

黄丹青, 严佩文, 刘高平, 等. 2017. 暖季极端降水与温度的关系研究——以安徽省为例 [J]. 气候与环境研究, 22 (5): 623–632. Huang Danqing, Yan Peiwen, Liu Gaoping, et al. 2017. Relationship between precipitation extremes with temperature in the warm season in Anhui Province [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 22 (5): 623–632, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17009.

暖季极端降水与温度的关系研究——以安徽省为例

黄丹青¹ 严佩文¹ 刘高平² 朱坚³

¹ 中国气象局—南京大学气候预测研究联合实验室, 南京大学大气科学学院, 南京 210023

² 安徽省气象台, 合肥 230031

³ 河海大学水文水资源学院, 南京 210098

摘要 围绕 1998~2014 年间安徽省极端降水事件, 展开了不同时间尺度暖季极端降水与温度的关系研究。结果表明, 从年际尺度上看, 极端降水强度和极端降水频数与气温和温度日较差的相关关系呈现南负北正的反向特征, 尤以北部的正相关最显著。定量结果表明, 安徽省区域平均的暖季极端降水频数和极端降水量对升温的变化百分率分别为 13.7%/°C 和 0.03%/°C。从日 (小时) 尺度上看, 气温低于 25 °C 时, 随着气温的升高极端降水量增加, 且基本遵循一倍 (二倍) 的 Clausius-Clapeyron 变率。但在气温高于 25 °C 时, 随着温度的升高, 日和小时极端降水量出现不同程度的下降, 尤以前者减少的最显著。进一步比较不同小时尺度极端降水与气温关系发现, 随着时间尺度的增长, 气温增长后极端降水量下降的关系变得尤为明显。这可能与单日内极端降水在偏高温时以短时降水为主有关。

关键词 极端降水 温度 Clausius-Clapeyron 变率 气候变化

文章编号 1006-9585 (2017) 05-0623-10

中图分类号 P46

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2017.17009

Relationship between Precipitation Extremes with Temperature in the Warm Season in Anhui Province

HUANG Danqing¹, YAN Peiwen¹, LIU Gaoping², and ZHU Jian³

¹ CMA–NJU Joint Laboratory for Climate Prediction Studies, School of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210023

² Anhui Meteorological Observatory, Hefei 230031

³ State Key Laboratory of Hydrology–Water Resources and Hydraulic Engineering, Hohai University, Nanjing 210098

Abstract The relation between precipitation extremes (PEs) and temperature in Anhui Province on different time scales during 1998–2014 has been investigated. On the interannual scale, the relationship between the magnitude of PEs and temperature presents a south–north dipole pattern with positive (negative) correlation over northern (southern) Anhui. Similar results are detected in the relation between the frequency of PEs and temperature. The quantitative results show that the frequency (magnitude) of PEs over Anhui decreased (enhanced) by 13.7%/°C (0.03%/°C) with the temperature change. This suggests that the frequency of PEs is more sensitive to temperature change. On the daily and hourly scales, the extreme precipitation increased with increasing temperature. Daily extreme precipitation exponentially increase with temperature at the Clausius-Clapeyron (C-C) scaling rate. A super-CC scaling rate exists for hourly extremes, with increases in extreme precipitation observed at the rate about double the CC scaling rate for temperature. More importantly,

收稿日期 2017-01-11; 网络预出版日期 2017-04-27

作者简介 黄丹青, 女, 1983 年出生, 博士, 副教授, 主要从事极端气候变化及模拟研究。E-mail: huangdq@nju.edu.cn

资助项目 国家重点研发计划 2016YFA0600701, 国家自然科学基金 41575071

Founded by National Key Research and Development Program of China (Grant 2016YFA0600701), National Natural Science Foundation of China (Grant 41575071)

both the daily and hourly extreme precipitation are found to decrease at the higher end of local temperature variations. Furthermore, the relation between PEs and temperature has been examined at scales of different hours. With increases in the time scale, the decrease becomes more significant. This may be related with the fact that the PEs in one day may be dominated by short duration PEs at higher temperature.

Keywords Precipitation extreme, Temperature, Clausius-Clapeyron scaling rate, Climate change

1 引言

温度和降水是影响人类社会和自然系统最重要的两个气候要素，一直以来是科学界和社会大众关注的焦点。在全球变暖背景下，全球极端降水事件发生频数和降水强度都明显增加 (Zhai et al., 1999, 2005; Alexander et al., 2006; 胡宜昌等, 2007; Allan and Soden, 2008; 史文丽等, 2013; 吴昊旻等, 2013; 陈晓晨等, 2015; 王小玲等, 2017)。但在进入 21 世纪后，全球变暖突然趋缓，也就是目前国际上关注的增暖减缓现象 (Easterling and Wehner, 2009; Trenberth and Fasullo, 2013; Dai et al., 2015)。已有研究指出中国地区也正在经历着增暖减缓阶段 (陈幸荣等, 2014; Li et al., 2015)，那么，在增暖减缓期内，我国极端降水对温度的响应是怎样的仍然未知且有待深入探讨。

以往的研究在明确极端降水随温度升高而增强的同时，指出水汽是联系极端降水和温度的纽带 (Trenberth et al., 2003)。Ye et al. (2015) 的研究进一步揭示出水汽与降水之间存在稳定的显著正相关关系，尤其是对极端降水强度。

这一联系的物理基础是水汽和温度之间存在 Clausius-Clapeyron 关系：

$$\frac{de_s}{e_s} = L \frac{dT}{RT^2}, \quad (1)$$

其中， e_s 是对应温度 T 的饱和水汽压， L 是水的汽化潜热， R 是气体常数。Clausius-Clapeyron 关系描述了大气中饱和水汽压作为环境温度、环境气压函数的变化特征。Trenberth et al. (2003) 的研究证实，低层大气的饱和水汽压随气温升高约有 7%/K 的增长速率 (称之为 CC 速率)。Doswell et al. (1996) 提出强降水概念模型：

$$P = Ewq, \quad (2)$$

其中， P 为降水率， E 为降水效率， w 为上升速度， q 为水汽含量。从该简单模型可以看出，在不考虑降水效率和降水系统的平均垂直速度随温度变化

的情况下，极端降水强度的增长率应该和水汽的增长率呈正比，即极端降水强度也应随温度以 CC 速率增加。然而，目前在理解降水或极端降水与变暖的定量关系仍然存在争议。Westra et al. (2014) 的综述研究指出，全球平均降水率以 7.4%/°C 的速率随地表增温而增加。这个速率明显高于耦合模式的模拟结果 (约 1~3%/°C) (Held and Soden, 2006)。针对观测和耦合气候模式模拟的降水对气温的不同敏感性，Lambert et al. (2008) 提出利用回归方法更为合理衡量降水对增暖的响应，并阐明 Westra et al. (2014) 计算的观测降水对温度的敏感性偏高。基于中国冬季的温度和降水资料，Sun and Ao (2013) 揭示出我国冬季极端降水在年代际尺度上对变暖响应更敏感，增长速率远大于 7%。以上研究大多探讨年际甚至年代际尺度的极端降水对温度的响应，当讨论日尺度 (Pall et al., 2007; Shaw et al., 2011; Utsumi et al., 2011; 孙激等, 2013)，次日尺度 (Lenderink and van Meijgaard, 2008; Hardwick et al., 2010; Lenderink et al., 2011; 孙激等, 2013; Westra et al., 2014)，甚至次小时尺度 (Berg et al., 2013) 极端降水随气温变化时，发现在相对低温时极端降水随气温升高而增强的速率保持在 CC 速率附近，当气温升高，极端降水增强速率逐渐增大，超过 CC 速率。但当气温继续升高达到一定数值时，极端降水随着气温升高反而有所减弱。因此，极端降水对温度的响应还存在很多的不确定性，不同时间尺度会直接影响极端降水对温度变化的敏感性。

当然，全球增暖并非一致变暖，中国是增暖最为剧烈的地区之一 (周天军和赵宗慈, 2006)。Sun and Ao (2013) 的研究已证实从区域尺度探讨极端降水对变暖的响应更有意义。位于我国南北气候过渡带的安徽省，南北冷暖气流常常交汇于此，天气气候复杂，灾害频发。并且，安徽省兼具增暖显著和极端降水频发的双重特征。安徽省自 20 世纪 80 年代后期开始，气温逐渐上升，自 90 年代变暖明显，增暖速率为 0.22 °C (10 a)⁻¹。从降水特征来看，安徽省属于东亚季风区，素有洪水走廊之称。2000

年以来，安徽省的夏季强降水呈现明显的年代际差异：雨带转移到淮北地区 (Si et al., 2009)，降水以持续时间较短的多峰结构为主 (Huang et al., 2011)，极端强降水发生的概率明显增加。因此，本文将以安徽省为例，从不同时间尺度出发，探讨增暖减缓期安徽省极端降水与气温的关系。

2 资料和方法

本文选用安徽省气象台提供的 78 个测站 1998~2014 年逐日和逐小时的气温和降水资料。基于该时期平均的逐日气温距平，选取温度距平大于 5°C 的时段（第 140~260 天，约在 5 月 20 日至 9 月 17 日）作为暖季进行研究。选取该研究时段是为了避免在研究时段内出现降雪事件。

分析年际尺度极端降水对温度的响应时，对极端降水的识别采用百分位定义的方法对每月每站分别定义一个极端降水阈值 (闵岫和钱永甫, 2008)。为了更好地表征极端降水事件的区域和季节依赖性，本文在各个台站每月分别定义一个极端降水阈值，具体方法是：把各站 1998~2014 年的每月逐日降水资料（剔除无降水日）分别从小到大排序，各月取第 90 个百分位所对应日的降水值作为极端降水阈值，即各站均有 12 个月的极端降水阈值。研究各月极端降水特征时，分别使用其对应月的阈值来检测极端降水事件。某站某日降水量大于等于其对应月极端降水阈值时，则发生一次极端降水事件。选取 3 个表征极端降水特征的参量：极端降水频数（暖季内发生极端降水事件的次数），极端降水量（该时段内的极端降水日的降水量之和）和极端降水强度（极端降水量与频数的比值）。分析日和小时极端降水与温度对应关系时，通常按照降水日的日平均气温进行分组，在各组气温区间内分别计算降水的极端阈值。为了削弱降水资料随气温分布不均的特性，本文采用不固定的气温间隔将整个气温区间分成 20 组，使各组内样本数大致相同。比如，假设有效的对应的气温和降水数据共有 20000 对，将其分成 20 组，那么每组都保证有 1000 对气温和降水数据，分别计算各组内样本的第 90、95 百分位的降水阈值，并将其与各组内样本的平均气温相对应。同时，为了比较不同极端程度降水与气温的关系，本文还选取了 70%、80% 百分位作为对应的阈值。

3 结果

3.1 气候态

在分析暖季温度与极端降水的关系之前。首先需要了解 4 个基本要素的气候态。安徽省年均极端降水强度与降水强度的分布比较一致(图 1a 和 1b)，呈现出自东北向西南递减的形势。暖季降水强度和极端降水强度的大值中心集中在池州和安庆市的南部。从降水强度的趋势来看(图 1e 和 1f)，在 1998~2014 年降水强度和极端降水强度是减少的，尤其是在淮河流域以北的地区（约为 32°N 以北）。

从日平均气温的气候态(图 1c)来看，呈现从南到北递减的趋势，温度跨度在 $25\sim 28^{\circ}\text{C}$ 左右。日平均气温的大值区与降水强度和极端降水强度大值中心相吻合。约在淮河以南地区日平均气温仍然保持偏弱的增长趋势，相反，在淮河以北地区，日平均气温则呈现出弱的降温趋势(图 1g)。从气候态的温度日较差(图 1d)发现，安徽省西北和东南地区的温度日较差较大，而在中部地区温度日较差较小。与日平均温度增长趋势不同的是，温度日较差呈现全场下降的线性趋势，尤其是西北部的亳州和阜阳市(图 1h)。这可能是与最低温度的增长过快有关。从气候态和趋势变化的结果发现，在 1998~2014 年间，降水强度和日平均温度表现出相反的变化趋势，而与温度日较差表现一致的变化趋势。这说明降水、极端降水与温度可能存在一定的关系。以下则分别从年际尺度、日尺度和小时尺度探讨极端降水与温度的关系。

3.2 年际极端降水与温度的关系

本文首先基于相关分析考察极端降水与温度在年际尺度的对应关系。图 2 给出 1998~2014 年暖季气温和降水量、极端降水量、极端降水频数和极端降水强度的相关系数。从降水量(图 2a 和 2e)来看，与气温和温度日较差都呈现明显的负相关关系，尤其与温度日较差。这可能因为，降水发生时，大气中云量覆盖较密集，影响日照和进入大气的短波辐射量，进而影响气温。同时，降水发生的时间在白天还是夜间，同样也会影响到日最高和最低温度，进而影响温度日较差。

从极端降水量(图 2b 和 2f)来看，气温和温度日较差与极端降水量关系呈现明显的南北差异，主要表现为南部为负相关而北部为正相关，而极端

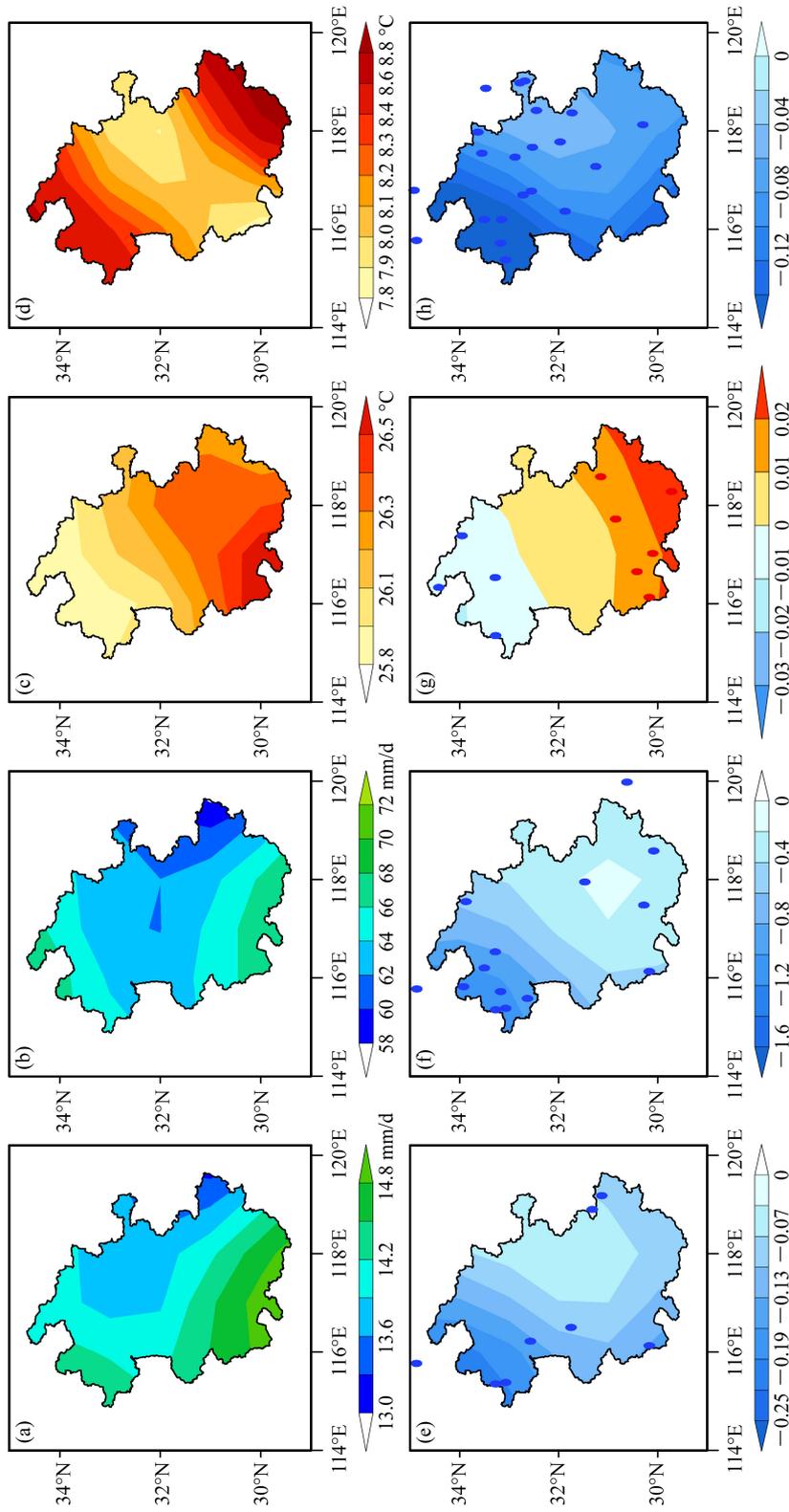


图 1 1998~2014 年暖季年平均的安徽 (a) 降水强度、(b) 极端降水强度、(c) 平均气温、(d) 温度日较差的气候态分布以及 (e) 降水强度、(f) 极端降水强度、(g) 平均气温、(h) 温度日较差的线性趋势分布 (e-h 中达到 95% 信度的站点用黑点标出)

Fig. 1 Warm-season climatological mean (upper panel) and linear trend (lower panel) of (a, e) precipitation intensity, (b, f) extreme precipitation intensity, (c, g) temperature, and (d, h) daily range of temperature during 1998–2014. Magnitude values larger than the 90% confidence level are marked by black dots in Figs. 1e–h

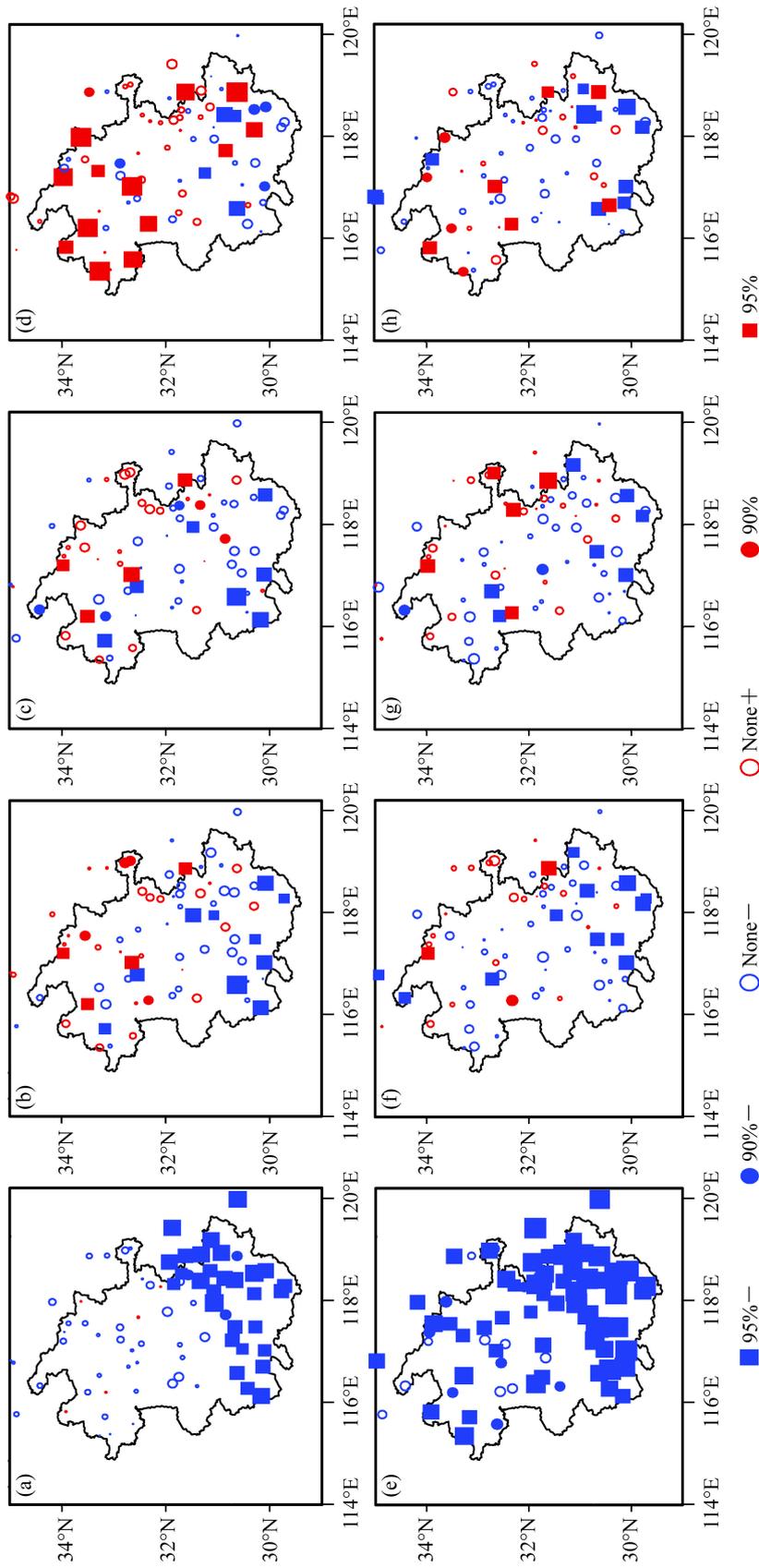


图2 1998~2014年安徽省气温与(a)降水强度、(b)极端降水量、(c)极端降水频数和(d)极端降水强度以及温度日较差与(e)降水强度、(f)降水强度、(g)极端降水量、(h)极端降水强度的相关系数(红色和蓝色分别为正相关和负相关,通过90%和95%信度的相关系数分别用实心的圆点和方框标注)

Fig. 2 Correlation coefficients between temperature and (a) precipitation intensity, (b) extreme precipitation, (c) extreme precipitation frequency and (d) extreme precipitation intensity, and the correlation coefficients between daily temperature range and (e) precipitation intensity, (f) extreme precipitation intensity, (g) extreme precipitation frequency, and (h) extreme precipitation intensity during 1998–2014. The red (blue) marks indicate the positive (negative) correlations. Magnitude values larger than the 90% (95%) confidence level are marked by dots (boxes)

降水频数与气温和温度日较差的相关关系与极端降水量的关系类似 (图 2c 和 2g), 呈现明显的南北差异, 南部地区为负相关关系而北部地区为正相关关系。这种北部的正相关关系尤其体现在极端降水强度与气温的相关上 (图 2d)。为了进一步考察温度和极端降水两者的关系, 我们还采用了奇异值分解 (Singular Value Decomposition, SVD) 方法, 该方法还能较好地反映出两个气象要素场在空间上的耦合关系。暖季极端降水强度和极端降水频数与气温的 SVD 分解第一模态的解释方差分别为 34% 和 53.4%, 第一模态具有较好的代表性。SVD 的结果 (图略) 显示, 气温场表现出较好的空间一致性, 全区一致变暖, 其中变暖的大值区主要位于滁州市。对应的安徽全省增暖对暖季极端降水变化的空间分布同样呈现出明显的南北差异, 大约以淮河流域为界限, 淮河以北为增长的趋势, 而以南地区为减少的趋势。这种南北反相的降水响应也与两者的相关系数分布比较一致。同样, 温度与极端降水频数的关系也与极端降水量的分布较类似, 但是, 与频数关系的解释方差更大, 更具代表性。

进一步, 利用线性拟合的方法来诊断极端降水量和极端降水频数对温度的定量敏感性。从全省平均的温度和极端降水频数的线性拟合来看, 两者保持明显的负相关关系, 当安徽地区平均气温每增加 1°C , 该地区极端降水频数减少约 0.7 次 (图 3a)。考虑到以上分析发现极端降水频数与温度的关系存在明显的南北差异, 我们同样区分 32°N 的南北

部区域平均的极端降水频数与气温的线性拟合关系。结果表明, 这种气温增加而降水频数减少的现象, 尤其以安徽省的南部地区最为明显, 即安徽南部平均气温每增加 1°C , 相应的极端降水频数会减少约 2.1 次 (图略)。与频数关系相反的是, 伴随着安徽地区平均气温增加 1°C , 对应的该区域平均的极端降水量会增加约 1.63 mm (图 3b), 但两者的线性关系不如极端降水频数明显。如果用这些变化量除以各自的气候平均值 (1998~2014 年平均), 安徽省暖季区域平均的极端降水频数和极端降水量对升温的变化百分率分别为 $13.7\%/^{\circ}\text{C}$ 和 $0.03\%/^{\circ}\text{C}$ 。这说明, 在年际尺度上, 极端降水频数对增温的响应更明显, 尤其是安徽省的南部地区。那么, 极端降水量对气温的响应是否体现在更小的时间尺度上? 这则是下节所需要解决的问题。

3.3 日、小时极端降水与温度的关系

图 4 给出逐日、逐小时不同极端程度的极端降水量随气温的变化趋势。整体而言, 日极端降水量随气温变化呈现先升后降的单峰型特征 (图 4a), 具体的转折点温度约为 25°C 左右。当气温低于 25°C 时, 随着气温的升高极端降水量是增加的, 并且基本遵循一倍的 CC 关系。但在气温高于 25°C 时, 随着温度升高极端降水量减少。极端降水量往往定义为大于 90% 百分位以上的降水, 对比不同极端程度的降水发现, 当百分位在 70%~80% 和 80%~90% 的降水量与气温变化关系同样也遵循与极端降水与气温的演变关系, 但当小于 70% 的降水则是捕捉不到与气温保持的这种 1 倍 CC 变率。这

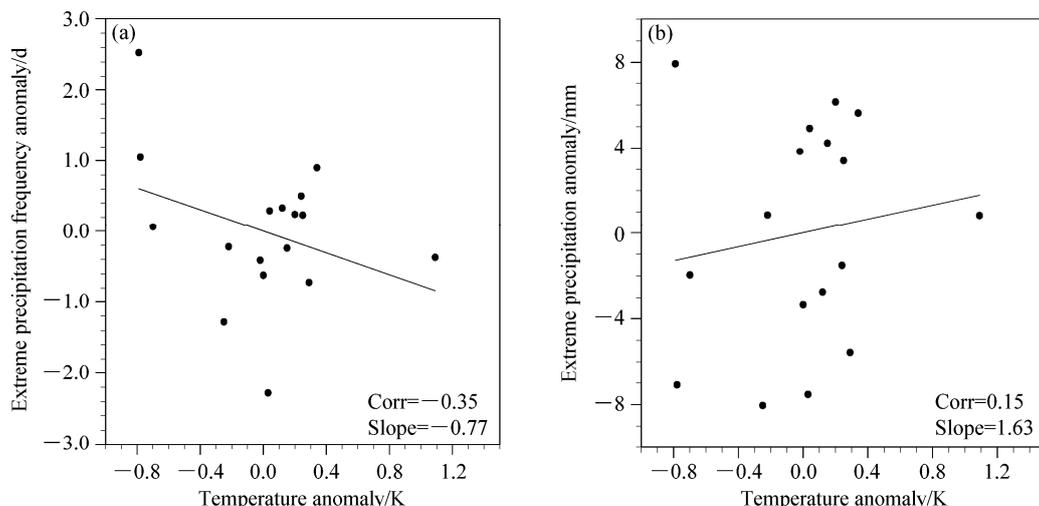


图 3 安徽省区域平均的暖季温度距平 (相对于 1998~2014 年) 和 (a) 极端降水频数距平、(b) 极端降水量距平的散点图
Fig. 3 Normalized warm-period regional mean temperature anomalies plotted against (a) extreme precipitation frequency anomalies and (b) mean extreme precipitation anomalies during the period of 1998–2014

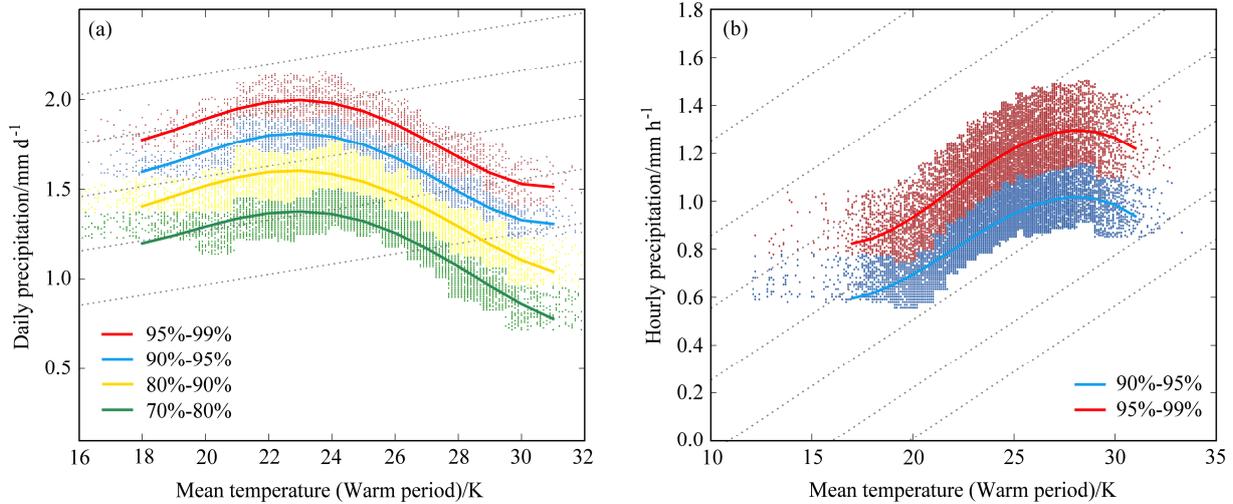


图 4 不同极端程度的 (a) 日降水量和 (b) 小时降水量随气温的变化 (散点由各测站、各气温区间内一定的百分位数计算得到, 粗线为各百分位阈值对应的降水事件经 4 次指数多项式在 18~30 °C 拟合得到的曲线, 虚线为 CC 关系和 2 倍 CC 变率, y 坐标经对数转换)

Fig. 4 Dependencies of different extreme percentiles of (a) daily and (b) hourly precipitation on surface air temperature in Anhui Province. Scatter points are computed from certain percentiles in each temperature bin for each station. Solid curves are computed by the 4th degree exponential polynomial-fitting of precipitation within the temperature range of 18 °C to 30 °C. Exponential relations of CC scaling rate and double CC scaling rate are given by dotted lines. Note the y -coordinate is logarithmically transformed

说明 CC 变率并不一定局限于描述极端降水与气温的对应关系, 针对较强的降水同样适用。但是在偏弱的降水中, 不应该采用 CC 变率来联系降水与温度。

当时间尺度再缩短到小时尺度上, 同样也能再现出随气温增加小时极端降水量先增加后减少的形势。但是, 与日尺度极端降水量不同的是, 小时极端降水量在气温高于 15 °C 时, 即出现两倍 CC 变率的上升趋势, 并且几乎在整个上升过程中均呈现两倍甚至高于两倍 CC 的变率。当温度继续升高, 小时极端降水量也逐渐呈现随温度增加而降低的现象, 但是转折的气温约在 28 °C 左右, 并且下降的幅度不如日极端降水大。这种小时尺度极端降水事件出现 2 倍 CC 变率的关系很可能是与极端降水的降水类型有关。Berg et al. (2013) 利用分钟尺度的资料结合雷达资料区分对流和层云降水, 并进一步分别比较对流和层云降水随气温的变化关系, 发现超 CC 变率往往是对流性降水决定的。在气温升高的过程中降水增加意味着水汽凝结增多, 凝结潜热释放增强。强的潜热释放将促进上升运动并对降水产生正反馈作用, 从而促使更多降水形成并使其随气温变化的速率超过 CC 变率。这种关系尤其体现在对流性降水中, 因为热力条件充足时对流强度一般较强, 90 和 95 百分位的极端降水均可产生高

于当时地面饱和水汽压所限制的水汽凝结量; 而热力条件较弱的时候对流强度有限, 但更极端的降水可以在相对强的正反馈效应下形成更多降水, 最终使得更极端的降水随温度可在相对低温时就出现两倍 CC 的变率 (孙激等, 2013)。

同时, 比较日和小时极端降水量随气温下降的关系发现, 日极端降水量减少的程度大于小时极端降水量。Utsumi et al. (2011) 将日降水量在高温条件下随气温升高而下降的现象归因于降水持续时间的缩短。为了比较不同时间尺度极端降水与气温关系的差异, 本文基于逐小时的降水资料, 将逐小时的降水资料分别转换成 3 h、6 h、12 h 和 24 h 平均的降水资料, 再进一步比较 4 种不同小时尺度降水资料与日平均温度的关系。图 5 分别给出了 3 h、6 h、12 h 和 24 h 极端降水量随温度的变化关系。从图中可以发现与前文比较一致的结论: 不同的时间尺度降水资料都表现出, 随着温度的增长极端降水量与温度大约沿着 CC 变率的比例增长, 其中 3 h 的极端降水量与温度约保持 1.5 倍的 CC 变率。但当到达 25 °C 后, 随着温度的增长极端降水量有所下降。当然, 我们也同样发现不同时间尺度极端降水与温度关系的差异, 第一, 随着时间尺度的增长, 极端降水量的大小有所下降, 这主要原因可能是一次强降水过程平均后被适当地削弱了强度。第

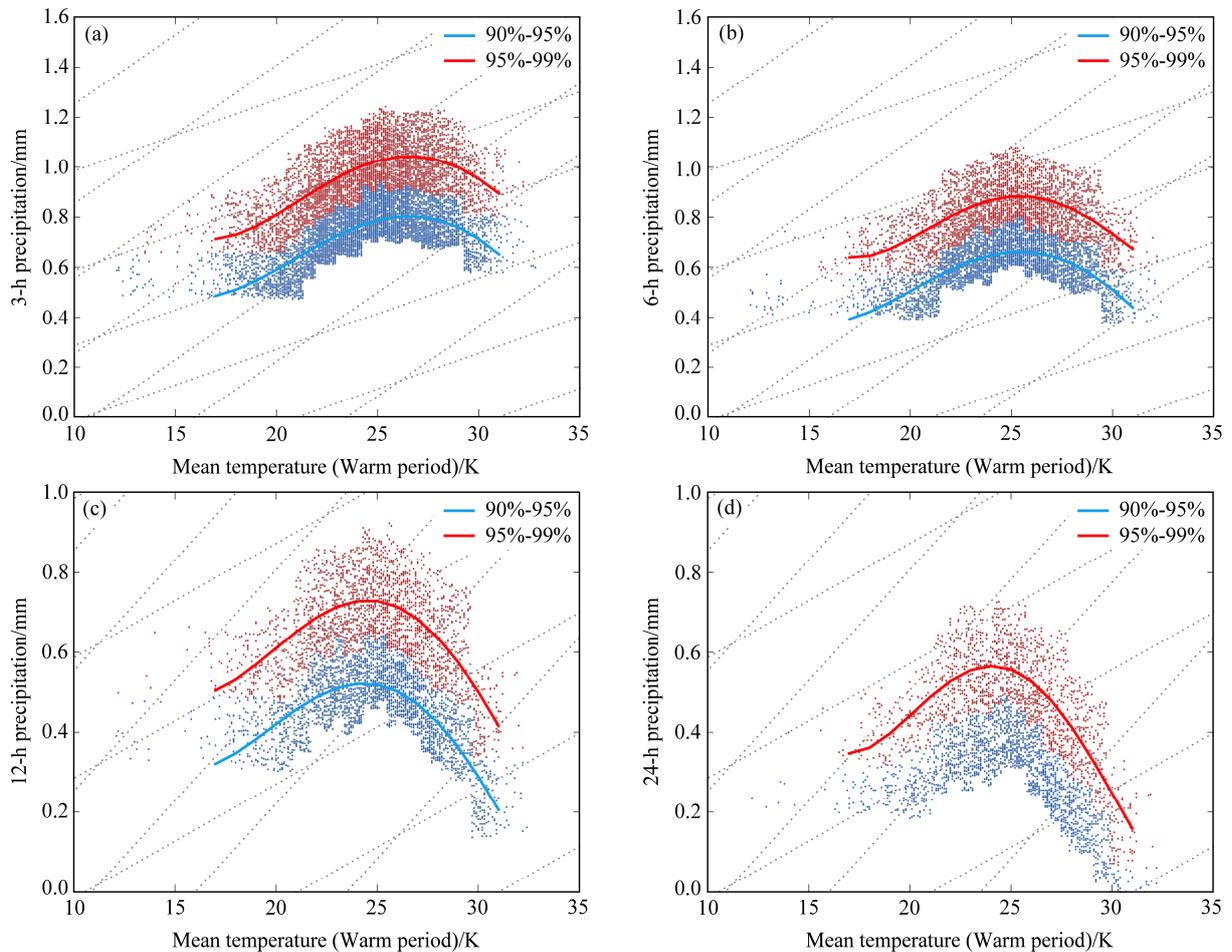


图5 同图4, 但分别为 (a) 3 h、(b) 6 h、(c) 12 h 和 (d) 24 h 降水量与气温的变化

Fig. 5 Same as Fig. 4, but for the dependencies of (a) 3-h, (b) 6-h, (c) 12-h, and (d) 24-h precipitation on surface air temperature

二, 随着时间尺度的递增, 气温增长后极端降水量下降的关系变得尤为显著。我们认为, 很可能是因为在偏高温的时段, 往往在 24 h 内的极端降水的发生是短时降水或者说降水的集中程度较强, 强降水持续时间较短。相反, 在低温时段的时候, 极端降水在 24 h 内的发生较平均, 强降水持续时间较长, 这个可能原因有待进一步的验证。同样不同时间尺度极端降水随温度变化的差异, 尤其是随温度增高减少的结论也从某种程度验证了 Utsumi et al. (2011) 认为与降水持续时长关系的猜想。

4 结论和讨论

本文以安徽省为例, 主要研究 1998~2014 年间不同时间尺度极端降水与气温的关系。结果表明, 从年际尺度上看, 降水强度与气温和温度日较

差在全安徽省均呈现明显的负相关关系。极端降水强度和极端降水频数与气温和温度日较差的相关关系则呈现南北相反的特征, 并且以北部的正相关关系最为明显。为了定量地比较极端降水频数和强度对增暖的敏感性, 本文还从安徽省区域平均的极端降水和气温变化角度探讨两者的关系。安徽省区域平均的暖季极端降水频数和极端降水量对升温的变化百分率分别为 13.7%/°C 和 0.03%/°C。这说明, 在年际尺度上, 极端降水频数对增温的响应更明显, 尤其是安徽省的南部地区。

当考虑日尺度时, 气温低于 25 °C 时, 随着气温的升高极端降水量增加, 并且基本遵循一倍的 CC 变率。但是, 在气温高于 25 °C 时, 则随着温度升高极端降水量减少。并且, 这种关系不仅适用于极端降水, 针对大于 70% 的强降水与气温关系均成立。当时间尺度缩小到小时尺度上, 小时极端降水

量在气温高于 15 °C 时, 即出现两倍 CC 变率的上升趋势。当温度继续升高, 小时极端降水量也逐渐呈现随温度增加而降低的现象, 但是转折的气温约在 28 °C 左右, 并且下降的幅度不如日极端降水量大。进一步比较不同小时尺度的降水与气温关系发现, 随着时间尺度的增长, 气温增长后极端降水量下降的关系变得尤为明显。这可能因为, 在偏高温的时段, 往往在 24 h 内的极端降水的发生是短时降水或者认为这与高温状态下极端降水的持续时长缩短有关。

当然, 不同的降水时长很可能对应着不同的降水类型。一般来说, 降水的微观类型(层云和对流云降水)和降水的宏观时空特征相对应: 层云为主的降水通常尺度大, 历时长, 峰值雨量相对较小; 对流云为主的降水通常尺度小, 历时短, 峰值雨量相对较大。对于不同持续时长极端降水与温度依赖关系的分析中, 还应该考虑区分不同的降水类型。由于降水本质上是一个微观的天气过程, 从降水形成的微物理过程而言, 降水可以分成层云和对流降水两种类型, 它的发生和发展受到各种中小尺度动力、热力和局地强迫的影响。不同类型的降水与温度的依赖关系很可能是不一样的, 针对过去研究发现超 CC 速率, Berg et al. (2013) 的研究将其归因于层云降水和对流降水的相对贡献, 随着温度增加, 层云为主的极端降水基本维持 CC 速率增长, 而对流云为主的极端降水则超 CC 速率增长。实际上, 不同的降水类型对于极端降水事件的影响同样可以用 Doswell et al. (1996) 提出的强降水概念模型(公式 2)来理解。以层云为主的极端降水和大尺度的气旋及锋面系统相联系, 大尺度降水效率随温度的变化尚不清晰, 另外大尺度降水系统的平均垂直运动与温度梯度有关, 但随温度本身的变化关系不大。所以, 以层云为主的极端降水可能更直接依赖于水汽条件的变化。针对对流性降水, 当气温升高时, 水汽含量按 CC 速率增长, 增加的凝结潜热释放加强了上升运动和水汽辐合 (Romps, 2011), 同时由于降水效率随降水系统特性而显著变化, 并且随着温度升高, 强降水的降水效率增加 (Li et al., 2002), 所以对流降水不再简单地依赖于水汽条件, 而是多重作用使得降水强度可能以超 CC 速率增长。理论假设虽然比较合理地解释了不同类型极端降水的温度依赖性, 然而, 降水效率、垂直速度、水汽含量如何影响两类降水与温度的关系仍然

是值得深入探讨的问题, 这也是下一步工作的主要内容。

参考文献 (References)

- Alexander L V, Zhang X, Peterson T C, et al. 2006. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation [J]. *J. Geophys. Res.*, 111 (D5): D05109, doi: 10.1029/2005JD006290.
- Allan R P, Soden B J. 2008. Atmospheric warming and the amplification of precipitation extremes [J]. *Science*, 321 (5895): 1481–1484, doi: 10.1126/science.1160787.
- Berg P, Moseley C, Haerter J O. 2013. Strong increase in convective precipitation in response to higher temperatures [J]. *Nature Geoscience*, 6 (3): 181–185, doi: 10.1038/ngeo1731.
- 陈晓晨, 徐影, 姚遥. 2015. 不同升温阈值下中国地区极端气候事件变化预估 [J]. *大气科学*, 39 (6): 1123–1135. Chen Xiaochen, Xu Ying, Yao Yao. 2015. Changes in climate extremes over China in a 2 °C, 3 °C, and 4 °C warmer world [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 39 (6): 1123–1135, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1502.14224.
- 陈幸荣, 蔡怡, 谭晶, 等. 2014. 全球变暖 hiatus 现象的研究进展 [J]. *地球科学进展*, 29 (8): 947–955. Chen Xingrong, Cai Yi, Tan Jing, et al. 2014. Research progress on hiatus in the process of global warming [J]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 29 (8): 947–955, doi: 10.11867/j.issn.1001-8166.2014.08.0947.
- Dai A, Fyfe J C, Xie S P, et al. 2015. Decadal modulation of global surface temperature by internal climate variability [J]. *Nat. Clim. Chang.*, 5: 555–559, doi:10.1038/nclimate2605.
- Doswell HIC A, Brooks H E, Maddox R A. 1996. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology [J]. *Wea. Forecasting*, 11(4): 560–581, doi:10.1175/1520-0434(1996)011<0560:FFFAIB>2.0.CO;2.
- Easterling D R, Wehner M F. 2009. Is the climate warming or cooling? [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 36 (8): L08706, doi: 10.1029/2009GL037810.
- Hardwick Jones R, Westra S, Sharma A. 2010. Observed relationships between extreme sub-daily precipitation, surface temperature, and relative humidity [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 37 (22): L22805, doi: 10.1029/2010GL045081.
- Held I M, Soden B J. 2006. Robust responses of the hydrological cycle to global warming [J]. *J. Climate*, 19 (21): 5686–5699, doi:10.1175/JCLI3990.1.
- 胡宜昌, 董文杰, 何勇. 2007. 21 世纪初极端天气气候事件研究进展 [J]. *地球科学进展*, 22 (10): 1066–1075. Hu Yichang, Dong Wenjie, He Yong. 2007. Progress of the study of extreme weather and climate events at the beginning of the twenty first century [J]. *Advances in Earth Science (in Chinese)*, 22 (10): 1066–1075, doi: 10.11867/j.issn.1001-8166.2007.10.1066.
- Huang D Q, Zhu J, Kuang X Y. 2011. Decadal variation of different durations of continuous Meiyu precipitation and the possible cause [J]. *Chinese Science Bulletin*, 56 (4–5): 424–431, doi: 10.1007/s11434-010-4241-x.
- Lambert F H, Stine A R, Krakauer N Y, et al. 2008. How much will precipitation increase with global warming? [J]. *EOS*, 89 (21): 193–194, doi: 10.1029/2008EO210001.

- Lenderink G, van Meijgaard E. 2008. Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes [J]. *Nature Geoscience*, 1 (8): 511–514, doi:10.1038/ngeo262.
- Lenderink G, Mok H Y, Lee T C, et al. 2011. Scaling and trends of hourly precipitation extremes in two different climate zones-Hong Kong and the Netherlands [J]. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15 (9): 3033–3041, doi:10.5194/hess-15-3033-2011.
- Li QX, Yang S, Xu WH, et al. 2015. China experiencing the recent warming hiatus [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 42 (3): 889–898, doi: 10.1002/2014GL062773.
- Li X F, Sui C H, Lau K M. 2002. Precipitation efficiency in the tropical deep convective regime: A 2-D cloud resolving modeling study [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 80 (2): 205–212, doi: 10.2151/jmsj.80.
- 闵岫, 钱永甫. 2008. 中国极端降水事件的区域性和持续性研究 [J]. *水科学进展*, 19 (6): 763–771. Min Shen, Qian Yongfu. 2008. Regionality and persistence of extreme precipitation events in China [J]. *Advances in Water Science (in Chinese)*, 19 (6): 763–771, doi: 10.14042/j.cnki.32.1309.2008.06.003.
- Pall P, Allen M R, Stone D A. 2007. Testing the clausius-clapeyron constraint on changes in extreme precipitation under CO₂ warming [J]. *Climate Dyn.*, 28 (4): 351–363, doi:10.1007/s00382-006-0180-2.
- Romps D M. 2011. Response of tropical precipitation to global warming [J]. *J. Atmos. Sci.*, 68 (1): 123–138, doi:10.1175/2010JAS3542.1.
- Shaw S B, Royem A A, Riha S J. 2011. The relationship between extreme hourly precipitation and surface temperature in different hydroclimatic regions of the United States [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 12 (2): 319–325, doi:10.1175/2011JHM1364.1.
- 史文丽, 闵锦忠, 费建芳, 等. 2013. 全球变暖背景下对流性降水变化特征及影响因子分析 [J]. *气候与环境研究*, 18 (1): 32–42. Shi Wenli, Min Jinzhong, Fei Jianfang, et al. 2013. Analysis of characteristics of convective precipitation under global warming and its impact factors [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 18 (1): 32–42, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2012.11036.
- Si D, Ding Y H, Liu Y J. 2009. Decadal northward shift of the Meiyu belt and the possible cause [J]. *Chinese Science Bulletin*, 54 (24): 4742–4748, doi: 10.1007/s11434-009-0385-y.
- 孙激, 李建, 宇如聪. 2013. 华南暖季极端降水与气温的对应关系 [J]. *气候变化研究进展*, 9 (2): 96–101. Sun Wei, Li Jian, Yu Rucong. 2013. An analysis on relation between warm season precipitation extremes and surface air temperature in south China [J]. *Progressus Inquisitiones de Mutatione Climatis (in Chinese)*, 9 (2): 96–101, doi: 10.3969/j.issn.1673-1719.2013.02.003.
- Sun J Q, Ao J. 2013. Changes in precipitation and extreme precipitation in a warming environment in China [J]. *Chinese Science Bulletin*, 58 (12): 1395–1401, doi: 10.1007/s11434-012-5542-z.
- Trenberth K E, Dai A G, Rasmussen R, et al. 2003. The changing character of precipitation [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 84 (9): 1205–1217, doi: 10.1175/BAMS-84-9-1205.
- Trenberth K E, Fasullo J T. 2013. An apparent hiatus in global warming? [J]. *Earth's Future*, 1 (1): 19–32, doi: 10.1002/2013EF000165.
- Utsumi N, Seto S, Kanae S, et al. 2011. Does higher surface temperature intensify extreme precipitation? [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 38 (16): L16708, doi: 10.1029/2011GL048426.
- 王小玲, 丁一汇, 张庆云. 2017. 中国东部夏季持续强降水发生的主要环流模态和水汽输送研究 [J]. *气候与环境研究*, 22 (2): 221–230. Wang Xiaoling, Ding Yihui, Zhang Qingyun. 2017. Circulation pattern and moisture transport for summertime persistent heavy precipitation in eastern China [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 22 (2): 221–230, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2016.16056.
- Westra S, Fowler H J, Evans J P, et al. 2014. Future changes to the intensity and frequency of short-duration extreme rainfall [J]. *Rev. Geophys.*, 52 (3): 522–555, doi: 10.1002/2014RG000464.
- 吴昊旻, 黄安宁, 姜燕敏. 2013. 华东地区不同等级降水日数的时空分布特征 [J]. *气候与环境研究*, 18 (3): 387–396. Wu Haomin, Huang Anning, Jiang Yanmin. 2013. Temporal and spatial distribution of different grades of precipitation days in East China [J]. *Climatic and Environmental Research (in Chinese)*, 18 (3): 387–396, doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2012.11187.
- Ye H C, Fetzer E J, Wong S, et al. 2015. Increasing atmospheric water vapor and higher daily precipitation intensity over Northern Eurasia [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 42 (21): 9404–9410, doi: 10.1002/2015GL066104.
- Zhai P M, Sun A J, Ren F M, et al. 1999. Changes of climate extremes in China [J]. *Climatic Change*, 42 (1): 203–218, doi:10.1023/A:1005428602279.
- Zhai P M, Zhang X B, Wan H, et al. 2005. Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China [J]. *J. Climate*, 18 (7): 1096–1108, doi:10.1175/JCLI-3318.1.
- 周天军, 赵宗慈. 2006. 20 世纪中国气候变暖的归因分析 [J]. *气候变化研究进展*, 2 (1): 28–31. Zhou Tianjun, Zhao Zongci. 2006. Attribution of the climate warming in China for the 20th century [J]. *Advances in Climate Change Research (in Chinese)*, 2 (1): 28–31, doi: 10.3969/j.issn.1673-1719.2007.z1.016.