

华中地区夏季区域性极端日降水事件变化特征及环流异常^{*1}

柯丹 管兆勇

KE Dan GUAN Zhaoyong

南京信息工程大学气象灾害省部共建教育部重点实验室,南京,210044

Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China

2013-12-02 收稿,2014-02-25 改回.

柯丹,管兆勇. 2014. 华中地区夏季区域性极端日降水事件变化特征及环流异常. 气象学报,72(3): 478-493

Ke Dan, Guan Zhaoyong. 2014. Regional mean daily precipitation extremes over Central China during boreal summer and its relation with the anomalous circulation patterns. *Acta Meteorologica Sinica*, 72(3): 478-493

Abstract By using in situ precipitation records at the 239 stations in Central China (the Huazhong region) including Henan, Hubei and Hunan Province, and the NCEP/NCAR reanalysis data, the anomalous circulation patterns for the regional mean daily precipitation extreme (DPE) events over the Huazhong region in June, July and August of the boreal summer during the period from 1961 to 2010 were investigated. The results demonstrate that the threshold of the precipitation amount of the DPE events is 23.585 mm/d on the 99th percentile. The DPE events tend to occur more frequently from late June to mid-July, especially after the mid-1980s. The circulation anomalies of DPE events show a baroclinic structure throughout the troposphere. The water vapor is transported from the periphery of an anomalous anticyclone in the Bay of Bengal and the South China Sea northward into Central China. The wave activity fluxes on the northeastern side of the Tibetan Plateau converge around the Huazhong region, which is favorable to generating and maintaining of the wave perturbation in this region. The DPE events are also related to the heat gradient caused by the local net heating of air over the region and the net cooling of air in the surrounding areas. All of these suggest that the regional summer DPE events in Central China vary significantly on both interannual and interdecadal time scales. Also, the occurrences of the DPE events are closely associated with the anomalous cyclonic circulation, topographic forcing of the northeastern side of the Tibetan Plateau and the anomalous gradient of diabatic heating between Central China and the surrounding areas.

Key words Regional daily precipitation extremes, Anomalous circulation, Wave activity flux, Central China, Boreal summer

摘要 利用1961—2010年夏季(6—8月)华中区域239个中国国家级气象台站逐日降水观测资料及NCEP/NCAR再分析资料集,对华中地区夏季区域性极端日降水事件及环流异常进行了分析,结果表明:华中地区夏季区域性极端日降水量的99百分位阈值为23.585 mm/d,20世纪80年代中期以后的极端日降水事件明显偏多,且6月下旬至7月中旬为华中地区极端降水多发期。极端日降水事件由具有从低层到高层呈斜压结构的异常环流控制,其南侧的水汽通过孟加拉湾与中国南海地区的异常反气旋外围呈阶梯状输送至华中地区。位于青藏高原东北侧的波作用量通量向华中地区的辐合有利于华中地区上空波动扰动的产生和维持,同时极端日降水事件的发生亦与华中地区的大气净加热及华中周边大范围区域中的净冷却形成的加热场梯度有关。这些结果表明华中地区夏季区域性极端日降水事件有显著的年际和年代际变化,且极端事件的发生与

* 资助课题:公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406024)和国家自然科学基金重点项目(41330425)。

作者简介:柯丹,主要研究方向为气候动力学。E-mail: isabellakd@163.com

通讯作者:管兆勇,主要从事气候动力学研究。E-mail: guanyz@nuist.edu.cn

华中地区气旋性环流异常、青藏高原东北侧地形强迫、以及华中地区与周边非绝热加热梯度异常关系密切。

关键词 区域性极端降水,环流异常,波作用量通量,华中地区,北半球夏季

中图法分类号 P426.6

1 引言

极端降水事件越来越受世人关注。政府间气候变化专门委员会(IPCC,2012)报告指出,在全球变暖背景下,全球许多地区的强降水事件发生频率或强降水占总雨量的比例可能增大。美国、加拿大和日本等区域降水研究都证实了上述结论(Karl, et al, 1998; Stone, et al, 2000; Yamamoto, et al, 1999)。有研究进一步指出,即使平均总降水量不变或减少时,也存在着强降水量及其频次增多的现象(Kunkel, et al, 1999; Easterling, et al, 2000; Manton, et al, 2001; Buffoni, et al, 1999; Groisman, et al, 1999)。中国不同地区不同季节极端降水过程频数趋势性变化差异显著,而降水总量的变化趋势则主要取决于极端降水的变化趋势(邹用昌等,2009),且其变化特征呈明显的区域差异,与全球总体特征并不完全一致。

研究表明,极端日降水事件(强降水)多发于 35°N 以南,特别是在长江中下游和江南地区以及青藏高原东南部,且在在这些地区极端日降水事件持续时间也较长(王志福等,2009)。多名学者对中国暴雨年代际变化的研究发现,极端降水在华北和四川盆地有显著减少的趋势,而在西部地区、长江流域和东南沿海有上升趋势(翟盘茂等,1999;鲍名等,2006;Zhai, et al, 1999, 2003)。极端降水主要出现在夏季,以低持续性事件为主。夏季极端降水频率在长江流域增多而在华北地区减少(Wang, et al, 2005)。持续时间在2 d及以下的极端降水多发生在长江中下游和江南地区,而持续3 d以上的极端日降水事件则主要发生在东南沿海和青藏高原东南部到云贵高原西部地区(王志福等,2009)。近50年中国秦岭淮河以南地区夏季洪涝范围在扩大,特别是进入20世纪90年代以来,这种趋势更强烈,夏半年降水趋于集中,容易导致极端洪涝事件的发生(王志伟等,2005)。不过较新的研究发现,进入21世纪后长江中下游地区夏季极端降水过程频数及降水强度反而呈微弱的下降趋势(邹用昌等,2009;何书樵

等,2013)。

有关极端降水事件本身的形成机理研究主要集中在暴雨和洪涝两个方面。通常认为, β 中尺度天气系统的发生、发展导致了暴雨事件的发生,但由于中尺度系统发生、发展机制非常复杂且具有局地性和突发性,目前对暴雨的科学认识仍远不能满足预报预测需求(贝耐芳等,2002;王建捷等,2002;徐双柱等,2008)。对于大范围的洪涝和干旱事件及其形成机制已有不少研究,且取得了许多重要成果,如1998年长江流域洪涝事件可归因于ENSO(黄荣辉等,1998;孙淑清等,2001)和对流层上层斜压波包活动所致(梅士龙等,2009)等。另外,尽管近些年针对极端降水事件研究取得不少进展,但研究成果多侧重于极端事件的长期趋势,或者常侧重于针对小范围比如某些局地区域单站现象进行(管兆勇等,2012),对于区域性极端日降水事件的研究并不多见(Guan, et al, 2011)。

众所周知,华中地区是中国东西、南北四境过渡的要冲和水陆交通的枢纽区域,也是位于青藏高原东侧,在对流层低层为北方气流与南方气流交汇的地区。该区域的极端降水事件可引发华中地区洪涝灾害,对工农业生产和人民生活造成极大影响。特别是那些低概率、高强度、长持续的暴雨、大暴雨事件极易造成大范围严重洪涝(肖艳等,2010)。如1996年7月洞庭湖流域暴雨持续4 d(张小玲等,2004),1998年6月江南暴雨持续10 d以上(国家气候中心,1998),1999年6月长江中下游暴雨持续9 d(张雁等,2001)等,这些事件均造成了严重灾害。

然而,华中地区纬度跨度大,气候特征复杂。近年来,河南、湖北和湖南三省对本省降水变化特征进行了一定的研究(覃军等,1997;焦建丽等,2007;张剑明等,2008),且对华中区域总体降水特征也进行了概括性描述(陈波等,2010;孙杰等,2010;任永建等,2013),但对华中区域性降水,尤其是极端降水特征及其成因的研究较少。任国玉等(2000)指出,1997年黄河史无前例的断流和1998年长江特大洪

水的发生,均有其相应的区域长期降水气候趋势作为背景条件;Guan等(2011)对长江中下游流域性极端降水事件进行了研究,发现太平洋不同的海温异常分布型可能对流域性极端日降水事件具有重要影响。因而,依据华中地区经济活动和社会发展的重要性及华中地区所处的独特地理位置,研究华中区域夏季降水极端事件变化规律和成因具有重要意义。本研究将依据1961—2010年华中区域239个中国国家级气象台站资料及NCEP/NCAR再分析逐日资料集,运用多种统计诊断方法,探讨近50年华中区域性夏季极端日降水事件变化特征。

2 资料与方法

2.1 资料

利用1961—2010年华中区域239个中国国家级气象台站的逐日降水观测资料。历史气象资料来自华中地区河南、湖北、湖南三省气象档案馆,全区域研究时段资料完整的气象站有239个,其中河南省97个,湖北省67个,湖南省75个。要素场分析选用了NCEP/NCAR再分析逐日资料集(Kistler, et al, 2001),变量相应资料的水平分辨率为 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$,时段同样取1961—2010年。受台风影响日期的确定则参考了中国气象局热带气旋最佳路径资料集(http://tcdata.typhoon.gov.cn/zjljsjj_zlhq.html)。夏季被定义为6—8月。

2.2 方法

经过多年发展,现在国际上降水资料均一性的检验方法有很多种,如标准正态均一性检验法(SNHT)和Buishand检验法。SNHT方法是一种利用邻近台站作为参考序列来判断时间序列中的非均一性的参数检验方法,它用来检测待检序列和参考序列之间突变或者线性趋势的差异(Hawkins, 1977; 李庆祥等, 2008);Buishand检验法的基本原理则是距平累加法(Wijngaard, et al, 2003)。除上述两种方法外,还选用二项回归检验法(Solow, 1987)、Pettitt检验法以及多元线性回归检验法共5种检验方法作为选取站点的标准。取信度为99%,总降水序列通过3种以上的检验则认为该站通过均一性检验。239个站点中共有233个降水序列均一性较好。

因华中区域通过检验的站点较多,且相对中国其他地区而言站点空间分布密集均匀,因而文中所述的区域平均均采用简单的算术平均,即

$$\bar{P}_r = \sum_{i=1}^n P_{ri}/n \quad (1)$$

式中, P_{ri} 为第*i*个站点的日降水量。

为分析极端日降水事件的成因,计算了整层水汽通量和视热源与视水汽汇。水汽通量的计算公式为

$$\mathbf{F}_w = \int_{300}^{p_s} q \mathbf{V} dp \quad (2)$$

式中, q 为比湿, p_s 为地面气压, \mathbf{V} 为风矢量。

视热源与视水汽汇的计算公式为

$$\begin{aligned} \langle Q_1 \rangle &= \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} Q_1 dp \\ &= (LP_r + LC - LE) + Q_s + \langle Q_R \rangle \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \langle Q_2 \rangle &= \frac{1}{g} \int_{p_t}^{p_s} Q_2 dp \\ &= (LP_r + LC - LE) - LE_s \end{aligned} \quad (4)$$

$$\langle Q_1 \rangle - \langle Q_2 \rangle = \langle Q_R \rangle + (Q_s + LE_s) \quad (5)$$

式中, L 为凝结潜热, P_r 为降水量, Q_s 为地面感热输送, E 为气柱中云滴的蒸发量, p_s 为地面气压, p_t 为所取的顶层气压,取300 hPa, $\langle Q_R \rangle$ 为辐射加热(冷却)的垂直积分, C 为气柱中扣除已形成降水的水汽凝结所致的液态水生成量, E_s 为地面潜热输送。

针对移动和非移动性罗斯贝波动,Takaya等(2001)推导了相对于基本气流的用于诊断波动能量传播的不依赖于波动位相的波作用量通量矢量,其水平分量在气压坐标中的计算公式为

$$\mathbf{W} = \mathbf{W}_r + \mathbf{C}_U M \quad (6)$$

$$\begin{aligned} \mathbf{W}_r &= \frac{1}{2|\mathbf{U}|} \cdot \\ &\left[\begin{aligned} &U(\Psi'_x{}^2 - \Psi'\Psi'_{xx}) + V(\Psi'_x\Psi'_y - \Psi'\Psi'_{xy}) \\ &U(\Psi'_x\Psi'_y - \Psi'\Psi'_{xy}) + V(\Psi'_y{}^2 - \Psi'\Psi'_{yy}) \end{aligned} \right] \end{aligned} \quad (7)$$

式中, \mathbf{U} 为基本流场($\mathbf{U} = U\mathbf{i} + V\mathbf{j}$); \mathbf{C}_U 为沿基流方向的相速度($\mathbf{C}_U = C_p \frac{\mathbf{U}}{|\mathbf{U}|}$); M 为描写小振幅准地转涡动的广义假动量; \mathbf{W} 为TN通量(Takaya和Nakamura推导出的三维波作用能量),其与群速度方向平行; \mathbf{W}_r 为 $\mathbf{C}_U M$ 之外的波扰动能量通量; Ψ' 为准地转扰动流函数。 \mathbf{W}_r 的散度为负时,表示波作

用量将因能量通量辐合而增大,反之为正时,扰动减弱。

3 华中地区夏季降水总体特征

为研究华中区域性夏季极端日降水事件,首先要了解华中年降水及夏季降水的总体特征。据此绘制了华中地区近50年(1961—2010年)平均的年均总降水(图1a)、年均季节平均夏季降水(图1b)以及夏季降水对全年降水的贡献率(图1c)。由图1a可看出,华中年均降水的空间分布呈现明显的由南向北随纬度增加降水逐渐减少的分布特征:长江以南

地区年降水量基本在1000 mm以上,以北大部分地区不足1000 mm。年均夏季降水量的空间分布则不如全年那样有明显的纬向分布特征。多年平均夏季降水的大值中心出现在湖北恩施地区,超过650 mm。

从年均夏季降水对年均总降水贡献率的分布可以看出(图1c),河南夏季降水贡献率大部分超过50%,湖北大部分达到40%,所占比例最小的为湖南中南部小范围区域,也接近30%。整体上大致呈与年均降水相反,由南向北夏季降水贡献率随纬度逐渐增加分布特征。

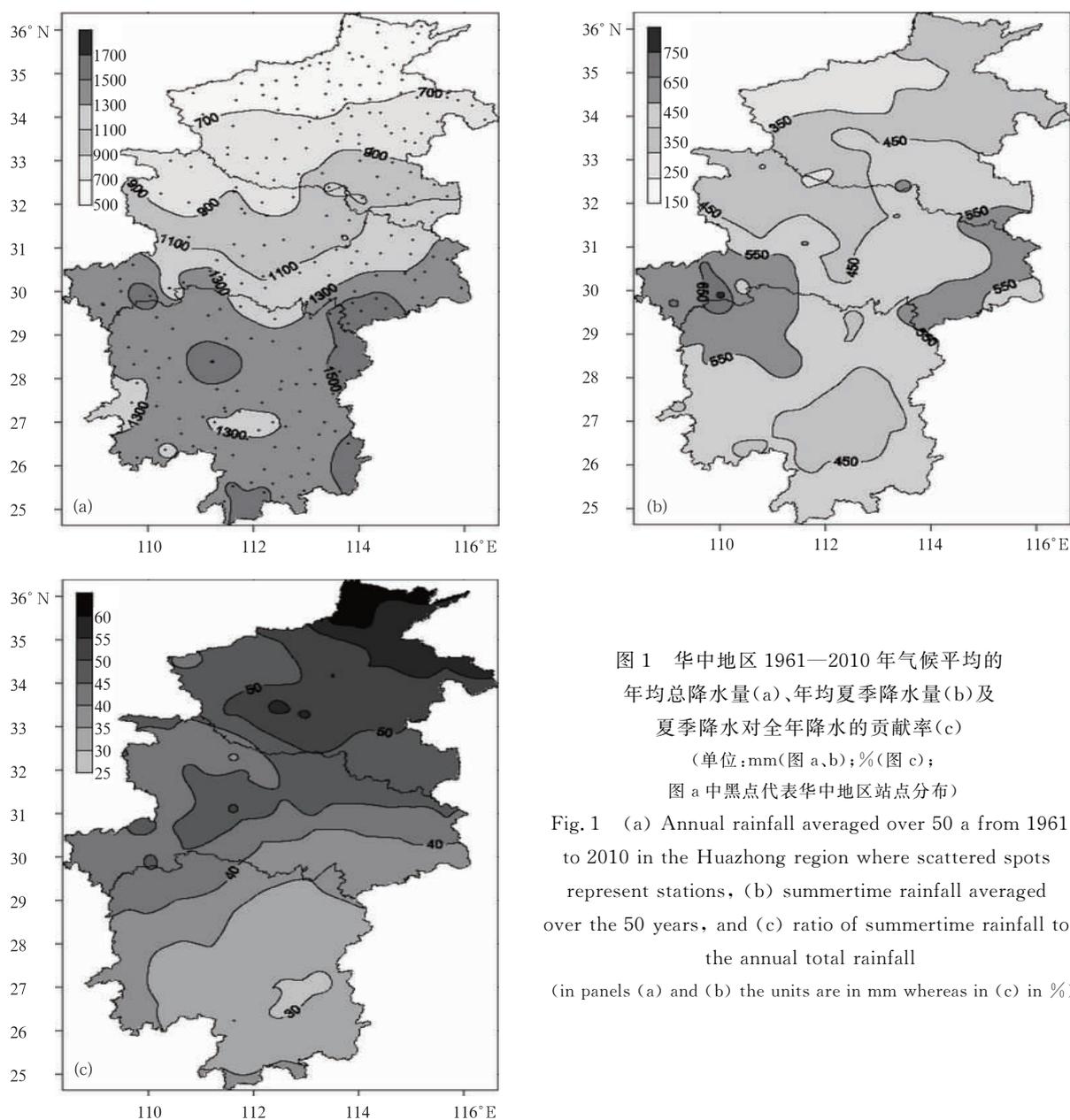


图1 华中地区1961—2010年气候平均的年均总降水量(a)、年均夏季降水量(b)及夏季降水对全年降水的贡献率(c)

(单位:mm(图a,b);%(图c);

图a中黑点代表华中地区站点分布)

Fig. 1 (a) Annual rainfall averaged over 50 a from 1961 to 2010 in the Huazhong region where scattered spots represent stations, (b) summertime rainfall averaged over the 50 years, and (c) ratio of summertime rainfall to the annual total rainfall

(in panels (a) and (b) the units are in mm whereas in (c) in %)

华中地区多年夏季单日降水最大值出现在日均降水较少的华中偏北部地区(图2),为1975年8月7日河南上蔡,其24 h降水量达到755.1 mm,接近该站年均降水量(874.4 mm)。查询历史文件,发现这一结果可归因于7503号台风的直接影响。

华中地区降水的多时间尺度变化显著。图3a显示,华中地区年均降水整体趋势变化不明显,但有显著的年(代)际变化。20世纪90年代以前降水偏多与偏少年交替出现,但年代际变化显示整体偏少。90年代以后至2004年降水整体偏多,2005年之后降水偏少。图3b反映出夏季降水长期趋势明显。根据线性倾向估计的计算结果,夏季降水在 $\alpha = 0.05$ 的显著性水平上整体呈现明显的上升趋势,速率为15.9 mm/(10 a)。夏季降水在60年代至70年代中期为降水偏少,此后至80年代中期为降水偏多期。80年代中期至90年代初为第2个降水偏少期,此后近20年夏季降水明显偏多。这与孙杰等(2010)对华中区域降水进行突变检验后得出的结果一致,即华中区域年及各季节的周期振荡差异明显,突变发生于20世纪80年代末90年代初,降水有明显的增多趋势。

从以上华中地区气候平均的年总降水及夏季降水时空特征分析可知,华中夏季降水与全年降水有着截然不同的特征。在年总降水量没有显著变化的情况下,夏季降水明显增多。

4 华中地区夏季区域性极端日降水事件定义及降水特征

一般而言,极端日降水事件被定义为日降水在某一时段内在某一观测站上的小概率事件。然而,单个或几个站点发生极端降水事件时,较容易造成城市内涝等问题,但极端降水具有明显的区域性和空间群发性,整个区域发生极端降水事件时,易使区域内的水位瞬时升高,造成大面积的洪涝灾害(Guan, et al, 2011)。因此,这里定义区域性极端日降水事件为:日降水在某一区域的平均值经排序后在某一时段内达到某一百分位值的事件。

4.1 极端日降水事件定义

研究时段1961—2010年夏季(6—8月)共有4600天,对华中夏季降水进行区域平均后选取降水量大于1 mm的天数共3458天。对平均后的日均降水值进行排位,99%位上的阈值为23.585 mm/d。以

此作为华中夏季区域性极端日降水事件标准,可得35天(表1),相应日期的华中地区灾情概况见附录1。

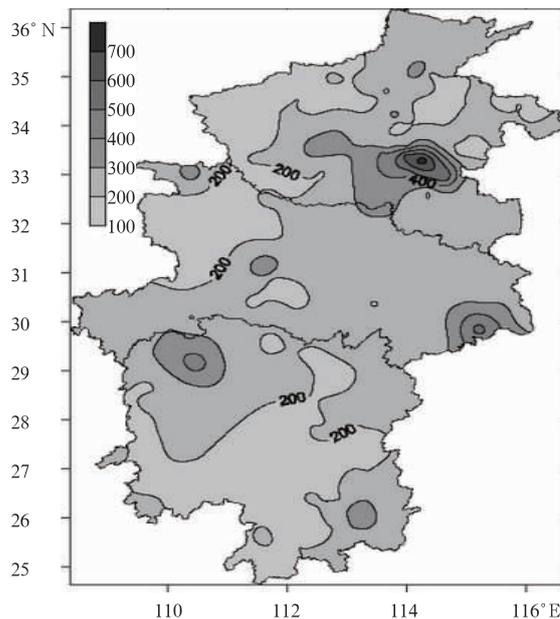


图2 1961—2010年夏季单日最大降水(单位:mm/d)
Fig. 2 Averaged maximum daily precipitation (mm/d) in summer over the period from 1961 to 2010

表1 华中地区1961—2010年夏季
极端日降水事件发生日期

Tabel 1 The emergence dates of the DPE events from 1961 to 2010 in the Huazhong region

年份	日期	年份	日期	年份	日期
1961	无	1977	无	1996	7月17日
1962	6月23日	1978	无	1996	8月3日
1962	8月17日	1979	无	1997	6月6日
1963	无	1980	无	1998	无
1964	7月31日	1981	无	1999	无
1965	无	1982	无	2000	无
1966	无	1983	无	2001	无
1967	无	1984	8月9日	2002	7月23日
1968	7月13日	1985	无	2003	6月22日
1969	7月11日	1986	无	2003	7月8日
1969	7月16日	1987	6月1日	2004	7月10日
1969	8月11日	1987	6月6日	2004	7月17日
1970	无	1988	无	2004	7月18日
1971	6月25日	1989	6月7日	2005	6月26日
1972	无	1990	7月1日	2006	无
1973	7月2日	1991	7月6日	2007	7月14日
1974	无	1992	无	2008	7月22日
1975	8月5日	1993	无	2008	8月16日
1975	8月6日	1994	7月12日	2009	8月29日
1975	8月7日	1995	无	2010	6月8日
1976	无	1996	7月14日		

4.2 年(代)际变化及旬变化

区域性极端日降水的发生具有显著的年代际变化且在 21 世纪更加频发。从华中地区夏季区域性极端日降水事件逐年发生的频次(表 1 及图 4a)可以看出,极端日降水事件在 1969、1975、1996 以及 2004 年均达到 3 次;1976—1983 年共 8 年没有发生过,但自 2002 年以后频发。

有趣的是,华中地区夏季区域性极端日降水事件多发于 7 月中旬前后,而 6 月中旬则无极端事件发生。由极端事件在夏季每旬的频次变化可见(图 4b),平均每旬发生次数为 4 次。6 月中旬没有发生,而有 9 次极端日降水事件发生在 7 月中旬。整体上看,从 6 月下旬开始到 7 月中旬,极端日降水事件明显增多,共计高达 18 次,这与梅雨季节存在一定联系。

4.3 极端日降水分布

通过分析华中地区近 50 年夏季极端日降水事

件日均值及其与 50 年夏季平均日降水的差值分布,可以看出如下特征:

极端日降水的均值大值中心出现在漯河西南部、唐白河流域以及鄂东北孝感一带,3 个大值中心日均值均超过 60 mm/d(图 5a)。差值分布特征与日均值大体一致(图 5b)。从数值上看,与极端降水相比,华中夏季日均降水值很小。同时在湖南南部出现了小范围的差值负值区。而极端日降水事件对夏季总降水贡献率(图 5c)的分布与日均值及差值的分布也比较类似。极端日降水事件虽仅占夏季有效降水日数的 1%,但在河南中南部地区可贡献夏季总降水的 10% 以上。

注意到,尽管 35 个极端日降水事件平均的日降水量并不很大,但由于具有区域性尺度,且发生在夏季,多与大尺度持续降水过程有关,因而在华中地区尤其在山区发生洪涝灾害的可能性较大。不完全统计的灾害概况可见附录 1。

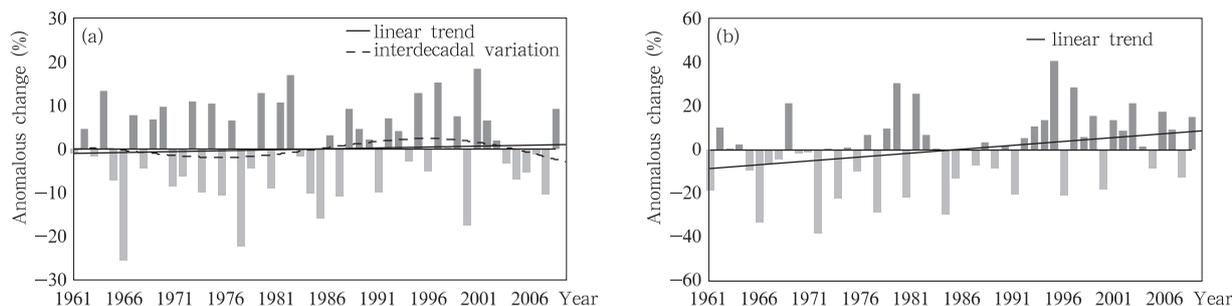


图 3 1961—2010 年华中区域平均年降水量距平百分率变化(a)及夏季降水量距平百分率变化(b)

Fig. 3 (a) Anomalous changes of ratio (in %) of the annual amount to its multi-year mean climatology of precipitation and (b) those of summer precipitation to its mean climatology from 1961 to 2010 in the Huazhong region

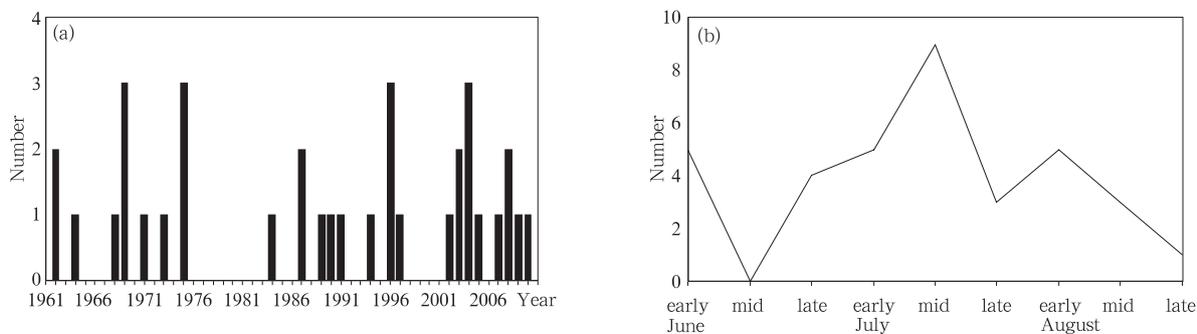


图 4 华中地区夏季区域性极端日降水事件逐年(a)及逐旬(b)发生频次

Fig. 4 Occurrence frequencies of the DPE events in each year (a), and those in every ten days (b) during the period under study

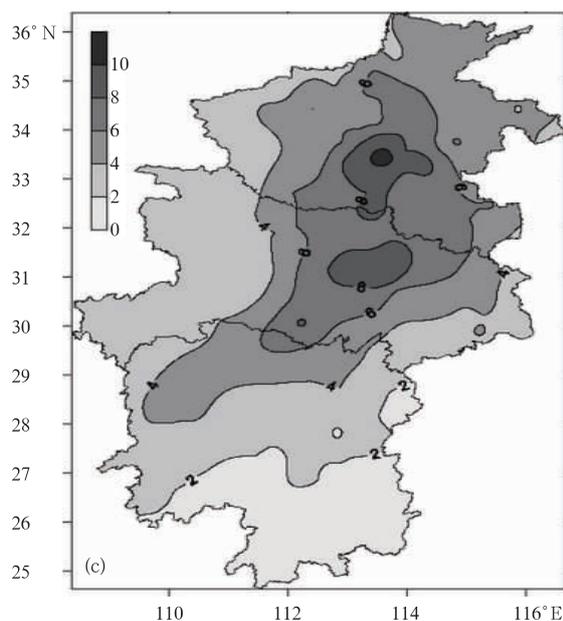
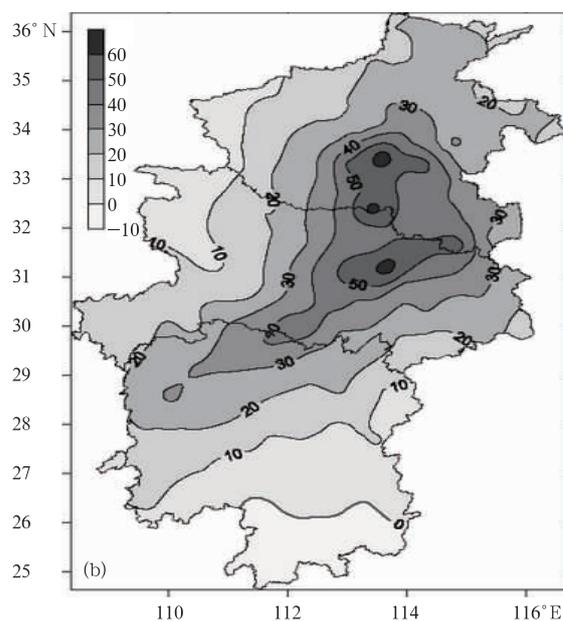
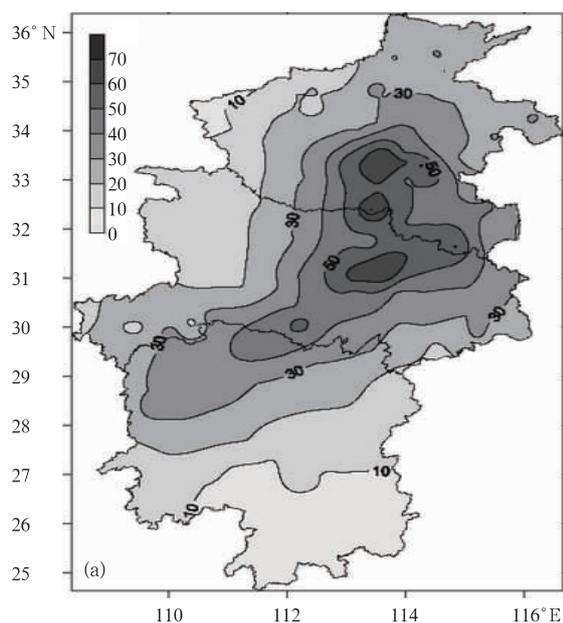


图5 华中地区1961—2010年夏季35个极端日降水事件平均值(a,单位:mm/d)、其与夏季日均降水气候值的差值(b,单位:mm/d)及极端日降水事件总降水对气候平均的夏季总降水的贡献率(c,单位:%)

Fig. 5 (a) Daily rainfall averaged over the 35 DPE events in the Huazhong region, (b) its difference from that over the 50 summers, and (c) ratio of the DPE rainfall to its mean climatology in summer (in panels (a) and (b), the units are in mm/d whereas in (c) in %)

5 极端日降水事件与环流异常

局地环流决定了区域降水极端事件的发生。在对35个区域性极端日降水事件发生日期进行分析并与50年夏季单日最大降水(图2)比较后发现,1975年8月5、6、7日,河南省受1975年第3号台风(7503号台风)直接影响,产生特大降水。通过查阅中国气象局热带气旋最佳路径资料集,华中地区近50年夏季仅遭受这一次台风直接影响。针对“75.8”特大暴雨的成因及环流特征,已有大量深入

的研究(“75.8”暴雨会战组,1977a,1977b;丁一汇等,1978;“75.8”暴雨会战北京组,1979;谭燕等,2008),这里不再赘述。考虑到台风对局地性环流的特殊影响以及为体现华中夏季极端降水的一般环流特征,下面均除去这3天,即依据其余32个极端事件资料对区域性极端日降水事件环流场进行分析。去除“75.8”后极端降水事件的时空分布特征详见附录2。

5.1 环流

极端降水事件的发生受大气环流局地异常控

制。这里绘制了32个极端日降水事件的平均环流与50年夏季平均环流的差值合成(图6)。在对流层中低层(图6a、b),华中地区有强烈的气旋性环流异常,中心位于 35°N 附近,其南侧的西南气流有利于该地区上空槽的加深。而较高纬度的蒙古高原、西伯利亚地区以及低纬度的南海、西太平洋地区均受反气旋性环流异常控制。高纬度的北方反气旋可引导北方冷气流南移,低纬度的西太平洋异常反气旋则伸至南海北部,有利于西南暖湿气流侵入华中

区域,并由此二者共同造成强降水。在对流层上层(图6c),较高纬度的贝加尔湖以北地区受反气旋性环流异常影响,中国西北广大地区则受强的气旋性环流异常控制,南亚高压偏弱,而华中地区位于气旋性环流外围与南侧反气旋性气流之间较为平直的气流中,利于辐散。西太平洋地区上空的气旋性环流明显偏于日本列岛以东。华中地区由低层到高层呈现出的斜压结构有利于降水的发生和维持。

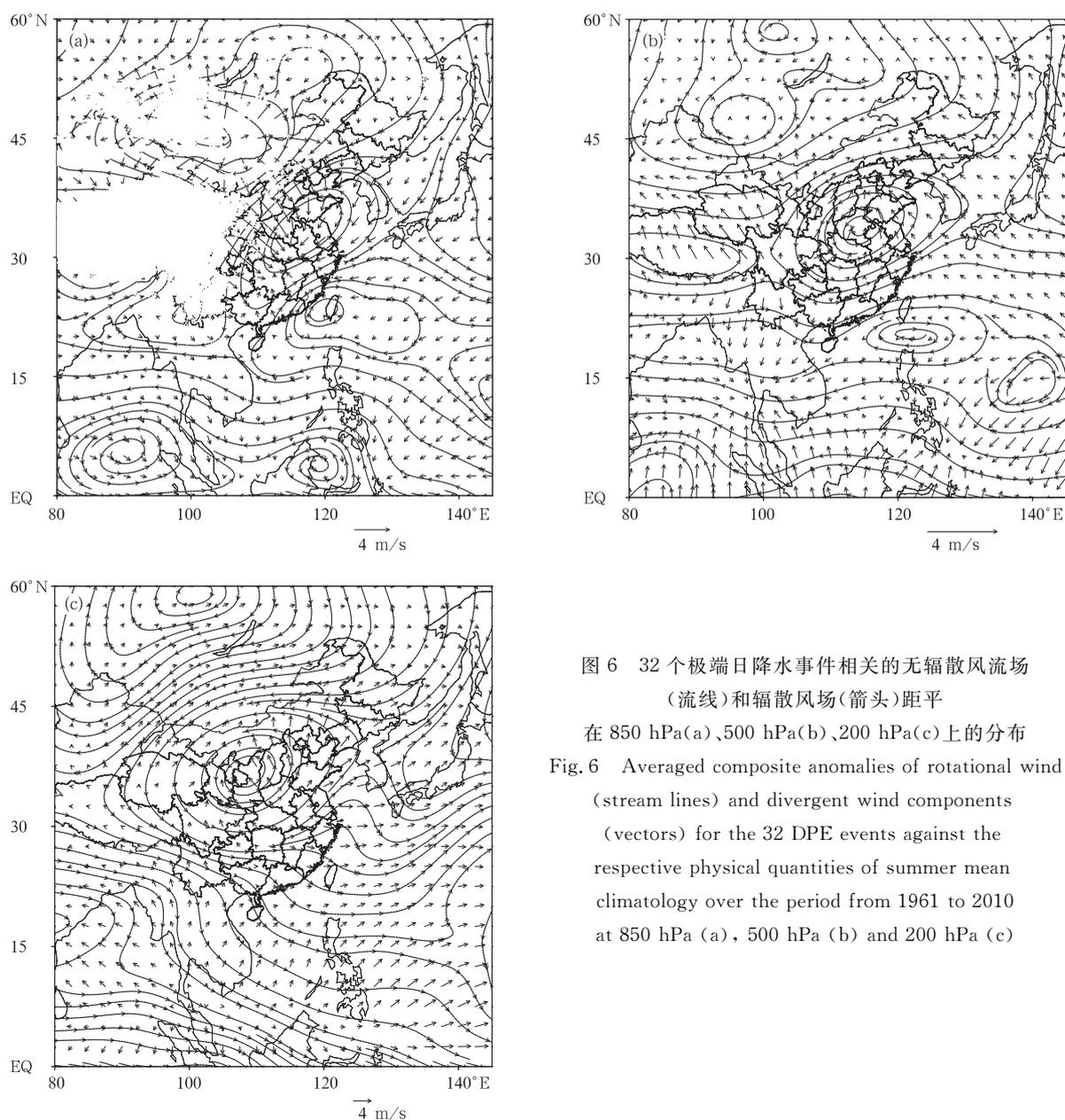


图6 32个极端日降水事件相关的无辐散风场(流线)和辐散风场(箭头)距平

在850 hPa(a)、500 hPa(b)、200 hPa(c)上的分布

Fig.6 Averaged composite anomalies of rotational wind (stream lines) and divergent wind components (vectors) for the 32 DPE events against the respective physical quantities of summer mean climatology over the period from 1961 to 2010 at 850 hPa (a), 500 hPa (b) and 200 hPa (c)

辐散风场显示出有利于极端降水发生的条件。在对流层中低层(图 6a、b),自西北太平洋向华中地区存在明显的辐合,其西北部则为辐散气流。对流层上层(图 6c),华中地区的辐散气流得益于其西北侧的气旋性环流及华中以南的反气旋性气流。

注意到,不论是在对流层中低层还是高层,均可见由西北至东南方向上存在的反气旋-气旋-(反气旋)的环流结构,这可能与来自中纬度的波扰动能量的传播有关。

5.2 整层水汽通量及其散度场

水汽异常输送有利于极端降水事件的发生。从整层积分(地面至 300 hPa)的水汽通量场(图 7)可看出,水汽通过孟加拉湾与南海地区的异常反气旋外围,呈阶梯状输送至华中地区。极端日降水事件与 50 年夏季平均的整层水汽通量散度差值场则显示,华中及其以东地区散度为负值,其西北的陕西一带以及华南地区散度为正值,华中地区强烈的水汽辐合为极端降水提供了充足的水汽条件。

5.3 波作用量

波作用量通量可描写波动能量的传播方向。图 8 显示了对流层中、高层 TN 通量在扣除 $C_U M$ 之后的水平分量及其散度。梅士龙等(2008, 2009)对 1998 年长江中下游梅雨期及 2003 年江淮流域梅雨期间对流层上层斜压波的活动进行研究后指出:斜压波组织成波包向下游传播,其带来的扰动能量为当地暴雨的发生发展提供了必要的能量积聚。在不考虑 $C_U M$ 时,扰动能量由高原的东北侧及河西走廊地区向华中地区传播并在华中地区辐合,这种波能在华中区域的积累将十分有利于扰动在华中地区的发展和维持,并进而促进极端日降水事件的发生。Park 等(1997)曾讨论了 1994 年东亚夏季严重干旱事件的形成可能与扰动-青藏高原大地形的相互作用有关。这里注意到较显著的波扰动能量通量出现在青藏高原的北侧及东北边缘地区,亦提示扰动的增强并东传可能与青藏高原地形作用有关。

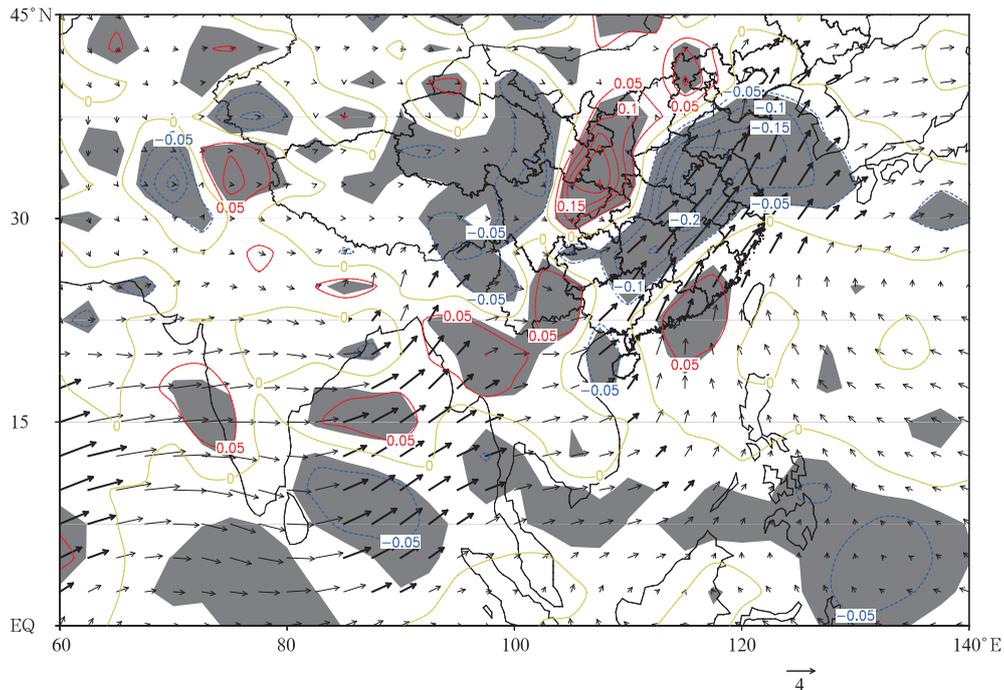


图 7 极端日降水事件整层水汽通量场(矢线,单位: $\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$)及其散度差值分布(实线,单位: $\text{kg}/(\text{m}^2\cdot\text{s})$)

(矢线表示水汽通量,当纬向和经向分量均大于 $100 \text{ kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$ 时,矢线加粗;

阴影区表示整层水汽通量散度通过 0.01 的显著性 t 检验)

Fig. 7 Mean composites of stream functions ($\text{kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$, vectors) and divergent components ($\text{kg}/(\text{m}^2\cdot\text{s})$, solid lines) of the vertically integrated anomalous vapor fluxes for the 32 DPE events

(Bold arrows represent vapor fluxes over $100 \text{ kg}/(\text{m}\cdot\text{s})$ for both the zonal and meridional components.

Grey shaded areas for divergence of vapor fluxes denote the values significant at the 99% confidence level using a t -test)

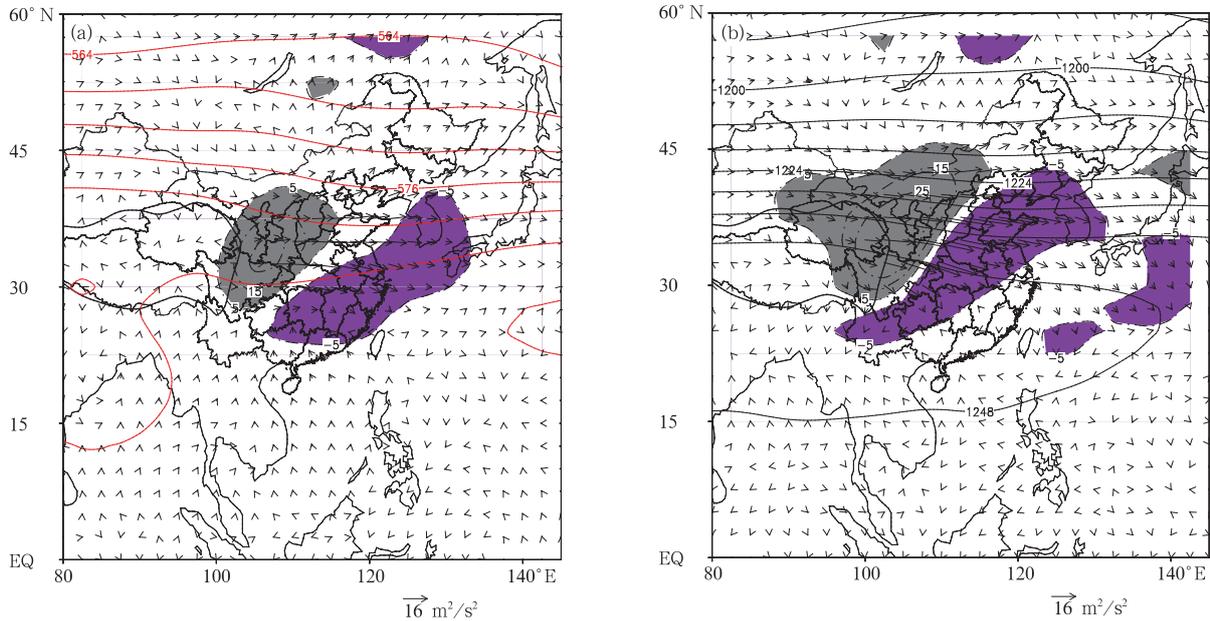


图8 极端日降水事件合成平均的波作用量通量(矢线,单位: m^2/s^2)、波作用量通量散度(阴影,单位: $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}^2$)以及夏季平均的位势高度气候值(单位:dagpm)在500 hPa(a)、200 hPa(b)上的分布(深色(浅色)阴影表示散度大于 5×10^{-6} (小于 -5×10^{-6}) m^2/s^2 ,粗实线代表青藏高原位置)

Fig. 8 Mean composites of the wave-activity flux (m^2/s^2 , vector), wave-activity flux divergence ($10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}^2$, shade), and summer mean geopotential height (dagpm, solid lines) at 500 hPa (a) and 200 hPa (b) (Dark (light) shaded areas represent the divergence values larger than $5 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}^2$ (smaller than $-5 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}^2$), and the thick solid line is for the range of the Qinghai Tibet Plateau)

5.4 加热场

从极端日降水事件与50年夏季差值的视热源(图9a)及视水汽汇(图9b)分布可看出,两者分布特征及量级大小大体一致,正值最大值中心均出现在华中以及华东地区。视热源中心量值约为 $500 \text{ W}/\text{m}^2$,视水汽汇相应的加热约为 $400 \text{ W}/\text{m}^2$ 。这是由局地大量的对流性降水产生的凝结加热造成的(宋大伟等,2011)。注意到,在中国西北地区两者均为负值,而在南海及西太平洋广大地区视热源主要为负值,中心可达 $-400 \text{ W}/\text{m}^2$ 。研究表明暴雨期间地面的感热和蒸发是很小的,因此上述结果意味着视水汽汇均因降水而形成(王黎娟等,2008)。

用 $Q_1 - Q_2$ 表示大气柱里净的非绝热加热率,其体现了系统与外界的能量交换,其与气候平均的差值由图9c显示。如果 $\langle Q_1 \rangle$ 与 $\langle Q_2 \rangle$ 之差非常小,水汽凝结起主要作用;若差值正异常则表示除了潜热加热外,辐射加热、地面感热和潜热输送加强;反

之表示辐射冷却和地面感热及潜热输送减弱(韩洁等,2012)。由图9c可看出, $\langle Q_1 \rangle - \langle Q_2 \rangle$ 在华中的偏西地区为正异常区,这可能与主要降水偏于华中东部有关。在华中地区以南及近海为负异常,这不利于大气柱加热和上升运动的产生。孟加拉湾及中国南海、西太平洋地区的负值区则有利于低层的辐散,将水汽输送到降水区。韩洁等(2012)在研究夏季长江中下游极端降水时得到相似结果并表明:这种负的非绝热加热将有利于此区域西北侧反气旋环流的生成,并进一步激发向北向东传播的波列,为极端日降水的形成提供大尺度扰动背景。然而,对于华中区域而言,未能在图6中观察到显著的类似的向东向北传播的波列结构。但是,由于华中区域周边的异常冷却造成的梯度则非常有利于华中地区上升运动的产生和维持,可为极端日降水事件的发生提供条件。

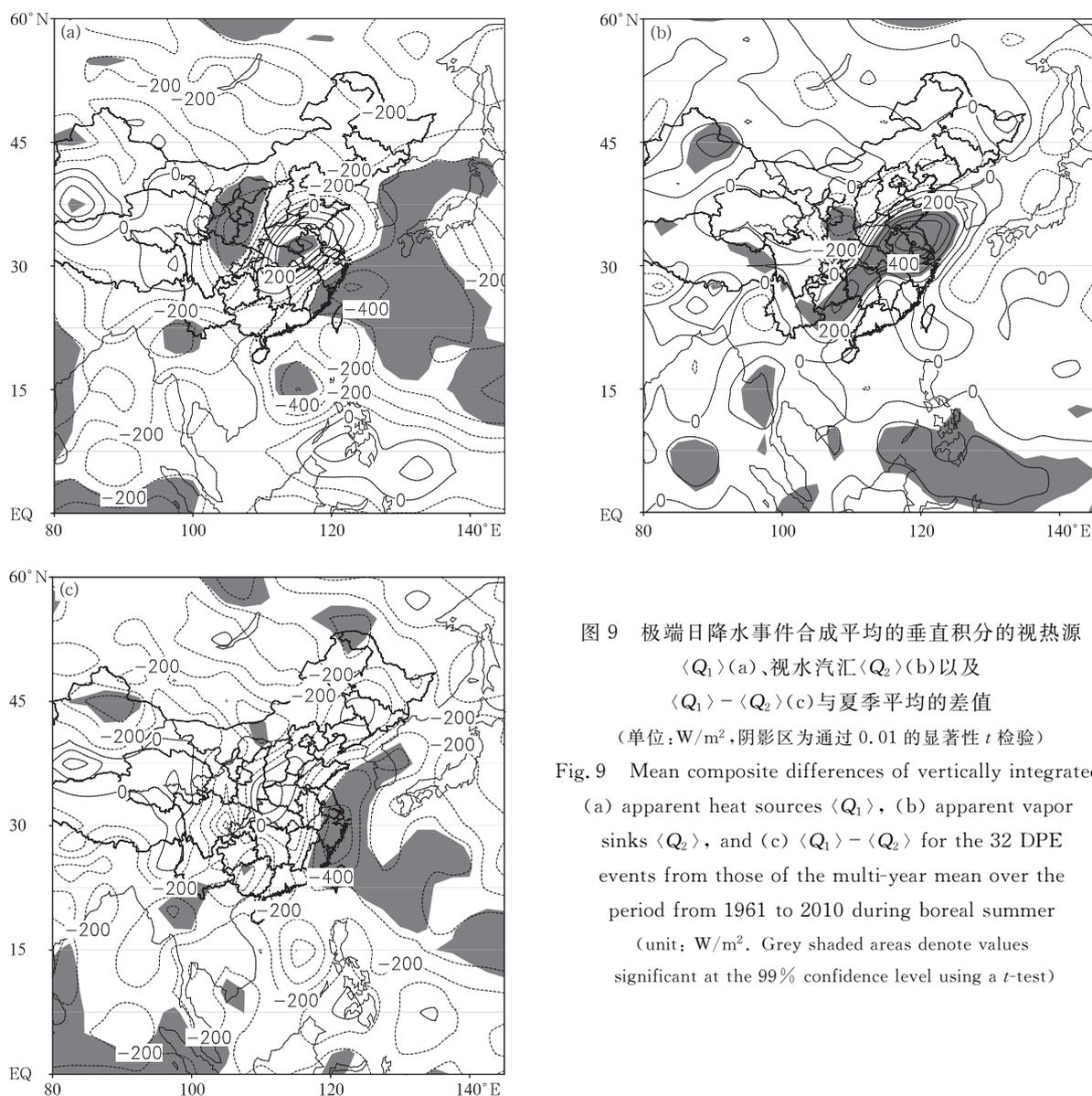


图9 极端日降水事件合成平均的垂直积分的视热源 $\langle Q_1 \rangle$ (a)、视水汽汇 $\langle Q_2 \rangle$ (b) 以及 $\langle Q_1 \rangle - \langle Q_2 \rangle$ (c) 与夏季平均的差值 (单位: W/m^2 , 阴影区为通过 0.01 的显著性 t 检验)

Fig. 9 Mean composite differences of vertically integrated (a) apparent heat sources $\langle Q_1 \rangle$, (b) apparent vapor sinks $\langle Q_2 \rangle$, and (c) $\langle Q_1 \rangle - \langle Q_2 \rangle$ for the 32 DPE events from those of the multi-year mean over the period from 1961 to 2010 during boreal summer (unit: W/m^2 . Grey shaded areas denote values significant at the 99% confidence level using a t -test)

6 结 论

(1) 华中年均降水的空间分布呈明显的由南向北随纬度增加降水逐渐减少的分布特征且有着显著的年际变化。与年均降水无明显趋势变化不同, 近 50 年来, 夏季降水整体呈现明显的上升趋势, 速率达 $15.9 \text{ mm}/(10 \text{ a})$ 。夏季平均降水空间分布的大值中心出现在湖北恩施地区, 超过 650 mm 。夏季降水对年均降水的贡献率由南向北随纬度增加而增大。

(2) 华中区域性夏季极端日降水量的 99 百分位阈值为 23.585 mm/d 。极端日降水事件的发生具

有显著的年际和年代际变化。20 世纪 80 年代中期以后的极端日降水事件明显偏多, 6 月下旬至 7 月中旬为华中地区极端降水多发期。

(3) 极端日降水事件的发生与维持与对流层中低层华中区域强烈的异常气旋性环流有关。在对流层上层, 华中地区则位于气旋性环流外围与南侧反气旋性气流之间较为平直的气流中。在对流层中低层自西北太平洋向华中地区存在明显的辐合, 而对流层上层则为强辐散。整体上, 华中地区由低层到高层呈现出的环流斜压结构有利于极端降水的发生和维持。水汽通过孟加拉湾与南海地区的异常反气旋外围呈阶梯状输送至华中地区。华中及其以东地

区为水汽辐合区,而西北的陕西一带以及华南地区则为水汽辐散区,华中地区强烈的水汽辐合为极端降水提供了充足的水汽条件。

(4)形成华中地区区域性极端日降水事件的环流异常还与波动扰动及与加热场异常有关。在华中地区发生极端降水事件时,来自高原东北侧的罗斯贝波的扰动能量的东传异常显著,这种强的波扰能量可能与高原的动力作用有关。视热源与视水汽汇在华中地区均为正值,但在其周边区域为负值或数值较小,而 $\langle Q_1 \rangle - \langle Q_2 \rangle$ 在华中的偏西地区为正异常区,且周边其他地区均为负异常。这种加热梯度有利于华中地区上升运动的发生与维持。

需要说明的是,图8中罗斯贝波动能量在青藏高原东北侧增强且向东传播,提示华中区域性极端日降水事件可能与地形有关。具体地,可能与兰州地区高压及其对应的对流层中上层斜压系统有关。但其实际情况如何,尚需进一步研究。

致谢:感谢武汉区域气候中心提供了气象台站降水资料及华中地区气象灾情资料;再分析资料取自 NOAA-CIRES Climate Diagnostics Center (<http://www.cdc.noaa.gov>);文中部分图形使用了 GrADS 软件绘制。

参考文献

- “75.8”暴雨会战北京组. 1979. “75.8”河南特大暴雨的动力学分析. 气象学报, 37(4): 45-55
- “75.8”暴雨会战组. 1977a. 河南“75.8”特大暴雨成因的初步分析(一). 气象, (7): 3-6
- “75.8”暴雨会战组. 1977b. 河南“75.8”特大暴雨成因的初步分析(二). 气象, (7): 6-8
- 鲍名, 黄荣辉. 2006. 近40年我国暴雨的年代际变化特征. 大气科学, 30(6): 1057-1067
- 贝耐芳, 赵思雄. 2002. 1998年“二度梅”期间突发强暴雨系统的中尺度分析. 大气科学, 26(4): 526-540
- 陈波, 史瑞琴, 陈正洪. 2010. 近45年华中地区不同级别强降水事件变化趋势. 应用气象学报, 21(1): 47-54
- 丁一汇, 蔡则怡, 李吉顺. 1978. 1975年8月上旬河南特大暴雨的研究. 大气科学, 2(4): 276-289
- 管兆勇, 任国玉. 2012. 中国区域极端天气气候事件变化研究. 北京: 气象出版社, 347pp
- 国家气候中心. 1998. 1998年大洪水和气候异常. 北京: 气象出版社, 140pp
- 韩洁, 管兆勇, 李明刚. 2012. 夏季长江中下游流域性极端日降水事件的环流异常特征及其与非极端事件的比较. 热带气象学报, 28(3): 367-378
- 何书樵, 郑有飞, 尹继福. 2013. 近50年长江中下游地区降水特征分析. 生态环境学报, (7): 1187-1192

- 黄荣辉, 徐予红, 王鹏飞等. 1998. 1998年夏长江流域特大洪涝特征及其成因探讨. 气候与环境研究, 3(4): 13-26
- 焦建丽, 康雯瑛. 2007. 河南省年降水的区域特征分析. 华北水利水电学院学报, 28(4): 7-10
- 李庆祥, 江志红, 黄群等. 2008. 长江三角洲地区降水资料的均一性检验与订正试验. 应用气象学报, 19(2): 219-226
- 梅士龙, 管兆勇. 2008. 对流层上层斜压波包活动与2003年江淮流域梅雨的关系. 大气科学, 32(6): 1333-1340
- 梅士龙, 管兆勇. 2009. 1998年长江中下游梅雨期间对流层上层斜压波包的传播. 热带气象学报, 25(3): 300-306
- 任国玉, 吴虹, 陈正洪. 2000. 我国降水变化趋势的空间特征. 应用气象学报, 11(3): 322-330
- 任永建, 高媛, 肖莺等. 2013. 1961—2010年华中区域降水变化特征分析. 长江流域资源与环境, 22(S1): 90-95
- 宋大伟, 管兆勇, 唐卫亚. 2011. 夏季海洋性大陆区域 OLR 年际变动与中国长江中上游旱涝的关系. 热带气象学报, 27(4): 560-568
- 孙杰, 许杨, 陈正洪等. 2010. 华中地区近45年来降水变化特征分析. 长江流域资源与环境, 19(S1): 45-51
- 孙淑清, 马淑杰. 2001. 西太平洋副热带高压异常及其与1998年长江流域洪涝过程关系的研究. 气象学报, 59(6): 719-729
- 覃军, 王海军. 1997. 湖北省1961年以来气温和降水变化趋势及分布. 华中农业大学学报, 16(4): 405-410
- 谭燕, 陈德辉. 2008. 河南“75.8”大暴雨的中尺度集合预报试验. 气象, 34(9): 10-21
- 王建捷, 李泽椿. 2002. 1998年一次梅雨锋暴雨中尺度对流系统的模拟与诊断分析. 气象学报, 60(2): 146-155, 258
- 王黎娟, 管兆勇, 何金海. 2008. 2003年淮河流域致洪暴雨的环流背景及其与大气热源的关系. 气象科学, 28(1): 1-7
- 王志福, 钱永甫. 2009. 中国极端降水事件的频数和强度特征. 水科学进展, 20(1): 1-9
- 王志伟, 翟盘茂, 唐红玉等. 2005. 中国南方近半个世纪的雨涝变化特征. 自然灾害学报, 14(3): 56-60
- 温克刚, 庞天荷. 2005. 中国气象灾害大典(河南卷). 北京: 气象出版社, 398pp
- 温克刚, 曾庆华. 2006. 中国气象灾害大典(湖南卷). 北京: 气象出版社, 509pp
- 温克刚, 姜海如. 2007. 中国气象灾害大典(湖北卷). 北京: 气象出版社, 462pp
- 肖艳, 黎祖贤, 章新平等. 2010. 近48年来湘江流域极端日降水事件特征分析. 长江流域资源与环境, 19(11): 1356-1362
- 徐双柱, 邹立维, 刘火胜等. 2008. 湖北梅雨期暴雨的中尺度系统及其模拟分析. 高原气象, 27(3): 567-575
- 翟盘茂, 任福民, 张强. 1999. 中国降水极值变化趋势检测. 气象学报, 57(2): 208-216
- 张剑明, 黎祖贤, 章新平. 2008. 1960—2005年湖南省降水的变化. 气候变化研究进展, 4(2): 101-105
- 张小玲, 陶诗言, 张顺利等. 2004. 1996年7月洞庭湖流域持续性暴雨过程分析. 应用气象学报, 15(1): 21-31
- 张雁, 丁一汇, 马强. 2001. 持续性梅雨锋暴雨的环流特征分析. 气

- 候与环境研究, 6(2): 161-167
- 中国气象局. 2008. 中国气象灾害年鉴(2008). 北京: 气象出版社, 233
- 中国气象局. 2009. 中国气象灾害年鉴(2009). 北京: 气象出版社, 203
- 中国气象局. 2010. 中国气象灾害年鉴(2010). 北京: 气象出版社, 221
- 邹用昌, 杨修群, 孙旭光等. 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(1): 98-109
- Buffoni L, Maugeri M, Nanni T. 1999. Precipitation in Italy from 1833 to 1996. *Theor Appl Climatol*, 63(1-2): 33-40
- Easterling D R, Evans J L, Groisman P Y, et al. 2000. Observed variability and trends in extreme climate events: A brief review. *Bull Amer Meteor Soc*, 81(3): 417-425
- Groisman P Y, Karl T R, Easterling D R, et al. 1999. Changes in the probability of heavy precipitation: Important indicators of climatic change. *Climatic Change*, 42(1): 243-283
- Guan Z, Han J, Li M. 2011. Circulation patterns of regional mean daily precipitation extremes over the middle and lower reaches of the Yangtze River during the boreal summer. *Climate Res*, 50(2): 171-185
- Hawkins D M. 1977. Testing a sequence of observations for a shift in location. *J American Statistical Association*, 72(357): 180-186
- IPCC. 2012. *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation: Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 582pp
- Karl T R, Knight R W. 1998. Secular trends of precipitation amount, frequency, and intensity in the United States. *Bull Amer Meteor Soc*, 79(2): 231-241
- Kistler R, Collins W, Saha S, et al. 2001. The NCEP-NCAR 50-year reanalysis: Monthly means CD-ROM and documentation. *Bull Amer Meteor Soc*, 82(2): 247-267
- Kunkel K E, Andsager K, Easterling D R. 1999. Long-term trends in extreme precipitation events over the conterminous United States and Canada. *J Climate*, 12(8): 2515-2527
- Manton M J, Della-Marta P M, Haylock M R, et al. 2001. Trends in extreme daily rainfall and temperature in Southeast Asia and the South Pacific, 1961-1998. *Int J Climatol*, 21(3): 269-284
- Park C K, Schubert S D. 1997. On the nature of the 1994 East Asian summer drought. *J Climate*, 10(5): 1056-1070
- Solow A R. 1987. Testing for climate change: an application of the two-phase regression model. *J Climate Appl Meteor*, 26(10): 1401-1405
- Stone D A, Weaver A J, Zwiers F W. 2000. Trends in Canadian precipitation intensity. *Atmos-Ocean*, 38(2): 321-347
- Takaya K, Nakamura H. 2001. A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J Atmos Sci*, 58(6): 608-627
- Wang Y Q, Zhou L. 2005. Observed trends in extreme precipitation events in China during 1961-2001 and the associated changes in large-scale circulation. *Geophys Res Lett*, 32: L09707 doi: 10.1029/2005GL022574
- Wijngaard J B, Klein Tank A M G, Können G P. 2003. Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series. *Int J Climatol*, 23(6): 679-692
- Yamamoto R, Sakurai Y. 1999. Long-term intensification of extremely heavy rainfall intensity in recent 100 years. *World Resource Review*, 11(2): 271-282
- Zhai P M, Sun A J, Ren F M, et al. 1999. Changes of climate extremes in China. *Climatic Change*, 42(1): 203-218
- Zhai P M, Pan X H. 2003. Change in extreme temperature and precipitation over Northern China during the second half of the 20th century. *Acta Geographica Sinica*, 58(Suppl): 1-10

附录 1:

所选取的华中极端日降水事件发生日(表 1)均存在重大气象灾害^①(温克刚等,2005,2006,2007;中国气象局,2008,2009,2010),具体灾情如下:

1962 年 6 月 23 日,湖北南部暴雨。鄂东南、江汉平原南部、鄂西南局部有 10 个县出现暴雨,7 个县出现大暴雨,5 个县出现特大暴雨。使荆州专区 $16.3 \times 10^4 \text{ hm}^2$ 农田受渍等。河南宁陵 7 月 24 日至 8 月 18 日降水 310 mm,成灾面积 $0.6 \times 10^4 \text{ hm}^2$,房屋倒塌很多。民权 $0.7 \times 10^4 \text{ hm}^2$ 作物受灾,减产粮食 $5.5 \times 10^6 \text{ kg}$,水泡村庄 37 个,塌房 1527 间。

1964 年 7 月 31 日,湖北省多县次出现暴雨。各地降暴雨,对解除旱情有利,但由于强度大,也使部分地方受灾,并造成棉花蕾铃大量脱落。均县一县即有 $2.7 \times 10^3 \text{ hm}^2$ 农田受灾,4 处水库被冲垮,房屋倒塌 200 余间,木材被冲走 3700 多件。

1968 年 7 月 13 日,湖北省连降大到暴雨,致使鄂东北、鄂西南和江汉平原不少县市发生了洪涝灾害。荆州地区 $4.08 \times 10^4 \text{ hm}^2$ 农田受灾。河南固始雨大势猛,河道多数决口,大量房屋倒塌,部分庄稼减产以致颗粒无收。

1969 年 7 月 11 日,湖北省出现大范围的大到暴雨过程,强度之大、范围之广为历史少见。灾情最重的黄冈地区,受灾 $1.19 \times 10^4 \text{ hm}^2$,其中渍涝 $5.74 \times 10^4 \text{ hm}^2$,水冲沙压农田 $2.25 \times 10^4 \text{ hm}^2$,冲垮塘堰 6.65 万处,垮水库 17 处,倒塌房屋 10 万余间,死亡 473 人。7 月 16 日,湖北灾情持续。湖南多地洪涝灾害,山洪暴发,冲坏水库 25 处,山塘 148 口,沟渠 680 条,因灾死亡 90 人。8 月 11 日,湖南连续发生大范围暴雨或大暴雨,造成山丘区山洪暴发,湖区外洪内涝,受灾面积达 $16.19 \times 10^4 \text{ hm}^2$ 。

1971 年 6 月 25 日,湖北荆州、襄阳地区暴雨、大风,局部地区暴发山洪。丰乐区、双河区、胡集区共 327 个生产队被冲, $5.6 \times 10^3 \text{ hm}^2$ 农田被淹,冲倒房屋 1320 间,冲破水库 12 座。河南鲁山全县普降特大暴雨,雨大势猛,时间集中,致使洪水暴发,河道漫溢渠道决口,冲毁水利设施,人畜伤亡,粮食及财产遭受严重损失。

1975 年 8 月初,7503 号台风致使河南南部发

生了历史上罕见的特大暴雨洪涝灾害,日雨量创中国大陆地区之最高记录,亦为世界记录中罕见。由于暴雨雨量大而猛,而且特别集中,从而造成了严重的水灾,板桥水库等数十座水库群集体垮塌,人畜伤亡惨重,死亡 2.6 万人,冲毁铁路 100 多千米,直接经济损失 100 多亿元。湖北省发生了严重的洪涝灾害,近 30 万间房屋倒塌, $31.34 \times 10^4 \text{ hm}^2$ 农田受淹, $10.02 \times 10^4 \text{ hm}^2$ 绝产,受灾人口 566 万,其中死亡 734 人。损坏、冲垮小水库 38 座,塘堰 17113 口,损失粮食 $1.33 \times 10^7 \text{ kg}$,冲坏小电站、泵站、排灌站 144 座,损失牛、猪等大牲畜 17366 头。湖南东部暴雨,导致山洪暴发,共有 25 个公社 5975 个生产队受灾,因灾死亡 194 人,伤 565 人,倒屋 5.1 万间,死牛 226 头,淹田土 $2.23 \times 10^4 \text{ hm}^2$,垮水坝 5 座,山塘 1031 口,渠道 3452 处。

1984 年 8 月 9 日,河南郑州、开封、平顶山等 13 市发生暴雨洪涝灾害,大批农田被毁,仅玉米倒伏一项可影响产量 10%。

1987 年 6 月 1 日,湖北、河南部分县市发生暴雨。湖北孝感市由于暴雨灾害毁掉水利设施 1500 处,毁坏公路 142 条,106 处。毁桥涵 72 处。湖北广水市及河南长葛市小麦倒伏受灾严重。河南南阳市 9 个乡镇,32 个村,147 户,735 人受灾,其中倒塌房屋 316 间,河堤垮坝 2 处,长 12 m,小麦倒伏 $1.21 \times 10^3 \text{ hm}^2$,小麦被冲走 8.67 hm^2 ,小麦被水冲压 100 hm^2 ,冲毁田埂 900 处,1810 m,砸伤 3 人。6 月 6 日,湖北省部分地区发生了一次暴雨和降温天气过程。全省农作物受灾面积 $5.8 \times 10^4 \text{ hm}^2$,成灾面积 $3 \times 10^4 \text{ hm}^2$,基本绝产面积 $3.4 \times 10^3 \text{ hm}^2$,毁坏农田 $2.2 \times 10^3 \text{ hm}^2$,倒塌房屋 1857 间,损坏民房 1.4 万间,因灾死亡 5 人,伤 16 人,多种经营生产和一些水利、通讯、交通设施也受到较大损失。湖南全省普降中到大雨,湘北部分地区有暴雨或特大暴雨。有 $4.18 \times 10^4 \text{ hm}^2$ 农田受灾,成灾 $1.99 \times 10^4 \text{ hm}^2$,损失稻种 $26.9 \times 10^4 \text{ kg}$,洪水冲坏公路 15 处,冲垮山塘 67 口、渠道 34 处,损坏、倒塌房屋 3794 间,因灾死亡 10 人,伤 37 人。

1989 年 6 月 7 日,河南、湖北多县市受到暴雨、大暴雨灾害。湖北钟祥地区磷矿、双河、冷水、潞市

^①1961—2000 年整理自气象灾害大典河南、湖北、湖南卷;2001—2007 年信息来自武汉区域气象中心;2008—2010 年整理自中国气象灾害年鉴。

等乡镇遭受大暴雨危害, 累计雨量 207 mm, 房屋损坏 345 间, 农作物受灾 3.5×10^4 hm², 矿井淹没 17 个, 倒塌 4 个, 暴雨造成地陷, 死亡 7 人。

1990 年 7 月 1 日, 湖北北部出现暴雨和大暴雨, 强暴雨引起局地山洪暴发, 农田、公路被毁, 房屋倒塌, 交通、通讯中断, 电力设备破坏严重。随州、枣阳和襄阳县损失最为惨重。3 县、市倒塌民房 4943 间, 死亡 38 人, 伤 56 人, 受灾面积 8.53×10^4 hm², 成灾 5.67×10^4 hm², 冲垮河堤 94 处共 81 km、大小渠道 158 km、塘堰 11900 多口(处)、水库 4 处, 还冲毁数以万计的涵洞、泵站、提灌设施等, 直接经济损失达 9000 多万元。湖南湘中以北出现暴雨和大暴雨。农作物受灾 11.42×10^4 hm², 垮塘坝 1687 处, 毁坏公路 82 处 6.7 km, 倒塌房屋 4547 间, 损坏 4158 间, 死亡牲畜 7674 头, 经济损失折款 5596.46 万元, 因灾死亡 17 人, 伤 878 人。

1991 年 7 月 6 日, 华中三省多地受到连续性暴雨及大暴雨影响, 引发严重洪涝灾害。湖北受灾人口达 2600 万, 农作物受灾面积达 2.07×10^6 hm², 因灾损失粮食 3.85×10^9 kg, 江河堤防发生险情 849 处, 大中小型水库出现各类险情 755 处, 毁坏塘堰 48380 座, 207 万多人被洪水围困, 因灾倒塌房屋 38.6 万间, 损坏房屋 65 万间, 死亡 438 人, 公路、桥梁、涵洞等设施受到严重破坏, 使 100 多个乡镇通讯、交通、电力中断, 受灾工业企业达 2.5 万多家, 其中停产、半停产的达 22275 家。这次暴雨洪涝灾害, 造成湖北省直接经济损失超过 105 亿元。湖南西北局地的 27 个乡(镇)发生山体滑坡和泥石流, 公路交通中断 10 d, 成灾面积 12.8×10^4 hm², 损失粮食 9.0×10^7 kg, 死大牲畜 1 万多头, 倒塌、毁坏房屋 29 万多间, 直接经济损失 20.8 亿元, 因灾死亡 105 人, 伤 32 人, 其中重伤 85 人。

1994 年 7 月 12 日, 暴雨引发湖北大冶市山洪灾害, 湖南、河南多县市农田受灾严重, 玉米、烟叶、水稻等农作物被冲, 经济损失严重。

1996 年 7 月中旬至 8 月上旬, 华中三省遭受持续性暴雨及大暴雨灾害, 多地堤坝被冲毁, 造成重大损失。如湖南省岳阳市华容县惨遭特大暴雨及洪水袭击, 导致堤倒垸溃, 良田淹没, 民房倒塌损失巨大。全县 23 个乡镇受灾林场 407 个, 17 万人口无家可归。

1997 年 6 月 6 日, 湖北、湖南多县市普降大暴雨。湖北省 39 个县市区受灾, 受灾 665 万人, 因灾

死亡 123 人, 伤 4356 人, 农作物受灾 42.67×10^4 hm², 倒塌居民住房 5.27 万间, 损坏房屋 13 万多间, 毁坏路面 780 km, 104 座小型水库、1200 m 河堤、1.5 万口塘堰遭受水毁, 损坏渠道 7650 m、桥涵 1950 座、机电泵站 234 座、水电站 4 座(290 kW)、管理设施 18 处, 全省直接经济损失 16.4 亿元。湖南省农作物受灾 9.38×10^4 hm², 冲毁渠道 44.73 km、河堤 30 km, 冲坏水库 7 个、桥梁涵洞 160 处、水利设施 3700 处, 损坏房屋 17541 间, 倒塌房屋 13722 间, 因灾死亡 3 人, 伤 900 人, 直接经济损失 3.64 亿元。

2002 年 7 月 23 日, 华中三省持续暴雨及大暴雨, 引发山洪灾害, 多处农田房屋被毁。如湖南吉首市山洪暴发, 有 2 人失踪, 1 人重伤。

2003 年 6 月 22 日, 河南、湖北多县市遭受暴雨洪涝灾害。如湖北恩施土家族苗族自治州鹤峰县, 有 9 个乡镇发生暴雨灾害。15 万人受灾, 35 人因灾伤病, 1500 人被困, 1500 人紧急转移, 201 人无家可归。农作物受灾 5.2×10^3 hm², 成灾 3.64×10^3 hm²。倒塌房屋 450 间, 损坏房屋 1200 间, 直接经济损失 3200 万元, 其中农业直接经济损失 2700 万元。7 月 8 日, 湖北、湖南多县市受暴雨及大暴雨影响, 各河段水位持续上涨, 大量农田房屋被冲毁。如湖南张家界市慈利县一县, 全毁学校 3 所, 重创学校 21 所, 4.1 万人无家可归。

2004 年 7 月, 华中三省遭受持续多日的暴雨大暴雨灾害。如湖北武汉市, 其中 7 月 17—19 日暴雨过程, 导致 31.5 万人受灾; 农作物受灾面积为 1.84×10^4 hm², 其中绝收面积 1.7×10^3 hm²; 倒塌房屋 470 间, 其中民房 410 间, 倒房户数 300 户, 直接经济损失 2894 万元, 其中农业经济损失 2800 万元。

2005 年 6 月 25 日起, 华中三省由北向南雨带推进, 多地遭受持续多日的大暴雨灾害, 引发多处山洪泥石流, 大量房屋倒塌, 农田绝收, 很多县市都有人员伤亡。

2007 年 7 月 14 日, 持续性大暴雨主要集中在河南、湖北两省。如河南南阳市唐河县, 粮田受渍, 道路毁坏, 灌溉设施受损严重。全县总的直接经济损失 6118 万元。

2008 年 7 月 22 日, 湖北省西部、北部出现了大到暴雨, 局部地区大暴雨至特大暴雨天气过程。襄樊、恩施、宜昌等市遭受暴雨洪涝灾害, 城区多条道路和部分居民小区被淹, 致使交通中断、居民被迫转

移安置。强降雨造成 301.2 万人受灾,死亡 10 人,紧急转移安置人口 10.7 万人,倒塌房屋 2961 间,直接经济损失 13.2 亿元。8 月 16 日,湖北省、湖南湘中以北出现暴雨及大暴雨天气。湖北 49 个县(市) 293.4 万人遭受暴雨洪涝灾害,死亡 10 人,紧急转移 2.7 万人,倒塌房屋 3861 间,直接经济损失 10.8 亿元。湖南 26 个县(市)299.6 万人受灾,死亡 3 人,紧

急转移 3.3 万人,倒塌房屋 2008 间,直接经济损失 11 亿元。

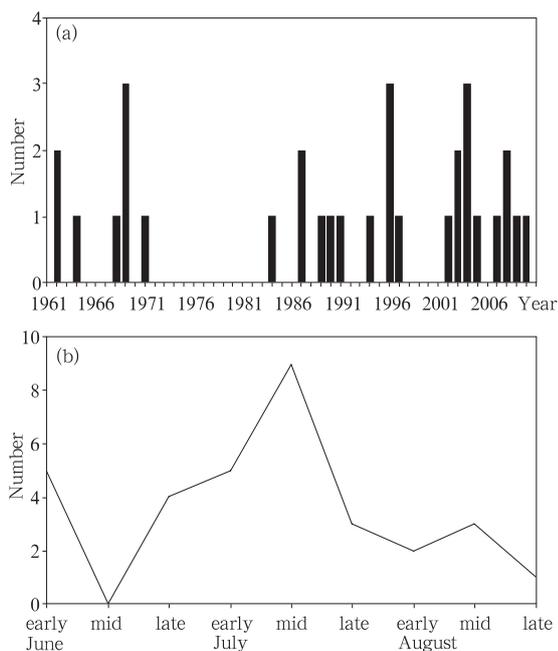
2009 年 8 月 28—29 日,河南中东部和南部的部分地区遭受暴雨袭击,其中驻马店过程降水量高达 241 mm,全市平均降水量为 123 mm。

2010 年 6 月 8 日,湖南北部发生暴雨,死亡 9 人,直接经济损失 23.3 亿元。

附录 2:

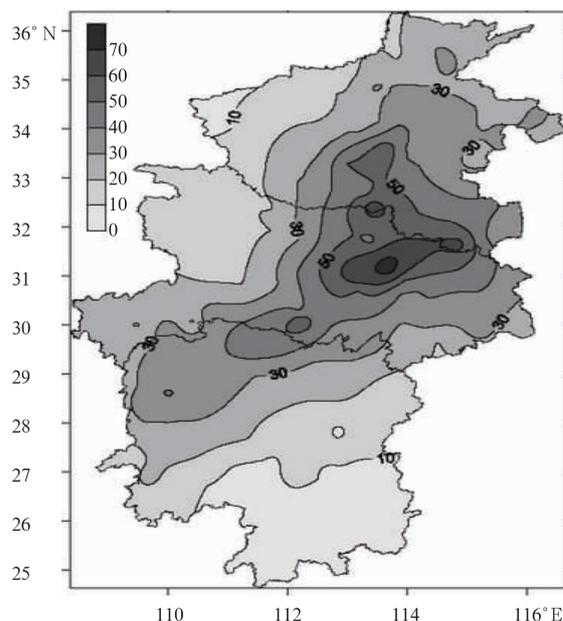
这里绘制了去除“75.8”事件后剩余 32 个极端日降水事件的时空分布。将其逐年(附图 1a)及逐旬(附图 1b)发生频次与图 4a、b 进行对比后发现,1975 年发生的 3 次极端降水事件均为“75.8”造成。即逐年频次上,间断期拓展为 1975 年至 1983 年共 9 年。逐旬频次上,8 月上旬仅有 2 次极端日降水事件发生。

而从 32 个极端日降水事件的日均值分布(附图 2)上可以看出,华中夏季极端降水的整体分布特征没有大的变化。受去除“75.8”事件影响,河南省的大值区范围减小,数值下降,大于 70 mm 的极大值中心出现在湖北省孝感市安陆县,为 74.3 mm。



附图 1 去除“75.8”后华中地区夏季区域性极端日降水事件逐年(a)及逐旬(b)发生频次

Att. Fig. 1 Occurrence frequencies of the 32 DPE events in each year (a), and those in every ten days (b) during the period under study



附图 2 华中地区 1961—2010 年 32 个夏季极端日降水事件平均值(单位:mm/d)

Att. Fig. 2 Daily rainfall averaged (in mm/d) over the 32 DPE events in the Huazhong region