

孙畅, 王子谦, 杨崧. 2019. 青藏高原西侧地区冬季降水的年际变率及其影响因子 [J]. 大气科学, 43 (2): 350–360. Sun Chang, Wang Ziqian, Yang Song. 2019. Interannual variability of winter precipitation over the western side of Tibetan Plateau and its impact factors [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43 (2): 350–360, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1805.17305.

## 青藏高原西侧地区冬季降水的年际变率及其影响因子

孙畅<sup>1,3</sup> 王子谦<sup>1,2</sup> 杨崧<sup>1,2</sup>

1 中山大学大气科学学院, 广州 510275

2 广东省气候变化与自然灾害研究重点实验室, 广州 510275

3 中国科学院大学, 北京 100049

**摘 要** 基于全球降水气候中心 (GPCC) 和全球降水气候计划 (GPCP) 的降水数据及 ERA-interim 再分析资料, 分析了 1979~2012 年冬季青藏高原 (简称高原) 西侧地区降水的基本特征及影响其年际变率的潜在因子。结果表明高原冬季降水主要发生在其西侧地区且为全区变化一致型, 降水所需的水汽主要来自上游地区, 从该区域的西边界输入。然而, 高原西侧地区冬季降水的年际变率主要由水汽输送的动力过程所决定, 表现为高原西侧的西南风异常。此外, 高原西侧地区冬季降水的年际变率与其上游典型的大气内部变率北大西洋涛动和北极涛动相关性不强, 而与赤道西印度洋和热带中东太平洋的海温显著相关。热带中东太平洋海温异常通过影响大气环流变化, 在印度洋北部激发一个反气旋式的环流异常, 使得高原西侧地区出现异常西南风, 从而加强了水汽通量输送的动力作用。同时在赤道异常东风的作用下, 暖水也向印度洋西部输送堆积。赤道中东太平洋海温的异常可进一步导致西风急流发生南北移动, 从而也在一定程度上影响了高原西侧冬季水汽输送以及降水的年际变率。

**关键词** 青藏高原 冬季降水 水汽输送 海表温度异常

文章编号 1006-9895(2019)02-0350-11

中图分类号 P468

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1805.17305

## Interannual Variability of Winter Precipitation over the Western Side of Tibetan Plateau and Its Impact Factors

SUN Chang<sup>1,3</sup>, WANG Ziqian<sup>1,2</sup>, and YANG Song<sup>1,2</sup>

1 School of Atmospheric Sciences, Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275

2 Key Laboratory for Climate Change and Natural Disaster Studies of Guangdong Province, Guangzhou 510275

3 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

**Abstract** Based on monthly precipitation datasets of the Global Precipitation Climatology Centre (GPCC) and the Global Precipitation Climatology Project (GPCP) and daily ERA-Interim reanalysis data, characteristics of winter precipitation over the western side of Tibetan Plateau (TP) from 1979 to 2012 and the impact factors of interannual precipitation variability in this region are investigated in the present study. Results indicate that winter precipitation over the TP mainly occurs over the western side and the principal spatial pattern is uniform. The moisture source for precipitation is largely from upstream areas and enters the TP from the western boundary. However, the interannual

收稿日期 2017-12-25; 网络预出版日期 2018-05-31

作者简介 孙畅, 女, 1995 年出生, 硕士研究生, 主要从事气候动力学研究。E-mail: sunchang17@mailsucas.ac.cn

通讯作者 王子谦, E-mail: wangziq5@mail.sysu.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目 91637208、41605038, 广东省自然科学基金项目 2015A030310224

**Funded by** National Natural Science Foundation of China (Grants 91637208, 41605038), Natural Science Foundation of Guangdong Province (Grant 2015A030310224)

variability of winter precipitation over the western side of TP is mainly explained by the dynamic component of the moisture transport, which is featured by a southwesterly circulation anomaly over the western side of TP. Besides, the interannual variability of winter precipitation over the western side of TP is more related to SST (sea surface temperature) in the equatorial oceans than to the North Atlantic Oscillation (NAO) and the Arctic Oscillation (AO) over upstream regions. The anomalous SST over the central and eastern tropical Pacific Ocean can affect the atmospheric circulation, triggering anticyclonic anomaly over the northern Indian Ocean and southwesterly anomaly over the west side of TP, which further enhance the dynamic process of moisture transport. Besides, under the influence of the tropical easterly anomalies, warm ocean water is transported to the western Indian Ocean and accumulates there. The anomaly of the equatorial SST also regulates the meridional location of the westerly jet, which further affects wintertime moisture transport and interannual variability of precipitation over the western side of TP.

**Keywords** Tibetan Plateau, Winter precipitation, Moisture transport, Sea surface temperature anomaly

## 1 引言

青藏高原（简称高原）位于我国的西南地区，是世界上海拔最高的大地形，而降水是高原上最重要的水分循环因素。高原地区的降水及其潜热加热的释放对亚洲乃至全球的气候都有重要影响（Yanai and Wu, 2006；王子谦等，2016）。齐文文等（2013）分析了高原降水的空间特征和季节特征，指出高原的冬季降水为全年最少，高原东南部的冬季降水占全年的不足 10%，而西北部的冬季降水则占全年的 20%~30%，冬季降水主要发生在高原的西侧地区。1960~2000 年高原冬季降水总体显著增加，其中雅鲁藏布江下游呈减少趋势，其他区域则呈增加趋势（黄一民和章新平，2007）。

虽然高原地区冬季降水占全年比重较小，但却有十分重要的作用。冬季降水可以改变后续的土壤湿度，高原冬季降水的异常会造成春季土壤湿度的异常，而高原春季的土壤湿度异常可以通过热通量和辐射通量等对我国夏季的气候产生显著影响（Chow et al., 2008；王瑞等，2009）。冬季降水也可以影响积雪或雪盖的形成，从而影响地表反照率，季国良和徐荣星（1990）通过对高原西部冬季地表净辐射的分析表明，高原西部冬季地表净辐射与降水呈正相关，而且地表净辐射可以作为地表加热场的指标，对我国及东亚地区的大气环流和气候造成重要影响。此外，高原积雪异常也会显著影响我国黄河流域和江淮流域等地区的夏季降水（Qian et al., 2003；王春学，2012；姚姗姗和王慧，2015）。最近的研究表明，高原冬春季积雪对东亚气候的影响主要集中于高原的西部及喜马拉雅山脉的高海拔地区（Xiao and Duan, 2016），而这些区域也是冬季降水的主要分布区（图 1）。此外，高原还是三江（黄河、长江和澜沧江）的源头所在，被称为“中

国水塔”和“亚洲水塔”（Xu et al., 2008），因此高原的冬季降水还可以影响江河径流量，进而影响亚洲环境和经济的可持续发展。

目前已有较多研究讨论了高原夏季降水的特征及其影响因子，但由于高原冬季降水较少，而且高原西侧及其周边区域气象台站稀疏，至今对冬季降水年际变率的研究仍较少，加强这方面的研究可以帮助人们认识高原冬季降水年际变率的机理，提高对气候异常的预测能力，为环境与经济的可持续发展提供保障。缪启龙等（2007）通过分析指出，高原 40 年来降水量在 1978 年前后发生突变，由少雨期转变为多雨期。因此本文针对 1979 后的高原冬季降水，利用全球降水气候中心（GPCC）和全球降水气候计划（GPCP）的降水数据，分析了 1979~2012 年 34 年高原西侧地区冬季降水的基本特征，并从高原西侧地区冬季降水年际变率与大气内部变化和海表温度的关系探究影响该区域冬季降水年际变率的潜在因子。

## 2 资料和方法

### 2.1 资料选取

本文中冬季是指当年 12 月至次年 2 月。用到的资料主要有：

（1）由于高原冬季降水较少，且气象台站大多位于高原的中东部，西部的台站稀疏，为了减少所用数据带来的不确定性，采用全球降水气候中心（GPCC）和全球降水气候计划（GPCP）两套逐月降水资料，GPCP 降水资料的空间分辨率为  $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ ，GPCC 降水资料的空间分辨率为  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 。选取 1979~2013 年的降水资料，即 1979~2012 年共 34 个冬季。

（2）欧洲气象中心 ERA-interim 逐日的再分析资料，采用 1979~2013 年 1000~100 hPa 共 27 个

气压层的日平均比湿(单位:  $\text{g kg}^{-1}$ )、纬向风速(单位:  $\text{m s}^{-1}$ )、经向风速(单位:  $\text{m s}^{-1}$ )、地表气压(单位:  $\text{hPa}$ )资料以及位势高度(单位:  $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ )资料,空间分辨率为  $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ 。

(3) 1979~2013 年 Hadley 中心的全球月平均海温资料,空间分辨率为  $1^\circ \times 1^\circ$ 。

(4) 美国气候预测中心(CPC)提供的北大西洋涛动(NAO)指数和北极涛动(AO)指数资料,选取 1979~2013 年 12~2 月的 34 年冬季 NAO 指数和 AO 指数。

## 2.2 方法简介

本文所用的分析方法为合成分析和线性回归分析等,另外用到的有关水汽诊断的计算方法主要有:

(1) 水汽通量输送是计算在单位时间内流经单位垂直截面积的水汽质量,纬向计算公式为

$$Q_u = -\frac{1}{g} \int_{p_s}^{p_t} q u dp, \quad (1)$$

经向计算公式为

$$Q_v = -\frac{1}{g} \int_{p_s}^{p_t} q v dp, \quad (2)$$

其中,  $u$  和  $v$  分别为纬向风分量和经向风分量,  $p_s$  为地面气压,  $p_t$  为高层的气压(本文取  $300 \text{ hPa}$ ),  $g$  为重力加速度,  $q$  为比湿。

(2) 水汽通量散度是指某一地区的水汽辐合或辐散的状态,公式如下:

$$D = \frac{\partial Q_u}{a \cos \varphi \partial \lambda} + \frac{\partial Q_v}{a \partial \lambda}, \quad (3)$$

其中,  $D$  为水汽通量散度,  $a$  为地球半径,  $\varphi$  为纬度,  $\lambda$  为经度。散度为正值表示该地区水汽辐散,为下沉区,不利于降水,且散度的绝对值越大对降水越不利;散度为负值表示该地区水汽辐合,为上升区,有利于降水,且散度的绝对值越大对降水越有利。

(3) 为了研究动力因子和热力因子对水汽通量散度及降水的影响,可以将水汽通量散度分解成动力项和热力项:

$$\begin{aligned} -\frac{1}{g} \nabla \cdot \int_{p_s}^{p_t} q \mathbf{V} dp &= -\frac{1}{g} \nabla \cdot \int_{p_s}^{p_t} (q_c + q') (\mathbf{V}_c + \mathbf{V}') dp = \\ &= -\frac{1}{g} \left[ \nabla \cdot \int_{p_s}^{p_t} q_c \mathbf{V}_c dp + \nabla \cdot \int_{p_s}^{p_t} q' \mathbf{V}_c dp + \nabla \cdot \int_{p_s}^{p_t} q_c \mathbf{V}' dp + \right. \\ &\quad \left. \nabla \cdot \int_{p_s}^{p_t} q' \mathbf{V}' dp \right] \end{aligned} \quad (4)$$

其中,  $\mathbf{V}$  为水平风矢量,  $\nabla \cdot \int_{p_s}^{p_t} q \mathbf{V} dp$  为水汽通量散度。 $\mathbf{V}_c$  和  $q_c$  为 1979~2012 年 34 年的冬季平均水平风矢量和比湿,  $\mathbf{V}'$  和  $q'$  是每个冬季的水平风矢量和比湿的年际变化量。 $\nabla \cdot \int_{p_s}^{p_t} q_c \mathbf{V}_c dp$  在 34 年中是相同的,为定常项,而  $\nabla \cdot \int_{p_s}^{p_t} q' \mathbf{V}' dp$  为小项,可忽略。因此  $(-1/g) \nabla \cdot \int_{p_s}^{p_t} q_c \mathbf{V}_c dp$  和  $(-1/g) \nabla \cdot \int_{p_s}^{p_t} q' \mathbf{V}' dp$  是主要的水汽通量散度动力项和热力项(Wang et al., 2017)。

## 3 高原西侧地区冬季降水的年际变率

从图 1 可以看出,高原冬季降水主要集中于其西侧、西南部和西北部地区,降水大值中心位于帕米尔高原及其周边区域( $60^\circ \sim 80^\circ \text{E}$ ),因而本文将研究区域统称为“高原西侧地区”。选取这个范围的 GPCP 降水场进行 EOF 分析,第一模态(解释方差占 30.55%)如图 2a 所示。结果表明,在高原冬季降水的大值区,降水呈现出全区一致的分布特点。同样对 GPCP 降水资料进行 EOF 分解,结果与 GPCP 降水资料相同(图略)。将此区域的降水进行区域平均,得到高原西侧地区冬季降水指数。因为我们关注的是年际变率,文中所有和年际变化有关的分析均已事先去除了线性趋势。所以,将降水指数和 EOF 第一模态时间序列 PC1 进行去线性趋势并标准化,再将二者做相关,得到相关系数为 0.95。说明 EOF 的第一模态能较好的反应高原西侧冬季降水的变化特征。

高原上的水汽总体上呈现南湿北干的分布特点,这主要是由地理纬度和海拔高度决定的,但大气环流导致该地区大气中的水汽分布随季节有明显变化,冬季水汽明显较少(梁宏等, 2006)。然而水汽含量不是决定降水的唯一因素,风场等因素也会影响水汽输送,从而影响高原冬季降水的变化。

因此,基于 ERA-Interim 逐日再分析数据,通过(1)、(2)、(3)式对 1979~2012 年 12 月至次年 2 月  $1000 \sim 300 \text{ hPa}$  的水汽通量输送和风场进行计算,得到高原冬季气候平均的整层积分的水汽通量输送及其辐合辐散情况(图 3a)。从中可以发现,冬季平均降水大值区( $28^\circ \sim 45^\circ \text{N}$ ,  $60^\circ \sim 80^\circ \text{E}$ )对应为水汽辐合区,这与高原冬季降水的主要区域相一致。同时从图中还可以看出,高原西侧地区的水汽

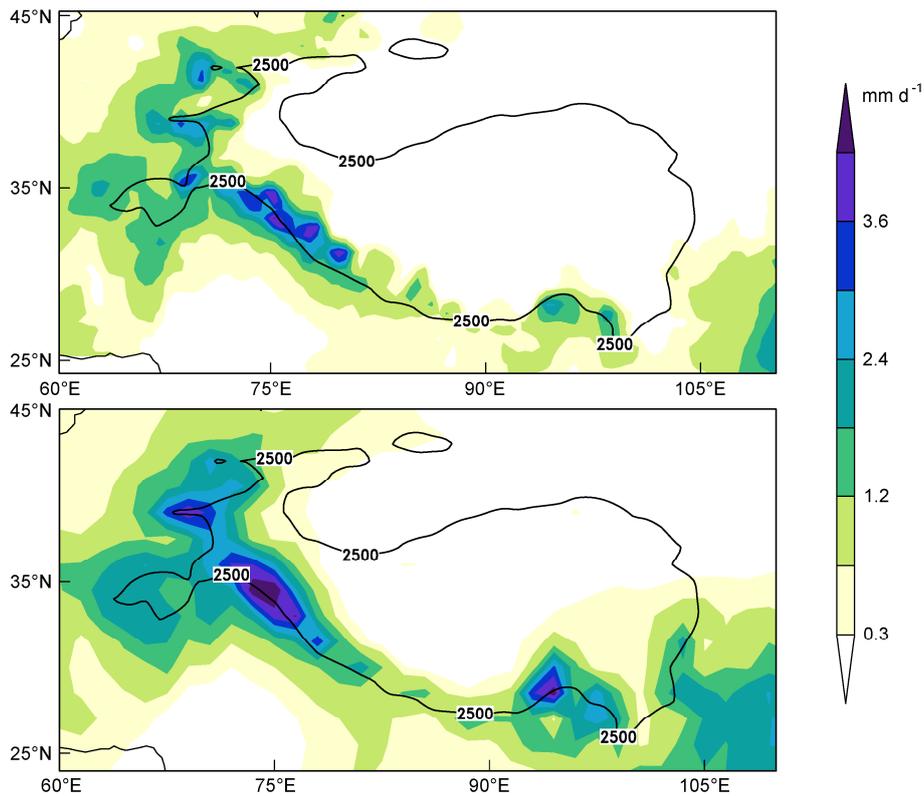


图 1 1979~2012 年高原地区 (a) GPCP 和 (b) GPCP 冬季气候平均降水量 (单位:  $\text{mm d}^{-1}$ ) 分布。黑色曲线表示 2500 米地形高度, 下同  
 Fig. 1 Climatological winter precipitation (units:  $\text{mm d}^{-1}$ ) over the Tibetan Plateau (TP) based on (a) GPCP (Global Precipitation Climatology Project) data and (b) GPCP (Global Precipitation Climatology Project) data during 1979–2012. The black lines represent 2500-m topography height, the same below

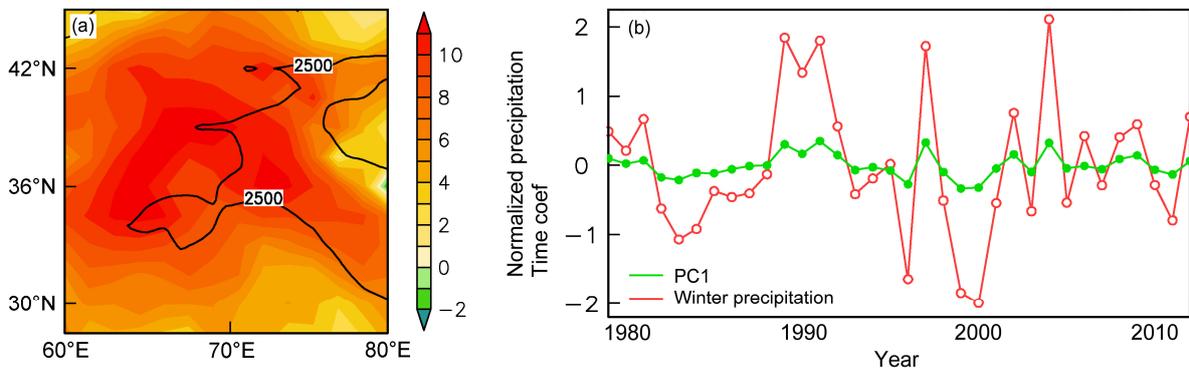


图 2 1979~2012 年高原西侧地区 ( $28^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ ,  $60^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$ ) GPCP 季节平均降水量的 (a) EOF 分解的第一模态, (b) 区域平均的标准化的时间序列 (红线) 与图 2a 所对应的的时间序列 PC1 (绿线)

Fig. 2 (a) Spatial pattern of the first EOF mode of the winter precipitation over the western side of TP ( $28^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ ,  $60^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$ ), (b) normalized time series (red line) of regionally averaged winter precipitation over the western side of TP and corresponding PC1 (principle component of EOF1) to Fig. 2a based on the GPCP data during 1979–2012

主要是从上游伴随着中纬度偏西风输送而来, 水汽来源可以追踪到北大西洋等地区。图 3a 也说明了, 在冬季, 印度洋的水汽并不会往高原上输送。

前人研究表明, 冬季高原及其周边整个地区水汽通量输送微弱, 且基本是由西向东输送 (周长艳

等, 2005; 梁宏等, 2006)。图 3b 描绘了高原冬季气候平均降水主要发生区域的水汽收支情况, 从图中可以看出, 水汽是从西边界输入到该地区, 34 年冬季气候平均水汽通量输送为  $560.68 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 。东边界是西风带的下风区, 气候平均水汽通量为

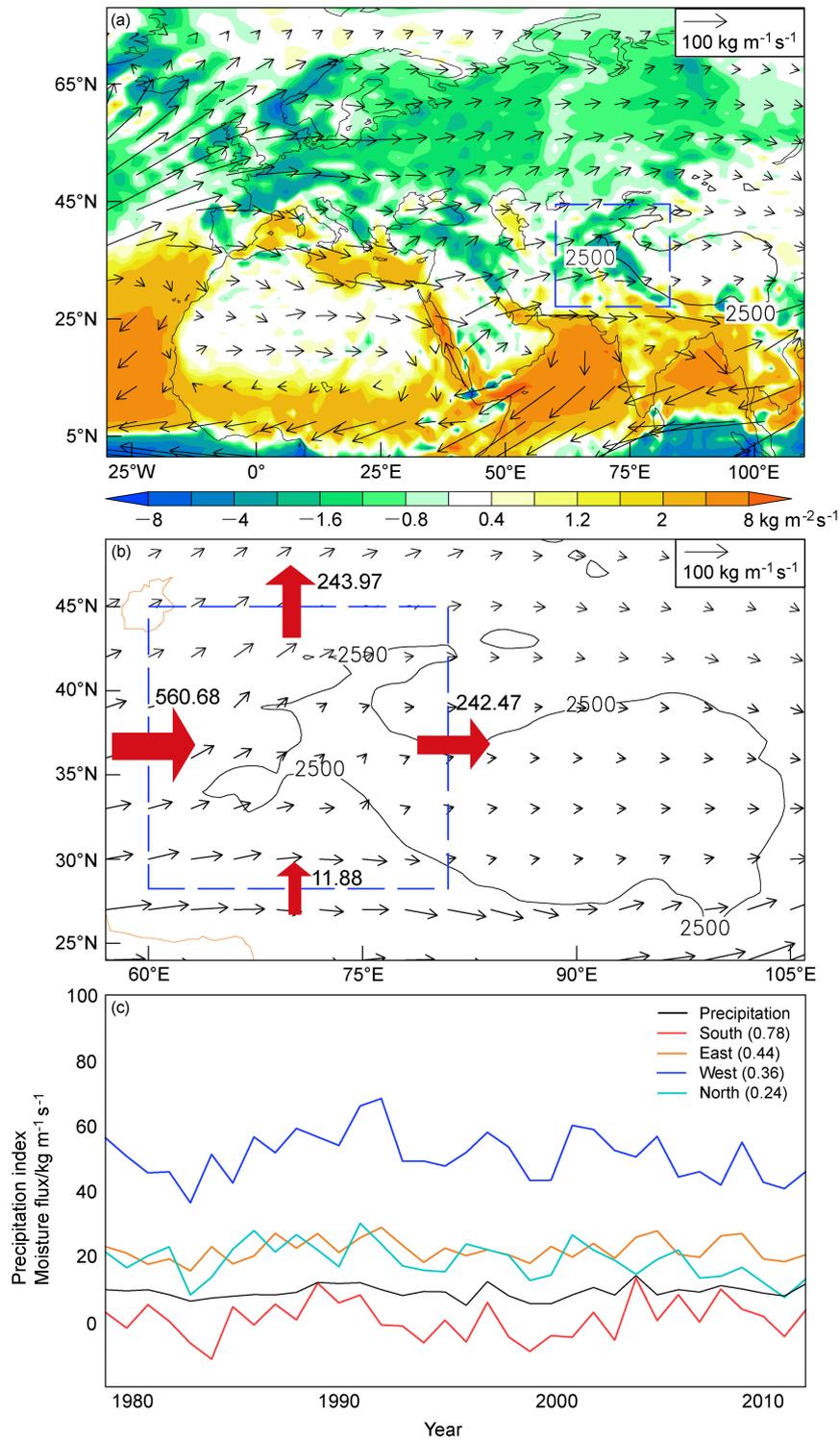


图3 1979~2012年冬季平均的(a)垂直积分的水汽输送通量(箭头,单位:  $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ )及其散度场(填色,单位:  $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), (b)高原西侧区域( $28^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ ,  $60^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$ )水汽收支情况(黑色箭头:水汽通量;红色粗箭头:各边界水汽输送方向;数值:水汽通量输送强度,单位:  $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ), (c)高原西侧地区( $28^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ ,  $60^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$ )降水指数(黑色)与各边界的水汽通量输送的时间序列(红色:南边界;橘色:东边界;蓝色:西边界;青色:北边界;括号中数值:各边界的水汽收支与降水指数的年际相关系数)

Fig. 3 (a) Vertically integrated moisture transport fluxes (vectors, units:  $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ) and their divergence (shadings, units:  $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ), (b) moisture budget over the western side of TP ( $28^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ ,  $60^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$ ) (black arrows: moisture transport fluxes; red bold arrows: directions of moisture transport at each boundary; values: the intensity of moisture fluxes, units:  $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ ), (c) time series of the precipitation index (black) and moisture fluxes at the four boundaries over the western side of TP ( $28^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ ,  $60^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$ ) (red: south boundary; orange: east boundary; blue: west boundary; cyan: north boundary; values in brackets: correlation coefficients of the precipitation index and moisture transport at each boundary) in winter averaged over 1979–2012

$242.47 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ，水汽从这里输出后将继续向其下游的我国东部地区输送。北边界也是输出边界，冬季气候平均水汽通量为  $243.97 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ，水汽从这里输出后将继续向高原以北区域深入。值得注意的是南边界的水汽收支，南边界虽然是水汽输入的边界，但冬季气候平均水汽通量相比其他三个边界非常小，仅为  $11.88 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 。这说明高原西侧冬季降水的水汽基本只由西边界输入，这与水汽通量水平分布图所显示的水汽输送方向情况一致。

将 34 年的高原西侧地区冬季降水指数与各边界水汽收支作比较（图 3c），并求各边界的水汽收支与降水指数的相关系数后可以发现，高原冬季降水指数的年际变化与南边界水汽收支相关性最高，相关系数为 0.78；其次是东边界和西边界，相关系数分别为 0.44 和 0.36；而北边界的水汽收支与降水指数的年际变化的相关系数仅为 0.24，这说明虽然高原冬季降水所需的水汽只从西边界输入，但降水的年际变率却与南边界的水汽收支变化相关最好。从高原西侧地区冬季降水指数回归的同期水汽通量场（图 4a）可以看出，在高原冬季降水的主要区域出现了明显的西南—东北向的水汽输送异常。该水汽通量输送异常主要出现在南边界上，这也进一步解释了为什么高原西侧冬季降水的年际变化与南边界水汽输送变率相关最好。为了探究产生这种水汽通量输送异常的原因，应用（4）式将高原冬季的水汽通量输送分解为动力项和热力项两部分。从结果（图 4b）可以看出高原冬季降水主要发生区的区域平均降水与水汽通量输送的动力项的相关系数为 0.82，远远超过其热力项（-0.08）。这说明高原西侧地区冬季降水的年际变率主要是由水汽通量输送的动力因子项决定的。因此，综合以上分析可知，虽然高原西侧冬季降水的水汽含量只由西边界输入，其来源可追踪到其上游大西洋地区，但是高原西侧地区冬季降水的年际变率主要由水汽通量输送的动力因子（风的异常）所决定，表现为西南—东北向的环流异常。

#### 4 影响高原西侧地区冬季降水年际变率的因子

高原西侧地区冬季降水的年际变率主要由水汽通量输送的动力项决定，所以想探究影响高原西侧冬季降水年际变率的因子可以试图探究影响高原周边环流场的因子。从高原西侧区域平均的冬季

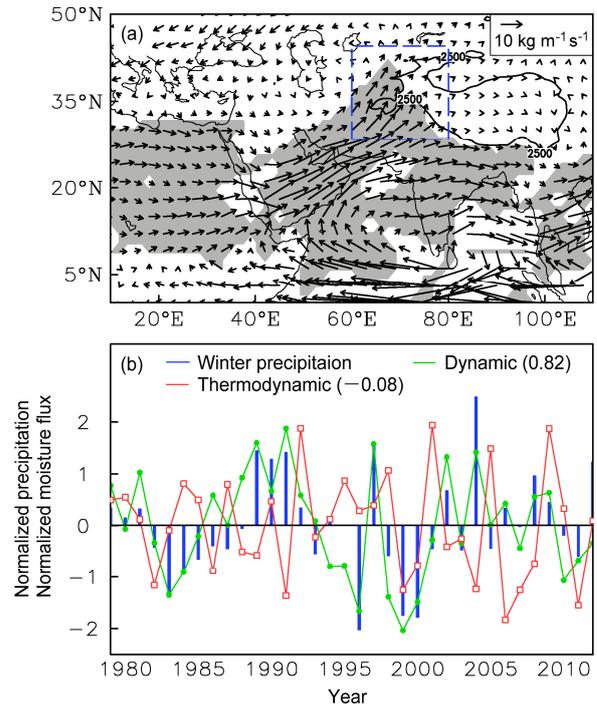


图 4 (a) 高原西侧地区（蓝色虚线框区）冬季降水指数回归的垂直积分的水汽输送通量（单位： $\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ，阴影部分表示通过 95% 信度水平）；(b) 标准化的高原西侧（ $28^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ ， $60^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$ ）区域平均的冬季降水和水汽通量散度的动力项和热力项的年际变化（蓝色柱状：冬季降水量；绿色曲线：动力项；红色曲线：热力项；括号中数值：水汽通量动力项和热力项分别与降水指数的年际相关系数）

Fig. 4 (a) Regression pattern of vertically integrated moisture fluxes (units:  $\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) against the winter precipitation index over the western side of TP (dashed blue frame, shaded areas indicate the values pass the 95% confidence level); (b) normalized time series of regionally averaged winter precipitation (blue bars) and moisture transport fluxes caused by dynamic component (green line) and thermodynamic component (red line) over the western side of TP ( $28^{\circ}\sim 45^{\circ}\text{N}$ ,  $60^{\circ}\sim 80^{\circ}\text{E}$ ; values in brackets: interannual correlation coefficients of the precipitation index and each component of moisture transport fluxes)

降水指数回归的 850 hPa、500 hPa 和 200 hPa 风场（图 5）可以看出，在高原上游北大西洋—西北欧地区出现了明显的反气旋性环流异常。

图 5 显示出现环流异常的地区位于高原上游的北大西洋地区及北极部分地区。北半球冬季大西洋地区大气活动的主要模态是冰岛低压与亚速尔高压之间气压变化的反相关现象，这一现象被称为北大西洋涛动（North Atlantic Oscillation, NAO）。当亚速尔气压偏高时，冰岛气压偏低，此时北大西洋涛动变强，中纬度西风带加强；而当亚速尔气压偏低时，冰岛气压偏高，此时北大西洋涛动变弱，中纬度西风带偏弱（Barnston and Livezey, 1987）。而

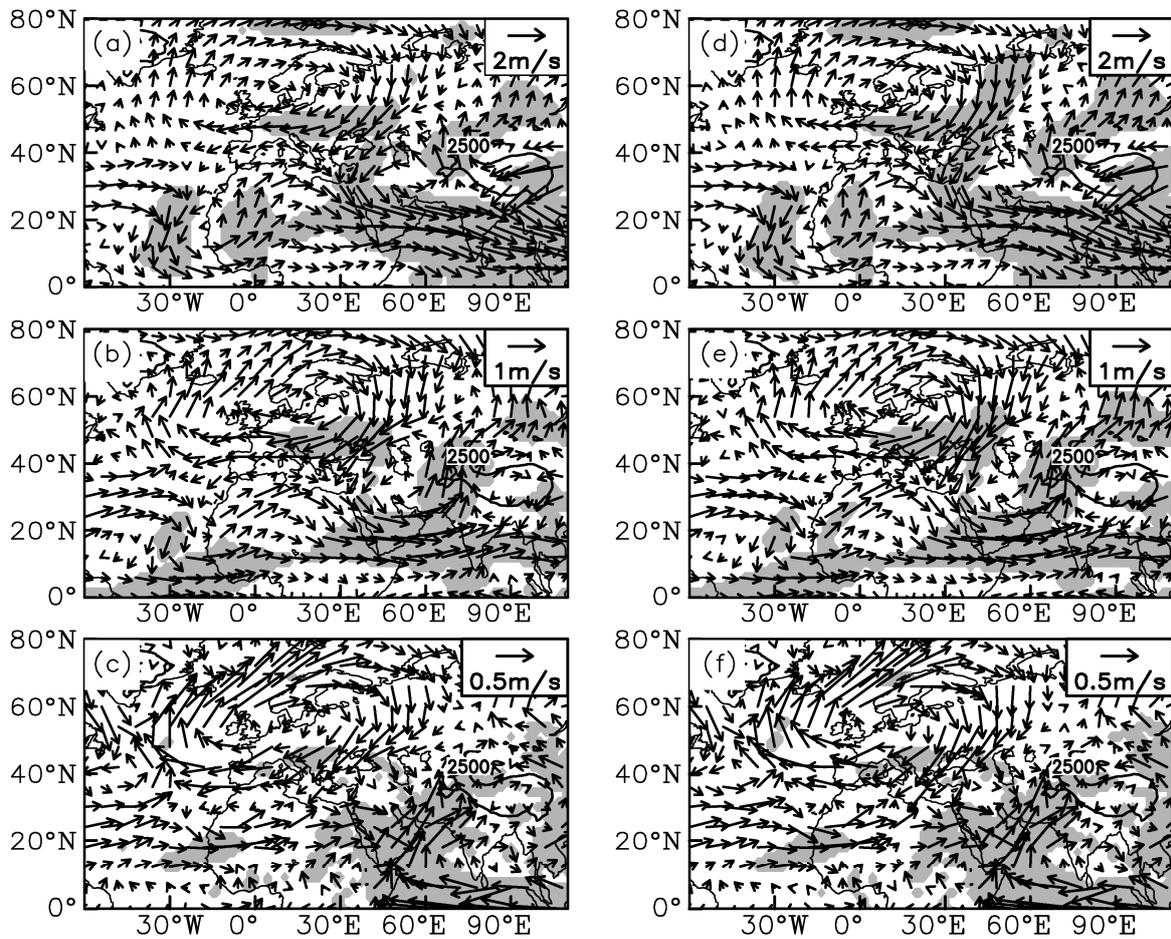


图5 高原西侧地区基于 (a、b、c) GPCP 降水资料、(d、e、f) GPCP 降水资料的冬季降水指数回归的冬季平均风场 (单位:  $\text{m s}^{-1}$ ): (a、d) 200 hPa 风场; (b、e) 500 hPa 风场; (c、f) 850 hPa 风场。阴影部分表示通过 95% 信度水平

Fig. 5 Regression patterns of winter wind fields (units:  $\text{m s}^{-1}$ ) at (a, d) 200 hPa, (b, e) 500 hPa, and (c, f) 850 hPa against the winter precipitation index over the western side of TP based on (a, b, c) GPCP and (d, e, f) GPCP datasets. Shaded areas indicate values passing the 95% confidence level

北极地区大气活动的主要模态是北极涛动 (Arctic Oscillation, AO), 它对北半球中高纬度高度场及温度场具有显著影响 (Thompson and Wallace, 1998; 焦洋等, 2014)。所以本文选取 1979~2012 年冬季平均的 NAO 指数与 AO 指数, 将二者分别与降水场做相关 (图 6), 结果显示在高原冬季降水的主要发生区域二者的相关性并不明显, 这在一定程度上说明了高原西侧冬季降水的年际变率与其上游地区大气内部变率的典型模态北大西洋涛动和北极涛动的联系较小。

除大气内部变率因子外, 热带海温异常也是造成大气环流变化的主要因素之一。从高原西侧地区冬季降水指数与全球冬季平均海温场的相关 (图 7) 来看, 在高原上游出现环流异常的大西洋地区二者的相关性比较弱, 但在赤道西印度洋和热带中东太

平洋地区却显示明显的正相关关系。杨辉和李崇银 (2005) 通过分析指出, 热带太平洋—印度洋海温异常会对亚洲气候产生显著影响, 包括高原及其周边区域的大气环流异常。这说明赤道西印度洋和热带太平洋海温异常可能对高原冬季环流和降水的年际变率产生影响。

热带太平洋海温异常会引发 ENSO 这一海气系统中最强的年际信号, 对大气环流及其相关的气候有重要影响, 也能引起印度洋海温和印度季风环流的异常变化 (Webster and Yang, 1992; Wang et al., 2000; Du et al., 2009)。从图 7 可看出, 在 ( $6^{\circ}\text{S}\sim 12^{\circ}\text{N}$ ,  $175^{\circ}\text{E}\sim 100^{\circ}\text{W}$ ) 区域的冬季海温与高原西侧冬季降水指数的相关性最高, 所以定义该区域平均海温为 1979~2012 年冬季热带中东太平洋海温指数, 并计算其与冬季平均风场的相关系数。从冬季

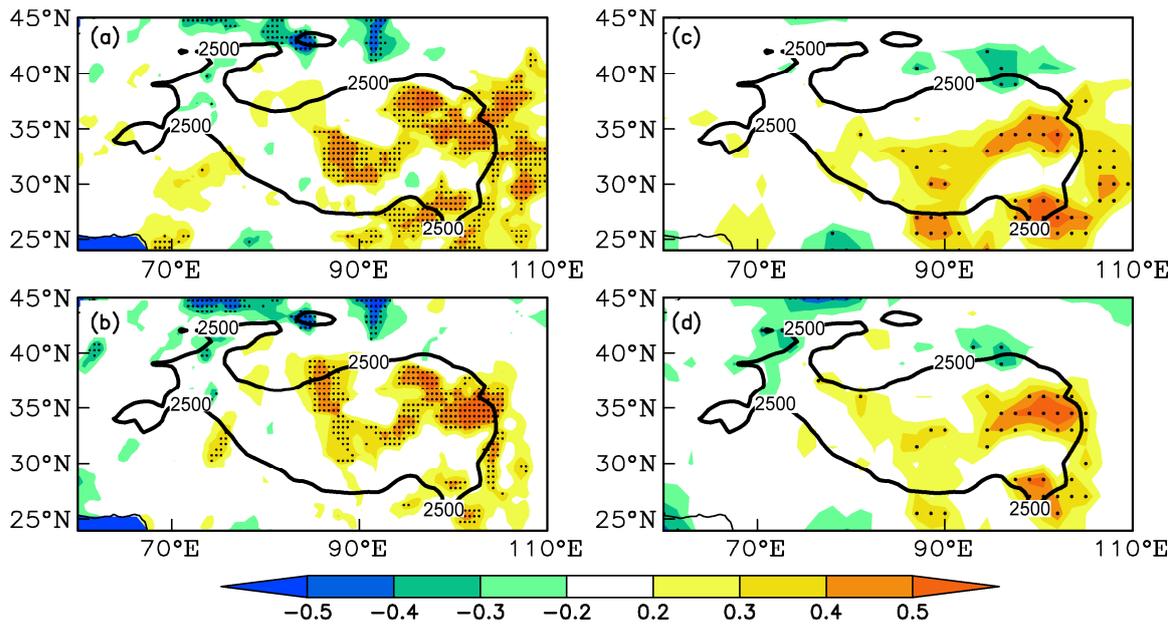


图 6 1979~2012 年冬季 (a, c) AO 指数、(b, d) NAO 指数与 (a, b) GPCP 降水场、(c, d) GPCP 降水场的年际相关系数分布。打点部分通过 95% 信度水平

Fig. 6 Interannual correlation coefficients between the winter (a, c) AO (Arctic Oscillation) index, (b, d) NAO (North Atlantic Oscillation) index and precipitation based on (a, b) GPCP, (c, d) GPCP datasets. Dotted areas indicate values passing the 95% confidence level

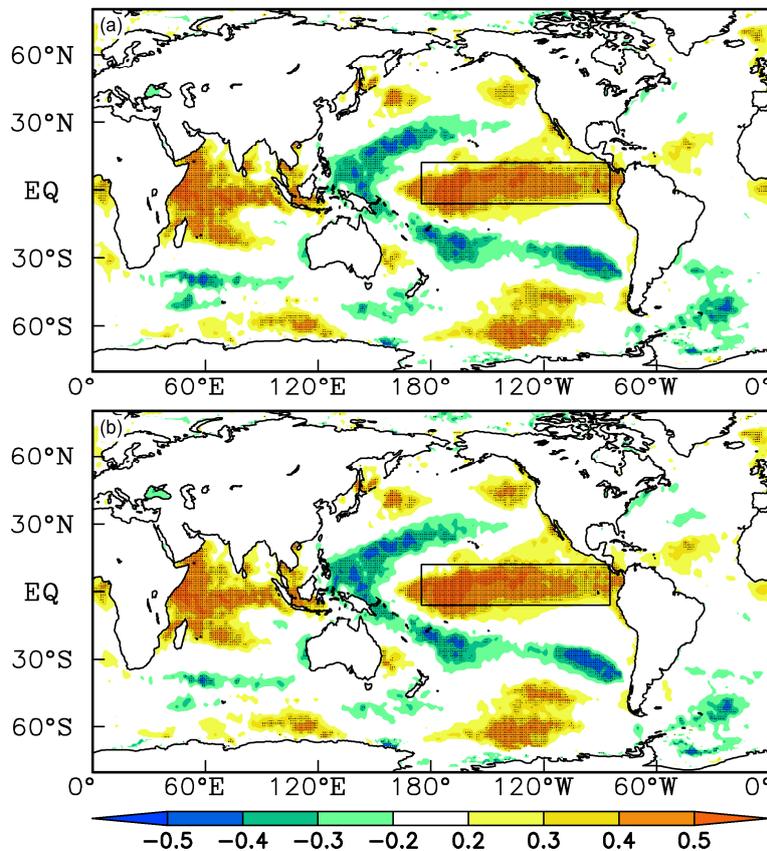


图 7 高原西侧地区基于 (a) GPCP 降水资料、(b) GPCP 降水资料的冬季降水指数与 1979~2012 年冬季平均海表温度的年际相关系数分布。矩形框区表示相关系数的大值区，打点部分通过 95% 信度水平

Fig. 7 Interannual correlation coefficients between the winter precipitation index based on (a) GPCP, (b) GPCP datasets and winter SST over the western side of TP during 1979–2012. Rectangles represent areas of high correlation coefficients, dotted areas indicate values passing the 95% confidence level

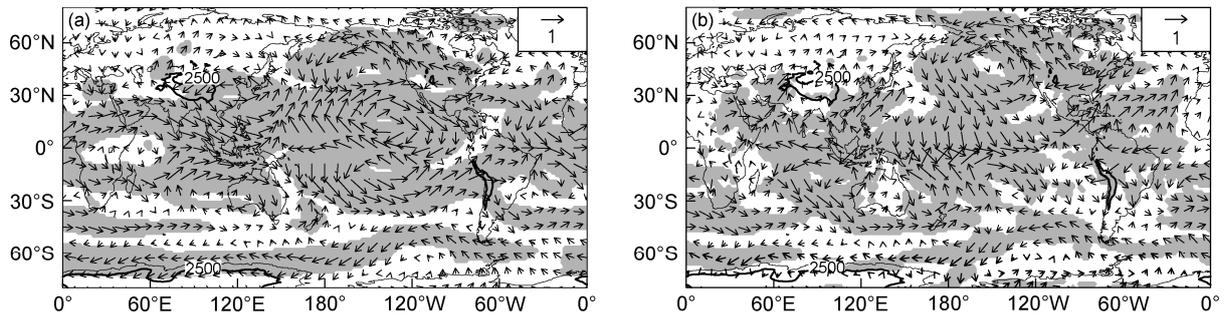


图 8 热带中东太平洋冬季海表温度指数与 1979~2012 年冬季平均 (a) 200 hPa 风场、(b) 850 hPa 风场的年际相关分布。阴影部分通过 95% 信度水平

Fig. 8 Interannual correlation between winter SST index in the central and eastern tropical Pacific Ocean and winter wind fields at (a) 200 hPa and (b) 850 hPa during 1979–2012. Shaded areas indicate values passing the 95% confidence level

热带中东太平洋海温指数与 850 hPa 风场的相关系数分布 (图 8b) 可以看出, 在赤道印度洋地区有明显的东风异常, 这说明冬季热带中东太平洋海温异常可以引起赤道印度洋海表的暖水向西输送, 使得暖水在西部堆积, 从而导致赤道西印度洋出现暖海温的异常。此外, 从图中还可以看出在北印度洋及其周边区域有明显的环流异常, 与高原西侧冬季降水指数回归的冬季水汽通量场 (图 4) 表现出的环流异常一致, 这说明热带中东太平洋的海温异常会影响印度洋区域海温和低层的大气环流变化, 这与前人的研究结果一致 (Du et al., 2009; 黄刚等, 2016)。印度洋北部出现反气旋环流异常, 使得高原西侧地区处于西南风异常中, 从而从动力场上影响高原西侧冬季水汽输送以及降水的年际变率。

此外, 已有研究表明, 热带太平洋海表温度异常对亚洲副热带西风急流的影响较大, 在热带太平洋海表温度增加时, 东亚副热带西风急流强度也增强 (邱斌等, 2013), 而且东亚西风急流南北位置指数与热带中东太平洋海温呈显著的正相关 (杨辉, 2015; Hong and Lu, 2016)。图 8a 为冬季热带中东太平洋海温指数与 200 hPa 平均风场的相关指数分布, 从图中可以看出在南亚地区出现了明显的西风异常, 即中东太平洋海温偏高时西风急流倾向于向南偏移。因此, 热带中东太平洋的海温异常也会通过影响西风急流的南北位置从而影响高原冬季西侧地区的水汽输送以及降水的年际变率。

为了探究具体的影响途径, 定义热带中东太平洋冬季海温指数大于 0.8 个标准差的年份为热带中东太平洋冬季海温高年, 而小于 0.8 个标准差的年份为热带中东太平洋冬季海温低年。热带中东太平

洋冬季海温高年为: 1982、1991、1994、1997、2002、2006 和 2009 年, 热带中东太平洋冬季海温低年为: 1984、1988、1998、1999、2007 和 2010 年。为研究向高原西侧的水汽通量输送情况, 计算热带中东太平洋冬季海温高年与低年之间  $55^{\circ}\sim 65^{\circ}\text{E}$  范围平均纬向风差和平均水汽差, 从图 9 可以看出, 当冬季热带中东太平洋海温较高时, 西风急流的位置的确更偏南, 使得高原附近中低层地区的西风都增强, 因而向高原西侧地区输送的水汽也就更多, 结合高原西侧冬季降水指数回归的冬季水汽通量场 (图 4), 西风急流更偏南, 更有利于将上游地区的水汽向高原西侧地区输送。反之当冬季热带中东太平洋海温较低时, 西风急流的位置更偏北, 整体的水汽也更少, 不利于将上游地区的水汽向高原西侧地区输送。

## 5 结果与讨论

本文从冬季高原降水的年际变率入手, 进而分析影响高原西侧地区冬季降水年际变率的因子, 得到的结论如下:

(1) 高原冬季降水主要发生于其西侧帕米尔高原及周边区域, EOF 分析表明降水为全区一致型。冬季降水的水汽主要来自上游地区, 水汽来源可以追踪到北大西洋等地区, 但降水的年际变率主要由水汽通量输送的动力过程决定的, 表现为高原西侧地区呈西南—东北向的水汽通量输送和环流异常。

(2) 高原西侧冬季降水的年际变率与赤道印度洋和热带中东太平洋海温有很好的正相关关系。热带中东太平洋海温异常会激发印度洋地区的暖水

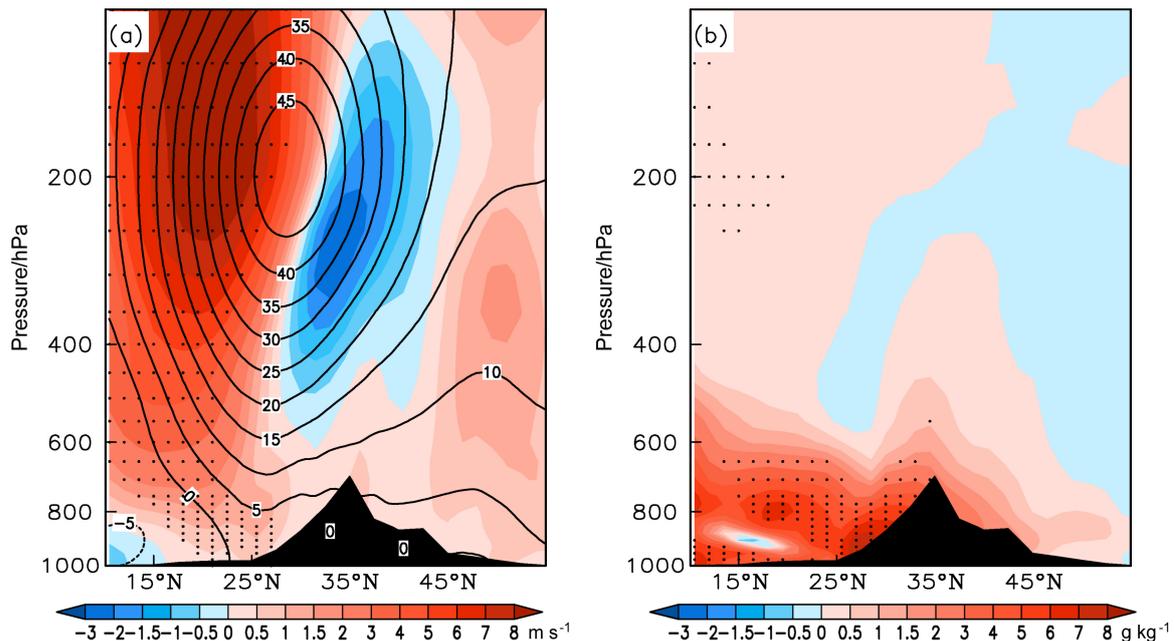


图9 1979~2012年冬季纬向(55°~65°E)平均的(a)气候态的纬向风的气压-纬度分布(等值线,单位:  $\text{m s}^{-1}$ )以及热带中东太平洋冬季海表温度高年和低年合成的纬向风场差异(彩色阴影,单位:  $\text{m s}^{-1}$ ), (b)热带中东太平洋冬季海表温度高年与低年合成的平均比湿差值场(单位:  $\text{g kg}^{-1}$ )。黑色阴影表示地形,打点部分表示差值通过95%置信度检验

Fig. 9 Pressure-latitude cross sections of (a) climatological zonal wind (contours, units:  $\text{m s}^{-1}$ ) and zonal wind differences (color shadings, units:  $\text{m s}^{-1}$ ) between high and low winter SST years over the central and eastern tropical Pacific Ocean, (b) differences in specific humidity (units:  $\text{g kg}^{-1}$ ) between high and low winter SST years over the central and eastern tropical Pacific Ocean averaged over 55°–65°E during the winters of 1979–2012. Black shadings indicate terrain, dotted areas indicate differences passing the 95% confidence level

向西输送堆积,使得赤道西印度洋出现暖海温异常;同时热带中东太平洋海温异常还会引起低层环流异常,在印度洋北部产生反气旋环流异常,造成高原西侧地区的西南风异常,而且高层西风急流也出现南北摆动,从而共同调控高原西侧地区的冬季水汽输送和降水的年际变率。

本文是从大尺度环流的角度来讨论高原西侧冬季降水变化,但高原是世界上海拔最高的大地形,这种地形对降水的影响也是不可忽视的。蔡英等(2004)指出海拔高度和大气环流等条件相同时,地理纬度是决定高原及其周边地区水汽分布的主要因子。另外,高原的高大地形也是影响水汽分布的重要因素之一,因为它决定了上空气柱的厚度,从而决定了上空的大气总水汽量(梁宏等,2006)。那么在小尺度上高原的大地形对其冬季水汽输送和降水变化有影响吗?如果有的话影响具体是怎样的?这些问题也值得继续研究。

### 参考文献 (References)

Barnston A G, Livezey R E. 1987. Classification, seasonality and persistence

of low-frequency atmospheric circulation patterns [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 115 (6): 1083–1126, doi:10.1175/1520-0493(1987)115<1083:CSAPOL>2.0.CO;2.

蔡英, 钱正安, 吴统文, 等. 2004. 青藏高原及周围地区大气可降水量的分布、变化与各地多变的降水气候 [J]. *高原气象*, 23 (1): 1–10. Cai Ying, Qian Zheng'an, Wu Tongwen, et al. 2004. Distribution, changes of atmospheric precipitable water over Qinghai-Xizang Plateau and its surroundings and their changeable precipitation climate [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 23 (1): 1–10.

Chow K C, Chan J C L, Shi X L, et al. 2008. Time-lagged effects of spring Tibetan Plateau soil moisture on the monsoon over China in early summer [J]. *Int. J. Climatol.*, 28: 55–67, doi:10.1002/joc.1511.

Du Y, Xie S P, Huang G, et al. 2009. Role of air-sea interaction in the long persistence of El Niño-induced North Indian Ocean warming [J]. *J. Climate*, 22 (8): 2023–2038, doi:10.1175/2008JCLI2590.1.

Hong X W, Lu R Y. 2016. The meridional displacement of the summer Asian jet, Silk Road pattern, and tropical SST anomalies [J]. *J. Climate*, 29: 3753–3766, doi:10.1175/JCLI-D-15-0541.1.

黄刚, 胡开明, 屈侠, 等. 2016. 热带印度洋海温海盆一致模的变化规律及其对东亚夏季气候影响的回顾 [J]. *大气科学*, 40 (1): 121–130. Huang Gang, Hu Kaiming, Qu Xia, et al. 2016. A review about Indian Ocean basin mode and its impacts on East Asian summer climate [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 40 (1): 121–130, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1505.15143.

- 黄一民, 章新平. 2007. 青藏高原四季降水变化特征分析 [J]. 长江流域资源与环境, 16 (4): 537–542. Huang Yimin, Zhang Xinping. 2007. Character analysis in variation of seasonal precipitation over the Tibetan Plateau [J]. Resources and Environment in the Yangtze Basin (in Chinese), 16 (4): 537–542, doi:10.3969/j.issn.1004-8227.2007.04.026.
- 季国良, 徐荣星. 1990. 青藏高原西部冬季地表净辐射与中国降水的关系 [J]. 高原气象, 9 (1): 22–31. Ji Guoliang, Xu Rongxing. 1990. Relationship between the surface net radiation in the western Qinghai–Xizang Plateau and the precipitation in China [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 9 (1): 22–31.
- 焦洋, 游庆龙, 林厚博, 等. 2014. 北极涛动对青藏高原冬季变暖的影响 [J]. 冰川冻土, 36 (6): 1385–1393. Jiao Yang, You Qinglong, Lin Houbo, et al. 2014. The Arctic Oscillation effect on winter warming over the Tibetan Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese), 36 (6): 1385–1393, doi:10.7522/j.issn.1000-0240.2014.0165.
- 梁宏, 刘晶淼, 李世奎. 2006. 青藏高原及周边地区大气水汽资源分布和季节变化特征分析 [J]. 自然资源学报, 21 (4): 526–534. Liang Hong, Liu Jingmiao, Li Shikui. 2006. Analysis of precipitable water vapor source distribution and its seasonal variation characteristics over Tibetan Plateau and its surroundings [J]. Journal of Natural Resources (in Chinese), 21 (4): 526–534, doi:10.11849/zrzyxb.2006.04.004.
- 缪启龙, 张磊, 丁斌. 2007. 青藏高原近 40 年的降水变化及水汽输送分析 [J]. 气象与减灾研究, 30 (1): 14–18. Miao Qilong, Zhang Lei, Ding Bin. 2007. Analysis of precipitation changes and water vapor in the Tibetan Plateau during the last four decades [J]. Meteorology and Disaster Reduction Research (in Chinese), 30 (1): 14–18, doi:10.3969/j.issn.1007-9033.2007.01.003.
- 齐文文, 张百平, 庞宇, 等. 2013. 基于 TRMM 数据的青藏高原降水的空间和季节分布特征 [J]. 地理科学, 33 (8): 999–1005. Qi Wenwen, Zhang Baiping, Pang Yu, et al. 2013. TRMM-data-based spatial and seasonal patterns of precipitation in the Qinghai–Tibet Plateau [J]. Scientia Geographica Sinica (in Chinese), 33 (8): 999–1005.
- Qian Y F, Zheng Y Q, Zhang Y, et al. 2003. Responses of China’s summer monsoon climate to snow anomaly over the Tibetan Plateau [J]. Int. J. Climatol., 23 (6): 593–613, doi:10.1002/joc.901.
- 邱斌, 李亚春, 曾刚. 2013. 冬季东亚副热带西风急流变化及其与海表温度的关系 [J]. 气象科学, 33 (4): 400–407. Qiu Bin, Li Yachun, Zeng Gang. 2013. Variation of the East Asian subtropical westerly jet and its relation with sea surface temperature [J]. Journal of the Meteorological Sciences (in Chinese), 33 (4): 400–407, doi:10.3969/2013jms.0016.
- Thompson D W J, Wallace J M. 1998. The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields [J]. Geophys. Res. Lett., 25 (9): 1297–1300, doi:10.1029/98GL00950.
- Wang B, Wu R G, Fu X H. 2000. Pacific–East Asian teleconnection: How does ENSO affect East Asian climate? [J]. J. Climate, 13: 1517–1536, doi:10.1175/1520-0442(2000)013<1517:PEATHD>2.0.CO;2.
- 王春学. 2012. 青藏高原冬季积雪对黄河流域夏季降水的影响 [D]. 南京信息工程大学硕士学位论文. Wang Chunxue. 2012. The effect of winter snow cover over Tibetan Plateau to the summer precipitation at the Yellow River basin [D]. M. S. thesis (in Chinese), Nanjing University of Information Science & Technology.
- 王瑞, 李伟平, 刘新, 等. 2009. 青藏高原春季土壤湿度异常对我国夏季降水影响的模拟研究 [J]. 高原气象, 28 (6): 1233–1241. Wang Rui, Li Weiping, Liu Xin, et al. 2009. Simulation of the impacts of spring soil moisture over the Tibetan Plateau on summer precipitation in China [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 28 (6): 1233–1241.
- 王子谦, 段安民, 李茂善, 等. 2016. 基于 WRF 模式的青藏高原斜坡和平台加热影响亚洲夏季风的模拟研究 [J]. 地球物理学报, 59 (9): 3175–3187. Wang Ziqian, Duan Anmin, Li Maoshan, et al. 2016. Influences of thermal forcing over the slope/platform of the Tibetan Plateau on Asian summer monsoon: Numerical studies with the WRF model [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 59 (9): 3175–3187, doi:10.6038/cjg20160904.
- Wang Z Q, Duan A M, Yang S, et al. 2017. Atmospheric moisture budget and its regulation on the variability of summer precipitation over the Tibetan Plateau [J]. J. Geophys. Res.: Atmos., 122 (2): 614–630, doi:10.1002/2016JD025515.
- Webster P T, Yang S. 1992. Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 118: 877–926, doi:10.1002/qj.49711850705.
- Xiao Z X, Duan A M. 2016. Impacts of Tibetan Plateau snow cover on the interannual variability of the East Asian summer monsoon [J]. J. Climate, 29 (23): 8495–8514, doi:10.1175/JCLI-D-16-0029.1.
- Xu X D, Lu C G, Shi X H, et al. 2008. World water tower: An atmospheric perspective [J]. Geophys. Res. Lett., 35 (20): L20815, doi:10.1029/2008GL035867.
- Yanai M, Wu G X. 2006. Effects of the Tibetan Plateau [M]// Wang Bin. The Asian Monsoon. Berlin Heidelberg: Springer, 513–549.
- 杨辉. 2015. 冬季东亚西风急流强度和南北位置的比较分析 [J]. 第四纪研究, 35 (6): 1545–1548. Yang Hui. 2015. Comparison of the intensity and meridional position of the East Asian jet stream in winter [J]. Quaternary Sciences (in Chinese), 35 (6): 1545–1548, doi:10.11928/j.issn.1001-7410.2015.06.23.
- 杨辉, 李崇银. 2005. 热带太平洋—印度洋海温异常综合模对南亚高压的影响 [J]. 大气科学, 29 (1): 99–110. Yang Hui, Li Chongyin. 2005. Effect of the tropical Pacific–Indian Ocean temperature anomaly mode on the South Asia high [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29 (1): 99–110, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2005.01.12.
- 姚姗姗, 王慧. 2015. 高原冬季积雪异常对江淮流域夏季降水的影响 [C]//第 32 届中国气象学会年会——第五届研究生年会. Yao Shanshan, Wang Hui. 2015. The effect of the anomaly winter snow cover over Tibetan Plateau to the summer precipitation at the Changjiang–Huaihe River basin [C]//The 32ed Annual Conference of Chinese Meteorological Society — The 5th Annual Conference for Postgraduates (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 [J]. 高原气象, 24 (6): 880–888. Zhou Changyan, Li Yueqing, Li Wei, et al. 2005. Climatological characteristics of water vapor transport over eastern part of Qinghai–Xizang Plateau and its surroundings [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 24 (6): 880–888.