

# 近30年青藏高原东部夏季降水异常特征及成因

索朗扎西

民航西藏自治区空中交通管理中心, 西藏 山南

收稿日期: 2024年2月15日; 录用日期: 2024年3月14日; 发布日期: 2024年3月20日

## 摘要

文章利用青藏高原东部地区近30年的逐日夏季平均降水量及NCEP/NCAR逐月平均再分析风场、位势高度场资料,对青藏高原东部近30年夏季平均降水量的气候态、方差和趋势分布特征进行了分析,通过EOF分析了青藏高原东部夏季降水异常的3种主要分布类型,又利用回归分析方法,分析了与3种典型模式匹配的风场异常特征,以明确青藏高原东部夏季降水异常的环流特征。结果表明:1)近30年青藏高原东部的夏季降水量存在一个东南向西北递减的分布特征,而且在东南部降水比较偏多,降水大值区年际变化也大,降水趋势变化不明显。2)夏季降水异常空间分布为3种类型,即南北反相型、中间多南部少型以及东西反相型。3)当青藏高原东部夏季降水南多北少时,印度季风槽偏弱,西太平洋副高位置偏南,高原东部的南侧为气旋性距平环流,南亚高压偏南,西风急流减弱;当青藏高原东部降水呈中间多南部少型时,印度季风增强,西太平洋副高位置偏北偏西,南亚高压位置偏北偏东,且青藏高原东北侧西风急流增强;当青藏高原东部降水呈东西反相型时,西太平洋副热带高压位置偏西,而高原东部地区西侧以偏西风距平为主,同时高层南亚高压位置偏东。

## 关键词

青藏高原东部, 夏季降水, 时空分布特征, 回归分析

## The Characteristics and Genetic of Summer Precipitation Anomaly over the Eastern Qinghai-Tibet Plateau during the Last 30 Years

Suo Lang Zha Xi

Civil Aviation Xizang Autonomous Region Air Traffic Management Center, Shannan Xizang

Received: Feb. 15<sup>th</sup>, 2024; accepted: Mar. 14<sup>th</sup>, 2024; published: Mar. 20<sup>th</sup>, 2024

## Abstract

In this paper, based on the daily average rainfall in summer and the NCEP/NCAR monthly mean reanalysis wind field, geopotential height field data in eastern Qinghai-Tibet Plateau in nearly 30 years, climatology, variance and trend distribution characteristics of average rainfall in summer in eastern Qinghai-Tibet Plateau in nearly 30 years were analyzed. Three main distribution types of summer precipitation anomaly in eastern Qinghai-Tibet Plateau were analyzed by EOF, and the wind field anomaly characteristics matching the three typical modes were analyzed by using regression analysis method, so as to make clear of the circulation characteristics of the summer precipitation anomaly in eastern Qinghai-Tibet Plateau. The results show that: 1) In nearly 30 years, summer rainfall in eastern Qinghai-Tibet Plateau is a southeast-to-northwest of diminishing distribution characteristics, and there is more precipitation in the southeast, and the precipitation inter-annual variability of greater value is also big, and precipitation change trend is not obvious. 2) Spatial distribution of summer rainfall anomaly is divided into three types, namely the North-South inverting type, more middle and less southern type and east-west inverting type. 3) When eastern Qinghai-Tibet Plateau in summer of less precipitation from south to the north, the Indian monsoon trough is weak, West Pacific subtropical high southward, in the eastern part of the plateau, is located to the south of the cyclonic anomaly circulation, South Asia high southerly and westerly jet weaken; when the precipitation in the eastern Qinghai-Tibet Plateau is more over middle, enhance the Indian monsoon, location of Western Pacific subtropical high northerly and westerly, position of South Asia high north easterly and westerly jet over the northeast side of the Qinghai-Tibet Plateau enhanced; when the precipitation in the eastern Qinghai-Tibet Plateau is east-west inverting type, West Pacific subtropical high extends westward, and in the eastern part of the plateau area on the west side to westerly anomaly, also top South Asian anticyclone eastward.

## Keywords

Eastern Qinghai-Tibet Plateau, Summer Precipitation, Temporal and Spatial Distribution, Regression Analysis

Copyright © 2024 by author(s) and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY 4.0).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

## 1. 引言

青藏高原(以下简称为高原)被誉为世界第三极,地域辽阔,平均海拔都比较高,地形复杂,具有高原独特的天气气候特征。由以往研究可知:高原年降水的局地性特征非常显著,区域差异比较明显。由于高原特殊的地理位置,不仅受到东亚季风,同时也受到印度季风系统的影响,且高原本身受到季风和西风带系统的影响,降水情况也比较复杂。高原的动力及热力作用对高原上的夏季降水也有明显影响[1]。对高原年降水和夏季降水的对比分析说明,在高原地区年降水量相对少的地区,高原夏季降水的多少来决定年降水的总量,说明夏季降水是年降水的主要来源[2]。高原东部夏季降水主要空间分布是东南向西北递减的一个特征,高值区主要位于四川西部高原和西藏东部,低值区位于青海西北部。高原东部主要有西藏东部、青海东部,还有四川部分地区、云南、甘肃等部分地区[3] [4] [5]。

以往研究指出,高原东北部6月降水在近40年里呈现上升趋势,主要是在20世纪80年代初开始降

水显著增多；7月降水变化不大，20世纪90年代降水显著偏多；9月呈下降趋势，并且在20世纪90年代中后期降水减少显著[6]-[11]。降水变化与水汽输送变化有关，随着季节的变化，高原东部及其周围地区的水汽输送也在变化，季风环流演变特征和这种差别也是密切相关的。海拔高度的升高和减少决定高原夏季水汽含量的空间分布[12]，冬、春季高原的水汽主要是从中纬度偏西风水汽输送而来的，夏季(7月)水汽主要来源是：孟加拉湾和南海地区，秋季的水汽主要来源是：西太平洋地区。高原总体上空的水汽输送都比较弱，是因为受到高原复杂地形的影响[13][14][15]。高原夏季降水的水汽和各种能量的主要来源地是印度洋，高原夏季降水产生影响主要是印度夏季季风活动的异常，多、少雨年印度洋高、低空风场及海温场均存在明显差异是由高原夏季降水多、少雨年印度洋风场合成分析表明的，印度洋海温距平纬向分布与印度洋夏季风异常有着密切的相关，印度洋夏季风偏弱(强)，而高原夏季降水偏少(多)[16]。印度洋海温变化与高原夏季降水联系最密切的海区主要集中在西印度洋-非洲东海岸的索马里急流区域，而并非整个印度洋地区[17]。

本文利用 EOF (经验正交函数)分析方法对近 30 年青藏高原东部降水异常分布特征进行了分析，然后用回归分析对青藏高原东部降水异常分布原因进行了分析。

## 2. 资料和方法

### 2.1. 资料

1) 1979~2007 年 NCEP/NCAR 再分析逐月资料，所选要素是风场，资料的水平分辨率为  $2.5^\circ$  (经度)  $\times$   $2.5^\circ$  (纬度) (格点数为  $144 \times 73$ )，垂直分辨率为 12 层。

2) 降水资料采用日本 1951~2007 年 APHRO\_MA\_V1101 逐日降水数据集[18]，分辨率为  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 。

文中所选青藏高原东部为  $90^\circ\text{E}\sim 105^\circ\text{E}$ 、 $25^\circ\text{N}\sim 40^\circ\text{N}$  区域海拔高度在 2500 m 以上的地区。

### 2.2. 方法

气象场 EOF 分析又称为经验正交展开，或自然正交函数展开。它主要成分分析在原理与方法上有相似之处，但也有区别。近年来，气象场自然正交展开有许多的研究与应用，在气象科研中有极广泛的应用。本文利用 EOF (经验正交函数)分析方法对青藏高原东部降水异常分布特征进行了分析，然后用回归分析对青藏高原东部降水异常分布原因进行了分析。

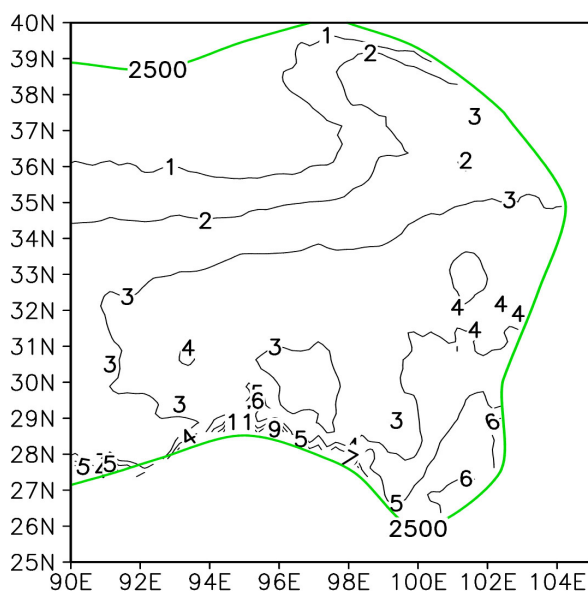
## 3. 夏季降水基本特征

### 3.1. 夏季降水的气候态分布特征

青藏高原大部分地区是属于干旱半干旱地区，高原一年中的降水量最多出现在 6~8 月(夏季)，高原上热低压的建立是在夏季，随着高原南侧印度低压(季风)的加深，而且东或东南侧副热带高压的向北和向西的移动，使大量来自印度洋、孟加拉湾、南海或东部的暖湿气流直接进入高原，与西侧的乌拉尔山高压和北侧西风槽带来的干冷空气相遇且不断交汇，是高原降水量最多的时期，夏季降水占到年降水量的 80%~90% [1]。

由图 1 可以看出，近 30 年高原东部，夏季日平均降水量呈东南向西北递减的空间分布特征，降水量在 3 mm 以上的区域主要是在高原东部的南部和东南部(四川西部、西藏的南部和云南部分地区)，在东南部有三个降水中心，分别位于西藏昌都东南部和四川省西北部以及四川省南部，降水量都在 3 mm 以上，降水量最大值中心位于四川南部。青海西北部降水量最少，部分地区来降水量不足 1 mm，而高原东部的中东部降水量梯度不大，在西北部降水量梯度较大，空间差异较东南部明显[19]。

上述夏季降水分布特征是由于高原巨大的地形阻挡了大量的水汽进入高原，高原的东南部降水充沛的主要原因是东亚季风和印度季风的共同作用，高原地区近地面都处在热低压(高原季风)控制的主要原因是夏季高原自身的热力和动力作用，高原东部成为夏季降水的次中心是因为来自低纬度的暖湿气流进入。在高原大地形的作用下，高原夏季常常形成切变或低压是因为在 35°N 附近经常是西南与西北气流的汇合，稳定且少动，造成高原降水梯度较明显，高原降水比较频繁的区域有，喜马拉雅山和祁连山的迎风坡，受到西风带的控制的地方主要有：柴达木盆地西部、可可西里和阿里地区。来自南方的暖湿气流很难到达高原，从上述分析我们可以看到，高原地区的夏季降水一方面取决于大气环流的变化，另一方面取决于地形的影响，既有区域性的特点，也有局地性的特征[1]。



注：2500 线是地形高度大于 2500 m 的地区。

**Figure 1.** Spatial distribution of average summer precipitation climatology patterns in the eastern Qinghai-Tibet Plateau (unit: mm/day)

**图 1.** 青藏高原东部夏季平均降水气候态空间分布(单位: mm/day)

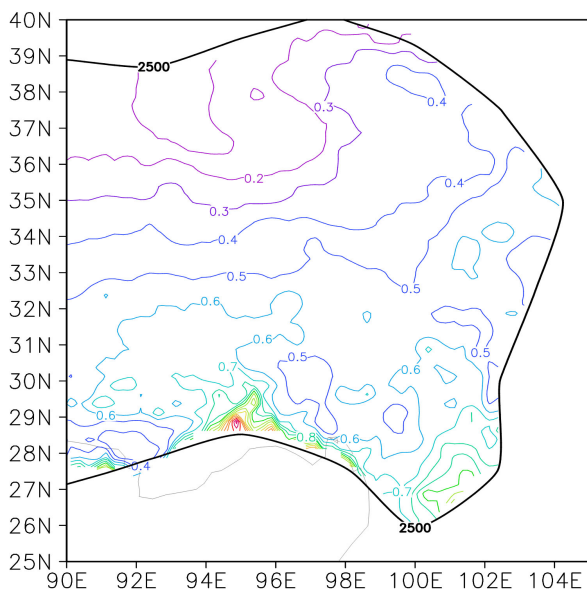
### 3.2. 夏季降水的方差分布特征

由图 2 我们可以看出，与夏季降水气候态分布类似，青藏高原东部的方差主要呈现出从东南部向西北递减的一个分布特征，方差最大值中心分别位于东南部和西南部(也就是西藏、四川和云南的交界处和西藏的南部)，最大值超过 0.7 mm/day；最小值在西北部(也就是青海省的西北部)，部分地区方差小于 0.2 mm/day。这表明降水大值区也是降水年际变化较大的地方。

### 3.3. 夏季降水的趋势分布特征

图 3 为青藏高原东部夏季降水趋势空间分布，负值表示有减少趋势，正值表示增加，数值绝对值越大，变化趋势可信度越高。由图 3 可知，青藏高原东部夏季降水增加区域在东南部、西部和西北部，降水增加主要在拉萨市墨竹工卡县、西藏昌都东南部地区这两个区域，而中东部的西藏林芝、青海玉树、四川省北部西部一带为减少趋势，其中心值达到每十年减少 0.296 mm/day 以上，通过 90% 的置信度检验，与 Niu 等的研究结果[20]相似。

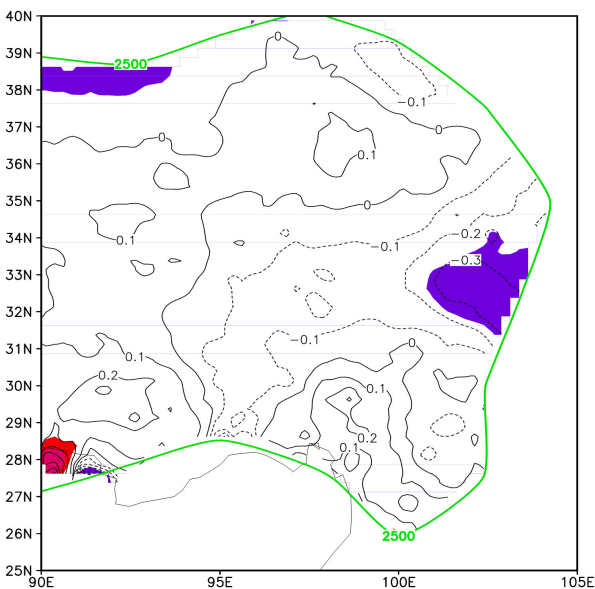
由以上可以得出以下结论：青藏高原东部的降水的空间分布主要是东北向西北递减的一个主要特征，降水较多的两个地方，一个是西藏、四川、云南交界处，另一个在西藏的南部林芝地区这一块，降水较少主要在青海的西北部以海西为界线的这一块；降水大值区的年际变化也较大。夏季降水近 30 a 趋势变化不明显。



注：2500 线是地形高度大于 2500 m 的地区。

Figure 2. Variance map of summer precipitation in the eastern Qinghai-Tibet Plateau (unit: mm/day)

图 2. 青藏高原东部夏季降水方差图(单位: mm/day)



注：2500 线是地形高度大于 2500m 地区。单位：(mm/day)/10a，阴影区通过 90%的置信度检验

Figure 3. Distribution map of summer precipitation trend in eastern Qinghai-Tibet Plateau from 1979 to 2007

图 3. 1979~2007 年青藏高原东部夏季降水趋势分布图

#### 4. 夏季降水异常时空分布特征

为了进一步揭示青藏高原东部夏季降水场异常的时空分布特征,对青藏高原东部夏季降水距平进行 EOF 分析,将高原夏季降水距平场分为多个模态。这种方法所得的前几个特征向量的空间模态不仅抓住了降水场的主要变化特征,而且相互独立,与之对应的时间系数可以代表场的时间变化特征,物理意义清晰。表 1 为夏季降水前 5 个 EOF 空间模态的方差贡献,前 5 个模态通过了 95% 置信度的蒙特卡洛检验。根据 North 准则,前三个模态相互独立,这表明高原东部近 30 年的夏季降水距平场的 EOF 分析的前三个模态均通过了检验,占原始场的方差分别为 41.69%、20.46%、8.84%,累计方差贡献率为 70.99%,为高原东部夏季降水的主要空间分布型。因此,本文针对前三个空间模态的变化特征进行分析。

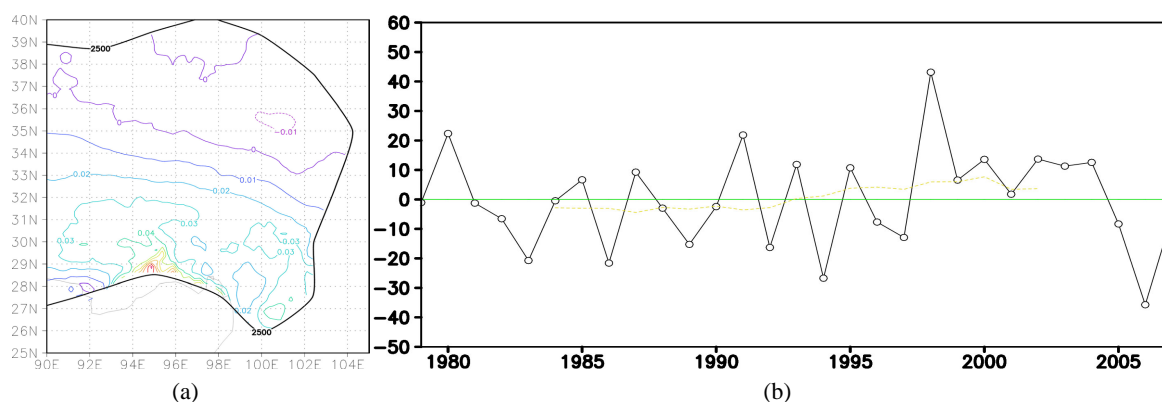
**Table 1.** Variance contribution rates of the top 5 modes of summer precipitation anomaly EOF (unit: %)

**表 1.** 夏季降水距平 EOF 前 5 个模态的方差贡献率(单位: %)

模态 n	模态 1	模态 2	模态 3	模态 4	模态 5
模态 n 的方差贡献率	41.69	20.46	8.84	70.99	4.89
前 n 个模态累计方差贡献率	41.69	62.15	70.99	70.99	81.13

图 4(a)给出高原东部夏季降水的第 1 空间模态,其方差贡献率为 41.69%。由图可见,该模态在高原东部,南部为正值,北部为负值,这反映了夏季高原东部的北部降水与高原东部的南部降水呈反相变化的空间分布特征,大概以 33°N 为界,即高原东部的南部降水偏多,则北部地区降水偏少,反之亦然。图 4(b)给出了高原东部夏季降水第 1 空间模态的时间系数,年际变化明显,在 1995 年之前为较多的负值,1995 年之后为较多的正值,这表明在 1995 年夏季降水由南少北多转为南多北少。

图 5(a)给出了高原东部夏季降水的第 2 空间模态,其方差贡献率为 20.46%。由图可见,该模态高原东部的南部和北部为负值,中间为正值,高原东部的东部表现为中间多南部少分布型,说明高原东部的南和北两个地区降水偏少(多)时,高原东部的中部为降水偏多(少)。图 5(b)给出了高原东部夏季降水第 1 空间模态的时间系数,在 1984 年有一个明显的减弱的趋势,由正转负,2003 后转为明显正值。



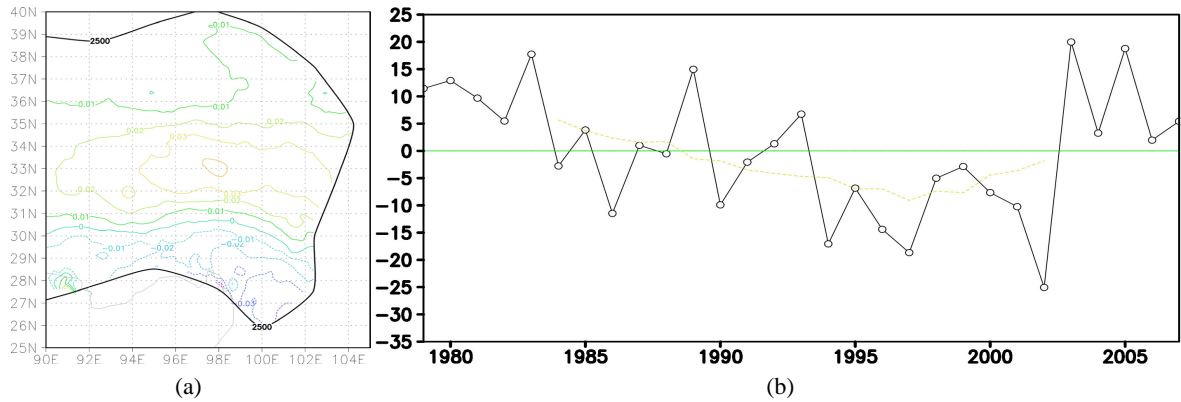
注: 2500 线是地形高度大于 2500 m 的地区。

**Figure 4.** EOF first mode (a) and its time coefficient (b) of summer precipitation in the eastern plateau

**图 4.** 高原东部夏季降水 EOF 第一模态(a)及其时间系数(b)

图 6(a)给出了高原东部夏季降水的第 3 空间模态,其方差贡献率为 8.84%。由图可见,该模态在高原东部地区东正西负,这反映了高原东部夏季降水东西向反位相变化。图 6(b)给出了高原东部夏季降水第 3 空间模态的时间系数,1980 到 1999 年正值较多,2000 年之后是负值。

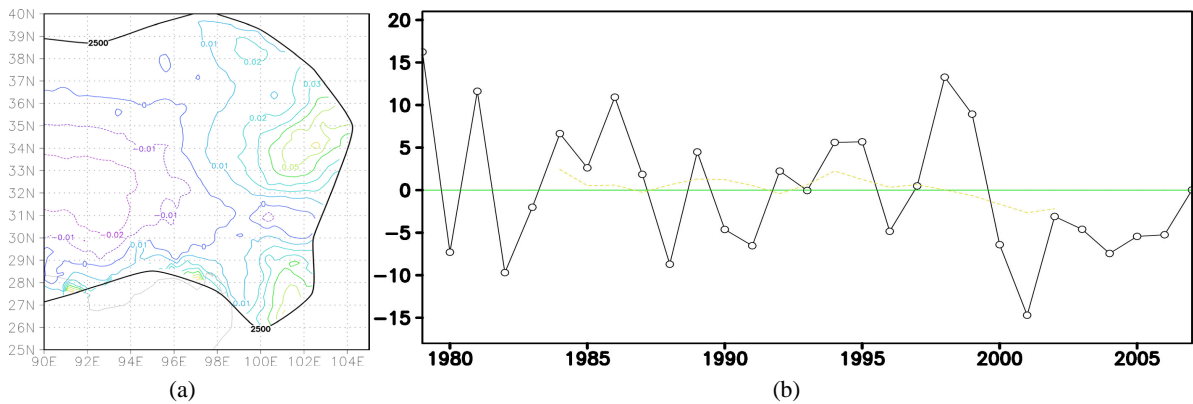
由以上讨论可知，高原东部夏季降水主要有 3 个空间分布型，即高原东部的南北反相型、高原东部的东部呈现中间多南部少分布型和高原东部东西反相型。



注：2500 线是地形高度大于 2500 m 的地区。

Figure 5. EOF second mode (a) and its time coefficient (b) of summer precipitation in the eastern plateau

图 5. 高原东部夏季降水 EOF 第二模态(a)及其时间系数(b)



注：2500 线是地形高度大于 2500m 的地区。

Figure 6. EOF third mode (a) and its time coefficient (b) of summer precipitation in the eastern plateau

图 6. 高原东部夏季降水 EOF 第三模态(a)及其时间系数(b)

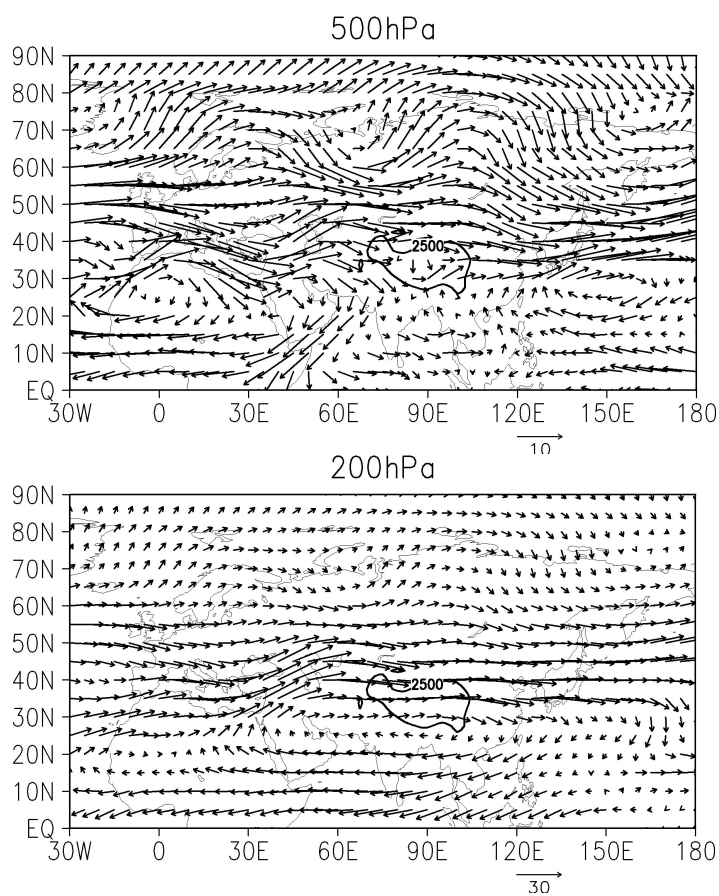
### 5. 夏季降水异常成因分析

大气环流的状况决定着水汽输送的路径，从而影响着降水的分布。高原在夏季本身是一个热源，平均海拔在 4500 m 以上，这种巨大的热源作用于对流层中部，600 hPa 以下整个高原为热低压控制，500 hPa 为过渡层，环流受地面影响较大，400 hPa 以上为自由大气，且 400 hPa 以上转为暖高压[21]。因为副热带西风急流在 200 hPa 达到最强，且 200 hPa 上南亚高压也比较明显。因此，本文主要分析了 500 hPa 和 200 hPa 的环流特征。

为了更好地分析夏季降水距平异常分布对应的异常环流特征，首先认识多年平均大气环流状况。1979~2007 年 29 年夏季平均 500 hPa 和 200 hPa 大气环流如图 7 所示，500 hPa 上，青藏高原南部为季风槽，北部为西风气流；青藏高原东部和西部分别为西太平洋副热带高压和伊朗高压东脊(60°E 附近)，高原主要部位正好在副热带高压的断裂带中，西太平洋副热带高压脊线位于 30°N 附近。在高原上空是季风气流和西风气流直接汇合形成的切变线，气流很明显向高原辐合。在一般情况下，高原地区有三个主要

的水汽来源：一个是来自中纬度的西风水汽输送；另一个是来自孟加拉湾的西南水汽输送和来自副热带高压西侧西太平洋、南海地区的东南水汽输送。其中，来自南海的水汽流在 20°N 左右转向西输送，与来自孟加拉湾地区向北的水气流合并，并从西南方向进入高原，最后汇入中纬偏西水汽流中[21]。200 hPa 上，在青藏高原及其南侧为一反气旋式高压中心，即：南亚高压，南亚高压脊线在 30°N 附近；青藏高原北侧(35~45°N)纬向风比经向风大得多，为明显的西风气流；高原东部处于气流辐散区。

本文进一步计算了青藏高原夏季降水距平前三个模态时间系数与 500 hPa、200hPa 风场的线性回归系数，下面对前三个模态时间系数与 500 hPa 风场的线性回归系数分析其对应的环流异常及其引起的水汽输送异常，对与 200 hPa 风场的线性回归系数分析其对应的环流异常及其引起的辐散异常。



**Figure 7.** Summer average 500 hPa and 200 hPa wind fields from 1979 to 2007, 29 years (unit: m/s)

**图 7.** 1979~2007 年 29 年夏季平均 500 hPa 和 200 hPa 风场(单位: m/s)

### 5.1. 夏季降水异常 EOF 第一模态与风场的回归分析

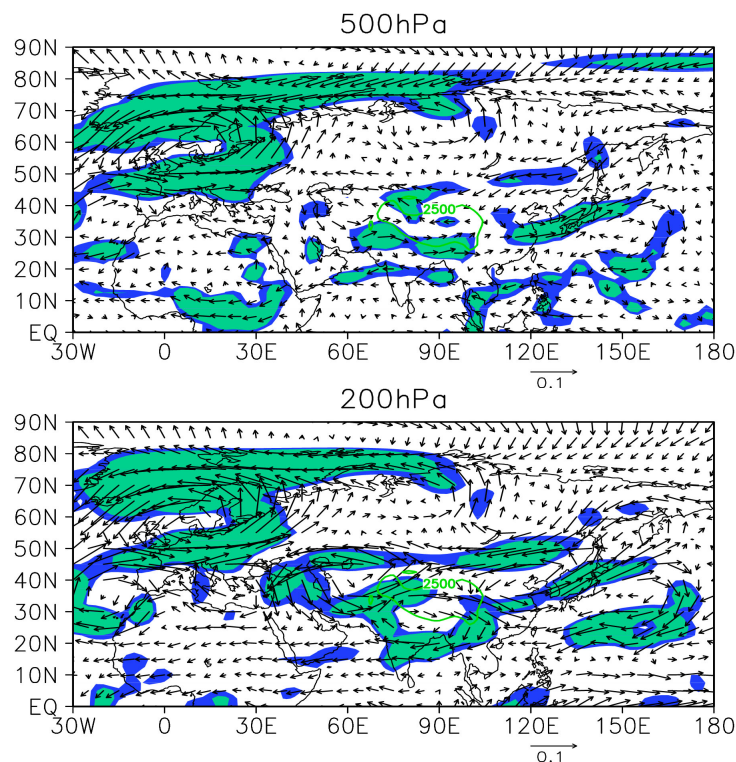
图 8 为高原东部夏季降水异常南北反相型与 500 hPa 和 200 hPa 风场的回归系数分布图，浅深阴影区分别为风场回归系数通过 90% 和 95% 置信度检验的区域。从图上可以看出，500 hPa 上，印度大陆为反气旋性距平环流，这表明印度季风槽偏弱，南来暖湿气流不易到达青藏高原北部；青藏高原北部为东风异常，说明西风气流减弱，西风带水汽输送也减弱，不利于北部降水的产生。高原东部的南侧为南风距平，且为气旋性距平环流，来源于印度洋孟加拉湾地区的水汽在南部异常辐合上升，有利于南部产生降水。同时可以看到，高原东侧的东亚地区在 30°N 以南为反气旋性环流，以北为气旋性环流，这表明，青藏高



原东部夏季降水南多北少分布时，西太平洋副高位置偏南。以上异常环流有利于南部降水的生成，而不利於北部降水的生成，从而导致南多北少。

200 hPa 上，青藏高原南部为反气旋性距平环流，北部为气旋性距平环流，说明南亚高压偏南，辐散位置偏南，有利于上升运动的产生，从而有利于青藏高原南侧地区产生降水；同时，青藏高原北侧为东风异常，这表明西风急流偏弱，急流南侧的青藏高原北侧辐散偏弱，不利于上升运动的产生，从而不利于青藏高原北侧产生降水。

以上分析表明，500 hPa 上，印度季风槽偏弱，西太平洋副高位置偏南，不利于水汽输送至青藏高原北侧，高原东部的南侧为气旋性距平环流，有利于来源于印度洋孟加拉湾地区的水汽在南部异常辐合；200 hPa 上，南亚高压偏南，西风急流减弱，高层辐散区偏南，从而使得青藏高原北部降水偏少而南部偏多。



注：浅深阴影区分别为风场回归系数通过 90% 和 95% 置信度检验的区域。

**Figure 8.** Regression coefficient between EOF first mode time coefficient and 500 hPa and 200 hPa wind fields of summer precipitation anomaly in eastern plateau

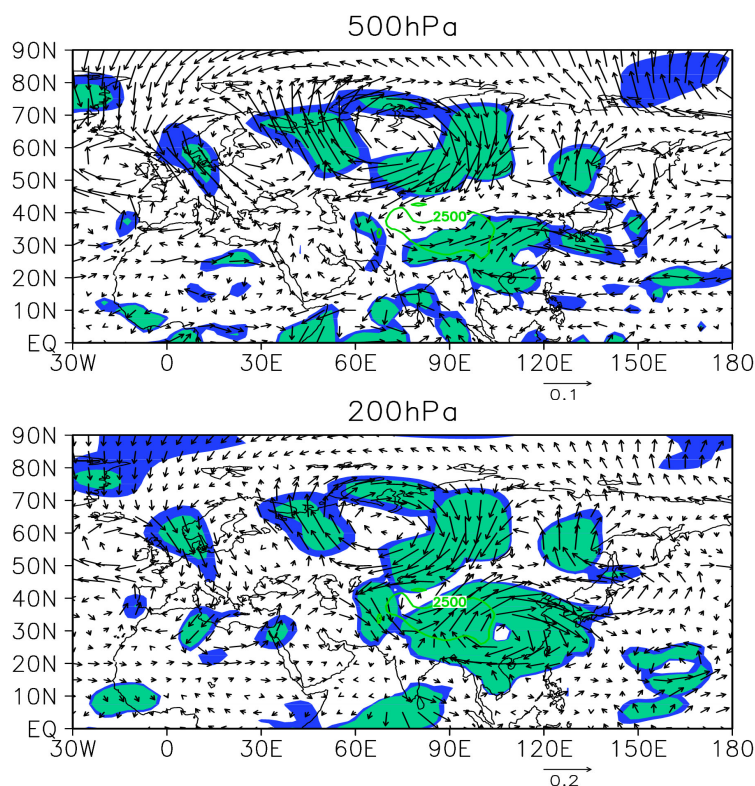
**图 8.** 高原东部夏季降水距平 EOF 第一模态时间系数与 500 hPa 和 200 hPa 风场的回归系数

## 5.2. 夏季降水异常 EOF 第二模态与风场的回归分析

图 9 为高原东部夏季降水异常中间多南部少型与 500 hPa 和 200 hPa 风场的回归系数分布图，浅深阴影区分别为风场回归系数通过 90% 和 95% 置信度检验的区域。如图所示，500 hPa 上，青藏高原南部有气流由东南方向转为西南方向，印度季风有增强的趋势，西太平洋副热带高压偏北偏西，有利于南来的暖湿气流向北输送，到达青藏高原地区中部；而在北半球的中高纬度地区有一异常的反气旋式环流，来自北方的冷空气沿着偏北气流进入较低纬度地区，与南来的暖湿气流交汇于青藏高原中部，有利于青藏高原中部降水的产生。以上环流形式有利于青藏高原地区东部夏季降水出现“中间多”的分布形态。

200 hPa 上, 青藏高原地区东北部有一强大的反气旋式距平环流, 此时南亚高压位置偏北偏东, 辐散位置偏北偏东, 且青藏高原东北侧有西风距平, 说明该处西风急流增强, 有利于上升运动, 高层辐散促进低层抬升运动加强, 为青藏高原中部地区的降水提供动力条件。

以上分析表明, 500 hPa 上, 印度季风增强, 西太平洋副高位置偏北偏西, 有利于南来的暖湿气流到达青藏高原地区中部; 200 hPa 上, 南亚高压位置偏北偏东, 且青藏高原东北侧西风急流增强, 辐散位置偏北偏东, 从而使得青藏高原东部降水呈中间多南部少的分布。



注: 浅深阴影区分别为风场回归系数通过 90% 和 95% 置信度检验的区域。

**Figure 9.** Regression coefficient between EOF second mode time coefficient and 500 hPa and 200 hPa wind fields of summer precipitation anomaly in the eastern plateau

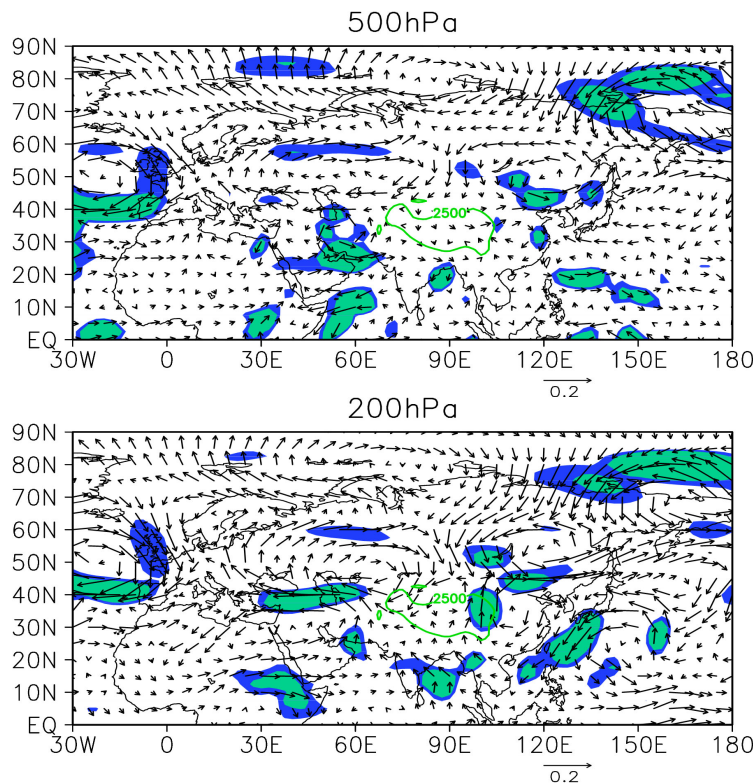
**图 9.** 高原东部夏季降水距平 EOF 第二模态时间系数与 500 hPa 和 200 hPa 风场的回归系数

### 5.3. 夏季降水异常 EOF 第三模态与风场的回归分析

图 10 为高原东部夏季降水异常东西反相型与 500 hPa 和 200 hPa 风场的回归系数分布图, 浅深阴影区分别为风场回归系数通过 90% 和 95% 置信度检验的区域。如图所示, 在 500 hPa 高度场上, 青藏高原东部有反气旋性环流, 西太平洋副热带高压位置偏西, 青藏高原东部为南风距平, 有利于南海地区的水汽自南向北输送, 为青藏高原东部地区东侧降水的产生提供条件; 而高原东部地区西侧以偏西风距平为主, 不利于南方暖湿气流的输送。以上环流的出现有利于青藏高原降水呈现“东西反相型”。

在 200 hPa 高度场上, 青藏高原南部无明显距平环流, 西侧地区为明显的气旋性距平环流, 而高原东部地区的东侧以反气旋性环流为主, 南亚高压位置偏东, 辐散位置偏东, 为青藏高原东部地区的东部提供降水的动力条件, 使得青藏高原东部地区的东部降水增加而西部减少。

以上分析表明, 500 hPa 上, 西太平洋副热带高压位置偏西, 有利于南海地区的水汽自南向青藏高原东部地区东侧输送; 同时, 高层南亚高压位置偏东, 辐散位置偏东。以上环流的出现有利于青藏高原降水呈现“东西反相型”。



注: 浅深阴影区分别为风场回归系数通过 90% 和 95% 置信度检验的区域。

**Figure 10.** Regression coefficient between EOF third mode time coefficient and 500 hPa and 200 hPa wind fields of summer precipitation anomaly in eastern plateau

**图 10.** 高原东部夏季降水距平 EOF 第三模态时间系数与 500 hPa 和 200 hPa 风场的回归系数

## 6. 结论

论文利用 EOF (经验正交函数) 和回归分析方法, 分析了近 30 年青藏高原东部夏季降水异常特征及环流的成因。结果表明:

- 1) 青藏高原东部夏季降水主要存在 3 种分布类型, 即南北反相型、中间多南方少型和东西反相型。
- 2) 当青藏高原东部夏季降水南多北少时, 500 hPa 上, 印度季风槽偏弱, 西太平洋副高位置偏南, 不利于水汽输送至青藏高原北侧, 高原东部的南侧为气旋性距平环流, 有利于来源于印度洋孟加拉湾地区的水汽在南部异常辐合; 200 hPa 上, 南亚高压偏南, 西风急流减弱, 高层辐散区偏南, 使得上升运动位置偏南。
- 3) 当青藏高原东部降水呈中间多南部少型时, 500 hPa 上, 印度季风增强, 西太平洋副高位置偏北偏西, 有利于南来的暖湿气流到达青藏高原地区中部; 200 hPa 上, 南亚高压位置偏北偏东, 且青藏高原东北侧西风急流增强, 辐散位置偏北偏东, 使得上升运动位置偏北偏东。
- 4) 当青藏高原东部降水呈东西反相型时, 500 hPa 上, 西太平洋副热带高压位置偏西, 有利于南海

地区的水汽自南向青藏高原东部地区东侧输送；同时，高层南亚高压位置偏东，辐散位置偏东，使得上升运动位置偏东。

## 参考文献

- [1] 李生辰, 徐亮, 郭英香. 近 34 a 青藏高原年降水变化及其分区[J]. 中国沙漠, 2007, 27(2): 307-314.
- [2] Lu, H.L., Shao, Q.Q., Liu, J.Y., et al. (2008) Cluster Analysis on Summer Precipitation Field over Qinghai-Tibet Plateau from 1961 to 2004. *Journal of Geographical Sciences*, **18**, 295-307. <https://doi.org/10.1007/s11442-008-0295-y>
- [3] 胡豪然, 梁玲. 近 50 年青藏高原东部降水的时空变化特征[J]. 高原山地气象研究, 2013, 33(4): 1-7+15.
- [4] 贡嘎曲塔. 青藏高原夏季降水的时空特征[J]. 西藏科技, 2014, 25(5): 64-66.
- [5] 周顺武, 吴萍, 王传辉. 青藏高原夏季上空水汽含量演变特征及其与降水的关系[J]. 地理学报, 2011, 66(11): 1466-1478.
- [6] 牛涛, 刘洪利, 宋燕. 青藏高原气候由暖干到暖湿时期的年代际变化特征研究[J]. 应用气象学报, 2005, 16(6): 763-771.
- [7] 王遂缠, 李栋梁, 王谦谦. 青藏高原东北侧夏季降水的气候特征分析[J]. 干旱气象, 2005, 23(2): 13-18.
- [8] 李亚琴. 青藏高原年降水的变化特征研究[J]. 高原山地气象研究, 2011, 31(3): 39-42.
- [9] 邹燕, 赵平. 青藏高原年代际气候变化研究进展[J]. 气象科技, 2008, 36(2): 168-173.
- [10] 张磊, 缪启龙. 青藏高原近 40 年来的降水变化特征[J]. 干旱区地理, 2007, 30(2): 240-246.
- [11] 周长艳, 李跃清, 李薇. 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, 2005, 24(6): 880-881.
- [12] 韩军彩, 周顺武, 吴萍. 青藏高原上空夏季水汽含量的时空分布特征[J]. 干旱区研究, 2012, 29(3): 457-463.
- [13] 卓嘎, 徐祥德, 陈联寿. 青藏高原夏季降水的水汽分布特征[J]. 气象科学, 2002, 22(1): 1-8.
- [14] 郑新江, 许健民, 李献洲. 夏季青藏高原水汽输送特征[J]. 高原气象, 1997, 16(3): 274-281.
- [15] 周顺武, 假拉. 印度季风的年际变化与高原夏季旱涝[J]. 高原气象, 2003, 22(4): 410-415.
- [16] 假拉, 周顺武. 印度洋海温异常对印度季风、高原夏季降水的影响[J]. 高原气象, 2003, 22(z1): 132-137.
- [17] Ye, D.Z. (1981) Some Characteristics of the Summer Circulation over the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau and Its Neighborhood. *Bulletin American Meteorological Society*, **62**, 14-19. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1981\)062<0014:SCOTSC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1981)062<0014:SCOTSC>2.0.CO;2)
- [18] 韩振宇, 周天军. APHRODITE 高分辨率逐日降水资料在中国大陆地区的适用性[J]. 大气科学, 2012, 36(2): 361-373.
- [19] Hu, L. and Song, Y. (2010) Diurnal Variability of Precipitation Depth over the Tibetan Plateau and Its Surrounding Regions. *Advances in Atmospheric Sciences*, **27**, 115-122. <https://doi.org/10.1007/s00376-009-8193-5>
- [20] Niu, T. and Chen, L.X. (2004) The Characteristics of Climate Change over the Tibetan Plateau in the Last 40 Year and the Detection of Climate Jumps. *Advances in Atmosphere Sciences*, **21**, 193-203. <https://doi.org/10.1007/BF02915705>
- [21] 李国平. 青藏高原动力气象学[M]. 第二版. 北京: 气象出版社, 2007: 2-3.