

# 青藏高原中东部夏季降水变化 及其与北大西洋涛动的联系\*

刘 晓 东      侯   萍

(中国科学院兰州高原大气物理研究所, 兰州, 730000)

## 摘   要

利用青藏高原中东部地区 1961~1990 年 2000 m 以上的 66 个台站夏季(6~8 月)降水资料分析了其时空变化特征,发现高原南北降水具有反向变化的特点;结合 500 hPa 高度场及风场资料,讨论了造成高原中东部降水异常的环流特征,指出北大西洋涛动变化可能是影响高原中东部降水的重要原因之一。与北大西洋涛动相联系的中纬度西风异常,通过对高原的西风环流的动力作用的改变,进而引起高原南北槽脊系统的同时加强或减弱,最终造成高原南北部降水的相反变化。

**关键词:** 青藏高原, 夏季降水, 经验正交函数, 北大西洋涛动, 西风环流。

## 1 引 言

占中国陆地面积约四分之一、平均海拔在 4000 m 以上的青藏高原(以下简称高原)是世界上最高大、地形最复杂的高原,它以其巨大的动力和热力作用对中国、亚洲,乃至全球的环流和天气气候产生巨大的影响<sup>[1,2]</sup>,同时在高耸广袤的高原上空也形成了许多复杂的天气现象和独特的气候格局。近二十年来,随着高原上气象观测资料的积累,人们对高原地区的环流、天气和气候有了越来越多的了解。20 世纪 70 年代末由叶笃正、高由禧等主编的《青藏高原气象学》首次系统地揭示了高原地区的许多天气气候和大气环流特征。最近编辑出版的《青藏高原近代气候变化及其对环境的影响》<sup>[3]</sup>一书利用高原上有限的资料,初步分析了高原近代气候的变化。然而以前的工作对高原降水年际变化的分析仍嫌不足。文中将利用近几十年大约 88°E 以东的高原中东部地区(高原西部因资料太少而未涉及)绝大多数台站的降水资料,进一步分析高原夏季降水的时空分布,并结合大气环流的年际变化,讨论与北大西洋涛动有关的中纬度西风异常对高原中东部降水的可能影响。

## 2 资料与方法

文中所用的降水资料取自高原中东部地区海拔高度在 2000 m 以上,分布相对均匀且时间连续的 66 个台站(图 1)1961 年至 1990 年逐月降水量。首先对所有台站的月降水资料进行了质量控制检查,对极个别台站缺测或明显错误的值用与其相邻且相关性较好

\* 初稿时间:1998 年 4 月 6 日;修改稿时间:1999 年 1 月 11 日。

资助课题:国家与中科院青藏研究项目、中科院“九五”重大项目“KZ951-A1-402”及 919980408。

的台站进行了回归插补。计算表明,66 个站中绝大多数台站的夏季(6~8 月,下同)降水量占年总降水量的比例都在 60%以上(图略),习惯上也把 6~8 月视为青藏高原的雨季,所以本文将集中分析夏季降水。从高原中东部夏季降水分布(图 1)看,降水量由东南向西北逐渐递减,相应的自然景观则由森林、草原过渡到荒漠,位于高原中部 33°N 附近的 250 mm 等雨量线,把高原近似地划分成南北两部分。为了便于不同台站及不同年份的对比,将各站的降水量资料进行了标准化处理,即

$$R_{it}^* = (R_{it} - \bar{R}_i) / S_i, \quad t = 1, 2, \dots, 30, i = 1, 2, \dots, 66$$

这里  $R_{it}$  是第  $i$  个台站第  $t$  年的夏季降水量,  $R_{it}^*$  是其相应的标准化值,  $\bar{R}_i, S_i$  分别是第  $i$  个台站夏季降水量的平均值和均方差。

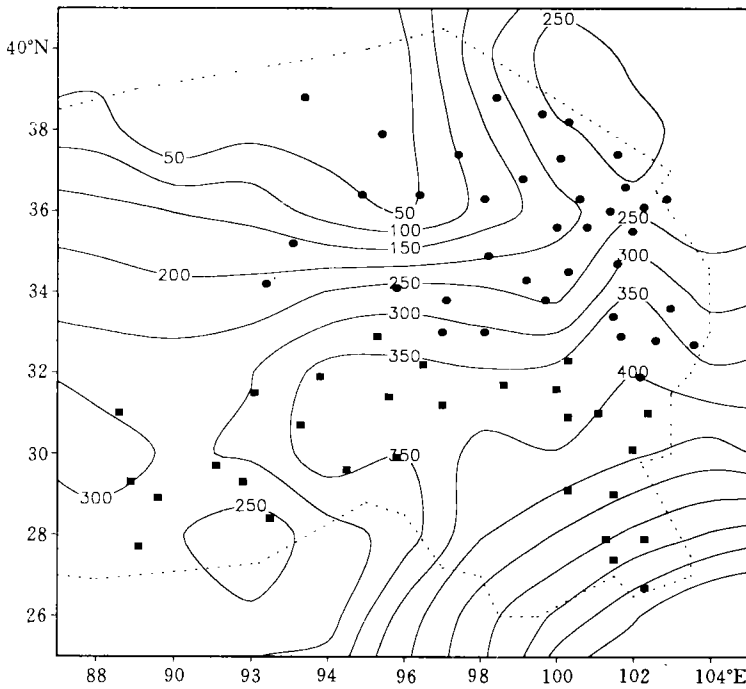


图 1 高原中东部 1961~1990 年平均夏季(6~8 月)降水量(mm)分布  
(图中粗黑点表示所选气象台站的位置,其中圆点和正方形点分别代表利用 K-均值法进行逐步聚类分析得到的高原北部和南部两类台站;细点线是高原地形廓线)

为了分析环流特征,利用中国气象局整编的 1961~1990 年月平均 5°纬度×5°经度的 500 hPa 高度资料、美国环境预测中心及大气研究中心(NCEP/NCAR)经过同化——再分析(Reanalysis)处理的 1982~1994 年 2.5°纬度×2.5°经度逐月风场资料<sup>[4]</sup>、以及美国气候分析中心(CAC)提供的(根据月平均 700 hPa 高度场资料经过旋转主分量分析计算的)逐月北大西洋涛动(NAO)指数等 10 种反映夏季北半球大气环流遥相关特征的指数<sup>[5]</sup>。

基于标准化的夏季降水资料,文中利用标准的经验正交函数展开方法<sup>[6]</sup>,分析了高原夏季降水的时空变化,用逐步聚类分析中的 K-均值法<sup>[7]</sup>对高原台站作了两种类型的分类。此外,使用合成分析和相关分析等方法探讨了大气环流异常与高原降水变化的关系。

### 3 夏季降水时空变化特征

将经过标准化处理的 66 站 30a 夏季降水作 EOF 分析,第 1 与第 2 特征向量的方差贡献分别为 25%和 14%,其余特征向量的方差贡献均不足 10%,前 8 个特征向量的累计方差贡献为 73%(表 1)。图 2 给出方差贡献最大的第 1 和第 2 特征向量的空间分布。第 1 特征向量反映了高原中东部地区夏季降水南北变化趋势相反,而第 2 特征向量则反映了高原中部与周围地区降水也有反向变化的趋势。由后面的分析将可以看到,前者与构成高原切变线的经向和垂直运动变化有关,而后者可能与夏季高原中部上升气流可以在周围引起补偿性下沉运动相联系。第 3 特征向量反映了高原中东部夏季降水场具有鞍形结构的变化,即分析区域内东南和西北部具有相同、而与东北和西南部具有相反的变化趋势;第 4 特征向量则表示了高原东部边缘与高原中部夏季降水反向变化的特征(图略)。

表 1 高原中东部标准化夏季降水量场 EOF 展开的前 8 个特征向量的方差贡献率(%)

特征向量序号	1	2	3	4	5	6	7	8
方差贡献	25	14	9	7	6	4	4	4
累积方差贡献	25	39	48	55	61	65	69	73

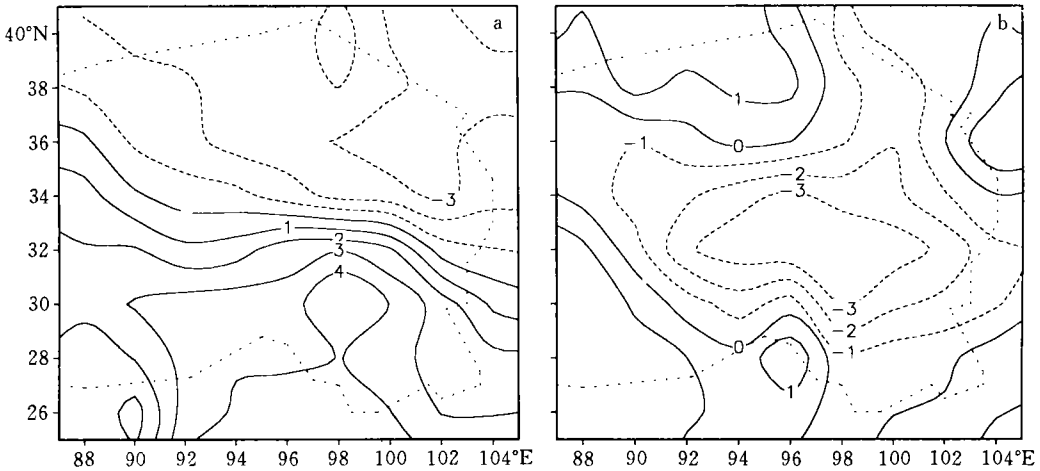


图 2 标准化夏季降水 EOF 分析第 1(a)及第 2(b)特征向量场

第 1 特征向量所揭示的南北反向变化特征是高原中东部夏季降水年际变化中最重要的模式,因而也是本文研究的重点。以前利用不同分辨率降水资料的分析也不同程度的显示了高原中东部地区具有南北反向变化的事实<sup>[8~10]</sup>。为了进一步检验上述 EOF 第 1 特征向量时间系数对反映所有台站总体降水变化的有效性,这里还利用 K-均值法对标准化降水序列分两类进行逐步聚类分析。结果 66 个台站大致以 33°N 为界正好被分成南北两类(见图 1),南部有 29 个站,北部有 37 个站。将南部台站平均与北部台站平均的标准化夏季降水差定义为南北降水变化梯度指数( $I_{DR}$ ),则它与第 1 特征向量时间系数的变化(图 3)几乎完全一致,这再次说明上述 EOF 分析第 1 特征向量所揭示的南北降水反相变化确实反映了这一地区夏季降水变化的主要特征。

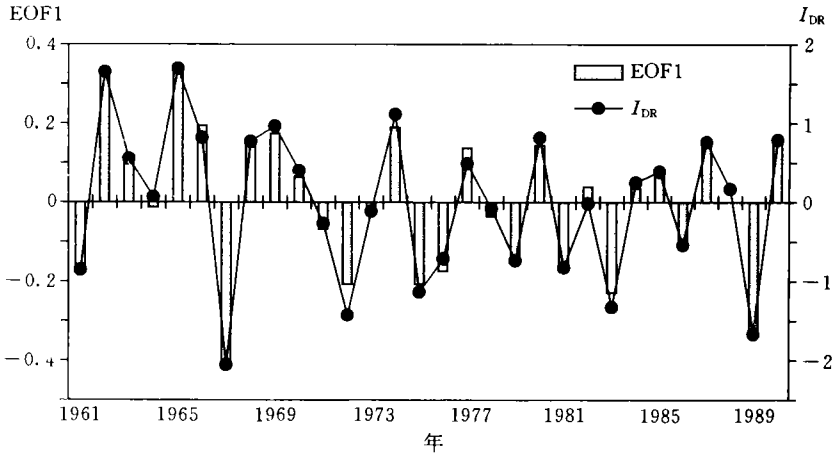


图 3 夏季降水 EOF 分析第 1 特征向量的时间系数(EOF1)及南北降水变化梯度指数( $I_{DR}$ )的年际变化

#### 4 北大西洋涛动对高原中东部夏季降水变化的影响

为什么高原中东部地区夏季降水呈南北相反的变化? 我们拟从大气环流角度来探讨这个问题。首先检查了美国气候分析中心提供的北半球环流的某些环流特征指数<sup>[5]</sup>与上述高原夏季降水 EOF 分析前 8 个特征向量时间系数之间的相关性,发现唯独北大西洋涛动(NAO)指数与高原降水第 1 特征向量存在着统计上显著的相关。北大西洋涛动的原始定义是指海平面气压场上冰岛低压与亚速尔高压之间气压变化的反相关现象,但文中所用的 NAO 指数是根据 700 hPa 高度场计算获得的,因而本文中的 NAO 指数低值年对应于格陵兰附近的气压偏高,而北大西洋中纬地区气压偏低,高指数年正好相反。NAO 在一年中的每个月都存在,但有明显的季节和年际变化,NAO 的变动会导致大西洋极锋、西风气流和风暴路径的变化,从而引起大尺度大气环流以及西欧和北美等大范围的短期气候异常<sup>[11]</sup>。这里定义 6~8 月的 NAO 指数平均为夏季平均指数。对 1961~1990 年夏季平均的 NAO 指数及降水 EOF 分析第 1 特征向量的时间系数均除去线性趋势并作标准化处理后(分别记为 NAOI 和 EOF1)绘于图 4,则可以看到两者有显著的反相关,30a 中的相关系数达 -0.65,远远超过 0.01 的显著性水平。可见高原中东部夏季降水的第 1 特征向量场与北大西洋涛动确实存在着密切的联系。

选图 4 中 NAOI 的 6 个低指数年(1962,1965,1974,1977,1980,1987 年)和 6 个高指数年(1967,1972,1975,1976,1983,1989 年),作其合成的 500 hPa 高度差图(图 5),结果表明高低指数年的环流形势存在明显差异。与高指数年相比,低指数年格陵兰所在的高纬地区 500 hPa 高度偏高,从北美、大西洋至欧洲 40~60°N 范围内的大部分地区高度偏低,而大约 40°N 以南高度又偏高,特别是从东大西洋到西欧地区。值得注意的是,在青藏高原北部高度显著升高,而南部高度降低。高度场的这些变化正是造成高原夏季降水变化的直接原因。众所周知,500 hPa 低涡和切变线是夏季高原上的主要降水系统<sup>[12, 13]</sup>,图 5 所指高原南部与北部高度的相反变化,说明低指数年在高原南部有利于低涡发展而在北部

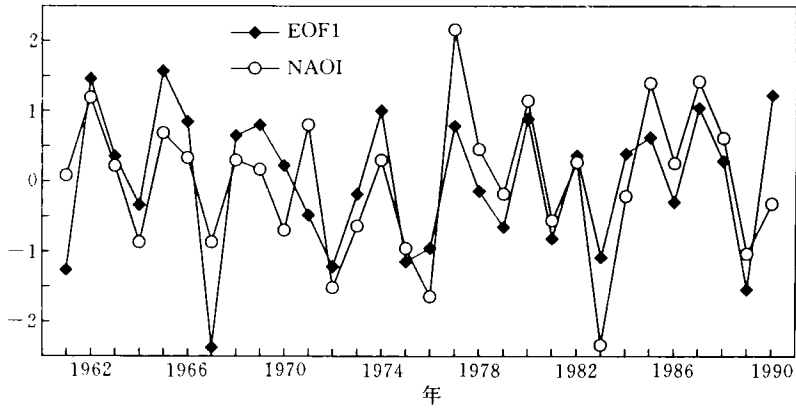


图 4 1961~1990 年经过去倾向和标准化处理后的 6~8 月平均北大西洋涛动指数(NAOI)及夏季降水 EOF 分析第 1 特征向量的时间系数

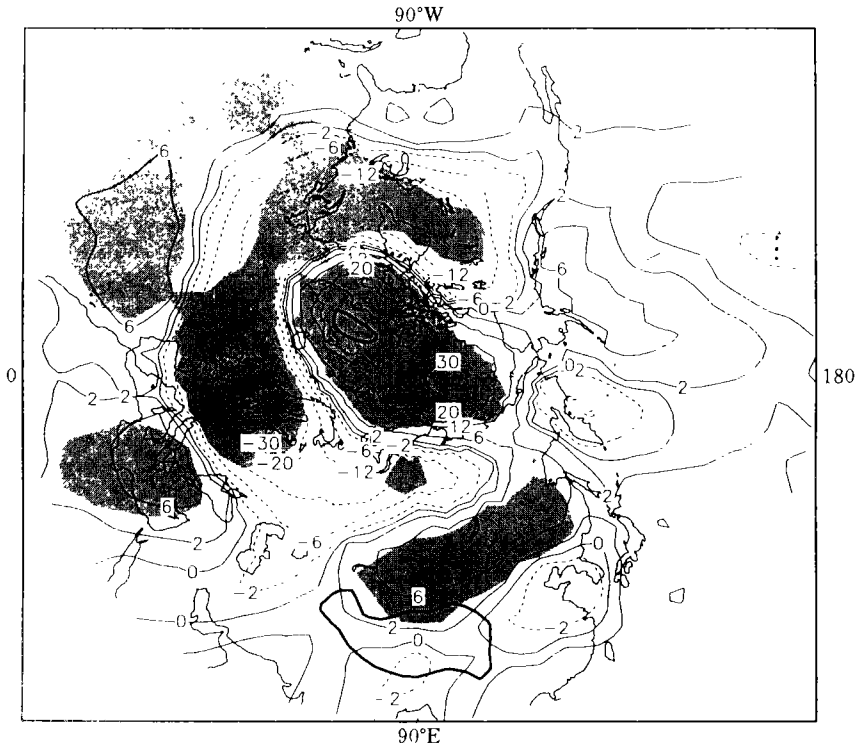


图 5 6 个北大西洋涛动低指数年与 6 个高指数年 6~8 月平均 500 hPa 北半球高度差 (图中阴影区表示差值达到 0.01 显著性水平的地区,粗实线为 2500 m 的地形等高线)

受到抑制,所以南部降水易偏多,北部降水易偏少。高指数年情况正好相反,有利于低涡的向北发展,故易造成北多南少的降水变化。高原地区的这种高度异常又与上游环流变化密切相关。如上所述,在NAO低指数年从东大西洋到欧洲的广大范围内以大约40°N为界,南北分别为高度升高和降低的地区,从而使40°N附近的西风加强,而加强的西风环流通过高原时的绕流作用可能也加大,即高原的动力作用增强,进而增强了高原北侧的脊和高原南侧的槽,表现在高度场上就是北部的高度升高,而南部的高度降低。NAO高指数年情况相反,不再赘述。这可能是与北大西洋涛动有关的中纬度西风强度变化造成高原中东部地区降水异常及其空间差异的一个重要机制。

为了检验上述机制,可以统计上游的西风与高原中东部南北风分量的相关性。由于600 hPa更接近高原面,因而能更好地反映高原附近的环流系统和风场<sup>[14]</sup>,因此这里利用NCEP/NCAR再分析的1982~1994年夏季(6~8月)共39个月的600 hPa风场资料,在

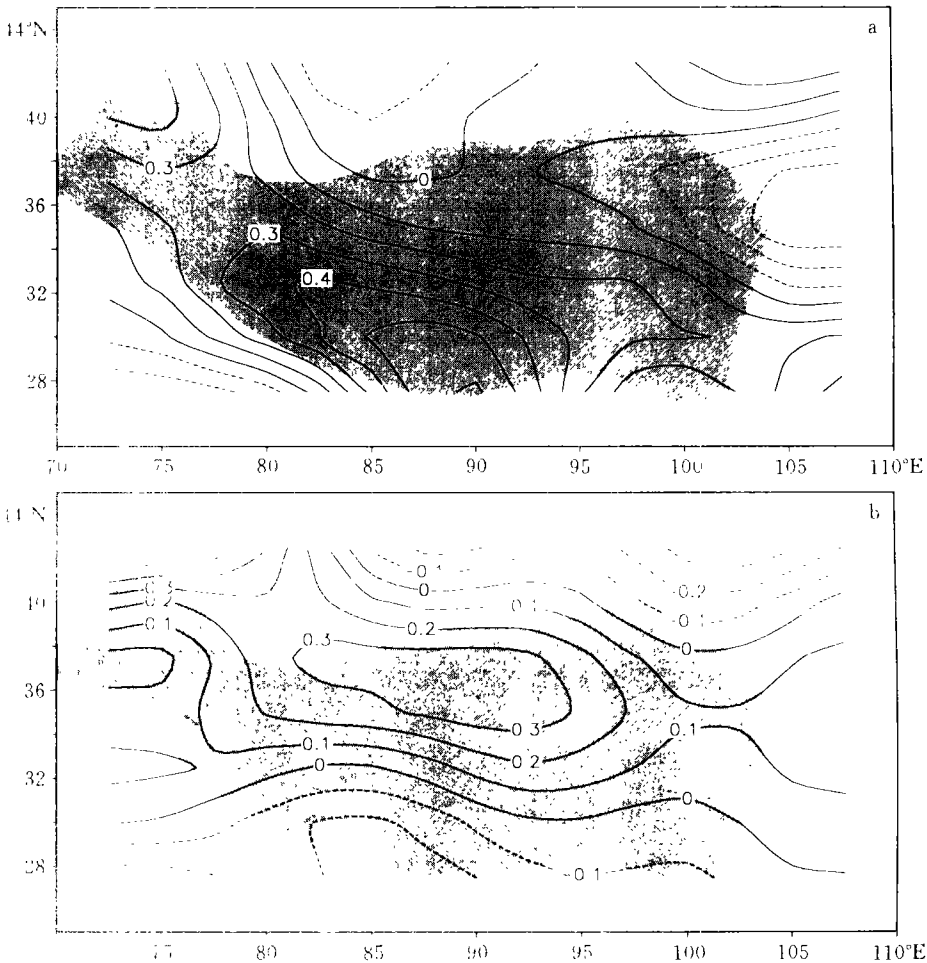


图1 青藏高原地区1987年(a)及1989年(b)夏季600 hPa涡度距平场(单位:10<sup>-5</sup> s<sup>-1</sup>)

表 2 39 个夏季月 600 hPa 上东大西洋至西欧(30°W~30°E 范围内)中纬度(40.0°N,37.5 及 35.0°N 处)西风与风速高原中东部(92.5~102.5°E 范围内)南(25.0°N 与 27.5°N 处)、北(37.5°N 与 40.0°N 处)侧经向风分量的相关系数

东大西洋至高原 南部南风	高原北部北风		西欧西风	
	25.0°N	27.5°N	37.5°N	40.0°N
40.0°N	<b>0.38</b>	<b>0.37</b>	-0.32	-0.29
37.5°N	<b>0.43</b>	<b>0.45</b>	-0.48	-0.40
35.0°N	<b>0.36</b>	<b>0.34</b>	-0.38	-0.29

(黑体数字表示相关性超过 0.05 的显著水平)

表 2 中计算了逐月东大西洋到西欧 30°W~30°E 范围内平均的 40°N,37.5°N 和 35°N 处的西风风速,同时计算逐月高原中东部 92.5~102.5°E 范围内平均的南部 25.0°N 与 27.5°N 处及北部 37.5°N 与 40.0°N 处的经向风速,最后算出各纬度上西风与经向风速的相

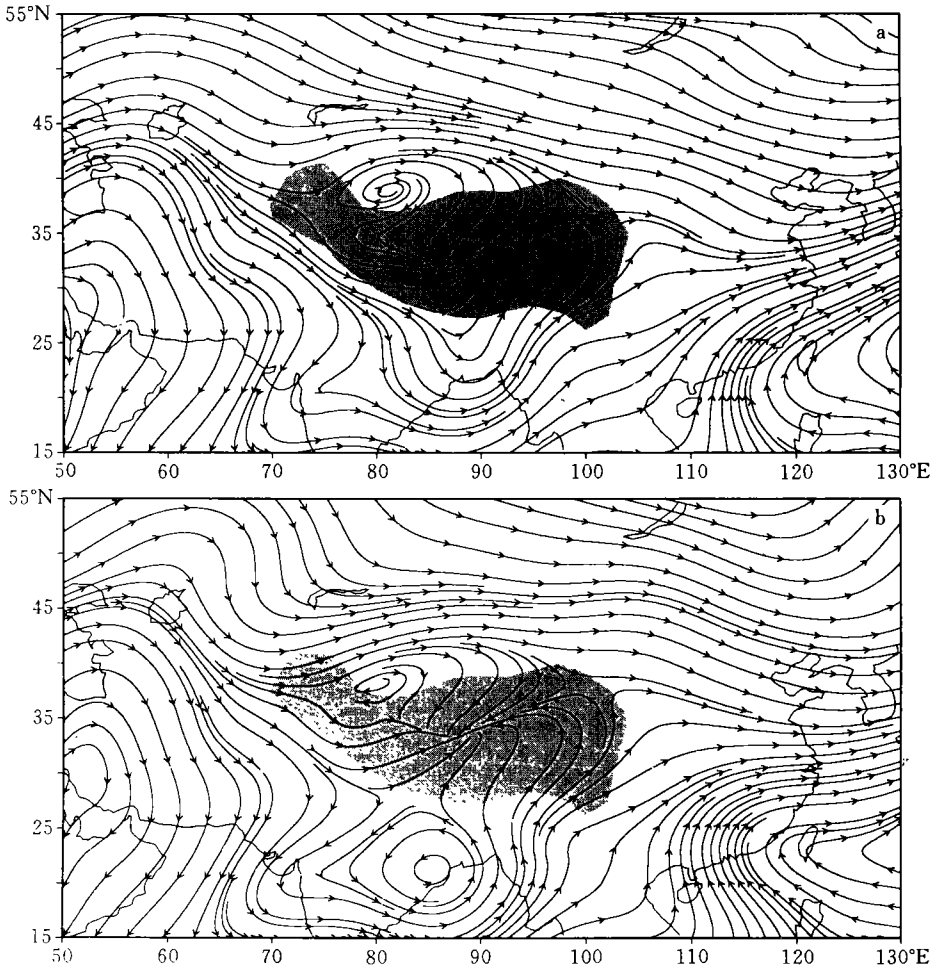


图 7 1987 年(a)及 1989 年(b)600 hPa 6~8 月平均流场

关系数。显然,西风强度与高原南部的经向风成显著正相关,而与高原北部的经向风成显著负相关。例如,37.5°N 处的西风风速与 27.5°N 和 37.5°N 处经向风速的相关系数分别为 0.45 和 -0.48。由于通常高原北部为偏北风,而南部为偏南风(参见后面的图 7),这意味着上游的西风越强,则高原北部地区的偏北风和南部地区的偏南风也越强,这可能正是加强的绕流作用使高原北侧的反气旋式环流和高原南侧的气旋式环流同时增强的结果。

文中还考察了以上 12 个具体的 NAO 高、低指数年高度场及流场的变化。在 500 hPa 高度距平场上,大多数低指数年份青藏高原上的高度距平为北正南负分布,个别低指数年则表现为高原北部的正距平大于南部的正距平;高指数年份情况基本相反(图略)。作为较典型的例子,以 1989 年和 1987 年两个具体的高、低指数年来进一步说明涡度与流场的变化。图 6 给出了两个典型的高低指数年(1989,1987 年)夏季平均的 600 hPa 涡度距平(即与 1982~1994 年夏季平均值的差)场。1987 年是低指数年,西风偏强,因此高原南部 600 hPa 水平涡度比常年大,而北部,特别是高原东北部负涡度也比常年大;1989 年是高指数年,西风偏弱,所以高原北部正涡度增加,而南部正涡度减小。在水平流场上(图 7),1987 年高原切变线相对偏南,1989 年高原切变线较正常偏北。从通过高原中东部的 95°E 垂直剖面(图 8)来看,高原上多年平均夏季为上升气流(图 8a),强上升区位于高原中部 32.5°N 附近;但 1989 年强上升带明显北移,到达高原北部 35~40°N 之间(图 8b);1987 年与

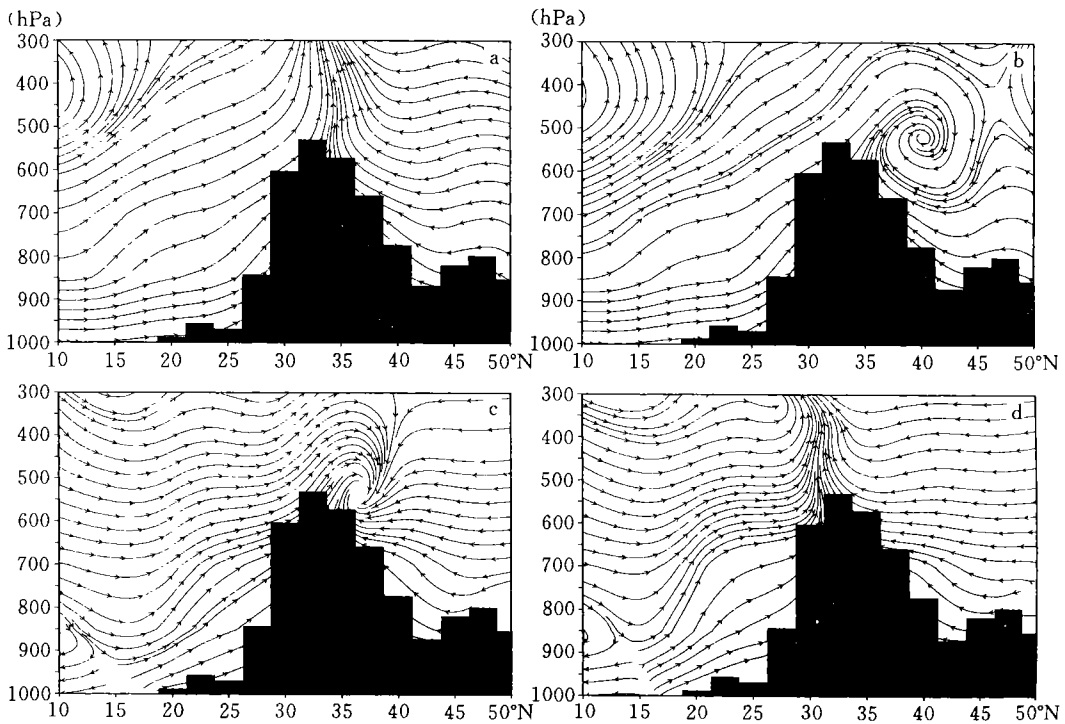


图 8 6~8 月平均沿 95°E 的经圈环流图

(a. 1982~1994 年 13a 平均; b. 1989 年;

c. 1987 年与 1982~1994 年 13a 平均之差; d. 1987 年与 1989 年之差)



气候平均相比(图 8c),约 35°N 以南的高原南部上升运动增强,而高原北部的上升运动减弱;1987 年与 1989 年相比(图 8d),高原南部 30°N 附近的上升运动显著增强。正是在这样的水平和垂直环流配置下,才形成了 1987 年高原南部降水偏多,北部降水偏少,1989 年高原南部降水偏少,北部降水偏多的异常分布。

## 5 结 论

青藏高原中东部地区夏季降水具有南北反向变化的特点,其年际变化与北大西洋涛动存在着密切的联系。夏季北大西洋涛动指数低值年,大西洋至欧洲中纬地带对流层中等压面高度偏低,低纬地带高度偏高,因此造成 37.5°N 附近的西风加强,强西风导致高原的动力作用加大,因此西风过高原时的绕流也加强,从而加深高原南部的槽、气旋涡度和上升气流,加强了高原北部的脊和反气旋涡度,抑制了上升运动,所以相应的降水异常的空间分布表现为高原南部降水偏多,而北部降水偏少。高指数年的情况正好相反。这一结论还有待于通过数值模拟研究来进一步验证。

## 参考文献

- 1 叶笃正,高由禧. 青藏高原气象学. 北京:科学出版社,1979. 1~278
- 2 Murakami T. Effects of the Tibetan Plateau. In: Monsoon Meteorology. Change C P. T N Krishnamurti. Eds. Oxford University Press. 1987. 235-270
- 3 汤懋苍,程国栋,林振耀等. 青藏高原近代气候变化及其对环境的影响. 广州:广东科技出版社,1998. 1~339
- 4 Kalnay E. Coauthors. The NCEP/NCAR Reanalysis Project. Bull Amer Meteor Soc. 1996. 77: 437-471
- 5 Barnston A G. Livezey R E. Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. Mon Wea Rev. 1987. 115: 1083-1126
- 6 Kutzbach J E. Numerical eigenvectors of sea-level pressure, surface temperature and precipitation complexes over North America. J Appl Meteor. 1967. 6: 791-802
- 7 屠其璞,王俊德,丁裕国,史慧敏. 气象应用概率统计学. 北京:气象出版社,1984. 1~540
- 8 刘晓东,张敏锋,惠晓英,康兴成. 青藏高原当代气候变化特征及其对温室效应的响应. 地理科学,1998. 18(2): 113~121
- 9 王晓春,吴国雄. 中国夏季降水异常空间模与副热带高压的关系. 大气科学,1997. 21(2): 161~168
- 10 Nitta T, Z Z Hu. Summer climate variability in China and its association with 500 hPa height and tropical convection. J Meteor Soc Japan. 1996. 74: 425-445
- 11 Hurrell J W. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: Regional temperatures and precipitation. Science. 1995. 269: 676-679
- 12 青藏高原气象科学研究拉萨会战组. 夏半年青藏高原 500hPa 低涡切变线研究. 北京:科学出版社,1981. 1~122
- 13 徐国昌. 500hPa 高原切变线的天气气候特征. 高原气象,1984. 3(1): 36~41
- 14 Yin D. 600hPa circulation systems over the Qinghai-Xizang Plateau and south Asia in the summer, 1979. In: Proceedings of International Symposium on the Qinghai-Xizang Plateau and Mountain Meteorology. March 20-24. 1984. Beijing, China. Beijing: Science Press. 1986. 414-434

# VARIATION OF SUMMER RAINFALL OVER QINGHAI-XIZANG PLATEAU AND ITS ASSOCIATION WITH THE NORTH ATLANTIC OSCILLATION

Liu Xiaodong Hou Ping

*(Lanzhou Institute of Plateau Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou, 730000)*

## Abstract

By using 1961—1990 summer (June-July-August) rainfall data from 66 stations located at more than 2000m above sea level on the central and eastern Qinghai-Xizang Plateau, the temporal evolutions and spatial structures of the summer rainfall are revealed through the empirical orthogonal function (EOF) analysis. It is found that the dominant spatial pattern of the summer rainfall variation over the Plateau is a seesaw between the southern and northern parts and the temporal variation of the dominant pattern is closely correlated with the North Atlantic Oscillation (NAO). A possible mechanism of the correlation is proposed on basis of statistical analyses with the geo-potential height and wind field data over the Northern Hemisphere. In a summer when the NAO index is low, the westerlies in mid-latitudes from eastern Atlantic to western Europe increases. Enhanced westerlies will bring about a strong flow around the Plateau when passing the Plateau and so the ridge or anticyclonic vorticity in the northern part and the trough or cyclonic vorticity are strengthened simultaneously. In this case, the summer rainfall is usually above the normal in the southern Plateau but below the normal in the northern Plateau. In a summer with a high NAO index, the above processes are opposite.

**Key Words:** Qinghai-Xizang Plateau, Summer rainfall, EOF, North Atlantic Oscillation, Westerly circulation.