

文章编号: 1000-0534(2008)03-0491-09

# 青藏高原夏季降水的区域特征及其与周边地区水汽条件的配置

冯 蕾, 魏凤英\*

(中国气象局 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081)

**摘 要:** 使用青藏高原地区 97 个测站 1961—2005 年 6~8 月降水总量及同期 NCEP/NCAR 月平均  $u$ 、 $v$  风、比湿和 300 hPa 位势高度等再分析资料, 首先使用旋转经验正交函数分解方法得到青藏高原夏季降水的 4 种主要分布类型, 之后利用相关分析方法, 分析了与 4 种降水类型匹配的水汽输送以及相应的环流背景, 最后使用合成分析对高原异常旱涝年的水汽输送和环流形势的差异进行了分析。结果表明, 青藏高原夏季降水的主要气候特征是南部与北部降水异常呈现相反分布的特征, 其水汽输送和环流形势配置差异显著。如果孟加拉湾海区向北的水汽输送和东部海洋向西的水汽输送加强, 同时乌拉尔山阻高强盛, 东亚从低纬至高纬呈现“十一+”位势高度环流形势时, 有利于西南水汽输送并与来自东部海洋的水汽形成辐合, 造成高原夏季降水偏多, 反之降水则偏少。

**关键词:** 青藏高原; 夏季降水; 水汽输送; 300 hPa 位势高度

**中图分类号:** P426.6      **文献标识码:** A

## 1 引言

青藏高原(下称高原)是全球最高的大地形, 地处中低纬西风带, 其独特的地理位置, 热力和机械强迫, 使其成为亚洲季风区内巨大的降水气候的分水岭。高原是我国长江、黄河的发源地, 对我国西部水系的形成具有直接的作用, 号称“亚洲水塔”。高原的热力、动力作用对东亚乃至全球的天气气候具有关键的影响, 是亚洲季风活动及中国区域旱涝的强信号区<sup>[1-4]</sup>。高原降水主要集中在夏季, 其降水的多寡是直接影响我国大范围地区夏季降水的一个强信号。因此, 研究高原夏季降水的特征及其成因具有非常重要的意义。关于高原夏季降水气候特征的研究已有不少成果。韦志刚等<sup>[5]</sup>将高原分为青海和西藏两区, 分析了其夏季降水的特征, 结果表明, 两区夏季降水均呈增加趋势, 且两区降水存在反相关关系。朱文琴等<sup>[6]</sup>对高原气候的几个主要特征进行了分析, 发现 20 世纪 60 年代以来, 高原自西南向东北地区存在一个降水减少带, 而高原北部及南部降水则是增加的。吴绍洪等<sup>[7]</sup>的工作也证

实, 近 30 年高原的降水呈增多趋势。马振锋等<sup>[8]</sup>的研究发现, 高原近 40 年来降水显著增加, 湿度显著增大, 气温及其它气候要素的突变都是从高原开始的。汤懋苍等<sup>[9]</sup>在研究高原及其近代气候变化时指出, 高原是百年尺度气候变化的“启动区”。白虎志等<sup>[10]</sup>的分析指出, 高原南部的降水存在两个相对多雨区和两个少雨区, 高原南部的降水可能是引起降水整体波动分布的源。对于高原及其与周边水汽输送关系的研究也有许多有意义的工作<sup>[11-17]</sup>。黄荣辉等<sup>[11]</sup>利用高原夏季降水资料以及 NCEP 再分析资料, 分析了高原夏季降水与邻近地区水汽输送的相关关系, 表明东亚夏季风降水主要是由夏季风带来的水汽平流引起的。徐祥德等<sup>[12]</sup>构造了以高原地区为顶端, 南海季风与印度季风爆发涉及的低纬活动源区为“底边”的类似“大三角扇形”的水汽输送影响域。其中, 高原对于来自低纬海洋远距离输送水汽起了转运站的作用。周长艳等<sup>[13]</sup>分析了高原东部及邻近地区水汽输送的气候特征, 结果表明, 高原夏季的水汽主要来源于孟加拉湾和南海地区。苗秋菊等<sup>[14]</sup>根据高原水汽转运站特征分别定

收稿日期: 2007-04-19; 改回日期: 2007-09-10

基金项目: 国家自然科学基金项目(90502003); 中日政府间 JICA 渠道技术合作专项“中日气象灾害合作研究中心”共同资助

作者简介: 冯蕾(1982—), 女, 河南人, 在读硕士, 主要从事气候诊断研究。E-mail: fenglei21cn@163.com

\*通信作者: 魏凤英, E-mail: weify@cams.cma.gov.cn

义了 A、B 两个水汽输送关键区, 研究发现高原南侧 A 区  $q, v$  分量与其东侧 B 区  $q, u$  分量年际变化趋势相似, 从而揭示出高原周边水汽输送分量的转换特征, 即高原南侧的偏南水汽输送在高原地形动力强迫下转向, 成为高原东侧偏西水汽输送。江吉喜等<sup>[15]</sup> 研究了辐射亮温和大气湿度的关系, 证明了高原上的水汽来自孟加拉湾和阿拉伯海, 主要从  $85^{\circ} \sim 95^{\circ} \text{E}$  一带中的某些有利地区进入高原。从上述工作可以看出, 以往大多数有关高原降水气候特征的研究, 主要针对全区域或按行政区域进行分析, 较少关注高原降水的局地气候特征。另外, 以往研究侧重于将高原视为水汽源, 考察它对我国其它地区如长江中下游地区降水的影响, 较少注意考察高原本身夏季降水异常与水汽输送及相应环流条件的配置。因此, 本文首先使用旋转经验正交函数分析方法, 对高原夏季降水的局地特征进行分析, 然后利用相关讨论高原夏季降水典型分布型与高原及其邻近地区大尺度水汽输送典型分布模态的关系, 并找出与之匹配的高度场典型分布模态。在此基础上利用合成方法分析高原异常干旱和洪涝年份水汽输送和高度场配置的差异。

## 2 资料和方法

### 2.1 资料选取

本文使用的资料主要有:

(1) NCEP/NCAR 的 1961—2006 年 6~8 月月平均的  $u, v$  风场、比湿、300 hPa 位势高度等资料, 空间分辨率为  $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 。计算水汽通量采用的公式为<sup>[18]</sup>

$$Q_u(\lambda, \varphi, p, t) = \int_{p_s}^{p_t} q(\lambda, \varphi, p, t) \cdot u(\lambda, \varphi, p, t) dp, \quad (1)$$

$$Q_v(\lambda, \varphi, p, t) = \int_{p_s}^{p_t} q(\lambda, \varphi, p, t) \cdot v(\lambda, \varphi, p, t) dp, \quad (2)$$

其中,  $q, u, v$  分别为比湿、纬向和经向风速,  $p_s$  为地表面气压, 文中  $p_t$  取 300 hPa。

(2) 高原地区 97 个测站 1961—2005 年 6~8 月降水总量资料。高原 97 个测站降水是由国家气象信息中心提供的全国 731 个基本基准气象站中挑选出来的, 这些资料经过均一化处理, 可靠性较强。97 个测站分布如图 1 所示。

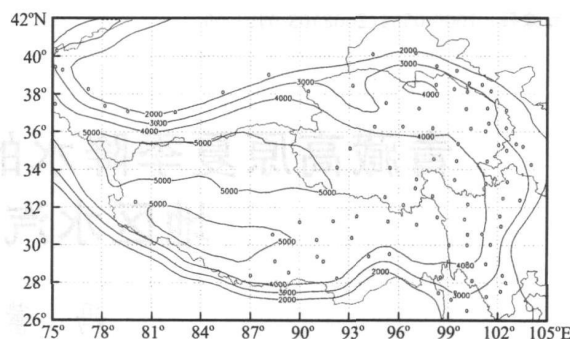


图 1 高原地区 97 个测站分布  
空心圆代表测站, 等值线代表地形高度

Fig. 1 Distribution of 97 stations in Tibetan Plateau.  
Circle represents observation station, isoline represents terrain height

### 2.2 分析方法

(1) 利用旋转经验正交函数分解分析高原夏季降水的局地特征。本文采用极大方差旋转, 并在进行分解前先对降水量作标准化处理。与普通经验正交函数相比, 旋转经验正交函数分析更突出不同区域的局地特征, 旋转后的典型空间分布结构清晰, 可以反映不同地域的相关分布状况<sup>[19]</sup>。

(2) 计算降水场与水汽通量场的相关矢量所采用的公式为<sup>[18]</sup>:

$$R(\lambda, \varphi) = R_{qu}(\lambda, \varphi)j + R_{qv}(\lambda, \varphi)j, \quad (3)$$

其中  $R_{qu}, R_{qv}$  分别为降水量与整层积分水汽通量分量  $Q_u, Q_v$  之间的相关系数。

## 3 高原夏季降水的局地特征

图 2 是高原 1961—2005 年夏季(6~8 月)标准化后的降水量经旋转经验正交函数得到的前 4 个空间模态和相应的时间系数。空间模态代表了典型分布型, 而相应的时间系数代表了该型随时间的变化, 时间系数图中的光滑曲线是用三次样条函数拟合的趋势变化。前 4 个特征向量可以解释总方差的 68.6%, 而第 5 个空间模态的分布与前 4 个模态的分布重叠, 说明前 4 个空间模态代表了高原地区夏季降水量的主要分布类型。

图 2a 为高原地区夏季降水量的第一空间模态, 它解释方差的 18.5%。从图中可以看出, 它反映了高原东南地区(西藏东部、四川西部及青海南部)与其它区域相反的降水分布特征, 即当高原东南降水偏多时, 高原其他地区降水偏少, 反之亦然。图 2b 为第一空间模态的时间系数。由图中趋势曲线可看

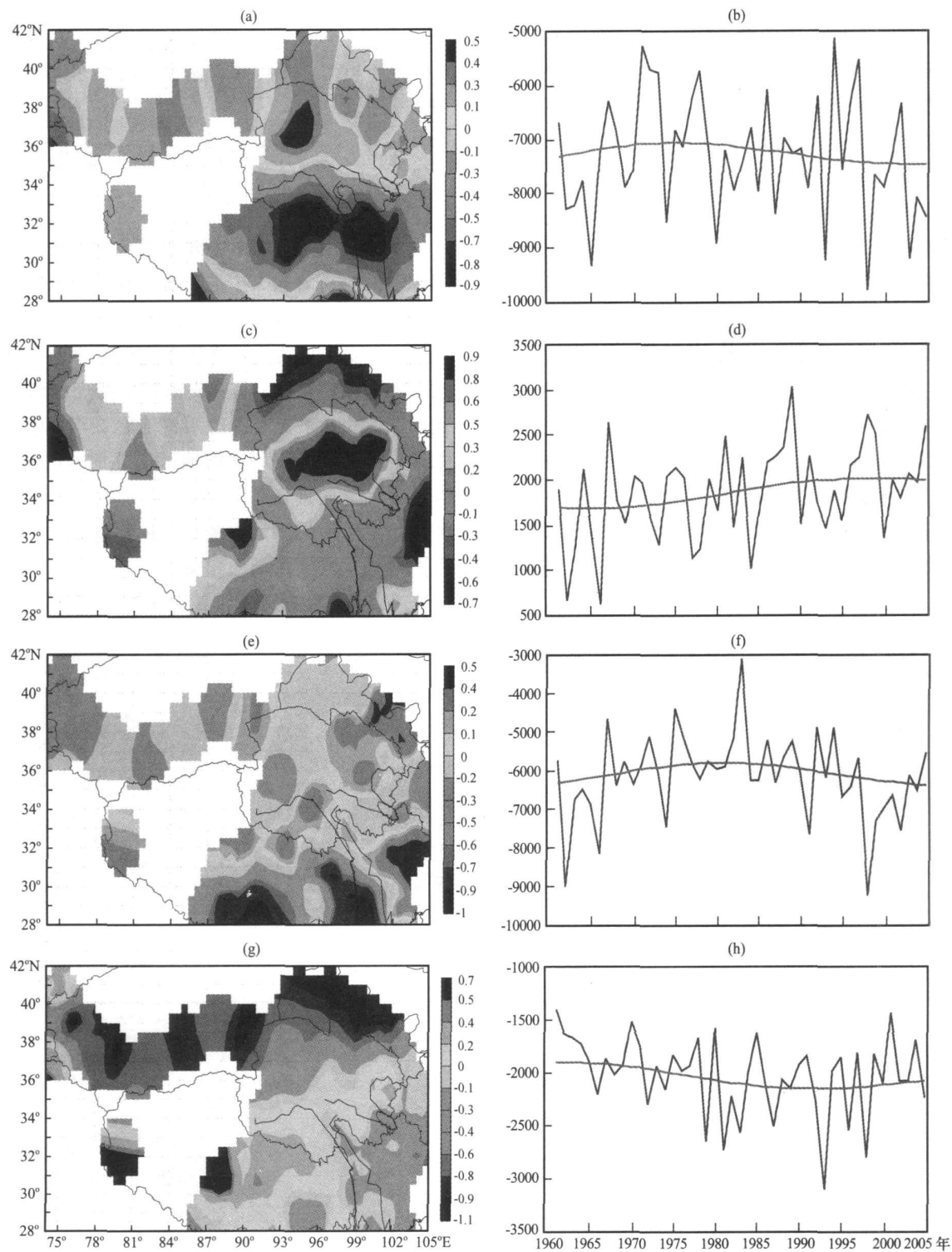


图 2 高原夏季降水量前 4 个空间模态及其时间系数

(a) 第一空间模态, (b) 第一空间模态时间系数 (c) 第二空间模态, (d) 第二空间模态时间系数, (e) 第三空间模态, (f) 第三空间模态时间系数, (g) 第四空间模态, (h) 第四空间模态时间系数

Fig. 2 The first four modes and time coefficients of summer precipitation in Tibetan Plateau.

(a) the first mode, (b) time coefficient for the first mode, (c) the second modes (d) time coefficients for the second mode, (e) the third mode, (f) time coefficients for the third mode, (g) the forth mode, (h) time coefficients for the forth mode

出, 此分布类型在 1960 年代有减弱的趋势, 1980 年代以来又有增强的趋势。图 2c 表示高原夏季降水的第二空间模态, 它能够解释方差的 17.1%。这一模态反映了高原东北地区即青海大部分地区与高原其它地区降水趋势相反的分布特征, 即当高原东北地区降水偏多时, 其它地区降水偏少, 反之亦然。由图 2d 可以看出, 从 1960 年代到现在, 这一空间模态有缓慢增强的趋势。图 2e 表示高原夏季降水的第三空间模, 该模态反映了高原南端即西藏东南部 and 四川西南部降水趋势与其它地区相反的分布特征, 它可以解释方差的 16.7%。由图 2f 可以看出, 该模态 1960—1980 年代有减弱趋势, 之后又有增强趋势, 一直到现在。图 2g 为高原夏季降水的第四空间模态, 它解释方差的 16.3%。该模态反映了高原北端即甘肃的西部、青海的北部降水趋势与其它地区为相反分布的特征。由图 2h 可以看出, 这一降水分布型态 1960—1980 年代中期有增强的趋势, 而后趋于平缓, 2000 年以后又有减弱

趋势。

由以上讨论可知, 高原地区夏季降水量主要有 4 种分布类型, 即高原东南型、高原东北型、偏南型和偏北型。

### 4 高原夏季降水的典型模态与水汽通量的相关

由 1961—2006 年 46 年平均的夏季水汽通量矢量图(图略)可看出, 在正常情况下, 高原地区有三支主要的水汽来源: 一支来自孟加拉湾的西南水汽输送; 一支来自副热带高压西侧西太平洋、南海地区的东南水汽输送; 另一支来自中纬度的西风水汽输送。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汽流合并, 并从西南方向进入高原, 最后汇入中纬偏西水汽流中。下面分析高原夏季降水 4 种典型分布型与高原及其周边水汽通量场的相关。

图 3a 显示的是高原夏季东南型降水与高原及

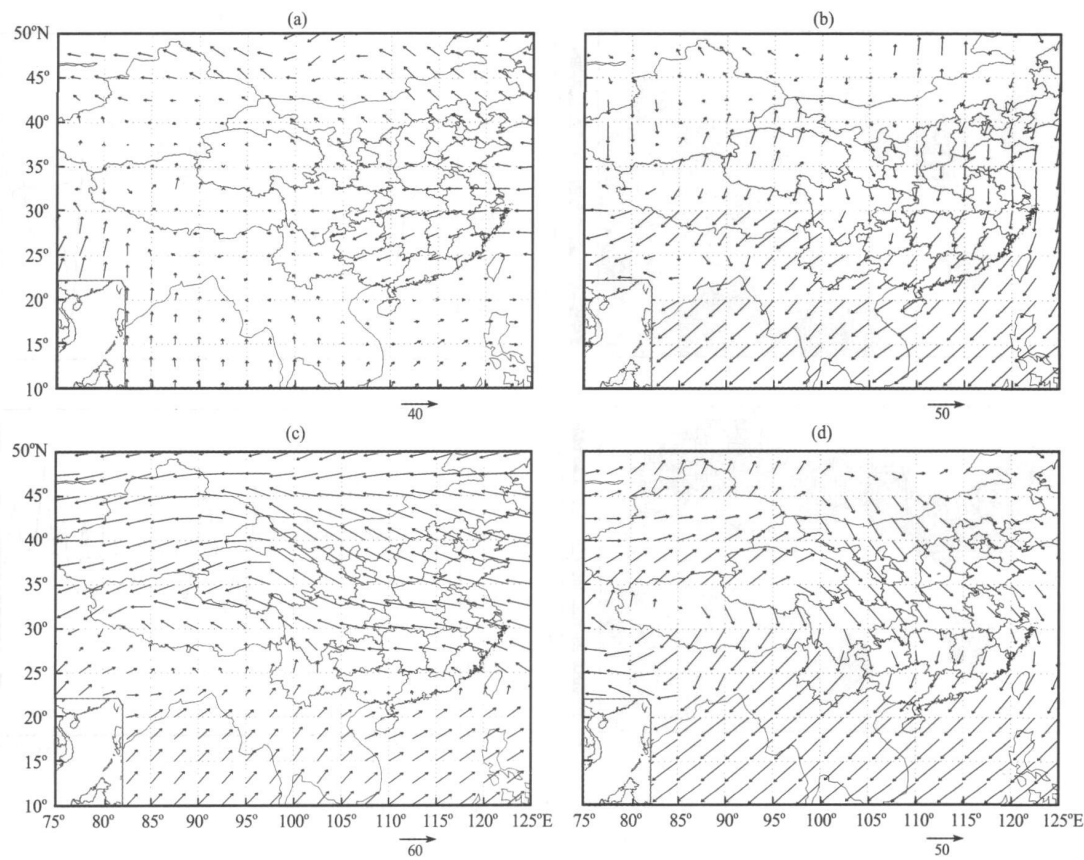


图 3 高原夏季降水 4 个空间模态与高原及周边地区水汽通量的相关矢量  
(a) 第一模态, (b) 第二模态, (c) 第三模态, (d) 第四模态

Fig. 3 Correlation vectors between the first four modes of summer precipitation in Tibetan Plateau and nearby water vapor flux. (a) the first mode (b) the second mode, (c) the third mode, (d) the forth mode

周边地区水汽通量的相关矢量。从图上可以清晰地看出, 高原东南型夏季降水最显著的水汽来源为印度洋孟加拉湾地区向北的水汽输送和来自西太平洋伸向我国东部的异常向西的水汽输送。图 3b 反映了高原夏季东北型降水与高原及周边地区水汽通量的相关矢量, 图中最显著的特征是中国东部地区及大陆东面和南面海洋上的大片负相关区, 大陆东面相关矢量均显著向南, 南面海洋上相关矢量向西南, 意味着大陆东面海洋上向南的水汽输送以及南面海洋上向西南的水汽输送增强时, 高原易出现东北型降水。图 3c 为高原夏季偏南型降水与高原及周边地区水汽通量的相关矢量。从图上可以看出, 大片的负相关区位于大陆东部海洋以及我国北方大部分地区, 意味着这些地区异常向西的水汽输送增强时, 高原偏南地区夏季降水量增多, 同时印度洋及孟加拉湾、南海地区向东北的水汽输送增强时, 高原南部夏季降水亦偏多。图 3d 反映了高原夏季偏北型降水与高原及周边地区水汽通量的相关矢量。从图上可以看出, 最显著的负相关区位于低纬孟加拉湾和南海地区, 表明当该地区异常向北的水汽输送减弱时, 高原北部地区夏季降水偏少。

## 5 高原夏季降水的典型模态与 300 hPa 高度场的相关

高原在夏季是一个热源, 这种巨大的热源作用于对流层中部, 对季风环流、夏季 500 hPa 副热带高压的断裂和 100 hPa 南亚高压的形成及维持都有直接的影响, 并且促成高原南部槽明显加深南伸形成季风槽。大气环流状况决定着水汽输送的路径, 从而影响着降水的分布。由于高原地区平均海拔在 4500 m 以上, 500 hPa 平均环流场受地面影响较大。我们的计算结果显示, 100 hPa 高度场与高原夏季降水的相关不显著, 故本文仅分析高原夏季降水 4 个空间模态与 300 hPa 高度场的相关。由于南亚高压 600 hPa 以下整个高原为热低压控制, 500 hPa 为过渡层, 400 hPa 以上转为暖高压, 南亚高压在 150~100 hPa 气层达到最强, 故 300 hPa 环流情况也能够体现南亚高压的影响。

本文是利用高原夏季降水 4 个空间模态对应的时间系数来计算与 300 hPa 高度场的相关。图 4a 为高原东南型夏季降水与 300 hPa 高度场的相关图。从图上可以看出, 从低纬至高纬地区呈现“+ - +”的相关分布, 低纬地区为正相关,  $25^{\circ} \sim 40^{\circ} \text{N}$  中纬度范围为大片的负相关区, 在高原的西北部和

朝鲜半岛附近各有一负相关中心, 相关系数  $r$  超过 0.05 ( $r_{0.05} = 0.287$ ) 的显著性水平。巴尔喀什湖北的西伯利亚地区为正相关区, 相关系数也通过 0.05 的显著性水平检验。这意味着, 当高原周围中纬度地区为低压控制, 而高纬度地区和低纬地区为高压控制时, 沿乌拉尔山阻塞高压东南南下的冷空气与高原左侧低压南部的西南暖湿气流以及西太平洋副热带高压南侧的东南气流汇合, 使得高原东南地区夏季降水偏多。图 4b 是高原东北型夏季降水与 300 hPa 高度场的相关。由图可以看出, 我国北方地区为大片正相关区, 中心位于高原东北部的东侧, 相关系数通过 0.05 显著性水平检验。也就是说, 当北方地区位势高度偏高时, 青海地区夏季降水量偏多。图 4c 反映了高原偏南型夏季降水与 300 hPa 高度场的相关。从图上可以看出, 正相关区域分布在蒙古地区和雅库茨克—鄂霍茨克海地区上空, 负相关区域主要位于巴尔喀什湖以南、我国西北以西地区, 相关系数均通过了 0.05 显著性水平检验。这意味着当蒙古高压和鄂霍茨克海阻塞高压发展强盛时, 北方的冷空气长驱直入, 向南伸入我国内陆, 与南方的暖湿空气相遇, 雨带被抑制在高原南侧。图 4d 反映了高原偏北型夏季降水与 300 hPa 高度场的相关。由图可以看出, 位于我国东北地区上空的低压向北扩展, 乌拉尔山阻塞高压的正相关高达 0.60 以上, 南方孟加拉湾地区上空的高压发展更为强盛, 并显著向北推进, 使得冷暖空气的交汇处更加偏北, 高原夏季雨带位置偏北。

## 6 高原异常旱涝年水汽输送与环流配置的差异

上面分析了高原 4 种降水分布型与水汽输送及环流形势的配置, 下面再从异常旱涝年的角度来分析水汽输送及环流形势配置的差异。按照高原区域平均夏季降水量超过或低于 1 个标准差为标准, 从 1961—2005 年挑选出 5 个异常涝年 (1962, 1974, 1987, 1993 和 1998 年) 和 5 个异常旱年 (1972, 1975, 1986, 1994 和 1997 年), 使用合成分析方法探讨高原异常旱涝年水汽输送与环流形势配置的差异。

图 5 为高原夏季异常旱涝年的降水距平百分率合成图。由图 5a 可以看出, 在异常涝年, 高原东南部地区为显著的正距平, 而高原东北部地区为弱负距平。由图 5b 看出, 在异常旱年, 高原东南部地区为显著的负距平, 而东北部降水为正距平。这说

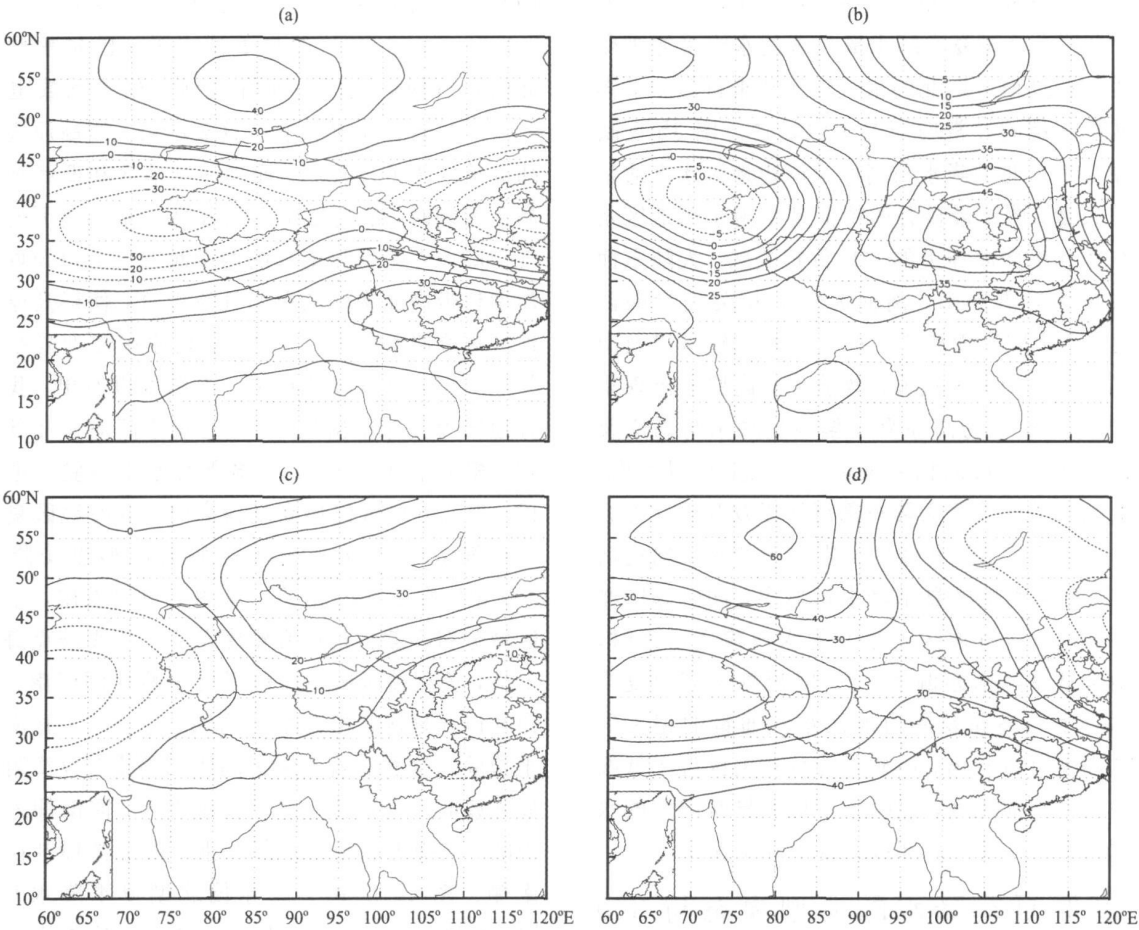


图 4 高原夏季降水 4 个空间模式与高原及周边地区 300 hPa 高度场的相关

(a) 第一模态, (b) 第二模态, (c) 第三模态, (d) 第四模态

Fig. 4 Correlation between the first four modes of summer precipitation in Tibetan Plateau and nearby geopotential height at 300 hPa. (a) the first mode, (b) the second mode, (c) the third mode, (d) the forth mode

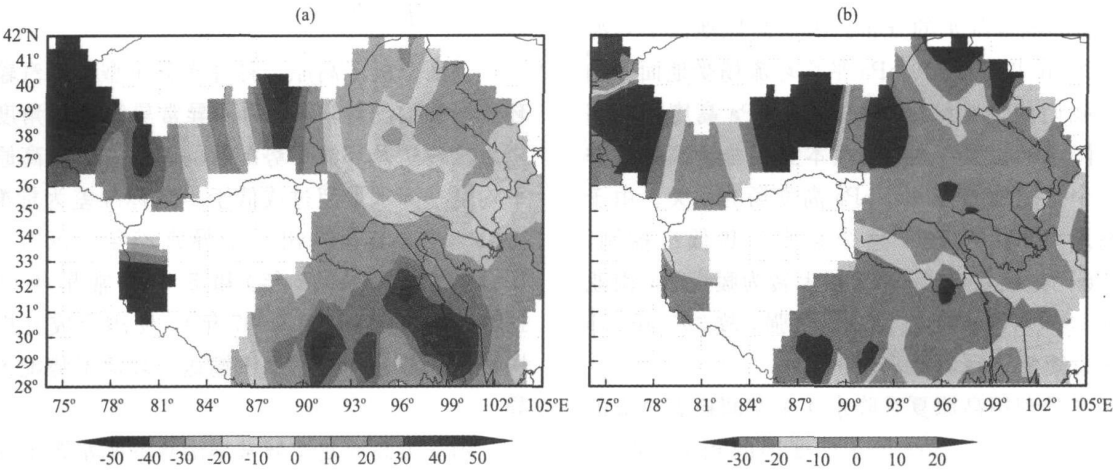


图 5 高原夏季涝年(a)和旱年(b)降水距平百分率合成

Fig. 5 Percentage anomalies of summer precipitation in Tibetan Plateau in flood (a) and drought years(b)



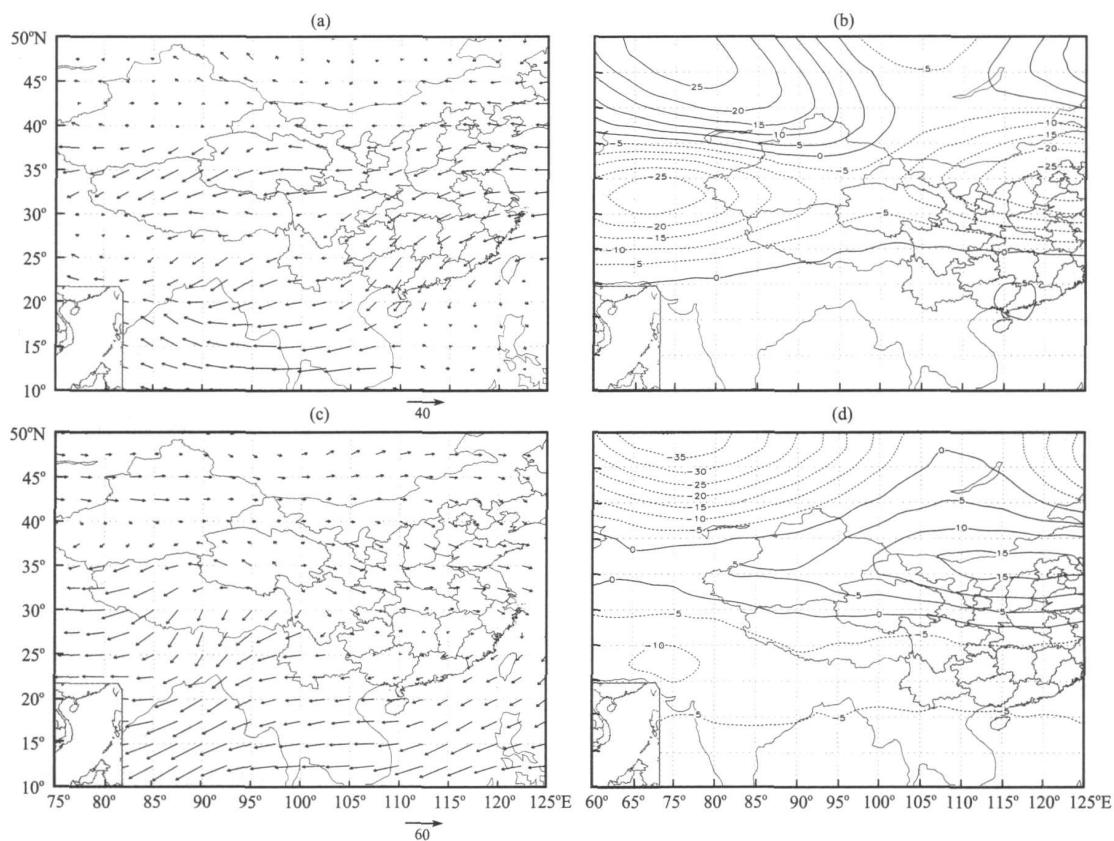


图 6 高原涝年与旱年水汽通量与 300 hPa 高度场距平百分率合成

(a) 涝年水汽输送, (b) 涝年 300 hPa 环流形势, (c) 旱年水汽输送, (d) 旱年 300 hPa 环流形势

Fig. 6 Percentage anomalies of summer geopotential height at 300 hPa in Tibetan Plateau in flood and drought years. (a) water vapor flux in flood year, (b) geopotential height at 300 hPa in flood year, (c) water vapor flux in drought year, (d) geopotential height at 300 hPa in drought year

明高原地区夏季降水具有明显的区域特征，即高原东南部降水与东北部降水呈相反的分佈结构，这进一步佐证了我们用旋转经验正交函数分解出的降水典型模式是合理的。

图 6 是高原异常旱涝年高原及周边水汽通量和 300 hPa 高度距平合成图。由图 6a 看出，在高原夏季异常涝年，中纬度西风水汽输送异常减弱，取而代之的是来自中纬度东部海洋的异常偏东水汽输送，在向西传输的过程中，遇到高原大地形的阻挡，分为南北两支，其中北支偏东气流为高原地区带来了丰富的水汽，使得这些地区异常偏涝。与之匹配的环流(图 6b)是呈现典型的“+ - +”分佈形势，乌拉尔山地区位势高度异常偏高，我国南方地区及南部大片海洋也处于位势高度的正距平区，而巴尔喀什湖以南，我国西北以西地区以及华北地区位势高度异常偏低，有利的环流背景使得高原东南地区正好处于水汽的辐合区，因此降水较多。图 6c

为高原异常少雨年高原及周边地区水汽通量距平的分佈情况。图中显示，异常偏东水汽输送位于我国南部海洋地区，高原南侧为异常偏北水汽输送，西侧为异常偏东水汽输送，东侧为异常偏西水汽输送，北侧为较弱的偏南水汽输送，高原主体部分正好位于水汽的辐散区，因而降水偏少。图 6d 为相应的 300 hPa 位势高度场距平的情况。从图上可以看出，正异常中心位于我国北方大部分地区，负异常中心位于乌拉尔山附近，低压的东部、高压的西部盛行偏南气流，而日本海高压及蒙古高压深入我国内陆，将来自东部海洋的偏东水汽输送阻挡在我国大陆南部海洋上，高原上缺乏充足的水汽条件，因而造成少雨干旱。

为了更清晰地分析高原涝年与旱年所对应的水汽输送和环流形势的差异，我们又进一步做了两者的偏差分析。具体方法是：首先分别计算纬向水汽通量和经向水汽通量的涝年与旱年距平之差，然后

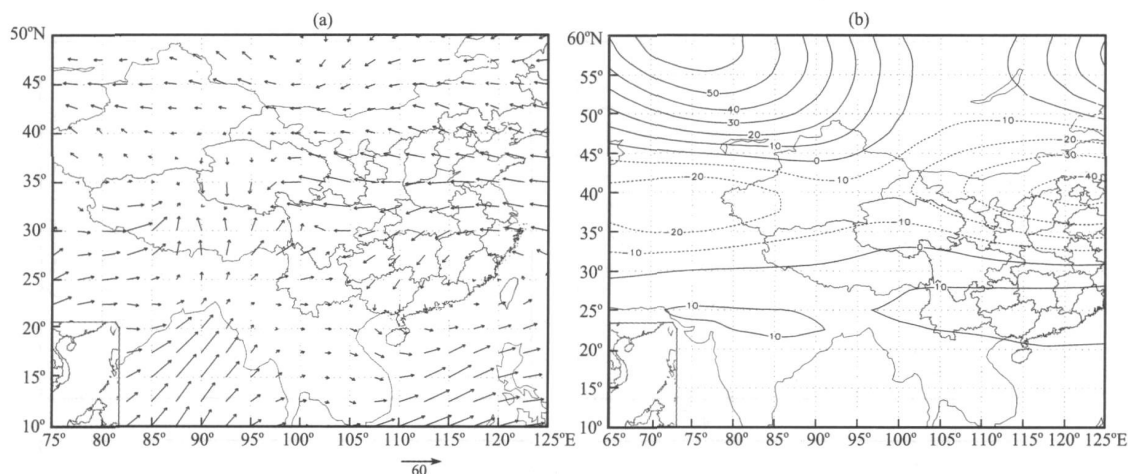


图 7 高原涝年与旱年水汽通量(a)和 300 hPa 高度(b)距平之差

Fig. 7 Difference of anomalies of water vapor flux (a) and 300 hPa geopotential height (b) in Tibetan Plateau between flood and drought years

作两者的矢量合成。图 7 为高原涝年与旱年之间水汽输送和 300 hPa 高度距平的差值。由图 7a 可以看出,高原降水多与降水少的水汽输送的差异主要体现在涝年来自印度洋和孟加拉湾的西南水汽输送及来自东部海洋的偏东水汽输送加强。我们使用  $u$  检验的方法对  $35^{\circ}\text{N}$  以南地区的水汽分量进行了显著性检验。结果显示,纬向水汽通量涝年与旱年的  $u$  统计量绝对值为 15.91, 经向水汽通量涝年与旱年的  $u$  统计量绝对值为 9.40, 均大大超过  $u_{0.05} = 1.96$  的显著性水平,说明涝年与旱年水汽通量场存在显著差异。而由图 7b 看出,涝年与旱年 300 hPa 位势高度场的差异主要表现在乌拉尔山地区高压异常增加及我国华北地区呈现明显低压异常,即当乌拉尔山阻高偏强,北方干冷空气与来自我国东部海洋的水汽交汇于高原地区,造成较多的降水。同样,用  $u$  检验对涝年与旱年高度场进行了显著性检验,结果也表明两者的差异是显著的。

## 7 结论

(1) 高原夏季降水存在 4 种主要分布类型,即东南型,东北型,偏南型和偏北型,主要体现了高原南部地区与北部地区夏季降水呈现完全相反的分

布特征。  
(2) 当印度洋、孟加拉湾地区的西南水汽输送以及中国东部海洋上偏东水汽输送增强,同时,巴尔喀什湖北部位势高度偏高,而其南部位势高度偏低时,易出现东南型降水,相反则易出现东北型降水;当中国东部海洋上异常向西的水汽输送增强

时,同时位于贝加尔湖南侧的蒙古高压以及鄂霍茨克海高压发展强盛时,易出现偏南型降水;当高原西部地区处于水汽的辐散区时,来自中纬度的偏西水汽输送以及来自蒙古地区的偏北水汽输送加强时,同时位于孟加拉湾地区上空的高压和巴尔喀什湖北侧地区上空的高压增强时,易出现偏北型降水。

(3) 高原的涝年和旱年主要与高原东南部降水的多寡有关;高原涝年即东南部地区降水异常偏多的水汽输送主要来源印度洋孟加拉湾海区的向北输送和中纬度偏东方向海洋的向西输送。高原涝年环流异常主要表现在乌拉尔山阻高强盛,东亚从低纬至高纬呈现“+—+”位势高度环流形势。这种环流配置,有利于偏东的水汽向西南输送,并与孟加拉湾海区的向北输送的水汽形成辐合,导致高原东南地区降水异常偏多。

## 参考文献

- [1] Blanford H F. On the connection of the Himalayan snowfall and seasons of drought in India[J]. Proc Roy Soc, 1884, 37: 3—22
- [2] Venekar A D. Response of a steady-state model for quasi-stationary perturbations to simulated anomalies at the Earth's surface[J]. J Atmos Sci, 1981, 38: 531—543
- [3] Dey B S, N Katharia, O S R V Bhanu Kumar. Himalaya summer snow cover and withdrawal of the India monsoon[J]. J Climate Appl Meteor, 1985, 24: 865—868
- [4] 徐祥德, 陈联寿. 高原大气科学实验研究进展[J]. 应用气象学报, 2006, 17(6): 756—772
- [5] 韦志刚, 黄荣辉, 董文杰. 高原气温和降水的年际和年代际变



化[ J] . 大气科学, 2003, 27(2): 157—170

[ 6] 朱文琴, 陈隆勋, 周自江. 现代高原气候变化的几个特征[ J] . 中国科学(D 辑), 2001, 31(增刊): 327—334

[ 7] 吴绍洪, 尹云鹤, 郑度, 等. 高原近 30 年气候变化趋势[ J] . 地理学报, 2005, 60(1): 3—11

[ 8] 马振锋, 彭骏, 高文良, 等. 近 40 年西南地区的气候变化事实[ J] . 高原气象, 2006, 25(4): 633—642

[ 9] 汤懋苍, 李存强, 张建. 高原及其四周的近代气候变化[ J] . 高原气象, 1988, 7(1): 39—48

[ 10] 白虎志, 董文杰, 马振锋. 高原及临近地区的气候特征[ J] . 高原气象, 2004, 23(6): 890—897

[ 11] 黄荣辉, 张振洲, 黄刚, 等. 夏季东亚季风区水汽输送特征及其与南亚季风区水汽输送的差别[ J] . 大气科学, 1998, 22(4): 460—469

[ 12] 徐祥德, 陶诗言, 王继志, 等. 高原——季风水汽输送“大三角”影响域特征与中国区域旱涝异常的关系[ J] . 气象学报, 2002, 60(3): 257—266

[ 13] 周长艳, 李跃清, 李薇, 等. 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—888

[ 14] 苗秋菊, 徐祥德, 张胜军. 长江流域水汽收支与高原水汽输送分量“转换”特征[ J] . 气象学报, 2005, 63(1): 93—99

[ 15] 江吉喜, 范梅珠. 高原夏季 TBB 场与水汽分布关系的初步研究[ J] . 高原气象, 2002, 21(1): 20—24

[ 16] 郑新江, 许健民, 李献洲. 夏季高原水汽输送特征[ J] . 高原气象, 1997, 16(3): 274—281

[ 17] 王鹏祥, 王宝鉴, 黄玉霞, 等. 青海高原近 43 年夏季水汽分布及演变特征[ J] . 高原气象, 2006, 25(1): 60—65

[ 18] 任宏利, 张培群, 李维京, 等. 中国西北东部地区春季降水及其水汽输送特征[ J] . 气象学报, 2004, 62(3): 365—374

[ 19] 魏凤英. 现代气候统计诊断预测技术[ M] . 气象出版社, 北京: 1999

Regional Characteristics of Summer Precipitation on Tibetan Plateau and It's Water Vapor Feature in Neighboring Areas

FENG Lei, WEI Feng-ying

(State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences,  
China Meteorological Administration, Beijing 100081, China)

**Abstract:** Regional characteristics of summer precipitation of 97 weather stations in Tibetan Plateau are analyzed by using a rotated empirical orthogonal function, based on summer total precipitation (June ~ August) from 1961 to 2005. And then the relationships between the first four regional characteristics corresponding to other factors such as water vapor transport and the circulation feature in neighboring areas are explored by using NCEP/NCAR monthly mean reanalysis data in summer from 1961 to 2006. At last, the differences of water vapor transport and the circulation feature between flood and drought years are investigated. The results show that the summer precipitation in the southern part of Tibetan Plateau is opposite to the northern part, and there is a remarkable difference between them in water vapor transport and circulation feature. If the moisture from Indian Ocean and Bay of Bengal transporting to the north and the moisture from the West Pacific Ocean transporting to the east are strengthened, also the Ural blocking high is strong and the circulation pattern is “+ - +” from low to high latitudes in East Asia, water vapor will converging in Tibetan Plateau, so the rain in summer will be more than normal. And, contrarily, the precipitation will be less than normal.

**Key words:** Tibetan Plateau; Summer precipitation; Water vapor transport; 300 hPa geopotential height