下底层是异常西南气流,冷空气不易南下、沿西路向东影响东北地区;我国华北-东北地区也是冷气团和西南暖湿气流的交汇区,导致降水异常偏多、气温异常偏低;我国东部其它区、西南地区、西北地区,受850hPa以下底层的西南暖气流、700hPa层以上异常反气旋环流的下沉增温的作用,导致这些地区降水偏少、气温偏高。对流层中上层500hPa高度场异常特征表现为亚洲中高纬度地区经向位势高度梯度异常大、200hPa高空急流位置偏北、偏强,纬向环流为主的异常环流特征显著,不利于冷空气南下,也是我国大范围降水偏少、气温偏高的因素之一。

(4) 对高原南支绕流强、北支绕流弱的高原绕流异常,对流层中低纬度地区的高原西部到我国东部沿岸为一个大面积的异常气旋性环流系统,高原中部的500hPa为一个异常气旋环流中心,但随高度向西北方向倾斜;乌拉尔山东部的中高纬度东亚地区和中国东北到日本一带的异常反气旋性环流系统。冷空气分别经高纬度异常反气旋环流系统东部和东南部经贝加尔湖西部、朝鲜半岛和我国东部沿岸的850hPa以下的低层切入我国,自南至北、850-700hPa之间我国东部大部分地区处于异常气旋环流东南位相的异常西南气流中,我国东部大部分地区850hPa以下入侵东(南)风异常与700hPa以上暖湿西南风异常配置,是导致除东北地区外全国大部分地区降水偏多、气温异常偏低的主要原因之一;东北到华北北部地区则是从850hPa到500Pa都是一致异常反气旋式环流系统影响,降水偏少。在对流层中上层,与高原北支绕流强、南支绕流弱不同,亚洲中高纬度经向环流异常特征显著、阻塞高压系统活跃,有利于冷空气向南爆发,影响东亚和我国大范围地区;200hPa上东亚地区的东段西风急流轴北移、急流加强则是有利于东亚冬季风强度加强,引起我国从北到南的陆面降温的因素。

(5) 综合分析青藏高原绕流异常变化对我国天气气候的影响机制表明:当青藏高原北支绕流强、南支绕流弱时,中国东部35°N以北的整个对流层中都是西北异常,35°N以南850hPa以上都是东北风异常,受青藏高原异常纬向绕流影响,对流层大气是“正压结构”特征;结合经向风、垂直速度和气温的异常变化,对流层中850hPa以下底层从南到北为一致的异常西南风,850hPa以上层中35°N之间是反气旋式切变和下沉运动异常、300hPa以下是异常偏暖,这些不利于冷空气南下的条件及反气旋切变加强的下沉增温作用,导致了我国东部大部分地区气温偏高、降水偏少。当青藏高原南支绕流强、北支绕流弱时,对流层中的纬向风异常则为明显的“斜压特征”,西风异常呈现为从对流层低层到高层、低纬度到高纬度的向北倾斜的带状特征,其下方自华南地区近地面到华北200hPa高度为“三角形”状的东风异常;配合相应的整层经向风异常、华南到华北的异常上升运动、低层的“三角形”状的异常冷气团向南切入到我国南海地区和其上层异常偏暖的西南气流自南向北爬升到我国中高纬度地区,导致我国大范围的气温异常偏低、降水偏多。

本文仅是客观定义冬季青藏高原绕流指数并初步分析了其异常变化条件下影响我国冬季天气气候异常的环流特征,其中我们也分析过高原绕流指数与相关的东亚冬季风指数的关系,发现两者之间并没有显著的相关关系;但从我们的分析也可以看到,当青藏高原北支绕流强、南支绕流弱时,850hPa上(图5a)华南沿岸到日本南部洋面以南的我国南海到西北太平洋低纬度地区,都是异常北风,而我国从江南到东北都为一致西南风异常,这是否意味着东亚冬季风北弱-南强的模态?相反,当青藏高原南支绕流强、北支绕流弱时,850hPa上(图6a)呈现出图5a相反的特征,是东亚冬季风南弱-北强的模态?换言之,青藏高原绕流异常变化是否会与东亚冬季风的南北强弱模态变化有关系?另外,值得进一步研究的问题是高原绕流变化对后期春夏季天气气候的影响,我们的研究结果也尚需数值试验进一步验证。影响我国冬季气温和降水的影响因子有很多,如厄尔尼诺(ENSO)(龚道溢和王绍武,1999)等对我国冬季气温的影响更为显著,那么,高原绕流变化与ENSO是否有关,这可能也是有待进一步研究的问题。

参考文献 (Reference)

- 艾雅雯, 孙建奇, 韩双泽, 等. 2020. 1961~2016 年中国春季极端低温事件的时空特征分析 [J]. 大气科学, 44(6):1305-1319. Ai Yawen, Sun Jianqi, Han Shuangze, et al. 2020. Spatial and Temporal Features of Spring Extreme Low Temperature Events in China during 1961-2016 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(6): 1305-1319. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1912.19223
- Bolin B. 1950. On the influence of the earth's orography on the general character of the westerlies [J]. Tellus, 2 (3): 184-195. doi:10.1111/j.2153-3490.1950.tb00330.x
- 布和朝鲁, 彭京备, 谢作威, 等. 2018. 冬季大范围持续性极端低温事件与欧亚大陆大型斜脊斜槽系统研究进展 [J]. 大气科学, 42(3): 656-676. Bueh Cholaw, Peng Jingbei, Xie Zuowei, et al. 2018. Recent progresses on the studies of wintertime extensive and persistent extreme cold events in China and large-scale tilted ridges and troughs over the Eurasian continent [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42(3): 656-676. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1712.17249
- Charney J G, Eliassen A. 1949. A numerical method for predicting the perturbations of the middle latitude westerlies [J]. Tellus, 1 (2): 38-54. doi:10.1111/j.2153-3490.1949.tb01258.x
- Duan A M, Wu G X. 2005. Role of the Tibetan Plateau thermal forcing in the summer climate patterns over subtropical Asia [J]. Climate Dynamics, 24(7): 793-807. doi:10.1007/s00382-004-0488-8
- Duan A M, Wu G X, Liu Y M, et al. 2012. Weather and Climate Effects of the Tibetan Plateau [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 29(5): 978-992. doi:10.1007/s00376-012-1220-y
- Fan G Z, Zhang Y L, Wang B Y, et al. 2015. Interannual variability of the wintertime northern branch high ridge in the subtropical westerlies and its relationship with winter climate in China [J]. Journal of Meteorological Research, 29(5): 703-719. doi:10.1007/s13351-015-4178-8
- 顾震潮. 1951. 青藏高原对东亚环流的动力影响和它的重要性[J]. 中国科学, 2: 283-303. Gu Zhenchao. 1951. Dynamical influence of Xizang Plateau on East Asian general circulation and its importance [J]. Scientia Sinica (in Chinese), 2: 283-303. doi:CNKI:SUN:JAXK.0.1951-03-002
- 龚道溢, 王绍武. 1999. 近百年 ENSO 对全球陆地及中国降水的影响 [J]. 科学通报, 44(3): 315-320. Gong Daoyi, Wang Shaowu. 1999. The influence of ENSO on global land and Chinese Precipitation in the past century [J]. Chinese Science Bulletin (in Chinese), 44(3): 315-320. doi:10.1360/csb1999-44-3-315
- 黄刚, 周连童. 2004. 青藏高原西侧绕流风系的变化及其与东亚夏季风和我国华北地区夏季降水的关系 [J]. 气候与环境研究 9(2): 316-330. Huang Gang, Zhou Liantong. 2004. The Variability of the Wind System Circulating round the West Side of the Tibetan Plateau and Its Relation to the East Asian Summer Monsoon and Summer Rainfall in North China [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 9(2): 316-330. doi:10.3969/j.issn.1006-9585.2004.02.008
- 蒋艳蓉, 何金海, 温敏, 等. 2009. 冬、春季青藏高原东侧涡旋对特征及其对我国天气气候的影响 [J]. 高原气象, 28(5): 945-954. Jiang Yanrong, He Jinhai, Wen Min, et al. 2009. Characteristic of a couple of vortexes on the east side of Tibetan Plateau from winter to spring and their impact on the weather and climate in China [J]. Plateau Meteorology (in

- Chinese), 28(5): 945-954. doi:10.7666/d.y1257702
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, et al. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77(3): 437-472. doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0437:Tnyrp>2.0.co;2
- Liu Y M, Bao Q, Duan A M et al. 2007. Recent progress in the impact of the Tibetan Plateau on climate in China [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 24(6): 1060-1076. doi:10.1007/s00376-007-1060-3
- 李维京, 罗四维. 1986. 青藏高原对其邻近地区一次天气系统影响的数值试验 [J]. *高原气象*, 5(3): 245-255. Li Weijing Luo Siwei. 1986. An numerical experiment of the effect of Tibetan Plateau on a synoptic system in its neighbourhood [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 5(3): 245-255. doi:CNKI:SUN:GYQX.0.1986-03-004
- 李斐, 李建平, 李艳杰, 等. 2012. 青藏高原绕流和爬流的气候学特征 [J]. *大气科学*, 36(6): 1236-1252. Li Fei, Li Lianping, Li Yanjie, et al. 2012. Climatological Characteristics of Flow around and Flow over the Tibetan Plateau [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 36(6): 1236-1252. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11214.
- 梁潇云, 刘屹岷, 吴国雄. 2005. 青藏高原隆升对春、夏季亚洲大气环流的影响 [J]. *高原气象*, 24(6): 837-845. Liang Xiaoyun, Liu Yimin, Wu Guoxiong. 2005. The Impact of Qinghai-Xizang Plateau Uplift on Asian General Circulation in Spring and Summer [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 24(6): 837-845. doi:CNKI:SUN:GYQX.0.2005-06-000
- 李强. 2011. 冬季青藏高原南支绕流对中国降水的影响及其变化机制 [D]. 中国气象科学研究院博士学位论文. Li Qiang. 2011. The Influence of Winter Southern Branch of Westerly on Precipitation in China and its Variability Mechanism [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Chinese Academy of Meteorological Sciences.
- 毛睿, 龚道溢, 房巧敏. 2007. 冬季东亚中纬度西风急流对我国气候的影响 [J]. *应用气象学报*, 18(2):137-146. Mao Rui, Gong Daoyi, Fang Qiaomin. 2007. Influences of the East Asian Jet Stream on winter climate in China [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 18(2): 137-146. doi:10.11898/1001-7313.20070202
- Pfahl S, Wernli H. 2012. Quantifying the relevance of atmospheric blocking for co-located temperature extremes in the Northern Hemisphere on (sub-)daily time scales [J]. *Geophysical Research Letters*, 39(12): 1-6. doi:10.1029/2012GL052261
- Queney P. 1948. The Problem of Airflow over Mountains: The Problem of Air Flow Over Mountains: A Summary of Theoretical Studies [J]. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 29(1): 16-26. doi:10.1175/1520-0477-29.1.16
- 瞿章, 王谦谦, 钱永甫. 1981. 青藏高原对冬季东亚大气环流动力效应的数值实验 [C]// 青藏高原气象会议文集. 北京: 科学出版社, 19-32. Qu Zhang, Wang Qianqian, Qian Yongfu. 1981. Numerical experiment on the dynamic effect of East Asian atmospheric circulation over the Qinghai-Xizang Tibet Plateau in winter [C]// Proceedings of the Qinghai-Tibet Plateau Meteorological Conference (in Chinese). Beijing: Science Press, 19-32.
- 乔钰, 周顺武, 马悦, 等. 2014. 青藏高原的动力作用及其对中国天气气候的影响 [J]. *气象科技*, 42(6): 1039-1046. Qiao Yu, Zhou Shunwu, Ma Yue, et al. 2014. Dynamic effect of Tibetan Plateau and its impact on weather and climate in China [J]. *Meteorological Science and Technology (in Chinese)*, 42(6): 1039-1046. doi:10.3969/j.issn.1671-6345.2014.06.017
- Ramaswamy C, 2010. On the Sub-tropical Jet Stream and its Role in the Development of

- Large-scale Convection[J]. *Tellus*, 8(1): 26-60. doi: 10.1111/j.2153-3490.1956.tb01194.x
- 吴国雄. 2014. 青藏高原对我国天气气候影响有多大 [N]? 中国气象报. Wu Guoxiong. 2014. How much influence does the Qinghai-Tibet Plateau have on my country's weather and climate? [N] *China Meteorological News (in Chinese)*. doi: 10.28122/n.cnki.ncqxb.2014.000950
- 王谦谦, 王安宇, 李学锋, 等. 1984. 青藏高原大地形对夏季东亚大气环流的影响 [J]. *高原气象*, 3(1): 13-26. Wang Qianqian, Wang Anyu, Li Xuefeng, et al. 1984. The effects of the Qinghai-Xizang Plateau on the mean general circulation in East Asia in summer [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 3(1): 13-26. doi:CNKI:SUN:GYQX.0.1984-01-001
- 王安宇, 王谦谦. 1985. 青藏高原大地形对冬季东亚大气环流的影响 [J]. *高原气象*, 4(2), 109-120. Wang Anyu, Wang Qianqian. 1985. The effects of the Qinghai-Xizang Plateau on the mean general circulation in East Asia in winter [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 4(2): 109-120.
- 王同美, 吴国雄, 万日金. 2008. 青藏高原的热力和动力作用对亚洲季风区环流的影响 [J]. *高原气象*, 27(1): 1-9. Wang Tongmei, Wu Guoxiong, Wan Rijin. 2008. Influence of the Mechanical and Thermal Forcing of Tibetan Plateau on the Circulation of the Asian Summer Monsoon Area [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 27(1): 1-9. doi:CNKI:SUN:GYQX.0.2008-01-000
- 魏凤英. 1999. 现代气候统计诊断与技术 [M]. 北京: 气象出版社, 30-33. Wei Fengying. 1999. *Modern Climatic statistical Diagnosis and Forecasting Technology (in Chinese)* [M]. Beijing: China Meteorological Press, 30-33.
- 吴树炎. 2018. 南支槽的年际变化及其与我国南方冬季气候之间的关系 [D]. 成都信息工程大学. Wu Shuyan. 2018. The interannual variation of the southern branch trough and its relationship with the winter climate in southern China [D]. M. S. thesis (in Chinese), Chengdu University of Information Technology.
- Wu Guoxiong, Duan Anmin, Liu Yimin, et al. 2015. Tibetan Plateau climate dynamics: recent research progress and outlook[J]. *National Science Review*. 2(1): 100-116. doi: CNKI:SUN:NASR.0.2015-01-019
- 徐玮平, 张杰, 刘晨, 等. 2020. 20 世纪 90 年代以后华北初春低温增强和北大西洋海温关系 [J]. *大气科学*, 44(6): 1167-1187. Xu Weiping, Zhang Jie, Liu Chen, et al. 2020. Relationship between the Early-Spring Low-Temperature Enhancement in North China and Sea Surface Temperature in the North Atlantic since the 1990s [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 44(6): 1167-1187. doi:10.3878/j.issn.1006-9895. 912.19127
- 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社. Ye Duzheng, Gao Youxi. 1979. *Meteorology of Qinghai-Xizang Plateau (in Chinese)* [M]. Beijing: Science Press.
- 姚慧茹, 李栋梁. 2013. 东亚副热带急流的空间结构及其与中国冬季气温的关系 [J]. *大气科学*, 37(4): 881-890. Yao Huiru, Li Dongliang. 2013. Spatial Structure of East Asia Subtropical Jet Stream and Its Relation with Winter Air Temperature in China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 37(4): 881-890. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12072
- Yanai M H, 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]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 70(1): 419-434. doi:10.1175/1520-0469(1992)049<0256:PAPIAP>2.0.CO;2

- 朱乾根, 杨松. 1990. 青藏高原大地形对冷涌作用的数值模拟研究 [J]. 气象学报, 48(2): 162-171. Zhu Qiagen, Yang Song. 1990. A study of the Tibetan Plateau effects on cold surge by using numerical model [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 48(2): 162-171. doi:10.11676/qxxb1990.020
- 张耀存, 钱永甫. 1999. 青藏高原隆升作用于大气临界高度的数值研究 [J]. 气象学报, 57(2), 157-167. Zhang Yaocun, Qian Yongfu. 1999. Numerical studies on the effects of the critical height of Qinghai-Xizang Plateau uplift on the atmosphere [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57(2): 157-167. doi:10.11676/qxxb1999.014
- 张永莉, 范广洲, 汪家楠, 等. 2018. 春季北支脊变化特征及其对中国气候的影响 [J]. 自然资源学报, 33(1): 114-126. Zhang Yongli, Fan Guangzhou, Wang Jianan, et al. 2018. Variation of springtime northern branch ridge and its impact on climate in China [J]. Journal of Natural Resources (in Chinese), 33(1): 114-126. doi:10.11849/zrzyxb.20161067