中国日极端降水和趋势

孙军^{1,2*}, 张福青^{2†}

1. 中国气象局国家气象中心, 北京 100081;

2. Department of Meteorology and Atmospheric Sciences, Center for Advanced Data Assimilation and Predictability Techniques, Pennsylvania State University, University Park, PA 16801, USA

*通讯作者, sunjun@cma.gov.cn;

†通讯作者, fzhang@psu.edu

收稿日期: 2016-11-03; 接受日期: 2017-09-15; 网络版发表日期: 2017-11-21

公益性行业(气象)科研专项项目(编号: GYHY201306011)、暖区暴雨关键预报技术研究项目(编号: YBGJXM(2017)1A-01)、中国气象局暴雨预报专家创新团队项目(编号: CMACXTD002-3)和国家自然科学基金项目(批准号: 41475041)资助

摘要 利用中国2000多站50年以上的日降水资料, 提取各站6个极端降水指数, 即历年最大值(top-1)、历年10个最大值(top-10)累积量、历年总降水量、历年夏季top-1、历年夏季top-10累积量、历年夏季总降水量, 分别形成各站各极端降水指数时间序列. 统计了历年全国及6个子区域整个研究资料时段内出现top-1和top-10值的总站次, 分别形成历年全国及6个子区域极端降水总站次时间序列. 各极端降水指数时间序列的趋势分析表明, 中国各站top-1和top-10累积量时间序列趋势分布存在较为一致的3个明显趋势区域, 即中国东南正趋势区、西北正趋势区和华北负趋势区, 但各时间序列的趋势分布区域特征和趋势幅度增减程度不尽相同; 正负趋势明显地区的大多数站点趋势增(减)幅度比(趋势幅度与平均值的比值)达10~30%, 部分站点达30%以上. top-1和top-10降水全国年总站次时间序列表明了一致的线性增加趋势, 平均每十年分别增加2.4站和15站, 但年际差别较大; 极端降水年总站次表现为三段极端降水多发期, 分别出现在20世纪60年代初、90年代中后期和21世纪初, 6个区域极端降水年总站次趋势特征与全国年总站次不尽相同, 极端降水全国年总站次出现较多的年份在区域上表现不一样. 与降水有关的环流形势要素的时间序列趋势分析表明, 华北及上游蒙古高原地区呈现明显的位势高度增加趋势, 而低层从中国南部沿海地区到华北地区呈现一条南风风速减弱的趋势带和华北地区水汽含量减少的趋势区, 这些趋势特征有利于华北地区极端降水的减少. 经验回归水平分析表明, 50年一遇重现水平从南部沿海的400~600mm减少到西北地区的50mm以下, 相比20年一遇重现水平提升率平均达6.8%, 但比降水最大值可小一倍以上.

关键词 极端降水, 极端降水事件, 时间序列, 极端降水年总站次, 重现水平

1 引言

极端降水是指某一地区历史上极少发生的降水,

正因为其极端性, 一旦发生往往引发洪水、泥石流、滑坡、城乡内涝等灾害, 给当地带来严重的生命和财产损失. 近几年世界各地极端降水时有发生并带

中文引用格式: 孙军, 张福青. 2017. 中国日极端降水和趋势. 中国科学: 地球科学, 47: 1469–1482, doi: [10.1360/N072016-00360](https://doi.org/10.1360/N072016-00360)

英文引用格式: Sun J, Zhang F Q. 2017. Daily extreme precipitation and trends over China. Science China Earth Sciences, 60: 2190–2203, doi: [10.1007/s11430-016-9117-8](https://doi.org/10.1007/s11430-016-9117-8)

来严重灾害(Gochis等, 2015; Moore等, 2012; Lynch和Schumacher, 2014; Houze Jr等, 2011; Martius等, 2013; Bissolli等, 2011; Grams等, 2014; Takahashi等, 2015). 中国处于世界上显著的季风气候区, 夏季风爆发和盛行时, 多见暴雨(陶诗言, 1980). 中国每年不同地区时有一些极端降水事件发生, 近几年发生的较为严重的极端降水事件有: 2010年7月底至8月初吉林省共发生10次降水过程, 最大日降水量国家站达388mm, 区域站达507mm, 强降雨造成吉林东部和辽宁中东部发生严重的洪涝灾害(孙军等, 2011); 2010年8月8日甘肃舟曲发生极端降水, 从而引发特大泥石流灾害(Tang等, 2011; Ren, 2014); 2012年7月21日北京及周边地区发生的特大暴雨更是一个典型的极端降水事件, 北京20个国家气象站有11个站日雨量突破历史极值, 强降雨引发严重山洪、泥石流和城市内涝, 因灾死亡79人, 损失近百亿人民币(孙军等, 2012; 湛芸等, 2012; 杜钧等, 2014); 2013年7月上中旬四川盆地持续强降雨, 其中7月8~11日四川都江堰累积降雨721.4mm(王钦等, 2013). 这些极端降水事件均造成重大人员伤亡和财产损失. 近几年不断发生的极端降水天气及带来的灾害不能不引起人们对极端降水及其变化趋势的关注.

单一的极端降水事件不能简单归因于气候变化, 但各地多发的极端降水事件就可能与气候变化有关. 研究指出, 在全球气候变暖的背景下, 极端降水发生的频次和强度也是增加的. 国际耦合模式比较计划第5阶段(Coupled Model Intercomparison Project Phase5, CMIP5)16个耦合模式结果对RCP4.5(中等辐射强迫情景)和RCP8.5(高辐射强迫情景)情景下的中国极端降水预估结果一致表明, 到21世纪末, 中国年降水量将显著增加, 其中暴雨事件的频次、强度、降水量增加更明显, 且气温变化和暴雨为正相关(陈活泼, 2013). 另一CMIP5的14个模式模拟结果显示, 由于气候变暖, 导致全球大雨(月平均 $>9\text{mm d}^{-1}$)和小雨发生的次数和量级在增加, 而中雨在减少; 在二氧化碳排放量每年增加1%的情况下, 如果二氧化碳的排放量再增加3倍, 模式集合平均显示: 极端大雨(月平均 $>25\text{mm d}^{-1}$)的发生概率将要增加100~250%, 这种增加在赤道中太平洋和亚洲季风区尤其显著(Lau等, 2013). 对日雨量而言, CMIP5多模式平均结果也表明, 二氧化碳排放量加倍时, 所有量级降雨的日雨量按 $1\% \text{ K}^{-1}$ 增加, 其中大量级的降雨增加更明显, 可以达到 $3.3\% \text{ K}^{-1}$, 一些模式更

显示出极端降雨的显著增加(Pendergrass和Hartmann, 2014). 降水极端性和地面气温变化自然驱动之间的联系也由卫星监测和模式模拟揭示出, 即大雨事件在暖季增加, 在冷季减少(Allan和Soden, 2008). 因此在全球气候变暖的背景下进一步研究中国极端降水的趋势, 尤其是暖季的趋势是十分必要的.

针对全国和不同区域的极端降水趋势的研究已有不少研究结果. 从全国范围来看, 中国极端强降水平均强度和极端强降水值都有增加的趋势, 极端强降水事件也趋于增多(翟盘茂等, 2007), 而且降水总量的增加主要是由极端降水量的增加引起(闵岫和钱永甫, 2008), 极端降水可以占到全国平均总降水的1/3, 并且主导着总降水的趋势变化(Sun, 2012). 夏季极端降水量和夏季总降水量的变化趋势相似, 即江淮流域至华南及西南部分地区呈增加趋势, 华北和西北部分地区呈减少趋势(曾颖婷和陆尔, 2015), 而且年极端降水事件频次的变化趋势与夏季也基本一致(陈海山等, 2009). 中国不同区域的极端降水趋势研究揭示出一些不同的地域特点, 西北地区和长江中下游地区极端降水是增加的, 华北、四川盆地是减少的(Zhai等, 2005), 这与极端降水过程频数在上述区域的变化趋势基本一致(邹用昌等, 2009), 更与中国东部地区尤其是华北和长江中下游地区极端降水量及其所占总降水量比例“南增北减”变化趋势的分布区域也是一致的(王苗等, 2014); 长江中下游地区夏季降水增加趋势明显, 但强降雨强度趋势只是略有增加, 而暴雨日数却有明显增加(Su等, 2006); 华北平原区域大多数站点极端降水趋势不明显, 但在北京及附近地区存在较明显的减少趋势(Fan等, 2012), 也有认为华北中部的强降雨日数和暴雨日数的变化趋势不明显(张爱英等, 2008); 中国西北汛期极端降水事件发生频次在北疆区、南疆区、青海高原区和河套区表现为较明显的增长趋势, 西北东部区表现为较明显的减少趋势(杨金虎等, 2007), 而新疆地区极端降水强度有增加趋势的测站70%位于北疆和南疆北部(Jiang等, 2013). 西南地区极端降水变化及其复杂, 地域差异明显, 四川西南山地极端降水呈显著增多增强趋势, 四川盆地西北部、南部和川西高原北部则有减弱趋势, 盆地中部则表现出频数增多、强度减弱的变化趋势(张顺谦和马振峰, 2011), 多个极端降水指数也表明, 四川盆地极端降水量和强度呈负趋势的站点占优(Huang等, 2014). 研究人员对中国其他

区域的极端降水趋势也进行了研究, 得到了一些有意义的研究结果(Wang等, 2013; Cao和Pan, 2014; Du等, 2014; Yang等, 2010).

以前各研究中极端降水的定义方法有多种, 但比较常用的有下面两种: 一是阈值法, 即超过某一给定阈值就认为极端; 二是分位数法, 即把降水按量级从小到大排序, 取超过某一分位数的值作为极端降水(Solomon等, 2007; Klein Tank等, 2009 同时加一篇参考文献文献, 见后; 翟盘茂等, 2007; 封国林等, 2008). 这两种定义方法的缺点是: 如果把所有出现降水的日数都考虑在内, 这两种方法在降水阈值和分位数取定后, 不同地区出现超出此阈值或分位数的测站次数相差较大, 如取50mm作为降水阈值, 南方地区每年超出此阈值的站次则非常多, 而西部地区却很少, 这样各站点降水极端性程度不具有可比性. 另外, 以前极端降水研究所用的资料数量也很有限, 所用的测站全国至多有700多站, 这样极端降水的一些区域特征不能很好地反映出来. 本研究着重考察中国极端降水的趋势, 所用的资料站数是目前研究中最多的, 达2000多站, 可以更为详细地揭示极端降水的一些区域特征; 同时定义了一种新的极端降水指数, 即极端降水年总站次, 它的时间序列趋势更能反映各区域极端降水的变化趋势.

2 数据和方法

2.1 数据

本研究所用资料来自中国气象局国家信息气象中心的“中国国家级地面气象站基本气象要素日值数据集(V3.0)”中的降水资料, 资料时段为1951年1月1日至2012年7月31日, 共有2480站. 中国气象局国家信息气象中心已经对该资料进行了如下的严格质量控制: 气候界限值或允许值检查; 台站极值检查; 定时值、日平均值与日极值间内部一致性检查; 时间一致性检查; 空间一致性检查; 人工核查与更正. 所用的降水数据经过质量控制后, 数据可靠、质量良好, 资料正确率达到100%. 另外作者又对数据进行了人工重新检查, 对发现的个别问题如测站的起始时间、站号标记错误的情况进行了更正. 同时根据实时业务资料补充了2012年8月1日到2013年12月31日的资料.

中国地面观测站点一般始建于20世纪50年代, 从

60年代初开始迅速增加, 站数从1951年的182个增加至1961年2088站, 之后全国资料站数相对稳定在2400站左右. 因此从1951~2013年, 各测站降水资料观测时间长短不一, 长的可覆盖整个资料时段即63年, 短的不足10年, 其中又有些站点存在着一些中间缺测的时间段. 因为本研究涉及历年极端降水站数统计, 需要观测数量相对稳定的站点, 因此选取资料相对比较完整同时站数较多的1960年以后的资料, 即资料时间段为1961~2013年, 观测时次为20时至20时. 研究所用站点的选取基于两个原则: 一是根据资料缺测天数决定每年资料的取舍, 把缺测资料天数控制在占总资料天数的5%左右, 这样如果全年资料缺测20天则该年记为缺测, 夏季(6~8月)资料缺测5天则该夏季所在年记为缺测; 二是为使降水具有极端性, 选取的各站有效资料长度都在50年以上. 经过这样处理后的年降水时间序列资料有2024站, 夏季降水时间序列资料有2046站. 在降水回归水平和最大值分析上, 为使分析值更可靠和合理, 这里把资料从1961年向前延伸到有资料为止, 最长延伸到资料的起始时间即1951年.

天气形势要素分析采用1961~2013年NCEP/NCAR再分析月平均资料, 资料分辨率为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ 经纬度, 17个气压层(Kalnay等, 1996).

2.2 方法

极端降水的定义采用top值法, 即把一段时间内所有日降水大于等于0.1mm的值从小到大排序, 然后从最大值端依次选取一个最大(top-1)降水量和10个最大降水量(top-10)的方法. 本文以此方法构建了两类极端降水时间序列, 第一类是极端降水量时间序列, 分成3小类, 由6个极端降水指数构成(表1), 即各站历年top-1降水和top-10累积量; 各站历年夏季(6~8月)top-1降水和top-10累积量; 历年年总降水量和夏季总降水量. 第二类是极端降水年总站次时间序列, 即利用资料站数较多的优势, 把1961~2013年整个时段内各站所有大于0.1mm的日降水量排序, 选取各测站top-1和top-10降水出现的日期, 再从日期资料中计数各top-1和top-10降水出现的年份, 然后统计全国和6个区域历年出现极端降水的总站次, 形成top-1和top-10降水全国和6个区域年总站次时间序列. 这后一种时间序列选取方法的好处是在资料长度都一样的情况下, 各站出现top-10的频数也都是是一样的, 如果是50年资料, 则

top-10值都是5年以上一遇的事件, 这样既保证了各站出现极端降水的次数是一致的, 又保证了事件的极端性, 同时也保证了事件的发生有一定的区域范围, 因此年总站次时间序列趋势更能反映各区域极端降水发生的总趋势.

为了分析区域特点, 把全国分成6个子区域(图1). 区域范围的界定既考虑省市区的行政边界又兼顾top-1降水时间序列趋势的正负区域分布. 6个子区域的范围界定如下: 东北区域, 包含辽宁、吉林、黑龙江和内蒙古东北部, 共有180站; 华北区域, 包含河北、北京、天津、山西、河南和山东两省黄河以北地区以及内蒙古中东部, 共有454站; 西北区域, 包含新疆、甘肃、青海、宁夏、陕西和内蒙古西部, 共有329站; 西南区域, 包含四川、重庆、贵州、云南和西藏, 共有388站; 东南区域, 包含湖北、安徽、江苏、上海、浙江、江西和湖南, 共有434站; 华南区域, 包含广东、广西、福建、海南, 共有240站. 台湾、香港、澳门由于无资料, 不列入具体区域.

采用两种方法计算时间序列的趋势幅度和检验其统计意义, 对于具有连续值的统计变量如top-1和top-10累积量的历年值, 采用传统的线性回归方法计算趋势, 各站趋势结果表示为总资料长度范围内的总趋势幅度与平均值的比值, 简称为增(减)幅比, 统计意义检验采用非参数的Mann-Kendall检验法. 对于非连续统计变量如top-1和top-10降水年总站次的统计量, 采用逻辑回归计算其趋势和检验其统计意义(Schmidli和Frei, 2005), 检验的显著性水平都设定为0.05.

由于降水主要出现在夏季6~8月, 大气环流形势要素场选取历年夏季平均, 选取的要素有500和850hPa位势高度、850hPa南北风和850hPa比湿, 分别形成历年各网格点各要素时间序列, 网格点各要素时间序列趋势显著性统计检验采用与top-1和top-10累积量时间序列同样的检验方法, 趋势幅度结果表示为每50年的

趋势增减幅度.

因为有50年以上的降水资料, 因此可以从实况资料构建多年一遇降水的重现水平, 具体计算方法如下: 给定一系列降水值 $x_1, x_2, \dots, x_n$, 从小到大排序:

$$x_{(1)} \leq x_{(2)} \leq \dots \leq x_{(n)}, \quad (1)$$

第 i 个数的分位值为

$$q_i = \frac{i-1}{n-1}, (i = 1, \dots, n), \quad (2)$$

任意给定一个分位值 q , 如果 q 位于 q_i 到 q_{i+1} 之间, f 为其所处位置权重, 那么第 q 分位数可定义为

$$Q(q) = (1-f)Q(q_i) + fQ(q_{i+1}). \quad (3)$$

具体就是把各站整个资料时段内的降水从大到小排序, 从最大端按各站实有降水资料年数选取相应个数的日降水值, 即各站平均每年一个值, 然后分别计算各站多年一遇的分位数, 50年一遇分位数表示超过该分位数的概率是0.02, 相应地小于该分位数的概率是0.98.

上述时间序列趋势和重现水平的计算, 都是基于R软件包(Gilleland和Katz, 2011).

3 极端降水趋势结果分析

3.1 top-1和top-10累积量时间序列趋势

从历年top-1降水时间序列的线性趋势来看(图1a), 全国2024站中具有正趋势的测站达1225站, 占61%, 其覆盖范围要明显多于负趋势测站. 正负趋势比较明显的有3个区域, 即中国东南正趋势区域, 包括长江中下游的广大区域; 西北正趋势区域, 以新疆、甘肃西部、青海北部、陕西中部为主; 华北负趋势区域, 包括河北、北京、天津等地. 上述正负趋势明显的地区大多数站点趋势增(减)幅比达10~30%, 部分地区达30%以

表1 极端降水时间序列类别和名称

时间序列类别		时间序列名称		
年极端降水量	年top-1降水	年top-10累积量		
夏季极端降水量	夏季top-1降水	夏季top-10累积量		
总降水量	年总降水量	夏季总降水量		
极端降水年总站次 (top-1或top-10)	全国年总站次	西北区年总站次	华北区年总站次	东北区年总站次
	西南区年总站次	东南区年总站次	华南区年总站次

图 1 历年极端降水时间序列的线性趋势

(a) 年top-1降水; (b) 年总降水量; (c) 夏季top-10累积量; (d) 夏季总降水。表示为增减幅比%, 红点表示增加, 蓝点表示减少, 实心(空心)点表示通过(未通过)显著性检验水平0.05检验的站点, 粗灰线为区域分界

上, 其他3个区域的线性趋势不十分显著, 其中东北区域以正趋势为主, 但大部分站点趋势不显著; 华南区域也以正趋势为主, 除华南北部和海南有少数站点趋势显著外, 其他大部分站点趋势也不显著; 西南区域的四川盆地中东部、贵州东部、云南中部正趋势较显著, 而盆地西部和南部、云南东南部则表现为以负趋势为主。

全国共有145站(7.2%)通过线性趋势显著性检验, 其中正趋势有115站, 其趋势平均增幅比为38%, 负趋势有30站, 趋势平均减幅比为39%, 也是正趋势测站明显多于负趋势。通过显著性检验的站点位置基本位于上述3个正负线性趋势明显区域。历年top-10累积量时间序列趋势分布与top-1非常相似(图略), 正负趋势区域位置没有大的变化, 主要变化体现在通过趋势显著性检验的站点的分布和强度上, top-10累积降水趋势通过显著性检验的站点在西北地区中西部特别是新疆地区明显增多, 而在华北中北部、西南地区东部明显减少。同时增减幅度比在新疆地区更加明显, 而在

中东部地区都有不同程度的减小。在top-10累积降水时间序列趋势通过显著性检验的142站中, 正趋势测站有121, 趋势增幅比为29%, 负趋势有21站, 趋势减幅比为25%, 也是正趋势测站明显多于负趋势, 但在增减幅度上不如top-1降水。

年总降水时间序列趋势与top-1相比, 负趋势站点要明显多一些(图1b), 但上述3个趋势明显区域这一大的分布格局没有改变, 只是一些区域的分布特征上有些变化, 主要体现在: 西北地区中西部仍然表现为明显的正趋势, 特别是新疆区域正趋势非常明显, 但西北地区东部转为负趋势; 东南区域大部仍为正趋势, 但正趋势增幅比减小, 通过显著性检验的站点数也明显减少; 华北区域负趋势区范围扩大, 大部地区都为负趋势区所控制。从图1b上可以看到, 与top-1相比, 变化最明显的区域是西南地区东部和西北地区东部, 这两个区域都由top-1正趋势为主转为年总降水的负趋势为主, 且有较多的站点通过了显著性检验。这两个区域年降水总量趋势和top-1趋势相反的特征表明, 虽

然年降水总量是减少的, 但极端降水是增加的, 即极端降水在总降水中占比增加, 应特别引起关注. 相比而言, 长江中下游的年降水总量正趋势不如top-1序列正趋势那么明显, 即极端降水要比年降水增加得更明显些. 另外也可以看到, 年总降水负趋势区域基本位于中国二级阶梯地形及向平原过渡处.

从历年夏季top-1和top-10累积量的时间序列趋势来看, 与年top-1序列趋势分布基本一致, 只是华北地区夏季top-10序列负趋势的范围更大、幅度也更加明显些(图1c). 同时也可看到, 同年总降水序列相比, 夏季总降水时间序列的趋势与年top-1、夏季top-1、夏季top-10累积量序列的趋势更加一致(图1d). 年总降水趋势中, 西北地区东部和四川盆地主要是负趋势或不显著的正趋势, 但在夏季总降水趋势中表现为非常显著的正趋势, 这与年top-1或top-10累积量序列在该地区的趋势一致, 因此极端降水与夏季总降水趋势有更好一致性, 也说明极端降水主要发生在夏季. 但也有不一致处, 如云南中西部地区年top-1降水以正趋势为主, 而夏季总降水则为负趋势.

3.2 top-1和top-10降水年总站次时间序列趋势

1961~2013年全国极端降水总站次的月分布表明, 极端降水主要出现在6~8月, 以7月份最多, 8月份次之, 夏季6~8月出现top-1的站次占全年总站次比例达84.8%(图2a), top-10站次比也高达81.4%(图2b). 上面分析得到的极端降水与夏季总降水趋势有更好的一致性结论与此有关. 下面对全国及区域极端降水年总站次时间序列进行分析.

从历年top-1和top-10降水全国年总站次时间序列来看(图3a和b), 两者趋势一致, 都表现为增加, 而且趋势增加显著性检验的 P 值都为0.03, 通过0.05显著水平的检验. Top-1降水年总站次每10年平均增加2.4站, 而top-10降水每10年平均增加15站. 而且随着年份递增, 二者增加趋势更加明显. top-1和top-10降水全国年总站次年际变化都比较大, 统计结果表明二者中值分别为38和382站, 离差分别为13和94站. 可以看到, 20世纪60年代以来, 有三段极端降水多发期, 一个是20世纪60年代初, 以1963年最为突出, 一个是20世纪90年代中后期, 集中在1994~1998年, 另一个是21世纪初, 集中在2010~2013年. 特别是从90年代中期(1994年)开始, top-1和top-10降水全国年总站次年变化幅度加大

得非常明显, 表现为年总站次异常偏多的年份增多, 1961~1993年间, top-1降水全国年总站次年平均为34站, top-10为355站, 而1994~2013年间, top-1降水全国年总站次年平均为46站, top-10为427站, top-1和top-10降水年总站次在前段时间较后段时间有明显增加. 这是否表明从90年代开始极端降水有可能在某一年份异常爆发还需进一步研究, 赵阳等(2016)的研究也指出90年代后中国东部大于50、100、200mm降水的频次增加变幅加大的特点. top-1降水年总站次从大到小排在第5位的年份依次是1998和2010年(都为70站次)、1994年(68站次)、1996和2013年(都为62站次)、1963和2012年(都为57站次)、2005年(48站次), 最少为1986年(14站次); top-10降水年总站次排在第5位的年份依次是1998年(621站次)、2010年(534站次)、1994年(529站次)、1996年(510站次)、2012年(502站次), 最少也为1986年(267站次). 年总站次出现最多年份两者基本一致. 这些年总站次最多的年份都对应着一些影响较大极端降水或洪水事件, 如1998年, 长江流域、嫩江和松花江流域发生大水; 2010年, 中国南方和东北吉林发生洪水; 1994年, 珠江流域发生大水; 1996年, 西江流域、洞庭湖区发生大水, 2012年7月, 华北出现特大暴雨; 2013年7月, 四川盆地出现特大暴雨.

以上分析的是全国年总站次, 就6个区域而言, 各区域年总站次趋势与全国总站次趋势不完全一致, 但各个区域内部top-1(图略)和top-10降水年总站次时间序列(图4)的趋势是一致性的, 只是各自的趋势幅度不同. 东北区域(图4a)二者都是略有增加趋势, 但不显著; 华北区域(图4b)都是减少趋势, 也不显著; 西北区域(图4c)增加趋势最显著, top-1和top-10降水年总站次平均每10年分别增加1.2站和5.2站, 都通过0.05显著水平的显著性检验; 西南区域(图4d)二者增加趋势稍明显, top-1和top-10降水年总站次平均每10年分别增加0.5站和2.7站, 但没有通过0.05显著水平的显著性检验; 东南区域(图4e)top-1降水年总站次变化较平稳, 呈略增加趋势, 没有通过0.05显著水平的显著性检验, 而top-10降水年总站次增加明显, 平均每10年增加5.8站, 且趋势显著; 华南区域(图4f)二者都呈较明显的增加趋势, 其中top-1降水年总站次每10年增加0.57站, 通过0.05显著水平的显著性检验, top-10降水年总站次每10年增加2.9站, 虽然没有通过检验, 但 P 值(0.05)较小. 从上述分析可以看到, 各个区域的极端降水年总站次趋

图 2 极端降水总站次月分布
(a) top-1; (b) top-10

势与各个区域历年top-1和top-10累积量时间序列的总体趋势基本是一致的,即top-1、top-10累积量以正趋势为主的区域,区域内年总站次趋势表现为增加;以负趋势为主的区域,区域内年总站次趋势表现为减少。

按1961~2013年全国2024站top-10极端降水出现的年分布来计算, top-10极端降水全国年总站次年平均为382站。1961~2013年间超出该平均值的有23年(图5), 排在前三位分别为1998年偏多239站次, 2010年偏多152站次, 1994年偏多147站次。有些年份极端降水区域分布较为集中, 如1963年和2000年主要集中在华北区域, 1969年集中在东南区域, 2006年集中在华南区

域。前文提到极端降水有三段高发期, 这里分别以1963年、1998年和2010年为代表, 从各区域top-10降水年总站次偏多情况来看, 1963年极端降水全国年总站次偏多98站次, 其中华北区域偏多最明显, 偏多146站次, 这主要由发生在华北中南部地区持续多日的“63.8”暴雨造成的, 其他各区域都为偏少; 1998年以西北、华北、西南、东南区域年总站次为最多, 偏多站次相当, 分别为51、60、48、50站次, 虽然1998年松嫩流域也发生大水, 但东北区域极端降水年总站次只偏多20站次; 2010年极端降水年总站次除华北区域略偏少外, 其他区域都偏多, 以西北和东南区域偏多最明显, 分

图3 日降水历年全国总站次时间序列

(a) top-1降水; (b) top-10降水. 红实线为趋势线, 黑实线分别为1961~1993年和1994~2013年的总站次平均, 右侧为站次箱须图(中间粗横线代表中值, 盒子两端细长横线分别代表第一和第四分位值, 之间距离为四分位距, 最外细短横线代表第一和第四分位值 ± 1.5 倍四分位距, 如果最大或最小观测值位于计算的最外细短横线内, 则以最大或最小值替代)

别偏多40和46站次.

4 华北极端降水减少趋势与有关大气环流要素趋势的关系

极端降水的趋势分布和变化成因较为复杂, 其中气候变化对其有较大影响. 在全球变暖环境下, 物理变量、经验证据和全球气候模式GCM的结果都表明了较暖的环境更有可能经历强降水事件频率和强度的增加, 这与水循环增强和大气含水量增加有关, 这一结果具有全球普遍性(Fowler和Hennessy, 1995). 卫星观测指出, 过去20年(1987~2006年)在地表以每 7 K^{-1} 幅度增暖时, 降水和大气中水汽含量也会以同样的幅度增加(Wentz等, 2007). 从前面极端降水时间序列的趋势分析中看出, 多种降水指数都表明华北东部和北部降水呈减少趋势, 这里以这一区域为例, 探讨有关的大气环流要素与这一地区极端降水减少趋势的关

系. 降水主要与引起上升运动的动力条件和水汽条件有关, 而气温条件可以间接转换为水汽条件(Wentz等, 2007). 因此这里选用500和850hPa位势高度、850hPa南北风和850hPa比湿这几个与降水密切有关的要素, 通过分析各要素各网格点上历年夏季平均的时间序列趋势来说明这一问题.

从500和850hPa位势高度线性趋势来看(图6a和b), 中国及周边地区二者趋势都是增加的, 趋势增加幅度最大区域位于蒙古高原, 并向其东北方向伸展, 位势高度每50年增加30m以上区域覆盖了内蒙古和东北地区东部. 高空冷涡系统是夏季华北地区降水主要影响系统之一, 是北京地区出现暴雨时最多的环流型(孙建华等, 2005), 位势高度的增加预示着高空冷涡势力的减弱, 从而导致华北降水触发动力的减弱, 这可能是导致这一地区极端降水减少的原因之一.

除了降水触动力减弱, 这一地区水汽减少也是一个重要原因. 从低层850hPa南北风趋势来看(图6c),

图 4 6个区域历年top-10降水总站次时间序列

(a) 东北; (b) 华北; (c) 西北; (d) 西南; (e) 东南; (f) 华南. 说明同图3

图 5 全国top-10极端降水年总站次为正距平的年份排序序列及相应各区域年总站次距平

图6 大气环流要素时间序列总趋势增减幅度

(a) 500hPa位势高度(m); (b) 850hPa位势高度(m); (c) 850hPa南北风(m s^{-1}); (d) 850hPa比湿(g kg^{-1}). 阴影区, 单位: m, 等值线为1961~2013年各要素夏季平均值, 小黑点为通过显著性检验的格点, 斜线区为高度超过1500m地形

从中国南部沿海地区到华北地区北部有一条南风风速明显减小的带状区域, 每50年减小幅度超过了 3m s^{-1} , 由于中国中东部地区降水主要为季风降水, 夏季7~8月季风向北推进到华北地区, 形成这一地区降水集中期, 而与西南急流相伴的水汽输送是这一地区主要水汽来源. 南风减弱预示着向北输送水汽能力减弱, 这从大气中850hPa比湿的线性趋势也可以看出来(图6d), 华北地区有一比湿趋势明显减少的中心, 50年比湿减少了 $2\sim 3\text{g kg}^{-1}$.

因此从环流形势各有关要素的趋势变化来看, 华北及上游地区位势高度增加导致低涡活动减弱, 降水触动力作用减弱, 而南风减弱导致水汽输送减弱、水汽含量减少, 这些都有利于华北极端降水减少的趋势. 特别需要说明的是这里只是从影响降水的天气因素来判断华北地区极端降水减少趋势的原因, 至于与其他大气环流系统如西风带、副热带高压、南亚高压等环流系统以及与气候影响因子的关系较为复杂, 不是本文分析重点.

5 降水经验重现水平

极端降水趋势分析的另一个重要目的是估计降水的极端性, 重现水平或重现期是实现这一目的的两个重要变量, 二者不但在水利规划、桥梁建设、房屋建筑、保险等方面广泛应用, 也是日常天气预报业务非常关心的, 根据重现水平或重现期, 预报员可以判断某次极端降水事件的严重性, 进而采取相应的预报服务对策. 重现水平和重现期为反函数关系, 按照2.2节介绍的方法, 超过某一分位数(阈值)的概率如果为 p , 则重现期为 $1/p$, 如50年重现水平给出了50年一遇的降水量, 反过来, 这些不同站点的降水又都对应对应着同一的50年一遇重现期, 因此这里只分析降水的水重现水平.

从20年一遇的经验回归值来看(图7a), 其分布从

中国东南向西北逐渐减小, 其中青藏高原和西北地区中西部一般在50mm以下, 东北地区北部、内蒙古高原、黄土高原、云南西部一般在50~100mm, 东北地区南部、华北平原以及秦岭、淮河以南地区一般在100mm以上, 200mm以上回归值主要分布在中国东南和华南沿海地区, 局地超过了300mm, 最大为海南西沙站达462mm. 内陆地区也有一些回归值在200~300mm的零散分布区域, 这些区域与局地地形有较好地吻合, 如河南南部、湖北东北部的桐柏山地和大别山地、安徽南部的黄山和江西东北部的怀玉山地、湖南西北部武陵山地以及四川盆地北部和西部等地. 50年一遇重现水平从南部沿海的400~600mm减少到西北地区的10~50mm(图7b), 其分布基本特征与20年一遇相比没有太大变化, 只是量值上有所提升, 这里定义50

图7 观测得到的20年一遇经验水平(a)、50年一遇经验水平(b)、50年一遇相对20年一遇重现水平提升率(%) (c) 和日降水历史最大值(d)
经验水平和降水量单位为mm

年一遇的重现水平与20年一遇的重现水平之差再与20年一遇的重现水平的比值为提升幅度比, 可以看到, 50年一遇相对20年一遇重现水平提升率平均达6.8%, 最高可达1倍左右, 其中76%的站点提升幅度比都在20%以下(图7c). 历史降水最大值反映了历史上最极端的降水情况, 其量值显然要比50年一遇值要大, 从分布上看(图7d), 中国从大兴安岭、内蒙古高原一直到青藏高原以东都出现过100mm以上降水, 而200mm以上降水西界基本沿着燕山、太行山、伏牛山、武当山、巫山、大娄山以及云贵高原东麓分布, 其中超过300mm区域与前面提到的局地地形关系密切, 而沿海大值区基本与台风降水有关. 从6个区域内出现的降水最大值与50年一遇值对比来看(表2), 降水最大值可以超过50年一遇值一倍以上, 截至到2013年, 国家站出现的最大日降水量为河南“75·8”期间出现的755mm, 50年一遇值354mm, 超出一倍多.

6 讨论和结论

各站降水历年top-1、top-10累积量、夏季top-1、夏季top-10累积量的时间序列趋势比较一致地表明了3个明显趋势区域, 即东南正趋势区域, 包括长江中下游大部分地区; 西北正趋势区域, 以新疆、甘肃西部、青海北部、陕西中南部为主; 华北负趋势区域, 包括河北、北京、天津等地. 正负趋势明显地区大多数站点趋势增(减)幅度比达10~30%, 部分站点达30%以上. 其他区域极端降水趋势不十分显著. 极端降水与年总降水趋势不完全一致但与夏季总降水有更加一致的趋势性.

历年top-1和top-10降水全国年总站次表明了一致的线性增加趋势, top-1和top-10全国年总站次每10年

分别增加2.4站和15站, 但年际差别较大. 年总站次表现为三段极端降水多发期, 分别在20世纪60年代初、90年代中后期和21世纪初, 极端降水年总站次较多的年份区域上表现不同. 出现全国年总站次最多的年份两者都指明为1998年. 从6个区域情况来看, 西北区域top-1和top-10降水年总站次增加趋势最明显; 东南区域top-1降水年总站次变化较平稳, top-10降水呈明显增加趋势; 华南区域二者都呈较明显的增加趋势; 东北区和西南区二者略有增加; 华北区域二者呈减少趋势但不显著. 各个区域的极端降水年总站次趋势与各个区域历年top-1和top-10累积量的总体趋势在趋势方向上基本一致.

从与降水有关的环流形势各要素的趋势变化来看, 华北地区上游是位势高度明显增加区, 从而导致高空冷涡活动减弱, 降水触动力减弱; 而低层从中国南部沿海地区到华北北部有一条南风风速减弱带, 导致水汽输送和含量都减弱, 种种大气环流要素时间序列趋势有利于华北地区极端降水减少的趋势.

经验回归水平分析表明, 50年一遇重现水平从南部沿海的400~600mm逐渐减少到西北地区的50mm以下, 相比20年一遇重现水平提升率平均达6.8%, 比降水最大值可小一倍以上.

本文以日降水为分析重点, 没有分析过程降水和短时降水的极端性和趋势, 也没有深入探讨趋势的年代际变化. 极端降水趋势成因较为复杂, 而且各区域不同, 大气环流、大气热力状况、气候因子等的变化都会有影响, 这里以华北区域为例, 从影响降水的天气成因, 即动力和水汽方面, 分析了这一区域极端降水减少的可能成因, 大气的热力状况可以间接影响到大气的水汽含量(Wentz等, 2007), 这里没有涉及.

表2 6个区域日雨量最大值和50年一遇经验水平^{a)}

区域	最大值(mm)	出现日期(20时)	出现地点(站号)	50年一遇值(mm)
西北	304	2003-08-29	陕西北(57137)	116
华北	755	1975-08-07	河南上蔡(57194)	354
东北	414	1958-08-04	辽宁丹东(54497)	244
东南	539	1994-07-12	湖北阳新(58500)	201
华南	645	2001-08-30	广东清远(59280)	294
西南	525	1993-07-29	四川峨边(56384)	360

a) 降水最大值出现日期为日降水观测的结束时间

致谢 本论文是第一作者在美国宾夕法尼亚州立大学气象系做一年的访问学者期间完成,感谢张福青教授研究团队的所有队员的照顾和帮助,感谢中国气象局国家气象信息中心提供高质量的分析资料.

参考文献

- 陈海山, 范苏丹, 张新华. 2009. 中国近50a极端降水事件变化特征的季节性差异. *大气科学学报*, 32: 744–751
- 陈活泼. 2013. CMIP模式对21世纪末中国极端降水事件变化的预估. *科学通报*, 58: 743–752
- 谌芸, 孙军, 徐珏, 杨舒楠, 宗志平, 陈涛, 方翀, 盛杰. 2012. 北京721特大暴雨极端性分析及思考(一)观测分析及思考. *气象*, 38: 1255–1266
- 杜钧, Grumm R H, 邓国. 2014. 预报异常极端高影响天气的“集合异常预报法”: 以北京2012年7月21日特大暴雨为例. *大气科学*, 38: 685–699
- 封国林, 龚志强, 支蓉. 2008. 气候变化检测与诊断技术的若干新进展. *气象学报*, 66: 892–905
- 闵岫, 钱永甫. 2008. 我国近40年各类降水事件的变化趋势. *中山大学学报(自然科学版)*, 3: 105–111
- 孙建华, 张小玲, 卫捷, 赵思雄. 2005. 20世纪90年代华北大雨过程特征的分析研究. *气候与环境研究*, 10: 492–506
- 孙军, 谌芸, 杨舒楠, 代刊, 陈涛, 姚蓉, 徐珏. 2012. 北京721特大暴雨极端性分析及思考(二)极端性降水成因初探及思考. *气象*, 38: 1267–1277
- 孙军, 代刊, 樊利强. 2011. 2010年7–8月东北地区强降雨过程分析和预报技术探讨. *气象*, 37: 785–794
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社. 1–3
- 王苗, 郭品文, 郭昀. 2014. 中国东部极端降水变化特征及其与大气稳定度的关系. *大气科学学报*, 37: 47–56
- 王钦, 曾波, 龙妍妍. 2013. 2013年7月7–11日四川盆地持续性暴雨成因分析. *安徽农业科学*, 41: 12400–12404
- 杨金虎, 江志红, 杨启国, 孙旭英, 姚玉璧. 2007. 中国西北汛期极端降水事件分析. *中国沙漠*, 27: 320–325
- 曾颖婷, 陆尔. 2015. 1961–2010年我国夏季总降水和极端降水的变化. *气候变化研究进展*, 11: 79–85
- 翟盘茂, 王萃萃, 李威. 2007. 极端降水事件变化的观测研究. *气候变化研究进展*, 3: 144–148
- 张爱英, 高霞, 任国玉. 2008. 华北中部近45a极端降水事件变化特征. *干旱气象*, 26: 46–50
- 张顺谦, 马振峰. 2011. 1961–2009年四川极端强降水变化趋势与周期性分析. *自然资源学报*, 26: 1918–1929
- 赵阳, 徐祥德, 赵天良, 徐洪雄, 毛飞, 孙涵, 王宇虹. 2016. 中国东部夏季暴雨极端事件与水汽输送相关流型特征. *中国科学: 地球科学*, 46: 1123–1140
- 邹用昌, 杨修群, 孙旭光, 汤剑平, 房佳蓓, 廖玉芳. 2009. 我国极端降水过程频数时空变化的季节差异. *南京大学学报(自然科学版)*, 45: 98–108
- Allan R P, Soden B J. 2008. Atmospheric warming and the amplification of precipitation extremes. *Science*, 321: 1481–1484
- Bissolli P, Friedrich K, Rapp J, Ziese M. 2011. Flooding in eastern central Europe in May 2010—reasons, evolution and climatological assessment. *Weather*, 66: 147–153
- Cao L, Pan S. 2014. Changes in precipitation extremes over the “Three-River Headwaters” region, hinterland of the Tibetan Plateau, during 1960–2012. *Quat Int*, 321: 105–115
- Du H, Xia J, Zeng S. 2014. Regional frequency analysis of extreme precipitation and its spatio-temporal characteristics in the Huai River Basin, China. *Nat Hazards*, 70: 195–215
- Fan L, Lu C H, Yang B, Chen Z. 2012. Long-term trends of precipitation in the North China Plain. *J Geogr Sci*, 22: 989–1001
- Fowler A M, Hennessy K J. 1995. Potential impacts of global warming on the frequency and magnitude of heavy precipitation. *Nat Hazards*, 11: 283–303
- Gilleland E, Katz R W. 2011. New software to analyze how extremes change over time. *Eos Trans AGU*, 92: 13–14
- Gochis D, Schumacher R, Friedrich K, Doesken N, Kelsch M, Sun J, Ikeda K, Lindsey D, Wood A, Dolan B, Matrosov S, Newman A, Mahoney K, Rutledge S, Johnson R, Kucera P, Kennedy P, Sempere-Torres D, Steiner M, Roberts R, Wilson J, Yu W, Chandrasekar V, Rasmussen R, Anderson A, Brown B. 2015. The great Colorado flood of September 2013. *Bull Amer Meteorol Soc*, 96: 1461–1487
- Grams C M, Binder H, Pfahl S, Piaget N, Wernli H. 2014. Atmospheric processes triggering the central European floods in June 2013. *Nat Hazards Earth Syst Sci*, 14: 1691–1702
- Houze Jr R A, Rasmussen K L, Medina S, Brodzik S R, Romatschke U. 2011. Anomalous atmospheric events leading to the summer 2010 floods in Pakistan. *Bull Amer Meteorol Soc*, 92: 291–298
- Huang J, Sun S, Xue Y, Li J, Zhang J. 2014. Spatial and temporal variability of precipitation and dryness/wetness during 1961–2008 in Sichuan Province, West China. *Water Resour Manage*, 28: 1655–1670
- Jiang F, Hu R J, Wang S P, Zhang Y W, Tong L. 2013. Trends of precipitation extremes during 1960–2008 in Xinjiang, the Northwest China. *Theor Appl Climatol*, 111: 133–148
- Kalnay E, Kanamitsu M, Kistler R, Collins W, Deaven D, Gandin L, Iredell M, Saha S, White G, Woollen J, Zhu Y, Leetmaa A, Reynolds R, Chelliah M, Ebisuzaki W, Higgins W, Janowiak J, Mo K C, Ropelewski C, Wang J, Jenne R, Joseph D. 1996. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull Amer Meteorol Soc*, 77: 437–471

- Klein Tank A M G, Zwiers F W, Zhang X B. 2009. Guidelines on Analysis of Extremes in a Changing Climate in Support of Informed Decisions for Adaptation. Climate Data and Monitoring WCDMP-No. 72. Geneva: World Meteorological Organization. 14–17, 49–52
- Lau W K M, Wu H T, Kim K M. 2013. A canonical response of precipitation characteristics to global warming from CMIP5 models. *Geophys Res Lett*, 40: 3163–3169
- Lynch S L, Schumacher R S. 2014. Ensemble-based analysis of the May 2010 extreme rainfall in Tennessee and Kentucky. *Mon Weather Rev*, 142: 222–239
- Martius O, Sodemann H, Joos H, Pfahl S, Winschall A, Croci-Maspoli M, Graf M, Madonna E, Mueller B, Schemm S, Sedláček J, Sprenger M, Wernli H. 2013. The role of upper-level dynamics and surface processes for the Pakistan flood of July 2010. *Q J R Meteorol Soc*, 139: 1780–1797
- Moore B J, Neiman P J, Ralph F M, Barthold F E. 2012. Physical processes associated with heavy flooding rainfall in Nashville, Tennessee, and vicinity during 1–2 May 2010: The role of an atmospheric river and mesoscale convective systems. *Mon Weather Rev*, 140: 358–378
- Pendergrass A G, Hartmann D L. 2014. Changes in the distribution of rain frequency and intensity in response to global warming. *J Clim*, 27: 8372–8383
- Ren D. 2014. The devastating Zhouqu storm-triggered debris flow of August 2010: Likely causes and possible trends in a future warming climate. *J Geophys Res-Atmos*, 119: 3643–3662
- Schmidli J, Frei C. 2005. Trends of heavy precipitation and wet and dry spells in Switzerland during the 20th century. *Int J Climatol*, 25: 753–771
- Solomon S D, Qin D H, Manning M, Chen Z, Marquis M, Averyt K B, Tignor M, Miller H L. 2007. Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press. 945–946
- Su B D, Jiang T, Jin W B. 2006. Recent trends in observed temperature and precipitation extremes in the Yangtze River basin, China. *Theor Appl Climatol*, 83: 139–151
- Sun J Q. 2012. The Contribution of extreme precipitation to the total precipitation in China. *Atmos Ocean Sci Lett*, 5: 499–503
- Takahashi H G, Fujinami H, Yasunari T, Matsumoto J, Baimoung S. 2015. Role of tropical cyclones along the monsoon trough in the 2011 Thai flood and interannual variability. *J Clim*, 28: 1465–1476
- Tang C, Rengers N, van Asch T W J, Yang Y H, Wang G F. 2011. Triggering conditions and depositional characteristics of a disastrous debris flow event in Zhouqu city, Gansu Province, northwestern China. *Nat Hazards Earth Syst Sci*, 11: 2903–2912
- Wang B L, Zhang M J, Wei J L, Wang S J, Li X F, Li S S, Zhao A F, Li X S, Fan J P. 2013. Changes in extreme precipitation over Northeast China, 1960–2011. *Quat Int*, 298: 177–186
- Wentz F J, Ricciardulli L, Hilburn K, Mears C. 2007. How much more rain will global warming bring? *Science*, 317: 233–235
- Yang T, Shao Q X, Hao Z C, Chen X, Zhang Z X, Xu C Y, Sun L M. 2010. Regional frequency analysis and spatio-temporal pattern characterization of rainfall extremes in the Pearl River Basin, China. *J Hydrol*, 380: 386–405
- Zhai P M, Zhang X B, Wan H, Pan X H. 2005. Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China. *J Clim*, 18: 1096–1108