论文

江淮流域年极端降水事件分类特征及其致洪风险

谢志清¹, 杜银^{2,3*}, 曾燕¹, 苗茜¹

1. 江苏省气候中心, 南京 210009;

2. 南京信息工程大学气象灾害教育部重点实验室/气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044;

3. 淮河流域气象中心, 合肥 230031

* 通讯作者, E-mail: ydu@nuist.edu.cn

收稿日期: 2017-06-19; 收修改稿日期: 2018-01-02; 接受日期: 2018-04-23; 网络版发表日期: 2018-06-26

国家自然科学基金项目(批准号: 41205063、41330529)、气象类公益行业专项项目(编号: GYHY201506006)、预报预测核心业务发展专项项目(编号: CMAHX20160404)和淮河流域气象开放研究基金项目(编号: HRM201605)资助

摘要 利用百分位法提取出江淮流域1979~2016年间50个区域性年极端降水事件, 分为长江、江淮和倾斜梅雨暴雨、台风 I 型和 II 型暴雨5类。各类降水事件位涡正异常轨迹显示, 降水系统沿500hPa副高外侧引导气流不断东传, 并在江淮地区中重复出现是其共性特征。各类降水事件的传播路径在江淮南部地区汇集, 50个区域性年极端降水事件中有21个集中出现在江淮南部的秦淮河流域, 平均雨量超过100mm, 其中14个区域性极端降水事件致灾, 致洪暴雨中5个为长江梅雨暴雨、6个为江淮梅雨暴雨、2个为台风暴雨、1个为倾斜梅雨暴雨。城市发展、河网水系改变与区域极端降水事件叠加使得江淮南部地区临严重洪涝风险。以致洪暴雨为致灾条件, 利用FloodArea水动力模型模拟RCP6.0(RCP8.5)气候变化情景下南京地区土地利用改变带来的洪涝风险, 结果显示位于洪涝高风险区的城镇面积将从2010年的3.86km²(3.86km²)增加到2100年的9.00km²(13.51km²), 集中在地势低洼的禄口机场、江宁东山和溧水区, 政府决策部门在进行城市发展规划时应当重视可能的洪涝风险。

关键词 江淮流域, 极端降水事件, FloodArea二维水动力淹没模型, 洪涝风险

1 引言

极端降水事件诱发的洪涝灾害严重威胁人们生命财产安全, 中国每年洪涝灾害经济损失占气象灾害经济总损失的37.2%, 死亡人数占11.7%, 1998年长江流域洪水造成2.23亿人受灾, 死亡人数3704人, 直接经济损失2500亿元(秦大河等, 2015)。加强极端降水事件时空变化和成灾机理研究, 延长其预报时效, 成为防灾减灾的迫切需求(翟盘茂等, 2016)。江淮流域洪灾发生比

例占中国洪灾总数的39.9%, 是洪涝最严重的地区之一(Duan等, 2016; 万金红等, 2016)。

暴雨天气系统频繁活动于江淮地区是洪涝形成的根本原因, 持续数天的区域性极端降水事件易导致大江大河洪峰叠加, 引发严重洪灾(闵岫和钱永甫, 2008; 张世轩等, 2013; Chen和Zhai, 2016; Yang等, 2016)。江淮区域性极端降水事件多为梅雨暴雨和台风暴雨。其中梅雨暴雨持续时间长、雨量集中, 是最重要致洪因素。1999年以后, 副热带大气向北扩张、西太平洋副

中文引用格式: 谢志清, 杜银, 曾燕, 苗茜. 2018. 江淮流域年极端降水事件分类特征及其致洪风险. 中国科学: 地球科学, 48: 1153–1168, doi: 10.1360/N072017-00205

英文引用格式: Xie Z Q, Du Y, Zeng Y, Miao Q. 2018. Classification of yearly extreme precipitation events and associated flood risk in the Yangtze-Huaihe River Valley. Science China Earth Sciences, 61: 1341–1356, <https://doi.org/10.1007/s11430-017-9212-8>

热带高压(WPSH)北移, 使得梅雨雨带北移, 江淮流域降水量增加20%, 大于 45mm h^{-1} 的降水平均持续时间超过12h, 虽然长持续性降水事件频次减少, 但雨量却越来越集中(Si等, 2009; 胡娅敏和丁一汇, 2009; Huang等, 2011; Zhang和Zhai, 2011; Li等, 2013; 李明刚等, 2016). 梅雨强度异常和雨带位置的南北“摆动”, 与厄尔尼诺-南方涛动(ENSO)、太平洋年代际振荡(PDO)、东亚夏季风(EASM)和WPSH等天气气候系统年际、年代际异常显著相关(邓伟涛等, 2009; 丁一汇等, 2013; Zhu等, 2013; Xie等, 2015; 郑景云等, 2016; Du等, 2016; 杜银等, 2017), 这种统计关系是否也存在于与梅雨相关的区域性极端降水事件当中却不清楚.

另一方面, 江淮流域城市群快速扩张正在改变下垫面河网水系结构. 城市快速发展、河网水系改变与极端降水事件三重叠加诱发的小尺度、高强度洪灾可能酿成重大灾难. 例如2010年甘肃舟曲“8·7”特大泥石流和2012年北京“7·21”特大暴雨均造成重大人员伤亡. 2016年梅雨雨量仅位列历史第四, 却诱发秦淮河、太湖流域特大洪水, 部分河流水位大幅度超过历史极值, 河水漫堤、交通中断, 城镇渍水严重, 城市防洪调度陷入泄洪淹下游城市、不泄洪淹自身的两难境地. 防洪已不再是单个城市的事情, 协同防御成为城市群不得不面对的新问题(Liu等, 2014). 基于防洪需要对主干河道拓宽、疏浚, 大量低等级河流因城市发展而填埋、消失, 导致江淮城市密集区河网密度下降了27.2%、水面率衰减19.3%(Han等, 2016). 大规模城市化和区域性强降水事件的相互叠加可能诱发的高强度洪涝风险应当引起足够重视.

虽然城市化导致局地极端降水事件趋多增强(Han等, 2015; Liang和Ding, 2017), 但不足以改变区域性极端降水事件的强度和时空分布(Ma和Zhang, 2015). 全球变暖和气候系统自然变率是江淮极端降水事件趋多增强的主要原因(Zhang等, 2014; Liu等, 2015; Hu等, 2016). 因而以往的研究重点集中在极端降水事件日循环特征、雨量极值分布、重现期特征和峰值降水持续时间在空间上的显著差异上(Li等, 2013; Sun等, 2017; Zheng等, 2016). 并通过对不同类别暴雨事件形成机制差异的研究, 认识暴雨洪涝的成灾机制, 以促进防灾减灾能力的提升(刘建勇等, 2012; 姚秀萍等, 2007; 傅慎明等, 2012; 翟盘茂等, 2016). 然而, 江淮区域性极端降水事件高发区是否与城市快速发展区重叠, 不同类别

极端降水事件发生、发展和传播过程的动力热力学机制是否具有某些共性特征, 以及如何识别极端降水事件与城市发展、河网水系改变相叠加产生的小尺度高强度洪涝风险. 这些问题的研究对于江淮流域暴雨洪涝事件的早期预警、城市群发展规划和防灾减灾均具有重要意义.

2 数据和方法

2.1 数据

(1) 中国东部843个气象站1979~2016年逐时降水量, 江苏安徽152个气象站1979~2016年以24h为滑动窗逐分钟滑动提取的历年最大降水量. 用来提取江淮流域区域性年极端降水事件.

(2) 1998~2016年 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 分辨率中国逐小时格网降水量. 用于提取暴雨降水事件雨量的空间权重分布.

(3) 欧洲中心1979~2016年ERA-Interim $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ 分辨率再分析数据, 包括风速、位势高度、温度、气压和相对湿度.

(4) 2010~2100年 $30\text{m} \times 30\text{m}$ 分辨率的土地利用情景数据(Li等, 2016).

(5) 1979~2016年江淮流域农作物播种面积、洪涝受灾和成灾面积.

2.2 年极端降水事件提取方法

首先, 统计1979~2016年江淮流域($115^\circ \sim 122^\circ \text{E}$, $29^\circ \sim 35^\circ \text{N}$)同一日期出现年最大降水量且达到暴雨级别($\geq 50.0\text{mm}$)的台站个数, 将统计结果按台站数升序排列; 其次, 统计相同台站数的年最大降水量出现次数, 记为该台站数对应的年极端降水事件出现频次; 最后将极端降水事件累计频次95%分位数对应的台站数作为提取区域性极端降水事件的临界阈值.

应用该方法得到覆盖区域超过19个气象站的降水事件为区域性极端降水事件, 1979~2016年间仅有50个(图1a), 但其降水量所占比例却高达29.08%(图1b), 集中在5月11日至9月19日, 一半出现在梅雨季节(图1c). 年极端降水事件的区域平均雨量无明显上升趋势, 但特大暴雨站次数却有极端化倾向(图1d). 年极端降水事件大部分集中在江淮流域南部, 以南京-镇江-常州一带出现频次最高, 为16~21个(图1e). 以年极端降水事件发生日期为基础, 向前后各扩展2天, 得到时长为

图 1 年极端降水事件频次(a)、降水量(b)及其季节分布(c)、年际变化(d)和空间分布((e)和(f))

120h的年极端降水过程,发现极端降水事件高发区也是过程雨量最大的区域,雨量超过100mm(图1f)。

3 年极端降水事件的天气学分类特征

3.1 年极端降水事件天气学分类及降水量空间分布

江淮年极端降水事件中,32个为梅雨暴雨,11个为台风暴雨。梅雨暴雨和台风暴雨系统通常以不同的传播路径影响江淮地区,而暴雨系统的分类传播特征可为洪涝预测提供背景参考,以提高暴雨系统传播过程中下游地区洪涝灾害风险预警时效。基于《梅雨监测指标》国家标准(周兵等,2017)、梅雨暴雨天气学配置结构和台风移动路径,将江淮流域年极端降水事件分为长江、江淮和倾斜梅雨暴雨、台风I型和II型暴雨5类,各类降水事件传播路径在江淮南部汇集,导致该区域极端降水事件出现频次最高(图2a),形成的降水中心雨量超过100mm(图2;表1)。

长江、江淮梅雨型暴雨比例最大,占30%和24%,降水高值中心雨量超过120mm。500hPa副高强盛西伸且外围纬向平直、无明显槽脊,来自南海和孟加拉湾的水汽在长江、淮河流域形成辐合区,雨带纬向平直(图2b和c)。长江梅雨暴雨出现在5月26日至7月18日,江淮梅雨暴雨集中在6月3日至7月25日。倾斜梅雨比例仅为10%,集中在5月11日至7月23日,500hPa副高偏弱东退到海上,东亚大槽自东北经河套向西南延伸,来自孟加拉湾和南海的水汽在槽前汇合沿副高外侧北上,形成西南-东北向狭长水汽通道和强降雨带,江淮为降水中心,雨量50~100mm(图2d)。台风I型暴雨所占比例为10%,主要为7~9月的过境台风。副高覆盖中国东南部地区,外侧西南气流引导台风北上进入江淮地区,减弱为热带低压后与副高西北侧的西风槽会合,大量水汽堆积在江淮,过程雨量超过120mm(图2e)。台风II型暴雨集中在8月6日至9月19日,比例为12%。副高东退到海上,台风在副高西侧的浙江沿海登陆,带来极强的水汽,台风倒槽与西风槽在苏皖地区叠加,使得已减弱为热带气旋的台风再次加强,在江浙沪皖形成大范围、雨量超过120mm的大暴雨(图2f)。

3.2 年极端降水事件的过程演变特征

极端降水事件过程内雨强分布、持续时间和总雨

量对其致洪风险程度有直接影响。参照宇如聪和李建(2016)的研究方法分析江淮年极端降水事件日变化特征,按0~23时逐时累加1979~2016年历年相同时刻的降水量和有效降水时数(小时降水量 $\geq 0.1\text{mm}$),得到各时刻总降水量和降水频次,将总降水量除以降水频次,得到对应时刻降水强度。逐时降水量、频次和强度除以各自的0~23时平均值,得到无量纲化后的降水量、频次和强度。从图3可以看出,年极端降水事件和有效降水事件的小时降水量、频次和强度呈双峰型日变化。有效降水事件16~17时雨量达到峰值,次峰出现在早上5~9时,而年极端降水事件雨量主峰却出现在早上5~8时,明显强于15~18时的次峰(图3a)。有效降水事件的降水频次主峰出现在早上6~7时,次峰出现在16~18时,年极端降水事件频次的主峰也出现在6~7时,下午16时次峰值更弱。有效降水事件的强度主峰出现在16~17时,与降水量主峰出现时段相同,次峰出现在上午10~11时,比降水量次峰晚约3h,年极端降水事件的降水强度峰值具有类似的日变化特征,但两个峰值强度相当(图3b)。

年极端降水事件按最大24h降水日前后各延展1天,构成72h降水过程,得到不同类别降水事件的时间演变特征(图3c~f),72h覆盖了降水事件的主要峰值时段。梅雨型暴雨峰值时段达到48h,集中在年最大24h降水出现当日及前一天,具有明显持续性特征且为双峰雨型结构,这样的分布特征在同类别多事件平均场中更为清晰。长江梅雨型暴雨在前一日下午4点和当日清晨7点达到峰值(图3c),江淮梅雨型暴雨的两个峰值则位于年最大24h降水出现当日和前一日的9点左右(图3d),而倾斜梅雨型暴雨峰值出现在前一日早上9点和夜间21:00~24:00,大于1.5的峰值时段更长(图3e),台风暴雨则为单峰型结构,峰值持续时间短,小于24h,但峰值强度更大,超过3.0,表明台风暴雨事件雨强的过程内分布更不均匀(图3f)。综合而言,梅雨型暴雨以稳定持续性降水为主,而台风暴雨则多以短时强降水的形式出现。

4 年极端降水事件的时空传播及其可能机制

暴雨天气系统在传播过程中涉及到动力、热力因子及其相互作用,位涡正是将二者结合在一起的物理量。位涡异常对许多中高纬度天气系统的发展演变具

图2 年极端降水事件天气学分类传播特征
色斑为降水量, 矢量为整层水汽通量, 等值线为500hPa高度场

有非常有效的动力示踪作用, 常用于研究强降水事件时空传播规律和机理(寿绍文, 2010), 诊断高原低涡东移发展过程和热带气旋的发展移动路径(郑永骏等, 2013; Tamarin和Kaspi, 2016). 诱发江淮区域性极端降

水事件的天气系统传播距离远, 路径清晰(图2). 可利用位涡倾向方程研究不同类别年极端降水事件的传播特征和形成机制. 不考虑摩擦作用的垂直方向位涡倾向方程为(Tamarin和Kaspi, 2016):

表 1 江淮流域50个年极端降水事件的统计特征

类别	个例数	最早日期	最晚日期	平均日期	多个例平均雨量(mm)
长江梅雨	15	05-26	07-18	06-26	≥120
江淮梅雨	12	06-03	07-25	07-05	≥120
倾斜梅雨	5	05-11	07-23	06-26	50~100
台风 I 型	5	07-24	09-18	08-22	≥120
台风 II 型	6	08-06	09-19	08-25	≥120
其他类别	7	06-14	08-28	07-16	50~100

图 3 降水日循环特征((a)和(b))和不同类别年极端降水事件的72h过程演变特征((c)~(f))
蓝线为样本平均值

$$\frac{dPV}{dt} = \frac{\partial PV}{\partial t} + u \frac{\partial PV}{\partial x} + v \frac{\partial PV}{\partial y} + w \frac{\partial PV}{\partial p} = -g(f + \zeta) \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{d\theta}{dt} \right)_{\text{LHR}}, \quad (1)$$

$$\left(\frac{d\theta}{dt} \right)_{\text{LHR}} = -\omega \left(\frac{\partial \theta}{\partial p} - \frac{\gamma_m}{\gamma_d} \frac{\theta}{\theta_E} \frac{\partial \theta_E}{\partial p} \right), \quad (2)$$

$$\theta_E = \theta_{\text{DL}} \exp \left\{ \frac{[L_0 - L_1(T_L - 273.15) + K_2 r] r}{c_{\text{pd}} T_L} \right\}, \quad (3)$$

$$\theta_{\text{DL}} = \theta \left[\left(\frac{\theta}{T_L} \right)^{0.28r} \left(1 + \frac{r}{0.622} \right)^{0.2854} \right], \quad (4)$$

式中, θ 为位温, θ_E 为相当位温, γ_d 和 γ_m 为干、湿空气垂直递减率, LHR 表示潜热释放. $L_0 = 2.56313 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$, $L_1 = 1754 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, $K_2 = 1.137 \times 10^6 \text{ kg}^{-1}$. r 为混合比湿, $c_{\text{pd}} = 1005.7 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ 为干空气定压比热. θ 为位温. θ_{DL} 为湿空气抬升到凝结高度处的位温. T_L 为抬升凝结高度处的温度.

4.1 年极端降水事件对应的位涡异常

图4显示江淮流域年极端降水事件的雨量峰值时段对应着明显的位涡正异常, 降水峰值出现时间早于位涡峰值, 位涡峰值可出现在24h年最大雨量当日(蓝色框)和次日, 比例各占一半. 长江梅雨暴雨、江淮梅雨暴雨的位涡峰值约为0.8~0.9PVU, 但不同个例位涡峰值出现的时间差异较大, 与位涡双峰结构相对应, 逐小时合成雨量也呈现出双峰结构, 出现时间比位涡峰值早6~12h(图4a和b). 而倾斜梅雨暴雨和台风暴雨雨量和位涡时间变化均为单峰结构, 位涡峰值超过1.0PVU, 雨量峰值同样早于位涡峰值6~12h(图4c和d). 特别需要注意的是, 倾斜梅雨和台风暴雨在位涡加强阶段具有非常一致的时间演变特征, 可能意味着在这两类降水系统发展阶段, 不同个例的位涡异常具有大致相同的生成、发展和传播过程. 而在位涡减弱阶段强降水已经显著减弱或停止, 此时的天气系统配置和动力热力作用变得更加复杂, 位涡变化显得比较发散.

充分的水汽供应、强烈的上升运动和较长的持续时间是暴雨形成的条件. 分析每类年极端降水事件典型个例的位涡、无量纲化降水量、200~500hPa散度差以及整层水汽通量的时间演变特征, 可以看出, 极端强降水事件的发生伴随有明显的位涡、垂直上升运动

和整层水汽通量异常(图5). 降水量峰值出现时间与200~500hPa散度差峰值出现时间一致, 表明强降水时段与强烈上升运动同步发生. 而位涡和水汽通量峰值的滞后则体现了与潜热释放相关的大气非绝热加热在位涡异常发展中的作用(赵兵科等, 2008). 长江梅雨两个例为三峰右偏态, 江淮梅雨为双峰左偏态, 而台风暴雨则为单峰左偏态. 4个典型个例降水量峰值出现时间与200~500hPa散度差峰值一致, 比700~500hPa平均位涡峰值、整层水汽通量峰值早约6h, 相关物理量的双峰或多峰分布特征表明降水系统短时间内在江淮地区重复出现.

4.2 年极端降水事件位涡异常的空间传播特征

图4和5中极端降水事件的双峰或多峰结构预示着暴雨天气系统在传播过程中重复出现在江淮地区. 提取每类降水事件典型个例700~500hPa位涡正异常中心的移动轨迹, 分析热力、动力作用和水汽输送对位涡高值中心强度演变和空间传播的影响(图6). 四类年极端降水事件的显著特征为位涡正异常中心沿副高外围东传, 并伴有明显的弱-强-弱的强度变化, 除台风暴雨个例外, 位涡高值中心在江淮地区重复出现, 梅雨型暴雨个例中青藏高原大地形在高原东侧105°E附近激发出小范围位涡正异常中心. 长江梅雨两个例位涡高值中心在96h内逐步加强并沿副高北侧东移, 到达130°E后受副高反气旋作用影响强度迅速减弱, 500hPa副高强盛、西伸且外围纬向平直, 利于位涡中心向东传播(图6a). 江淮梅雨两个例位涡高值中心东传特征与长江梅雨两个例一致, 但位涡高值中心和500hPa副高位置更偏北(图6b). 倾斜梅雨两个例位涡高值中心起始于500hPa倾斜槽前, 在副高外侧西风急流引导下东传北移, 强度逐渐增强, 当东移至副高北侧时, 浅槽东侧气旋性作用减弱, 副高北侧的反气旋性作用抑制位涡的发展, 位涡强度迅速减弱(图6c). 而台风个例的位涡异常紧贴500hPa副高西侧外围引导气流北上, 由于处在副高外围的反气旋性抑制作用区, 位涡正异常中心强度常迅速减弱, 但到达中纬度40°N附近时, 与高空浅槽汇合, 环境场的气旋性作用使得位涡再次增强, 继续北上到达副高北侧后转向东移, 副高北侧反气旋性作用抑制位涡的发展, 强度再次减弱(图6d). 因此, 从动力配置结构看, 500hPa副高外侧引导气流决定了位涡中心东移路径, 而副高北侧的反气旋性环境场则影响

图4 各类年极端降水事件700~500hPa区域平均位涡随时间变化

区域位置: 115°~122°E, 29°~35°N, 单位: PVU

位涡的强度。

在位涡高值中心沿副高外侧东传过程中, 700~500hPa位涡中心强度值最大, 位涡倾向方程(1)中的平流项、垂直输送项和非绝热加热项对位涡东传和强度变化的贡献不同。500~300hPa向下位涡垂直输送、700~500hPa位涡平流和850~500hPa非绝热加热(图略), 与图6所示的位涡中心具有基本一致的东移传播路径和强度变化特征, 但中心强度差异较大。三类梅雨型个例位涡正中心东移发展过程中, 850~500hPa非绝热加热项平均值约为1.5~3.5PVU, 是同时刻位涡高值中心强度的2倍, 是500~300hPa位涡垂直输送和700~500hPa位涡平流的3倍(图6a~c), 与姚秀萍等(2007)得出的梅雨期大气加热主要来源于水汽潜热释放的结论一致, 显示出位涡异常传播对梅雨型暴雨的良好示踪作用。而台风暴雨个例在北上阶段, 位涡垂

直输送项和水平输送项均较小, 位涡中心的维持主要靠台风涡旋动力作用和降水产生的潜热释放(图6d)。当位涡异常中心北上到40°N附近转为东传后, 台风涡旋动力贡献减弱, 在中纬度副高北侧浅槽作用下, 位涡中心强度再次加强, 垂直输送项和非绝热加热项的贡献加大, 而水平平流项贡献仍较小。从位涡倾向方程各项贡献来看, 在位涡高值中心从陆地上产生, 并沿副高外围东传发展过程中, 位涡强度的维持主要来自于大气非绝热加热项的贡献, 对应着极端强降水事件的产生, 而动力输送项则引导位涡高值中心的东移。表明在水汽输送稳定充足的情况下, 强降水发生发展与中高纬度大气位涡异常有关(姚秀萍等, 2007; Wang和Gu, 2016), 位涡高值中心的持续维持并沿副高外围西风引导气流东传, 这对于提高江淮流域洪涝事件的预测预警时效具有重要的应用价值。

图 5 典型个例无量纲降水降水(阴影)、位涡、200~500hPa散度差和整层水汽输送通量的时间演变

5 年极端降水事件的致洪风险

5.1 年极端降水事件与洪涝风险的联系

根据《暴雨灾害等级》国家标准,农作物洪涝受灾面积超过播种面积的10%或直接经济损失超过0.5亿元为中度以上暴雨洪涝灾害(陈鲜艳等, 2017). 1979~2016年江淮流域共有14个区域性年极端降水事件超过这一标准,雨量在112.3~179.9mm,平均雨量142.2mm,而没有明显洪灾的年份年极端降水事件雨量为79.4~195.1mm,平均雨量126.5mm,因此根据雨量无法区分致洪和非致洪暴雨.暴雨是否致洪需要和承灾体和孕灾环境结合起来. 1979~2007年年极端降水事件雨量与农作物受灾面积的相关系数为0.487,通过0.01信度检验,表明这一时期农作物为关键承灾体,而2007年之后变化趋势却相反(图1d),但流域南部城市密集区近年来多次发生破记录洪涝事件,与城市发

展导致的河网水系改变有很大关系(Han等, 2016).

影响江淮的降水系统传播路径在江淮南部地区汇集,形成持续性多峰型区域性极端降水事件,南京地区是年极端降水事件出现频次和雨量的最高值中心,强降水持续时间更长(图1e、f、2和3).根据《暴雨诱发的中小河流洪水等级划分》气象行业标准,河流水位达到或超过保证水位,将可能威胁流域安全,产生危害,可作为小流域暴雨洪水致洪依据. 1979~2016年南京地区较大的洪涝灾害共13次,平均5年发生一次,有8个年极端降水事件与长江下关9.0m以上高水位重叠,其中6个在南京形成了较为严重的洪水灾害(表2).

5.2 年极端降水事件集中区与城市发展相互叠加的高强度洪涝风险

识别极端降水事件与城市发展、河网水系改变相互叠加产生的高强度洪涝风险,需要综合考虑降水时空

图 6 年极端降水事件典型个例位涡空间传播特征

色斑为不同时段700~500hPa位涡高值中心, 蓝色等值线为500hPa位势高度场, 矢量为850hPa风场

表 2 1979~2016年长江南京下关水文站高潮位超过9.0m的统计特征^{a)}

年份	1998	1983	2016	1996	1999	1991	1995	2010	2003	1980	1989	1993	1992
最高水位(m)	10.14	9.99	9.96	9.89	9.88	9.7	9.66	9.32	9.23	9.2	9.08	9.07	9.06
最高水位日期	7.29	7.13	7.5	7.19	7.26	7.13	7.11	7.15	7.12	8.28	7.21	8.21	7.15
极端降水日期	6.30	7.5	7.1	7.4	6.28		6.21	7.13	7.4		7.6	8.6	6.15
南京地区洪水	√	√	√	√		√		√					

a) “√”表示南京地区出现了洪水

分布、流域地形地貌、河网水系、河道堤防和土地利用信息。德国Geomer公司开发的二维非恒定流水动力模型FloodArea对地形、河道、堤坝和土地利用类型等输入参数较为敏感, 可用来评估城市发展、河网水系改变与极端降水事件叠加产生的高强度洪涝风险。模型原理见用户手册(<http://www.geomer.de/fileadmin/>

[templates/main/res/downloads/UserManualFloodArea10.pdf](http://www.geomer.de/fileadmin/templates/main/res/downloads/UserManualFloodArea10.pdf))。根据2010年30m分辨率土地利用数据, 分别赋予林地、居民点、水田、旱田和水域糙率为18、25、33、40和50(岳健和张雪梅, 2003)。引入矢量河网、河口宽度、河道比降和堤坝高度信息(表3), 修正河网位置、宽度和深度, 使河网水系与流域地形变化相匹配

图 7 2016年7月1~10日雨量(a)和最大淹没深度(b)的空间分布, 实测雨量、水位(c)和模拟水位(d)

表 3 河网概化处理参数^{a)}

河流名称	河道比降(%)	河道宽度(m)	堤顶距地面高差(m)
秦淮河干流	0.077	300	7
句容河	0.065		
溧水河	0.121	200	5
溧水一干河	0.629		
句容河上游	0.988		
句容河下游	0.065		
赤山湖北河	1.388		
赤山湖中河	1.536	60	3
赤山湖南河	2.038		
溧水二干河	0.691		
溧水三千河	1.320		
横溪河	1.370		
其余支流	0.077~6.000	30	1

a) 河道比降数据来源于文献沙润和曾华(1994)

(图7a). 以2016年7月1~5日秦淮河流域破记录洪涝事件的水文气象监测数据率定FloodArea水动力模型的水量最大交换率参数(图7c和d). 结果显示最大交换率为3.0%时, 模拟水位与本次洪涝事件雨量高值中心的天生桥水文控制站实测水位过程线较为一致(图7c和d). 本次洪灾发生期间为减轻南京防洪压力, 句容市赤山新闻7月5日开闸泄洪, 导致赤山湖景区和多个村庄被淹没, 从泄洪后的淹没重灾区来看, 与淹没深度为0.5~1.0m的区域基本一致(图7b). 因此, 率定得到的模型参数能够反映流域暴雨产汇流特征, 可用于该区域暴雨事件的致洪风险模拟评估.

淹没深度和范围是描述洪涝风险的最直接指标, 参照《暴雨诱发的中小河流洪水等级划分》气象行业标准, 将淹没深度超过0.6m定义为秦淮河流域洪涝高风险区. 1979~2016年秦淮河流域性暴雨事件共有48个, 应用FloodArea模型模拟秦淮河流域48次暴雨事件的洪水淹没情景, 提取所有暴雨事件在每个网格点上的最大淹没深度, 形成秦淮河流域最大淹没深度(图8a). 从图中可以看出, 淹没深度超过0.6m的洪涝高风险区域主要分布在江宁东山、句容赤山闸附近以及流域河网两岸的地势低洼地区, 洪涝高风险区面积多年平均值为120.0km², 共有14年的淹没面积超过了平均

值, 有8年洪涝高风险区面积甚至超过140.0km²(图8b). 洪涝高风险区面积呈显著上升趋势, 年增长率为1.122km², 通过0.05统计信度检验(图8b). 秦淮河流域暴雨事件的总雨量也有显著上升趋势, 年增长率为3.058mm a⁻¹, 通过0.05统计信度检验(图8c). 从图8b和c的对照关系可以看出, 秦淮河流域洪水主要以暴雨洪水为主, 属于暴雨型洪水, 洪涝高风险区域面积与过程总雨量相关系数高达0.912, 与过程降水有效时数(小时雨量≥0.1mm)的相关系数也达到0.563.

6 讨论

6.1 不同类型年极端降水事件与气候系统自然变率的相互关系

梅雨异常与ENSO、PDO、EASM和WPSH等天气气候系统年际、年代际异常的显著相关关系也存在于江淮区域性极端降水事件当中. 江淮区域性年极端降水事件的强度具有显著的年际年代际变化特征, 年际波动与同期东亚夏季风指数(EASMI)有较好的反相关关系(图9a), 相关系数为-0.353, 通过0.05统计信度检验. 而其年代际异常则与北大西洋年代际振荡(AMO)更为一致(图9b). 1979~1995年AMO处于冷位

图8 暴雨洪涝最大淹没深度空间分布(a), 洪涝高风险区面积(b)和雨量、降水时数(c)的变化趋势

图9 年极端降水事件的年际年代际变化与EASMI指数(a)、AMO指数(b)的对应关系

相, 长江梅雨暴雨和淮河梅雨暴雨两类年极端降水事件的强度偏弱, 较常年平均值低 $0\sim 60\text{ mm}$, 而1996~2016年AMO转为暖位相, 且强度偏强, 最高可达 0.5°C , 与之相对应, 长江梅雨暴雨和淮河梅雨暴雨两类年极端降水事件的强度也偏强, 表明北大西洋年代际振荡与江淮纬向型年极端降水事件强度异常具有较好的对应关系, 这与大尺度天气气候系统更多影响中国东部夏季降水的南北分布型态的研究结果相一致(邓伟涛等, 2009). 而其他类别的年极端降水事件则表现为随机性异常, 可能与具体天气条件有关, 缺少年代际尺度上的共性变化特征. AMO年代际异常与东亚降水分布是否存在物理机制上的联系尚不清楚(李双林等, 2009), 与ENSO、PDO、EASM和WPSH等相比, 江淮流域区域性年极端降水事件为何与AMO具有更为一致的年代变化特征尚需要进一步研究.

6.2 年极端降水事件时空传播的分类共性特征

江淮流域年极端降水事件在1979~1999年以年际波动为主, 而2000年以来明显趋多增强(图1d), 与1999年以后大气环流调整, 梅雨雨带北移一致(Si等, 2009; 胡娅敏和丁一汇, 2009). 梅雨型暴雨和台风暴雨作为最可能产生江淮区域性年极端降水事件的天气系统, 其传播路径在江淮南部地区汇集是南京-镇江-常州一带区域性年极端降水事件高发的重要因素(图2). 位涡诊断分析显示, 梅雨型年极端降水事件主要源于青藏高原降水系统沿 500 hPa 副高外侧引导气流不断东传, 并在江淮地区中重复出现(图6), 造成稳定持续的多峰型降水, 容易引发洪灾(图3). 而在东部沿海登陆的台风, 沿副高外围从江西或浙江进入江淮南部地区时, 与中纬度西风槽会合并再次加强, 容易形成单峰型短历时暴雨, 也容易在秦淮河流域引发高强度洪涝灾害.

因此, 在一次区域性极端降水事件中, 位涡高值中心沿副高外围西风气流的东传轨迹, 可为下游地区洪涝灾害风险预警提供背景参考, 以提高暴雨洪涝风险预警时效.

6.3 年极端降水事件与秦淮河局地暴雨洪涝的时空重叠

影响秦淮河流域洪涝形成的主要因素为局地暴雨和长江高水位相叠加. 历次洪灾统计结果显示, 当长江下关高潮位超过 9.0 m 时, 秦淮河流域再遭遇暴雨容易形成外洪内涝局面. FloodArea模拟结果统计显示, 在长江下关高潮位超过 9.0 m 且秦淮河东山水位超过 9.5 m 的情况下, 秦淮河流域共有14个暴雨过程的淹没范围超过 120 km^2 , 8个出现1999年后, 与江淮梅雨的年代际转型一致. 这些暴雨过程全部处于江淮区域性年极端降水事件发生期间, 其中6个为江淮梅雨暴雨, 5个为长江梅雨暴雨, 1个为倾斜梅雨暴雨, 其余2个为台风暴雨. 秦淮河流域高强度洪涝事件可分为两类, 一类是长江中游梅雨暴雨导致长江南京高潮位超过 9.0 m , 叠加秦淮河流域本地暴雨, 秦淮河东山水位超过 9.5 m , 形成严重洪涝灾害, 例如长江梅雨暴雨(图10f~h)和倾斜梅雨暴雨(图10e). 另一类则是台风暴雨(图10a)和江淮梅雨暴雨(图10b~d), 雨带偏北且远离长江, 长江下关高潮位超过 9.0 m 的概率较小, 但却在秦淮河流域产生了日雨量超过 250 mm 的特大暴雨, 也可能产生洪涝事件, 例如2015年6月27日秦淮河流域雨量达到 287.6 mm , 远超过其他年份, 形成严重洪涝灾害(图10d), 说明秦淮河特大暴雨也可能形成严重洪涝灾害(图10b和c). 历史水位监测数据和灾情数据显示, 14个个例中同时满足长江下关高潮位超过 9.0 m 和秦淮河东山水位超过 9.5 m 的洪水个例仅有2016年和2010年2个,

图 10 淹没范围超过 140km^2 的区域性暴雨过程雨量(120h)空间分布

①为秦淮河流域边界

表明来自长江中游的洪峰与本地极端降水事件相互叠加引发秦淮河流域高强度洪涝灾害为小概率事件。不论是暴雨过程雨量的空间分布还是过程内雨强的时间分布,淹没范围超过 120km^2 的14个秦淮河流域暴雨个例中,江淮流域年极端降水事件与秦淮河流域暴雨都出现时空叠加情形,这也是1979年以来,秦淮河流域暴雨洪涝高风险区域面积显著增加,南京都市圈洪涝风险明显增强的主要原因。

6.4 南京都市圈2010~2100年不同发展情景下的洪涝风险

虽然气候变暖背景下未来梅雨强度可能减弱(Zhu等, 2016),但气候变暖和城市群叠加仍可能改变局地洪涝风险分布格局,秦淮河流域未来土地利用类型的改变主要体现为城镇用地面积迅速增加(表4)。以江淮

14个区域性致洪暴雨为致灾条件,利用FloodArea水动力模型模拟不同气候变化情景下土地利用改变带来的洪涝风险,结果显示洪涝高风险区主要位于句容赤山新闻、禄口机场、江宁东山和溧水等地势低洼地区(图8a),东山-溧水区域是南京城市未来扩张的重点区域之一,未来人口不断聚集、工业发展和社会财富不断积累,该区域将面临极大的风险。秦淮河流域未来土地利用模拟情景显示,RCP2.6和RCP4.5情景下2010~2100年城市建设用地规模无变化,RCP6.0情景下城镇建设用地增长率为 $10.41\text{km}^2 (10\text{a})^{-1}$,相应地,位于洪涝灾害高影响区域的城镇面积从2010年的 3.86km^2 增加到2100年的 9.00km^2 。RCP8.5情景下城镇建设用地增长率为 $24.67\text{km}^2 (10\text{a})^{-1}$,位于洪涝灾害高影响区域的城镇面积从 3.86km^2 增加到2100年的 13.51km^2 。两种排放情景下,新增城市洪涝灾害高风险

表 4 RCP6.0和RCP8.5情景下秦淮河流域城镇建设用地扩张及可能的洪涝风险

	年份	2010	2020	2030	2040	2050	2060	2070	2080	2090	2100
RCP6.0	城镇用地(km ²)	75.04	88.06	98.94	110.33	118.25	124.59	133.35	144.16	159.38	176.96
	洪涝面积(km ²)	3.86	4.49	5.02	5.62	6.07	6.38	6.84	7.38	8.14	9.00
RCP8.5	城镇用地(km ²)	75.04	98.12	137.29	183.01	220.06	245.35	264.06	273.09	278.57	281.80
	洪涝面积(km ²)	3.86	4.92	6.88	9.14	10.87	11.95	12.78	13.16	13.37	13.51

区位于低洼地带, 主要集中在禄口机场、江宁东山城区和溧水区(图略), 在进行相关区县的城市发展规划时应该重视可能的高强度洪涝风险.

7 结论

(1) 江淮流域区域性年极端降水事件可分为长江、江淮和倾斜梅雨暴雨、台风 I 型和台风 II 型暴雨 5 类, 各类降水系统传播路径在江淮南部地区交叉汇集, 形成雨量超过 100mm 的降水中心. 梅雨型降水事件主要起源于青藏高原降水系统沿 500hPa 副高外侧引导气流东传, 并在江淮地区重复出现, 造成稳定持续的多峰型降水, 峰值时段达 48h. 台风暴雨为单峰结构, 持续时间短, 峰值时段小于 24h. 在年极端降水事件发生过程中, 位涡高值中心的持续维持并沿副高外围不断东传, 可作为下游地区洪涝灾害风险预警的背景参考, 并提高风险预警时效.

(2) 南京秦淮河流域局地暴雨过程与江淮区域性年极端降水事件发生时间相互重叠, 更容易造成秦淮河流域严重洪涝灾害. 当降水中心位于秦淮河流域中南部地势低洼地区时, 14 个淹没范围超过 120km² 的暴雨过程全部处于江淮区域性年极端降水过程发生期间, 其中 6 个为江淮梅雨暴雨, 淹没范围超过 140km², 5 个为长江梅雨暴雨, 淹没范围 120~140km², 1 个倾斜梅雨, 淹没范围超过 140km², 其余 2 个为台风暴雨. 当前期降水导致长江下关高潮位超过 9.0m 时, 主雨带偏南且强降水中心覆盖整个秦淮河流域的梅雨型暴雨在南京地区造成的洪涝风险最大.

(3) 在气候变暖的 RCP6.0 情景下, 秦淮河流域的城镇建设用地增长率为 10.41km² (10a)⁻¹, 其中位于洪涝灾害高影响区域的城镇面积从 2010 年的 3.86km² 增加到 2100 年的 9.00km². RCP8.5 情景下, 秦淮河流域的城镇建设用地增长率为 24.67km² (10a)⁻¹, 2100 年新增城

市建设用地位于洪涝灾害高影响区域的面积将达到 13.51km², 且位于秦淮河下游地势低洼地带. 洪涝高风险区集中在禄口机场、江宁东山城区和溧水区, 政府决策部门在进行城市发展规划时应当重视可能的洪涝风险.

参考文献

- 陈鲜艳, 邹旭恺, 张强. 2017. 暴雨灾害等级. 中华人民共和国国家标准, GB/T33680-2017
- 邓伟涛, 孙照渤, 曾刚, 倪东鸿. 2009. 中国东部夏季降水型的年代际变化及其与北太平洋海温的关系. 大气科学, 33: 835-846
- 丁一汇, 王绍武, 郑景云, 王会军, 杨修群. 2013. 中国气候. 北京: 科学出版社. 557
- 杜银, 包庆, 谢志清. 2017. FGOALS 模式对梅雨期东亚副热带西风急流变化特征的模拟. 大气科学, 41: 603-617
- 傅慎明, 于翥, 王东海, 夏茹娣. 2012. 2010 年梅雨期两类东移中尺度涡旋的对比研究. 中国科学: 地球科学, 42: 1282-1300
- 胡娅敏, 丁一汇. 2009. 2000 年以来江淮梅雨雨带北移的可能成因分析. 气象, 35: 37-43
- 李明刚, 管兆勇, 梅士龙. 2016. 夏季长江中下游地区降水持续性年(代)际变异及其与环流和 Rossby 波活动的联系. 大气科学, 40: 1199-1214
- 李双林, 王彦明, 郜永祺. 2009. 北大西洋年代际振荡(AMO)气候影响的研究评述. 大气科学学报, 32: 458-465
- 刘建勇, 谈哲敏, 张熠. 2012. 梅雨期 3 类不同形成机制的暴雨. 气象学报, 70: 452-466
- 闵岫, 钱永甫. 2008. 中国极端降水事件的区域性和持续性研究. 水科学进展, 19: 763-771
- 秦大河, 张建云, 闪淳昌, 宋连春. 2015. 中国极端天气气候事件和灾害风险管理与适应国家评估报告. 北京: 科学出版社. 109
- 沙润, 曾华. 1994. 秦淮河流域洪水灾害的地貌条件分析. 南京师范大学学报(自然科学版), 17: 47-53
- 寿绍文. 2010. 位涡理论及其应用. 气象, 36: 9-18
- 万金红, 张葆蔚, 刘建刚, 邓俊, 李云鹏. 2016. 1950-2013 年我国洪涝灾情时空特征分析. 灾害学, 31: 63-68
- 姚秀萍, 吴国雄, 赵兵科, 于玉斌, 杨贵名. 2007. 与梅雨锋上低涡降

- 水相伴的干侵入研究. 中国科学: 地球科学, 37: 417–428
- 宇如聪, 李建. 2016. 中国大陆日降水峰值时间位相的区域特征分析. 气象学报, 74: 18–30
- 岳健, 张雪梅. 2003. 关于我国土地利用分类问题的探讨. 干旱区地理, 26: 78–88
- 翟盘茂, 李蕾, 周伯铨, 陈阳. 2016. 江淮流域持续性极端降水及预报方法研究进展. 应用气象学报, 27: 631–640
- 赵兵科, 吴国雄, 姚秀萍. 2008. 2003年夏季梅雨期依次强气旋发展的位涡诊断分析. 大气科学, 32: 1241–1255
- 张世轩, 封国林, 赵俊虎. 2013. 长江中下游地区暴雨“积成效应”. 物理学报, 62: 069201
- 郑景云, 孙迪, 刘可邦, 郝志新, 张学珍, 葛全胜. 2016. 过去300a长江中下游异常丰梅事件变化与洪涝灾害. 自然资源学报, 31: 1971–1983
- 郑永骏, 吴国雄, 刘屹岷. 2013. 涡旋发展和移动的动力和热力问题 I: PV-Q观点. 气象学报, 71: 185–197
- 周兵, 梁萍, 王东阡, 周月华, 徐敏, 项瑛, 秦铭荣. 2017. 梅雨监测指标. 中华人民共和国国家标准, GB/T33671–2017
- Chen Y, Zhai P M. 2016. Mechanisms for concurrent low-latitude circulation anomalies responsible for persistent extreme precipitation in the Yangtze River Valley. *Clim Dyn*, 47: 989–1006
- Du Y, Li T, Xie Z Q, Zhu Z W. 2016. Interannual variability of the Asian subtropical westerly jet in boreal summer and associated with circulation and SST anomalies. *Clim Dyn*, 46: 2673–2688
- Duan W L, He B, Nover D, Fan J L, Yang G S, Chen W, Meng H F, Liu C M. 2016. Floods and associated socioeconomic damages in China over the last century. *Nat Hazards*, 82: 401–413
- Han L F, Xu Y P, Lei C G, Yang L, Deng X J, Hu C S, Xu G. 2016. Degrading river network due to urbanization in Yangtze River Delta. *J Geogr Sci*, 26: 694–706
- Han L F, Xu Y P, Yang L, Deng X J. 2015. Changing structure of precipitation evolution during 1957–2013 in Yangtze River Delta, China. *Stoch Environ Res Risk Assess*, 29: 2201–2212
- Hu C S, Xu Y P, Han L F, Yang L, Xu G L. 2016. Long-term trends in daily precipitation over the Yangtze River Delta region during 1960–2012, Eastern China. *Theor Appl Climatol*, 125: 131–147
- Huang D Q, Zhu J, Kuang X Y. 2011. Decadal variation of different durations of continuous Meiyu precipitation and the possible cause. *Chin Sci Bull*, 56: 424–431
- Li J, Yu R C, Sun W. 2013. Duration and seasonality of hourly extreme rainfall in the central eastern China. *Acta Meteorol Sin*, 27: 799–807
- Li X, Yu L, Sohl T, Clinton N, Li W, Zhu Z, Liu X, Gong P. 2016. A cellular automata downscaling based 1 km global land use datasets (2010–2100). *Chin Sci Bull*, 61: 1651–1661
- Liang P, Ding Y H. 2017. The long-term variation of extreme heavy precipitation and its link to urbanization effects in Shanghai during 1916–2014. *Adv Atmos Sci*, 34: 321–334
- Liu J H, Wang H, Gao X R, Chen S L, Wang J H, Shao W W. 2014. Review on urban hydrology. *Chin Sci Bull*, 59: 3581–3590
- Liu R, Liu S C, Cicerone R J, Shiu C J, Li J, Wang J, Zhang Y. 2015. Trends of extreme precipitation in eastern China and their possible causes. *Adv Atmos Sci*, 32: 1027–1037
- Ma X Y, Zhang Y C. 2015. Numerical study of the impacts of urban expansion on Meiyu precipitation over Eastern China. *J Meteorol Res*, 29: 237–256
- Si D, Ding Y H, Liu Y J. 2009. Decadal northward shift of the Meiyu belt and the possible cause. *Chin Sci Bull*, 54: 4742–4748
- Sun H M, Wang G J, Li X C, Chen J, Su B D, Jiang T. 2017. Regional frequency analysis of observed sub-daily rainfall maxima over eastern China. *Adv Atmos Sci*, 34: 209–225
- Tamarin T, Kaspi Y. 2016. The poleward motion of extratropical cyclones from a potential vorticity tendency analysis. *J Atmos Sci*, 73: 1687–1707
- Wang L, Gu W. 2016. The Eastern China flood of June 2015 and its causes. *Chin Sci Bull*, 61: 178–184
- Xie Z Q, Du Y, Yang S. 2015. Zonal extension and retraction of the subtropical westerly jet stream and evolution of precipitation over East Asia and the Western Pacific. *J Clim*, 28: 6783–6798
- Yang M G, Chen X, Cheng C S Q. 2016. Hydrological impacts of precipitation extremes in the Huaihe River Basin, China. *Springer Plus*, 5: 1731
- Zhang H, Zhai P M. 2011. Temporal and spatial characteristics of extreme hourly precipitation over eastern China in the warm season. *Adv Atmos Sci*, 28: 1177–1183
- Zhang Q, Zhang J Q, Yan D H, Wang Y F. 2014. Extreme precipitation events identified using detrended fluctuation analysis (DFA) in Anhui, China. *Theor Appl Climatol*, 117: 169–174
- Zheng Y G, Xue M, Li B, Chen J, Tao Z Y. 2016. Spatial characteristics of extreme rainfall over China with hourly through 24-hour accumulation periods based on national-level hourly rain gauge data. *Adv Atmos Sci*, 33: 1218–1232
- Zhu J, Huang D Q, Yang T. 2016. Changes of Meiyu system in the future under A1B scenario simulated by MIROC_Hires model. *Theor Appl Climatol*, 123: 461–471
- Zhu J, Huang D Q, Zhang Y C, Huang A N, Kuang X Y, Huang Y. 2013. Decadal changes of Meiyu rainfall around 1991 and its relationship with two types of ENSO. *J Geophys Res-Atmos*, 118: 9766–9777

(责任编辑: 罗德海)