

青藏高原气温和降水的年际和年代际变化^{*}

韦志刚¹⁾ 黄荣辉²⁾ 董文杰²⁾

1) (中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000)

2) (中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 通过对青藏高原 72 个地面气象站 1962 ~ 1999 年的气温和降水变化的分析, 以唐古拉山脉为界将高原分为青海区和西藏区, 分别考察了两区冬春 (上年 10 月 ~ 当年 5 月) 和汛期 (当年 6 月 ~ 9 月) 气温与降水的变化趋势、突变及其周期振荡, 得出的主要结论为: 近 38 年 (1962 ~ 1999) 来, 青藏高原呈升温趋势, 冬春大多数台站的升温率为 $0.02 \sim 0.03 \text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$, 汛期大多数台站的升温率为 $0.01 \sim 0.02 \text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$; 20 世纪 80 年代以来, 高原冬春气温的升温更为强烈, 汛期青海区的升温变得强烈, 但西藏区反呈微弱降温趋势, 降温主要发生在西藏的江河谷地; 全球性的 1980 年左右的暖突变在青藏高原是明显存在的; 近 38 年来, 青海区冬春降水和西藏区汛期降水存在相同的相位变化, 即 20 世纪 60 年代基本偏多, 20 世纪 70 年代和 20 世纪 80 年代初偏少, 20 世纪 80 年代中到 20 世纪 90 年代偏多; 青海区汛期降水与西藏区汛期降水的变化存在反向的关系, 但它的转折点要滞后 4 ~ 5 年, 青海区汛期降水 20 世纪 60 年代偏少, 20 世纪 70 年代和 20 世纪 80 年代偏多, 20 世纪 90 年代偏少; 西藏区冬春降水呈现自己独特的变化, 20 世纪 60 年代到 20 世纪 70 年代初偏少, 20 世纪 70 年代中末期到 20 世纪 90 年代偏多; 高原气温主要存在准 3 年、5 ~ 8 年和准 11 年的周期振荡, 高原降水主要存在 3 ~ 5 年、8 ~ 11 年和准 19 年的周期振荡, 这些周期振荡在高原气候演变的不同阶段显著性不一。

关键词: 青藏高原; 小波分析; 年代际变化

1 引言

青藏高原总面积两百多万平方公里, 占我国陆地总面积的四分之一, 平均海拔高度约四千米, 约占对流层厚度的四分之一, 是世界上最高的大高原, 其地形复杂, 地表的物理性质也很复杂, 因而具有独特的天气气候特征。由于青藏高原对我国乃至全球气候有重要影响, 对高原气候变化的研究一直倍受科学家的关注。

高原上气象资料的缺乏影响了人们的认识过程, 直到 1958 年台站才大为增加, 迄今已建立了 90 多个气象站, 但这些台站在高原地区的分布很不均匀, 主要分布在高原东部和中部。为加强对青藏高原气候的认识, 20 世纪 70 年代以来, 国家组织了两次青藏高原气象科学实验。科学家们利用这些有限的资料对高原气候作了认真的分析研究, 20 世纪 50 年代末杨鉴初等^[1]编写了第一本《西藏高原气象学》, 1979 年叶笃正、高由

2001 - 04 - 16 收到, 2001 - 09 - 03 收到修改稿

^{*} 国家重点基础研究发展规划项目 G1998040900 第一部分、中国科学院知识创新工程重大项目 KZCX1 - 10 - 07 和中国科学院知识创新工程重要方向项目 ZKXC2 - SW - 210 共同资助

禧^[2]编著了《青藏高原气象学》，此后出版了关于高原气象的一系列专著^{1), [3~8]}和研究论文集^[9~12]，当前，第二次青藏高原大气科学实验（TIPEX）正继续进行，对青藏高原本身气候的变化、青藏高原对周边气候的影响及其机理的分析等研究正在不断深入。

那么青藏高原近代气候状况及其变化究竟如何？根据已有的研究，青藏高原的年平均气温比我国东部地区要低^[5]，高原等温线的分布基本上与等高线相吻合，最冷的区域是青南高原和藏北地区，最暖的区域是西藏东南部雅鲁藏布江与三江谷地，柴达木盆地和青海东部的黄河、湟水谷地是两个相对较暖的区域。青藏高原各区最冷月都出现在1月份，大多数地区最热月都出现在7月份，但少数地方出现在6月或8月。

青藏高原年降水的分布自雅鲁藏布江河谷向西北逐渐递减，雅鲁藏布江下游地区降水最多（年降水量一般在600~800 mm，是我国第二大多雨中心），而柴达木盆地西北部降水最少（平均年降水量仅17.6 mm，是我国降水量最少的地区）^[5]。青藏高原的降水主要出现在夏季，雨季与干季分明。降水大多集中在5~9月，个别地区雨季开始较迟，降水在全年的分配上有两种形势，喜马拉雅山南麓（7、8月份的高峰和2、3月份的次高峰）和雅鲁藏布江河谷地区（4月的高峰和7月的次高峰）呈双峰型，其他各地基本为单峰型^[5,7]，峰值在7月或8月。

已有的研究还表明^[8,13~15]，青藏高原地区年平均气温变化具有总体一致性，从20世纪60年代以来一直是逐渐升温的。从空间分布来讲，高原东北和西南部的升温趋势较强，而东南部的升温趋势较弱^[15]；高原年平均气温变化具有一定的南（西藏地区）、北（青海地区）反相关系^[14,15]。林振耀等^[16]利用高原上28个台站1960~1989年的资料，采用旋转主成分分析方法将高原气温变化分为5个区；蔡英^[14]利用高原及附近地区130个台站资料，采用同样的分析方法将高原气温变化分为6个区，在高原东缘地区增加了一个第6区；而冯松^[15]根据48个台站的资料将高原气温变化仅区划为3个区：高原北部区、西部区和南部区。

与气温变化相比，青藏高原降水的变化要复杂得多，高原年降水变化的最主要特点就是高原北部（青海地区和西藏西北部阿里地区）和南部（西藏其他地区）的反相变化关系^[14,15]，从20世纪60年代到20世纪80年代，高原北部降水呈增加趋势，而南部降水为减少趋势。汤懋苍等^[17]分析指出，在20世纪80年代中期，高原北部降水开始减少，南部开始多雨。

冯松^[15]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，结果表明，在冬季和春季，高原绝大多数台站在这39年间降水呈增加趋势，增加最明显的地区是高原中东部；夏季高原大多数台站的降水是减少的，高原南部减少尤为强烈，但高原东北部和东缘、南缘的一些地区降水是增加的；秋季高原中部、东南部降水呈增加趋势，但高原西南部和东北部的降水是减少的。高原年降水大多数台站是减少的，但与夏季降水相比，呈减少趋势的台站少了近三分之一，年降水增加的台站主要在高原东部和高原南缘。

由于降水的空间变异大，对青藏高原降水的分区研究十分有限，林振耀等^[16]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^[14]也利用同样的分析方法，只

1) 中国科学院兰州高原大气物理研究所、青藏高原气象科研协作领导小组、南京大学等，高原气候图集（内部发行），1979，1~538。

分为高原南部区和北部区两个区域。

当前,在全球变化的研究中,青藏高原由于其特殊性而倍受关注,高原地表环境对气候变化的响应和影响是人们所关心的热点,但要彻底弄清有关问题,首先必须对近年来高原气候的变化规律的深入研究。从上述总结可以看出,以往关于青藏高原气候的研究或者比较粗泛,或者资料短、台站稀少,存在一定的可信度问题。特别对 20 世纪 90 年代的高原气候缺乏研究,而这正是我们最为关心的。另外,我们知道,高原地表环境从冬到夏有重大的变化,积雪、季节性冻土在每年 9、10 月份开始,到次年 4、5 月份消退,高原草场在 4、5 月份复苏,9、10 月份退化。所以分别研究冬、夏季节高原气候的变化对进一步了解高原环境的响应是十分必要的,本文就是要针对这些问题,对高原气候变化进行深入细致的分析研究。

2 资料及其数学处理

在文献 [18] 中,我们利用高原主体 72 个地面气象站(青海 34 个,西藏 38 个)自建站至 1999 年 12 月的观测资料研究了高原积雪的空间分布和年代际变化特征。这里选取这 72 个站自建站至 1999 年 12 月的气温和降水资料来做分析研究。

在研究高原地面积雪的分布特征时我们发现^[18],高原的积雪期在 10~5 月份,这期间发生的降水很容易形成积雪。为了进一步探讨高原积雪和气候变化的关系,我们将高原气温和降水分成积雪期(上年 10 月至当年 5 月的平均值)与非积雪期(当年 6 月至 9 月平均)气温和降水序列,分别称为高原冬春气温、高原冬春降水序列,以及高原汛期气温和降水序列。由于高原各站建站的时间不一,各站资料长短不一致,另外还存在缺测值,所以筛选了两种序列值来分析研究,一是尽量利用较多的站点,主要看高原气候的空间分布特征以及近年的气候变化,选取 1981~1999 共 19 个年份 72 站高原冬春(上年 10 月至当年 5 月的平均值,下同)和汛期(当年 6 月至 9 月平均,下同)气温和降水序列作为研究对象,本文将此研究序列称为 A 序列,包含了图 1 中空心圆和实心圆所示的所有站点。二是基于年代际变化研究的需要,同时考虑到站点也不能太少,选取了 1962~1999 共 38 个年份 46 个站点的高原冬春和汛期气温和降水序列作为研究对象,本文将此研究序列称为 B 序列,包含了图 1 中实心圆所示的所有站点。我们对个别站月的缺测值作了简单的线性插值。

分析中,先用 EOF 来检测气温和降水的空间分布和变化特征,再按照 EOF 所得结果,将青藏高原分为南北两区,通过气候倾向率来研究它们的演变趋势,并用小波分析来研究它们的突变和振荡周期。

3 高原气候分区

首先,我们计算了这 72 个站气温和降水各月的多年平均值和标准差的分布,分析了气温和降水的年变特点(图略,计算中缺测月份不参加运算),结果表明高原各站气温均是 1 月最低,绝大多数台站的气温 7 月最高,但位于河谷地带的拉萨、日喀则、江孜、南木林、尼木、贡嘎、墨竹工卡、泽当、拉孜等地是 6 月的气温最高,这是由

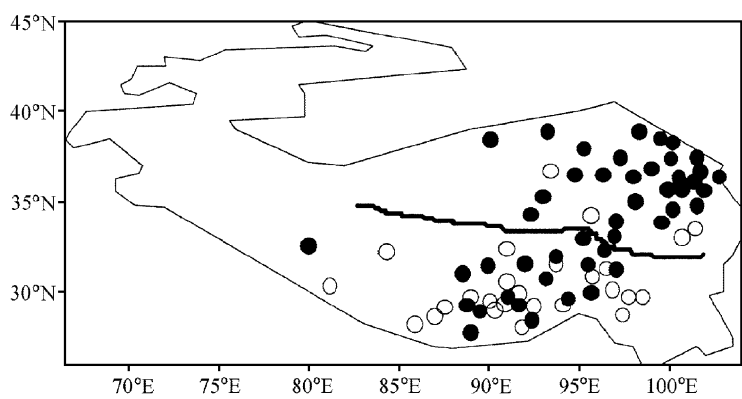


图1 青藏高原南北分区示意图

空心和实心圆表示 A 序列所选 72 个站点位置, 实心圆为 B 序列所选 46 个站点位置

粗实线为 EOF 分析得到的汛期降水序列 A 第 1 特征向量场的零线, 细实线为高原海拔高度 3000 m 廓线

于这些地区 7 月云雨较多的缘故。高原大多数站点的降水主要分布在 5~9 月份, 少数站点呈现双峰特征, 3~4 月的降水也比较多, 这些站点如普兰、聂拉木、错那, 位于喜马拉雅山北麓, 是冬春高原积雪的高值区^[18]。这些结果和文献 [5、7] 是一致的。从气温和降水多年变化的标准差来看, 高原气温的变异主要发生在冬季, 高原降水的变异则主要发生在夏季。也就是说, 高原气温的变异在 6~9 月较低, 而降水的变异在 6~9 月最高。

我们对高原冬春和汛期气温与降水的 A、B 序列先分别进行标准化, 然后进行 EOF 分解, 表 1 给出对 A、B 序列进行 EOF 分解所得结果前两个特征向量所占方差及特点。很明显, 高原气温和降水最主要的两个特点就是一致变化和南北反相变化; 气温以一致变化为主, 占了总方差的一半以上, 但南北反相变化所占方差也不小; 降水则以南北反相变化为最主要特征, 但其所占方差不高, 与一致变化所占方差相近, 也表明了降水变化比较离散和复杂。

表 1 高原冬春和汛期气温与降水的 EOF 分析结果对比

物理量	序列	第 1 特征场 所占方差/%	第 1 特征 向量场特点	第 2 特征场 所占方差/%	第 2 特征 向量场特点
气 温	冬春 A	67.1	一致为正	13.2	南正北负
	冬春 B	61.8	一致为正	13.5	南负北正
	夏季 A	54.8	一致为正	22.7	南正北负
	夏季 B	60.0	一致为正	12.9	南正北负
降 水	冬春 A	18.6	南负北正	16.7	南北为负, 中间为正
	冬春 B	23.2	南正北负	14.4	一致为正
	夏季 A	29.7	南负北正	15.9	一致为负
	夏季 B	23.6	南负北正	14.1	一致为负

在上述 EOF 的分析结果中, 南北反相变化基本沿唐古拉山脉为界, 只是分界线附近的个别站点有差别, 这里以汛期降水序列 A 第 1 特征向量场的零线为界 (见图 1), 我们将高原分为南北两区, 称北区为青海区, 南区为西藏区。青海省最南端的杂多和囊谦

两站划归西藏区，其余归青海区，西藏区包含了西藏所有站点以及青海的杂多和囊谦。

4 高原气温的演变趋势和年际变化

按照分区结果，我们分别计算了青海区和西藏区冬春和汛期气温的站平均值，图 2 为高原气温的站平均序列，图中实线表示青海区，虚线表示西藏区；粗线表示 A 序列，细线表示 B 序列；细直线为 B 序列的线性拟合趋势线；粗直线为 A 序列的线性拟合趋势线；上部为汛期情形，下部为冬春情形。可以看出，同一时段的 A、B 序列平均值，青海区的曲线基本重合，西藏区 A 序列的值要稍高一些，但振荡变化完全一致，这主要是由于西藏区 A 序列较 B 序列所增加的站点主要在河谷较暖区域的缘故。从 B 序列的线性拟合来看，青藏高原无论青海区还是西藏区，无论冬春还是汛期，气温都是升高的。从 A 序列的线性拟合来看，青海区冬春和汛期、西藏区冬春气温的上升趋势都比 B 序列要强，

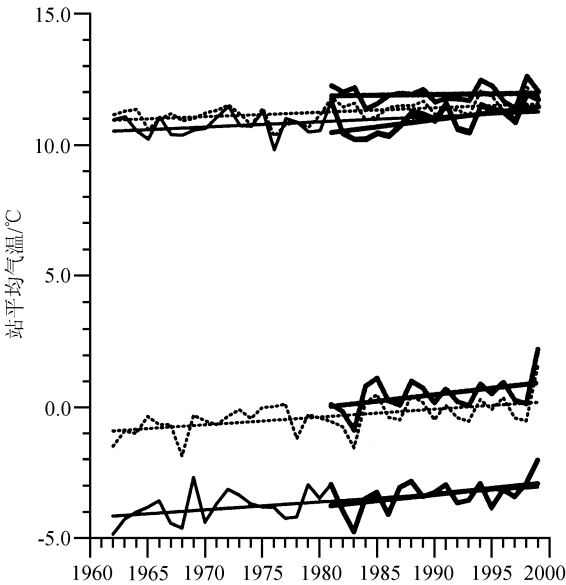


图2 青藏高原气温的演变趋势和年际变化曲线
实线表示青海区，虚线表示西藏区；粗线表示 A 序列，细线表示 B 序列；细直线为 B 序列的线性拟合趋势线；粗直线为 A 序列的线性拟合趋势线；上部为汛期情形，下部为冬春情形

但西藏区汛期气温呈下降趋势。以上分析表明，从 1962 年到 1999 年，青藏高原的气温呈上升趋势，20 世纪 80 年代以来，冬春气温的上升趋势更为强烈，青海区的汛期气温上升变得强烈，但西藏区汛期气温反呈下降趋势，降温幅度较弱。从 B 序列演变来看，20 世纪 80 年代和 20 世纪 90 年代西藏的汛期气温仍明显高于 20 世纪 60 年代和 20 世纪 70 年代。

为考察气温上升趋势的空间分布状况，我们对各站冬春和汛期气温序列分别进行了线性拟合，各线性拟合方程的斜率表示各站的平均升温率。图 3 给出了分别由 A、B 序列得到的高原各气象站冬春和汛期的平均升温率，可以看出，青藏高原 46 个地面气象站 1962 ~ 1999 年冬春序列的平均升温率（图 3a）除青海东南部的河南站外，均为正，表明近 40 年来高原冬春的升温是普遍性的，降温只发生在个别站点，大多数台站的升温率为 0.02 ~ 0.03 $^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ；这种升温有两个高值区，一是青海的共和（升温率为 0.05 $^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ）、德令哈（升温率为 0.07 $^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ）、大柴旦（升温率为 0.05 $^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ）、格尔木（升温率为 0.07 $^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ）、茫崖（升温率为 0.09 $^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ）一线，一是藏北高原的那曲（升温率为 0.06 $^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ）、班戈（升温率为 0.08 $^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ）到拉萨（升温率为 0.05 $^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ）一带。

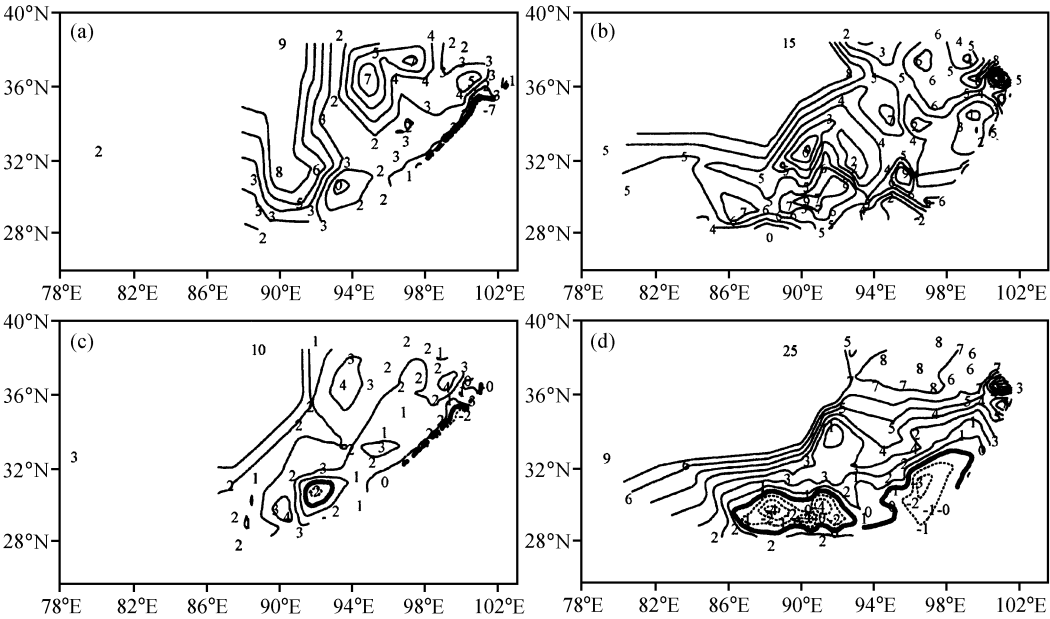


图3 线性拟合得到的青藏高原各气象站的平均升温率（单位： $0.01\text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ）
实线为正值，虚线为负值，粗实线为零线，等值线间隔为1，图中所填数字为站点值
(a) B序列冬春；(b) A序列冬春；(c) B序列汛期；(d) A序列汛期

青藏高原 72 个地面气象站 1981 ~ 1999 年冬春序列的平均升温率（图 3b）除西宁站外，均为正，表明近 20 年来高原冬春的升温也是普遍性的，与图 3a 相比，升温的幅度有了明显增高，大多数台站的升温率为 $0.04 \sim 0.06\text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ；青海高值区保持原来的基本位置，茫崖的升温率达到 $0.15\text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ，西藏高值区的位置南移，以拉萨（升温率为 $0.09\text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ）为中心。另外青海南部曲麻莱的升温（升温率为 $0.07\text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ）也比较明显。

青藏高原 46 个地面气象站 1962 ~ 1999 年汛期序列的平均升温率（图 3c）也有个别站点为负（如青海的河南站、西藏的嘉黎站），但绝大多数站点为正，大多数台站的升温率为 $0.01 \sim 0.02\text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ，比冬春约低 $0.01\text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ；升温也存在两个高值区，青海高值区的位置与图 3a 基本一致，但升温幅度要低约 $0.03\text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ，如共和的升温率为 $0.04\text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ 、大柴旦 $0.03\text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ 、格尔木 $0.04\text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ，但茫崖站汛期的升温率反而要高（为 $0.10\text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ）；西藏的高值区转移到拉萨（升温率为 $0.03\text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ）及其东南方向的泽当（升温率 $0.04\text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ）、隆子（升温率 $0.03\text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ）一线。另外，高原西部狮泉河（升温率 $0.03\text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ）的升温也是比较明显的。

青藏高原 72 个地面气象站 1981 ~ 1999 年汛期序列的平均升温率（图 3d）有两个明显的特点，一是青海区的升温明显加剧，比同期冬春的升温幅度（图 3b）还要高，大多数台站的升温率为 $0.06 \sim 0.08\text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ，茫崖站的升温率高达 $0.25\text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ；二是西藏区的江河谷地的升温率为负，也就是说这些站点为降温趋势，降温率在 $0.00 \sim 0.04\text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ 。但西藏西部是明显升温的。

根据图 2 中 B 序列的演变特征，按照 1:2:1 为偏暖: 正常: 偏冷的原则，我们分别

确定出了 1962 ~ 1999 年间高原南北两区冬春和汛期气温的异常年份，按照异常大小的顺序列于表 2。从表 2 可以看出，青海区和西藏区冬春偏暖的共同年份为 1988、1991、1994 和 1999 年，偏冷的共同年份为 1962、1963、1967、1968、1978、和 1983 年；青海区和西藏区汛期偏暖的共同年份为 1972、1981、1994、1995、1998 和 1999 年，偏冷的共同年份为 1965、1968、1976、和 1979 年。

表 2 青藏高原气温的异常年份

季 节		冬春（上年 10 月 ~ 当年 5 月）		汛期（当年 6 月 ~ 当年 9 月）		季 节		冬春（上年 10 月 ~ 当年 5 月）		汛期（当年 6 月 ~ 当年 9 月）	
地 区		青海区	西藏区	青海区	西藏区	地 区		青海区	西藏区	青海区	西藏区
异 常 年 份	偏 暖	1999	1999	1998	1998	异 常 年 份	偏 冷	1962	1968	1976	1976
		1969	1985	1999	1994			1983	1983	1965	1965
		1988	1988	1981	1995			1968	1962	1983	1979
		1994	1996	1991	1981			1967	1978	1984	1974
		1998	1994	1994	1999			1970	1964	1968	1977
		1981	1989	1972	1989			1963	1963	1967	1978
		1979	1984	1995	1983			1977	1982	1986	1968
		1991	1977	1996	1972			1978	1966	1979	1984
		1972	1991	1988	1987			1986	1967	1982	1966

5 高原降水的演变趋势和年际变化

与上节的分析方法类似，我们分别计算了青海区和西藏区冬春和汛期降水的站平均值，图 4 为高原降水的站平均序列，说明同图 2。可以看出，A、B 序列平均值曲线都是基本重合的。从 B 序列的线性拟合来看，青藏高原无论青海区还是西藏区、无论冬春还是汛期，降水虽然呈增加趋势，但除西藏区冬春的增加趋势较为明显外，其余 3 条趋势线都很平缓，斜率几乎为 0。从 A 序列的线性拟合来看，青海区的冬春降水呈微弱的增加趋势，汛期降水是明显的减少趋势；西藏区的冬春降水呈明显的增加趋势，汛期降水呈非常明显的增加趋势。这说明从 1962 年到 1999 年，青藏高原的冬春降水呈增加趋势，汛期降水呈微弱增加趋势，但 20 世纪 80 年代后，青海区的

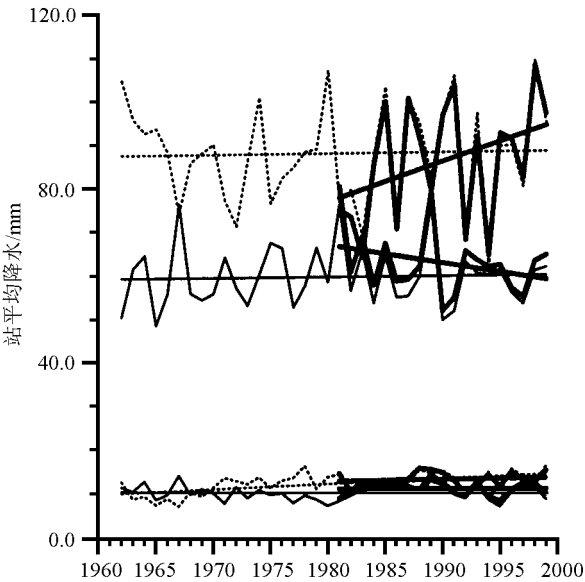


图 4 青藏高原降水的演变趋势和年际变化曲线（说明同图 2）

汛期降水明显减少，西藏区汛期降水明显增加。

我们对各站冬春和汛期降水序列分别进行了线性拟合，各线性拟合方程的斜率表示各站降水的气候倾向率。图 5 给出了分别由 A、B 序列得到的高原各气象站冬春和汛期的气候倾向率。可以看出，青藏高原 46 个地面气象站 1962 ~ 1999 年冬春降水序列的气候倾向率（图 5a）和 72 个地面气象站 1981 ~ 1999 年冬春降水序列的气候倾向率（图 5b）的分布特点基本一致：青海北部地区为负，降水减少，南部地区为正，降水增加；西藏中部有一低负值带（图 5b），大多数台站为正，降水增加。高原冬春降水的增加主要发生在藏东和海南地区，青海北部特别是东北部的冬春降水是减少的。

高原 46 个地面气象站 1962 ~ 1999 年汛期降水序列的气候倾向率（图 5c）分布的基本特点是青海中东部地区为正，降水增加，南部为负，降水减少；西藏南部、东南部以及藏北高原的班戈、申扎一带为正，降水增加，其余地区为负，降水减少。20 世纪 80 年代后，这种特征发生了明显变化，从青藏高原 72 个地面气象站 1981 ~ 1999 年汛期降水序列的气候倾向率（图 5d）的明显高值区和低值区我们知道，西藏区特别是雅鲁藏布江流域的汛期降水明显增多，青海东部特别是江河源地区的汛期降水明显减少。

根据图 4 中 B 序列的演变特征，按照 1:2:1 为偏涝: 正常: 偏旱的原则，我们分别确定出了 1962 ~ 1999 年间高原南北两区冬春和汛期降水气温的异常年份，按照异常大小的顺序列于表 3。从表 3 可以看出，青海区和西藏区冬春偏涝的共同年份为 1989、1990 和 1997 年，偏旱的共同年份为 1965 年。青海区和西藏区汛期偏涝的共同年份为

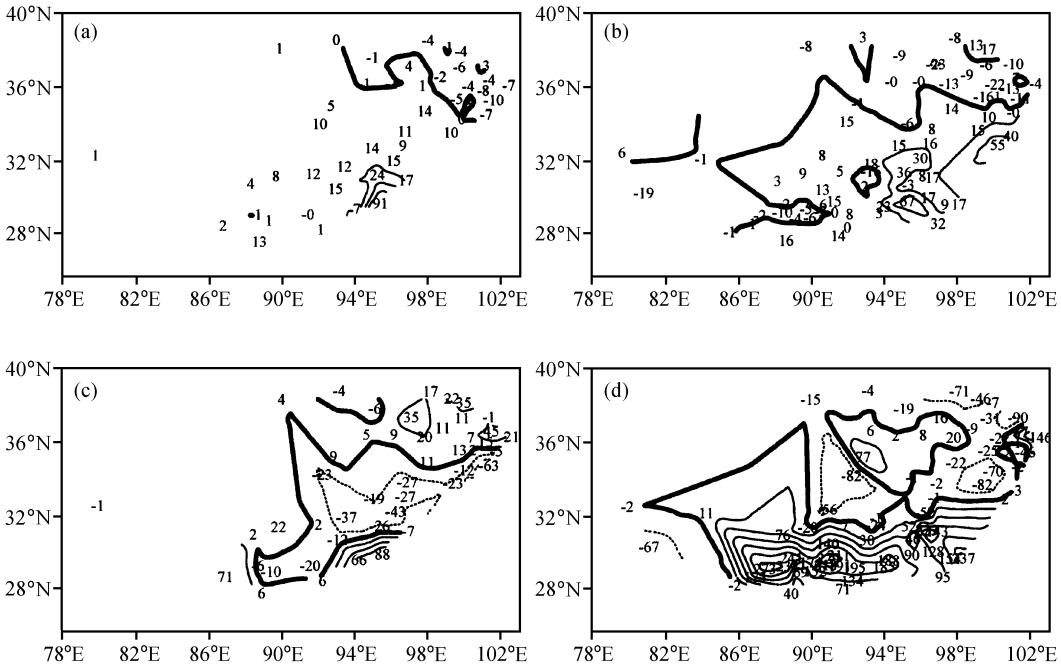


图 5 线性拟合得到的青藏高原各气象站降水的气候倾向率（单位： 0.01 mm a^{-1} ）
实线为正值，虚线为负值，粗实线为零线
a、b、c 等值线间隔为 20，d 等值线间隔为 40，图中所填数字为站点值
(a) B 序列冬春；(b) A 序列冬春；(c) B 序列汛期；(d) A 序列汛期

表 3 青藏高原降水的异常年份

季 节		冬春（上年 10 月 ~ 当年 5 月）		汛期（当年 6 月 ~ 当年 9 月）		季 节		冬春（上年 10 月 ~ 当年 5 月）		汛期（当年 6 月 ~ 当年 9 月）	
地 区		青海区	西藏区	青海区	西藏区	地 区		青海区	西藏区	青海区	西藏区
异 常 年 份	偏 涝	1967	1999	1989	1998	异 常 年 份	偏 旱	1980	1967	1965	1994
		1989	1978	1981	1980			1995	1965	1990	1983
		1964	1996	1967	1991			1971	1963	1962	1972
		1993	1988	1975	1962			1977	1966	1991	1992
		1986	1990	1979	1985			1981	1964	1977	1967
		1990	1994	1976	1974			1965	1969	1973	1986
		1997	1989	1983	1987			1979	1982	1984	1975
		1998	1981	1985	1993			1994	1968	1997	1981
		1987	1997	1964	1990			1973	1992	1969	1971

1985 年，不存在共同的偏早年份。明显地，从 1962 ~ 1999 年，高原南北两区气温的年际变化相对降水的变化来说较为一致，而降水的年际变化无论南、北两区，还是冬春、汛期，其一致性都较差。

6 高原气温和降水的突变现象和周期变化

由于 A 序列比较短，不适于突变现象和年代际变化的研究，本节仅选用 B 序列作分析研究。这里采用 Christopher 等^[19]编制的小波程序，选择墨西哥帽小波，研究高原气温和降水的突变和振荡规律。

图 6 给出了高原南、北两区冬春和汛期气温 B 序列的墨西哥帽小波变换图，可以看出，从 40 年尺度来讲，青海区冬春气温序列的突变点在 1981 年（图 6a）、汛期气温序列的突变点在 1987 年（图 6b），西藏区冬春气温序列的突变点在 1980 年（图 6c）、汛期气温序列的突变点在 1983 年（图 6d），突变点之后（小波谱值为正）气温明显比突变之前（小波谱值为负）要高。看来，近 40 年来，高原气温在 20 世纪 80 年代初到中确实存在突变，从 1980 到 1983 年，西藏区冬春气温、青海区冬春气温、西藏区汛期气温先后发生由冷到暖的突变；青海区汛期气温由冷到暖的突变则滞后到 1987 年。高原冬春气温的突变在先，西藏区气温的突变在先。有关研究^[20, 21]表明，本世纪全球气候存在 3 次突变：1920 年左右和 1980 年左右的暖突变和 1965 年左右的冷突变。我们的分析结果表明 1980 年左右的暖突变在青藏高原是明显存在的，但没有检测到 1965 年前后的冷突变，这可能是因为我们所用的资料在 1965 年前只有 3 年的缘故。

从图 6 谱值的极值中心和正负相间演变来看，高原气温主要存在准 3 年、5 ~ 8 年和准 11 年的周期振荡；其中准 3 年振荡在各阶段基本是明显的；冬春气温（图 6a、c）在 20 世纪 60 年代到 20 世纪 70 年代初期主要表现为准 11 年的周期振荡，在 20 世纪 70 年代中期到 20 世纪 80 年代初期主要表现为 5 ~ 8 年的振荡，在 20 世纪 80 年代中后期和 20 世纪 90 年代又主要表现为准 11 年的振荡；汛期气温（图 6b、d）在 20 世纪 60 年代和 20 世纪 70 年代主要表现为准 11 年的周期振荡，在 20 世纪 80 年代和 20 世纪 90 年代则主要表现为 5 ~ 8 年的振荡。

图 7 给出了高原南、北两区冬春和汛期降水 B 序列的墨西哥帽小波变换图，可以

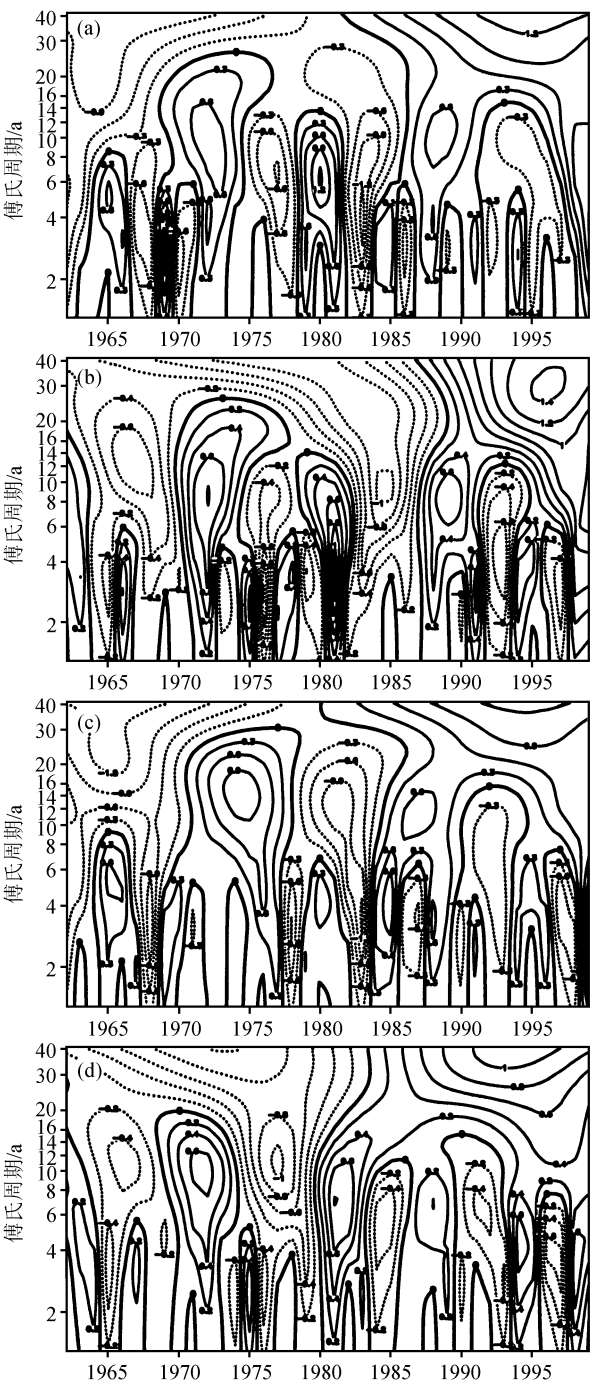


图 6 青藏高原气温 B 序列的墨西哥帽小波变换

(a) 青海区冬春; (b) 青海区汛期; (c) 西藏区冬春;
(d) 西藏区汛期。(实线为正值, 虚线为负值)

看出, 从 40 年尺度来讲, 青海区冬春降水序列的突变点在 1967 年和 1985 年 (图 7a)、汛期降水序列的突变点在 1971 年和 1990 年 (图 7b), 西藏区冬春降水序列的突变点在 1976 年 (图 7c)、汛期降水序列的突变点在 1967 年和 1985 年 (图 7d), 除西藏区冬春降水序列外, 其余三个序列都有两个突变点。显然, 青海区冬春降水和西藏区汛期降水存在相同的相位变化, 即 20 世纪 60 年代基本偏多, 1967 年是由多到少的转折点, 20 世纪 70 年代和 20 世纪 80 年代初偏少, 1985 年是由少到多的转折点, 20 世纪 80 年代中到 20 世纪 90 年代偏多; 青海区汛期降水与西藏区汛期降水的变化存在反向的关系, 但它的转折点要滞后 4~5 年, 青海区汛期降水 20 世纪 60 年代偏少, 1971 年是由少到多的转折点, 20 世纪 70 年代和 20 世纪 80 年代偏多, 1990 年是由多到少的转折点, 20 世纪 90 年代偏少; 西藏区冬春降水呈现自己独特的变化, 20 世纪 60 年代到 20 世纪 70 年代初偏少, 1976 年是由少到多的转折点, 20 世纪 70 年代中末期到 20 世纪 90 年代偏多。

汛期降水实际上代表着高原年降水的变化, 青海区汛期降水和西藏区汛期降水存在着反相关关系, 但由于二者突变点的差异和青海区降水变化位相的滞后, 总体来看, 这种反相关系并不太强。

从图 7 谱值的极值中心和正负相间演变来看, 高原降水主要

存在 3~5 年、8~11 年和准 19 年的周期振荡; 其中 3~5 年振荡在各阶段基本是明显

的；冬春降水（图 7a、c）在 20 世纪 60 年代和 20 世纪 70 年代主要表现为准 19 年的周期振荡，在 20 世纪 80 年代和 20 世纪 90 年代主要表现为 8 ~ 11 年振荡；汛期降水（图 7b、d）在 20 世纪 60 年代和 20 世纪 70 年代准 19 年振荡和 8 ~ 11 年振荡都不明显，在 20 世纪 80 年代和 20 世纪 90 年代则主要表现为 8 ~ 11 年振荡。

7 结论

（1）高原气温和降水最主要的两个特点就是一致变化和南北反相变化；气温以一致变化为主，南北反向变化为辅；降水则以南北反相变化为主，一致变化为辅。南北反相变化基本沿唐古拉山脉为界，以此为界，可将青藏高原分为北（青海区）、南（西藏区）两区。

（2）近 38（1962 ~ 1999）年来，青藏高原呈升温趋势；高原的升温是普遍性的，降温只发生在个别站点，冬春（上年 10 月 ~ 当年 5 月）大多数台站的升温率为 $0.02 \sim 0.03 \text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ，汛期（当年 6 月 ~ 9 月）大多数台站的升温率为 $0.01 \sim 0.02 \text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ，比冬春约低 $0.01 \text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ ；冬春有两个升温高值区：一是青海的共和、德令哈、大柴旦、格尔木、茫崖一线，一是藏北高原的那曲、班戈到拉萨一带；汛期升温也存在两个高值区：青海高值区的位置与冬春基本一致，西藏高值区转移到拉萨及其东南方向的泽当、隆子一线。20 世纪 80 年代以来，高原冬春气温的升温更为强烈，汛期青海区升温变得强烈，但西藏区反呈微弱降温趋势，降温主要发生在西藏的江河谷地，20 世纪 80 年代、90 年代的西藏汛期气温仍明显高于 20 世纪 60 年代和 20 世纪 70 年代，西

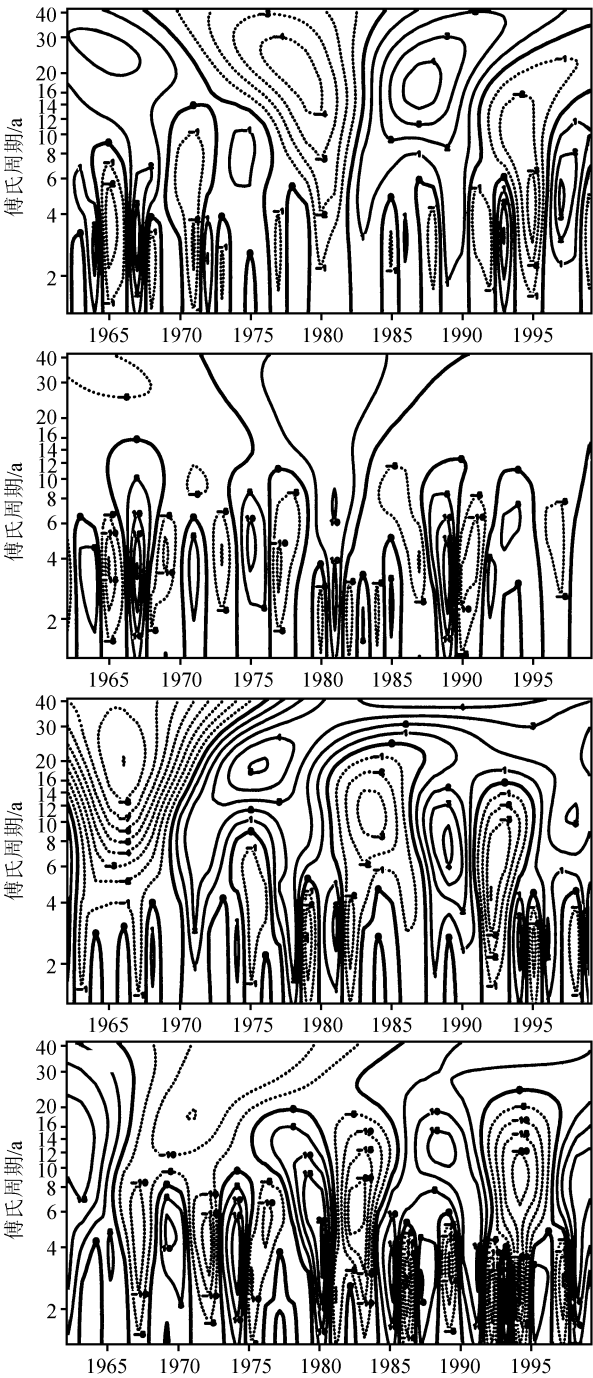


图 7 青藏高原降水 B 序列的墨西哥帽小波变换，其余同图 6

藏西部是明显升温的。

(3) 全球性的 1980 年左右的暖突变在青藏高原是明显存在的, 从 40 年的演变尺度看, 从 1980 到 1983 年, 西藏区冬春气温、青海区冬春气温、西藏区汛期气温先后发生由冷到暖的突变; 青海区汛期气温由冷到暖的突变则滞后到 1987 年。高原冬春气温的突变在先, 西藏区气温的突变在先。

(4) 近 38 年来, 青藏高原的冬春降水呈增加趋势, 汛期降水呈微弱增加趋势; 高原冬春降水的增加主要发生在藏东和海南地区, 青海北部特别是东北部的冬春降水是减少的; 高原汛期降水趋势的分布特点是: 青海中东部地区降水增加, 南部降水减少, 西藏南部、东南部以及藏北高原的班戈、申扎一带降水增加, 其余地区降水减少, 20 世纪 80 年代后, 这种特征发生了明显变化, 西藏区特别是雅鲁藏布江流域的汛期降水明显增多, 青海东部特别是江河源地区的汛期降水明显减少。

(5) 青海区冬春降水和西藏区汛期降水存在相同的相位变化, 即 20 世纪 60 年代基本偏多, 1967 年是由多到少的转折点, 20 世纪 70 年代和 20 世纪 80 年代初偏少, 1985 年是由少到多的转折点, 20 世纪 80 年代中到 20 世纪 90 年代偏多; 青海区汛期降水与西藏区汛期降水的变化存在反向的关系, 但它的转折点要滞后 4~5 年, 青海区汛期降水 20 世纪 60 年代偏少, 1971 年是由少到多的转折点, 20 世纪 70 年代和 20 世纪 80 年代偏多, 1990 年是由多到少的转折点, 20 世纪 90 年代偏少; 西藏区冬春降水呈现自己独特的变化, 20 世纪 60 年代到 20 世纪 70 年代初偏少, 1976 年是由少到多的转折点, 20 世纪 70 年代中末期到 20 世纪 90 年代偏多。汛期降水实际上代表着高原年降水的变化, 青海区汛期降水和西藏区汛期降水存在着反相关关系, 但由于二者突变点的差异和青海区降水变化位相的滞后, 总体来看, 这种反相关系并不太强。

(6) 近 38 年来, 青藏高原南北两区气温的年际变化相对降水的变化来说较为一致, 降水的年际变化无论南、北两区, 还是冬春、汛期, 其一致性都较差; 青海区和西藏区冬春偏暖的共同年份为 1988、1991、1994 和 1999 年, 偏冷的共同年份为 1962、1963、1967、1968、1978 和 1983 年; 青海区和西藏区汛期偏暖的共同年份为 1972、1981、1994、1995、1998 和 1999 年, 偏冷的共同年份为 1965、1968、1976 和 1979 年; 青海区和西藏区冬春偏涝的共同年份为 1989、1990 和 1997 年, 偏旱的共同年份为 1965 年; 青海区和西藏区汛期偏涝的共同年份为 1985 年, 不存在共同的偏旱年份。

(7) 高原气温主要存在准 3 年、5~8 年和准 11 年的周期振荡; 其中准 3 年振荡在各阶段基本是明显的; 冬春气温在 20 世纪 60 年代到 20 世纪 70 年代初期主要表现为准 11 年的周期振荡, 在 20 世纪 70 年代中期到 20 世纪 80 年代初期主要表现为 5~8 年的振荡, 在 20 世纪 80 年代中后期和 20 世纪 90 年代又主要表现为准 11 年振荡; 汛期气温在 20 世纪 60 年代和 20 世纪 70 年代主要表现为准 11 年的周期振荡, 在 20 世纪 80 年代和 20 世纪 90 年代则主要表现为 5~8 年的振荡。

(8) 高原降水主要存在 3~5 年、8~11 年和准 19 年的周期振荡; 其中 3~5 年振荡在各阶段基本是明显的; 冬春降水在 20 世纪 60 年代和 20 世纪 70 年代主要表现为准 19 年的周期振荡, 在 20 世纪 80 年代和 20 世纪 90 年代主要表现为 8~11 年振荡; 汛期降水在 20 世纪 60 年代和 20 世纪 70 年代准 19 年振荡和 8~11 年振荡都不明显, 在 20 世纪 80 年代和 20 世纪 90 年代则主要表现为 8~11 年振荡。

参 考 文 献

- 1 杨鉴初、陶诗言、叶笃正等, 西藏高原气象学, 北京: 科学出版社, 1960, 1 ~ 275.
- 2 叶笃正、高由禧, 青藏高原气象学, 北京: 科学出版社, 1979, 1 ~ 278.
- 3 高由禧主编, 西藏气候, 北京: 科学出版社, 1984, 1 ~ 97.
- 4 章基嘉、朱抱真、朱福康等, 青藏高原气象学进展, 北京: 科学出版社, 1988, 1 ~ 265.
- 5 戴加洗主编, 青藏高原气候, 北京: 气象出版社, 1990, 1 ~ 365.
- 6 罗四维主编, 青藏高原及其邻近地区几类天气系统的研究, 北京: 气象出版社, 1992, 1 ~ 162.
- 7 乔全明、张雅高, 青藏高原天气学, 北京: 气象出版社, 1994, 1 ~ 250.
- 8 汤懋苍、程国栋、林振耀主编, 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.
- 9 青藏高原气象科研协作领导小组, 青藏高原气象科学实验文集 (一), 北京: 科学出版社, 1984, 1 ~ 112.
- 10 青藏高原气象科研协作领导小组, 青藏高原气象科学实验文集 (二), 北京: 科学出版社, 1984, 1 ~ 98.
- 11 青藏高原气象科研协作领导小组, 青藏高原气象科学实验文集 (三), 北京: 科学出版社, 1987, 1 ~ 83.
- 12 陶诗言、陈联寿、徐祥德等主编, 第二次青藏高原大气科学试验理论研究进展 (一), 北京: 气象出版社, 1999, 1 ~ 348.
- 13 赵昕奕、林振耀, 青藏高原地区 50 年代至 90 年代初期气温降水变化特征研究, 青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究学术论文年刊, 北京: 科学出版社, 1996, 226 ~ 234.
- 14 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.
- 15 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.
- 16 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 (B), 1996, **26** (4), 354 ~ 358.
- 17 汤懋苍、白重瑗、冯松等, 本世纪青藏高原气候的 3 次突变与天文因素的相关, 高原气象, 1998, 17 (3), 250 ~ 257.
- 18 韦志刚、黄荣辉、陈文等, 青藏高原地面站积雪的空间分布和年代际变化特征, 大气科学, **26** (4), 496 ~ 508.
- 19 Christopher Torrence, and Gilbert P. Compo, A practical guide to wavelet analysis, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1998, **79** (1), 61 ~ 78.
- 20 Ye Duzheng, and Yan Zhongwei, Climatic jumps in the history, In: *Climatic Variability*, China Meteorological Press, 1993 - 3 ~ 14.
- 21 严中伟、曾昭美, 本世纪两次全球增温跃变的对比分析, 黄荣辉主编, 中国气候灾害的分布和变化, 北京: 气象出版社, 1996, 277 ~ 283.

Interannual and Interdecadal Variations of Air Temperature and Precipitation over the Tibetan Plateau

Wei Zhigang¹⁾, Huang Ronghui²⁾, and Dong Wenjie²⁾

1) (*Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000*)

2) (*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

Abstract By analyzing air temperature and precipitation of 72 weather stations located in the Tibetan Plateau from 1962 to 1999, the Tibetan Plateau is divided into two regions, Qinghai and Xizang, by Tanggula Range. The Variation trends, climatic jumps and periods are investigated in the winter – spring (from last October to this May) and in the flood (from June to September) on the two regions. The main results show: The air temperature on the Tibetan Plateau is increasing in recently 38 years (from 1962 to 1999); The rates of increasing air temperature at most stations are $0.02 \sim 0.03 \text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ in the winter – spring, $0.01 \sim 0.02 \text{ }^{\circ}\text{C a}^{-1}$ in the flood; From the 1980s to now, the air temperature increases more strongly in the winter – spring on the Plateau and in the flood on Qinghai, but decreases weakly in the flood in the basins of some rivers on Xizang; The global climatic jump at 1980 occurs obviously on the Plateau; The phase variation is same between the winter – spring precipitation on Qinghai and the flood precipitation on Xizang, the precipitation is more in the 1960s, less in the 1970s and the initial stages of the 1980s, more from the middle to late stages of the 1980s and the 1990s; There is the opposite phase relation between the flood precipitation on Qinghai and Xizang, but the turning points of the flood precipitation on Qinghai lag for 4 ~ 5 years behind ones on Xizang; the flood precipitation on Qinghai is less in the 1960s, more in the 1970s and the 1980s, less in the 1990s; The winter – spring precipitation on Xizang behaves the special character, is less in the 1960s and the initial stages of the 1970s, more from the middle of the 1970s to the 1990s; The air temperature of the Plateau has mainly the oscillation periods of quasi – 3 – yr, 5 ~ 8 – yr and quasi – 11 – yr; The precipitation the Plateau has mainly the oscillation periods of 3 ~ 5 – yr, 8 ~ 11 – yr and quasi – 19 – yr; The significance of these oscillation periods is different in the various stages of the Plateau climate.

Key words: Tibetan Plateau; wavelet analysis; interdecadal variation