

近 44 年来青藏高原夏季降水的时空分布特征

卢鹤立^{1,2}, 邵全琴¹, 刘纪远¹, 王军邦¹, 陈卓奇^{1,2}

(1. 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101;

2. 中国科学院研究生院, 北京 100039)

摘要: 利用 1961-2004 年青藏高原 97 个站点的夏季逐日降水数据, 通过累积距平、相关分析、回归分析、经验正交函数分解、功率谱方法等, 结合 GIS 的空间分析功能, 分析了夏季降水的时空分布特征。结果表明: 在青藏高原年降水量比较少的地区, 夏季降水占全年降水的比例较高, 夏季降水与全年降水的相关性也较强; 夏季降水相对变率最大的地区位于青藏高原西北的最干旱地区, 最小的地区是三江源区; 夏季降水趋势增加和减少的站点分别为 54 个和 43 个, 通过较显著检验的站点占总数的 18.6%; 在 2000m 以下的站点中, 海拔和夏季降水气候倾向率存在较强的正相关, 相关度达 0.604 (显著性 0.01); 1961-1983 年和 1984-2004 年两个时间段相比, 除了 3000~3500m 海拔范围外, 其余海拔范围夏季降水气候倾向率都表现为增加; 夏季降水可大致分为三种类型场: 高原东南部类型场、高原东北部类型场和三江源类型场, 高原东南部类型场和高原东北部类型场表现出南北变化相反的降水特点, 分界线大致沿着 35°N 线; 在 90% 的置信概率下, 三种类型场分别表现出 5.33 年、21.33 年和 2.17 年的潜在周期; 4500 m 以上海拔范围的站点夏季降水周期通过很显著检验 ($\alpha = 0.01$), 站点海拔和降水周期存在 -0.626 的高相关度; 在三江源地区, 3500 m 以上的站点夏季降水周期随海拔升高而减小, 3500 m 以下的夏季降水周期随海拔高度升高而增加。

关键词: 青藏高原; 夏季降水; 气候倾向率; 降水类型; 降水周期

1 引言

青藏高原是全球变化中对气候变化最为敏感的地区之一, 表现为气温变化振幅大, 气候变化具有一定的超前性^[1]。一些研究表明^[2-4], 青藏高原不但是天气变化的“启动区”, 也可能是我国百年尺度气候变化的“启动区”, 被认为是“全球气候变化的驱动力与放大器”^[5]。青藏高原气候变化的位相比我国东部位相提前, 高原对一些升温过程反映的敏感性, 使得对它的研究有助于预测我国东部的气温变化趋势和全面了解全球增暖的现象。有研究表明^[6-8], 近 34 年珠峰地区的变暖明显早于中国及全球, 且升温幅度更大。

与气温变化相比, 青藏高原降水的变化要复杂得多。降水的变化趋势一直存在争议。德国科学家在巴基斯坦北部 (青藏高原西部) 的树轮研究和刘禹^[9]在青海都兰树轮的研究都表明, 20 世纪是青藏高原东北部千年以来降水最高的世纪。张懿铨^[10]的研究也发现, 近 34 年珠峰南、北翼降水变化趋势明显不同。北翼降水呈增势, 南翼的聂拉木降水则以减势为主。杜军等^[11]分析了近 30 a 西藏高原降水变化, 指出, 高原平均年降水量呈增加趋势。叶笃正、高由禧等就专门研究过高原降水的分布和变化特征^[12]。冯松利用 1958-1996 年高原及其周边 75 个台站的资料分季节研究了高原降水变化的趋势^[13]。吴绍洪通过气候观测数据计算了最大可能蒸散和地表干燥度, 分析了青藏高原区域近 30 年的气候变化趋势和干湿状况^[14]。陈沈斌研究了青藏高原潜在蒸散的变化趋势^[15]。在青藏高原

收稿日期: 2007-06-27; 修订日期: 2007-08-03

基金项目: 中国科学院西部行动计划项目“三江源区生态—生产功能区的区划及其评估研究”(KZCX2-XB2-06-03)

[Foundation: CAS action-plan for West Development, KZCX2-XB2-06-03]

作者简介: 卢鹤立 (1971-), 男, 博士研究生, 主要从事生态信息研究。Email: luhl@reis.ac.cn

降水分区的研究方面, 林振耀^[16]等采用旋转主成分分析方法将高原降水变化分为 9 个区; 蔡英^[17]也利用同样的分析方法, 分为高原南部区和北部区两个区域。这些研究工作对青藏高原的降水做了有益的尝试, 对后续研究具有非常大的指导意义。但是在研究中还存在着一些不足, 包括: 时间序列过少, 大部分不超过 35 年; 站点数量不够, 平均站点数只有 46 个; 时间分辨率过低, 一般以 1 年平均值进行分析, 进行季节分析的仅有 5 篇。

青藏高原大部分地区属于旱半干旱地区, 夏季 (6、7、8 月) 降水占全年的 60%~70%, 降水年际变化大。夏季也是青藏高原热量条件最好的季节, 而水热条件的变化直接影响生物的生长, 造成植被生产力格局的变化。对青藏高原全球气候变化响应研究表明: 在气温增加 4 °C, 降水增加 10% 条件下, 高原东南部山地植被有明显森林化趋势, 高山草甸的面积则显著减少, 高山草原面积减少过半, 植被垂直带上移, 多年冻土层大部分消融, 山地雪线上升, 冰山退缩与高原湖泊萎缩。因此分析夏季的降水特征是研究青藏高原气候和生态变化的重要方面。本文使用中国气象局信息中心资料室提供的 692 个测站自建站至 2004 年的逐日降水量资料, 选择高原及其周边 150km (范围: 27°~40°N、75°~104°E) 做为研究范围, 共计 97 个站点 (图 1)。其中甘肃 9 个站, 四川 19 个站, 西藏 31 个站, 青海 29 个站, 新疆 9 个站。除西藏西北部由于地处无人区, 站点稀少外, 其余地区站点分布较为均匀。由于 20 世纪 50 年代的资料大部分缺失, 因此资料的起始年份选择在 1961 年, 时间序列为 44 年。以统计学方法研究高原夏季降水气候特征, 通过相关分析、回归分析、经验正交函数分解^[18]、功率谱方法^[19]等, 结合 GIS 的空间分析功能, 对近 44a 青藏高原 (以下简称高原) 夏季降水的时空分布特征进行研究。

2 夏季降水分布和年代际变化

2.1 夏季降水分布

高原夏季降水占年降水量的平均比例是 61.3%。其中高原的西部和北部, 包括柴达木盆地西部、可可西里、阿里地区, 有 15 个气象站点, 年降水量多小于 100 mm, 这些站点夏季降水占到年降水量的平均比例是 75.1 %。高原东北侧的年降水量一般大于 300 mm, 有 23 个气象站点, 这些站点夏季降水占年降水量的平均比例是 58.2%。高原的南

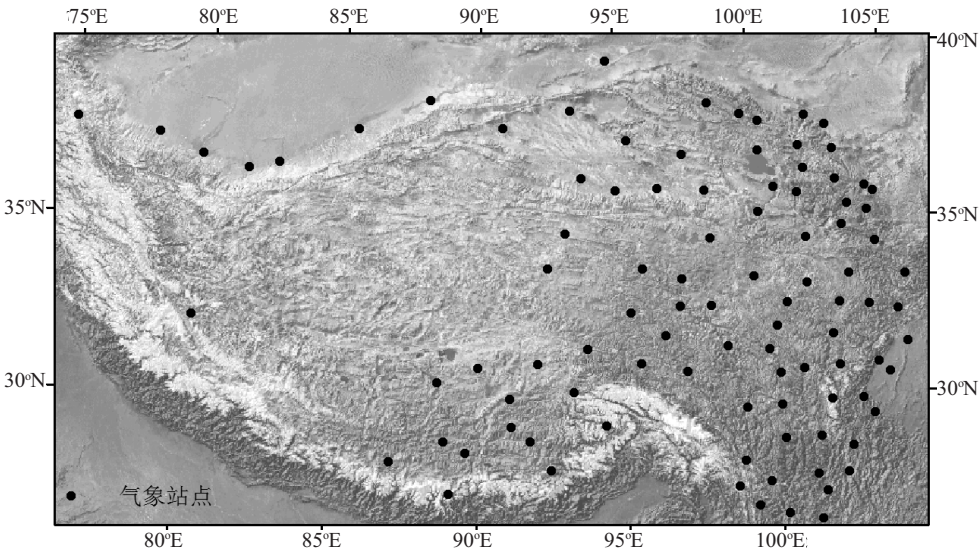


图 1 青藏高原气象站点分布图

Fig. 1 Locations of the meteorological stations on the Qinghai-Tibet Plateau

侧和东侧的年降水量一般大于 400 mm，有 45 个气象站点，这些站点夏季降水占年降水量的平均比例是 50.2%。说明高原年降水量比较少的地区夏季降水所占比重较高。

夏季降水与全年降水的相关性分析表明，年降水量小于 100 mm 的站点，相关度为 0.91；年降水量大于 100 mm 并且小于 300 mm 的站点，相关度为 0.81；年降水量大于 300 mm 的站点，相关度为 0.76。表明年降水量较少的地区夏季降水与年降水的相关性较强。对夏季年降水量相对变率的分析表明，夏季降水量最稳定的地区是三江源地区，其次是林芝、昌都、察隅、拉萨、日喀则和西宁地区，夏季降水量相对变率最大的地区位于青藏高原西北的最干旱地区。

2.2 夏季降水年代际变化

高原 1961-2004 年的夏季降水量平均值为 298.9 mm，近 44 年来夏季降水量基本保持不变，其降水气候倾向率为 0.3 mm/10a。在时间过程上，1961-1967 年夏季降水量增加，到 1967 年累积距平达到最大；1968-1983 年夏季降水量以减少为主，累积距平曲线呈波动式下降状态；1984-1996 年夏季降水没有明显的增加或减少趋势，累积距平呈波动状态；1997 年夏季降水累积距平最小，然后降水量开始逐步增多，累积距平曲线呈上升趋势 (图 2)。

3 夏季降水变化趋势及其与海拔的关系

3.1 夏季降水变化趋势

在 1961-2004 年期间，高原台站夏季降水量呈现出不同的变化趋势 (图 3)。在全部 97 个站点中，降水增加的有 54 个，占全部站点总数的 55.67%，这些站点大部分位于高原的南部和东北部。其中增加趋势最大的站点是理塘、林芝和九龙，分别达到 32.6 mm/10a、25.7 mm/10a 和 22.0 mm/10a。降水减少的有 43 个，占全部站点总数的 44.33%，这些站点大部分位于高原的中东部。其中减少趋势最大的站点是河南、石渠和清水河，分别达到 -17.1 mm/10a、-16.1 mm/10a 和 -15.2 mm/10a。

为了检查计算结果的可靠性，采用 Mann-Kendall 方法对降水变化趋势进行了显著性检验。规定：通过 $\alpha = 0.1$ 的信度检验称为较显著， $\alpha = 0.05$ 为显著， $\alpha = 0.01$ 为很显著， $\alpha = 0.001$ 为极显著。在所有 97 个站点中，没有站点通过极显著检验，通过很显著检验的站点有一个：德令哈，变化趋势为 15.2 mm/10a；通过显著检验的站点有 5 个，分别是：石渠、康定、林芝、河南和清水河，除林芝和康定夏季降水是增加趋势外，其余 3 个站点均呈现减少趋势；通过较显著检验的站点有 4 个，分别是：理塘、九龙、祁连和都兰，4 个站点都表现出增加趋势。在全部站点中，通过较显著检验的站点占站点总数的 18.6%。表明 44 年来，夏季降水的变化趋势总体上并不显著。

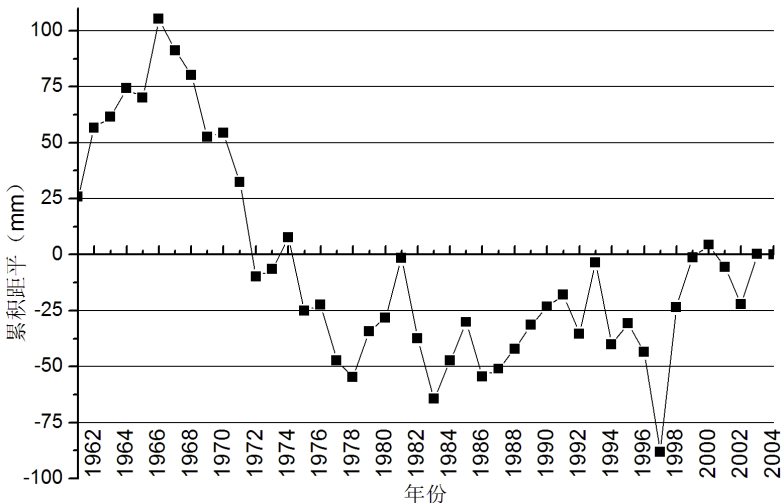


图 2 青藏高原夏季降水累积距平

Fig. 2 Accumulated variance of summer precipitation

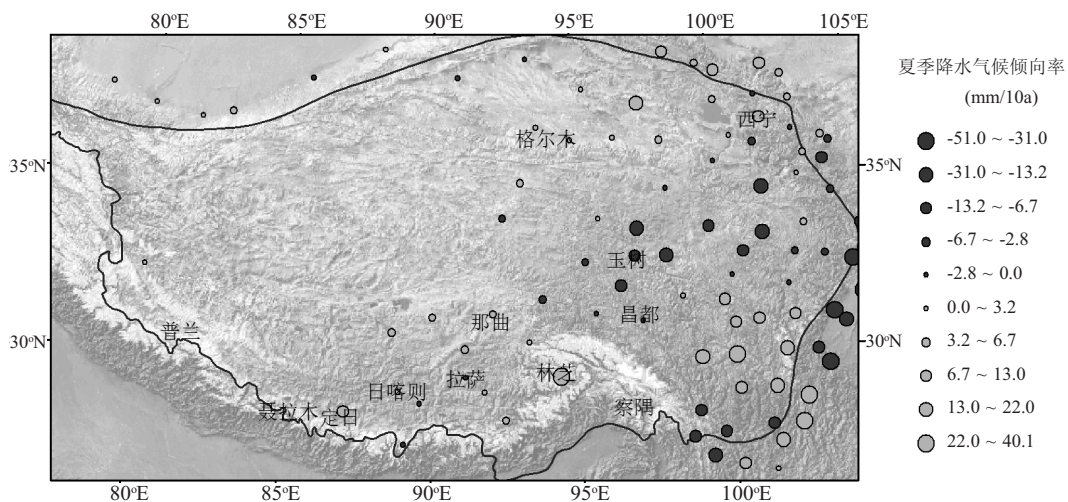


图3 青藏高原夏季降水气候倾向率

Fig. 3 Summer precipitation slope of the Qinghai-Tibet Plateau

3.2 夏季降水变化和海拔的关系

将各站点按 500 m 海拔间隔将所有站点划分为 7 组, 海拔分界依次为 2000、2500、3000、3500、4000、4500 m (用海拔上限作为各组名称), 统计各海拔高度夏季降水趋势增加的站点个数, 并且计算夏季降水气候倾向率与海拔的相关度 (表 1)。可以看出, 各组的平均海拔分别是 1324.8、2337.4、2823.4、3280.5、3753.2

和 4230.1 m, 各组夏季降水趋势增加的比例分别有 54.2%、42.9%、73.7%、58.8.7%、38.5%、41.7%和 80%, 相关度分别为 0.604、-0.047、0.076、0.193、0.435、0.014 和 0.527。2000 m 以下的站点通过很显著检验 ($\alpha = 0.01$), 站点海拔和降水气候倾向率存在 0.604 的高相关度。在 2000 m 以下的站点中, 随海拔上升, 降水气候倾向率从 -25.1 mm/10a 增加到 9.8 mm/10a; 降水趋势从减少 (降水气候倾向率为负) 转为增加 (降水气候倾向率为正) 的对应海拔高度是 1433.4 m。

为考察不同海拔范围不同时段夏季降水变化趋势, 计算了 1961-1983 年、1984-2004 年和 1961-2004 年三个时间段的夏季降水气候倾向率 (表 2)。从累积距平分析看, 1983 年是一个夏季降水变化的突变点,因此选择 1983 年作为分界年。从表 2 可以看出, 1961-2004 年有 3 个海拔范围表现为夏季降

表 1 青藏高原夏季降水气候倾向率与海拔的相关性

Tab. 1 Relationship between summer precipitation slope & site altitude

海拔范围 (m)	站点个数 (个)	平均海拔 (m)	趋势增加		相关度
			站点数 (个)	比例 (%)	
<2000	24	1324	13	54.2	0.604**
2000-2500	7	2337	3	42.9	-0.047
2500-3000	19	2823	14	73.7	0.076
3000-3500	17	3280	10	58.8	0.193
3500-4000	13	3753	5	38.5	0.435
4000-4500	12	4230	5	41.7	0.014
>4500	5	4604	4	80.0	0.527

注: **表示通过显著性检验

表 2 青藏高原 1961-1983 年、1984-2004 年和 1961-2004 年不同海拔范围的夏季降水气候倾向率

Tab. 2 Summer precipitation slope from 1961 to 1983, from 1984 to 2004 and from 1961 to 2004 in different altitude scopes

海拔范围 (m)	站点个数 (个)	平均海拔 (m)	夏季降水气候倾向率 (mm/10a)		
			1961-1983 年	1984-2004 年	1961-2004 年
<2000	24	1324.8	-12.4	-20.7	-2.5
2000-2500	7	2337.4	-30.1	5.3	-1.0
2500-3000	19	2823.4	2.8	10.2	7.8
3000-3500	17	3280.5	-7.1	-15.0	-2.7
3500-4000	13	3753.2	-20.7	19.1	3.2
4000-4500	12	4230.1	-4.1	-0.1	-0.1
>4500	5	4604.9	-3.9	28.2	2.7

水轻微增加，4 个海拔范围表现为轻微减少；夏季降水增加的包括 2500~3000 m、3500~4000 m 和 4500 m 以上海拔范围，其中2500~3000 m 海拔范围降水增加幅度最大，降水气候倾向率为 7.8 mm/10a。1961-1983 年和 1984-2004 年两个时间段相比，有 5 个海拔范围 (2000~2500 m、2500~3000 m、3500~4000 m、4000~4500 m 和 4500 m 以上)夏季降水气候倾向率表现为增加，占总数的71.4%；其中 2500~3000 m、3500~4000 m 和 4500 m 以上海拔范围夏季降水气候倾向率增加幅度超过 30mm/10a，分别达到 35.4mm/10a、39.8mm/10a 和 32.1mm/10a。1961-1983 年和 1984-2004 年两个时间段相比，2000 以下和 3000~3500 m 的2 个海拔范围夏季降水气候倾向率表现为轻微减少，减少幅度分别为 -8.3 mm/10a 和 -7.9 mm/10a。

4 夏季降水类型场的空间分布及 35°N 分界线

4.1 夏季降水类型场

青藏高原地区由于其特殊的地理位置及地形，降水的变化受地形的影响程度比我国其他地区高，局地特征显著。使用经验正

表 3 青藏高原夏季降水前 10 个主分量的特征值和贡献率
Tab. 3 Characteristic values and contribution rates of the first 10 PCs of summer precipitation

	序号									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
特征值	16.8	13.2	6.1	4.7	4.5	3.6	3.5	2.6	2.0	1.7
方差贡献率(%)	22.8	17.9	8.3	6.4	6.2	4.9	4.8	3.6	2.8	2.3
累积方差贡献率(%)	22.8	40.7	49.0	55.4	61.5	66.4	71.3	74.9	77.7	80.0

交函数方法能较好的反映出高原地区的夏季降水特点。对高原及其周围的 97 个站点 1961-2004 年共 44 年的夏季降水进行经验正交函数分解，并对前三个主分量场进行分析 (表 3)。

在夏季降水第一主分量的空间分布图中 (图 4)，正值区主要位于雅鲁藏布江北部流域，以林芝和康定为中心，包括普兰、申扎、班戈、日喀则、江孜、那曲、当雄、拉萨、泽当、嘉黎、林芝、丁青、波密、昌都、德格、甘孜等地。该区域恰好是青藏高原降水的中心，在印度季风和东亚季风影响下常形成高原涡、切变线等造成降水。第一主分量的空间分布反映出青藏高原降水总体的分布特点，称为高原东南部类型场。

在夏季降水第二主分量的空间分布图中，正值区主要位于青海省东部，以湟源和贵德为中心，包括门源、西宁、民和、大通、湟源、化隆、贵德、贵南、同仁、泽库、河南、久治、合作等地。该区域是青藏高原降水的次中心，表现出在高原季风影响下的降水特征，称为高原东北部类型场。

在夏季降水第三主分量的空间分布图中，正值区主要位于长江、黄河流域广大地区和西藏北部部分地区以及四川西北部小部分地区，以巴青、囊谦和甘孜为中心，包括沱沱河、五道梁、曲麻莱、治多、清水河、囊谦、玉树、杂多、玛多、达日、班玛、刚察、茶卡、共和、兴海、玛沁、安多、索县、马尔康。该区域是高原上降水梯度最大的地区，表现出了在西风带和副热带系统共同影响下的降水特征。我国的长江、黄河、澜沧江皆发源于此，称为三江源类型场。

4.2 高原东南部类型场和高原东北部类型场的 35°N 分界线

夏季降水的高原东南部类型场和高原东北部类型场有一个比较显著的特点，就是相反变化的分界线大致在 35°N 线附近。从 35°N 线的剖面图 (图 5) 可以看出，第一主分量和第二主分量的 0 值线基本沿着 35°N 线；第一主分量随着海拔下降而减小，第二主分量随着海拔下降而增大，二者都与高程有较好的相关性。沿 35°N 线是青藏高原温度最低的地带，年均温在 -40 °C ~ -8 °C，是我国年均温度最低的地区。德国的弗洛恩教授 1957 年

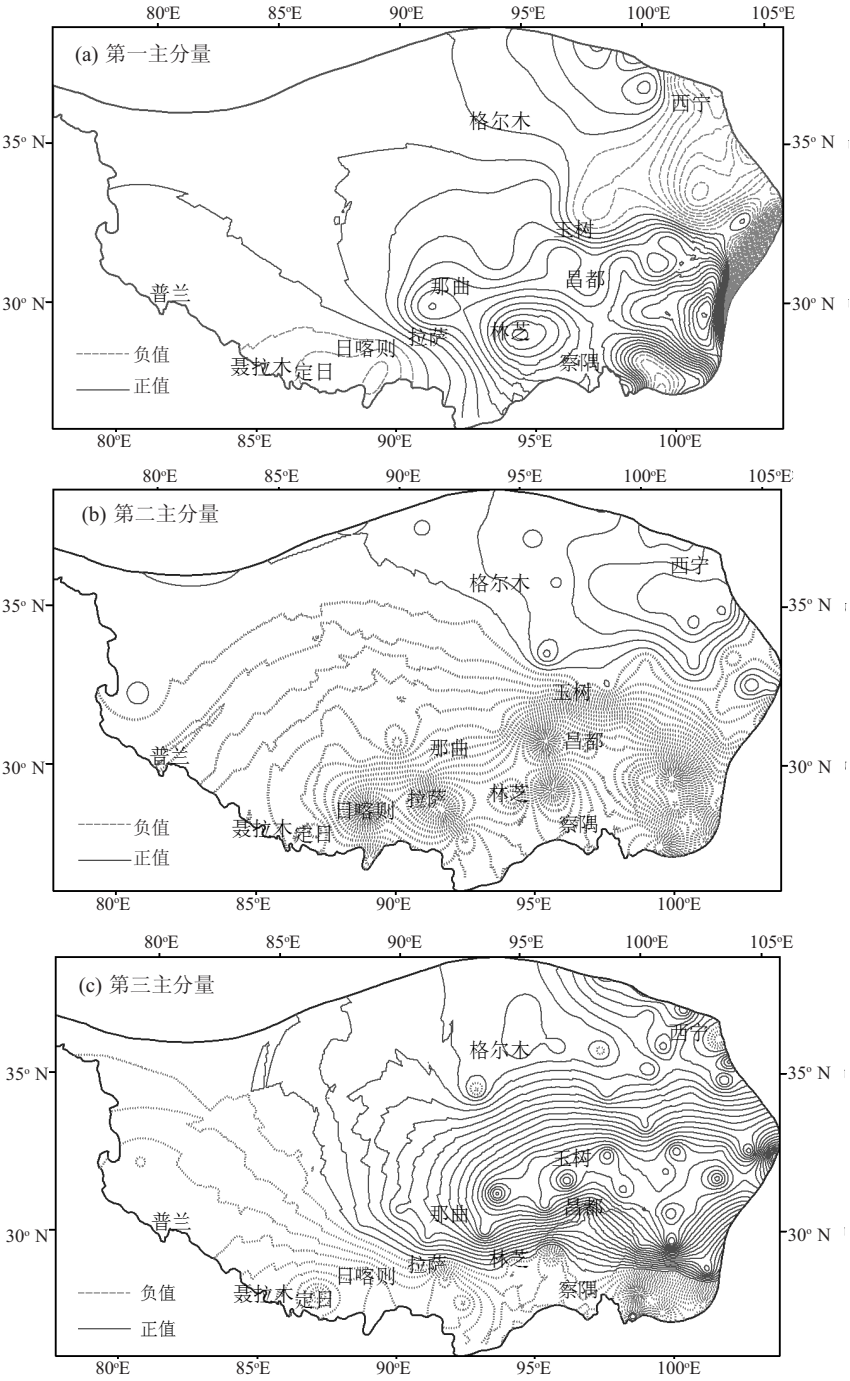


图 4 青藏高原夏季降水第一主分量、第二主分量和第三主分量的空间分布
Fig. 4 PC I, PC II and PC III of summer precipitation

曾经指出，青藏高原抬升热源的季节性加热以及随后在 35°N 以南的经向温度、气压梯度的逆转产生了南亚和东亚行星风带的大尺度变化。陈隆勋等研究发现，我国 35°N 以北地区增温，以南地区变冷^[20]。夏季降水的高原东南部类型场和高原东北部类型场在 35°N 处存在较明显相反变化的界线可能也和 35°N 线的特殊地理位置有关。其原因是，在大地形

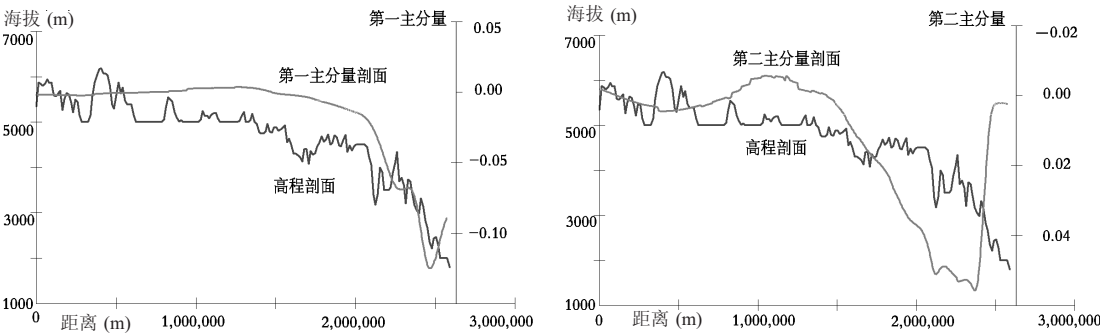


图 5 青藏高原 第一主分量、第二主分量和海拔的 35°N 剖面
Fig. 5 35°N altitude profile of PC I and PC II

的作用下，35°N 附近经常是西南与西北气流的汇合区，这一地区夏半年经常形成切变或低涡，且稳定少动，造成这一区域降水梯度较大。夏季降水的高原东南部类型场和高原东北部类型场在 35°N 处相反变化的分界应该是大气环流和高原地形共同作用的结果。

5 夏季降水的潜在周期及其与海拔的关系

5.1 夏季降水的潜在周期

对夏季降水前三个主分量的时间序列进行功率谱分析，计算各个主分量的周期。在 90% 置信概率的情况下，得到第一主分量的潜在周期为 5.3 年，第二主分量的潜在周期是 21.3 年，第三主分量的潜在周期是 2.2 年 (图 6)。

由上可见，夏季降水主要存在准 5 年、准 21 年和准 2 年的周期振荡；其中 5 年振荡是基本周期，主要影响高原东南部的夏季降水；21 年周期主要影响高原东北部的夏季降水；2 年夏季降水周期则突出表现在高原中部江河源地区。

5.2 夏季站点潜在降水周期及其与海拔的关系

为了更好的分析夏季降水周期，运用功率谱方法对每个站点计算周期 (置信概率为 90%)，可以看出，81 个

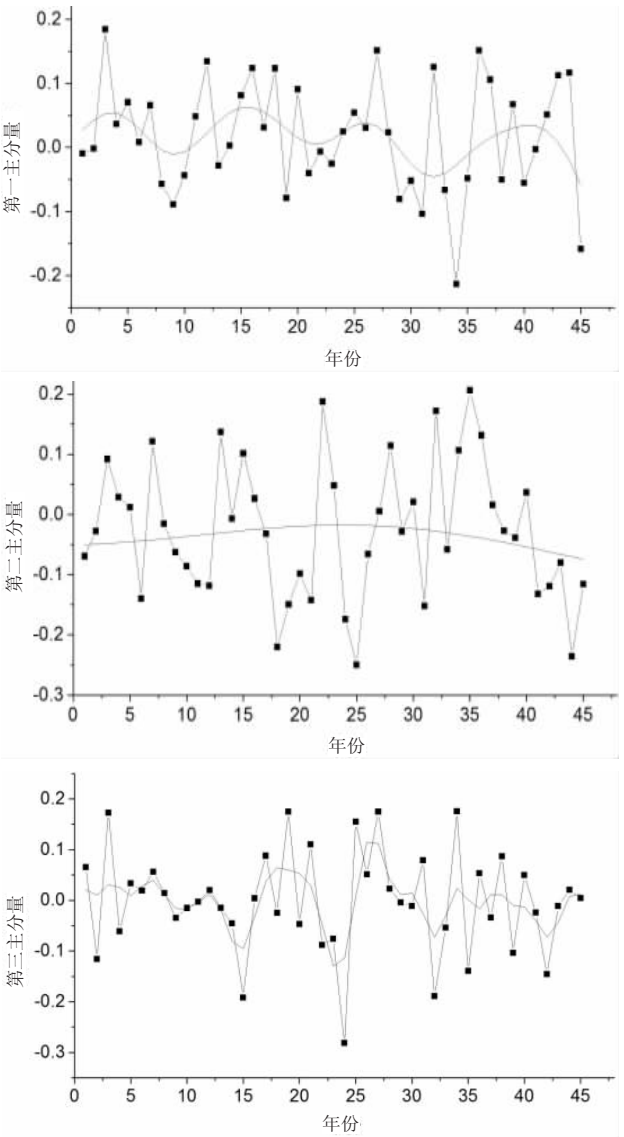


图 6 青藏高原第一、二、三主分量的周期变化
Fig. 6 Summer precipitation potential cycles of PC I, II and III

站点存在潜在降水周期(图 7), 占总数的 83.5%。最长的潜在降水周期为 19.7 年(那曲), 最短的为 2.0 年(玉树)。较长潜在降水周期(大于 10 年)的站点有 13 个, 占总数的 13.4%, 主要分布在那曲、格尔木和西宁以东地区, 5~10 年潜在降水周期的站点有 17 个, 占总数的 17.5%, 5 年以下的有 51 个, 占总数的 52.6%。

将各站点按海拔范围分组进行考察, 计算不同海拔高度的夏季降水平均潜在周期和海拔与站点降水周期的相关度(表 4)。可以看出, 除 2000 m 以下海拔范围和 4500 m 以上海拔范围表现为 7.3 年和 12.3 年的长夏季降水平均潜在周期外, 其余海拔范围都表现为大约 4 年的降水平均潜在周期; 在海拔与站点降水周期的相关度方面, 2500~3000 m 和 4500 m 以上海拔范围海拔与站点降水周期表现为负相关, 其余表现为正相关。4500 m 以上的站点通过很显著检验 ($\alpha = 0.01$), 站点海拔和降水周期存在 -0.626 的负相关。在 4500 m 以的站点中, 随着海拔的上升, 夏季降水潜在周期从 19.7 年逐渐减少到 7.8 年。

在地理环境相近的情况下, 海拔对降水周期有较明显影响。高原腹地三江源区的 6 个站贵德(海拔 2237.1 m)、共和(海拔 2835.0 m)、兴海(海拔 3323.2 m)、班玛(海拔 3530.0 m)、达日(海拔 3967.5m)和玛多(4272.3 m)的地理环境比较相近。在 3500m 以上的站点中(班玛、达日和玛多), 夏季降水周期随海拔高度升高而减小, 班玛、达日和玛多的夏季降水周期分别从 5.0 年减少为 4.9 年和 2.8 年。而在 3500 m 以下的站点中(贵德、共和和兴海), 夏季降水周期随海拔高度升高而增加, 贵德、共和和兴海的夏季降水周期分别从 2.29 年增加为 2.59 年和 2.61 年(图 8)。

表 4 青藏高原夏季降水潜在周期和海拔的关系
Tab. 4 Relationship between summer precipitation potential cycle and site altitude

海拔范围 (m)	站点数 (个)	平均海拔 (m)	夏季降水平均 潜在周期 (年)	海拔与站点降水 周期的相关度
<2000	22	1323	7.3	0.394
2000-2500	6	2328	3.9	0.126
2500-3000	15	2820	4.2	-0.173
3000-3500	16	3266	4.3	0.242
3500-4000	10	3748	4.2	0.441
4000-4500	9	4216	4.3	0.014
>4500	4	4603	12.3	-0.626**

注: **表示通过显著性检验

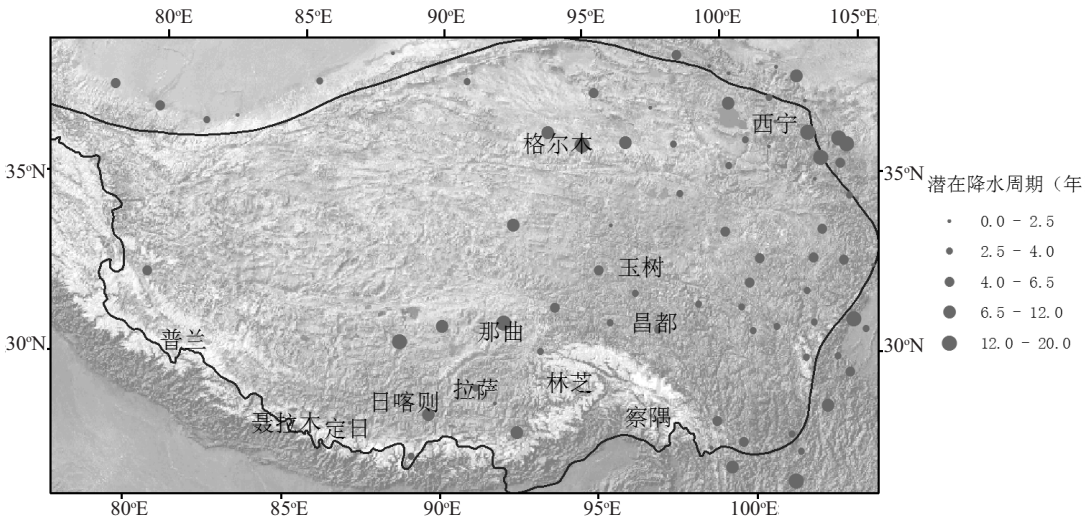


图 7 青藏高原夏季降水周期分布
Fig. 7 Spatial distribution of summer precipitation cycles

6 夏季降水的月际变化

为了研究夏季降水的变化,对6、7、8月三个月的降水进行经验正交函数分解(图9),可以看出6月份降水正距平区主要集中在高原东南部,并且以昌都西南部、拉萨为中心,在日喀则也有一个较小的中心区域;6月降水呈现南北变化相反的降水特点,南部为正,北部为负。7月份虽然与6月份的降水类型场基本相同,依旧呈现南正北负的特点,但正距平区域明显减小,仅在察隅和林芝还存在较小的降水中心,值得关注的是,7月份格尔木的降水正距平区开始出现。进入8月份,降水正距平区从东南部跳到东北部,北部为正,南部为负,表现出与6月和7月降水完全相反的特点。东北部形成了玛沁、甘德、贵南、同仁和湟中为中心的降水区,呈东北-西南走向。高原南部完全转为负值区,林芝和日喀成为两个降水减少的中心。格尔木依旧位于降水正距平区,但远离正距平中心,这表明经过7月份短暂的降水高峰后,格尔木8月份的降水开始减少。

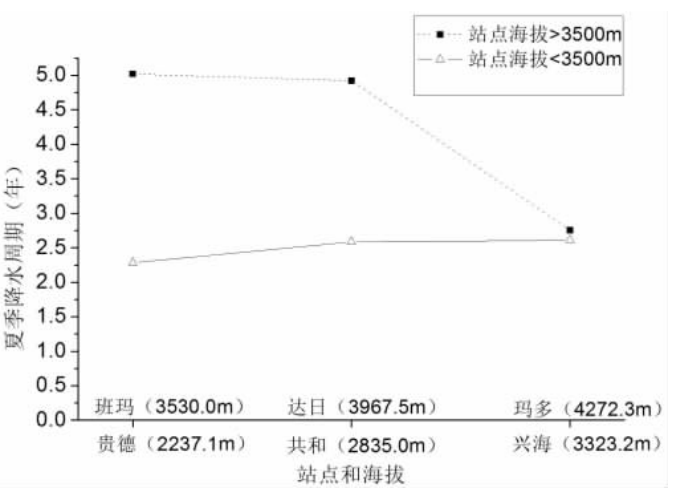


图8 青藏高原夏季降水周期和海拔的关系
Fig. 8 Relationship between summer precipitation cycle and altitude

7 小结与讨论

(1) 对青藏高原年降水和夏季降水的比较分析表明,在青藏高原年降水量比较少的地区,夏季降水占全年降水的比例较高,夏季降水与全年降水的相关性也较强。说明青藏高原的夏季降水是全年降水的主要来源。李晓兵的研究表明^[21],青藏高原由西至东,夏季降水对植被生长的影响加大,夏季降水对草原地区当年植被生长的影响最明显。李英年等人的研究表明,全球气候变暖后青藏高原高寒草甸牧草生产力水平主要与降水有关^[22]。在气温上升2℃,降水增加10%的情况下,植被的蒸散力大于降水的补给量,干旱胁迫加重,只有降水在同期增加15%以上才能得到缓解。因而草地生产力很大程度上取决于降水。

(2) 夏季降水相对变率最大的地区位于青藏高原西北的最干旱地区,最小的地区是三江源区。三江源区是我国夏季降水相对变率最小的地区之一。在青藏高原西北部的最干旱地区,夏季降水是全年降水的主要来源,但平均变率较大,造成当地的生态状况波动很大,呈现出植被净第一性生产力(NPP)年际变动明显的状况。

(3) 夏季降水趋势增加和减少的站点分别为54个和43个,通过较显著检验的站点占总数的18.6%,从44年的时间来看,夏季降水的变化趋势总体上并不显著。杜军曾指出:近30年来西藏高原平均年、四季降水量均呈增加趋势^[1]。与气温变化相比,青藏高原降水的变化要复杂得多,降水的变化趋势一直存在争议。选取不同时段资料,得出的降水变化趋势可能会不同。本文对于1961-1983年、1984-2004年和1961-2004年三个时段不同海拔范围的夏季降水气候倾向率的分析也证明了这一点。

(4) 在2000 m以下的站点中,海拔和夏季降水气候倾向率存在较强的正相关,相关度达0.604(显著性0.01)。主要原因是,青藏高原大部地区的积雨云云底高度在1200~2200 m之间,积雨云是影响夏季降水的主要因素;夏季不论是大尺度系统降水或

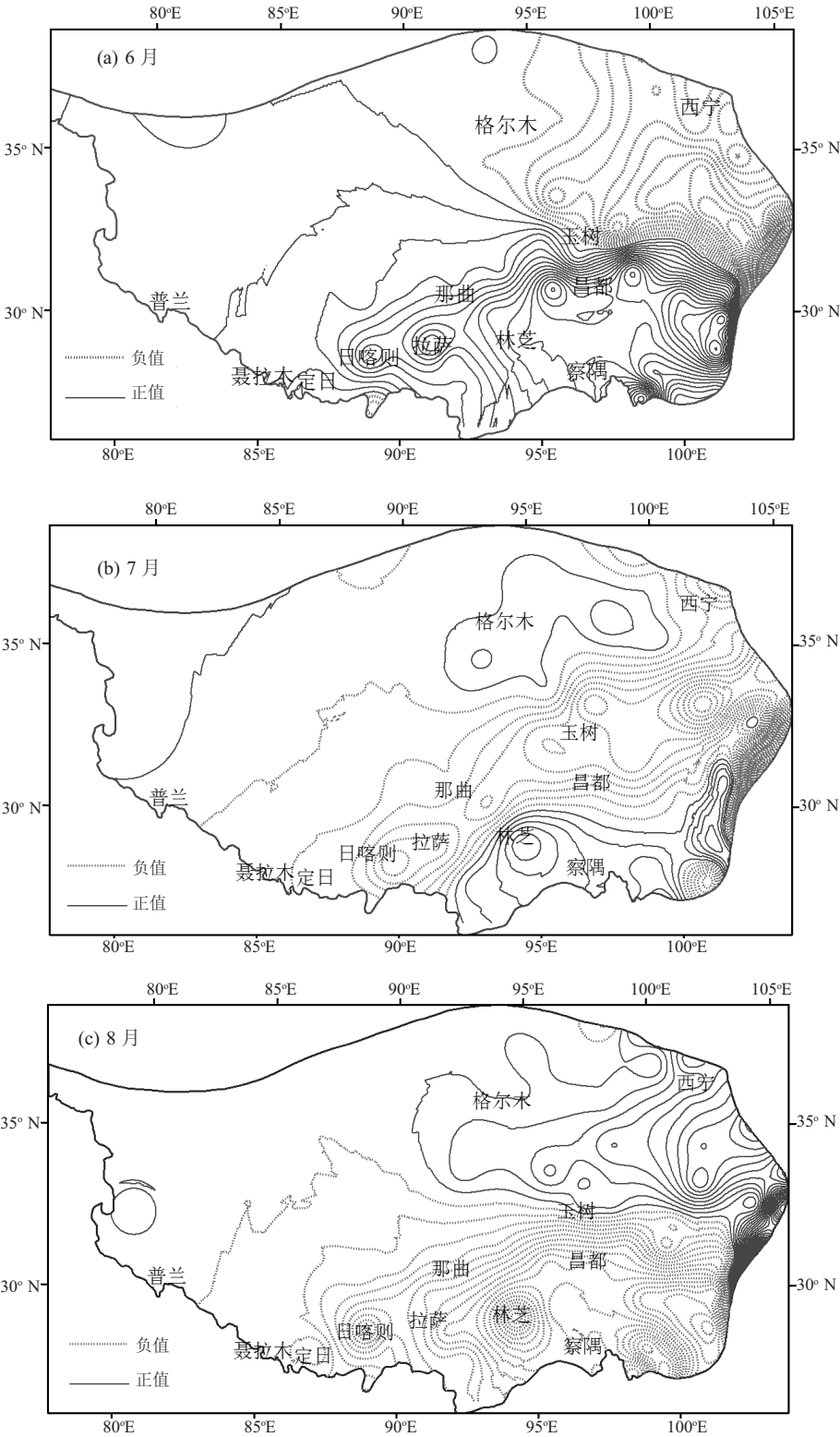


图 9 青藏高原 6 月、7 月和 8 月的第一主分量的空间分布

Fig. 9 PC I in June, July and August

者是局地性降水,都与积雨云的分布相关。青藏高原地区温度的升高,意味着夏季季风环流增强,造成积雨云增多。积雨云形成的降雨随海拔高度升高而加强,这是造成海拔 2000 m 以下的站点夏季降水气候倾向率随海拔增加而升高的一个重要原因。1961-1983 年和 1984-2004 年两个时间段相比,4500 m 以上海拔范围夏季降水气候倾向率增加幅度较大,达到 32.1 mm/10a。一个可能的解释是,在高海拔地区,由于冰川和积雪的蒸发,在冰川下限区以上存在一个最大降水高度^[23]。刘晓东的研究表明^[24],青藏高原及其相邻地区的地面气候变暖与海拔高度有关,变暖的幅度一般随海拔高度升高而增大;温度的升高使冰川和积雪的蒸发加大,造成高海拔地区夏季降水气候倾向率增加幅度变大。

(5) 夏季降水可大致分为三种类型场:高原东南部类型场和高原东北部类型场和三江源类型场,这是高原动力和热力效应、海拔高度、地形和下垫面状况共同作用的结果,也与高原上低涡的活动具有一定的联系。从分区情况来看,高原地区年降水的局地特征非常显著,区域差异比较大。高原东南部类型场和高原东北部类型场表现出南北变化相反的降水特点,分界线大致沿着 35°N 线。主要原因是,在大地形的作用下,35°N 附近经常是西南与西北气流的汇合区,这一地区夏半年经常形成切变或低涡,且稳定少动,造成这一区域降水梯度较大。

(6) 在 90% 的置信概率下,三种类型场分别表现出 5.33 年、21.33 年和 2.17 年的潜在周期,这和韦志刚所得到的“高原降水主要存在 3~5 年、8~11 年和准 19 年的周期振荡”^[25]有相似之处,但高原夏季降水的 8~11 年周期振荡在本研究中并不明显。高原夏季降水 5.33 年的强潜在周期可能与 ENSO 的准 4 年周期有密切关系^[26-28]。另外,对不同海拔高度的夏季降水平均潜在周期的研究也表明,除 2000 m 以下海拔范围和 4500 m 以上海拔范围外,其余 5 组海拔范围都表现为和 ENSO 基本相同的准 4 年变化周期。研究地理环境相近情况下的夏季降水周期变化可以发现,三江源地区 3500 m 以上的站点夏季降水周期随海拔升高而减小,3500 m 以下的夏季降水周期随海拔高度升高而增加。

(7) 对 6、7、8 月份降水的分析表明,6 月和 7 月有相似的类型场,都为南正北负,降水正距平区主要集中在东南部,但 7 月的正距平区明显减小;8 月的类型场与 6 月和 7 月完全相反,变为南负北正,8 月的降水正距平区从东南部跳到东北部,并与地形分布一致,呈东北-西南走向。这和戴加洗的“青藏高原南部的雨季开始最早,然后逐渐向北推进”、“喜马拉雅山脉南麓雨季和旱季界限不如其它地区显著”^[23]研究结论基本一致。

需要指出的是,青藏高原西部腹地的广大地区气象数据缺乏,因此对数据分析的准确性有一定的影响。“十一五”期间,西藏将实现县县有自动气象站,同时还建立 200 多个 2 要素的雨量站。这些资料的建立将为青藏高原研究提供科学支撑。

致谢:陈沈斌先生惠阅全文并提出了宝贵的修改意见,特此致谢!

参考文献 (References)

- [1] Tang Maocang, Li Cunqiang. On the facts of that the Qinghai-Xizang Plateau was the source region of climatic variation. The Proceedings of the First Symposium on the Qinghai-Xizang Plateau. Beijing: Science Press, 1992. 42-48. [汤懋苍,李存强.关于“青藏高原是气候启动区”的分析事实.中国青藏高原研究会第一届学术讨论会论文集.北京:科学出版社,1992. 42-48.]
- [2] Yao Tandong, Liu Xiaodong, Wang Ninglian. Climatic change range problems on Qinghai-Xizang Plateau. Chinese Science Bulletin, 2000, 45(1): 98-106. [姚檀栋,刘晓东,王宁练.青藏高原地区的气候变化幅度问题.科学通报,2000, 45(1): 98-106.]
- [3] Feng Song, Tang Maocang, Wang Dongmei. New evidences of that the Qinghai-Tibet Plateau was the source region of climatic variation. Chinese Science Bulletin, 1998, 43(6): 633-636. [冯松,汤懋苍,王冬梅.青藏高原是我国气候变化启动区的新证据.科学通报,1998, 43(6): 633-636.]

- [4] Sun Honglie. Formation and Evolution of the Qinghai-Xizang Plateau. Shanghai: Shanghai Science and Technology Press, 1996. 168-192. [孙鸿烈. 青藏高原的形成演化. 上海: 上海科学技术出版社, 1996. 168-192.]
- [5] Pan Baotian, Li Jijun. Qinghai-Tibetan Plateau: A driver and amplifier of the global climatic change. Journal of Lanzhou University (Natural Sciences), 1996, 32(1): 108-115. [潘保田, 李吉均. 青藏高原: 全球气候变化的驱动力与放大器. 兰州大学学报 (自然科学版), 1996, 32(1): 108-115.]
- [6] Tang Maocang, Cheng Guodong, Lin Zhenyao. Contemporary Climatic Variations over Qinghai-Xizang Plateau and Their Influence on Environments. Guangzhou: Guangdong Science & Technology Press, 1998. 121-139. [汤懋苍, 程国栋, 林振耀. 青藏高原近代气候变化及对环境的影响. 广州: 广东科技出版社, 1998. 121-139.]
- [7] Liu Xiaodong, Hou Ping. Relationship between the climatic warming over the Qinghai-Xizang Plateau and its surrounding areas in recent 30 years and the elevation. Plateau Meteorology, 1998, 3(3): 245-249. [刘晓东, 侯萍. 青藏高原及其邻近地区近 30 年气温变暖与海拔高度的关系. 高原气象, 1998, 3(3): 245-249.]
- [8] Liu Xiaodong, Ma Zhuguo. An important cause leading to short-term climatic variation in China: The change in the surface albedo in Tibetan Plateau. Journal of Tropical Meteorology, 1996, 12(3): 240-245. [刘晓东, 马柱国. 中国短期气候变化的一个重要原因. 热带气象学报, 1996, 12(3): 240-245.]
- [9] Liu Yu, An Zhisheng, Ma Haizhou et al. Precipitation change based on tree ring data in Dulan, Qinghai since 850 A.D. and the relationship between precipitation change and Northern Hemisphere temperature. Science in China (Series D), 2006, 36(5): 461-471. [刘禹, 安芷生, 马海州 等. 青海都兰地区公元 850 年以来树轮记录的降水变化及其与北半球气温的联系. 中国科学(D 辑), 地球科学, 2006, 36(5): 461-471.]
- [10] Yang Xuchao, Zhang Yili, Zhang Wei et al. Climate change in Mt. Qomolangma region in China during the last 34 years. Acta Geographica Sinica, 2006, 61(7): 687-696. [杨续超, 张懿锂, 张玮 等. 珠穆朗玛峰地区近 34 年来气候变化. 地理学报, 2006, 61(7): 687-696.]
- [11] Du Jun. Climatic trend of rainfall over Tibetan Plateau from 1971 to 2000. Acta Geographica Sinica, 2004, 59(3): 375-382. [杜军. 西藏高原降水变化趋势的气候分析. 地理学报, 2004, 59(3): 375-382.]
- [12] Ye Duzheng, Gao Youxi et al. (eds.). Qinghai-Tibetan Plateau Aerography. Beijing: Science Press, 1979. 49-61. [叶笃正, 高由禧 等 编著. 青藏高原气象学. 北京: 科学出版社, 1979. 49-61.]
- [13] Feng Song. Synthetical analysis of Qinghai-Tibetan climate changes from decade to thousand scale and its reasons. Lanzhou Plateau Atmosphere Physics Research Institute of CAS Doctor's Degree Thesis, 1999. 11-23. [冯松. 青藏高原十到千年尺度气候变化的综合分析及原因探讨. 中国科学院兰州高原大气物理研究所博士论文, 1999. 11-23.]
- [14] Wu Shaohong, Yin Yunhe, Zheng Du et al. Climate changes in the Tibetan Plateau during the last three decades. Acta Geographica Sinica, 2005, 60(1): 3-11. [吴绍洪, 尹云鹤, 郑度 等. 青藏高原近 30 年气候变化趋势. 地理学报, 2005, 60(1): 3-11.]
- [15] Chen Shenbin, Liu Yunfeng, Axel Thomas. Climatic change on the Tibetan Plateau: Potential evapotranspiration trends from 1961-2000. Climatic Change, 2006, 76: 291-319.
- [16] Lin Zhenyao, Zhao Xinyi. The spatial characteristics of air temperature and precipitation changes over the Qinghai-Tibetan Plateau. Science in China (Series D), 1996, 26(4): 354-358. [林振耀, 赵昕奕. 青藏高原气温降水变化的空间特征. 中国科学(D 辑), 1996, 26(4): 354-358.]
- [17] Cai Ying. Interdecadal climate variations of Qinghai-Tibetan Plateau. Lanzhou Plateau Atmosphere Physics Research Institute of CAS Master's Degree Thesis, 1998. 22-45. [蔡英. 青藏高原气候的年代际变化. 中国科学院兰州高原大气物理研究所硕士论文, 1998. 22-45.]
- [18] Wang Shaowu. Patterns of summer rainfall in eastern China. Quarterly Journal of Applied Meteorology, 1998, 9(suppl.): 66-74. [王绍武. 中国东部夏季降水型的研究. 应用气象学报, 1998, 9(增刊): 66-74.]
- [19] Huang Jiayou. Statistic Analysis and Forecast Methods in Meteorology. Beijing: China Meteorological Press, 2000. 135-139. [黄嘉佑. 气象统计分析与预报方法. 北京: 气象出版社, 2000. 135-139.]
- [20] Chen Longxun, Shao Yongning, Zhang Xiaofang et al. Preliminary analysis of climate changes in China in recent 40 years. Quarterly Journal of Applied Meteorology, 1991, 2(2): 168-173. [陈隆勋, 邵永宁, 张消芳 等. 近四十年来我国气候变化的初步分析. 应用气象学报, 1991, 2(2): 168-173.]
- [21] Li Yingnian, Wang Qiji, Zhao Xinquan et al. The influences on the high-cold meadow vegetation

- production by the climatic warmer. *Acta Prataculturae Sinica*, 2000, 8(1): 23-29. [李英年, 王启基, 赵新全等. 气候变暖对高寒草甸气候生产力的影响. *草地学报*, 2000, 8(1): 23-29.]
- [22] Li Xiaobing, Wang Ying, Li Kerang. NDVI sensitivity to seasonal and interannual rainfall variations in northern China. *Acta Geographica Sinica*. 2000, 55(suppl.): 82-89. [李晓兵, 王瑛, 李克让. NDVI 对降水季节性和年际变化的敏感性. *地理学报*, 2000, 55(增刊): 82-89.]
- [23] Dai Jiaxi. Qinghai-Tibet Plateau Climate. Beijing: China Meteorological Press, 1990. 112. [戴加洗. 青藏高原气候. 北京: 气象出版社, 1990. 112.]
- [24] Liu Xiaodong. Relationship between the climatic warming over the Qinghai-Xizang Plateau and its surrounding areas in recent 30 years and the elevation. *Plateau Meteorology*, 1998, 17(3): 245-249. [刘晓东. 青藏高原及其邻近地区近 30 年气候变暖与海拔高度的关系. *高原气象*, 1998, 17(3): 245-249.]
- [25] Wei Zhigang, Huang Ronghui. Interannual and interdecadal variations of air temperature and precipitation over the Tibetan Plateau. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*, 2003, 27(2): 157-170. [韦志刚, 黄荣辉. 青藏高原气温和降水的年际和年代际变化. *大气科学*, 2003, 27(2): 157-170.]
- [26] Bradley R S, Diaz H F, Eischeid J K et al. Precipitation fluctuations over Northern Hemisphere land areas since the mid-19th century. *Science*, 1987, 237(4811): 171-175.
- [27] Shi Neng, Chen Luwen, A preliminary study on the global land annual precipitation associated with ENSO during 1948-2000. *AAS*, 2002, 19(6): 993-1003.
- [28] Haston L, Michaelson J. Long-term central coastal California precipitation variability and relationship to El Niño-Southern Oscillation. *Journal of Climate*, 1994, 7: 1373-1387.

Temporo-spatial Distribution of Summer Precipitation over Qinghai-Tibet Plateau during the Last 44 Years

LU Heli^{1,2}, SHAO Quanqin¹, LIU Jiyuan¹, WANG Junbang¹, CHEN Zhuoqi^{1,2}

(1. *Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China;*

2. *Graduate School of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China)*

Abstract: The summer day-by-day precipitation data of 97 meteorological sites on the Qinghai-Tibet Plateau from 1961 to 2004 were selected to analyse the temporo-spatial distribution using accumulated variance, correlation analysis, regression analysis, empirical orthogonal function, power spectrum function and spatial analysis tools of GIS. The result showed that summer precipitation occupied a relatively high proportion in the area with less annual precipitation on the Qinghai-Tibet Plateau and the correlation between summer precipitation and annual precipitation was strong. The altitude of these stations or points and summer precipitation slope presented stronger positive correlation below 2000 m, with correlation value up to 0.604 and significance of 0.01. Summer precipitation slopes disparity between the periods 1961-1983 and 1984-2004 at five altitude scopes (2000-2500 m, 2500-3000 m, 3500-4000 m, 4000-4500 m and above 4500 m) were above zero and accounted for 71.4% of the total. Using empirical orthogonal function, summer precipitation could be roughly divided into three precipitation pattern fields: the southeast Plateau pattern field, the northeast Plateau pattern field and the Three Rivers' Headstream Regions pattern field. The former two presented a reverse spatial distribution value from the north to the south and the reversal line is along 35°N. The potential cycles of the three pattern fields were 5.33a, 21.33a and 2.17a respectively, tested by the confidence probability of 90%.

Key words: Qinghai-Tibet Plateau; summer precipitation; precipitation slope; precipitation pattern; precipitation cycle