

# The Review of Qinghai-Tibet Plateau Region's Climate Change in Different Years

Jing Li, Xiao Wang, Jinsen Tang, Miao Qin, Bo Zhang

School of Resource and Environment, University of Electronic Science and Technology of China, Chengdu Sichuan  
Email: hawleejob@163.com

Received: Apr. 6<sup>th</sup>, 2017; accepted: May 12<sup>th</sup>, 2017; published: May 16<sup>th</sup>, 2017

---

## Abstract

This article summarizes the climate change trend and mutative climate status of Qinghai-Tibet plateau from the last interglacial period (125-75 ka BP) to 2014 by studying the long-time research results of climate change of Qinghai-Tibet plateau from many researchers. And the trend of climate change in this region in the next few decades is summarized through the Yin Yunhe's climate change prediction models on the Qinghai-Tibet plateau [1]. The results showed that: from the last interglacial period (125-75 ka BP) to 2014, the overall trend of the Qinghai-Tibet plateau climate's change was rising and its regional feature was strengthening; climate changed drastically during the last interglacial period on the Qinghai-Tibet plateau, and the temperature decreased rapidly but increased slowly; in modern times, temperature had a tendency to accelerate, precipitation fluctuation changed little and it increased mainly in the spring and winter. According to the prediction results of different scenarios such as SRES A1B, A2, B2, it suggests that the climate of the Qinghai-Tibet plateau in the 21st century will develop in the direction of wet and warm, and precipitation will increase and peak in the middle of the 21st century.

## Keywords

Qinghai-Tibet Plateau, Climatic Change, Air Temperature, Rainfall

---

## 青藏高原地区不同年份气候变化研究综述

李 静, 王 潇, 唐锦森, 秦 淼, 张 波

电子科技大学资源与环境学院, 四川 成都  
Email: hawleejob@163.com

收稿日期: 2017年4月6日; 录用日期: 2017年5月12日; 发布日期: 2017年5月16日

## 摘要

本文通过介绍众多研究者对青藏高原地区多年气候变化的研究成果,归纳出了该地区从末次间冰期(125~75 ka BP)到2014年来的气候变化趋势和气候突变状况。通过分析尹云鹤等对青藏高原地区的气候变化的预测模型[1],总结出了该地区未来几十年内气候变化的趋势。分析表明:从末次间冰期(125~75 ka BP)到2014年来,青藏高原气候变化的总体趋势是气温升高且区域性特征增强。在末次间冰期,青藏高原气候变化剧烈,降温迅速且升温缓慢;到了近代,气温有加速上升的趋势,降水量波动变化较小,降水增加主要体现在春季和冬季。根据SRES A1B、A2、B2等不同情景预测的结果表明青藏高原地区在21世纪向温暖方向发展,降水量增加并在21世纪中期达到最大值。

## 关键词

青藏高原, 气候变化, 气温, 降水

Copyright © 2017 by authors and Hans Publishers Inc.

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

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



Open Access

## 1. 引言

气候预测是一个世界难题,作为继南极,北极后的地球“第三极”,青藏高原气候变化对全球特别是亚洲的气候变化有很大的影响,被誉为全球气候变化的“驱动机”和“放大器”。从19世纪末到20世纪80年代,全球的平均气温上升大约 $0.6^{\circ}\text{C}$  [2],以全球变暖为标志的全球环境变化对全球生态系统以及人类社会有巨大的影响,这引起了众多各界人士、政府的广泛关注。而在全球变暖的形势下,研究者们对青藏高原气候变化的研究尤为重视,这主要是由于三江(长江,黄河,澜沧江)源区地处青藏高原腹地,三江源对我国长江和黄河中下游地区经济、生态等可持续发展有重要的作用,素有“中华水塔”之称[3]。整个青藏高原分布在中国境内部分的面积约为257万平方千米,平均海拔在4000~5000米,主要包括西藏自治区,四川省西部,云南省部分地区及青海省的大部分地区,新疆维吾尔自治区,甘肃省部分地区。

近年来我国学者运用多种方法,以研究青藏高原气候变化特征、原因、趋势为主,分析预测百年内该地区气候变化。总体来看,前人的研究多集中在气候变化的平均特征等方面,对不同气象要素的区域差异研究较少,同时气象资料的时间局限性也使得研究结果有所差异。本文集合多位研究者多年来关于青藏高原地区气候的研究成果,系统地总结出了该地区从百万年前到21世纪各气候要素(气温、降水)的变化趋势,对年际、季节、空间气候变异特征进行了统计分析,并预测出了百年内青藏高原地区气候变化的趋势。

## 2. 研究方法

气候变化是一个十分复杂的问题,随着时间尺度的变化,气候变化同时存在线性与非线性变化。线性变化主要包括趋势变化和周期变化,非线性变化主要表现为突变现象和气候相对稳定性。通过结合众多研究资料可以发现,对青藏高原地区近2000年的气候周期性检测方法主要有:对古气候的分析主要是通过那个时期的冰芯(古里雅冰芯,格陵兰冰芯,敦德冰芯),树轮,沉积物,冰川活动,孢粉等队气候进行检测,比如王苏民等根据对希门错沉积物综合分析发现湖泊色度对水温变化敏感,由此反应了青藏高

原 2000 年前古气候变化[4]。近代气候检测主要是通过气象站收集数据,再通过某种或几种方法模型来处理数据,最后直观反应变化特征。近年来,青藏高原地区主要气象站已有 65 个,虽然气象站观测数据能够帮助我们分析并预测气候状况,但是由于气象站数据时间尺度短,所以在研究中差异性存在的。

近代气候检测方法主要分为趋势检测和突变点检测。其中趋势检测主要是用来研究一段时间内气候的一个均值状态。突变点检测主要是研究气候非线性变化。气候突变是普遍存在的。它是气候中的一个重要现象,但直到现在也还是没有对它的严格定义。气候突变主要分为 4 类, 1) 均值突变: 气候从一个平均值到另一个平均值的剧烈变化; 2) 方差突变: 气候从一个方差状态到另一个方差状态的变化; 3) “翘翘板”式反向振荡突变; 4) 转折突变: 在某一时段持续减少(增加), 然后在某点开始持续增加(减少)。而检测方法主要包括低通滤波法, 滑动 t 检测法, Cramer 法, Mann-Kendall 法, R/S 分析和 Spearman 法。低通滤波法是通过消除高频信号, 使气候长期变化更有效表现, 但由于不能直接给出突变点的位置, 所以置信度低。Mann-Kendall 非参数检验法, 其优点是无需遵从特定的分布, 不受少数异常值的干扰, 更适合类型变量和序列变量的分布特征分析[5]。R/S 分析主要用于判定一段时间序列是否存在趋势性成分及未来的变化趋势[6]。

### 3. 研究过程与结果分析

#### 3.1. 多年来青藏高原气候变化与变异情况分析

##### 3.1.1. 气温

推测十几万年前的气候变化主要是通过分析冰芯, 树轮, 沉积物, 冰川活动, 孢粉等物质。根据古里雅冰芯记录, 青藏高原在末次冰期(125~75ka BP)气温变化十分剧烈, 降温以大幅度突变为主, 升温以缓慢变化为主, 且是一个由降温到升温的过程。其间出现多个千年尺度的冷暖交替。在各亚阶段内又有若干个百年尺度的冷暖波动。在小尺度时段内波动更为频繁。末次冰期后是末次冰期, 主要分为末次冰期早冰阶(75~58 ka BP)、间冰阶(58~32 ka BP)和晚冰阶(32~10 ka BP)。根据记录显示, 该时期最低温度大约在 23 ka BP 时段, 其中间冰阶是整个时段的高温期, 且晚冰阶内出现多次气候突变并在 12~10 ka BP 期间气温逐步回升。在末次冰期末期新仙女木事件(12.2~10.9 ka BP)是主要的气温突变事件, 简称 YD 事件。11.05 ka BP 是整个 YD 事件的最低温时段, 之后温度逐渐上升并在 10.5 ka BP 后温度上升幅度加剧, 在这 100 年中气温升温幅度达到 12℃ [7]。YD 事件的结束意味着向全新世的开始。虽然青藏高原以升温形式进入全新世, 但在 7 ka BP 时气温突降, 这标志着全新世的暖期结束。其后青藏高原地区气温下降, 到 5.0 ka BP 都是相对寒冷期, 5.0 ka BP 后, 温度回升。在全新世中, 由于地理位置, 季风等因素的影响导致青藏高原北部气候比南部气候变化剧烈。5~2.5 ka BP 期间早期气温显著下降, 晚期逐渐回升, 总的气候特征为早期偏湿润, 晚期偏干暖。从 2.5 ka BP 到近代, 根据对孢粉资料研究表明该时期总气候特征表现为干冷[8]。

近 2000 多年来, 温度在波动中逐渐上升, 可以划分为 4 个阶段: 780~430 B.C.暖期, 480~1460 A.D. 暖期, 430~480 B.C.冷期, 1460~1900 AD 冷期。但是由于青藏高原地区气候空间分布差异大, 各个区域气温分布且表现不一致, 主要表现为东北与西南部气温差异, 例如在 9-11 世纪时, 青藏高原东北部已暖期为主; 西, 南部地区则表现为寒冷期。而在 1150~1850 期间, 青藏高原气温经历多次冷暖期交替变化, 主要表现为: 1150~1400, 1250~1500 为气温暖期; 1500~1550、1650~1700、1800~1850 为气温寒冷期。从 1400 年来, 青藏高原地区经历了 3 次明显的百年尺度冷暖交替, 主要表现为: 1450 年左右是由降温到升温的变化过程, 1550 年左右是由升温到降温的过程, 1650 年左右是由降温到升温的过程, 且 1650 年左右出现了 1400 年来的最低温[9]。

近代气象观测数据分布表明: 自上个世纪 50 年代(1951~1961)至今, 青藏高原气温的总体趋势是逐渐上升的, 且存在明显的暖-冷-暖-冷-暖期变化。其中, 青藏高原气温特征大致可分为: 60 年代(1961~1971)

为偏暖期, 70 年代(1971~1981)为偏暖期, 80 年代(1981~1991)为偏暖期, 90 年代初至 90 年代中期为偏冷期, 90 年代末为持续偏暖期(如表 1)。根据 1961~2007 年的气象资料分析, 青藏高原平均气温增温率约  $0.37^{\circ}\text{C}/10\text{a}$  [10]。虽然在近 60 年中青藏高原气温总体升高, 但从年际, 季节, 空间变化三个方面考虑又有突变性(如表 2)。例如, 陈亮在做 1959~2008 年青海湖流域气候研究时发现整个 70 年代气温是呈平缓上升趋势, 但在 1973 年前后气温出现峰值转折点[11]。又如李林在研究三江源区气候时发现 60 年代三江源区气候上升幅度大, 70 年代增温变化率小于 60 年代, 且 76 年左右气温到达最低温转折点, 80 年代又显著增温, 97 年前气温缓慢降低, 97 年后呈陡坡增长[12]。气候变异又体现在季节变化差异上, 总体来看, 四季变化强度依次为: 冬季 > 秋季 > 夏季 > 冬季。从空间分布来看, 1) 地理差异导致区域变化幅度不同。易湘生研究 1961~2010 年近 40 年青海三江源区发现, 整个地区年平均气温上升幅度大约为  $0.26^{\circ}\text{C}/10\text{a}$  以上, 其中玉树最大, 达到  $0.36\sim 0.4^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ , 然后随中心向四周递减, 杂多, 曲麻等地增幅大约为  $0.31\sim 0.35^{\circ}\text{C}/10\text{a}$  [10]。2) 地理差异导致各站点变化趋势不同。孙永亮利用青海湖流域 6 站点观测 2000~2005 年数据发现, 虽然在近 5 年时段里各个站点都是上升趋势, 但在祁连站上气温最高、最低转折点分别在 2002 年和 2004 年, 而西宁站则是在 2000 年后呈抛物线下降[13]。3) 地理差异导致个别站点

**Table 1.** Analysis of overall climate change's trend

**表 1.** 气候变化总趋势分析

| 研究区域 | 研究时段       | 研究结果分析  |
|------|------------|---|
| 三江源区 | 1961~2007  | 黄河长江源区近 45 年来气温显著升高, 增幅明显高于青藏高原平均值; 平均气温增幅为 $0.341^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ (刘光生等, 2010)   |
|      | 1950~2000  | 近 40 年江河源区气温变化总体趋势是升高; 80 年代平均气温要比 50 年代高 $0.12^{\circ}\text{C}\sim 0.9^{\circ}\text{C}$ (王根绪等, 2001)   |
|      | 1955~2005  | 虽然气温近 50 年呈上升趋势, 但是其中年平均气温突变年份居多(刘玲等, 2009)   |
|      | 1971~2008  | 青藏高原江河源区近 40 年来, 区域内气温持续变暖, 年均气温增温率达到 $0.37^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ (姜永见等, 2012)  |
|      | 1962~2004  | 近 43 年来, 三江源地区气温普遍升高, 气候变化具有显著的区域性、季节性差异; 年平均气温在 1987 年出现由冷到暖的突变(李林等, 2002)   |
|      | 1961~2004  | 近 44 年中, 年、季的平均气温均表现出显著增温趋势, 年平均气温增幅为 $0.262^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ (李凤霞等, 2008)   |
| 环青海湖 | 1961~2007  | 近 47 年来, 环湖地区气温上升趋势明显, 其中年平均气温以 $\geq 0.30^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 的倾向率上升: 与年平均气温和年平均最高气温相比, 年平均最低气温升温趋势更明显(何永晴等, 2011)   |
|      | 1958~2005  | 青海湖流域近年来最高气温以 $(0.29\pm 0.17)^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 的速度增加, 最低气温以 $(0.55\pm 0.5)^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 年的速度显著增加, 平均气温以 $(0.28\pm 0.03)^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ 的速度显著增加(孙永亮等, 2008) |
|      | 1959~2008  | 近 50 年来青海湖流域年平均温度呈上升趋势, 线性升温率为 $0.28\%/10\text{a}$ (陈亮等, 2011)  |
| 青藏高原 | 1961~2010  | 三江源地区年、四季平均气温出现多次冷暖波动过程, 但总体呈显著增温趋势, 2001 年以后增温显著。且春夏秋冬和全年平均气温从 20 世纪 90 年代以后增温显著, 而冬季在进入 21 世纪后增温极为显著(易湘生等, 2011)  |
|      | 1971~2000  | 青藏高原近 30 年的年平均气温为 $3.39^{\circ}\text{C}$ ; 平均每年升高 $0.024^{\circ}\text{C}$ ; 各站点变化幅度在 $-0.069\sim 0.114^{\circ}\text{C}/\text{a}$ 之间(吴绍洪等, 2005)   |
|      | 1971~2008  | 近 40 年来, 区域内气温持续变暖, 年均气温的增温率达到 $0.37^{\circ}\text{C}/10\text{a}$ (姜永见等, 2012)   |
|      | 过去 2000 多年 | 1400~1900、公元 3~5 世纪冷期;<br>9~11 世纪东北部温暖, 南部, 西部寒冷;<br>1150~1400、1250~1500 气候变暖;<br>1500~1550、1650~1700、1800~1850 冷期(杨保等, 2003)   |
|      | 过去 2000 多年 | 近 2000 年来温度在波动中上升, 近代温度有加速升高的趋势。总体上讲, 青藏高原各种尺度的气候变化早于我国其他区域(李潮流等, 2006)   |
|      | 过去 600 多年  | 600 年来青藏高原经历了 3 次百年尺度的冷暖交替, 且 17 世纪 50 年代最为寒冷, 19 世纪后持续升温(冯松等, 2001)  |

**Table 2.** The table of temperature variation characteristics**表 2.** 气温变异特征表

| 气温突变类型 | 研究区域   | 研究时段      | 研究结果  |
|--------|--------|-----------|---|
| 年际变化   | 三江源区   | 1950~2000 | 江河源区近 50 年来, 每十年的变化率都存在差异, 比如 70 年代比 60 年代平均升高 0.12℃, 80 年代比 70 年代平均升高 0.27℃, 90 年代比 80 年代平均下降 0.02℃ (王根绪等, 2001)           |
|        | 三江源区   | 1962~2004 | 三江源区 1976 年左右出现近十年最低温转折点, 1997 年左右出现近十年最低温转折点陡坡上升(李林等, 2002)  |
|        | 青藏高原   | 1962~2004 | 1970~1980 年气温多低于年均气温, 呈递增趋势; 1980~1990 年气温呈增加趋势, 且气温多高于年均气温, 90 年代~2004 气温呈增加趋势, 且高于年均气温(姜永见等, 2012)                        |
| 季节变化   | 环青海湖   | 1961~2004 | 环青海湖地区冬季气温变化强度高于秋季, 春季变化强度最弱, 夏季次于秋季(李凤霞等, 2008)  |
|        | 三江源区   | 1971~2004 | 春夏秋季在近 30 年中总体上升, 且夏季上升幅度明显大于其他两季, 冬季气温地形差异影响大, 澜沧, 黄河源变化趋势明显大于长江源(刘蕊蕊等, 2013)  |
|        | 三江源区   | 1962~2004 | 21 世纪后各季变化幅度与 20 世纪相比, 增幅更强(李林等, 2002)  |
| 空间变化   | 三江源区   | 1961~2007 | 黄河源区和长江源区年平均增幅存在差异, 分别为 0.36℃/10a, 0.321℃/10a (刘光生等, 2010)  |
|        | 环青海湖流域 | 1961~2004 | 环青海湖东部海晏和南部共和站增温幅度分别为 0.485℃/10a 和 0.496℃/10a, 明显高于全国年平均增温率 0.262℃/10a (李凤霞等, 2008)   |
|        | 环青海湖流域 | 1958~2005 | 从 2000~2005 年平均气温来看, 虽然环青海湖地区各站都是上升趋势, 但是祁连站点变化趋势在 2002 年, 2004 年分别为气温最高最低转折点, 而西宁站 2000 后气温呈抛物线下降(孙永亮等, 2008)              |
|        | 青海三江源区 | 1961~2010 | 在近 40 年中, 整个青海三江源区年平均气温上升幅度为 0.2℃/10a 以上, 其中玉树最大, 达到 0.36℃~0.4℃/10a, 然后随中心向四周递减, 杂多, 曲麻等地增幅大约在 0.31℃~0.35℃/10a (易湘生等, 2011) |
|        | 青藏高原   | 1971~2000 | 近 30 年中, 青藏高原大部分站点气温增加; 但是河南县等少数几个站点年平均气温下降(吴绍洪等, 2005)   |

地区气温变化与整体趋势相反。吴绍洪在研究青藏高原气候 1971~2000 年近 30 年中发现, 在整个地区总体上气温呈增长趋势时, 河南县等少数站点年平均气温在下降[14]。

### 3.1.2. 降水

由于过去几千年来青藏高原降水变化比气温变化复杂, 所有通过冰芯、树木年轮、湖泊沉积物等资料的分析降水变化没有气温变化分辨率高, 所以研究百万年前的降水变化情况可以通过土壤磁化率反应。过去 8.3~3.5 Ma 青藏高原东部兰州盆地地区为偏湿带, 其中主要经历 2 次降水减少过程, 年均从 1150 ± 3500 mm 减少至 500 ± 100 mm; 3.5~1.7 Ma 年均降水为 240 ± 40 mm; 1.7~0.45 Ma 年均降水 145 ± 135 mm; 0.45~0 Ma 年均降水 363 ± 237 mm [15]。根据古里雅冰芯记录得知, 在过去 2000 年内青藏高原地区有 5 次高降水期和 4 次低降水期, 其中降水变化周期跨度大, 从几年到百年内不等且变化幅度差异大, 表现为与温度呈正相关性并滞后于温度的变化。总体来看, 2000 年以来青藏高原降水变化特点为: 在由增(公元初)到减(5~15 世纪)再增(16~18 世纪)到减(19 世纪), 最后持续增加(20 世纪至今)趋势。从气候特征来看, 青藏高原在近 1200~1500 年气候干旱, 1500~1560 年较湿润, 1560~1650 年和 1780~1850 年为干旱期。张家武在 2004 年对青海湖沉积岩芯碳酸盐氧同位素  $\delta^{18}O$  研究认为, 公元 1500 年前由于  $\delta^{18}O$  含量高, 反应为降水少[16]。刘晶晶通过大果圆柏的树轮宽度研究青藏高原南部降水情况时认为, 在 1550~1620、1790~1820、1870~1890、1940~1960 期间青藏高原南部地区降水偏少, 呈相对于干旱期[17]。20 世纪 90 年代以来, 对青藏高原降水和气候的描述主要通过各个气象站点的观测数据记录。根据各个气象站观测数据得知, 从 1961 至今青藏高原降水总体呈现增长趋势(如表 3), 且增加幅度小, 波动频繁[18]。局部来看,

**Table 3.** The table of the overall precipitation change on different study areas in the Qinghai-Tibet plateau  
**表 3.** 青藏高原各研究区域总体降水变化表

| 研究区域 | 研究时段      | 研究结果分析  |
|------|-----------|---|
| 环青海湖 | 1961~2004 | 总体趋势来看, 经历了从减少到上升的趋势。60 年代年降水量开始减少到 80 年代降水开始上升 2000 年又明显少。变化趋势不明显。呈波动变化(李凤霞等, 2008)                                |
|      | 1961~2007 | 年平均降水呈减少趋势, 气候倾向率为 $-3.67 \text{ mm}/10\text{a}$ 春秋季降水量的减少趋势明显; 夏冬季呈增加不明显趋势(何永晴等, 2011)                             |
|      | 1976~1998 | 年平均降水量及春夏冬季降水自 90 年代后出现减少趋势; 秋季降水始终呈减少趋势(李林等, 2006)   |
|      | 1959~2008 | 降水整体呈波动变化, 没有明确的增多趋势。20 世纪 60 年代偏少 2.7%, 70 年代偏少 2.1%, 80 年代偏多 5.6%, 90 年代偏少 5.0%, 21 世纪初期偏多 4.2% (陈亮等, 2011)       |
|      | 1958~2005 | 流域各站年降水量和日最大降水量呈增加趋势。降水天数和干旱期变化差异性较大。平均年降水量呈略微上升趋势(孙永亮等, 2008)  |
|      | 2001~2010 | 虽然 10 年间整体降水增加, 但是 2004、2010 年 8 月出现较大范围旱情说明了三江源地区月份降水量分布不均(王喆等, 2013)  |
| 三江源区 | 1960~2010 | 总体呈现增加趋势, 表现为 20 世纪 60、70 和 90 年代降水量偏低, 80 年代偏高, 2000 年以后明显增多; 从季节变化来看, 春夏冬季降水量增加; 空间变化上表现为北高南低, 东西差异明显(李珊珊等, 2012) |
|      | 1961~2007 | 降水变化不一致, 总体呈现增加的趋势, 其中长江黄河源区存在 3 次明显的降水增加期: 20 世纪 60 年代中期、80 年代中期及 21 世纪初(刘光生等, 2010)                               |
|      | 1971~2004 | 用干旱指数来分析地区降水量, 其中长江源与黄河源降水量呈减少趋势; 澜沧江降水量呈增加趋势(刘蕊蕊等, 2013)   |
| 青藏高原 | 1950~2000 | 近 40 年来江河源区降水量增加, 但降水量的增加主要体现在春季降水和近 15 a 来冬季降水的明显增加上(王根绪等, 2001)   |
|      | 1971~2000 | 30 年来青藏高原地区年降水量增加 6.9% 平均变化趋势为每年增加 1.196 mm; 各站变化幅度在 $-5.849\sim 8.451 \text{ mm}/\text{a}$ 之间(吴绍洪等, 2005)          |
|      | 1971~2008 | 青藏高原地区降水量呈波动趋势, 1980 年偏多, 1970 年, 1990 年偏少, 21 世纪又有所回升(姜永见等, 2012)  |

又可以分为两个时期, 60 年代到 80 年代降水减少, 80 年代后降水增加。吴绍洪利用青藏高原 77 个气象站观测研究表明, 70 年代初到 2001 年近 30 年来青藏高原地区年降水量增加 6.9%, 平均变化趋势为每年增加 1.196 mm; 各站变化幅度在 $-5.849\sim 8.451 \text{ mm}/\text{a}$  之间。青藏高原降水突变可以从年际变化、季节变化和空间变化 3 个方面来看(如表 4)。从年际变化来看, 50 年代降水呈下降趋势, 波动不明显, 70 年代总体下降但波动频繁, 80 年代降水增加趋势显著, 90 年代基本无明显变化, 20 世纪后降水整体增加。从季节降水变化强度来看, 冬季 > 春季 > 秋季 > 夏季[19], 且春夏冬季降水呈上升趋势, 秋季降水呈减少趋势。空间分布不同也可能导致降水差异, 其主要表现在: 1) 局部地区与整体趋势相反, 姜永见在研究江河源区 1971~2000 气候时发现, 近 30 年来整个江河源区降水量呈增加趋势, 但是东部以外地区的降水却下降[20]。王根绪在研究江河源区 1950~2000 年气候时得出, 80 年代秋季整个三江源区降水量下降, 但是沱河降水量却在增加[21]; 2) 空间分布不均导致各地变化幅度有差异。李珊珊在研究三江源区时发现, 就秋季而言, 60 年代澜沧江源降水比黄河源区降水量偏低, 70 年代长江源区比澜沧江源区偏低。

### 3.2. 青藏高原气候预测

如今越来越多的研究者探究青藏高原未来的气候状况, 其中主要应用情景是 SRES A2 和 B2, A2 主要是模拟该地区经济增长较快, 人口持续增加, 碳排放高速增长场景; B2 是低排放量区域经济、社会和环境相对稳定的可持续发展模型。但总的来看, 青藏高原在 21 世纪中期后主要向温暖变化发展, 且月平均温度与月平均降水均呈增加趋势, 但平均温度增幅远大于降水变化。到 2100 年青藏高原气温将上

**Table 4.** The table of the precipitation abrupt change on different study areas of the Qinghai-Tibet plateau  
**表 4.** 青藏高原各研究区域降水突变表

| 突变类型 | 研究区域   | 研究时域      | 具体数据  |
|------|--------|-----------|---|
|      | 环青海湖流域 | 1961~2004 | 环青海湖地区 20 世纪 60 年代降水减少 3.8%；70 年代减少 5.2%(李凤霞等, 2008)  |
|      |        | 1959~2008 | 青海湖流域 60 年代平均降水偏少 7%；70 年代偏少 2%；80 年代偏多 5.6%；90 年代偏少 5% (陈亮等, 2011)   |
| 年际变化 | 三江源区   | 1962~2004 | 三江源区 70 年代整体降水偏少,但在 76 年左右出现降水转折点(李林等,2006)   |
|      | 青藏高原   | 1971~2008 | 青藏高原 70 年代降水量呈增加趋势,但增加趋势不明显,80 年代相对于 70 年代各部地区降雨都呈增加趋势,但增加的幅度不大,90 年代西部和北部地区降水量减少,东部和南部地区降水量在增加,21 世纪比 90 年代降水又有所增加,其增加幅度西部,北部和南部地区大于东部幅度(姜永见等,2012)                            |
| 季节变化 | 环青海湖流域 | 1961~2004 | 环青海湖四季变化强度为:冬季 > 春季 > 秋季 > 夏季(李凤霞等,2008)  |
|      | 三江源区   | 1960~2010 | 春季:60、70 年代降水量偏低;其他时段偏高;夏季:70、90 年代偏低,其他时段偏高且 80s 达到降水量的峰值;秋季:90 年代降水量偏低;80 年代偏高;冬季:60,70 s,2000~2010 年偏低、80 和 90 s 偏高(李珊珊等,2012)   |
|      | 环青海湖   | 1961~2004 | 春季:80 年代、2001~2007 年降水增加;且前者趋势明显大于后者;夏季:80 年代之前降水呈减少趋势 80,90 年代略有减少,21 世纪后开始增加;秋季:70~90 年代呈减少趋势;2001~2007 年增幅较大;80 年代递增;冬季:60~70 年代降水增加;70~80 年代递减;2000 年以后经历了先减后增趋势(何永晴等,2011) |
|      | 三江源区   | 1971~2000 | 近 30 年来整个江河源区降水量呈增加趋势;21 世纪的降水,西部和北部回升幅度明显大于其他地区(姜永见等,2012)   |
|      | 三江源区   | 2001~2010 | 在 2004 年 8 月全三江源区大部分地区降水减少出现旱情时,少数西部,西南部地区降水多,未出现旱情(王喆等,2013)   |
|      | 青海流域   | 1958~2005 | 青海湖流域德令哈地区在 1978 年后平均降水量有陡坡型下降趋势,但是同年的野牛沟地区平均年降水量平滑,无大幅度波动(孙永亮等,2008)   |
| 空间特征 | 环青海湖流域 | 1961~2007 | 环青海湖地区春季年平均降水乌兰,天峻,刚察增加趋势不同,分别为:11.86 mm/10a、11.34 mm/10a、9.18 mm/10a (何永晴等,2011)   |
|      | 青藏高原   | 1971~2000 | 近 30 年中,青藏高原整体降水增加,但是河南县,大柴旦等站点年平均降水量下降(吴绍洪等,2005)  |

升 2℃~3.6℃,气温增长幅度季节性差异扩大,主要体现在冬季增温显著,夏季降水少导致干旱现象严重,且降水会随空间分布差异存在明显变化,北部地区到南部地区降水减少趋势大,三江源区到 2100 年温度增加 2.4℃~3.2℃,降水增加-50~200 mm [22]。尹云鹤采用动态植被模型(LPJ)以光合作用等能量平衡为基础,来模拟植物-土壤-大气之间碳水能量交换过程,并通过植物蒸腾、蒸发,土壤下渗等作用预测长江和雅江源区气候因子,结果表明:长江源区及若尔盖区在 A2 排放量下,从 21 世纪中期到本世纪末,降水呈增加趋势,但趋势不明显;在 B2 排放量下,若尔盖地区降水丰沛且增长幅度明显。刘晓东采用 SRES A2 研究情景运用不同模型研究气温变化,采用 GCM 气候模型,分析出青藏高原大部分地区 2030~2049 年相对于 1980~1999 年,地面升温幅度在 1.4℃~2.2℃范围内,季节性增温更加显著,其中冬季增温将达到 2.4℃ [23]。李婷采用 CCSM3 模型预测出 21 世纪中、末期整个青藏高原朝着温暖方向发展,并在 21 世纪中期月平均温度和月降水量达到最大[24]。

虽然运用不同的气候模型预测结果时会有偏差,但大致变化方向差异不大(如表 5)。王国庆运用 GCMs 场景将 3 个气候模型(MPI, UKMOH, LLNL)结合使用发现黄河流域未来几十年径流量减少,降水存在不同程度的减少[25]。在 SRES A2 研究情景下,张小文采用 GCM 模型预测长江流域到 2090 年气候变化中发现,未来长江源区气温与降水均呈增加趋势,且降水变化不明显[26]。而徐影采用 CCCma, CCSR, CSIRO, GFDL, Hadley5 种模型分别在 A2、B2 情境下模拟得出,在 B2 情况下温度持续增长,且幅度

**Table 5.** The prediction of climate in Qinghai-Tibet plateau in the future  
**表 5.** 青藏高原地区未来气候预测

| 研究区域   | 预测年份       | 其余气候模型                                   | 研究情景        | 预测结果  |
|--------|------------|--|-------------|---|
| 青藏高原   | 未来 30~50 年 | GCM                                      | SRES A1B    | 2030~2049 年相对于 1980~1999 年, 青藏高原大部分地区地面升温幅度在 1.4℃~2.2℃, 季节性增温更加明显其中冬季增温将达到 2.4℃, 降水变化小, 整体不超过 5% (刘晓东等, 2009) |
|        | 未来 50 年    | CCCma<br>CCSR<br>CSIRO<br>GFDL<br>Hadley | SRES A2, B2 | 温度: 在 A2 下: 温度持续增长; 在 B2 下: 温度持续增长, 且幅度小于 A2 下的变化降水: 两种降水情况比较复杂, 且大部分地区降水都呈增加趋势(徐影等, 2005)                    |
|        | 21 世纪中、末   | CCSM3                                    | SRES A1B    | 整个青藏高原朝着湿暖方向发展, 月平均温度和月降水量都有增加, 并在 21 世纪中期最大(李婷等, 2012)   |
|        | 2011-2040  | LPJ                                      | SRES A2, B2 | 未来青藏高原地区降水以增强为主(尹云鹤等, 2013)   |
| 三江源区   | 2011-2040  | HadCM3                                   | SRES A2, B2 | 近几十年来黄河流域气温增温显著, 降水略有增加单却不满足蒸发, 水资源压力大(王金花等, 2012)  |
|        | -2100      | GCM                                      | HADCM2      | 到 2100 年平均气温上升 3 ℃降水量基本维持, 干旱情况加剧(沈永平等, 2002)   |
| 环青海湖流域 | 2011-2090  | GCM                                      | SRES A2     | 未来长江源区气温将明显增温, 降水也呈增加趋势, 但趋势不明显(张小文等, 2012)   |
|        | 2010-2020  | PRECIS                                   | SRES A2, B2 | 未来 10 年青海湖水位变化可能呈现下降趋势, 由此降水量以微弱下降为主(李林等, 2011)   |
|        | -2050      | GCMs                                     | SRES A2     | 青海湖流域有可能降水大幅度增加而导致湿润气候, 且青海湖水位下跌趋势转向回升(范建华等, 1992)  |

小于 A2 下的变化, 降水均呈增加趋势。沈永平采用 GCM 区域气候模型在 HADCM2 研究情景下模拟了未来青藏高原整个气候情况变化过程, 研究表明, 到 2100 年止, 青藏高原地区平均温度升高的同时, 由于冰川融化加剧, 降水也呈增长趋势但是幅度却与温度的增幅不相同。刘晓东应用 A1B 模型模拟未来 30~50 年内青藏高原气候变化时指出了海拔, 区域, 季节与温度的内在联系, 强调西部地区比其他地区冬季温度高取决于海拔和区域的共同作用; 而降水季节性变化主要体现在夏季, 西部和西南部地区降水减少趋势明显, 整个青藏高原降水增加不超过 5%。

### 3.3. 结论

通过以上总结和分析, 我们可以得出青藏高原自末次间冰期以来的气候变化特征。其中, 青藏高原古气候变化特征的研究主要是利用冰芯、树轮、湖泊沉积物、色素跟踪等方法, 研究近代气候则主要通过气象站收集数据, 通过气象数据对气候变化做出直观的反应。结果表明, 青藏高原在末次间冰期气温变化强, 降温迅速但升温慢, 新仙女木事件使得青藏高原地区大部分地区遭遇显著降温, 进入全新世后气温逐渐上升, 2000 多年来气温和降水都在波动中上升, 降水变化滞后于气温变化, 且都存在由区域不同导致气候差异大, 甚至可能与总体趋势相反的情况, 地区差异主要表现为东北部与南部差异。近代以来, 青藏高原经历了多次冷暖交替变化的过程, 自 1961 年到 2007 年以来, 青藏高原平均气温增温率约 0.37℃, 降水波动频繁。从年际变化、季节变化、空间变化来看气候突变存在, 比如, 季节性降水春冬季明显, 局部性气温与整体趋势相反等。

通过分析研究者在 SRES A1B、A2、B2 等不同排放情景下运用多种气候模型预测出的气候变化趋势, 我们可以得到: 1) 在由人类活动引起的温室效应不断增加情况下, 21 世纪青藏高原地区气温将持续增长, 降水变化比温度变化更为复杂, 总体来讲, 整个青藏高原朝着湿暖方向发展, 月平均温度和大部分地区月降水量都有增加, 并在 21 世纪中期打到最大; 2) 青藏高原在未来百年内, 气温升高幅度远大于降水



量增加,东西部降水分布极不均匀,虽然降水量在未来有缓慢幅度的上升,但全年平均降水量大多数集中在春季部分地区,导致部分地区旱情严重。所以加强对青藏高原地区环境保护及预测对中下游地区未来生态可持续发展有重大意义。

## 基金项目

国土资源部城市土地资源监测与仿真重点实验室开放基金资助课题,编号:KF-2016-02-007。

## 参考文献 (References)

- [1] 尹云鹤,吴绍洪,李华友,赵东升,杨小明,周景博. SRES 情景下青藏高原生态功能保护区水源涵养功能的变化研究[J]. 资源科学, 2013, 35(10): 2003-2010.
- [2] 李潮流,康世昌. 青藏高原不同时段气候变化的研究综述[J]. 地理学报, 2006, 61(3): 327-335.
- [3] 杨保. 青藏高原地区过去 2000 年来的气候变化[J]. 地球科学进展, 2003, 18(2): 285-291.
- [4] 王苏民,薛滨,夏威夷. 希门错 2000 多年来气候变化的湖泊记录[J]. 第四纪研究, 1997, 17(1): 62-69.
- [5] 李春艳,李艳芳. 宁夏近百年来气候变化及突变分析[J]. 高原气象, 2001, 20(1): 100-104.
- [6] 符淙斌,王强. 青气候突变的定义和检测方法[J]. 大气科学, 1992, 16(4): 482-493.
- [7] 姚檀栋. 末次冰期青藏高原的气候突变——古里雅冰芯与格陵兰 GRIP 冰芯对比研究[J]. 中国科学, 1999, 29(2): 175-184.
- [8] 张彭熹,张保珍,钱桂敏,李海军,徐黎明. 青海湖全新世以来古环境参数的研究[J]. 第四纪研究, 1994(3): 225-228.
- [9] 冯松,姚檀栋,江灏,康兴成,汤懋苍. 青藏高原近 600 年的温度变化[J]. 高原气象, 2001, 20(1): 105-108.
- [10] 易湘生,尹衍雨,李国胜,彭景涛. 青海三江源地区近 50 年来的气温变化[J]. 地理学报, 2011, 66(11): 1451-1465.
- [11] 陈亮,陈克龙,刘宝康,侯光亮,曹生奎,韩艳丽,杨龙,武彦朋. 近 50a 青海湖流域气候变化特征分析[J]. 干旱气象, 2011, 29(4): 483-487.
- [12] 李林,陈晓光,王振宇,徐维新,唐红玉. 青藏高原区域气候变化及其差异性研究[J]. 气候变化研究进展, 2010, 6(3): 181-186.
- [13] 孙永亮,李小雁,汤佳,许何也. 青海湖流域气候变化及其水文效应[J]. 资源科学, 2008, 30(3): 354-362.
- [14] 吴绍洪,尹云鹤,郑度,杨勤业. 青藏高原近 30 年气候变化趋势[J]. 地理学报, 2005, 60(1): 3-11.
- [15] 邵雪梅,黄磊,刘洪滨,梁尔源,方修琦,王丽丽. 树轮记录的青海德令哈地区千年降水变化[J]. 地理学报, 2004, 34(2): 145-153.
- [16] 张家武,金明,陈发虎, R. W. Battarbee, A. C. G. Henderson. 青海湖沉积岩芯记录的青藏高原东北部过去 800 年以来的降水变化[J]. 科学通报, 2004, 49(1): 10-14.
- [17] 刘晶晶. 树轮记录的青藏高原南部过去 526 年降水变化特征[J]. 兰州大学学报(自科版), 2014, 50(3): 293-298.
- [18] 李珊珊,张明军,汪宝龙,李小飞,骆书飞. 近 51 年来三江源区降水变化的空间差异[J]. 生态学杂志, 2012, 31(10): 2635-2643.
- [19] 李凤霞,伏洋,杨琼,颜亮东,肖建设. 环青海湖地区气候变化及其环境效应[J]. 资源科学, 2008, 30(3): 348-353.
- [20] 姜永见,李世杰,沈德福,陈炜. 青藏高原江河源区近 40 年来气候变化特征及其对区域环境的影响[J]. 山地学报, 2012, 30(4): 461-469.
- [21] 王根绪,李琪,陈国栋,沈永平. 40a 来江河源区的气候变化特征及其生态环境效应[J]. 冰川冻土, 2001, 23(4): 346-352.
- [22] 沈永平,王根绪,吴青柏,刘时银. 长江黄河源区未来气候情景下的生态环境变化[J]. 冰川冻土, 2002, 24(3): 308-314.
- [23] 刘晓东,陈志刚,张冉. 青藏高原未来 30~50 年 A1B 情景下气候变化预估[J]. 高原气象, 2009, 28(3): 475-484.
- [24] 李婷,邓雅倩,古明悦. 21 世纪青藏高原可能的气候变化[J]. 气象研究与应用, 2012, 33(S2): 30-31.
- [25] 王国庆,王云璋,尚长昆. 气候变化对黄河水资源的影响[J]. 人民黄河, 2000, 22(9): 40-41.
- [26] 张小文,晏玲,张世强. 长江源区未来气候变化情景降尺度[J]. 兰州大学学报(自科版), 2012, 48(2): 29-35.

**期刊投稿者将享受如下服务：**

1. 投稿前咨询服务 (QQ、微信、邮箱皆可)
2. 为您匹配最合适的期刊
3. 24 小时以内解答您的所有疑问
4. 友好的在线投稿界面
5. 专业的同行评审
6. 知网检索
7. 全网络覆盖式推广您的研究

投稿请点击：<http://www.hanspub.org/Submission.aspx>

期刊邮箱：[gser@hanspub.org](mailto:gser@hanspub.org)