

# 青藏高原东部冬季降水对北极涛动异常的响应\*

刘胜胜<sup>1,2</sup> 周顺武<sup>1</sup> 吴萍<sup>3</sup> 孙阳<sup>1</sup> 谢洁宏<sup>1</sup> 李可<sup>1</sup>  
LIU Shengsheng<sup>1,2</sup> ZHOU Shunwu<sup>1</sup> WU Ping<sup>3</sup> SUN Yang<sup>1</sup> XIE Jiehong<sup>1</sup> LI Ke<sup>1</sup>

1. 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室, 气候与环境变化国际合作联合实验室, 气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 资料同化研究与应用中心, 南京, 210044
2. 西藏自治区气象台, 拉萨, 850000
3. 国家气候中心, 北京, 100081

1. *Key Laboratory of Meteorological Disaster, Ministry of Education/Joint International Research Laboratory of Climate and Environment Change/Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters/Joint Center for Data Assimilation Research and Applications, Nanjing University of Information Science & Technology, Nanjing 210044, China*

2. *Meteorological Observatory of the Tibetan Autonomous Region, Lhasa 850000, China*

3. *National Climate Center, Beijing 100081, China*

2021-01-04 收稿, 2021-03-31 改回.

刘胜胜, 周顺武, 吴萍, 孙阳, 谢洁宏, 李可. 2021. 青藏高原东部冬季降水对北极涛动异常的响应. 气象学报, 79(4): 558-569

Liu Shengsheng, Zhou Shunwu, Wu Ping, Sun Yang, Xie Jiehong, Li Ke. 2021. Response of winter precipitation in eastern Tibetan Plateau to Arctic Oscillation. *Acta Meteorologica Sinica*, 79(4):558-569

**Abstract** In this study, regional differences in precipitation between the northern and southern Tibetan Plateau (hereafter TP) are analyzed based on the China gauge-based monthly gridded data (CN05.1) and the precipitation dataset provided by the Global Precipitation Climatic Center (GPCC) for the period 1979 to 2015. Responses of interannual variation in precipitation to the Arctic Oscillation (AO) anomalies are explored using the methods of regression analysis and composite analysis etc. The results indicate that there exists a close relationship between winter precipitation over the northern and southern TP and the AO. However, interannual variations of precipitation in the northern and southern TP and their response mechanisms to AO anomalies are different. Besides, the main synoptic systems that influence winter precipitation in the two regions are also different. The variation of winter precipitation in the northern TP is mainly related to the East Asian winter monsoon, which weakens (strengthens) with southeasterly (northwesterly) anomalies in the troposphere when the AO is in positive (negative) phase. The southeasterly (northwesterly) anomalies are favorable (unfavorable) for water vapor transport from the western Pacific to the northern TP, leading to increases (decreases) in precipitation there. In contrast, winter precipitation anomalies in the southern TP are mainly caused by the southern branch trough. When the AO is in positive (negative) phase, the southern branch trough reinforces (weakens), which is (is not) conducive to the transport of warm and moist water vapor from the Bay of Bengal to the TP and the convergence (divergence) in the lower troposphere. Meanwhile, the ascending (descending) motion enhances, resulting in increased (decreased) precipitation in the southern TP. In summary, the response mechanisms of winter precipitation in the northern and southern TP to the AO anomalies are different in that the AO mainly affects winter precipitation in the northern (southern) TP by affecting the East Asian winter monsoon (southern branch trough). Note that compared to positive AO anomalies, the impact of negative AO anomalies is more significant.

**Key words** AO, Eastern TP, East Asian winter monsoon, Southern Branch Trough, Topography

\* 资助课题: 国家自然科学基金重点项目(42030602)、国家自然科学基金项目(41801017)、第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0208)。

作者简介: 刘胜胜, 主要从事高原气象学研究。E-mail: 1259923740@qq.com

通信作者: 周顺武, 主要从事气候动力学研究。E-mail: zhou@nuist.edu.cn

**摘要** 基于1979—2015年中国区域CN05.1格点降水以及全球降水气候中心(GPCC)降水等数据资料,采用回归、合成分析等方法,分析了青藏高原东部(简称高原)冬季降水的南、北区域性差异及其年际变化对北极涛动(AO)异常的响应。结果表明:(1)高原北部和南部冬季降水都与AO异常存在密切关系,但降水的年际变化并不一致,对AO异常响应的机理也不同。(2)高原北部冬季降水变化主要和东亚冬季风有关,AO正(负)异常时东亚冬季风减弱(增强),高原北部对流层各层均为东南(西北)风距平,有(不)利于西太平洋的水汽进入高原北部,导致北部降水增加(减弱)。(3)高原南部冬季降水变化主要和南支槽有关,AO正(负)异常时南支槽加强(减弱),有(不)利于源自孟加拉湾的水汽北上高原,低层辐合(散)高层辐散(合),上升(下沉)运动增强,导致南部降水增加(减弱)。简言之,AO通过影响东亚冬季风(南支槽),进而影响高原北(南)部冬季降水,但AO负异常对高原冬季降水的影响比AO正异常的影响更加显著。

**关键词** 北极涛动,青藏高原东部,东亚季风,南支槽,地形中图法分类号 P461

## 1 引言

北极涛动(Arctic Oscillation, AO)作为北半球热带外大气在年际变化尺度上的最主要信号,冬季最活跃,AO异常不仅影响高纬度地区气候,也能影响到中低纬度地区(龚道溢等,2003;谭本旭等,2014)。AO主要通过南、北两支波列影响东亚地区(Chen, et al, 2002; Wang, et al, 2010),北支波列沿极锋急流波导在欧亚大陆北部上空传播,大量研究表明,冬季AO正位相时,东亚冬季风弱(Chen, et al, 2005; 王林等, 2021),主要表现为:西伯利亚高压减弱和东亚大槽变浅(武炳义等, 1999; Wang, et al, 2010; 朱红霞等, 2019)。南支波列沿着副热带急流波导向东南传播至欧洲、阿拉伯半岛和中国南方上空(Wen, et al, 2009; 徐寒列等, 2012),冬季AO正位相时,引起中东急流异常(Zhang, et al, 2004; Xin, et al, 2010),增强的中东急流有利于青藏高原南侧的南支槽(印缅槽)加强(张白银等, 2008; 梁苏洁等, 2019),进而对中国南方地区冬季气候产生影响(Xin, et al, 2010, 段旭等, 2012; 覃郑婕等, 2017)。

关于AO或北大西洋涛动(North Atlantic Oscillation, NAO)对青藏高原冬季降水(雪)的影响已有不少研究。Xin等(2010)指出高原雪深变化与NAO异常有关,在NAO正位相年,亚洲副热带西风急流增强,南支槽不断加深,槽前增强的南风有利于高原降雪。覃郑婕等(2017)发现高原冬季积雪与AO密切相关,AO正位相年冬季,东亚大槽减弱,南支槽加深东移,西太平洋副热带高压(简称西太副高)加强,使得更多暖湿气流到达高原,导致高原降雪增多。帅嘉冰等(2010)依据中国160个站月平均降水资料,发现中国冬季降水和AO指数

在大部分地区为正相关,显著相关区位于高原。采用同一套降水资料,徐寒列等(2012)得出冬季NAO正(负)位相年中国西南地区降水偏多(少),同时发现NAO与降水的相关具有不对称性(即负位相年降水偏少更明显)。李林等(2018)根据1961—2012年青藏高原台站降水资料,得出秋、冬季AO指数与同期降水均存在显著的相关,其中在冬季两者的正相关更显著。

综上所述,AO异常能够影响高原冬季降水。但多数文献使用的是中国160个地面气象观测站降水资料(帅嘉冰等, 2010; 徐寒列等, 2012; 孔祥伟等, 2012),包含的高原站点稀少(其中西藏境内仅有2个站,青海区域只有3个站),难以揭示高原降水的区域性差异。同时也有研究表明,高原大致以唐古拉山脉为界,高原南、北部存在不同的影响系统,北部冬季主要受西风带影响(郑度等, 1979; Tian, et al, 2007);南部冬季主要受印缅槽影响(索渺清等, 2009; Li, et al, 2016),因此研究高原冬季降水对AO异常响应时,有必要分区域以便认识AO的局地影响。

## 2 资料和方法

### 2.1 资料选取

文中分析时段为1979年12月—2016年2月冬季(当年12月—次年2月),使用的主要资料有:(1)根据中国2400余个气象台站的观测资料,通过插值建立的逐月降水格点数据集——CN05.1(吴佳等, 2013),水平分辨率 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 。(2)全球降水气候中心(Global Precipitation Climatology Centre, GPCC)逐月降水资料,水平分辨率 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 。(3)欧洲中期天气预报中心提供的ERA-Interim逐月再分析数据,包括比湿、风场、地表气压以及位势高度

等要素,水平分辨率 $0.75^{\circ}\times 0.75^{\circ}$ 。(4)美国气候预测中心(Climate Prediction Center, CPC)网站下载的AO涛动指数(Arctic Oscillation Indices, AOI)。

## 2.2 方法简介

一些研究指出,近几十年来高原冬季降水(雪)变化显著(韦志刚等, 2002; 刘华强等, 2003),同时AO也具有明显的年代际变化(何春等, 2003; 龚道溢等, 2003)。由于本研究主要关注冬季降水的年际变化,因此,在分析前将所有数据均进行去除线性趋势处理。文中使用了相关、回归和合成分析等常用的统计方法。

## 3 高原冬季降水的区域性差异及影响其年际变化的主要系统

为了揭示高原冬季降水对AO异常响应的区域性差异,采用高空间分辨率的降水资料,计算冬季AOI与高原冬季降水的相关系数,进一步明确AO年际变化影响高原冬季降水的区域和程度,并根据显著相关区域的降水时间系列,利用回归分析给出有利于不同区域冬季降水的动力和水汽条件,进而得到影响高原冬季降水年际变化的主要天气、气候系统。

### 3.1 高原南、北部冬季降水的区域性差异和年际变化

图1为1979—2015年冬季AOI与同期CN05.1

(图1a)及GPCC(图1b)的降水相关系数分布。由图可见,CN05.1和GPCC的结果均显示,AOI分别与高原北部和南部(含云贵高原西部)冬季降水存在显著的正相关,但在高原中部( $30^{\circ}\text{N}$ 附近)正相关较弱,甚至出现弱的负相关,与(He, et al, 2017)使用CN05.2降水资料得到的结果一致。选取相关显著(均通过了95%信度的显著性水平 $t$ 检验)的两个区域(( $33^{\circ}\text{—}39^{\circ}\text{N}$ ,  $95^{\circ}\text{—}105^{\circ}\text{E}$ )为高原北部, ( $23^{\circ}\text{—}29^{\circ}\text{N}$ ,  $95^{\circ}\text{—}105^{\circ}\text{E}$ )为高原南部)进行研究。鉴于CN05.1降水数据考虑了台站观测资料(吴佳等, 2013),且具有更高的空间分辨率,以下分析主要基于CN05.1。

有研究(Yang, et al, 2011; Cuo, et al, 2013; 汤秋鸿等, 2020)证实,高原南、北部气候存在明显差异。从高原及其周边地区海拔高度和冬季平均降水的分布(图2)可见,高原北部平均海拔明显比南部高,约为3500 m;南部平均海拔约为1500 m,仅为北部的一半。高原冬季降水则是由东南向西北递减,北部冬季平均降水量(约为8.7 mm)明显比南部(53.1 mm)少,约为南部的1/6。这表明高原南、北部冬季降水存在明显的区域性差异,两地降水除天气、气候系统不同外,地形和海拔差异也有重要的影响。

AO与高原南、北部冬季降水均存在显著相关,那么这两地冬季降水的年际变化是否一致呢?

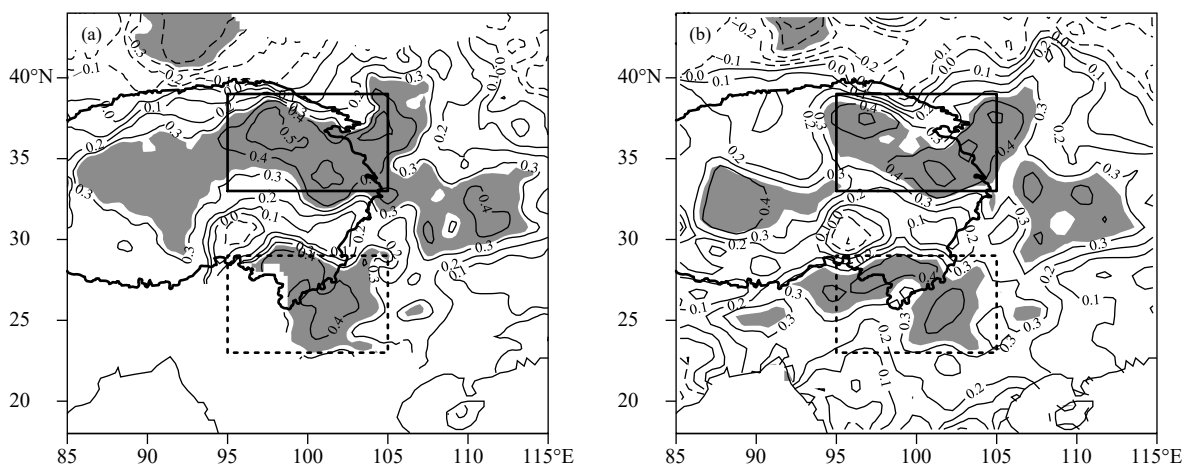


图1 1979—2015年AOI与CN05.1(a)及GPCC(b)冬季降水的相关系数分布(等值线:相关系数;灰色阴影区域表示通过95%信度水平 $t$ 检验;黑色粗线表示2500 m地形高度;实(虚)线矩形框表示高原北(南)部,以下同)

Fig. 1 Distributions of correlation coefficients between AOI and winter precipitation based on CN05.1 dataset (a) and GPCC dataset (b) from 1979 to 2015 (contour: correlation coefficient; gray shaded areas indicate the correlation coefficients passing the 95% confidence level  $t$  test; the black thick line represents the 2500 m topography height; black thick solid box: North Tibetan Plateau, black dashed box: South Tibetan Plateau, the same hereafter)

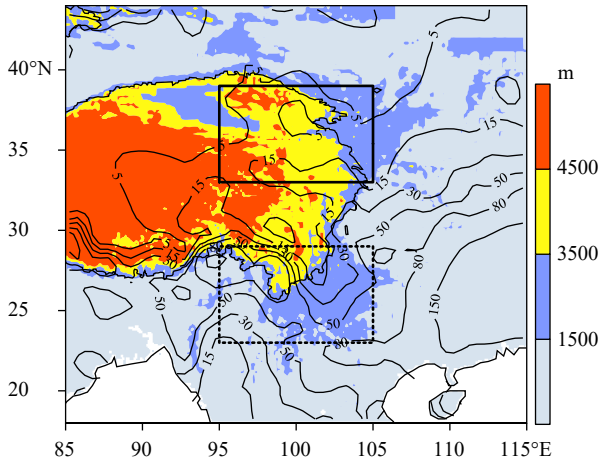


图2 高原及周边地区冬季平均降水(等值线: mm)和地形高度(色阶)分布

Fig. 2 Distribution of winter mean precipitation (contour, unit: mm) and terrain height (color shaded) on the TP and surrounding areas

对上述划分的北部和南部冬季降水分别进行区域平均和标准化,得到北部降水指数(North Precipitation Index, NPI)和南部降水指数(South Precipitation Index, SPI)。图3a是1979—2015年冬季AOI、NPI和SPI的年际变化曲线,从中可见,3条曲线均表现出明显的年际振荡,且冬季AOI(实线)与NPI(虚线)及SPI(点划线)的年际变化比较一致,

相关系数分别为0.58和0.49(均通过99%信度的显著性水平 $t$ 检验),说明在年际变化上高原南、北部冬季降水均和AO有密切联系。采用线性回归分析得知,回归效果显著,AO可解释高原北(南)部冬季降水的28.4%(20.3%)方差,这与相关分析的结果较一致。但是NPI和SPI的相关系数仅为0.31。值得注意的是,如果分降水的正、负距平来考察NPI和SPI的变化关系(图3b),发现在NPI为正位相时,NPI和SPI的相关性更差(相关系数下降至0.21)。此外,发现37a中NPI和SPI同(异)号的有19(18)a,可见南、北部冬季降水年际变化中只有一半时间保持同步。以上分析均说明高原南、北部冬季降水在年际变化上并不存在显著的关系。

### 3.2 高原南、北部冬季降水对应的风场变化

高原南、北部冬季降水的年际变化不同步,是否意味着影响两地冬季降水的环流系统不同?以下分析南、北部冬季降水对应的对流层高、低层环流型,需要说明的是,由于高原南、北部海拔差异明显,选择600(700)hPa为北(南)部的对流层低层,利用NPI和SPI序列分别与对流层低层和对流层高层(200 hPa)水平风场计算回归系数分布(图4)。北部冬季降水偏多时,600 hPa高度上在贝加尔湖以东地区维持一个反气旋性异常环流(图4a),表现

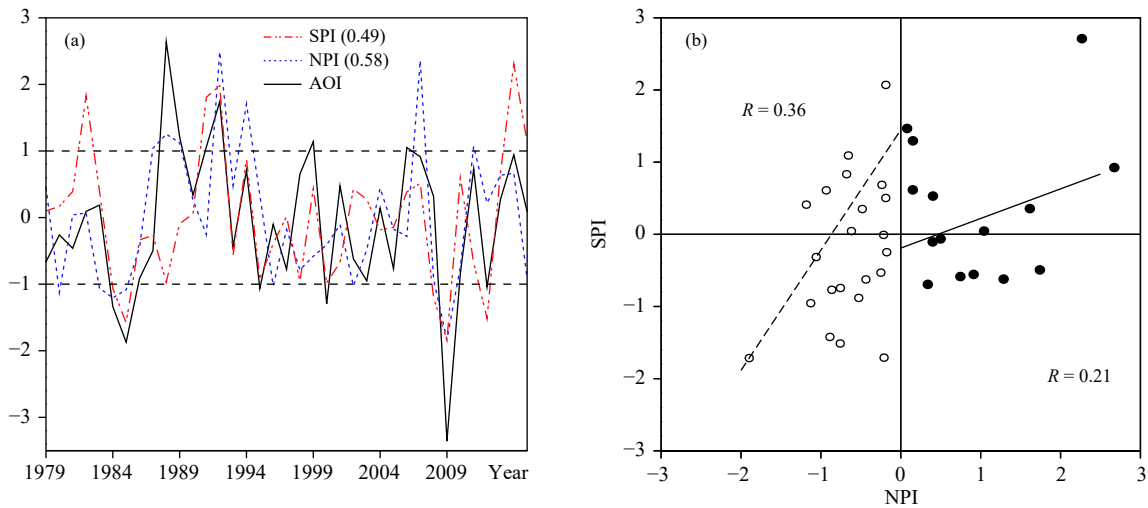


图3 1979—2015年冬季AOI、NPI、SPI年际变化曲线(a,括号里的数字为AOI与NPI及AOI与SPI的相关系数)及NPI与SPI散点分布(b,实(空)心点为NPI正(负)位相时与SPI的散点分布,实(虚)线为NPI正(负)位相时与SPI的线性拟合关系)

Fig. 3 Interannual variation curves of AOI, NPI and SPI in winters from 1979 to 2015 (a, the values in brackets are the correlation coefficients of AOI with NPI and SPI, respectively) and the scatter distribution of NPI and SPI (b, the solid (hollow) point is the scatter distribution of NPI and SPI in the NPI positive (negative) phase, and the solid (dashed) line is the linear fittings corresponding to the scatter)



出东亚冬季风减弱的环流型,从中国南海和西太平洋经中国东部地区到高原及其以北地区为异常的东南风;此东南风异常在对流层高层同样存在,且东南风距平进一步增强(图4b)。异常的东南风沿着北部边缘进入高原北部时,受地形阻挡不仅出现气旋式弯曲和抬升,同时使得更多的西太平洋暖湿气流向高原输送,有利于高原冬季降水(刘华强等, 2003; 胡豪然等, 2013; 覃郑婕等, 2017)。而南部冬季降水偏多时,对流层低层和高层均在贝加尔湖附近维持一个准正压的反气旋性异常环流(图4c、d),与北部降水偏多年的环流型相比,此反气旋的中心位置更加偏西偏北;此时在高原南部的西南侧为一个气旋性异常环流(图4c),这是南支槽增强的表现,增强的南支槽使得槽前的孟加拉湾水汽向中国南方地区输送,有利于高原南部及低纬度高原冬季降水(段旭等, 2012; 徐寒列等, 2012; 孔祥伟等, 2012)。

进一步分析南、北部冬季降水与高原对流层各层风场的变化关系,图5为由NPI序列回归到高原(沿100°E)的纬向风、经向风及经向环流的纬度-高度剖面。由图可见,北部冬季降水偏多时,高原北部(两条实直线之间的区域,以下同)从对流层低层到高层均为明显的东风异常(图5a)和南风异常(图5b),由此构成东南—西北向的风场距平,即东南风增强。由图5a还可以看出,北部各层东风随纬度升高增大,存在气旋式正涡度(图4a),即存在风场辐合;北部(沿36°N)纬向风的经度-高度剖面(图略)中,对流层中低层东风在东侧明显大于西侧,表现出随经度降低而减小,即北部中低层有纬向风辐合。图5b显示,北部冬季降水偏多时500 hPa以上经向风随纬度升高而增大,即高层存在经向风辐散。总之,北部中低层为纬向风辐合高层为经向风辐散,加之东南风进入高原受地形抬升出现明显的

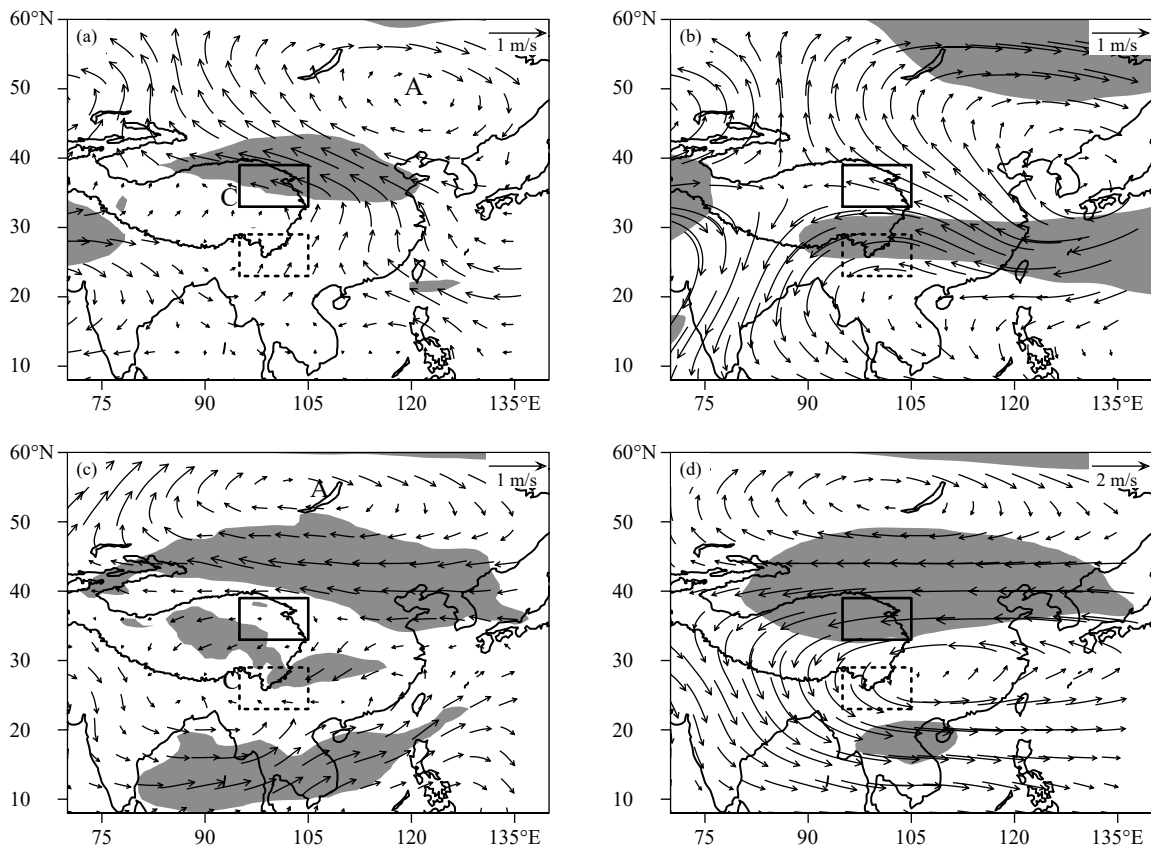


图4 NPI时间序列回归到冬季600 hPa (a)和200 hPa (b)以及SPI时间序列回归到700 (c)和200 hPa (d)风场(单位:m/s,灰色阴影表示通过95%信度水平 $t$ 检验)

Fig. 4 Regression patterns of winter wind field at 600 hPa (a) and 200 hPa (b) against the NPI sequence, and that at 700 hPa (c) and 200 hPa (d) against the SPI series (unit: m/s, gray shaded areas indicate the zonal wind regression coefficient passing the 95% confidence level  $t$  test)

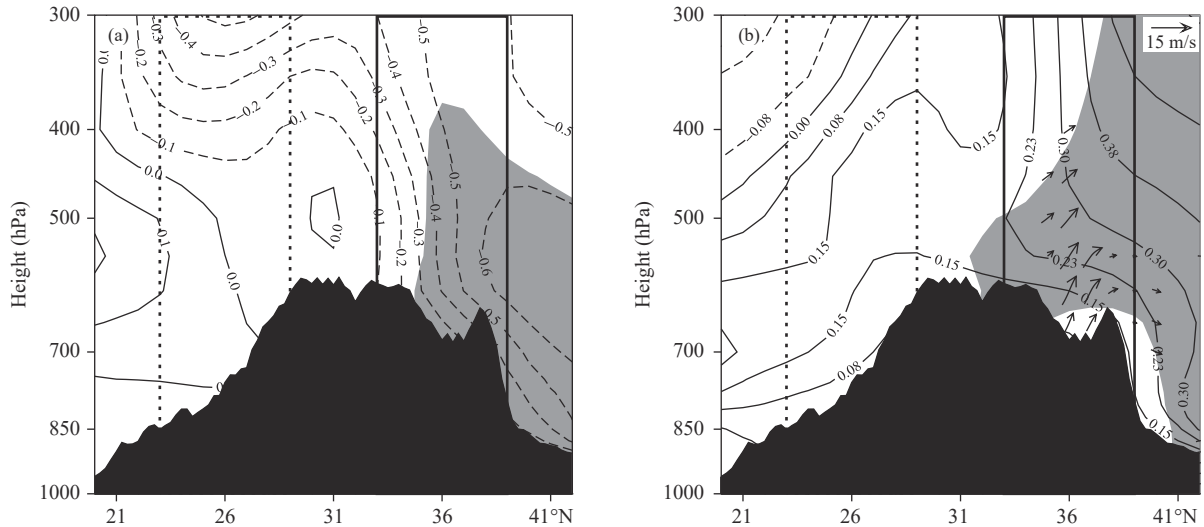


图 5 NPI 时间序列回归到高原 (沿 100°E) 的 (a) 纬向风 (等值线, 单位: m/s) 以及 (b) 经向风 (等值线, 单位: m/s) 和经向环流 (矢量, 单位: m/s, 垂直速度乘以 -500, 仅给出通过 95% 信度水平  $t$  检验的区域) 的纬度-高度剖面 (灰色阴影区域表示通过 95% 信度水平  $t$  检验; 黑色区域表示高原地形, 以下同)

Fig. 5 Pressure-latitude cross-sections of the NPI sequence regressed onto winter (a) zonal wind (contour, unit: m/s) and (b) meridional wind (contour, unit: m/s) with the meridional circulation (vector, unit: m/s, vertical speed multiplied by -500, only the values passing the 95% confidence level  $t$  test are plotted) over the TP (along 100°E) (Gray shaded areas indicate the values passing the 95% confidence level  $t$  test; black shaded areas indicate the terrain of the TP, The same hereafter)

上升运动 (图 5b), 这些风场的变化都和东亚冬季风减弱有关, 也都有利于北部产生降水。需要注意的是, 在北部冬季降水偏多时, 南部 (两条双虚直线之间的区域, 下同) 纬向风和经向风变化相对较小, 无明显的辐合、辐散, 也没有出现上升运动, 所以南部降水没有出现随北部降水增加而增加。

类似地, 图 6 显示了 SPI 序列回归到高原的纬向风、经向风及经向环流的纬度-高度剖面。由图可见, 南部冬季降水偏多时, 纬向风大致以 25°N 为界, 北 (南) 侧为东 (西) 风, 形成气旋式环流 (图 6a), 因此存在纬向风辐合; 此外南部的经向风变化也很明显 (图 6b), 大致以 500 hPa 为界, 低 (高) 层为南 (北) 风, 且低层风速随纬度减小, 即经向风辐合, 而高层风速随纬度增大, 为经向风辐散, 故在地形抬升下南部地区上升运动进一步增强至 400 hPa 以上。

由以上分析可知, 有利于高原北部冬季降水的动力条件是中低层的纬向风辐合和高层的经向风辐散, 这都与东亚冬季风减弱有关; 而有利于高原南部降水的动力条件是低 (高) 层经向风辐合 (散), 主要与南支槽增强引起的经向风异常有关。

### 3.3 高原南、北部冬季降水对应的水汽场变化

许多研究 (周长艳等, 2005; 孙畅等, 2019) 表

明, 高原冬季水汽输送较弱, 且主要来自偏西风水汽输送。考虑到水汽主要聚集在对流层低层, 图 7 分别给出了 NPI 回归到低层 (600 hPa) 以及 SPI 回归到低层 (700 hPa) 的水汽输送场和水汽通量散度场分布。北部冬季降水偏多时 (图 7a), 异常的东南风可将西太平洋的暖湿气流向西输送至高原, 北部水汽以弱辐合为主; 而此时南部出现强西风, 水汽为辐散, 不利于南部降水 (图 3b)。南部冬季降水偏多时 (图 7b), 同时存在孟加拉湾和西太平洋水汽在该区域及其东侧辐合, 但主要以南支槽前的水汽输送为主。

通过以上分析发现, 高原北部冬季降水偏多时, 异常的东南风有利于西太平洋的暖湿气流向西输送进入高原; 南部降水偏多时, 以南支槽前的孟加拉湾水汽输送为主。

## 4 AO 异常年高原区域大气环流场的差异

Baldwin 等 (1999) 的研究表明, AO 正位相时, 北半球极锋急流 (55°N) 增强, 副热带急流 (35°N) 减弱, 副热带急流减弱意味着经向槽、脊系统活动加强 (Nakamura, et al, 2015; 梁苏洁等, 2019)。高原恰好处于中纬度附近, 因此会同时受到高、低纬

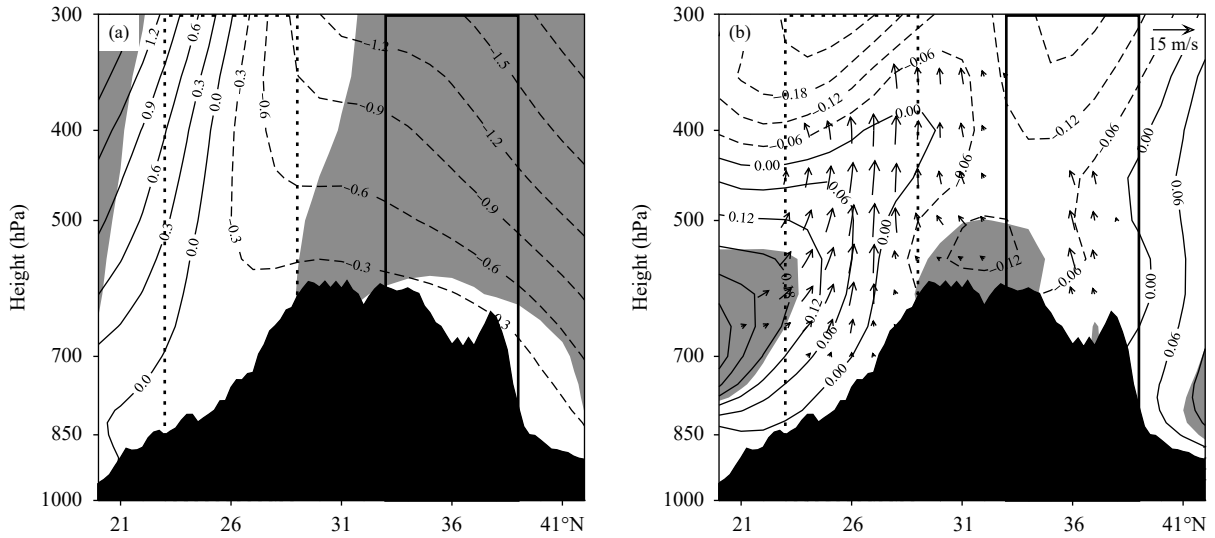


图 6 同图 5, 但为 SPI 序列回归结果

Fig. 6 Same as Fig. 5 but for the regression of the SPI series

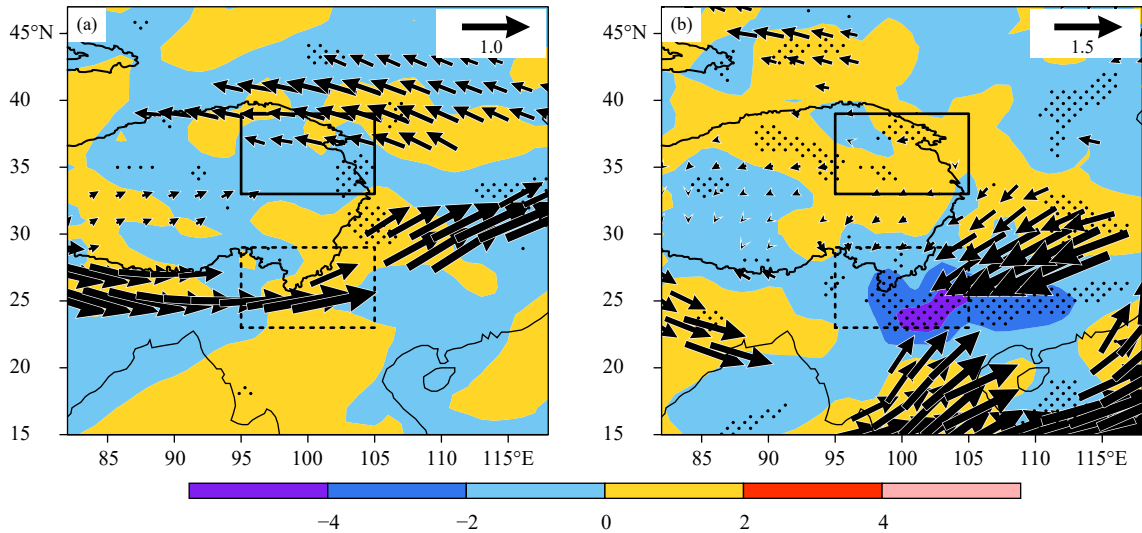


图 7 NPI 时间序列回归到 600 hPa 水汽输送通量 (矢量, 单位:  $10^{-2} \text{ kg}/(\text{m}\cdot\text{s}\cdot\text{hPa})$ , 仅给出通过 95% 信度水平  $t$  检验的区域) 和水汽通量散度 (色阶, 单位:  $10^{-8} \text{ kg}/(\text{m}^2\cdot\text{s}\cdot\text{hPa})$ ) (a), (b) 同 (a) 但为 SPI 序列回归到 700 hPa 结果 (打点区域表示通过 95% 信度水平  $t$  检验)

Fig. 7 Regression patterns of water vapor transport flux (vector, unit:  $10^{-2} \text{ kg}/(\text{m}\cdot\text{s}\cdot\text{hPa})$ , only the values passing the 95% confidence level  $t$  test being plotted) and water vapor flux divergence (shaded, unit:  $10^{-8} \text{ kg}/(\text{m}^2\cdot\text{s}\cdot\text{hPa})$ ) at 600 hPa against the NPI sequence (a), (b) is the same as (a), but for the regression at 700 hPa against the SPI series (The dotted areas indicate the values passing the 95% confidence level  $t$  test)

度系统的影响。以下利用合成分析比较 AO 异常年高原上空各层风场和湿度场的差异, 探讨 AO 异常对高原南、北部冬季降水影响的可能机制。

由去除线性趋势后的标准化 AOI 确定 AO 正、负异常年, 将大于 0.8 个标准差的年份确定为 AO 正异常年 (8 a), 将小于 0.8 个标准差的年份确定为 AO 负异常年 (9 a)。表 1 给出 AO 异常年及其对应

的北、南部降水距平百分率。

#### 4.1 AO 异常年环流场差异

根据表 1 确定的 AO 正、负异常年, 图 8 给出了 AO 正、负异常年冬季高原纬(经)向风以及经向环流合成差值的纬度-高度剖面。由图 8a 可知, AO 正异常年冬季高原北部对流层各层更易出现东风距平, 且同时存在气旋性涡度, 中、低层纬向风异

常随经度减小,表现出纬向风辐合(图略),高层经向风随纬度增大,表现出经向风辐散(图 8b),有利于北部降水形成;而对于南部,AO 偏强时 500 hPa 以下(上)为南(北)风异常,低层经向风随纬度升高而减小,表现为低层辐合,而高层经向风随纬度升高而增大,即高层辐散,同时低层南风受地形抬升作用,引起南部强烈的上升运动,有利于降水形成。

与第 3 节回归分析的结果相比,通过合成方法

得到的 AO 正、负年纬向风差值的纬度-高度剖面(图 8a)与利用 NPI 回归得到的纬向风纬度-高度剖面(图 5a)相似,均为 AO 正(负)异常年冬季东亚冬季风减弱(增强),高原北部出现东南(西北)风距平,可能是影响北部冬季降水偏多(少)的主要动力因子。同样,AO 正、负异常年合成后的经向风纬度-高度差值剖面(图 8b)也与 SPI 回归后的经向风纬度-高度剖面(图 6b)高度相似,说明 AO 正(负)

表 1 AO 异常年 AOI 及其对应高原南、北冬季降水量距平百分率

Table 1 AOI in AO anomaly years and corresponding percentage winter precipitation anomalies in the southern and northern TP

AO正异常					AO负异常				
序号	年份	AOI	北部降水距平百分率	南部降水距平百分率	序号	年份	AOI	北部降水距平百分率	南部降水距平百分率
1	1988	2.64	36.88	-33.11	1	2009	-3.36	-37.18	-61.23
2	1992	1.74	55.82	64.99	2	1985	-1.87	-20.32	-53.22
3	1989	1.21	22.23	-5.62	3	1984	-1.34	-29.22	-38.81
4	1999	1.14	10.52	25.55	4	2000	-1.30	-15.07	-36.37
5	1991	1.06	-6.47	55.80	5	1995	-1.07	-1.29	-26.81
6	2006	1.05	-7.26	23.89	6	2012	-1.04	-1.01	-57.19
7	2014	0.94	22.68	77.80	7	2003	-0.95	-10.42	-10.42
8	2007	0.91	49.93	26.34	8	1986	-0.91	-4.36	-11.15
					9	2010	-0.84	-14.54	13.98
平均		1.34	23.04	29.45	平均		-1.41	-14.82	-31.25

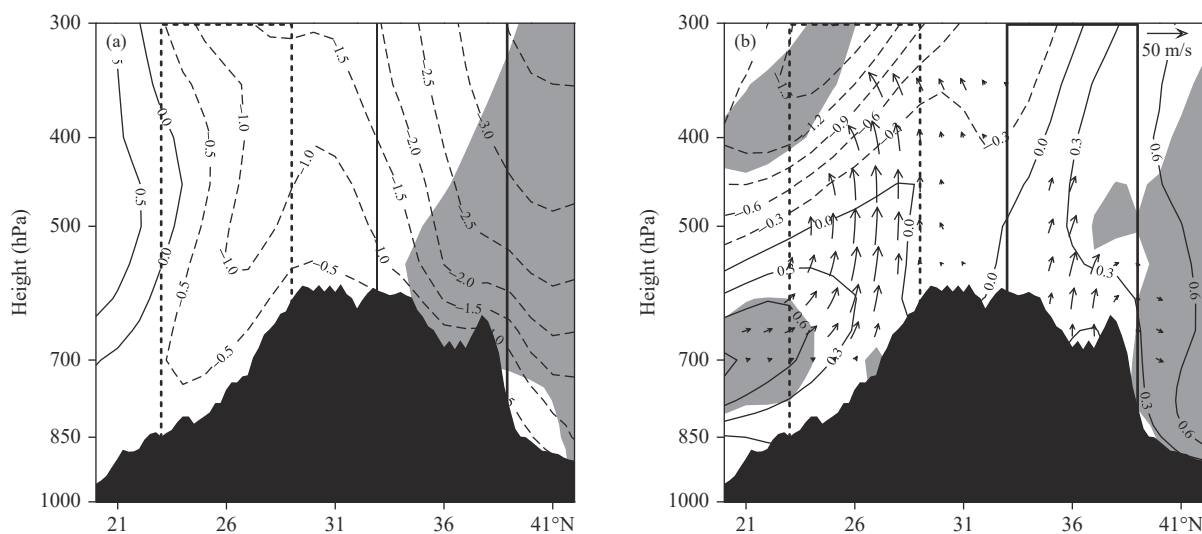


图 8 沿 100°E AO 正、负异常年冬季 (a) 纬向风(等值线,单位: m/s)及 (b) 经向风(等值线,单位: m/s)和经向环流(矢量,单位: m/s,垂直速度乘以-500,仅给出通过 95% 信度水平  $t$  检验的区域)合成差值的纬度-高度剖面(灰色阴影区域表示通过 95% 信度水平  $t$  检验)

Fig. 8 Pressure-latitude cross-sections of composite differences of (a) zonal wind (unit: m/s) and (b) meridional wind (unit: m/s) with the meridional circulation (vector, unit: m/s, vertical speed multiplied by -500, only the values passing the 95% confidence level  $t$  test are plotted) along 100°E in winters of positive and negative AO anomalies, respectively (Gray shaded areas indicate the values passing the 95% confidence level  $t$  test)



异常年冬季,南支槽加强(减弱),槽前南风加强(减弱),经向风在南部出现低(高)层辐合(低)高层辐散(合),应是影响南部冬季降水的主要动力因子。

### 4.2 AO 异常年稳定度和比湿场差异

假相当位温( $\theta_{se}$ )是反映大气温、湿度条件的综合指标,其随高度的变化( $\partial\theta_{se}/\partial z$ )为对流性稳定度(简称稳定度),可用来分析高原冬季稳定度、垂直速度( $\omega$ )和比湿( $q$ )的变化。图9为高原多年平均的假相当位温、垂直速度和比湿及其AO正、负异

常年上述要素合成差值随纬度-高度分布。气候场上,同一高度南部假相当位温和比湿均明显大于北部(图9a和b),且假相当位温(比湿)随高度递增(减)明显;高原冬季比湿很小,水汽主要集中在500 hPa以下。这说明高原冬季大气层结稳定,气候干燥,同时大气以下沉气流为主。AO正、负异常年假相当位温合成差值(图9c)大致以32°N为界,其在高原南部和北部随高度变化不一样:南部从700 hPa到400 hPa,假相当位温随高度升高而降低,但在北

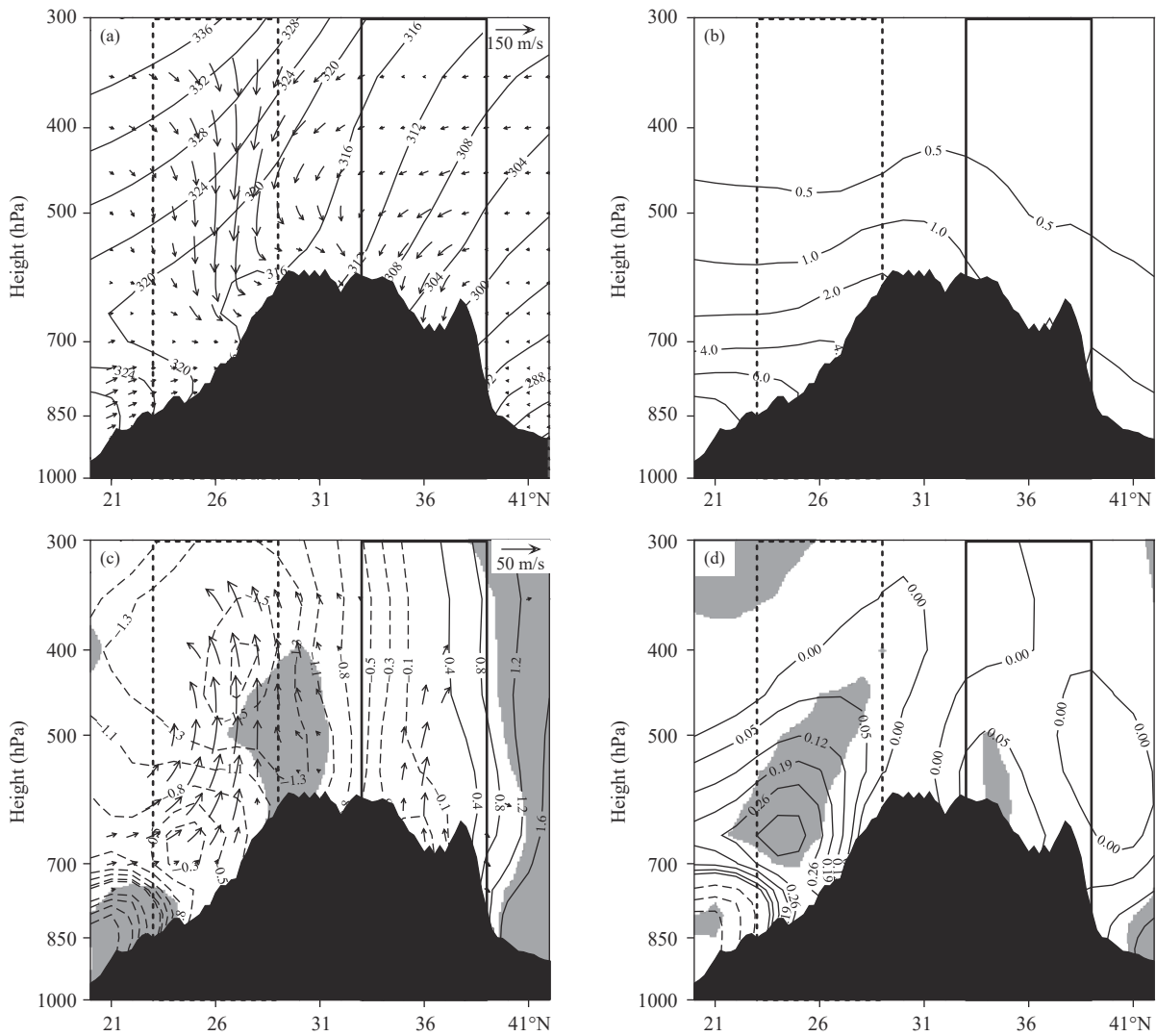


图9 沿100°E (a、b)多年平均和(c、d)AO正、负异常年合成差值的纬度-高度剖面(a、c.假相当位温(等值线,单位:K)与经向环流(矢量,单位:m/s,垂直速度乘以-500,仅给出通过95%信度水平 $t$ 检验的区域);b、d.比湿(等值线,单位:g/kg),灰色阴影区域表示通过95%信度水平 $t$ 检验)

Fig. 9 Pressure-latitude cross-sections of multi-year average (a, b) and composite difference (c, d) of the pseudo-equivalent potential temperature (a, c; unit: K) with the meridional circulation (vector, unit: m/s, vertical speed multiplied by -500, only the values passing the 95% confidence level  $t$  test being plotted) and specific humidity (b, d; unit: g/kg) along the 100°E in years of positive and negative AO anomalies, respectively (Gray shaded areas indicate the values passing the 95% confidence level  $t$  test)

部随高度变化不明显( $\partial\theta_{se}/\partial z \approx 0$ ),说明 AO 正异常年,南部低层大气为条件不稳定,而北部大气是中性的。同时南部上升运动非常明显,这主要是南部低层辐合、高层辐散以及地形抬升所致,而北部大气稳定、上升运动较弱。进一步比较发现, AO 正位相年南部低层水汽明显偏多(图 9d),这明显与南支槽增强槽前的水汽输送增加有关;相比于南部, AO 正异常年北部水汽虽为正值,但比湿升高有限,这可能与来自西太平洋暖湿气流远距离输送以及北部海拔较高有关。

### 4.3 AO 异常影响高原南、北部冬季降水的可能机制

基于以上高原南、北部冬季降水的动力和热力条件分析,以及 AO 正、负异常年冬季高原风场和湿场差异比较,图 10 给出 AO 正、负异常年 700 hPa 矢量风(水汽通量)以及地面降水距平百分率分布。AO 正异常年(图 10a),东亚冬季风减弱,中国东部地区出现异常明显的东南风距平,有利于西太平洋暖湿气流向高原输送,同时东南风受地形抬升出现上升运动,高原北部降水为正距平;此时高原南侧的南支槽增强,有利于孟加拉湾暖湿气流沿槽前偏南风北上高原,低层出现经向辐合,南部降水出现正距平。值得注意的是,图 4a 给出的有利于北部降水偏多的低层环流型与图 10a 中高度相似,同时图 10a 中增强的南支槽也有利于南部降水。

AO 负异常年贝加尔湖附近维持一个明显的气旋性异常环流(图 10b),引起高原北部西北风增强,干冷气流经巴尔喀什湖南下进入高原,高原北部低层为辐散下沉,不利于北部降水;同时在孟加拉湾存在反气旋性异常环流,引起南支槽减弱,水汽难以北上进入高原,导致南部降水明显减少。特别值得注意的是,图 10b 给出的 AO 负异常时高原冬季降水偏少环流型与高原北部降水偏多型(图 4a)相反,该环流型也与高原南部降水偏多型(图 4c)完全相反。

比较图 10a 和 b 还可以发现,相比于 AO 正异常, AO 负异常对高原冬季降水的影响更显著,再结合表 1 给出的 AO 异常年南、北部降水距平百分率可知,在 8 个 AO 正异常年中北部和南部各有 2 个不同的年份冬季降水为负距平,而 9 个 AO 负异常年中仅 2010 年(且是 AO 负异常最弱的一年)南部降水为正距平,这不仅可解释图 3b 中高原南、北部在降水正距平时它们的正相关更差,也清楚地表明 AO 负异常对高原冬季降水的影响比 AO 正异常的影响更加显著。

综上所述,高原北部、南部冬季降水虽然都和 AO 异常存在密切联系,但影响两地降水的系统和途径不同。简单来说, AO 通过调控东亚冬季风,改变了北部的风场和水汽输送,从而影响北部降水;而 AO 通过调制南支槽,改变了南部的动力和水汽条件,进而影响南部降水。

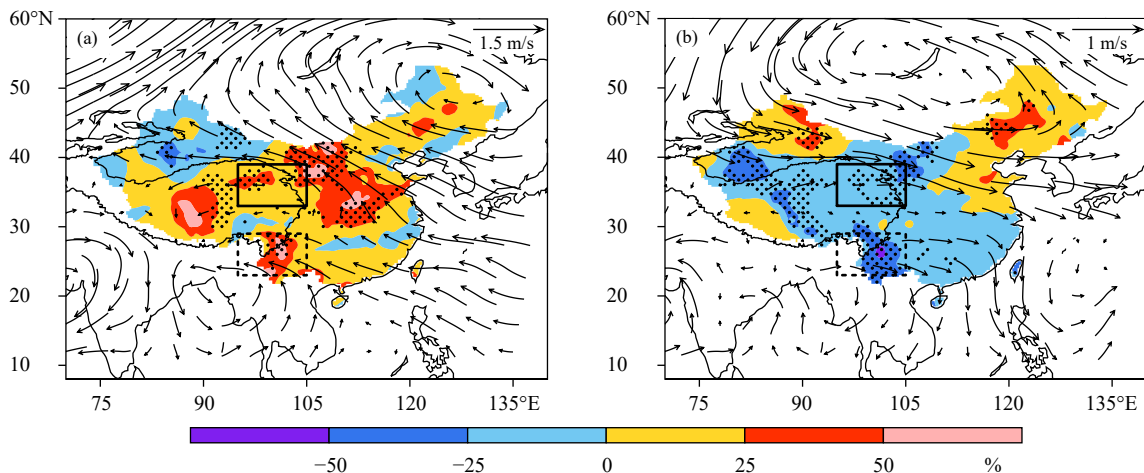


图 10 AO 正异常年 (a) 和负异常年 (b) 700 hPa 冬季矢量风(单位: m/s)和降水百分率(色阶,单位: %)的距平场(打点区域通过 95% 信度水平  $t$  检验)

Fig. 10 Composite anomalies of 700 hPa vector wind (vector, unit: m/s) and percentage precipitation anomaly (shaded, unit: %) in winter in positive (a) and negative (b) AO years (dotted areas indicate precipitation passing the 95% confidence level  $t$  test)

## 5 结论与讨论

基于高分辨率的降水数据, 利用回归分析给出了影响高原南、北部冬季降水的主要系统, 采用合成分析比较了AO异常年高原风场和温度、湿度场的差异。揭示了高原冬季降水的区域性差异及其对AO异常的局地响应。主要得出以下几点结论:

(1) 高原北部和南部冬季降水虽然都与AO异常存在密切的关系, 但北部和南部冬季降水在年际变化上并不同步, 尤其是当北部降水偏多时, 两地降水关联更差; 南、北部冬季降水的主要影响系统不同, 对AO异常的响应机理也存在差异。

(2) 高原北部冬季降水变化主要和东亚冬季风有关。AO正异常时东亚冬季风减弱, 对流层各层均为东南风距平, 有利于西太平洋的暖湿气流向西输送到高原, 纬向风辐合以及地形抬升, 导致北部降水增加; 反之亦然。

(3) 高原南部冬季降水变化主要和南支槽异常有关。AO正异常时南支槽加强, 有利于源自孟加拉湾的暖湿气流北上高原, 低(高)层经向风辐合(散), 大气不稳定度增大, 同时上升运动增强, 导致南部降水增加; 反之亦然。

(4) AO通过影响东亚冬季风(南支槽), 以改变纬(经)向风为主, 进而影响北(南)部冬季降水。且AO负异常对高原冬季降水的影响比AO正异常更加显著。

文中主要讨论了高原冬季降水的区域年际差异以及与AO异常的可能联系, 指出冬季AO年际变化在高原冬季降水中的重要作用。但受可用数据资料时间限制, 未讨论AO年代际变化对高原南、北冬季降水的影响。另外, 文中采用水汽通量方法(欧拉方法)解释高原南、北冬季降水来源差异, 但最近研究(Liu, et al, 2020; 曾钰婷等, 2020)指出该方法存在局限, 不能准确地确定水汽的输送通道和地理来源。此外, 有研究(Jiang, et al, 2019; Liu, et al, 2020)表明, 高原冬季降水也会受到ENSO的影响, 那么AO和ENSO又是如何协同影响高原冬季降水的, 这些问题都需要深入研究。

## 参考文献

段旭, 陶云, 许美玲等. 2012. 西风带南支槽对云南天气的影响. 高原气象, 31(4): 1059-1065. Duan X, Tao Y, Xu M L, et al. 2012. Influence of South Branch Trough of westerlies on weather of Yunnan Province.

Plateau Meteor, 31(4): 1059-1065 (in Chinese)

龚道溢, 王绍武. 2003. 近百年北极涛动对中国冬季气候的影响. 地理学报, 58(4): 559-568. Gong D Y, Wang S W. 2003. Influence of Arctic Oscillation on winter climate over China. Acta Geogr Sinica, 58(4): 559-568 (in Chinese)

何春, 何金海. 2003. 冬季北极涛动和华北冬季气温变化关系研究. 南京气象学院学报, 26(1): 1-7. He C, He J H. 2003. Relation between Arctic Oscillation and North China air temperature in winter. J Nanjing Inst Meteor, 26(1): 1-7 (in Chinese)

胡豪然, 梁玲. 2013. 近50年青藏高原东部冬季积雪的时空变化特征. 地理学报, 68(11): 1493-1503. Hu H R, Liang L. 2013. Spatial and temporal variations of winter snow over east of Qinghai-Tibet Plateau in the last 50 years. Acta Geogr Sinica, 68(11): 1493-1503 (in Chinese)

孔祥伟, 于乐江, 刘新伟. 2012. 西南地区冬季旱涝特征及其与北极涛动关系. 干旱区地理, 35(6): 875-882. Kong X W, Yu L J, Liu X W. 2012. Spatial and temporal characteristics of winter drought/flood in southwest China and correlation with Arctic Oscillation. Arid Land Geogr, 35(6): 875-882 (in Chinese)

李林, 李红梅, 申红艳等. 2018. 青藏高原气候变化的若干事实及其年际振荡的成因探讨. 冰川冻土, 40(6): 1079-1089. Li L, Li H M, Shen H Y, et al. 2018. The truth and inter-annual oscillation causes for climate change in the Qinghai-Tibet Plateau. J Glaciol Geocryol, 40(6): 1079-1089 (in Chinese)

梁苏洁, 赵南, 丁一汇. 2019. 北极涛动主模态下北极冷空气的优势路径和影响地区的研究. 地球物理学报, 62(1): 19-31. Liang S J, Zhao N, Ding Y H. 2019. Dominant trajectories and influenced regions of the near-surface cold air in the Arctic during positive and negative AO/NAM events. Chinese J Geophys, 62(1): 19-31 (in Chinese)

刘华强, 孙渤照, 朱伟军. 2003. 青藏高原积雪与亚洲季风环流年代际变化的关系. 南京气象学院学报, 26(6): 733-739. Liu H Q, Sun Z B, Zhu W J. 2003. Interdecadal relation between snow cover over the Tibetan Plateau and Asian monsoon circulation. J Nanjing Inst Meteor, 26(6): 733-739 (in Chinese)

覃郑婕, 侯书贵, 王叶堂等. 2017. 青藏高原冬季积雪时空变化特征及其与北极涛动的关系. 地理研究, 36(4): 743-754. Qin Z J, Hou S G, Wang Y T, et al. 2017. Spatio-temporal variability of winter snow cover over the Tibetan Plateau and its relation to Arctic Oscillation. Geogr Res, 36(4): 743-754 (in Chinese)

帅嘉冰, 郭品文, 庞子琴. 2010. 中国冬季降水与AO关系的年代际变化. 高原气象, 29(5): 1126-1136. Shuai J B, Guo P W, Pang Z Q. 2010. Interdecadal variation of the relationship between AO and winter precipitation in China. Plateau Meteor, 29(5): 1126-1136 (in Chinese)

孙畅, 王子谦, 杨松. 2019. 青藏高原西侧地区冬季降水的年际变率及其影响因素. 大气科学, 43(2): 350-360. Sun C, Wang Z Q, Yang S. 2019. Interannual variability of winter precipitation over the western side of Tibetan Plateau and its impact factors. Chinese J Atmos Sci, 43(2): 350-360 (in Chinese)

索渺清, 丁一汇. 2009. 冬半年副热带南支西风槽结构和演变特征研究. 大气科学, 33(3): 425-442. Suo M Q, Ding Y H. 2009. The structures and evolutions of the wintertime Southern Branch Trough in the subtropical westerlies. Chinese J Atmos Sci, 33(3): 425-442 (in Chinese)

- 谭本道, 陈文. 2014. 中高纬度大气遥相关动力学及其对东亚冬季气候影响的研究进展. *气象学报*, 72(5): 908-925. Tan B K, Chen W. 2014. Progress in the study of the dynamics of extratropical atmospheric teleconnection patterns and their impacts on East Asian climate. *Acta Meteor Sinica*, 72(5): 908-925 (in Chinese)
- 汤秋鸿, 刘宇博, 张弛等. 2020. 青藏高原及其周边地区降水的水汽来源变化研究进展. *大气科学学报*, 43(6): 1002-009. Tang Q H, Liu Y B, Zhang C, et al. 2020. Research progress on moisture source change of precipitation over the Tibetan Plateau and its surrounding areas. *Trans Atmos Sci*, 43(6): 1002-009 (in Chinese)
- 王林, 龚海楠, 兰晓青. 2021. 北极涛动的年代际变化及其气候影响. *大气科学学报*, 44(1): 50-60. Wang L, Gong H N, Lan X Q. 2021. Interdecadal variation of the Arctic Oscillation and its influence on climate. *Trans Atmos Sci*, 44(1): 50-60 (in Chinese)
- 韦志刚, 黄荣辉, 陈文等. 2002. 青藏高原地面站积雪的空间分布和年代际变化特征. *大气科学*, 26(4): 496-508. Wei Z G, Huang R H, Chen W, et al. 2002. Spatial distributions and interdecadal variations of the snow at the Tibetan Plateau weather stations. *Chinese J Atmos Sci*, 26(4): 496-508 (in Chinese)
- 武炳义, 黄荣辉. 1999. 冬季北大西洋涛动极端异常变化与东亚冬季风. *大气科学*, 23(6): 641-651. Wu B Y, Huang R H. 1999. Effects of the extremes in the North Atlantic Oscillation on East Asia winter monsoon. *Chinese J Atmos Sci*, 23(6): 641-651 (in Chinese)
- 吴佳, 高学杰. 2013. 一套格点化的中国区域逐日观测资料及与其它资料的对比. *地球物理学报*, 56(4): 1102-1111. Wu J, Gao X J. 2013. A gridded daily observation dataset over China region and comparison with the other datasets. *Chinese J Geophys*, 56(4): 1102-1111 (in Chinese)
- 徐寒列, 李建平, 冯娟等. 2012. 冬季北大西洋涛动与中国西南地区降水的不对称关系. *气象学报*, 70(6): 1276-1291. Xu H L, Li J P, Feng J, et al. 2012. The asymmetric relationship between the winter NAO and the precipitation in Southwest China. *Acta Meteor Sinica*, 70(6): 1276-1291 (in Chinese)
- 曾钰婷, 张宇, 周可等. 2020. 青藏高原那曲地区夏季水汽来源及输送特征分析. *高原气象*, 39(3): 467-476. Zeng Y T, Zhang Y, Zhou K, et al. 2020. Analysis on the source and transport characteristics of moisture in Naqu of the Qinghai-Tibetan Plateau in summer. *Plateau Meteor*, 39(3): 467-476 (in Chinese)
- 张自银, 龚道溢, 郭栋等. 2008. 我国南方冬季异常低温和异常降水事件分析. *地理学报*, 63(9): 899-912. Zhang Z Y, Gong D Y, Guo D, et al. 2008. Anomalous winter temperature and precipitation events in southern China. *Acta Geogr Sinica*, 63(9): 899-912 (in Chinese)
- 郑度, 张荣祖, 杨勤业. 1979. 试论青藏高原的自然地带. *地理学报*, 34(1): 1-11. Zheng D, Zhang R Z, Yang Q Y. 1979. On the natural zonation in the Qinghai-Xizang Plateau. *Acta Geogr Sinica*, 34(1): 1-11 (in Chinese)
- 周长艳, 李跃清, 李薇等. 2005. 青藏高原东部及邻近地区水汽输送的气候特征. *高原气象*, 24(6): 880-888. Zhou C Y, Li Y Q, Li W, et al. 2005. Climatological characteristics of water vapor transport over eastern part of Qinghai-Xizang Plateau and its surroundings. *Plateau Meteor*, 24(6): 880-888 (in Chinese)
- 朱红霞, 陈文, 冯涛等. 2019. 冬季西伯利亚高压的主要年际变化模态及其对东亚气温的影响. *高原气象*, 38(4): 685-692. Zhu H X, Chen W, Feng T, et al. 2019. Interannual variations of Siberian High during boreal winter and its influence on East Asian temperature. *Plateau Meteor*, 38(4): 685-692 (in Chinese)
- Baldwin M P, Dunkerton T J. 1999. Propagation of the Arctic Oscillation from the stratosphere to the troposphere. *J Geophys Res*, 104(D24): 30937-30946
- Chen W, Huang R H. 2002. The propagation and transport effect of planetary waves in the Northern Hemisphere winter. *Adv Atmos Sci*, 19(6): 1113-1126
- Chen W, Yang S, Huang R H. 2005. Relationship between stationary planetary wave activity and the East Asian winter monsoon. *J Geophys Res*, 110(D14): D14110
- Cuo L, Zhang Y X, Wang Q C, et al. 2013. Climate change on the northern Tibetan Plateau during 1957-2009: Spatial patterns and possible mechanisms. *J Climate*, 26(1): 85-109
- He S P, Gao Y Q, Li F, et al. 2017. Impact of Arctic oscillation on the East Asian climate: A review. *Earth-Sci Rev*, 164: 48-62
- Jiang X W, Zhang T T, Tam C Y, et al. 2019. Impacts of ENSO and IOD on Snow Depth over the Tibetan Plateau: Roles of convections over the Western North Pacific and Indian Ocean. *J Geophys Res*, 124(22): 11961-11975
- Li X Z, Wen Z. 2016. Modulation of the interannual variation of the India-Burma Trough on the winter moisture supply over Southwest China. *Climate Dyn*, 46(1-2): 147-158
- Liu X L, Liu Y M, Wang X C, et al. 2020. Large-scale dynamics and moisture sources of the precipitation over the western Tibetan Plateau in boreal winter. *J Geophys Res*, 125(9): e2019JD032133
- Nakamura T, Yamazaki K, Iwamoto K, et al. 2015. A negative phase shift of the winter AO/NAO due to the recent Arctic sea-ice reduction in late autumn. *J Geophys Res*, 120(8): 3209-3227
- Tian L D, Yao T D, MacClune K, et al. 2007. Stable isotopic variations in west China: A consideration of moisture sources. *J Geophys Res*, 112(D10): D10112
- Wang L, Chen W. 2010. Downward Arctic Oscillation signal associated with moderate weak stratospheric polar vortex and the cold December 2009. *Geophys Res Lett*, 37(9): L09707
- Wen M, Yang S, Kumar A, et al. 2009. An analysis of the large-scale climate anomalies associated with the snowstorms affecting China in January 2008. *Mon Wea Rev*, 137(3): 1111-1131
- Xin X G, Zhou T J, Yu R C. 2010. Increased Tibetan Plateau snow depth: An indicator of the connection between enhanced winter NAO and late-spring tropospheric cooling over East Asia. *Adv Atmos Sci*, 27(4): 788-794
- Yang K, Ye B S, Zhou D G, et al. 2011. Response of hydrological cycle to recent climate changes in the Tibetan Plateau. *Climatic Change*, 109(3-4): 517-534
- Zhang Y S, Li T, Wang B. 2004. Decadal change of the spring snow depth over the Tibetan Plateau: The associated circulation and influence on the East Asian summer monsoon. *J Climate*, 17(14): 2780-2793