

基于高分辨率格点数据的1961-2013年 青藏高原雪雨比变化

王 杰, 张明军, 王圣杰, 任正果, 车彦军, 张富现

(西北师范大学地理与环境科学学院, 兰州 730070)

摘要: 基于国家气象信息中心发布的1961-2013年全国 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 逐日降水量和日平均气温格点数据集以及气象站点日降水量和日平均气温实测资料, 采用森斜率、M-K突变分析、IDW空间插值以及小波分析等方法, 对近53年来青藏高原的降水量、降雨量、降雪量以及雪雨比的时空变化、突变和周期等特征进行了分析。结果表明: ①从时间尺度上看, 青藏高原的降水量和降雨量总体呈增加趋势, 增加幅度分别为 $0.6 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ ($p < 0.05$) 和 $1.3 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ ($p < 0.001$); 而降雪量和雪雨比均呈下降趋势, 下降幅度分别为 $0.6 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ ($p < 0.01$) 和 $0.5\% \text{ a}^{-1}$ ($p < 0.001$)。②从空间分布上看, 青藏高原的大部分地区降水量和降雨量呈增加趋势, 而降雪量却呈现减少趋势。因此, 雪雨比在青藏高原相应呈现减少趋势。③突变和周期分析表明, 青藏高原降水量、降雨量、降雪量和雪雨比的突变时间分别出现在2005、2004、1996和1998年左右, 而周期变化集中为5年、10年、16年、20年左右。④青藏高原降水量倾向率和降雨量倾向率均随海拔的升高呈现出先降低后升高的变化趋势, 降雪量倾向率随海拔的升高而降低, 雪雨比倾向率随海拔的升高呈微弱的下降趋势。

关键词: 青藏高原; 格点数据; 雪雨比; 倾向率

DOI: 10.11821/dlxb201601011

1 引言

不同的降水类型对地表径流、能量流动和物质循环有重要影响^[1-2], 其中雪雨比的变化可以直接反映降水类型的变动。雪雨比增减则会直接影响地表积雪量的变化, 积雪是高寒流域水量来源的重要组成部分^[3], 积雪量的增减对区域供水和灌溉意义重大。雪雨比的变化还可能影响春季积雪变化, 从而影响河流汛期的变化^[4]。此外, 雪雨比的变化还会影响到地表反照率的变化, 降水为雪和降水为雨对太阳辐射的吸收和反射会产生截然不同的效果, 从而影响到地气系统的能量平衡^[5]。在冰川物质平衡方面, 净辐射量是冰川消融的重要能量源, 冰川反照率的变化也会影响冰川消融量的增减^[6], 即降雪量增多, 冰川表面反照率增大, 冰川吸收热量减少, 冰川消融减缓。反之, 降雪量减少, 冰川消融加速。因此, 雪雨比可以作为气候变化的一种指标, 在衡量地表径流、地面能量平衡和冰川物质平衡等方面有极其重要的作用。

收稿日期: 2015-06-19; 修订日期: 2015-11-16

基金项目: 全球变化国家重大科学研究计划项目(2013CBA01801); 国家自然科学基金项目(41461003, 41161012)

[Foundation: National Basic Research Program of China (973 Program), No.2013CBA01801; National Natural Science Foundation of China, No.41461003, No.41161012]

作者简介: 王杰(1989-), 男, 甘肃庄浪人, 硕士, 主要从事全球变化与可持续发展方面的研究。

E-mail: geowangjie@163.com

通讯作者: 张明军(1974-), 男, 甘肃宁县人, 教授, 博士生导师, 中国地理学会会员(S110007775M), 主要从事气候变化与冰川方面的研究。E-mail: mjzhang2004@163.com

国内外学者对雪雨比的研究已得出了一些有意义的研究成果。Huntington 等对新英格兰雪雨比做了研究, 表明当地的雪雨比呈显著下降趋势, 新英格兰北部雪雨比的值从1949年的0.30下降到2000年的0.23, 其变化与北大西洋涛动和太平洋—北美指数显著相关^[7]; Serquet 等对瑞士雪雨比的研究表明, 雪雨比呈下降趋势, 这种下降趋势在低海拔地区更为明显, 其变化与气温的升高关系密切^[8]; Feng 等研究美国冬季的雪雨比发现, 美国西北太平洋地区和美国中部下降趋势强烈, 而美国东部略有下降, 其变化是由气温升高导致冬季气温略高于冰点, 影响了冬季降水类型的变化^[9]; Guo 等对天山山脉雪雨比做了研究, 结果显示雪雨比有下降趋势, 其中气温变化是影响雪雨比的变化重要因素之一^[10]。

对青藏高原而言, 冰川积雪广布, 形成了独特的高原气候, 高原积雪状况与气候变化密切相关^[11-12], 其环境变化对全球变化具有敏感响应和强烈影响^[13]。因此, 对青藏高原地区近53年来雪雨比的研究, 对于了解该地区气候状况及其与全球尺度的气候变化有十分重要的意义。限于在青藏高原实地监测的气象站数量有限, 且分布不均, 对青藏高原雪雨比的全面认识需要高分辨率的格点气象数据支持, 本文采用国家气象信息中心气象资料室发布的空间分辨率为 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 的全国尺度日降水格点数据集(V2.0)和日气温格点数据集(V2.0), 对青藏高原降水类型在更长的时间尺度和更广的空间尺度上进行分析。

2 数据与方法

2.1 研究区概况

研究区青藏高原位于 $26^{\circ}00'12''\text{N} \sim 39^{\circ}46'50''\text{N}$, $73^{\circ}18'52''\text{E} \sim 104^{\circ}46'59''\text{E}$, 面积 $2572.4 \times 10^3 \text{ km}^2$ ^[14], 平均海拔4500 m。青藏高原干湿季节变化明显, 5月到10月为青藏高原主要降水期, 占全年总降水的90%左右^[15], 且南北部降水差异大。青藏高原垂直地域分异明显, 发育多种气候类型, 诸如热带、高原温带、高原寒温带和高原寒带等气候带。青藏高原自然地域特征和天气气候特征独特^[16], 对中国乃至北半球天气气候都有重要影响, 是全球气候变化研究的重点区域。

2.2 数据来源

2.2.1 站点数据 在保证足够长的时间序列和考虑青藏高原西部站点稀少且建站比较晚的前提下, 选取青藏高原及其周边($25^{\circ} \sim 43^{\circ}\text{N}$, $73^{\circ} \sim 106^{\circ}\text{E}$) 146个气象站点, 包括甘肃26个、内蒙古1个、青海35个、四川36个、西藏20个、新疆16个、云南12个(图1)。气象站日降水量和日平均气温资料由国家气象信息中心提供, 并经过严格的质量控制。

2.2.2 格点数据 格点日降水数据和日平均气温数据分别来自国家气象信息中心气象资料室建立的中国地面降水日值 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 格点数据集(V2.0)和地面气温日值 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 格点数据集(V2.0)。该数据集误差较小, 分析值与站点观测值的均方根误差平均为0.5 mm, 相关系数平均达0.93, 能够准确地刻画不同区域降水的

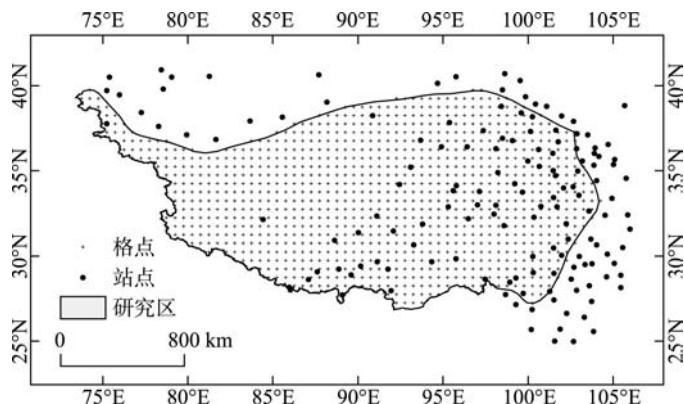


图1 青藏高原及其周边地区站点格点分布图

Fig. 1 Map showing the distribution of observation stations and grid boxes in the Tibetan Plateau and its surrounding areas

变化特征^[17]。

2.3 研究方法

降水是从天空降落到地面的液态或固态水,包括雨、雪、霰、冰雹等形态;降水落到地面后,未经蒸发、渗透、流失而在水平面上集聚的深度被称为降水量^[18]。如果不考虑霰、冰雹等降水形态,一般可以利用临界温度将降水量划分为降雨量(液态)和降雪量(固态)。雪和雨的区分方法可分为两类,一类是基于温度曲线和其他大气条件^[19],另一类实证方案是利用地表空气条件^[20],该方法包括单阈值方法和双阈值方法^[21-22]。本文在参考韩春坛、陈仁升^[23-25]等人对降水类型临界温度研究基础上,采用统计学方法对青藏高原格点数据的雪和雨做了区分,具体步骤为:

以1961-1979年的站点数据为依托(1980年以后的数据没有标记降水形态),分别筛选出日降水为雪(包括雨夹雪、雪暴)(站点数据标记为31XXX)的数据和降水为雨和雪(站点数据标记为30XXX)的数据,并统计出不同类型日降水数据所对应的日平均气温,之后分别确定每个站点降水为雪的温度区间和降水为雨和雪的温度区间。统计数据显示降水为雪和降水为雨和雪的温度区间有交集(下文称为温度交集),为了更好地区分雪和雨,将温度交集以0.5℃为步长分成若干温度子区间,分别计算出每个温度子区间降雪和降雨和雪的概率,将概率值的转折点所对应的温度子区间的下限定义为雪和雨的临界温度。在ArcGIS平台上通过反距离加权(Inverse Distance Weighted, IDW)插值法把站点的雪和雨的临界温度从气象站所在地区扩展到广大的非气象站所在地。应用ArcGIS获取研究区栅格化的雪和雨的临界温度,以此温度来判断每个格点日降水为雪或雨,并且统计逐年(当年8月1日到第二年的7月31日为一个研究周期)的降雪量和降雨量,对近53年的雪雨比变化进行研究。

在数据处理的基础上应用反距离加权插值法将各站点雪与雨的临界温度插值成面(图2)。用非参数方法的森斜率^[26]对青藏高原降水量、降雨量、降雪量和雪雨比的年际变化率做了分析。采用Mann-Kendall法检验各要素的显著性。利用ArcGIS绘制各要素的倾向率空间分布图,分析各要素的空间变化分布规律利用10年趋势滑动平均和线性趋势方法分析各要素的长期变化趋势。利用气候学研究中常用的Morlet小波分析对各要素进行周期分析,并用小波方差确定各要素周期和主周期。

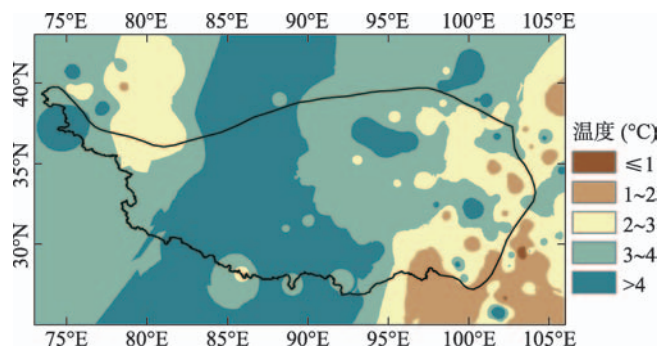


图2 青藏高原雨和雪临界温度的空间分布

Fig. 2 The distribution of the snow and rain critical temperature in the Tibetan Plateau

3 结果分析

3.1 时间变化分析

在1961-2013年期间,青藏高原的年降水量在374.1~497.4 mm之间波动,平均年降水量为438.2 mm(图3a),且总体趋于增加,这与以往学者^[27-30]的研究结果相吻合,但增长幅度存在差异,本文研究的线性增长率为 $0.6 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ 。从10年滑动平均来看,1961-1992年青藏高原降水量有所波动,但上升趋势不明显,而1992年以后降水量呈现出明显的上升趋势。青藏高原降雨量总体呈增加趋势(图3b),增长幅度为 $1.3 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$,从10

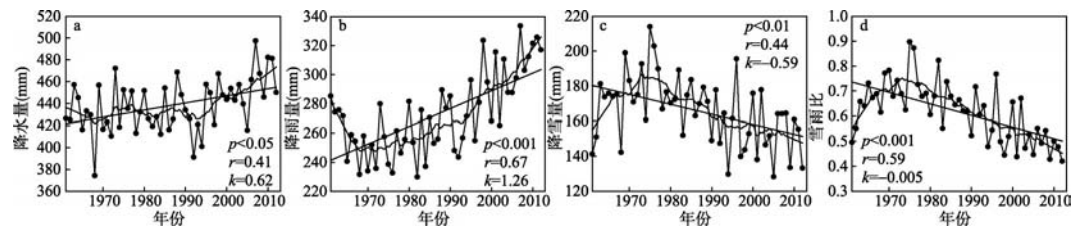


图3 1961-2013年青藏高原降水量、降雨量、降雪量、雪雨比的年际变化趋势
Fig. 3 Interannual change trend of annual precipitation, rainfall, snowfall and snowfall/rainfall ratio in the Tibetan Plateau during 1961-2013

年滑动平均来看, 在1970年左右降雨量达到自1961年以来的最低值, 1970年之前降雨量趋于减少, 之后降雨量逐年增加。与之相反, 从青藏高原全区降雪量的10年滑动平均来看(图3c), 在1974年前后降雪量发生了显著变化, 之前趋于增加, 之后总体趋于减少态势, 青藏高原全区降雪量总体趋于减少, 其年际变化率为 $-0.6\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 。在青藏高原年际降雪量总体趋于减少, 年际降雨量趋于增加的情况下, 雪雨比以1975年左右为界呈现出先增加后减少的变化趋势(图3d), 其年际变化率为 $-0.5\%\cdot\text{a}^{-1}$ 。

3.2 空间变化分析

青藏高原不同地区的年降水量倾向率在 $-12.1\sim14.1\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 之间变化。在青藏高原大部分地区降水量呈增加趋势(图4a), 且呈增加趋势的格点占总格点数的76.9%, 其中有45.1%的格点通过了0.05的信度检验(表1)。在青藏高原东南部、东部以及西部有部分格点降水量的倾向率呈减少趋势, 其中东南部呈减少趋势较为明显。在青藏高原中部、西北部、东北部以及东南部的格点降水量显著, 且呈增加趋势的格点数多于呈减少趋势格点数(图4b)。

青藏高原降雨量倾向率的年际变化范围为 $-4.6\sim14.0\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$, 有87.2%的格点的降雨量呈增加趋势, 其中65.1%的格点通过了0.05的信度检验(表1)。除青藏高原东部、西部和东南部有部分格点呈减少趋势外, 其余大部分格点均呈增加趋势, 且在青藏高原中部以及西北部增加趋势较为明显(图4c)。降雨量显著的格点除青藏高原东部外其余地区均有分布, 且呈增加趋势的格点数远多于呈减少趋势的格点数(图4d)。

从青藏高原全区的角度分析, 青藏高原降雪量呈增加趋势的格点分布于青藏高原中部和西北部等地区, 其余大部分地区格点呈减少趋势(图4e), 其年际倾向率的变化范围为 $-12.1\sim3.3\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ 。降雪量中有25.2%的格点倾向率呈增加趋势, 只有13.6%的格点通过了0.05的信度检验(表1)。降雪量显著的格点分布比较零散, 且呈减少趋势的格点数多于呈增加趋势的格点数(图4f)。

青藏高原雪雨比近53年的倾向率变化范围为 $-6.2\sim13.1\cdot\text{a}^{-1}$, 只有8.6%的格点倾向率大于0, 其中仅有10.5%的格点通过了0.05的信度检验, 而呈增加趋势的格点分布在青藏高原东北部和东南部, 其余大部分地区不同程度呈减少趋势, 减少趋势较明显的格点零星分布在青藏高原中部(图4g)。青藏高原绝大部分显著格点呈减少趋势(图4h)。

表1 1961-2013年青藏高原降水量、降雨量、降雪量和雪雨比倾向率年际变化区间以及不同变化趋势格点的百分率

Tab. 1 The interval of annual tendency rate and percentage of grid boxes in different variation trends for precipitation, rainfall, snowfall and snowfall/rainfall ratio in the Tibetan

| | 倾向率变化区间 (mm · a ⁻¹ 或a ⁻¹) | 格点的百分率(%) | | | |
|-----|---|-----------|-------|------|-------|
| | | 正趋势 | 显著正趋势 | 负趋势 | 显著负趋势 |
| 降水量 | -12.1~14.1 | 76.9 | 45.1 | 23.1 | 20.9 |
| 降雨量 | -4.6~14.0 | 87.2 | 65.1 | 12.8 | 14.9 |
| 降雪量 | -12.1~3.3 | 25.2 | 13.6 | 74.8 | 41.8 |
| 雪雨比 | -6.2~13.1 | 8.6 | 10.5 | 91.4 | 59.1 |

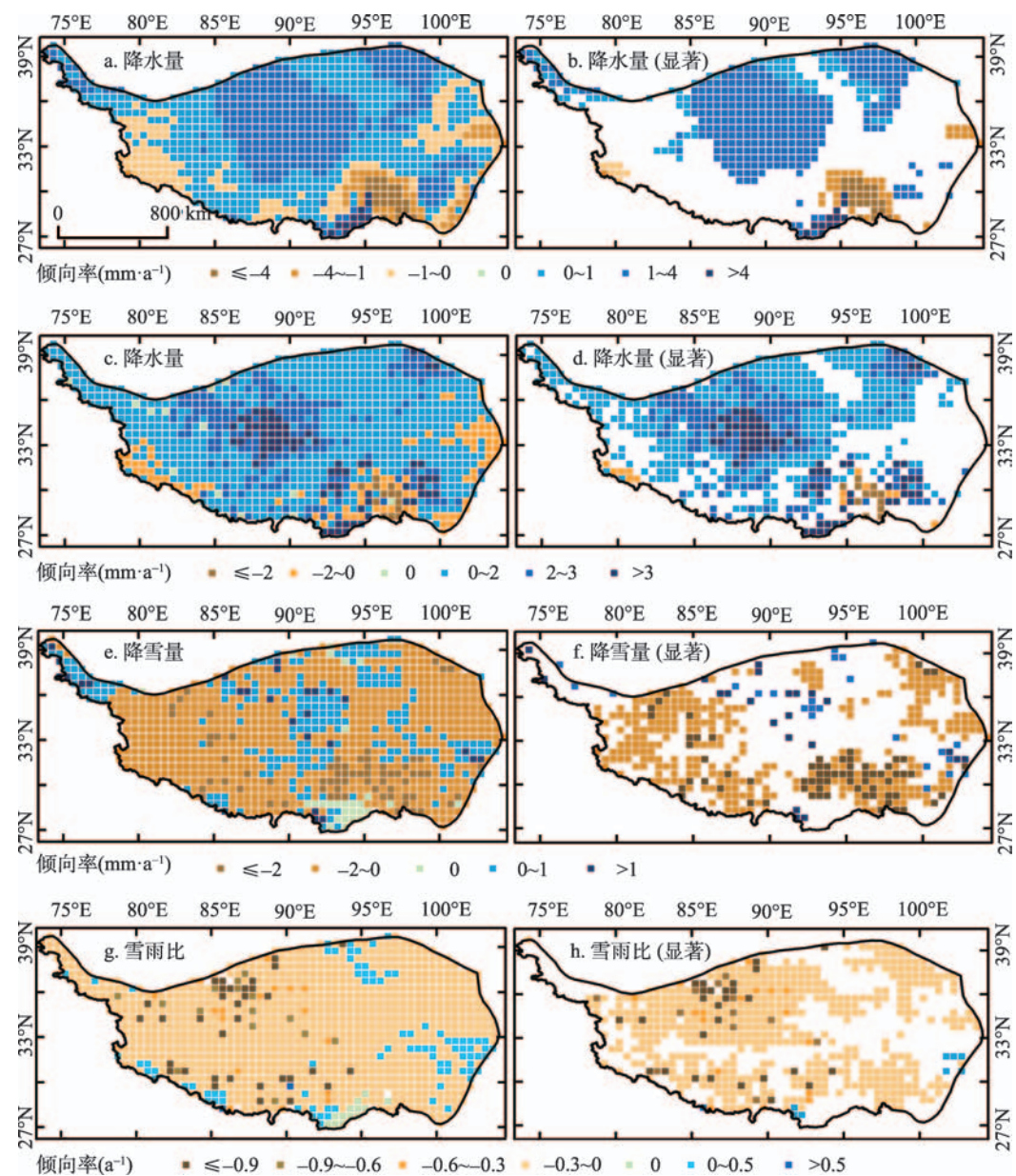


图4 1961-2013年青藏高原降水量、降雨量、降雪量以及雪雨比倾向率年际变化的空间分布
Fig. 4 Spatial distribution of trend magnitude of annual precipitation, rainfall, snowfall and snowfall/rainfall ratio in the Tibetan Plateau during 1961-2013

3.3 突变特征和周期变化

3.3.1 突变特征 青藏高原地区降水量（图5a，表2）的UF曲线在1994年之前呈波状变化，之后呈波状持续上升趋势。在0.05的信度下，年均降水量在2005年左右发生突变，突变前年均降水量为433.4 mm，突变后降水量增加，年均降水量为469.3 mm，突变前后年均降水量增加了35.9 mm；从降雨量（图5b，表2）的UF曲线可以看出，降雨量在1970年之前逐年下降，1970年之后呈现出波动中持续上升趋势。在0.05的信度下，年均降雨量在2004年左右发生突变，突变前年均降雨量为266.4 mm，突变后降雨量增加，年

均降雨量为 318.8 mm, 突变前后年均降雨量增加了 52.4 mm; 全区年均降雪量 (图 5c, 表 2) UF 曲线在 1968 年之前平稳上升, 之后有所波动但变化总体保持平稳, 1980 年以后出现逐年波动下降趋势。在 0.05 的信度下, 年均降雪量在 1996 年左右发生突变, 突变前降雪量相对较多, 突变前年均降雪量为 172.1 mm, 突变后降雪量减少, 年均降雪量为 151.8 mm, 突变前后年均降雪量减少 20.3 mm; 青藏高原雪雨比 (图 5d, 表 2) 与年均降雪量的变化趋势总体相似, 在 0.05 的信度下, 雪雨比在 1998 年左右发生突变, 突变前平均雪雨比值为 70%, 突变后雪雨比降低, 平均雪雨比值为 50%, 突变前后雪雨比值减少 20%。

3.3.2 周期变化 近 53 年来, 青藏高原降水量存在 6 年左右、16 年左右和 20 年左右的周期变化 (图 6a), 其中 16 年左右的周期为第一主周期。近 53 年来 6 年左右的周期变化出现的频率较高, 在 20 世纪 90 年代初期周期性变化减弱, 之后又逐渐恢复周期性变化。20 世纪 80 年代以来, 降水量 16 年左右的周期变化非常明显, 经历了 “-、+” 相位的 2 次循环, 降水量 20 年左右的周期变化主要出现在 20 世纪 80 年代之前 (图 7a)。青藏高原降雨量存在 5 年左右、8 年左右和 20 年左右的周期变化, 其中 20 年左右的周期变化是第一主周期 (图 6b)。降雨量 5 年左右的周期变化出现在 20 世纪 80 年代初期, 而 8 年左右与 20 年左右的周期变化出现的时间段大致相同, 出现在 20 世纪 80 年代中后期, 其中 20 年左右的周期变化更为明显 (图 7b)。全区降雪量和雪雨比的周期变化比较相似, 大致为 5 年左右、10 年左右和 16 年左右, 但降雪量的第一主周期为 5 年左右的周期变化 (图

表 2 1961-2013 年青藏高原降水量、降雨量、降雪量和雪雨比的突变

| Tab. 2 Abrupt analysis of precipitation, rainfall, snowfall and snowfall/rainfall ratio in the Tibetan Plateau during 1961-2013 | | | | |
|---|------|-------|-------|------------|
| | 突变年份 | 突变前均值 | 突变后均值 | 突变后与突变前数值差 |
| 降水量(mm) | 2005 | 433.4 | 469.3 | 35.9 |
| 降雨量(mm) | 2004 | 266.4 | 318.8 | 52.4 |
| 降雪量(mm) | 1996 | 172.1 | 151.8 | -20.3 |
| 雪雨比(%) | 1998 | 70 | 50 | -20 |

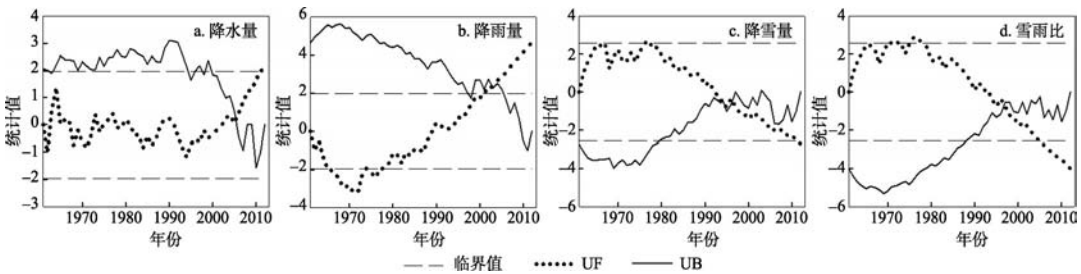


图 5 1961-2013 年青藏高原降水量、降雨量、降雪量、雪雨比的 Mann-Kendall 统计量曲线
Fig. 5 Curves of Mann-Kendall statistics for precipitation, rainfall, snowfall and snowfall/rainfall ratio in the Tibetan Plateau during 1961-2013

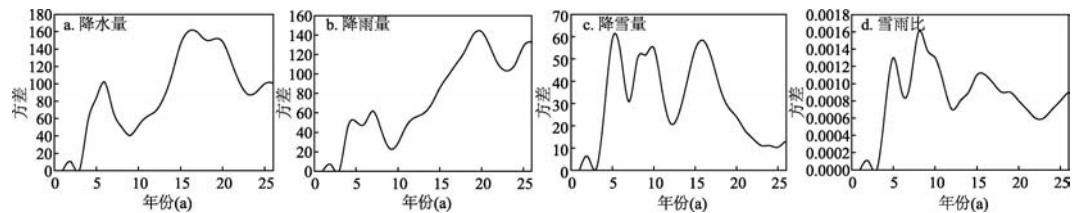


图 6 1961-2013 年青藏高原降水量、降雨量、降雪量以及雪雨比的周期变化的方差
Fig. 6 Variance of cycle change of precipitation, rainfall, snowfall and snowfall/rainfall ratio in the Tibetan Plateau during 1961-2013

6c)，而雪雨比的第一主周期为10年左右的周期变化（图6d），5年左右的周期变化出现的频率较高，10年左右的周期变化大致出现在20世纪80年代之前，而16年左右的周期变化在20世纪90年代之前与10年左右的周期叠加出现（图7c，图7d）。

3.4 雪雨比的高程分析

青藏高原降水量倾向率和降雨量倾向率在海拔低于2500 m的范围内波动均较大，由其中位数可以看出，随海拔的升高倾向率有下降的变化趋势。在2500 m以上的范围内，降水量倾向率和降雨量倾向率变化均较为稳定，且随海拔的升高而呈上升趋势，在5000~5500 m范围内达到自2500 m以上的最高值，之后略有下降（图8a，图8b）。降雪量倾向率在3000 m以下的范围内变化较为稳定，3000 m以上的范围内降雪量倾向率波动逐渐变大。从降雪量倾向率的中位数可以看出，随着海拔的升高降雪量倾向率呈下降趋势，在5000~5500 m范围内达到最低值，之后略有上升（图8c）。雪雨比倾向率变化在4500m以下均较为稳定，由雪雨比倾向率的中位数也可以看出，雪雨比倾向率有随着海拔的升高呈微弱的下降趋势。在4500 m以上的范围内雪雨比倾向率波动较大，而倾向率依然随海拔的升高呈下降趋势（图8d）。

4 讨论

国际山地研究计划海拔依赖性升温工作组研究发现，气候变暖存在海拔放大作用，相对于低海拔地区，高海拔地区的气温变化更为明显^[31]。青藏高原作为百年尺度的气候

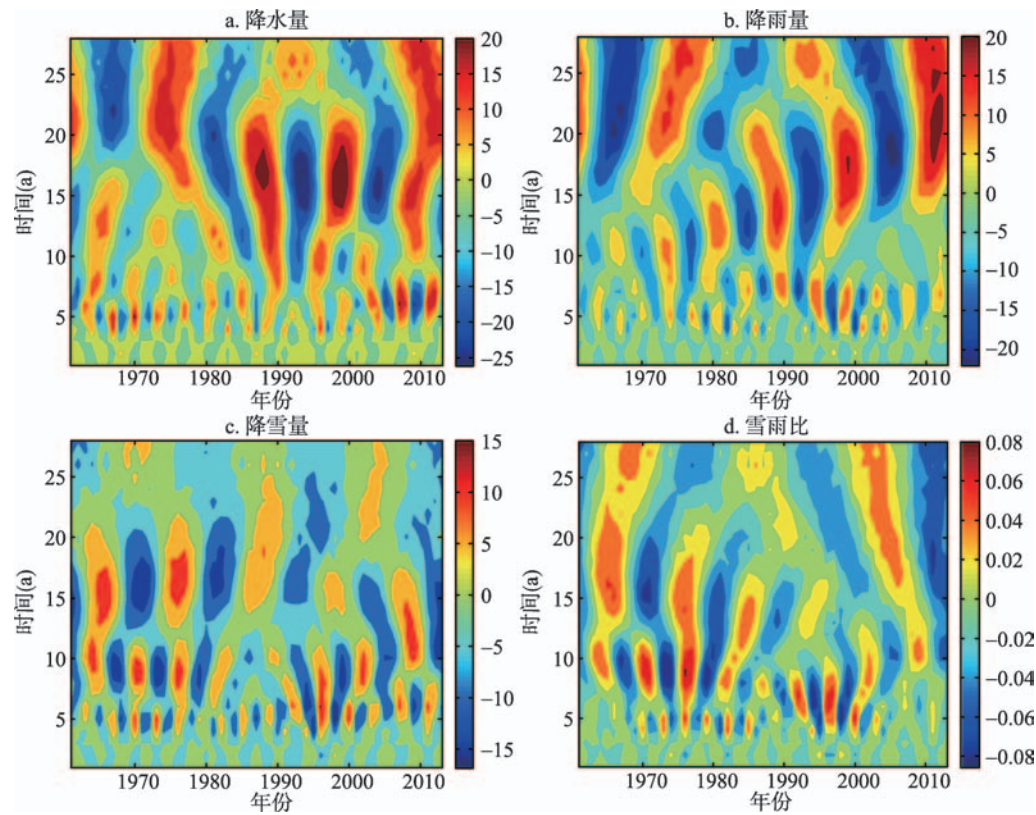


图7 1961-2013年青藏高原降水量、降雨量、降雪量以及雪雨比的周期变化

Fig. 7 Periodic change of precipitation, rainfall, snowfall and snowfall/rainfall ratio in the Tibetan Plateau during 1961-2013

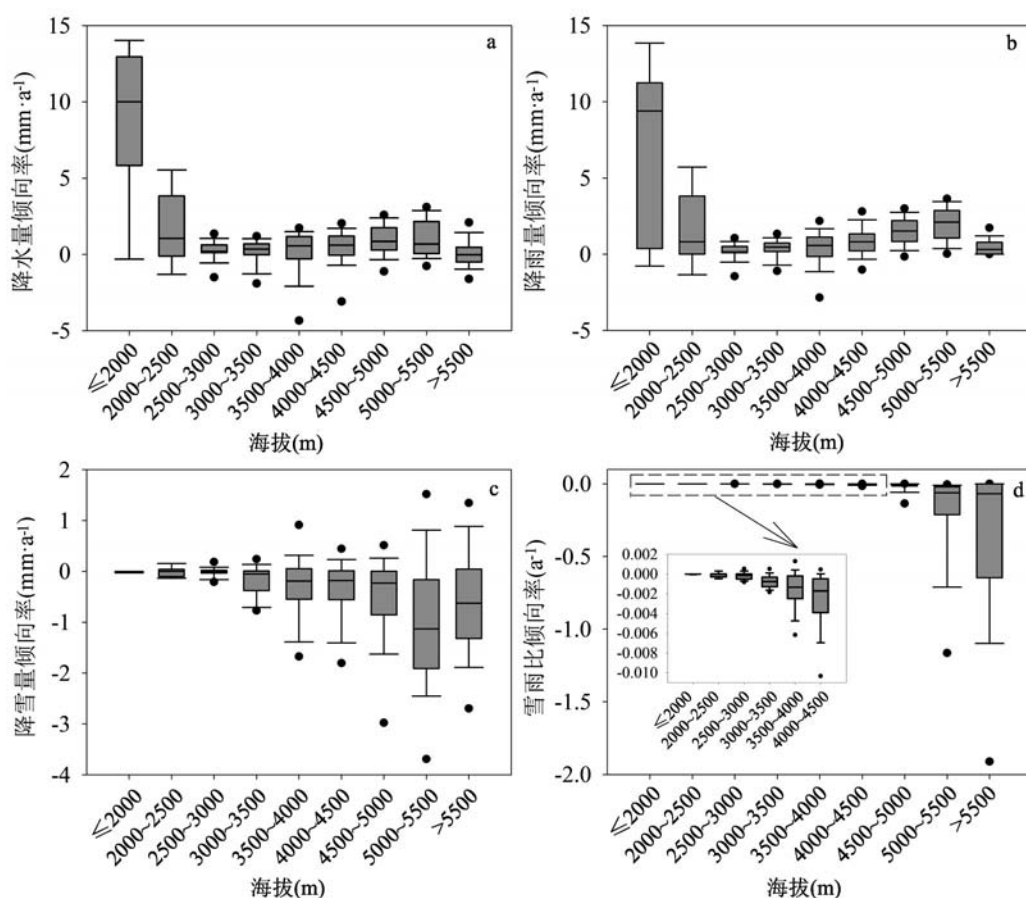


图8 1961-2013年青藏高原降水量、降雨量、降雪量以及雪雨比倾向率
随海拔高度的变化(箱体中的线表示中位数)

Fig. 8 The change of trend magnitude of precipitation, rainfall, snowfall and snowfall/rainfall ratio in the Tibetan Plateau with the elevation change during 1961-2013 (a line within the box marks the median)

变化的“启动区”，对全球气候变化的反应更为敏感，其对气温的升高反应尤为突出^[32]。已有研究表明青藏高原升温也表现出随海拔升高而放大的效应^[33]。本文研究发现在海拔3000 m以下青藏高原降雪量倾向率变化较为稳定，在海拔3000 m以上降雪量倾向率则随海拔升高呈下降的变化趋势。该变化趋势可能与青藏高原升温的海拔依赖性有关，即在高海拔地区升温幅度明显高于低海拔地区，且在高海拔地区升温幅度有随海拔升高而增加的趋势，这使得高海拔地区的部分降雪转化成降雨，导致降雪量减少，降雨量增加。此外，青藏高原作为地球中低纬地区最大的现代冰川分布区^[34]，在全球变暖的大背景下，随着海拔的升高该地区的降雪量倾向率有所下降，降雨量倾向率有所上升，雪雨比倾向率则呈微弱的下降趋势，该趋势必然会对冰川物质平衡产生一定的影响。

在水文模式中，降雪和降雨临界温度是重要的参数设定，在BATS模型^[35]、积雪覆盖模型^[36]、DHSVM模型^[37]和HBV模型^[38]等方案中常采用固定阈值法进行划分，但是青藏高原地貌复杂，降水类型的区分受到地貌等因素的影响。本文未采用以上模型结果对青藏高原降水类型进行区分，而是应用统计学方法对1961-1979年的站点数据进行统计分析，确定了青藏高原降雪（含雨夹雪）和降雨的临界温度。相对于固定阈值法，本文的研究方法得到了青藏高原多个站点的临界温度，并将站点临界温度通过空间插值推广到非站

点所在地区,该方法弥补了以上模型所采单一固定阈值法在地形极为复杂的高海拔地区精度较差的不足。然而本研究在获得固液态降水的临界温度时存在一些不足。首先,用于统计的数据时间序列长度有限,未能周全考虑1980年至今全球变暖对临界温度的影响。其次,在青藏高原西部无人区站点稀少,通过周边站点插值得到的临界温度存在不准确性。因此,对固液态降水临界温度的研究精度有待进一步提高。

5 结论

基于国家气象信息中心发布的1961-2013年全国 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ 逐日降水量格点数据集和日平均气温格点数据集以及气象站点日降水量和日平均气温实测资料,对近53年来青藏高原的降水量、降雨量、降雪量以及雪雨比的时空变化、突变和周期进行分析,结论如下:

(1) 从时间尺度上看,青藏高原降水量和降雨量总体呈现增加趋势,增加幅度分别为 $0.6\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ ($p < 0.05$) 和 $1.3\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ ($p < 0.001$);而降雪量和雪雨比均呈下降趋势,下降幅度分别为 $0.6\text{ mm}\cdot\text{a}^{-1}$ ($p < 0.01$) 和 $0.5\%\cdot\text{a}^{-1}$ ($p < 0.001$)。

(2) 青藏高原全区降水量总体呈增加趋势,且呈增加趋势的格点占总格点数的76.9%,其中有45.1%的格点通过了0.05的信度检验。降雨量全区总体亦呈现增加趋势,有87.2%的格点的降雨量呈增加趋势,其中65.1%的格点通过了0.05的信度检验。相反,降雪量在青藏高原整体呈现减少趋势,74.8%的格点倾向率呈现减少趋势,其中41.8%的格点通过了0.05的信度检验。在此基础上青藏高原雪雨比总体呈现下降趋势,91.4%的格点的倾向率小于或等于0,而且其中有59.1%的格点通过了0.05的信度检验。

(3) 在0.05的信度下,青藏高原降水量、降雨量、降雪量和雪雨比的突变时间分别在2005、2004、1996和1998年左右;青藏高原降水量、降雨量、降雪量以及雪雨比的周期变化集中出现在5年、10年、16年、20年左右,而青藏高原降水量、降雨量、降雪量和雪雨比的主周期分别为16年、20年、5年、10年。

(4) 在海拔低于2500 m的范围内,青藏高原降水量倾向率和降雨量倾向率随海拔升高倾向率有下降的趋势,且其波动较大。在2500 m以上的范围内,降水量倾向率和降雨量倾向率变化则较为稳定,且均随海拔的升高有上升的趋势。降雪量倾向率在3000 m以下的范围内变化较为稳定,在3000 m以上的范围内波动逐渐变大,但是降雪量倾向率随海拔的升高均呈下降趋势。雪雨比倾向率变化在4500 m以下均较为稳定,在4500 m以上的范围内雪雨比倾向率波动较大,而雪雨比倾向率随海拔的升高有微弱下降趋势。

参考文献(References)

- [1] Dingman S L. Physical Hydrology. Waveland Press, 2015.
- [2] Mizukami N, Koren V, Smith M et al. The impact of precipitation type discrimination on hydrologic simulation. *Journal of Hydrometeorology*, 2013, 14(4): 1139-1158.
- [3] Scipión D E, Mott R, Lehning M, et al. Seasonal small-scale spatial variability in alpine snowfall and snow accumulation. *Water Resources Research*, 2013, 49(3): 1446-1457.
- [4] Berghuijs W R, Woods R A, Hrachowitz M. A precipitation shift from snow towards rain leads to a decrease in streamflow. *Nature Climate Change*, 2014, 4(7): 583-586.
- [5] Screen J A, Simmonds I. Declining summer snowfall in the Arctic. *Climate Dynamics*, 2012, 38(11/12): 2243-2256.
- [6] Mernild S H, Malmros J K, Yde J C, et al. Albedo decline on greenland's Mittivakkat Gletscher in a warming climate. *International Journal of Climatology*, 2015, 35(9): 2294-2307.
- [7] Huntington T G, Hodgkins G A, Keim B D, et al. Changes in the proportion of precipitation occurring as snow in New England (1949-2000). *Journal of Climate*, 2004, 17(13): 2626-2636.

- [8] Serquet G, Marty C, Dulex J P, et al. Seasonal trends and temperature dependence of the snowfall/precipitation-day ratio in Switzerland. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38(7). doi: 10.1029/2011GL046976.
- [9] Feng S, Hu Q. Changes in the agro-meteorological indicators in the contiguous United States: 1951-2000. *Theoretical and Applied Climatology*, 2004, 78(4): 247-264.
- [10] Guo L, Li L. Variation of the proportion of precipitation occurring as snow in the Tian Shan Mountains, China. *International Journal of Climatology*, 2015, 35(7): 1379-1393.
- [11] Wang T, Peng S, Lin X, et al. Declining snow cover may affect spring phenological trend on the Tibetan Plateau. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 2013, 110(31): E2854-E2855.
- [12] Wu Z, Jiang Z, Li J, et al. Possible association of the western Tibetan Plateau snow cover with the decadal to interdecadal variations of northern China heatwave frequency. *Climate Dynamics*, 2012, 39(9/10): 2393-2402.
- [13] Yao Tandong, Zhu Liping. The response of environmental changes on Tibetan Plateau to global changes and adaptation strategy. *Advances in Earth Science*, 2006, 21(5): 459-464. [姚檀栋, 朱立平. 青藏高原环境变化对全球变化的响应及其适应对策. *地球科学进展*, 2006, 21(5): 459-464.]
- [14] Zhang Yili, Li Bingyuan, Zheng Du. A discussion on the boundary and area of the Tibetan Plateau in China. *Geographical Research*, 2002, 21(1): 1-8. [张懿锂, 李炳元, 郑度. 论青藏高原范围与面积. *地理研究*, 2002, 21(1): 1-8.]
- [15] Wang Jing'ai. *China Geography Tutorial*. Beijing: Higher Education Press, 2007. [王静爱. *中国地理教程*. 北京: 高等教育出版社, 2007.]
- [16] Li Chaoliu, Kang Shichang. Review of the studies on climate change since the last inter-glacial period on the Tibetan Plateau. *Acta Geographica Sinica*, 2006, 61(3): 327-335. [李潮流, 康世昌. 青藏高原不同时段气候变化的研究综述. *地理学报*, 2006, 61(3): 327-335.]
- [17] Zhao Yufei, Zhu Jiang, Xu Yan. Establishment and assessment of the gird precipitation datasets in China for recent 50 years. *Journal of the Meteorological Sciences*, 2014, 34(4): 414-420. [赵煜飞, 朱江, 许艳. 近 50a 中国降水格点数据集的建立及质量评估. *气象科学*, 2014, 34(4): 414-420.]
- [18] Xu Zhuling. *Meteorology*. Beijing: China Meteorological Press, 1994. [徐祝龄. *气象学*. 北京: 气象出版社, 1994.]
- [19] Rauber R M, Olthoff L S, Ramamurthy M K. Further investigation of a physically based, nondimensional parameter for discriminating between locations of freezing rain and ice pellets. *Weather and Forecasting*, 2001, 16(1): 185-191.
- [20] Gustafsson D, Stähli M, Jansson P E. The surface energy balance of a snow cover: Comparing measurements to two different simulation models. *Theoretical and Applied Climatology*, 2001, 70(1-4): 81-96.
- [21] Yang Z L, Dickinson R E, Robock A, et al. Validation of the snow submodel of the biosphere-atmosphere transfer scheme with Russian snow cover and meteorological observational data. *Journal of Climate*, 1997, 10(2): 353-373.
- [22] Kang Ersi, Ohmura A. Energy, water and mass balance and runoff models in Tianshan glacier affected area. *Science in China (Series B)*, 1994, 24(9): 983-991. [康尔泗, Ohmura A. 天山冰川作用流域能量、水量和物质平衡及其径流模型. *中国科学(B辑)*, 1994, 24(9): 983-991.]
- [23] Han Chuntan, Chen Rensheng. A discuss of the separating solid and liquid precipitations. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2010, 32(2): 249-256. [韩春坛, 陈仁升. 固态降水分离方法探讨. *冰川冻土*, 2010, 32(2): 249-256.]
- [24] Chen R, Liu J. Precipitation type estimation and validation in China. *Journal of Mountain Science*, 2014, 11(4): 917-925.
- [25] Chen Rensheng. Some knowledge on and parameter of China's alpine hydrology. *Advances in Water Science*, 2014, 25(3): 307-316. [陈仁升. 中国高寒区水文学中的一些认识和参数. *水科学进展*, 2014, 25(3): 307-316.]
- [26] Sen P K. Estimates of the regression coefficient based on Kendall's Tau. *Journal of American Statistical Association*, 1968, 39: 1379-1389.
- [27] Lin Houbo, You Qinglong. Spatial and temporal characteristics of the precipitation over the Tibetan Plateau from 1961 to 2010 based on high resolution grid-observation dataset. *Journal of Natural Resources*, 2015, 30(2): 271-281. [林厚博, 游庆龙. 基于高分辨率格点观测数据的青藏高原降水时空变化特征. *自然资源学报*, 2015, 30(2): 271-281.]
- [28] Hu Haoran, Liang Ling. Temporal and spatial variations of rainfall at the east of Qinghai-Tibet Plateau in last 50 years. *Plateau and Mountain Meteorology Research*, 2013, 33(4): 1-7. [胡豪然, 梁玲. 近 50 年青藏高原东部降水的时空变化特征. *高原山地气象研究*, 2013, 33(4): 1-7.]
- [29] Tong K, Su F, Yang D, et al. Tibetan Plateau precipitation as depicted by gauge observations, reanalysis and satellite retrievals. *International Journal of Climatology*, 2014, 34(2): 265-285.
- [30] You Q, Min J, Zhang W, et al. Comparison of multiple datasets with gridded precipitation observations over the Tibetan Plateau. *Climate Dynamics*, 2015, 45(3): 791-806.
- [31] Mountain Research Initiative EDW Working Group. Elevation-dependent warming in mountain regions of the world.

- Nature Climate Change, 2015, 5(5): 424-430.
- [32] Feng Song, Tang Maocang, Wang Dongmei. New evidence for the Qinghai Xizang (Tibet) Plateau as a pilot region of climatic fluctuation in China. 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.]
- [33] Yan L, Liu X. Has climatic warming over the Tibetan Plateau paused or continued in recent years. Journal of Earth, Ocean and Atmospheric Sciences, 2014, 1(1): 13-28.
- [34] Liu Zongxiang, Su Zhen, Yao Tandong, et al. Resources and distribution of glaciers on the Tibetan Plateau. Resources Science, 2000, 22(5): 49-52. [刘宗香, 苏珍, 姚檀栋, 等. 青藏高原冰川资源及其分布特征. 资源科学, 2000, 22(5): 49-52.]
- [35] Yang Z L, Dickinson R E, Robock A, et al. Validation of the snow submodel of the biosphere-atmosphere transfer scheme with Russian snow cover and meteorological observational data. Journal of Climate, 1997, 10(2): 353-373.
- [36] Loth B, Graf H F, Oberhuber J M. Snow cover model for global climate simulations. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 1993, 98(D6): 10451-10464.
- [37] Wigmosta M S, Vail L W, Lettenmaier D P. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. Water Resources Research, 1994, 30(6): 1665-1679.
- [38] Lindström G, Johansson B, Persson M, et al. Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. Journal of Hydrology, 1997, 201(1): 272-288.

Change of snowfall/rainfall ratio in the Tibetan Plateau based on a gridded dataset with high resolution during 1961-2013

WANG Jie, ZHANG Mingjun, WANG Shengjie, REN Zhengguo,
CHE Yanjun, ZHANG Fuxian

(College of Geography and Environmental Science, Northwest Normal University, Lanzhou 730070, China)

Abstract: Based on the daily precipitation and temperature from a $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ gridded dataset and meteorological stations during 1961-2013 released by the National Meteorological Information Center, the spatial and temporal changes of annual precipitation, rainfall, snowfall and snowfall/rainfall ratio (S/R) in the Tibetan Plateau in recent 53 years were analyzed by using Sen slope, Mann-Kendall mutation test, IDW (inverse distance-weighted) interpolation and Morlet wavelet. The results indicated that: (1) Generally, precipitation and rainfall show increasing trends by $0.6 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ ($p < 0.05$) and $1.3 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ ($p < 0.001$), respectively, while snowfall and S/R show decreasing trends by $0.6 \text{ mm} \cdot \text{a}^{-1}$ ($p < 0.01$) and $0.5\% \cdot \text{a}^{-1}$ ($p < 0.001$), respectively. (2) Precipitation and rainfall show increasing trends, but snowfall shows a decreasing trend in most parts of the Tibetan Plateau. On this basis, S/R shows a decreasing trend. (3) Abrupt and cycle analysis shows that the abrupt changes of the precipitation, rainfall, snowfall and S/R occurred in 2005, 2004, 1996 and 1998, respectively. The precipitation, rainfall, snowfall and S/R present cycles of approximately 5 years, 10 years, 16 years and 20 years, respectively. (4) As elevation increases, the trend magnitude for precipitation and rainfall shows a decrease-to-increase trend, and that for snowfall and S/R shows a decreasing trend.

Keywords: Tibetan Plateau; gridded dataset; snowfall/rainfall ratio; trend