

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2020.0025

ZHAO Qiudong, ZHAO Chuancheng, QIN Yan, et al. The change features and future trend of snowfall and extreme snowfall in the arid areas of Northwest China[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2020, 42(1):81-90. [赵求东, 赵传成, 秦艳, 等. 中国西北干旱区降雪和极端降雪变化特征及未来趋势[J]. 冰川冻土, 2020, 42(1):81-90.]

中国西北干旱区降雪和极端降雪 变化特征及未来趋势

赵求东^{1,2}, 赵传成³, 秦艳⁴, 苒亚平^{1,2}

(1. 中国科学院西北生态环境资源研究院 内陆河流域生态水文重点实验室, 甘肃 兰州 730000; 2. 中国科学院西北生态环境资源研究院 冰冻圈科学国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000; 3. 兰州城市学院 地理与环境工程学院, 甘肃 兰州 7300070; 4. 新疆大学 资源与环境科学学院, 新疆 乌鲁木齐 830046)

摘 要: 降雪是中国西北干旱区水文系统中关键的组成要素, 同时也是对气候变化极为敏感的因子。利用中国西北干旱区的89个气象站点逐日气象资料结合IPCC-CMIP5气候情景数据, 研究了该区域降雪和极端降雪的时空变化特征, 并分析了其对气候变化的响应机理及未来变化趋势。结果表明: 1971—2010年, 我国西北干旱区年降雪量显著增加, 但降雪次数却明显减少; 年极端降雪发生次数占总降雪次数的比例不足3%, 但其对年降雪量的平均贡献可达1/4, 且极端降雪量和发生次数的增加是近40年西北干旱区降雪总量增加的主要原因。极端降雪发生时的气温要比非极端降雪发生时的气温平均高3.3℃; 当气温在1℃以下, 降雪强度随气温升高而增大, 该变化特征基本符合克劳修斯-克拉伯龙方程理论, 气候变暖是导致极端降雪显著增加的主要原因。在RCP4.5气候情景下, 我国西北干旱区未来年降雪次数将大幅减少, 年降雪量将在(2040±5)年前后达到峰值随后下降, 年极端降雪量和发生次数预计(2060±5)年左右达到峰值; 相比基准期, 2050s西北干旱区所有站点的年降雪发生次数都将明显减少, 区域平均年降雪量将减少5%, 而年极端降雪量和发生次数有微弱的增加, 分别增加约2%和4%。

关键词: 西北干旱区; 降雪变化; 极端降雪; 气候变化; 未来预估

中图分类号: P426.63 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2020)01-0081-10

0 引言

降雪是全球中高纬度区域和高海拔山区水文系统中关键的组成要素, 降雪到达地表会形成积雪。在北半球的冬季, 约40%的陆地表面被积雪覆盖^[1]。积雪是陆地表层十分重要且特殊的下垫面, 具有高反射率、低热导率的特点, 极大地影响了地球表面能量平衡, 进而影响了区域和全球尺度的气候^[2]; 同时, 积雪是中高纬度地区重要的水资源, 融雪径流约为地表年径流的50%, 即使在较低纬度的高山地区, 融雪水在河道径流中也占有重要的比例^[3-4]; 但过量降雪和极端降雪也会造成很大的自然灾害, 对交通运输、能源供应、电力传输、农牧

业及人民群众生活造成了严重影响^[5-6]。

近半个世纪以来, 全球变暖使得更多的降水以降雨形式发生^[7-10], 另一方面气温升高又加速了水循环过程, 使得冷季降水量及极端降雪呈现增加趋势^[11-12]。因此, 相比于降雨, 降雪变化的不确定性和空间差异更大, 对气候变化的响应更为复杂, 是气候变化领域的研究热点之一。早期的大多数研究集中于气候变化背景下地表积雪(范围、雪深及雪水当量)变化^[13-14]、降雪/降水比率变化^[9-10]、降雪量变化^[15-16]及流域融雪径流变化特征等^[17-18]。近十年极端气候事件频发, 极端降雪和强降雪事件也引起了国外学者的广泛关注: 大多数研究表明在气候

收稿日期: 2019-06-04; 修订日期: 2019-12-16

基金项目: 中国科学院战略性先导科技专项(A类)(XDA19070302); 国家自然科学基金项目(41730751; 41871059; 41771087)资助

作者简介: 赵求东(1983—), 男, 安徽桐城人, 副研究员, 2011年于中国科学院寒区旱区环境与工程研究所获博士学位, 从事寒区水文研究。E-mail: dsslab@163.com.

变暖、大气饱和比湿增加的气候背景下,即使在一些降雪总量下降的区域,极端和强降雪事件的频率和降雪强度仍呈现增加趋势,并且这种增加趋势在一定温升范围内可能将会持续^[11,19-20];强降雪和极端降雪的未来预估研究也在陆续开展^[21]。

目前,对我国降雪量和积雪面积变化研究较多^[7-8,22-23],但对极端降雪事件变化方面的研究相对较少^[24-25],尤其对降雪未来变化方面的研究鲜有报道。在目前的研究中,一般将一个降雪日作为一次降雪事件,但实际上一次降雪事件可能持续多日,将单日降雪作为降雪事件可能会造成对降雪变化的认识存在偏差;此外,已有的强降雪研究常对不同观测站点采用固定阈值确定极端降雪事件,但由于降雪量具有很强的区域差异性,采用统一的阈值极有可能造成对低降雪量区域极端降雪事件的低估,以及对高降雪量区域极端降雪事件的高估。

鉴于此,本文拟基于中国西北干旱区气象站近40年(1971—2010年)的日气象观测资料,采用百分比法确定每个站点的极端降雪事件阈值,研究总降雪及极端降雪的变化特征及可能机理;并采用IPCC-CMIP5 (the Fifth Phase of the Coupled Model

Inter Comparison Project)气候情景数据探讨未来该区域总降雪和极端降雪量及发生次数的变化趋势;该研究成果将为当地水资源管理及应对极端降雪灾害措施的制定提供参考依据。

1 研究区概况

中国西北干旱区包括新疆全境、甘肃河西走廊、青海祁连山地区、内蒙古阿拉善高原及黄河宁夏段以西的宁夏部分地区(图1),覆盖面积约 $2.19 \times 10^6 \text{ km}^2$,约占中国面积的22.8%。该区域地形复杂,既横亘有3 000 m以上的山脉,也有海拔在-156~500 m的内陆盆地。由于地处欧亚大陆中心,距海较远,境内四周又有阿尔泰山、天山、昆仑山和祁连山一系列巨大山脉的阻隔,海洋湿润水汽很难到达,气候十分干旱,年平均降水量小于200 mm。其特殊的地理位置和地貌组成决定了该区域气候变化的复杂性,是全球变化最敏感的区域之一^[26],尤其是20世纪80年代后期以来,伴随着气温和降水的“突变性”增加,西北干旱区极端气候水文事件的强度和频率呈明显增加趋势^[27-28],由此而引发的灾害损失也不断加大。

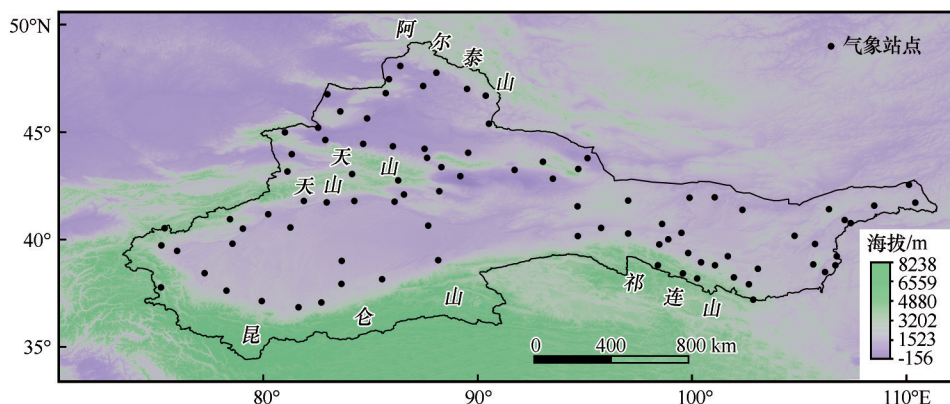


图1 中国西北干旱区边界和气象站点分布

Fig. 1 The boundary of the arid areas of Northwest China and spatial distribution of meteorological stations

2 数据及方法

2.1 站点观测数据及气候情景数据

依据资料的连续性、时段、台站迁移等情况,选取了1971—2010年研究区内89个气象站点日观测数据(日降水量、平均气温、相对湿度和气压)(图1)。数据来源于中国国家气象信息中心(<http://data.cma.cn>),该气象数据经过了严格的质量控制,数据完整性和准确性良好。

IPCC-CMIP5的全球气候模式(GCM)输出数据是进行未来气候变化预估的重要数据源,目前参与CMIP5计划的GCM模式多达40个,且不同模式输出的结果差异很大。本文从中选取了数据完整的24个GCMs,并提取气象站点所在格网的基准期(1971—2005年)和RCP4.5排放情景下的21世纪中叶(2041—2070年)的模拟数据。分析冷季(降雪发生的主要时间段,10月—次年3月)21世纪中叶相比基准期平均的气温和降水量变化情况,从中选

择了接近平均水平的4个GCMs模式开展降雪的未来变化研究(图2)。GCMs模式的模拟数据由CEDA(Centre for Environmental Data Analysis; <http://www.ceda.ac.uk>)提供。数据包括基准期和RCP4.5排放情景下未来(2006—2100年)年的日平均气温、相对湿度、气压及降水量。

www.ceda.ac.uk)提供。数据包括基准期和RCP4.5排放情景下未来(2006—2100年)年的日平均气温、相对湿度、气压及降水量。

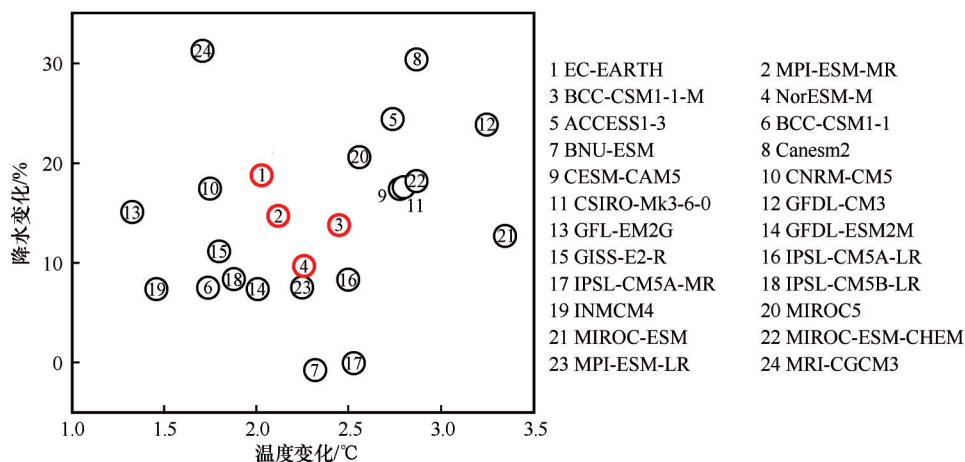


图2 RCP4.5情景下GCMs模式预估的21世纪中叶(2041—2070年)冷季平均气温和降水相对于基准期(1971—2005年)的变化情况(红色标注的为选取的模式)

Fig. 2 Station-averaged projected change in cold season average temperature and percent change in cumulative cold season precipitation between the historical (1971—2005) and midcentury (2041—2070) periods under RCP4.5 (the selected four GCMs were marked red)

2.2 降雪量及极端降雪阈值的计算

国家气象信息中心提供的气象数据在1979年后无降水类型(降雨/降雪/雨夹雪)标注,故需依据其他气象要素观测数据对降水类型进行判别,从而确定降雪量。本文采用Ding等^[29]提出的多要素(湿球温度、气压、湿度及海拔)降水类型判别方案,该方案对中国降水类型判别精度要明显高于其他临界温度阈值法。具体日降雪量(P_s)计算公式如下:

$$P_s = \begin{cases} P & T_w \leq T_{\min} \\ \frac{P}{1 + \exp\left(\frac{T_w - T_0}{\Delta S}\right)} & T_{\min} < T_w < T_{\max} \\ 0 & T_w \geq T_{\max} \end{cases} \quad (1)$$

式中: P 为观测的日降水量(mm); T_0 和 ΔS 为由相对湿度和高程计算的经验参数; T_w 为日均湿球温度(°C); T_{\min} 为降雨能发生的最低期望(°C); T_{\max} 为降雪能发生的最高期望(°C),具体的算法见文献[44]。

本文将连续多日有降雪且降雪量均大于有效降雪量(0.1 mm)的降雪日合并作为一次降雪事件,累计该时段的降雪量为该降雪事件的降雪量,并统计该降雪事件的持续日数及平均降雪强度($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)。将每个台站1971—2010年有效降雪事件(降雪量 ≥ 0.1 mm)按升序排列,并统计其累计频率(累计百分位),以第95百分位所对应的降雪量

作为该站点的极端降雪的阈值^[30],从而可获取每个站点的极端降雪事件及对应的降雪量。

2.3 GCM模式降尺度方法

GCM模式能够较好地模拟出大尺度的平均气候特征,但输出结果的空间分辨率一般较低,缺少区域气候信息,难以对区域气候情景做出有效预估,故常需要进行动力或统计降尺度。统计降尺度方法利用GCM历史模拟的气候要素与区域观测气象要素之间的数学关系,并将这种关系应用到GCM输出的大尺度未来气候情景数据,从而获得区域未来气候变化情景。该方法可以一定程度上修正GCM的系统误差,且简单易行,是目前应用最为广泛的一种降尺度方法。本研究采用QDM(bias-correction with quantile delta mapping)统计降尺度方法^[31-33]对GCMs模式的输出数据进行降尺度,该方法已被验证能较好地获取极端气候信息^[31-32],具体计算方案如下:

$$\hat{x}_{m,r}(t) = F_{o,r}^{-1}\left\{F_{m,r}\left[x_{m,r}(t)\right]\right\} \quad (2)$$

$$\Delta_m(t) = \begin{cases} \frac{x_{m,r}(t)}{F_{m,r}^{-1}\left\{F_{m,r}\left[x_{m,r}(t)\right]\right\}} & \text{降水量} \\ x_{m,r}(t) - F_{m,r}^{-1}\left\{F_{m,r}\left[x_{m,r}(t)\right]\right\} & \text{其他气象要素} \end{cases} \quad (3)$$

$$\hat{x}_{m,f}(t) = \begin{cases} F_{o,r}^{-1}\{F_{m,f}[x_{m,r}(t)]\} \Delta_m(t) & \text{降水量} \\ F_{o,r}^{-1}\{F_{m,f}[x_{m,r}(t)]\} + \Delta_m(t) & \text{其他气象要素} \end{cases} \quad (4)$$

式中: $F_{o,r}$ 和 $F_{m,r}$ 分别为基准期(1971—2005年)站点观测和站点所在 GCM 格网模拟的日气象数据经验累积分布函数; $F_{m,f}$ 为未来三个时段(2006—2040年, 2041—2070年, 2071—2100年)GCM 模拟的日气象数据经验累积分布函数; $x_{m,r}(t)$ 和 $x_{m,f}(t)$ 是 GCM 模拟的基准期和未来的模式输出日气象数据; $\hat{x}_{m,r}(t)$ 和 $\hat{x}_{m,f}(t)$ 为经过降尺度后的日气象数据。细节的算法见文献[31—32]。

2.4 克劳修斯-克拉伯龙方程

克劳修斯-克拉伯龙方程(CC: Clausius-Clapeyron)是目前解释降水和极端降水强度随气温变化的物理基础, 本文尝试采用该方程来探讨我国西北干旱区降雪对气候变化的响应机理。CC 方程表达了大气饱和水汽压(e_s)与气温(T)之间的数值联系, 其公式如下:

$$\frac{\partial e_s}{\partial T} = \frac{l_v e_s}{R_v T^2} \quad (5)$$

式中: l_v 为汽化潜热(0℃时水的汽化潜热值为 $2.5 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$); R_v 为气体常数($461.5 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$)。

根据 CC 方程理论, 气温每升高 1℃, 大气持水能力约增加 7%(相对于 0℃的大气持水能力), 该值也被称为 CC 比率^[33]。假设影响降水的其他要素不变, 降水强度则直接受控于大气持水能力, 其随气温变化的幅度也应等于 CC 比率^[35]。实际上, 降水强度还受其他要素(大尺度大气环流、降水持续时间等)的影响^[36—38], 以至于在不同区域及气温区间降水强度随温度变化的幅度存在一定的差异性。

3 结果分析

3.1 西北干旱区降雪时空变化特征

过去 40 a 中国西北干旱区年降雪量和极端降雪量变化趋势表现为较为一致的空间分布特征, 90% 的站点年降雪量和极端降雪量呈现增加趋势, 且即使在一些年降雪量减少的站点, 极端降雪量仍呈现增加趋势, 增加趋势明显的站点主要集中于天山北坡、阿勒泰地区及祁连山黑河流域中山带[图 3(a)和(c)]。年降雪和极端降雪发生次数表现为相反的趋势[图 3(b)和(d)], 超过 75% 的站点的年降雪次数表现为减少趋势, 年降雪次数增加的站点主要集中于塔里木盆地周边的低海拔绿洲区; 而超过 83% 的站点极端降雪发生次数呈现增加趋势[图 3(d)],

且极端降雪量及发生次数的空间变化趋势较为一致。

进一步分析区域平均的年降雪量及发生次数的变化趋势(图 4), 可以看出, 1971—2010 年期间西北干旱区年降雪量以 $2.8 \text{ mm} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 的速率呈明显的增加趋势, 但年降雪次数以 $-1.4 \text{ 次} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 的速率呈明显的减少趋势。年极端降雪量及发生次数均呈现一个明显增加趋势, 其中极端降雪量的增加速率为 $2.1 \text{ mm} \cdot (10\text{a})^{-1}$, 极端降雪发生次数的增加速率为 $0.14 \text{ 次} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 。西北干旱区年极端降雪发生次数仅占总降雪次数的 2.4%, 但其对年降雪量的平均贡献可达 1/4, 且近 40 年极端降雪量的增加是年降雪量增加的主要原因(约贡献了 73% 的增加量)。

3.2 极端降雪事件对气候变暖的响应机理

为了分析极端降雪对气候变暖的响应, 对比了极端和非极端降雪事件发生时的平均气温、温度差及发生次数随气温的频率分布(图 5)。可以看出, 极端降雪事件发生时的平均气温在 $-7.7 \sim 0.4 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间, 超过 80% 的极端降雪事件发生在 $-7 \sim 0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ [图 5(a)和 5(d)]; 非极端降雪事件发生时的平均温度在 $-12.7 \sim -3.6 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间, 发生次数随温度的频率分布相对平缓[图 5(b)和 5(d)]; 两者相比, 95% 以上的站点极端降雪事件发生时的温度普遍高于非极端降雪事件发生时的气温, 平均高 $3.3 \text{ }^{\circ}\text{C}$ [图 5(c)]。这表明气温在一定温度范围内升高有利于极端降雪事件的发生。

为了探讨我国西北干旱区降雪强度随气温变化的特征及其是否符合 CC 方程理论, 本文统计了每个温度区间(1℃间隔)平均降雪强度与气温的关系(图 6)。从图上可以看出, 当气温高于 1℃, 降雪强度会随气温的升高而快速下降, 这主要由于在该气温区间, 温度的进一步升高会使得更多降水以混合态降水形式发生; 而当气温低于 1℃时, 降雪强度随气温升高而增大, 该变化特征基本符合 CC 方程。此外在极端降雪事件集中的气温区间内($-7.5 \sim 1.0 \text{ }^{\circ}\text{C}$), 降雪强度随气温的升高而快速增加, 气温每升高 1℃, 降雪强度平均约增加 8.6%, 该值要稍高于 CC 比率; 而在气温低于 $-7.5 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 的温度区间, 降雪强度随气温升高的增加幅度相对较小, 气温每升高 1℃, 降雪强度平均增加约 3.2%。这也表明极端降雪的强度随温度升高而增加的幅度要明显大于非极端降雪。

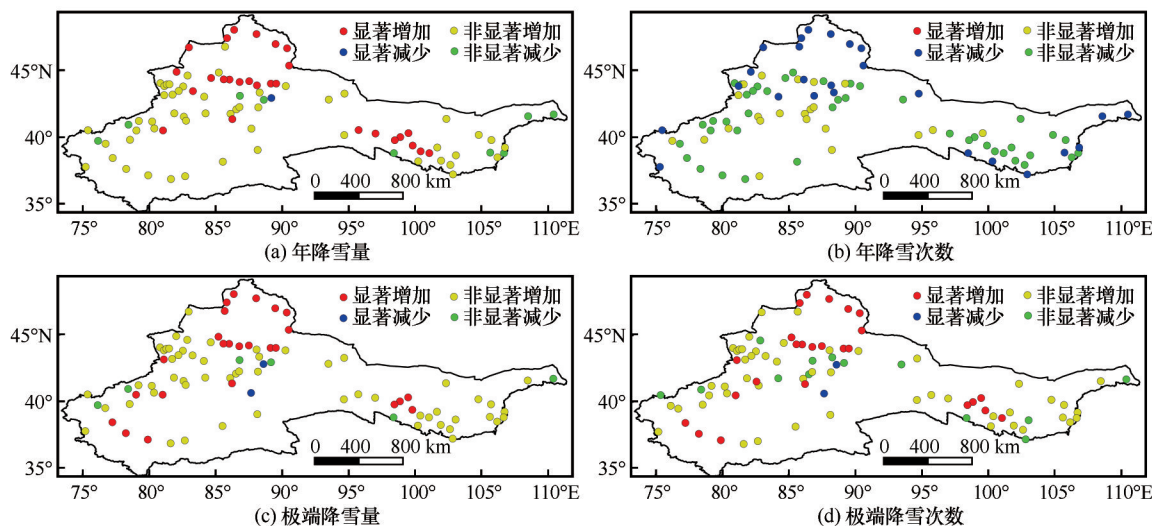


图3 1971—2010年中国西北干旱区年降雪量(a)、年降雪次数(b)、极端降雪量(c)和极端降雪次数(d)变化趋势的空间分布($P \leq 0.05$ 为显著)

Fig. 3 Spatial distribution of the trends of annual snowfall amount (a), occurrences of snowfall (b), the extreme snowfall amount (c) and occurrences of the extreme snowfall (d) in the arid areas of Northwest China during the period of 1971—2010 ($P \leq 0.05$ is considered statistically significant)

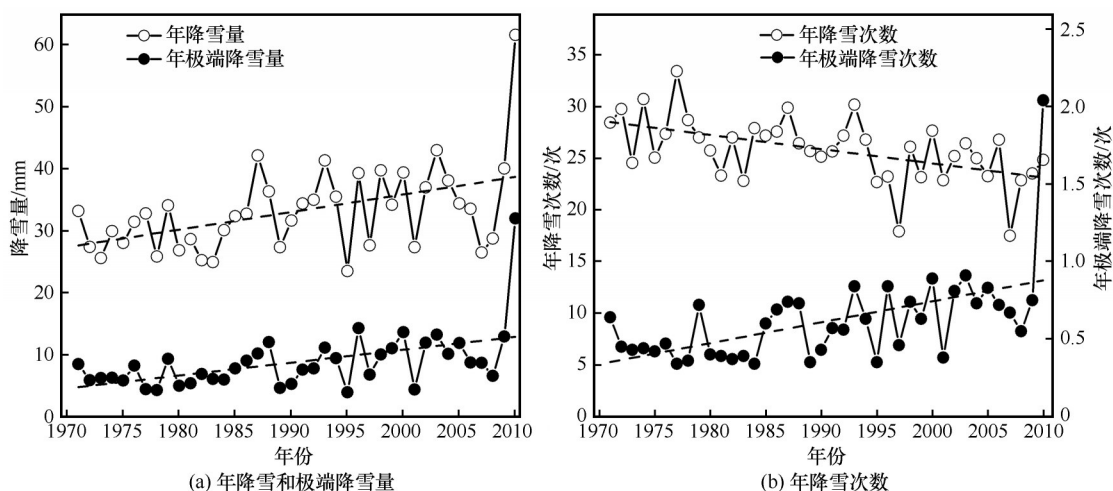


图4 1971—2010年中国西北干旱区平均的年降雪和极端降雪量(a)及降雪次数的年际变化(b)

Fig. 4 The inter-annual variations of mean annual total and extreme snowfall amount (a) and occurrences of snowfall and extreme snowfall (b) in the arid areas of Northwest China during the period of 1971—2010

综上所述,中国西北干旱区的降雪强度在 1°C 气温以下会随温度升高而增大,在一定温度范围内的升温有利于极端降雪事件的发生,故气候变暖是过去40年西北干旱区极端降雪事件增加的主要原因。

3.3 未来降雪变化预估

本文采用QDM方法将站点邻近的GCMs格网数据降尺度到站点,从而获得站点未来日气候预估情景数据。图7展示了西北干旱区1971—2100年降尺度的4个GCMs模拟和基准期观测的年降雪量和极端降雪量及发生次数的变化趋势。可以看出,

降尺度后的GCMs数据能够较好地重现基准期的年降雪量和极端降雪的量及发生次数的变化特征,且GCMs模拟的多年平均的降雪量及发生次数与观测值之间的相对误差小于10%,故采用该降尺度方法获取的GCMs模拟的站点数据可用于分析未来降雪的变化趋势。进一步分析表明,在RCP4.5情景下,未来年降雪次数将继续呈现明显下降趋势[图7(c)],尽管预估的未来冷季降水量将增加(图2),但由于气温的升高,降雪/降水比率下降,西北干旱区年降雪量预计在(2040 \pm 5)年前后将开始缓慢下降[图7(a)];年极端降雪量与发生次数的变化趋势

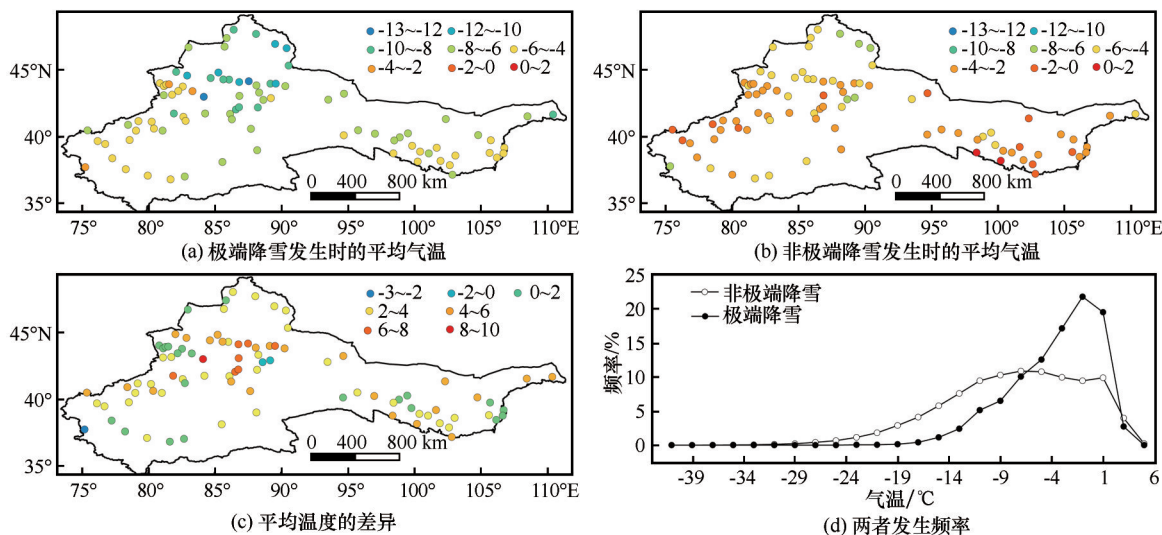


图5 极端与非极端降雪发生时的平均气温(a、b), 极端降雪与非极端降雪发生时平均温度的差异(c) 以及在不同温度区间两者发生频率的分布(d)

Fig. 5 Average temperature coincident with extreme and other snowfall events (a, b), difference between temperature coincident with extreme and other snowfall events (c) and the frequency distribution of extreme and other snowfall events within different temperature ranges (d)

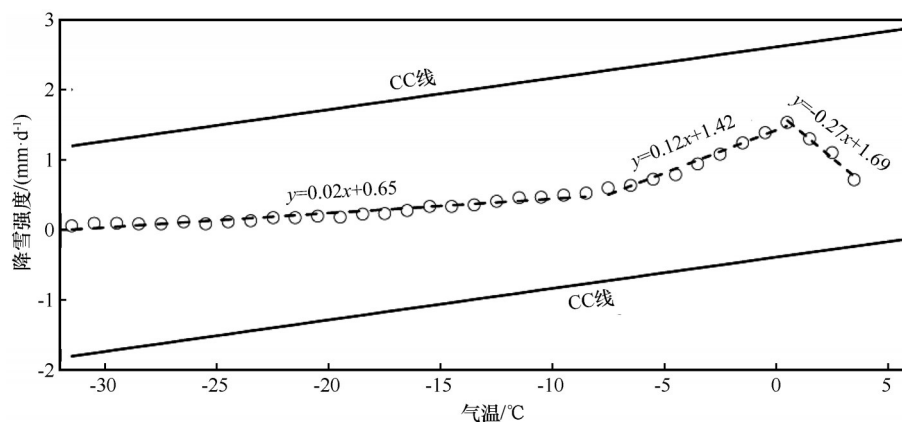


图6 中国西北干旱区平均降雪强度与气温的关系

Fig. 6 Relationship between averaged snowfall intensity and air temperature in the arid areas of Northwest China

极为相似[图7(b)和(d)], 预计(2060±5)年左右达到峰值, 随后将开始缓慢减少, 这明显要晚于年降雪量拐点出现的时间。

图8显示了4个模式预估的我国西北干旱区2050s(2041—2060年)平均年降雪量、极端降雪量及发生次数相比基准期(1971—2005年)的变化情况。到2050s, 西北干旱区所有站点的年降雪发生次数都将明显减少, 区域站点平均的年降雪发生次数约减少11%, 相当于2.6次[图8(b)]; 约55%的站点年降雪量相比基准期稍有减少, 整个区域站点平均的年降雪量减少5%, 减少的站点主要集中于伊犁河谷及河西走廊[图8(a)]。但到2050s, 西北干旱区仍约有60%站点的极端降雪量和发生次数

相比基准期均有所增加, 减少的站点也主要位于伊犁河谷及祁连山中高山带, 区域站点平均的年极端降雪量和降雪次数相比基准期约分别增加2%和4%[图8(c)和(d)]。

4 结论

(1)1971—2010年中国西北干旱区尽管站点的年降雪次数呈现明显减少趋势, 但年降雪量总体呈现明显增加趋势; 极端降雪量和发生次数均呈现增加趋势。尽管年极端降雪发生次数占总降雪次数的比例不足3%, 但其对年降雪量的平均贡献可达1/4, 极端降雪量的增加是近40 a西北干旱区降雪总量增加的主要原因。

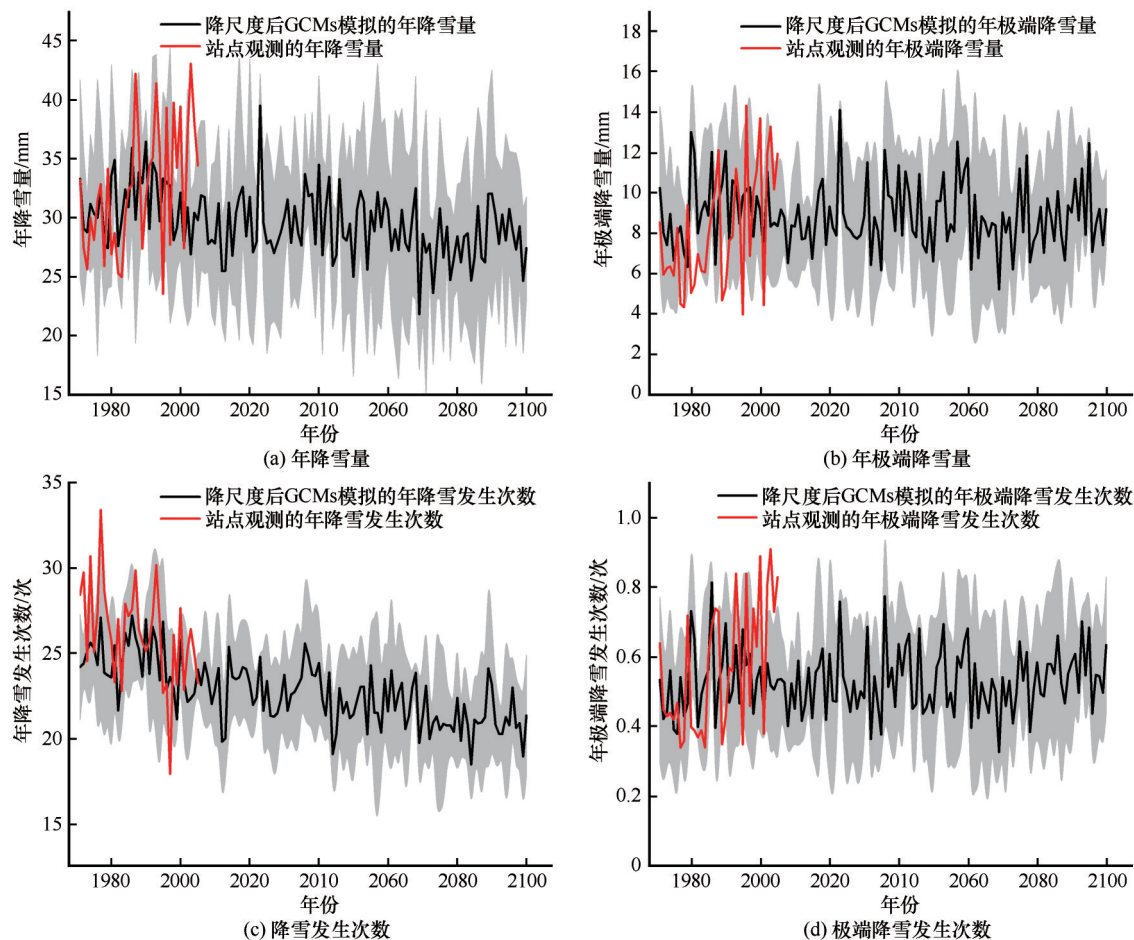


图7 西北干旱区平均的年降雪量(a)、年极端降雪量(b)、降雪发生次数(c)和极端降雪发生次数(d)的历史及未来的变化(黑色线为4个模式模拟结果的平均值,灰色部分为4个模式模拟结果的范围)

Fig. 7 The inter-annual variations of historical and future mean annual snowfall amount (a), extreme snowfall amount (b), occurrences of snowfall (c) and occurrences of extreme snowfall (d) in the arid areas of Northwest China (solid black lines represent the ensemble means, and the gray swath represents the spans of results from 4 GCMs)

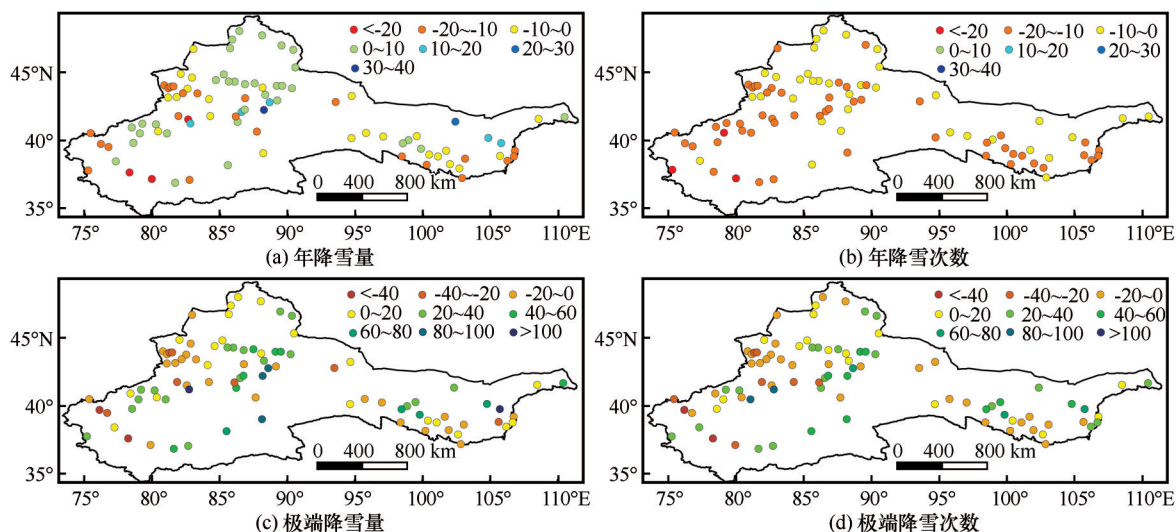


图8 RCP4.5气候情景下,2050s西北干旱区年降雪量(a)、年降雪次数(b)、极端降雪量(c)和极端降雪次数(d)相比基准期的变化

Fig. 8 Percentage change in annual snowfall amount (a), occurrences of snowfall (b), extreme snowfall amount (c) and occurrences of extreme snowfall (d) between baseline time period and 2050s under RCP4.5 climate scenario

(2)西北干旱区极端降雪发生时的平均气温要明显高于非极端降雪事件发生时的气温,平均高 $3.3\text{ }^{\circ}\text{C}$;当气温低于 $1\text{ }^{\circ}\text{C}$,平均降雪强度随温度的升高而增大($3.1\%\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}\sim 8.6\%\cdot^{\circ}\text{C}^{-1}$),基本符合克劳修斯-克拉伯龙方程,故过去40 a气候变暖是导致西北干旱区极端降雪量显著增加的主要原因。

(3)IPCC-CMIP5的4个GCMs的预估数据表明,RCP4.5气候情景下,西北干旱区年降雪次数未来将大幅度减少。由于气温的升高,降雪/降水比率下降,年降雪量将在(2040 \pm 5)年前后达到峰值,而年极端降雪量和发生次数预计(2060 \pm 5)年左右达到峰值。相比基准期,到本世纪中期,西北干旱区所有站点的年降雪发生次数均将明显减少,平均约减少11%,超过55%站点的年降雪量将有所减少,整个区域站点平均减少5%;但仍有60%左右的站点年极端降雪量和发生次数有所增加,整个区域站点平均的年极端降雪量和发生次数约分别增加2%和4%。

参考文献(References):

- [1] Zhang Ningli, Fan Xiangtao, Zhu Junjie. Spatial and temporal variation of snow cover over Northern hemisphere using Modis snow products [J]. Remote Sensing Information, 2012, 27(6): 28–34. [张宁丽, 范湘涛, 朱俊杰. 基于MODIS雪产品的北半球积雪时空分布变化特征分析[J]. 遥感信息, 2012, 27(6): 28–34.]
- [2] Trenberth E, Fasullo T. Global warming due to increasing absorbed solar radiation [J]. Geophysical Research Letters, 2009, 36(7): 157–163.
- [3] Barnett T P, Adam J C, Lettenmaier D P. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions [J]. Nature, 2005, 438(7066): 303–309.
- [4] Jepsen S M. Hydrogeologic influence on changes in snowmelt runoff with climate warming: Numerical experiments on a mid-elevation catchment in the Sierra Nevada, USA [J]. Journal of Hydrology, 2016, 533: 332–342.
- [5] Shen Yongping, Su Hongchao, Wang Guoya, et al. The responses of glaciers and snow cover to climate change in Xinjiang (II): Hazards effects [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2013, 35(6): 1355–1370. [沈永平, 苏宏超, 王国亚, 等. 新疆冰川、积雪对气候变化的响应(II): 灾害效应[J]. 冰川冻土, 2013, 35(6): 1355–1370.]
- [6] Changnon S A, Changnon D. A spatial and temporal analysis of damaging snowstorms in the United States [J]. Natural Hazards, 2006, 37(3): 373–389.
- [7] Wang Jie, Zhang Mingjun, Wang Shengjie, et al. Change of snowfall/rainfall ratio in the Tibetan Plateau based on a gridded dataset with high resolution during 1961–2013 [J]. Acta Geographica Sinica, 2016, 71(1): 142–152. [王杰, 张明军, 王圣杰, 等. 基于高分辨率格点数据的1961—2013年青藏高原雪雨比变化[J]. 地理学报, 2016, 71(1): 142–152.]
- [8] Wang Jie, Zhang Mingjun, Wang Shengjie, et al. Change of snowfall/rainfall ratio in Xinjiang during the period of 1961–2013 [J]. Arid Zone Research, 2017, 34(4): 889–897. [王杰, 张明军, 王圣杰, 等. 1961—2013年新疆雪雨比变化[J]. 干旱区研究, 2017, 34(4): 889–897.]
- [9] Gaëlle S, Christoph M, Jean-Pierre D, et al. Seasonal trends and temperature dependence of the snowfall/precipitation-day ratio in Switzerland [J]. Geophysical Research Letters, 2011, 38(7): 128–136.
- [10] Twardosz R. Long-term variability of occurrence of precipitation forms in winter in Kraków, Poland [J]. Climatic Change, 2012, 113(3/4): 623–638.
- [11] O' Gorman P A. Contrasting responses of mean and extreme snowfall to climate change [J]. Nature, 2014, 512(7515): 416–418.
- [12] Donat M G, Lowry A L, Alexander L V, et al. More extreme precipitation in the world's dry and wet regions [J]. Nature Climate Change, 2016, 6: 508–513.
- [13] Slobbe D C, Ditmar P, Lindenbergh R C. Estimating the rates of mass change, ice volume change and snow volume change in Greenland from ICESat and GRACE data [J]. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 2010, 176(1): 95–106.
- [14] Zhou H, Aizen E, Aizen V. Seasonal snow cover regime and historical change in Central Asia from 1986 to 2008 [J]. Global and Planetary Change, 2016, 148: 192–216.
- [15] Monaghan A J, Bromwich D H, Fogt R L, et al. Insignificant change in Antarctic snowfall since the International Geophysical Year [J]. Science, 2006, 313(5788): 827–831.
- [16] Krasting J P, Broccoli A J, Dixon K W, et al. Future changes in northern hemisphere snowfall [J]. Journal of Climate, 2013, 26(20): 7813–7828.
- [17] Stewart I T, Cayan D R, Dettinger M D. Changes in snowmelt runoff timing in western North America under a "Business as Usual" climate change scenario [J]. Climatic Change, 2004, 62: 217–235.
- [18] Tahir A A, Chevallier P, Arnaud Y, et al. Modeling snowmelt-runoff under climate scenarios in the Hunza River basin, Karakoram Range, Northern Pakistan [J]. Journal of Hydrology, 2011, 409(1/2): 104–117.
- [19] Nicolet G, Eckert N, Morin S, et al. Decreasing spatial dependence in extreme snowfall in the French Alps since 1958 under climate change [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2016, 121(14): 8297–8310.
- [20] Klein I M, Rousseau A N, Frigon A, et al. Evaluation of probable maximum snow accumulation: Development of a methodology for climate change studies [J]. Journal of Hydrology, 2016, 537: 74–85.
- [21] Lute A C, Abatzoglou J T, Hegewisch K C. Projected changes in snowfall extremes and interannual variability of snowfall in the western U. S [J]. Water Resources Research, 2015, 51: 960–972.
- [22] Xu Xingkui. Spatiotemporal variation and regional distribution characteristics of snowfall in China from 1970 to 2000 [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2011, 33(3): 497–503. [徐兴奎. 1970—2000年中国降雪量变化和区域性分布特征[J]. 冰川冻土, 2011, 33(3): 497–503.]
- [23] He Haidi, Li Zhongqin, Zhang Mingjun. Spatio-temporal variation analysis of snow cover area of Tianshan Mountains in China using MODIS data [J]. Arid Land Geography, 2018, 41(2): 150–157. [何海迪, 李忠勤, 张明军. 基于MODIS数据中国天山积雪面积时空变化特征分析[J]. 干旱区地理, 2018, 41(2): 150–157.]

- [24] Zhou Xiaoyu, Zhao Chunyu, Cui Yan. Variation characteristics of different levels of snow in Liaoning Province[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2017, 39(4): 720 – 7320. [周晓宇, 赵春雨, 崔妍, 等. 辽宁省不同等级降雪变化特征[J]. *冰川冻土*, 2017, 39(4): 720 – 732.]
- [25] Sun J, Wang H, Yuan W, et al. Spatial-temporal features of intense snowfall events in China and their possible change[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2010, 115: D16110. DOI:10.1029/2009JD013541.
- [26] Chen Yaning, Yang Qing, Luo Yi, et al. Ponder on the issue of water resources in the arid region of Northwest China[J]. *Arid Land Geography*, 2012, 35(1): 1 – 9. [陈亚宁, 杨青, 罗毅, 等. 西北干旱区水资源问题研究思考[J]. *干旱区地理*, 2012, 35(1): 1 – 9.]
- [27] Mao Weiyi, Chen Pengxiang, Shen Yongping. Characteristics and effects of the extreme maximum air temperature in the summer of 2015 in Xinjiang under global warming[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2016, 38(2): 291 – 304. [毛炜峰, 陈鹏翔, 沈永平. 气候变暖背景下2015年夏季新疆极端高温过程及其影响[J]. *冰川冻土*, 2016, 38(2): 291 – 304.]
- [28] Chen Yaning, Wang Huaijun, Wang Zhicheng, et al. Characteristics of extreme climatic/hydrological events in the arid region of northwestern China[J]. *Arid Land Geography*, 2017, 40(1): 1 – 9. [陈亚宁, 王怀军, 王志成, 等. 西北干旱区极端气候水文事件特征分析[J]. *干旱区地理*, 2017, 40(1): 1 – 9.]
- [29] Ding B, Yang K, Qin J, et al. The dependence of precipitation types on surface elevation and meteorological conditions and its parameterization[J]. *Journal of Hydrology*, 2014, 513: 154 – 163.
- [30] Luo Mengsen, Xiong Shiwei, Liang Yufei. Comparative study of calculated threshold values in regional extreme precipitation[J]. *Journal of the Meteorological Sciences*, 2013, 33(5): 549 – 554. [罗梦森, 熊世为, 梁宇飞. 区域极端降水事件阈值计算方法比较分析[J]. *气象科学*, 2013, 33(5): 549 – 554.]
- [31] Cannon A J, Sobie S R, Murdock T Q. Bias Correction of GCM precipitation by quantile mapping: How well do methods preserve changes in quantiles and extremes?[J]. *Journal of Climate*, 2015, 28: 6938 – 6959.
- [32] Eum H I, Cannon A J. Intercomparison of projected changes in climate extremes for South Korea: application of trend preserving statistical downscaling methods to the CMIP5 ensemble[J]. *International Journal of Climatology*, 2017, 37: 3381 – 3397.
- [33] Li Donghuan, Zhou Tianjun, Zou Liwei, et al. Extreme high-temperature events over East Asia in 1.5 °C and 2 °C warmer futures: Analysis of NCAR CESM low-warming experiments[J]. *Geophysical Research Letters*, 2018, 45(3): 1541 – 1550.
- [34] Panthou G, Mailhot A, Laurence E, et al. Relationship between surface temperature and extreme rainfalls: A multi-time-scale and event-based analysis[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 2014, 15(5): 1999 – 2011.
- [35] Ivancic T J, Shaw S B. A U. S. -based analysis of the ability of the Clausius-Clapeyron relationship to explain changes in extreme rainfall with changing temperature[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2016, 121: 3066 – 3078.
- [36] Blenkinsop S, Chan S C, Kendon E J, et al. Temperature influences on intense UK hourly precipitation and dependency on large-scale circulation[J]. *Environmental Research Letters*, 2015, 10: 054021.
- [37] Utsumi N, Seto S, Kanae S, et al. Does higher surface temperature intensify extreme precipitation?[J]. *Geophysical Research Letters*, 2011, 38(16): 239 – 255.
- [38] Wasko C, Sharma A, Johnson F. Does storm duration modulate the extreme precipitation-temperature scaling relationship?[J]. *Geophysical Research Letters*, 2015, 42: 8783 – 8790.

The change features and future trend of snowfall and extreme snowfall in the arid areas of Northwest China

ZHAO Qiudong^{1,2}, ZHAO Chuancheng³, QIN Yan⁴, CHANG Yaping^{1,2}

(1. Key Laboratory of Ecohydrology of Inland River Basin, Northwest Institute of Eco-Environmental and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 73000, China; 2. State Key Laboratory of Cryospheric Sciences, Northwest Institute of Eco-Environmental and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China; 3. College of Geography and Environmental Engineering, Lanzhou City University, Lanzhou 730070, China; 4. College of Resources and Environment Sciences, Xinjiang University, Urumqi 830046, China)

Abstract: Snowfall is a critical part of the hydrological system and strongly impacted by climate change in the arid areas of Northwest China. This study uses the daily meteorological observations of 89 stations and IPCC-CMIP5 climate scenario data to estimate historical spatial-temporal variations of snowfall and extreme snowfall, mechanisms of response to climate change and future change trend across the arid areas of Northwest China. The results indicated that the annual snowfall amount shows a significant increasing trend, although the obvious decline in occurrences of snowfall during past 40 years (1971—2010). The occurrences of extreme snowfall only accounts for smaller than 3% of that of snowfall, while contribution of extreme snowfall to annual snowfall amount accounted as high as 25%. And the increases in amount and occurrences of extreme snowfall were considered to be the main causes of the increase in annual snowfall amount. The significantly warmer temperatures (3.3 °C) for snowfall extremes compared to other snowfall event were observed in the arid areas of Northwest China. And the mean snowfall intensity is expected to increase as temperatures when the air temperature is below 1 °C according to the Clausius-Clapeyron relationship. So the climate warming was considered to be the main course of the increase in extreme snowfall. The projected result indicates large reductions in the ensemble mean of occurrences of snowfall across the arid areas of Northwest China under RCP4.5 climate scenario. The annual snowfall amount will reach its tipping point at (2040±5), while the amount and occurrences of extreme snowfall will reach their tipping point at (2060±5). By the mid-21st century (2050s), declines in occurrences of snowfall were projected for all stations. The mean annual snowfall amount is predicted to decrease by 5%, while the amount and occurrences of extreme snowfall have slight increases of 2% and 4% compared with the baseline period, respectively.

Key words: the arid areas of Northwest China; snowfall; extreme snowfall; climate change; future projection

(责任编辑: 周成林; 编辑: 周成林)