科学通报 2013 年 第 58 卷 第 15 期：1385 ~ 1392
自然科学基金项目进展专栏 论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

降水过程的不对称性

宇如聪[①*], 原韦华[②], 李建[①③]

① 中国气象科学研究院, 灾害天气国家重点实验室, 北京 100081;
② 中国科学院大气物理研究所, 大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室, 北京 100029;
③ 大理国家气候观象台, 大理 671003
* 联系人, E-mail: yrc@cma.gov.cn

2012-10-06 收稿, 2012-12-04 接受, 2013-05-03 网络版发表
国家自然科学基金委员会创新研究群体科学基金(41221064)和国家重点基础研究发展计划(2010CB951900)资助

摘要 利用我国地面气象观测站 1961~2006 年 5~10 月的逐时降水数据, 通过以降水峰值为中心进行各站的降水事件合成, 分析研究降水演变过程的气候特征. 分析结果首次揭示了降水过程的不对称性, 即降水开始至达到峰值的时间较峰值发生后至降水结束的时间明显偏短. 进一步综合考虑不同降水强度、持续时间、峰值发生时间和区域差异的影响后发现: 这种不对称性在强降水事件中更为明显; 在青藏高原东侧、横断山脉和云贵高原等海拔较高且地形复杂的区域更为突出; 短时降水事件的不对称性更强, 但区域差异很小; 持续时间较长的降水事件的不对称性相对稍弱, 但东西差异明显; 降水峰值出现在下午至前半夜的降水事件的不对称性最强, 而出现在上午的最低. 另外, 降水事件峰值时的降水强度突出, 说明降水峰值前后的强度增减都很迅速. 上述结果不仅增进了对降水演变过程的认识, 同时也为检验数值模式对降水演变过程的模拟能力提供了评估标准. 另外, 我国中西部地区这种强降水过程的显著不对称性应在滑坡、泥石流等地质灾害防御相关工作中给予高度关注.

关键词
降水过程
不对称性
降水事件
降水强度
降水持续时间

我国是一个多暴雨的国家, 强降水或持续性降水引发的洪涝和地质灾害可造成国民经济和人民生命财产的巨大损失[1,2]. 因此, 降水的发生与演变一直是我国气象学家高度关注的课题. 由于降水资料的限制, 此前关于小时时间尺度的降水过程研究多针对降水个例进行特征分析与数值模拟[3~6], 而对降水过程的气候分析则多集中于日、旬或更长时间尺度[7~11]. 然而, 由于降水分布在时空上的高度不均匀性, 只有逐时或更高时间分辨率的降水资料才可能更加精确地反映降水强度信息和降水演变过程的特征[12].

近年来, 随着长时间序列的逐时降水资料的出现, 越来越多的研究关注小时时间尺度的降水特征, 并获得了更加全面的认识. 之前基于日降水资料的研究结果显示, 我国东部降水量在 20 世纪 70 年代末期经历的“南涝北旱”型年代际变化由降水频次和降水强度共同贡献[13,14]. 但 Yu 等人[15]的研究结果表明: 我国长江中下游地区的小时降水强度呈下降趋势, 与小时降水量和频次的年代际变化相反, 且降水量的年代际变化主要由中等或较弱强度的降水事件贡献, 这也与前人基于日降水资料的研究结果存在明显不同[13,14]. 上述结果丰富了对 20 世纪 70 年代末期我国东部“南涝北旱”型的降水年代际变化的认识. 此外, 基于小时降水资料开展的降水日变化研究, 也进一步加强了对降水形成和演变过程的理解. 已有研究表明[16~19], 我国夏季降水存在显著的日变化且区域差异明显, 四川盆地降水多在午夜达到峰值, 长江中游地区降水峰值多出现在清晨, 华南以及东北地区则以午后降水峰值为主, 而我国中东部地区降水存在清晨和午后两个峰值. 进一步的研究指

引用格式: 宇如聪, 原韦华, 李建. 降水过程的不对称性. 科学通报, 2013, 58: 1385–1392
英文版见: Yu R C, Yuan W H, Li J. The asymmetry of rainfall process. Chin Sci Bull, 2013, 58, doi: 10.1007/s11434-012-5653-6

出[20~24], 持续时间较长的降水主要表现为午夜至清晨的降水峰值, 而短时阵性降水则以午后峰值为主. 午后的降水峰值多与局地的热力条件相联系, 而清晨降水峰值可能与大尺度环流、云顶辐射冷却效应以及中尺度对流系统的演变等过程有关.

但此前的研究较少以降水事件演变过程的气候特征为核心, 因而我们缺乏关于降水从开始到结束的基本演变过程的气候认识. 本文通过将 1961~2006 年暖季(5~10 月)所有降水事件以降水达到峰值的时刻为中心进行合成, 并综合考虑降水强度、降水持续时间和降水峰值发生时间等因素, 分析研究降水过程演变的气候特征. 不仅可以获得对降水演变过程的新认识, 也为降水演变过程研究提供了新方法.

1 数据和方法

本文所用台站数据为 1961~2006 年中国大陆 535 个气象观测站的逐时降水资料, 数据集来自中国气象局国家气象信息中心, 并经过国家气象信息中心的数据质量控制, 包括气候极值检验、单站极值检验和数据一致性检验. 此外, 作者对数据进行了进一步的质量控制, 介绍详见 Yu 等人[15]、Yuan 等人[22]和 Li 等人[23]. 图 1 给出位于 95°~122°E, 20°~40°N 间 392 个台站的空间分布. 由于 102°E 以西台站密度较低, 本文主要关注 102°E 以东地区. 根据降水演变过程的的区域差异, 为便于分析讨论, 定义西部(102°~108°E, 22°~37°N)和东部(112°~122°E, 22°~37°N)两个特征区域.

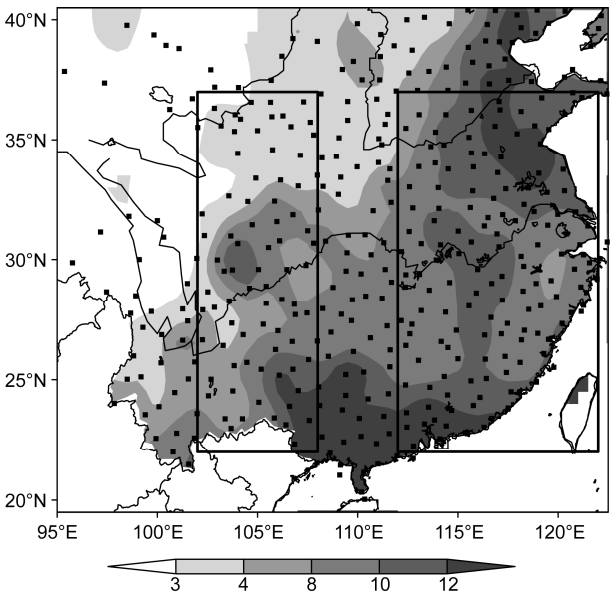

图 1 我国 392 个气象台站的位置分布及对应 e 折倍累积降水量的降水强度

单位: mm h^{-1}. 两个实线矩形标示出文中西部(102°~108°E, 22°~37°N)和东部(112°~122°E, 22°~37°N)地区的范围

本文中判断降水是否发生的临界值为 0.1 mm, 即逐时累积降水量大于或等于 0.1 mm 的时次定义为有降水时次, 否则视为无降水. 降水事件的分隔是以某一降水时次之后 5 小时没有降水作为判定标准, 一次降水事件的持续时间是指降水出现时次与降水结束时次之间的小时总数. 由于持续时间大于 6 小时与持续时间小于等于 6 小时的降水事件在降水日变化等方面存在明显不同, 可以认为是两种不同性质的降水事件, 本文同 Li 等人[23]定义持续时间在 6 小时以上的降水事件为持续性降水事件, 而持续时间小于等于 6 小时的降水事件为短时降水事件. 峰值前的降水时间是指从降水开始至降水达到峰值的小时数, 而峰值后的降水时间指从降水峰值至降水结束时的小时数. 合成方法是对 1961~2006 年暖季(5~10 月)各站的所有降水事件(平均每个台站的降水事件数为 2962), 以每次降水事件达到峰值的时刻为中心(记为 0 时刻)进行统计合成.

Yu 等人[25]中指出, 多年平均的不同小时强度降水的累积降水量通常随着降水强度的增加呈 e 指数递减, 即小时降水强度(I)和该强度降水的累积降水量($R(I)$)满足 $R(I)=A\cdot e^{-B\cdot I}$, 其中 A 和 B 可通过线性拟合确定. 根据 Yu 等人[25]的结果, 对应 e 折倍累计降水量的降水强度(简称 e 折倍降水强度)约相当于常规定义中第 95 百分位的降水强度, 图 1 中填色给出 e 折倍降水强度的空间分布(与 Yu 等人[25]中图 3 类似). 本文将峰值降水强度大于 e 折倍降水强度的降水事件定义为强降水事件, 其余为弱降水事件.

2 降水过程的不对称性

图 2(a)给出区域平均(102°~122°E, 20°~40°N)的降水峰值前后 12 小时内, 各时刻降水频次占峰值频次的百分比. 由图可见, 强降水(实心圆实线)和弱降水(空心圆虚线)事件均显示出较强的不对称性, 主要表现为降水峰值前的降水频次数明显小于峰值后. 这表明, 一个降水事件一般会在降水发生后的较短时间达到峰值, 而在峰值过后, 降水则会维持相对更长时间. 比较图 2(a)中的实心圆实线和空心圆虚线可

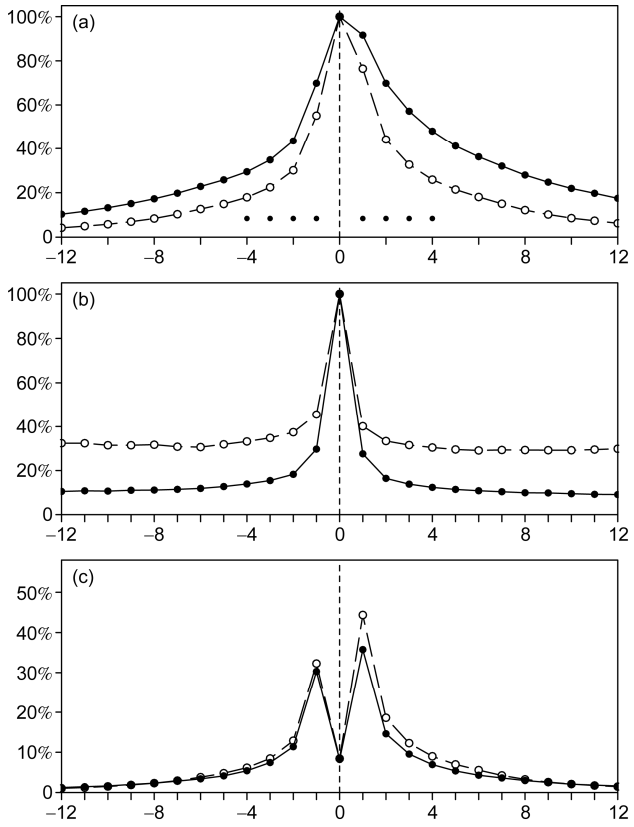

图 2 (a) 1961~2006 年暖季(5~10 月)各站降水事件以峰值时刻(0 时刻)为中心合成后, 降水峰值发生前(–)、后(+)12 小时内各个时刻的降水频次占峰值时刻频次的百分比; (b)同(a), 但为降水强度; (c)同(a), 但±1~12 时刻为各小时降水强度超过该次降水事件中峰值强度 30%的降水时次占总时次数的百分比, 0 时刻表示在峰值前后 1 个小时降水强度均达到峰值强度 30%以上降水事件的百分比

其中, 实心圆实线和空心圆虚线分别表示强降水事件和弱降水事件, 平均区域为 102°~122°E, 20°~40°N. (a)中强降水频次在峰值时刻前 12 小时和后 12 小时之间差异通过了 90%的信度检验, 且图中下部黑色圆点标示出对峰值前后差异贡献超过 10%的时刻; 弱降水频次在峰值前后的差异未通过 90%的信度检验

知, 强降水事件在峰值降水发生前后的降水时间的不对称性更为显著. 弱降水事件中峰值前后降水频次比值则为 0.706, 而强降水峰值前 12 小时累积降水频次为降水峰值后 12 小时的 63.2%. 强降水事件中, 峰值前 12 小时的降水频次与峰值后 12 小时的降水频次之间的差异通过了 90%的信度检验, 且峰值前后的差异主要是由紧邻峰值时刻的前后各 4 个小时降水贡献; 弱降水事件中峰值前后降水频次之差未通过 90%的信度检验.

与降水频次特征不同, 降水强度在峰值时非常突出, 在峰值前后增减均较快(图 2(b)). 由图 2(c)可见, 在降水峰值前 1 小时(图 2(c)中–1 时刻), 降水强度能达到峰值时强度 30%的降水, 只占该时刻总降水时次的 30.3%; 降水峰值后 1 小时(图 2(c)中 1 时刻), 该比例略大, 但也仅为 35.8%; 而峰值前后 1 小时均能达到峰值时强度 30%的降水事件则不到 10%(图 2(c)中 0 时刻). 在距离降水峰值前后 2 小时或更长时间时, 该比例则迅速减小到 15%以下(图 2(c)中±2~12 时刻). 相对于强降水事件(实心圆实线), 弱降水事件(空心圆虚线)的降水强度在峰值前增强以及峰值后衰减的速度均稍慢, 但变化趋势一致.

由图 2 可知, 降水频次在峰值前后不对称性很强. 为分析降水频次的不对称性是否具有区域特征, 图 3(a)和(b)给出了降水峰值前后的降水时间比值的空间分布. 与图 2 结果一致, 弱降水事件(图 3(a))的不对称性较强降水事件(图 3(b))偏小. 图 3 还显示了我国西南降水时间的不对称性较华东以及东南沿海地区地区更强, 分界线出现在 110°E 附近, 且这一现象在强降水事件中更明显(图 3(b)). 在青藏高原的东缘、横断山区和云贵高原, 强降水事件中存在峰值前后比值小于 0.4 的不对称性极强的区域. 同时注意到, 沿海地区的降水不对称性较内陆地区偏弱, 这也在强降水事件中更明显, 其比值接近于 1, 即降水峰值前后的降水时间相当.

由于在强降水事件中, 东西区域差异更为明显, 图 3(c)进一步对比了西部(102°~108°E, 22°~37°N, 实心圆实线)和东部地区(112°~122°E, 22°~37°N, 空心圆虚线)平均的强降水事件中各时刻降水频次占峰值频次百分比. 由图可见, 西部地区峰值前降水频次占峰值频次的比例较东部地区明显偏小, 而峰值后的比例则是西部地区略大. 西部地区降水峰值前后降水频次的差异通过了 95%的信度检验, 而东部地区降水频次在峰值前后差异仅能通过 90%的信度检验. 上述结果进一步表明西部地区降水时间在峰值前后的不对称性较东部地区更显著, 并且从图中还可以看出, 东西部的差异主要出现在降水达到峰值之前.

3 降水持续时间和峰值发生时刻对降水过程不对称性的影响

已有研究表明, 短时阵性和长持续时间的降水事件对应于不同的大气环流状况, 降水特性和时空分布均不相同[20~22]. 那么这两种降水事件在降水过

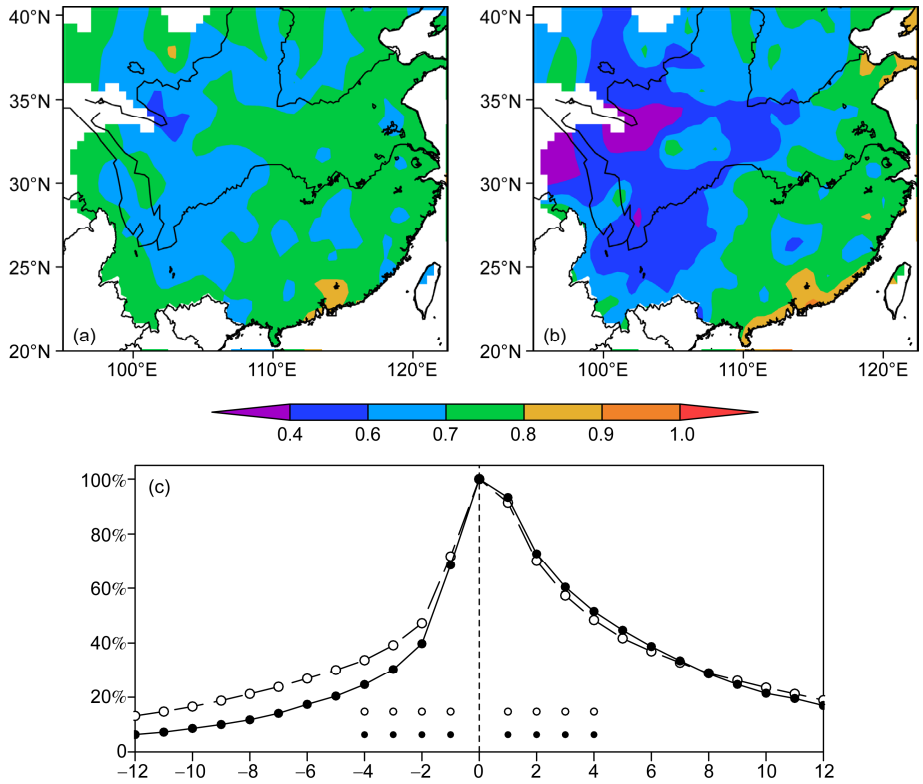

图 3 降水峰值前降水时间与降水峰值后时间之比的空间分布((a)和(b))以及降水峰值发生前(–)、后(+)12 小时内各个时刻的降水频次占峰值时刻频次的百分比(c)

(a)为弱降水事件, (b)为强降水事件, (c)为西部(102°~108°E, 22°~37°N, 实心圆实线)和东部(112°~122°E, 22°~37°N, 空心圆虚线)地区强降水的平均. 西部(东部)地区强降水频次峰值前后 12 小时的差异通过 95%(90%)的信度检验, 且图中下部黑色圆点(空心圆)标示出西部(东部)地区对峰值前后差异贡献超过 10%的时刻

程的不对称特征上是否存在差异呢? 图 4 分别给出短时降水(持续时间不超过 6 小时)和持续性降水(持续时间 6 小时以上)事件在降水峰值前后的降水频次之比.

与总降水(图 3(a)和(b))相比, 短时降水(图 4(a)和(b))的不对称性更强. 对于短时弱降水来说(图 4(a)), 图中所示区域平均的峰值前后降水频次之比为 0.55, 而短时强降水可达 0.46. 但是, 短时降水的不对称性的区域差异相对较小, 特别是短时弱降水, 西部和东部地区平均的峰值前后降水频次之比分别为 0.53 和 0.54. 短时强降水的区域差异略大, 西部和东部的值分别为 0.42 和 0.46. 从图 4(e)中也可以看出, 即使是区域差异较大的短时强降水, 其东西部平均的逐时演变曲线也基本相同; 但与总的强降水(图 3(c))不同的是, 短时强降水的东西差异主要存在于降水峰值后, 降水峰值前东西两区域各个时刻的降水频次占峰值频次的百分比几乎完全相同.

持续性降水峰值前后频次比值的空间分布(图 4(c)和(d))则与总降水(图 3(a)和(b))非常相似, 不对称性的东西差异明显. 强、弱持续性降水的峰值前后频次比值空间分布与强、弱总降水分布的相关系数分别可以达到 0.95 和 0.99. 由此可知, 降水峰值前后不对称性的区域差异主要由持续性降水贡献. 对比图 3 和 4 还可知, 位于沿海地区的不对称性很弱的降水事件同样主要由持续性降水贡献. 从东西两区域平均的持续性强降水的演变过程来看(图 4(e)), 两区域的差异主要由峰值前降水贡献, 即降水事件从开始到达到峰值, 在西部地区经历的时间较东部地区明显偏短.

由上述内容可见, 降水过程不对称性的区域差异主要发生于持续性强降水事件中. 考虑到降水过程演变可能存在的日变化, 我们进一步比较了持续性强降水事件峰值发生时间对降水演变过程不对称的影响. 图 5 给出的是整个区域平均的降水峰值出现

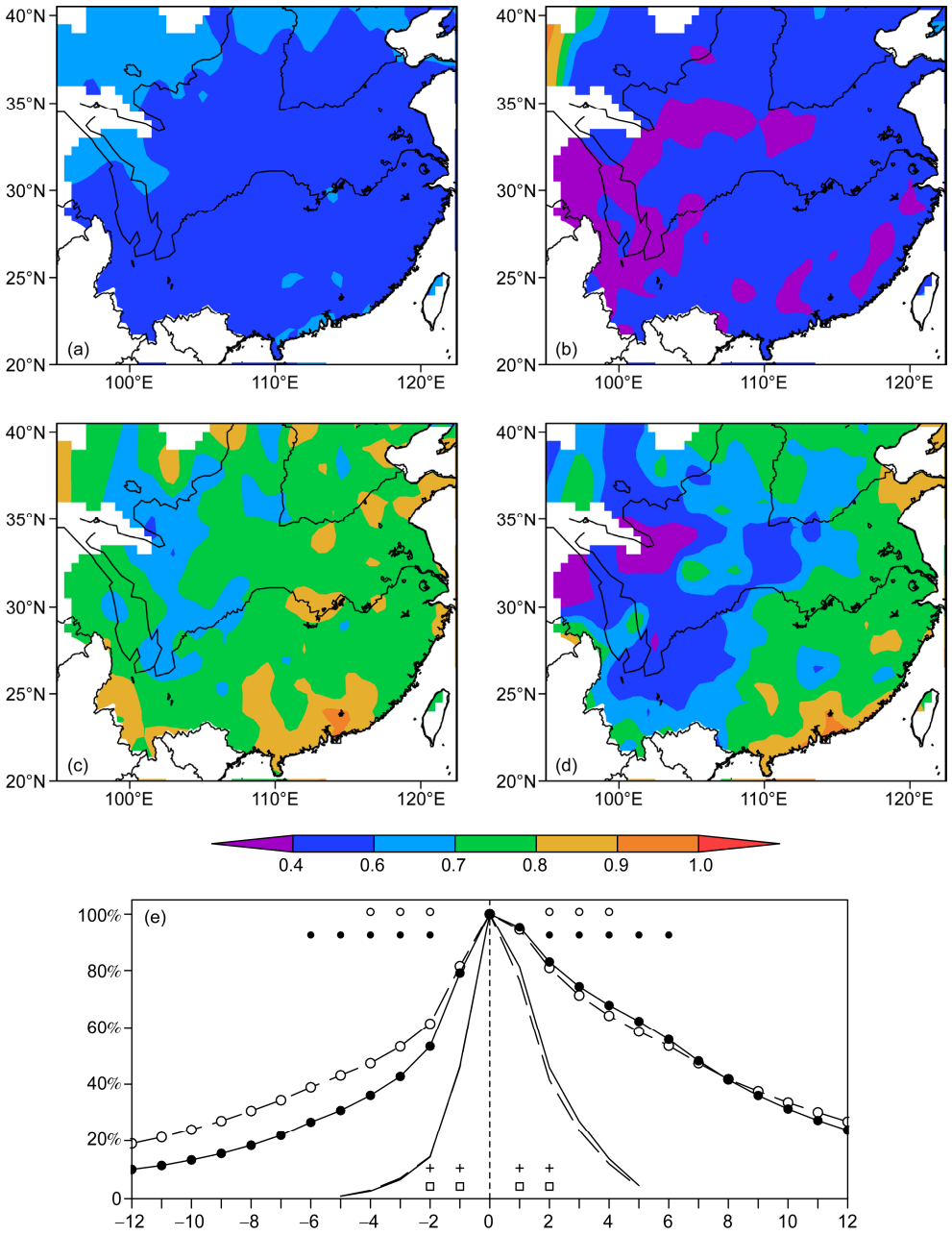

图 4　降水峰值前降水时间与降水峰值后时间之比的空间分布((a)~(d))以及降水峰值发生前(–)、后(+)12 小时内各个时刻的降水频次占峰值时刻频次的百分比(e)

(a)和(b)分别为短时弱降水和强降水事件; (c)和(d)分别为持续性弱降水和强降水事件. (e) 实线(虚线)为西部(东部)平均的短时强降水, 实心圆实线(空心圆虚线)为西部(东部)平均的持续性强降水; 短时(持续性)强降水峰值前后 12 小时差异均通过 90%(95%)的信度检验, 且图中下(上)部标示出短时(持续性)降水事件中, 对峰值前后差异贡献超过 30%(10%)的时刻, 其中黑色圆点(空心圆点)代表持续性强降水(持续性弱降水), 空心方框(十字)表示短时强(弱)降水

在不同时段的持续性强降水事件的合成结果. 对比图中 4 条曲线可以发现: 4 个时段中, 峰值出现在 20~02 时的持续性强降水的不对称性最强, 降水峰值前频次仅有降水峰值后的 58%(空心圆长虚线); 其次是在下午时段(14~20 时), 降水峰值前频次是降水峰值后的 62%(实心圆实线); 这两个时段的降水峰值前后的差异可以均通过 99%的信度检验. 在上午时段(08~14 时)降水的不对称性最弱, 峰值前后的频次比

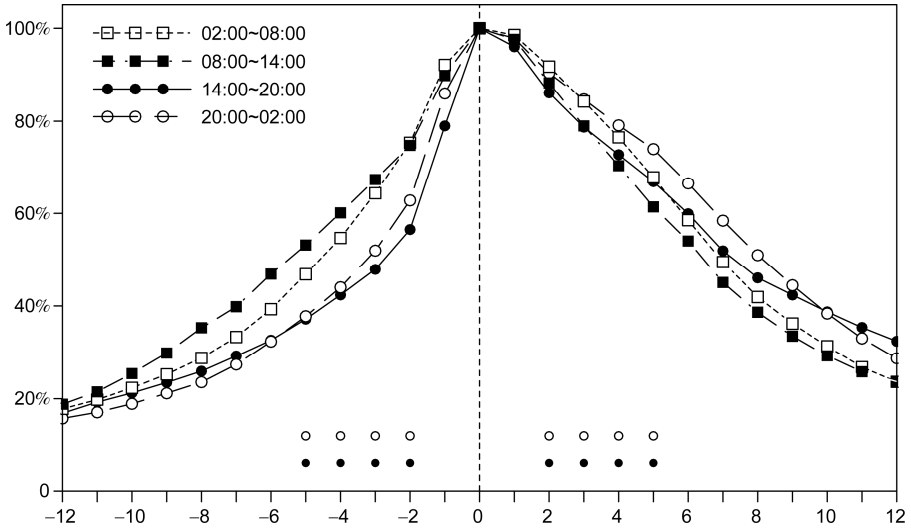

图 5 降水峰值发生前(–)、后(+)12 小时内各个时刻的降水频次占峰值时刻频次的百分比

平均区域为 102°~122°E, 20°~40°N. 空心方框短虚线(实心方框长虚线)表示降水峰值出现在 02~08 时(08~14 时)的持续性强降水事件, 实心圆实线(空心圆长虚线)表示降水峰值出现在 14~20 时(20~02 时)的持续性强降水事件. 14~20 时和 20~02 时的持续性强降水在峰值前后 12 小时的差异通过 95%的信度检验, 且图中下部圆点(空心圆)标示出峰值出现在 14~20 时(20~02 时)的持续性强降水事件中, 对峰值前后差异贡献超过 10%的时刻; 02~08 时和 08~14 时的持续性强降水在峰值前后 12 小时的差异未通过 90%的信度检验

值可达 87%(实心方框虚线), 且统计不显著.

将降水不对称性最强的两个时段合并, 分析下午至前半夜(14~02 时)达到峰值的降水事件频次不对称性的空间分布可见, 持续性强降水(图 6(a))的不对称性较全天平均(图 4(d))来说更强, 并且其东西部差异也更为明显. 持续性强降水的强不对称性区主要位于 110°E 以西的黄河和长江上游地区, 特别是云贵高原以及横断山区. 这一方面是由于降水峰值前的东西部差异进一步增大; 但另一方面, 14~02 时内两区域降水峰值后的频次演变特征差异也更为明显(图 6(b)). 分析西部地区持续性强降水强度的演变特征可知(图略), 虽然降水峰值前的强度变化特征与整个区域平均的总降水强度(图 2(c))的变化特征差异不大, 但在降水峰值过后, 峰值出现在 14~02 时的持续性降水强度会维持相对更长时间. 以降水峰值后 2 小时为例, 对于全天平均的降水来说(图 2(c)), 仅有 15%的降水可以维持在峰值时降水强度的 30%或以上水平, 而这一比例在峰值出现在 14~02 时的降水中可以达到近 20%.

4 结论与讨论

本文利用 1961~2006 年 5~10 月 392 站逐时降水数据, 将所有降水事件以降水达到峰值时刻为中心进行合成, 分析研究降水演变过程的气候特征, 得到主要结论如下: (1) 降水峰值前后降水时间的不对称性突出. 降水在开始后至峰值时所需时间短, 而在降水峰值之后维持时间相对较长. 降水事件峰值时刻的强度突出, 降水峰值前后的强度增减都很迅速. (2) 降水峰值前后降水时间的不对称性具有区域特征. 不对称性在西部地区更为显著, 强不对称区主要位于青藏高原的东侧以及横断山脉和云贵高原, 沿海地区降水过程的对称性较好. (3) 不同持续时间的降水事件的不对称性差异明显. 短时降水事件的不对称性更强, 但区域差异很小; 持续性降水的不对称性相对弱, 但东西差异明显, 且与总降水不对称性空间分布的相关性高. (4) 降水演变过程的不对称性还受到降水达到峰值时间的影响. 峰值出现在下午至前半夜的降水事件的不对称性最强, 而在上午最低.

上述结果丰富了对降水演变过程的认识, 为研究降水演变规律提供了新的途径, 为检验数值模式对降水演变过程的模拟能力提供了新的评估标准. 要真正掌握降水形成和演变的物理过程, 提高对降水的预报预测能力, 应对降水演变过程不对称的机理开展更加深入的研究. 降水演变过程不对称的东西区域差异已经表明, 青藏高原以东、横断山脉和云贵高原的复杂地形对降水演变过程不对称应有重要影响.

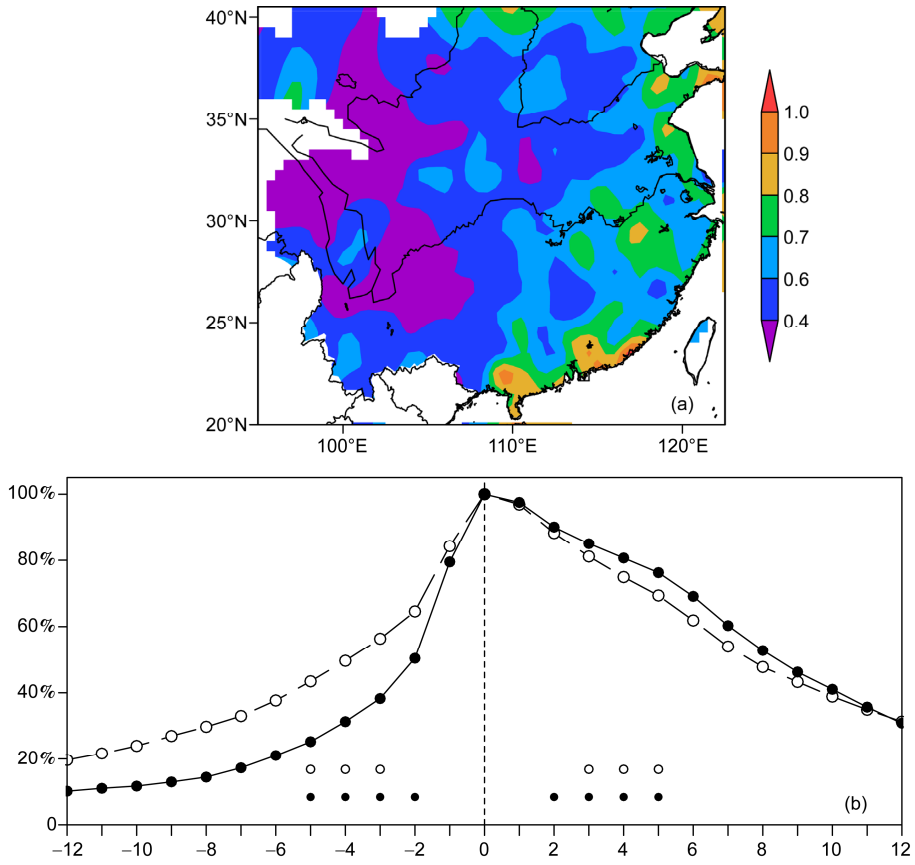

图 6　降水峰值出现在 14~02 时的持续性强降水的峰值前降水时间与降水峰值后时间之比的空间分布(a)以及降水峰值发生前(−)、后(+)12 小时内各个时刻的降水频次占峰值时刻频次的百分比(b)

(b)中实心圆实线(空心圆虚线)代表西部(东部)地区平均. 东西部地区峰值出现在 14~02 时的持续性强降水在峰值前后 12 小时的差异均通过 95%的信度检验, 且图中下部黑色圆点(空心圆)标示出西部(东部)地区中对峰值前后差异贡献超过 10%的时刻

另外, 对比张春山等人[26]给出的我国崩塌、滑坡、泥石流灾害危险性分布图(文中图 2 和 3)可知, 上述地质灾害多发于云南、贵州、四川和甘肃地区, 与本文中降水强不对称区域相对应. 两者的定量关系, 需要结合相关地质灾害的数据进行进一步分析. 但我国中西部地区这种强降水过程的显著不对称性应在滑坡、泥石流等地质灾害防御相关工作中给予高度关注.

参考文献

1　陶诗言. 中国之暴雨. 北京: 科学出版社, 1980
2　丁一汇. 1991 年江淮流域持续性特大暴雨研究. 北京: 气象出版社, 1993
3　李鲲, 徐幼平, 宇如聪, 等. 梅雨锋上三类暴雨特征的数值模拟比较研究. 大气科学, 2005, 29: 236–248
4　孙建华, 张小玲, 齐琳琳, 等. 2002 年中国暴雨试验期间一次低涡切变上发生发展的中尺度对流系统研究. 大气科学, 2004, 28: 675–691
5　崔春光. 强降水过程模式中尺度水汽初值的敏感性试验. 气象, 2000, 26: 3–7
6　Ding Y H, Zhang Q M, Hu G Q. Analysis of the large-scale circulation features and synoptic systems in East Asia during the intensive observation period of GAME/HUBEX. J Meteorol Soc Jpn, 2001, 79: 277–300
7　Chen T C, Wang S Y, Huang W R, et al. Variation of the East Asian summer monsoon rainfall. J Clim, 2004, 17: 744–762
8　Ding Y H, Chan J C. The East Asian summer monsoon: An overview. Meteorol Atmos Phys, 2005, 89: 117–142

9 陆日宇. 华北汛期降水量年际变化与赤道东太平洋海温. 科学通报, 2005, 50: 1131–1135
10 黄丹青, 朱坚, 况雪源. 江淮梅雨期各类持续性降水频数年代际尺度上的变异及其可能原因的探讨. 科学通报, 2008, 55: 3408–3415
11 Li W B, Wang D X, Lei T, et al. High-frequency atmospheric variability over South China Sea as depicted by TRMM and QuikSCAT. Acta Oceanol Sin, 2011, 30: 46–52
12 Trenberth K E, Dai A, Rasmussen R M, et al. The changing character of precipitation. Bull Amer Meteorol Soc, 2003, 84: 1205–1217
13 Zhai P, Zhang X, Wan H, et al. Trends in total precipitation and frequency of daily precipitation extremes over China. J Clim, 2005, 18: 1096–1108
14 李红梅, 周天军, 宇如聪. 近四十年我国东部盛夏日降水特性变化分析. 大气科学, 2008, 32: 358–370
15 Yu R C, Li J, Yuan W H, et al. Changes in characteristics of late-summer precipitation over eastern China in the past 40 years revealed by hourly precipitation data. J Clim, 2010, 23: 3390–3396
16 王夫常, 宇如聪, 陈昊明, 等. 我国西南部降水日变化特征分析. 暴雨灾害, 2011, 30: 117–121
17 Yu R C, Zhou T J, Xiong A, et al. Diurnal variations of summer precipitation over contiguous China. Geophys Res Lett, 2007, 34: L01704
18 Yin S Q, Chen D L, Xie Y. Diurnal variations of precipitation during the warm season over China. Int J Climatol, 2009, 29: 1154–1170
19 Li W B, Luo C, Wang D X, et al. Diurnal variations of precipitation over the South China Sea. Meteorol Atmos Phys, 2010,109: 33–46
20 Chen H M, Yu R C, Li J, et al. Why nocturnal long-duration rainfall presents an eastward-delayed diurnal phase of rainfall down the Yangtze River Valley. J Clim, 2010, 23: 905–917
21 Yu R C, Xu Y P, Zhou T J, et al. Relation between rainfall duration and diurnal variation in the warm season precipitation over central eastern China. Geophys Res Lett, 2007, 34
22 Yuan W H, Yu R C, Chen H M, et al. Subseasonal characteristics of diurnal variation in summer monsoon rainfall over central eastern China. J Clim, 2010, 23: 6684–6695
23 Li J, Yu R C, Yuan W H, et al. Changes in duration-related characteristics of late-summer precipitation over eastern China in the past 40 years. J Clim, 2011, 24: 5683–5690
24 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
25 Yu R C, Li J. Hourly rainfall changes in response to surface air temperature over eastern contiguous China. J Clim, 2012, 25: 6851–6861
26 张春山, 张业成, 张立海. 中国崩塌、滑坡、泥石流灾害危险性评价. 地质力学学报, 2004, 10: 27–32