论文

1961~2004 年海河流域夏季逐时降水变化趋势

殷水清^{①②③*}, 高歌^③, 李维京^③, CHEN DeLiang^④, 郝立生^⑤

① 北京师范大学地表过程与资源生态国家重点实验室, 北京 100875;

② 北京师范大学地理学与遥感科学学院, 北京 100875;

③ 中国气象局国家气候中心, 北京 100081;

④ Department of Earth Sciences, University of Gothenburg, Gothenburg 40530, Sweden;

⑤ 河北省气候中心, 石家庄 050021

* E-mail: yinshuiqing@bnu.edu.cn

收稿日期: 2010-08-06; 接受日期: 2011-07-23

国家重点基础研究发展计划项目(编号: 2007BAC29B04)、“十一五”国家科技支撑计划重点项目(编号: 2007BAC29B04)和中国博士后基金项目(批准号: 20080440343)资助

摘要 利用海河流域 21 个气象站 1961~2004 年夏季逐时降水资料, 分析海河流域夏季极端小时降水、降水过程雨强的长期变化趋势. 结论如下: 海河流域夏季总降水量和总降水小时数以及长、短历时降水量均呈减少趋势, 但短历时降水量占总降水量的比重呈增加趋势. 短历时降水过程平均雨强和峰值雨强均呈增加趋势, 到达峰值雨强的时刻略有提前, 可能与这一地区地表气温上升, 而对流层中上层气温下降, 引起上下层热力差异加剧有关. 长历时降水量与东亚夏季风指数的相关系数达到 0.63. 尽管近 40 年长历时降水量显著减少, 但长历时降水过程平均雨强和峰值雨强, 以及 ≥ 10 mm/h 的极端小时降水在流域的东西部呈相反的变化趋势, 即东部呈减少趋势, 西部呈增加趋势. 这一差异可能与流域东西部显著的地形差异有关.

关键词逐时降水资料
降水过程
日变率
东亚夏季风
海河流域

日益增加的地表温度可能导致全球更为活跃的水文循环^[1]. 1951~2003 年的资料表明, 中纬度诸多地区总降水量呈增加趋势的同时, 强降水量以更显著的速率增加^[2]; 有些地方甚至表现为总降水量减少, 而强降水量反而增加^[1]. 在中国, 最近 50 年全国总降水量呈微弱减少趋势, 但是区域差异明显: 西北地区(包括新疆)、长江中下游地区以及东南沿海地区, 年降水量和极端降水量均呈显著增加趋势; 而华北地区和四川盆地, 年降水量和极端降水量均呈减少趋势^[3~5]. 然而, 进一步的研究表明, 华北地区极端降水量在总降水量中的比重呈增加趋势^[6]. 亚洲热带和副热带地区 1978~2002 年的资料表明总降水量和小到中雨降水量的趋势呈“三明治”型, 即中国东南和

西北地区呈增加趋势, 而中国中部、亚洲西南部和东北部呈减少趋势^[7]. 最近, 观测数据分析和模式模拟均表明: 1956~2005 年, 中国东部地区小雨的发生频率和降雨量呈空间一致性的减少趋势^[8,9]. 地表气温的增加对云形成的影响^[10]以及东部地区大气中气溶胶含量的增加^[9]可能是导致这一地区小雨减少的主要原因.

海河流域是华北地区工、农业重要的用水来源. 近 50 年来由于年降水量减少导致年径流量显著减少, 使得水供应量形势紧张^[11]; 而随着海河流域内北京、天津等诸多大城市经济的发展和人口的膨胀, 用水量日益增加, 水的供需矛盾日益突显. 到 2030 年, 由于气候变化和社会经济发展的影响, 水的供需缺口

英文引用格式: Yin S Q, Gao G, Li W J, et al. Long-term precipitation change by hourly data in Haihe River Basin during 1961–2004. *Sci China Earth Sci*, 2011, 54: 1576–1585, doi: 10.1007/s11430-011-4232-z

可能增加 27%~29%^[12].

由于资料的易获得性, 以往研究多集中于日降水资料的分析. 然而, 许多水文过程, 诸如入渗、径流、土壤侵蚀和城市排水等过程都需要更短时间尺度的降水资料来刻画^[13]. 许多水文循环机理模型也需要输入比日尺度更精细的降水资料, 如 SWIM^[14], WEPP^[15], FLOCR^[16]和 WAVE^[17]等. 根据 Clausius-Clapeyron 方程, 全球气候模式中气温每增加 1℃, 极端日降水增加 7%, 而荷兰的小时观测资料分析表明, 当日平均气温大于 12℃时, 气温每增加 1℃, 极端小时降水增加 14%^[18]. 这一研究表明, 由逐时降水资料提取的短时强降水的增加速率可能大于由日降水资料提取的极端降水增加速率. 短时强降水对于局地洪涝灾害和土壤侵蚀等都有重要影响. 传统的洪水风险评估和基础设施设计均基于降水序列稳定的假设, 在气候变化的背景下, 可能需要考虑适应气候变化的趋势而加以改进^[19].

与太阳辐射的日变化密切相关, 温度、湿度和降水等许多气象要素呈现日变化特征. 降水日变率是刻画区域气候特征的一个重要方面, 近年来受到越来越广泛关注. 一系列研究结果表明, 由于与对流、边界层等参数化方案密切相关, 研究降水日变率特征和形成机理对于理解局地降水系统有重要意义, 从而成为诊断气候系统和校正气候模式的重要指标. 研究表明降雨日变率特征表现出长期变化趋势, 原因可归结为增强的温室效应, 增强的城市热岛效应、干湿期的变化以及 ENSO 的变化等^[20]. 北京站的逐时数据分析表明近 40 年来长历时降水量大幅减少, 而短历时降水量呈持续增加趋势^[21]. 本研究旨在利用海河流域 21 个气象站 1961~2004 年夏季逐时降水资料, 分析极端小时降水和次降水过程特征的变化趋势. 此外, 将所有站点分为 3 个组和 2 个时段, 通过对比分析其日变率特征, 诊断次降水特征变化的机理成因. 研究可能有助于理解海河流域的降水系统及其变化趋势, 为华北地区降水的临近预报服务, 并进一步对城市排水系统规划和水资源保护有重要意义.

1 数据和方法

海河流域地处 112°~120°E 和 35°~43°N 之间, 东西走向的燕山山脉居其北部, 南北走向的太行山山

脉居其西部. 流域总面积约为 $31.8 \times 10^4 \text{ km}^2$, 山地和高原的面积占 60%, 其余均为平原. 海河流域包括海河、滦河和徒骇马颊河, 是华北平原重要的水源地. 1961~2004 年 21 个气象站逐时降水资料分别来自河北省、河南省、山西省和北京市气象局(图 1). 逐时降水量数据通过扫描虹吸式雨量计自记纸, 然后数字化所得. 将降水曲线记录为每分钟降水强度, 然后将其整理为整点小时降水资料^[22]. 海河流域大部分降水发生在夏季(JJA), 故此研究中仅分析夏季降水.

定义降水量大于 0.1 mm 的小时为降水小时. 确定降水间歇长度为 2 h, 作为两次降水过程的分界. 即当一次降水过程连续 2 h 没有降水时, 划分为两次降水过程^[21]. 根据这一标准, 从小时降水序列中整理出降水过程. 一次降水过程开始至结束的小时数定义为降水过程历时(h), 此段时间内的小时降水量之和定义为降水过程雨量(mm), 降水平均雨强(mm/h)定义为降水过程雨量除以降水过程历时, 峰值雨强(mm/h)定义为一次降水过程中最大的小时降水雨强. 降水过程雨量均大于 0.1 mm, 降水过程历时均大于 1 h. 到达峰值雨强历时定义为从降水开始至峰值雨强出现时刻之间的历时. 标准化到达峰值雨强历时定义为到达峰值雨强历时除以总历时, 反

图 1 研究用海河流域逐时降水资料站点分布

映降水过程中降水峰值出现的时刻. 长历时降水和短历时降水表现出不同的长期变化趋势, 故将降水过程按照降水历时进行分类. 将历时大于 6 h 的降水定义为长历时降水, 小于 6 h 的降水定义为短历时降水^[21].

本研究用降水发生频率的日变化来刻画降水日变率特征. 将一天分为 24 个小时时段, 某时段的降水发生频率定义为这一时段内发生降水的小时数 (≥ 0.1 mm/h)除以总观测小时数(式(1)和(2)). 为了比较两个不同时段降水日变率的特征, 对降水发生频率除以 24 h 平均值进行标准化处理(式(3))^[23].

$$f_n = \frac{\sum_{d=1}^D c_{dn}}{D}, \quad (1)$$

$$c_{dn} = \begin{cases} 0, & p_{dn} < 0.1 \text{ mm/h}, \\ 1, & p_{dn} \geq 0.1 \text{ mm/h}, \end{cases} \quad (2)$$

$$(NF)_n = \frac{24f_n}{\sum_{n=1}^{24} f_n}, \quad (3)$$

式中, n 表示当地标准时间, D 表示观测天数, f_n 表示降水发生频率, c_{dn} 是一个计数器, 有雨的小时记为 1, 无雨的小时记为 0; p_{dn} 是小时降水量, NF 是标准化的降水发生频率.

2 结果与讨论

2.1 短历时和长历时降水的统计特征

1961~2004 年, 海河流域夏季短历时降水量平均为 156.1 mm, 大约占夏季降水量的 44%, 而平均降水次数达 33.7 次, 占夏季降水次数的 82%(表 1). 空间分布上, 由于水汽来源充足, 短历时和长历时降水均在东部沿海地区最大. 然而, 短历时降水频次和降水量与长历时的比值在西北山区出现高值中心, 可能表明山区地形更易于触发短历时降水. 图 2 显示降水日变率下午峰值主要由短历时降水组成而早上峰值主要由长历时降水组成, 与李建等的研究结果

一致^[21]. 流域西北部山区的站点下午降水偏多, 而东部沿海站点早上降水偏多, 正好可以解释短历时降水与长历时降水比值在西北部山区出现高值中心的原因.

2.2 极端小时降水和降水过程长期变化趋势

近 40 年来, 由于东亚夏季风的减弱, 导致华北地区(包括海河流域)夏季降水量呈显著减少趋势^[24]. 逐时降水资料的分析显示夏季降水小时数与夏季降水量均表现出较为一致的减少趋势(图 3(a)和(b)). 1961~2004 年海河流域降水小时数减小趋势最明显的站为遵化, 幅度为 14.5 h/10 a. 夏季降水量减小趋势最明显的站为乐亭和遵化, 幅度约为 50 mm/10 a.

大于等于 10 mm/h 的极端降水小时数变化趋势表现出东西部相反的特征(图 3(c)和(d)), 流域东部大部分站点呈现减小趋势, 幅度超过 0.5 h/10 a 的站点有丰宁、北京、遵化、秦皇岛、唐山、乐亭和饶阳 7 个站, 其中丰宁、遵化和乐亭站的减小趋势能通过显著性水平 $\alpha=0.1$ 的检验. 西部大部分站点呈增加趋势, 其中蔚县的增加幅度超过 0.5 h/10 a, 且能通过显著

图 2 短历时降水和长历时降水降水过程峰值雨强出现频率的日变化特征

表 1 海河流域 1961~2004 年夏季短历时和长历时降水降水特征对比

降水类型	总降水量 (mm)	总降水次数 (次)	平均次降水量 (mm)	平均次降水历时 (h)	平均次降水雨强 (mm/h)	平均次降水峰值雨强 (mm/h)
短历时降水	156.1	33.7	4.7	2.4	1.8	3.4
长历时降水	195.1	7.3	27.1	11.9	2.2	8.5

图 3 小时降水及极端小时降水 1961~2004 年长期变化趋势

(a) 降水小时(≥ 0.1 mm)数目; (b) 总小时降水量; (c) 极端小时(≥ 10 mm)降水数目; (d) 总极端小时降水量. 红色和蓝色实心点分别表示增加和减少趋势能通过显著性水平 $\alpha=0.1$ 检验的站点

性水平 $\alpha=0.1$ 的检验(图 3(c)). 极端小时降水量的变化趋势也表现为东部减少, 西部增加的特征. 东部的遵化站减少幅度达到 -28.5 mm/10 a, 西部的蔚县站增加幅度达 10.9 mm/10 a, 两者的变化趋势均能通过显著性水平 $\alpha=0.1$ 的检验(图 3(d)).

长历时降水的平均雨强和峰值雨强变化趋势也表现出同样的东西差异, 即东部减小, 西部增加(图 4(a)和(c)). 以往分析逐日数据的研究表明华北地区有效降水日数空间上呈一致的减少趋势^[4,7,8]. 极端小时降水和长历时降水雨强长期变化趋势的东西差异, 可能与流域内部东西部地形差异有关, 原因将在 2.3

和 2.4 节详细讨论. 位于流域西北部的大部分站点, 标准化到达峰值雨强历时略有减少, 即峰值雨强出现时刻略有提前. 其中张家口站的提前趋势能通过显著性水平 $\alpha=0.1$ 的检验, 但仍有少数站点峰值雨强出现时刻推迟(图 5(a)).

对于短历时降水来说, 流域大部分站点平均雨强和峰值雨强均呈增大趋势(图 4(b)和(d)). 张北、蔚县、遵化三站平均雨强增加趋势能通过显著性水平 $\alpha=0.1$ 检验, 其中, 遵化站平均雨强增加趋势最明显, 为 0.18 mm/h/10 a. 张北、蔚县、遵化、唐山四站峰值雨强增加趋势能通过显著性水平 $\alpha=0.1$ 检验, 其中,

图4 长历时和短历时降水平均雨强和峰值雨强 1961~2004 年长期变化趋势

(a) 长历时降水平均雨强; (b) 短历时降水平均雨强; (c) 长历时降水峰值雨强; (d) 短历时降水峰值雨强. 红色和蓝色实心点分别表示增加和减少趋势能通过显著性水平 $\alpha=0.1$ 检验的站点

唐山站增加趋势最明显, 为 0.40 mm/h/10 a . 大部分站点短历时标准化到达峰值雨强历时表现出减小趋势, 即峰值雨强出现时刻略有提前(图 5(b)).

2.3 夏季降水日变化特征分析

为了更好地理解引起极端小时降水和降水过程特征变化的原因, 进一步分析了降水发生频率的日变化特征. 降水发生频率的日变率特征可大致分为三组. 大同、张北、蔚县、丰宁、张家口、怀来和承德站归为一组, 主要特征表现为早上和下午双峰型, 且下午峰明显比早上峰高(图 6(a)). 这些站点位于山

地, 海拔较高(图 1), 午后太阳辐射容易导致对流加强, 层结不稳定, 成云致雨的概率比较大.

原平、石家庄、北京、密云、遵化和坝县归为一组, 主要特征表现为夜雨明显(图 6(b)). 白天山谷中部更有效的加热在其上空产生一个下沉气流, 进而产生了开始于早上的上升气流(谷风). 山脚地区由于辐散引起下沉, 抑制山谷中云和雨的形成; 日落后, 山坡地面的辐射冷却使地表的空气接触冷却, 密度大的冷空气由于重力的作用沿山坡下沉(山风), 在山谷中部产生了辐合和抬升, 从而利于降水的产生. 这与林之光^[25]的研究结果一致, 他指出凸形地区(如山

图 5 标准化到达峰值雨强历时变化趋势

(a) 长历时降水; (b) 短历时降水. 红色和蓝色实心点分别表示增加和减少趋势能通过显著性水平 $\alpha=0.1$ 检验的站点

峰)以日雨为主;凹形地区(如盆地、山谷)以夜雨为主. 京-津-冀地区降水日变化研究表明位于山区的站点午后峰值明显而位于平原地区的站点夜雨明显^[26].

沧州、秦皇岛、唐山、乐亭和饶阳归为一组,表现为早上峰值明显(图 6(c)). 海陆风的影响导致这些站点早上峰值明显. 离海稍远的站点,仍然以早上峰值为主,但午后也有一个次峰值,表现出向内陆的过渡性特征. 沿海地区降水多在凌晨发生主要归因于由海陆热力差异引起的海陆风日变率. 夏季的下午和晚上,由于陆地上空的大气比海洋上空的大气温度高,大气在陆地上空上升而在海洋上空下沉. 从午夜到凌晨,由于海洋上空的大气比大陆上空的大气温度高,导致与白天相反的海陆循环^[23,27]. 此外,夜晚云层顶部的辐射冷却致使边界层变得不稳定,促进海洋上空对流的发生. 因此,海上降水一般在凌晨发生. 由于受附近海域的影响,沿海地区站点降水的日变率也表现出凌晨峰值明显的特征.

海河流域夏季降水日变率特征的空间差异主要受到山谷环流和海陆环流的影响. 2000~2007 年夏季 $1^\circ \times 1^\circ$ NCEP FNL 资料分析表明 950 百帕散度场的负高值中心(辐合上升运动为主)与降水的高值中心存在吻合关系. 下午,950 百帕散度的负值中心落在流域西部和北部的山区,对应于这一地区下午的降水峰值(图 7(a)和(b)). 同时,散度正值中心(辐散下沉运动为主)位于沿海和平原地区,导致这一地区下午

降水发生频率低. 夜间和凌晨,山风汇集于平原地区,易于触发这一地区的夜雨(图 7(c)和(d)).

2.4 两个时段夏季降水日变率对比分析

虽然海河流域夏季长历时和短历时降水量分别以 $-12.8 \text{ mm}/10 \text{ a}$ (平均值为 195.1 mm) 和 $-2.5 \text{ mm}/10 \text{ a}$ (平均值为 156.1 mm) 的速度减少,但是,短历时降水量占总降水量的比重以 $1.3\%/10 \text{ a}$ 的速率增加. 长历时和短历时降水过程次数分别以 $0.34 \text{ 次}/10 \text{ a}$ (平均值为 7.3 次) 和 $1.66 \text{ 次}/10 \text{ a}$ (平均值为 33.7 次) 的速率增加. 长历时降水过程平均雨强每 10 a 以 0.007 mm/h (平均值为 2.2 mm/h) 的速率微弱增加,可能源于区域内东西部相反的变化趋势;相比而言,短历时降水过程平均雨强的增加趋势较为显著,为每 10 a 0.044 mm/h (平均值为 1.8 mm/h),可能源于区域内空间上较为一致的增加趋势.

自 20 世纪 70 年代后期开始,华北地区夏季降水持续减少^[28]. 海河流域 21 个站逐时资料分析表明 1980 年降水量显著减少. 因此,将 1961~2004 年时段分为 1961~1979 年和 1980~2004 年时段,对比分析两个时段夏季降水日变率的差异. 结果显示,对于山区、平原和沿海三组站点,较之于 1961~1979 年时段,1980~2004 年时段降水发生频率均偏少,但早上峰值降低幅度大,下午峰值降低幅度较小(图未显示). 标准化降水发生频率图可更清楚地反映这一特征:较

图6 标准化降水日变率气候特征

1971~2000 年((a), (c)和(e))及不同时段对比((b), (d), (f)). 其中, (a)和(b)代表以下午峰值为主的山区站点; (c)和(d)代表以夜雨为主的平原站点; (e)和(f)代表以凌晨峰值为主的东部沿海站点

之于 1961~1979 年时段, 1980~2004 年时段标准化降水发生频率日变率早上峰值较小, 下午峰值反而较高(图 6(b), (d)和(f)). 研究结果与以往研究一致^[6], 可能表明尽管海河流域近 40 a 来总降水量减少, 但是短历时、极端降水的比重相对增加.

午后降水峰值主要由短历时降水引起, 可能与午后太阳辐射强烈, 易于导致对流、触发降雨有关. 北京站(54511)和邢台站(53798)的探空资料表明, 最近 40 年地表气温以 $0.5^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ (08:00 LST)和 $0.3^{\circ}\text{C}/10\text{ a}$ (20:00 LST)的速度在增加, 而 300 hPa 高度的气

图 7 四个不同时刻 950 hPa 散度场及矢量风的空间分布

基于 2000~2007 年夏季 $1^\circ \times 1^\circ$ NCEP FNL 资料: (a) 14:00 LST; (b) 20:00 LST; (c) 02:00 LST; (d) 08:00 LST

温以 $-0.2^\circ\text{C}/10\text{ a}$ (08:00 LST) 和 $-0.14^\circ\text{C}/10\text{ a}$ (20:00 LST) 的速度在降低 (图 8). 地表气温升高, 对流层中上层气温下降, 大气低层和高层加剧的热力差异可能使得该地区大气静力稳定度降低, 更易于在午后和傍晚前后激发出对流活动, 导致短历时降水增加^[21], 同时, 也可能导致短历时降水平均雨强和峰值雨强增

加, 且到达峰值雨强的时刻提前.

夏季风控制时期, 降水更易于在午夜/凌晨发生^[23,29,30]. 降水系统主要在 7 月和 8 月受到东亚季风的影响. 图 9 显示 7~8 月长历时降水量与东亚季风指数 (EAM) 存在较好的相关关系, 1961~2001 年两序列的相关系数达到 0.63. 此处, 东亚季风指数定义为对

图8 探空站北京(54511)和邢台(53798)地表和 300 hPa 高度 1966~2007 年气温距平年际变率和年代际变化趋势

(a) 08:00 LST; (b) 20:00 LST

图9 7~8月长历时降水量(实线)与东亚夏季风指数(虚线)的相关关系

流层低层的经向风平均(105~120°E, 30°~40°N, 850~500 hPa, 7~8月), 由 ECMWF 再分析资料计算得到^[24]. 长历时降水量和 EAM 指数均呈现减少趋势, 每 10 a 的降幅分别为 10.8 mm 和 0.34 m/s. 东亚季风减弱, 导致水汽供应不足, 从而导致以长历时降水为主的早上峰值显著减小. 流域西部尽管长历时降水减少, 但极端小时降水、长历时降水的平均雨强和峰值雨强反而增加, 可能表明降水历时缩短, 而且速率比降水量的减少趋势更快, 从而导致降水更集中. 而在流域东部, 在长历时降水量减少的背景下, 长历时降水的平均雨强和极端小时降水随之减少, 可能源于海洋的调节作用, 因为前面的分析已经表明东部沿海的

站点降水日变率可能受到海陆循环的影响.

3 结论

海河流域 21 个气象站 1961~2004 年夏季逐时降水资料分析表明流域内长、短历时降水量分别以 $-12.8 \text{ mm}/10 \text{ a}$ 和 $-2.5 \text{ mm}/10 \text{ a}$ 的速度减少, 而短历时降水量占总降水量的比重以 $1.3\%/10 \text{ a}$ 的速度增加. 空间分布上, 小时降水发生频率和降水量在流域内表现出一致的减少趋势; 而 $\geq 10 \text{ mm/h}$ 的极端小时降水以及长历时降水的平均雨强和峰值雨强在流域的东西部呈相反的变化趋势, 即东部呈减少趋势, 西部呈增加趋势. 大部分站点短历时降水的平均雨强和峰值雨强呈增加趋势.

降水日变率特征大致可分为三大组, 山区站点下午峰值高, 平原站点夜雨为主, 海边站点早上峰值高. 将整个小时序列分为 1961~1979 年和 1980~2004 年两个时段进行对比分析发现: 相比于 1961~1979 年时段, 1980~2004 时段午后和傍晚前后对流性短历时降水的比重相对增加, 早上长历时降水比重减少. 近几十年来海河流域地表气温升高, 对流层中上层气温下降, 导致上下层热力差异加剧, 从而导致对流加强, 引起对流性降水增加, 可能是导致这一地区午后短历时降水增加的主要原因之一, 也可能是导致短历时降水平均雨强、峰值雨强增加, 到达峰值雨强时刻提前的主要原因之一. 近几十年来夏季风的减弱可能主要导致长历时降水总雨量减少. 极端小时降

水、长历时降水过程平均雨强和峰值雨强在流域东部呈减少趋势, 西部呈增加趋势, 可能与流域内山区-平原-海洋的地形变化相关. 地形如何影响降雨强度趋势变化的机理有待进一步研究.

年降水量减少, 降水强度增加, 一方面不利于土

壤水分的维持, 可能增加干旱的风险. 另一方面, 短历时降水过程频率增加, 强度增强, 峰值雨强提前, 可能增加城市内涝和局地洪水及土壤侵蚀的风险. 进一步的工作是评估极端降水变化趋势对洪涝灾害风险和基础设施设计的影响.

致谢 河北省、河南省、山西省和北京市气象局提供逐时降水数据, 王浩院士和两位审稿人提出建设性意见, 韩荣青博士、欧廷海博士和左金清女士给予帮助, 一并致谢.

参考文献

- 1 Dore M H I. Climate change and changes in global precipitation patterns: What do we know? *Environ Int*, 2005, 31: 1167–1181
- 2 IPCC. Summary for policymakers. In: Solomon S, Qin D H, Manning M, et al, eds. *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, 2007
- 3 Zhai P M, Sun A J, Ren F M, et al. Changes of climate extremes in China. *Clim Change*, 1999, 42: 203–218. doi: 10.1023/A:1005428602279
- 4 Zhai P M, Zhang X B, Wan H, et al. Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China. *J Clim*, 2005, 18: 1096–1108, doi: 10.1175/JCLI-3318.1
- 5 Qian W H, Lin X. Regional trends in recent precipitation indices in China. *Meteorol Atmos Phys*, 2005, 90: 193–207, doi: 10.1007/s00703-004-0101-z
- 6 翟盘茂, 王翠翠, 李威. 极端降水事件变化的观测研究. *气候变化研究进展*, 2007, 3: 144–148
- 7 Yao C, Yang S, Qian W H, et al. Regional summer precipitation events in Asia and their changes in the past decades. *J Geophys Res*, 2008, 113: D17107, doi: 10.1029/2007JD009603
- 8 Fu J L, Qian W H, Lin X, et al. Trends in graded precipitation in China from 1961 to 2000. *Adv Atmos Sci*, 2008, 25: 267–278
- 9 Qian Y, Gong D Y, Fan J W, et al. Heavy pollution suppresses light rain in China: Observations and modeling. *J Geophys Res*, 2009, 114: D00K02
- 10 Qian W H, Fu J L, Yan Z W. Decrease of light rain events in summer associated with a warming environment in China during 1961–2005. *Geophys Res Lett*, 2007, 34: L11705, doi: 10.1029/2007GL029631
- 11 张建云, 章四龙, 王金星, 等. 近 50 年来中国六大流域年际径流变化趋势研究. *水科学进展*, 2007, 18: 230–234
- 12 王金霞, 李浩, 夏军等. 气候变化条件下水资源短缺的状况及适应性措施: 海河流域的模拟分析. *气候变化研究进展*, 2008, 4: 336–341
- 13 Kandel D D, Western A W, Grayson R B, et al. Process parameterization and temporal scaling in surface runoff and erosion modeling. *Hydrol Process*, 2004, 18: 1423–1446
- 14 Ross P J. *SWIM—A Simulation Model for Soil Water Infiltration and Movement*, CSIRO Division of Soils. Queensland: Townsville, 1990
- 15 Lane L J, Nearing M A. *USDA—Water Erosion Prediction Project: Hillslope Profile Model Documentation*. NSERL Report No. 2. Indiana: West Lafayette, 1989
- 16 Oostindie K, Bronswijk J J B. *FLOCR—A Simulation Model for the Calculation of Water Balance, Cracking and Surface Subsidence of Clay Soils*. DLO—Winand Staring Centre Report No. 47. Netherlands: Wageningen, 1992
- 17 Vanclooster M, Viaene P, Diels J. *WAVE: A Mathematical Model for Simulating Water and Agrochemicals in the Vadose Environment: Reference and Users Manual (Release 2.0)*. Leuven: Katholieke Universiteit Leuven, 1994
- 18 Lenderink G, van Meijgaard E. Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes. *Nat Geosci*, 2008, 1: 511–514
- 19 Re M, Barros V R. Extreme rainfalls in SE South America. *Clim Change*, 2009, 96: 119–136
- 20 Fujibe F, Yamazaki N, Kobayashi K. Long-term changes in the diurnal precipitation cycles in Japan for 106 years (1898–2003). *J Meteorol Soc Jpn*, 2006, 84: 311–317
- 21 李建, 宇如聪, 王建捷. 北京市夏季降水的日变化特征. *科学通报*, 2008, 53: 829–832
- 22 王伯民, 吕勇平, 张强. 降水日记纸彩色扫描数字化处理系统. *应用气象学报*, 2004, 15: 737–744

- 23 Yin S Q, Chen D, Xie Y. Diurnal variations of precipitation during the warm season over China. *Int J Climatol*, 2009, 29: 1154–1170
- 24 Yu R C, Wang B, Zhou T J. Tropospheric cooling and summer monsoon weakening trend over East Asia. *Geophys Res Lett*, 2004, 31: L22212, doi: 10.1029/2004GL021270
- 25 林之光. 地形降水气候学. 北京: 科学出版社, 1995
- 26 吴正华, 陈明轩. 京津冀地区夏季(6~8 月)短历时降水气候分析. 中国气象局北京城市气象研究所. 中美强对流天气临近预报技术国际研讨会文集, 2004. 264–269
- 27 Dai A. Global precipitation and thunderstorm frequencies. Part II: Diurnal variations. *J Clim*, 2001, 14: 1112–1128
- 28 陆日宇. 华北汛期降水量年代际和年际变化之间的线性关系. *科学通报*, 2003, 48: 718–722
- 29 Chen G, Sha W M, Iwasaki T. Diurnal variation of precipitation over southeastern China: Spatial distribution and its seasonality. *J Geophys Res*, 2009, 114: D13103, doi: 10.1029/2008JD011103
- 30 Chen G, Sha W M, Iwasaki T. Diurnal variation of precipitation over southeastern China: 2. Impact of the diurnal monsoon variability. *J Geophys Res*, 2009, 114: D21105, doi: 10.1029/2009JD012181