

刘圣楠, 崔晓鹏. 2018. “碧利斯”(2006)暴雨过程降水强度和降水效率分析 [J]. 大气科学, 42 (1): 192–208. Liu Shengnan, Cui Xiaopeng. 2018. Diagnostic analysis of rate and efficiency of torrential rainfall associated with Bilis (2006) [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 42 (1): 192–208, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1704.17148.

“碧利斯”(2006)暴雨过程降水强度和降水效率分析

刘圣楠^{1,2} 崔晓鹏^{1,2,3}

1 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴重点实验室, 北京 100029

2 中国科学院大学, 北京 100049

3 南京信息工程大学气象灾害预报预警与评估协同创新中心, 南京 210044

摘 要 利用 2006 年第 4 号强热带风暴“碧利斯”登陆过程的高分辨率数值模拟资料, 结合三维地面降水诊断方程和降水效率公式, 研究了“碧利斯”登陆后引发的局地暴雨过程, 重点分析了此次局地暴雨过程的降水强度和降水效率及其与宏微观物理因子的联系。结果表明, 降水强度越强, 降水效率越高, 但两者并非一一对应的线性关系, 随着降水强度增大, 降水效率增高的趋势逐渐变缓; 伴随暴雨系统快速发展, 降水强度和降水效率均显著增强, 而主要降水源/汇项的时间变化要复杂得多; 暴雨发生前时段与发生时段降水物理过程存在显著差异, 发生前, 较明显的水汽辐合显著加湿局地大气, 并通过微物理转化支持降水云系发展, 液相水凝物辐合对降水云系快速发展贡献明显, 固相水凝物辐合贡献不显著, 较强的“云滴与雨滴碰并 (P_{racw})”微物理过程同液相水凝物明显辐合可能有直接关系, “霰融化造成雨滴增长 (P_{gmIt})”仅为 P_{racw} 的 27%, 发生时段, 进一步明显加强的水汽辐合依旧是主要降水来源, 而汇项发生了明显变化, 同时, 微物理转化过程与发生前比更活跃, 尤其是 P_{racw} 和 P_{gmIt} , 其中, P_{gmIt} 增强更明显, 其值接近 P_{racw} 的 50%。

关键词 降水强度 降水效率 局地暴雨过程 登陆热带气旋

文章编号 1006-9895(2018)01-0192-17

中图分类号 P444

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1704.17148

Diagnostic Analysis of Rate and Efficiency of Torrential Rainfall Associated with Bilis (2006)

LIU Shengnan^{1,2} and CUI Xiaopeng^{1,2,3}

1 Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

3 Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract By using high-resolution simulation data of Bilis (0604) and three-dimensional surface precipitation and precipitation efficiency (L_{SPE}) equations, precipitation rate (P_s) and L_{SPE} as well as their relations to macroscopic and microphysical factors were analyzed. The results show that L_{SPE} increases with P_s , but the relationship between them is not linear with one-to-one correspondence. With increased P_s , the increasing tendency of L_{SPE} slowed down gradually.

收稿日期 2017-04-21; 网络预出版日期 2017-04-25

作者简介 刘圣楠, 女, 1992 年出生, 硕士研究生, 主要从事热带气旋暴雨过程研究。E-mail: liushengnan@mail.iap.ac.cn

通讯作者 崔晓鹏, E-mail: xpcui@mail.iap.ac.cn

资助项目 国家重点基础研究发展计划 (973 计划) 项目 2015CB452804, 国家自然科学基金项目 41175056

Funded by National Basic Research Program of China (973 Program) (Grant 2015CB452804), National Natural Science Foundation of China (Grant 41175056)

Following the rapid development of the torrential rainfall system, both P_s and L_{SPE} increased distinctly, while temporal changes in the main source/sink terms of the surface rainfall were much more complicated. Physical processes associated with surface rainfall before the occurrence of the torrential rainfall differed a lot from those associated with the torrential rainfall. Before the occurrence, the water vapor convergence mainly moistened the local atmospheric column and also partially contributed to the development of the rainfall cloud system through microphysical processes. The convergence of liquid-phase hydrometeors contributed more to the rapid development of the rainfall cloud system compared to ice-phase hydrometeors. The strong microphysical process, i.e. “accretion of cloud water by rainwater (P_{racw})”, may be directly related to the distinct convergence of liquid-phase hydrometeors. The ratio of the microphysical processes, i.e. “melting of graupel (P_{gmlt})” to P_{racw} , was about 27%. During the heavy rainfall period, the distinctly enhanced moisture convergence was still the primary water vapor source for surface rainfall, but the sink terms for surface rainfall changed a lot. Meanwhile, microphysical conversion processes became more vigorous, especially P_{racw} and P_{gmlt} . The ratio of P_{gmlt} to P_{racw} was nearly 50%.

Keywords Surface rain rate, Precipitation efficiency, Local heavy precipitation event, Landfalling tropical cyclone

1 引言

热带气旋(尤其是登陆热带气旋),可引发大风、暴雨和风暴潮,对我国有显著影响(陈联寿和丁一汇,1979)。1975年,热带气旋“妮娜”登陆后引发的特大暴雨灾害是建国以来仅次于唐山地震的一次巨灾。近年来,我国年均约遭受9个登陆热带气旋袭击,居世界首位(端义宏等,2014),对经济建设、国防安全、人民生命和财产安全构成极大威胁,相关科研和预报水平的提高极其重要且迫切。热带气旋登陆过程涉及复杂的海—陆—气相互作用和多尺度相互作用,造成大风、暴雨、风暴潮等致灾因子的分布和强度呈现明显非对称性。相对于近年来不断进步的热带气旋路径预报水平而言,对热带气旋引发的上述致灾因子的预报能力明显不足;而与登陆热带气旋引发的大风和风暴潮相比,暴雨影响更大、更普遍。强降水不仅会引发洪涝,造成水库溃坝、农田淹没、水土流失和城市内涝等,还常会带来许多次生灾害,在山区极易诱发山洪、滑坡、泥石流等。鉴于此,国内、外众多气象学者一直长期致力于热带气旋(尤其是登陆热带气旋)暴雨过程的深入研究(Bosart and Dean, 1991; 丁治英和陈久康, 1995; 郑庆林等, 1996; Chen, 1998; 陈联寿和孟智勇, 2001; 雷小途和陈联寿, 2001; 冀春晓等, 2007; 赵坤等, 2007; Yu et al., 2009; Chen et al., 2010; 丛春华等, 2011),相关强降水(暴雨)的预报也一直是气象业务部门关注的重点。

降水过程研究中有两个十分重要的物理参数(降水强度和降水效率),加强对这两个关键参数

及其影响因子的认识对深入理解降水过程机理和提高相关预报水平均十分重要。降水强度指单位时间内的降水量(常以小时降水量表示),对定量降水估计和预报十分重要;降水效率(Braham, 1952; Heymsfield and Schotz, 1985; Li et al., 2002; Sui et al., 2005, 2007)定义为降水系统产生降水的效率,通常表示为降水量与降水源的比值。降水效率在天气学和气候学研究中均有十分重要的应用:例如,降水效率是数值模式众多积云参数化闭合假设的关键参数(Kuo, 1965, 1974; Fritsch and Chappell, 1980; Grell, 1993; Kain and Fritsch, 1993)和降水预报模型构建的关键因子(Doswell et al., 1996);同时,降水效率也是理解“云—气候”反馈过程十分重要的参数,其对全球暖化的响应是当前气候变化研究的一个关键方面(Lau and Wu, 2003)。

降水系统的发生、发展与水汽输送和动力辐合抬升、云水凝物输送和动力辐合、水物质相变潜热加热、陆面非均匀加热、地表蒸发等大气宏观热、动力过程紧密联系;但降水是由水汽凝结、冻结、水凝物碰并、冰相水凝物融化等云微物理过程直接产生的。降水是宏观热、动力过程与微观云物理过程复杂相互作用的结果。降水强度和降水效率受上述宏、微观物理过程的影响十分显著,其与宏、微观物理因子的联系十分复杂(Marks and Houze, 1987; Cui et al., 2003; Gao et al., 2005; Cui and Li, 2006; Cui, 2008; 崔晓鹏, 2009; Yang et al., 2011; 李琴等, 2014; Zhou et al., 2014; Huang and Cui, 2015a, 2015b; Huang et al., 2016; Peyrillé et al., 2016; Li et al., 2017)。经过众多国内、外气象学者

的长期共同努力,目前对登陆热带气旋暴雨降水强度和降水效率及其影响因子有了更为深入的理解和认识(Marks and Houze, 1987; Braun, 2006; Yang et al., 2008; Chen et al., 2010; Yang et al., 2011; 周冠博等, 2012; Huang et al., 2014; Ren and Cui, 2014; 汪亚萍等, 2015a, 2015b; Cui et al., 2015),相关进展一定程度上推动了登陆热带气旋暴雨预报能力的提升,但由于降水过程本身的复杂性,这方面的研究仍需深入,登陆热带气旋暴雨预报仍是巨大挑战。

本文在前人工作(Ren and Cui, 2014; Cui et al., 2015; 汪亚萍等, 2015a, 2015b)的基础上,继续选取影响巨大且灾情严重的登陆热带气旋“碧利斯”(2006)作为主要研究对象,利用其登陆过程的高分辨率数值模拟资料,结合三维地面降水诊断方程(Huang et al., 2016)和降水效率公式(Sui et al., 2007),围绕“碧利斯”登陆后引发的局地暴雨过程开展深入研究。重点分析局地暴雨过程降水强度和降水效率及其与宏、微观物理因子的联系,并尝试回答如下几个科学问题:(1)降水强度和降水效率与宏、微观物理因子有怎样的联系?(2)局地暴雨过程中,降水强度和降水效率及相关宏微观物理因子如何随时间演变?(3)局地暴雨发生前和发生时,降水强度和降水效率及相关物理因子有何不同?通过本文研究,进一步加深对登陆热带气旋暴雨降水强度和降水效率及其与宏微观物理因子关系的认识,为此类暴雨过程的理解和预报提供有益的参考。

本文第2部分首先对登陆热带气旋“碧利斯”及其高分辨率数值模拟结果、三维地面降水诊断方程和降水效率定义作简要介绍;第3部分利用高分辨率模拟资料以及三维地面降水诊断方程和降水效率公式,重点分析“碧利斯”登陆后引发的局地暴雨过程降水强度和降水效率及其与宏微、观物理因子的联系,并尝试回答上述三个科学问题;第4部分为总结和讨论。

2 登陆热带气旋“碧利斯”、数值模拟和研究方法简介

2.1 登陆热带气旋“碧利斯”简介

“碧利斯”于2006年7月9日在菲律宾以东洋面生成,13日晚间在台湾省宜兰登陆,北京时间14日12时50分(除特殊说明外,下文中所用时间

均为协调世界时)在福建省北部再次登陆。二次登陆后,受副热带高压和其北部陆地高压影响,环流缓慢减弱并继续向偏西方向移动,18日晚间在云南省东部减弱消散。“碧利斯”环流在陆地上维持了数天之久,受其影响,浙江、福建、湖南、江西和广东等省出现大暴雨和特大暴雨(戴竹君等, 2015),灾情重大(死亡和失踪800余人)。其中,受季风涌和“碧利斯”环流共同影响,在湖南、广东和江西三省交界附近地区引发明显的局地暴雨增幅(王黎娟等, 2013),本文重点关注这一局地暴雨增幅过程。

2.2 高分辨率数值模拟简介

Liu et al. (2016)利用WRF V3.5.1 (Skamarock et al., 2008)对“碧利斯”登陆及其带来的局地暴雨过程开展了高分辨率数值模拟。模拟采用三重单向嵌套网格,三个模拟区域(D01、D02和D03)的水平分辨率(区域覆盖面积)分别为27(10449×10449)、3(1785×1110)和1.5(991.5×775.5)公里(平方公里),模式垂直层次为29层。采用如下物理参数化方案:(i) Rapid Radiative Transfer Model 长波辐射方案(Mlawer et al., 1997)、(ii) Dudhia 短波辐射方案(Dudhia, 1989)、(iii) Goddard 微物理参数化方案(Tao et al., 1989)、(iv) Yonsei University 边界层方案(Hong et al., 2006)、(v) Unified Noah 陆面参数化方案(Chen and Dudhia, 2001)和(vi) KF 积云参数化方案(Kain, 2004),其中KF方案仅用于最外层网格(D01)。D01区域初始和边界条件利用NCEP/FNL再分析资料(空间分辨率为 1° 、时间分辨率6h)得到。三重网格积分时间如下:D01, 2006年7月14日00时至16日00时(共48小时);D02, 2006年7月14日06时至15日12时(共30小时);D03, 2006年7月14日12时至15日06时(共18小时)。三个模拟区域的范围和积分时段均完全涵盖了本文重点关注的局地暴雨落区范围和持续时间。此外,为研究所需,模式除了WRF标准输出外,还在最内层区域(D03)输出了云微物理过程转化项以及与三维地面降水诊断方程有关的各项。

利用中国气象局上海台风研究所最佳路径资料、国家级雨量观测站观测资料(中国大陆约2400个站,时间分辨率为1h)以及NCEP/FNL再分析资料,对模拟的“碧利斯”路径、强度、高低空环流和降水开展了详细验证(Liu et al., 2016)。结果

表明,模式较好地模拟再现了“碧利斯”移动路径、最低海平面气压的时间演变以及高低空环流特征和时间变化;尤其是,模式很好地模拟再现了“碧利斯”二次登陆后引发的湖南、广东、江西三省交界附近地区的局地暴雨增幅过程(图1),在两个内层区域(D02、D03),模拟和观测的局地暴雨过程具有相同的起始时刻和持续时间(2006年7月14日18时至15日06时,图略)以及相近的落区分布(图1)。由于较粗水平分辨率影响(27公里),最外层区域(D01)对上述局地暴雨增幅过程模拟效果不如D02和D03,但D01很好地模拟再现了引发此次局地暴雨增幅过程的大尺度环境条件,这对D02和D03区域中局地暴雨增幅过程的成功模拟至关重要。具体数值模拟方案设计及模拟验证参见Liu et al. (2016),本文分析工作将主要基于上述D03区域(水平分辨率为1.5 km,时间分辨率1 h)的高分辨率模拟资料来开展。

2.3 三维地面降水诊断方程和降水效率

基于WRF模式的三维地面降水诊断方程(Huang et al., 2016):

$$P_s = Q_{WVL} + Q_{WVA} + Q_{WVE} + Q_{WVD} + Q_{CLL} + Q_{CLA} + Q_{CLD} + Q_{CIL} + Q_{CIA} + Q_{CID}, \quad (1)$$

其中, P_s 为小时降水强度; Q_{WVL} 、 Q_{WVA} 、 Q_{WVE} 和 Q_{WVD} 分别为垂直积分水汽局地变化率的负值、垂直积分的三维水汽通量辐合/辐散率、地表蒸发率和垂直积分的三维水汽耗散率; Q_{CLL} (Q_{CIL})、 Q_{CLA} (Q_{CIA}) 和 Q_{CLD} (Q_{CID}) 分别为垂直积分液相(固相)云水凝物局地变化率的负值、垂直积分的三维液相(固相)云水凝物通量辐合/辐散率和垂直积分的三维液相(固相)云水凝物耗散率。 $Q_{WVL} > 0$ ($Q_{WVL} < 0$) 代表局地大气变干(增湿), $Q_{WVA} > 0$ ($Q_{WVA} < 0$) 代表来自垂直积分大气柱外部的水汽通量辐合(辐散), $Q_{WVE} > 0$ 代表地表蒸发; $Q_{CLL} > 0$ ($Q_{CLL} < 0$) 代表局地液相水凝物(云滴和雨滴)减少(增多), $Q_{CLA} > 0$ ($Q_{CLA} < 0$) 代表来自垂直积分大气柱外部的液相水凝物通量辐合(辐散); $Q_{CIL} > 0$ ($Q_{CIL} < 0$) 代表局地固相水凝物(冰晶、雪、霰等)减少(增多), $Q_{CIA} > 0$ ($Q_{CIA} < 0$) 代表来自垂直积分大气柱外部的固相水凝物通量辐合(辐散)。方程各项具体表达式和物理意义参见Huang et al. (2016)。

参考Sui et al. (2007),大尺度降水效率(L_{SPE})定义为

$$L_{SPE} = \frac{P_s}{\sum_{i=1}^{10} H(Q_i) Q_i}, \quad (2)$$

式中, $(Q_1, Q_2, Q_3, Q_4, Q_5, Q_6, Q_7, Q_8, Q_9, Q_{10}) = (Q_{WVL}, Q_{WVA}, Q_{WVD}, Q_{WVE}, Q_{CLL}, Q_{CLA}, Q_{CLD}, Q_{CIL}, Q_{CIA}, Q_{CID})$, 符号函数:

$$H(Q_i) = \begin{cases} 1, & Q_i > 0, \\ 0, & Q_i \leq 0, \end{cases} \quad (3)$$

其中, L_{SPE} 为大尺度降水效率, 方程(2)右侧分子为小时降水强度 P_s , 分母包含了公式(1)中所有可能的降水源 ($Q_i > 0$)。

3 局地暴雨降水强度和降水效率与宏、微观物理因子的联系

由局地暴雨区模式网格点上 L_{SPE} 和 P_s 的关系盒须图(图2, 利用模式所有输出时刻、所有网格点上计算得到的物理量作为统计样本, 针对不同降水强度分档, 开展盒须图统计分析; 图3~5统计样本来源与此相同, 即所有输出时刻、所有网格点上的物理量)可见, L_{SPE} 的平均值位于9%~40%之间。总体上, 降水强度越强, 降水效率越高; 但降水强度与降水效率并非一一对应的线性关系。降水强度小于 20 mm h^{-1} 时, 平均降水效率最低(约9%); 降水强度大于 20 mm h^{-1} 时, 平均降水效率显著增强(大于33%)。随着降水强度增大, 降水效率增高的趋势逐渐变缓, 体现出降水效率变化的复杂性。由公式(2), 降水效率与降水强度和降水源均有关: 降水强度越强, 降水源一般越大; 但由于降水汇(例如, 局地大气增湿、局地水凝物含量增长、雨滴蒸发等过程)的明显变化, 导致并不是所有的可用降水源均能转化为地面降水。尤其是, 在暴雨过程初始云系发展建立阶段, 大尺度水汽辐合(主要降水来源)除部分最终转化成地面降水之外, 还有一部分存留在局地大气中(造成大气增湿; 同时, 通过云微物理过程转化为云水凝物, 造成水凝物含量增长, 降水云系发展, 以云的形式存留在大气当中), 导致暴雨过程初始云系发展阶段较小的降水强度以及较低的降水效率。这可以一定程度上解释图2中较弱降水强度与较强降水强度之间的显著降水效率差异。而当降水云系发展到强盛阶段后, 降水强度显著增强, 大量水汽以及云水凝物通过复杂的微物理过程转化为地面降水(Ren and Cui, 2014; Cui et al., 2015), 降水效率也明显增高。值得指出的是, 降水

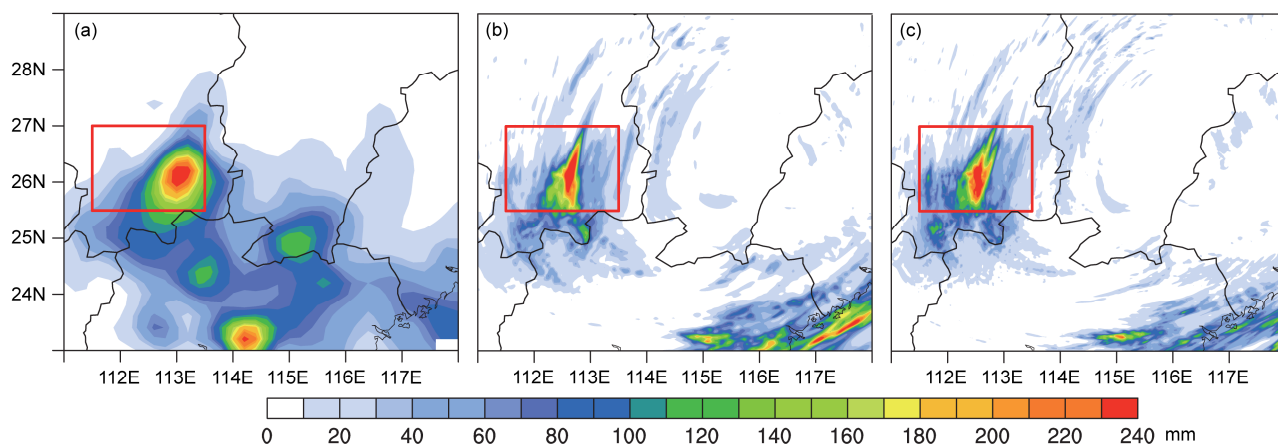


图1 (a) 观测和 (b) D02 及 (c) D03 区域模拟的 12 小时 (2006 年 7 月 14 日 18 时至 15 日 06 时) 累积降水量 (单位: mm)。红色框所示区域为本文重点关注的局地暴雨区

Fig. 1 (a) Observed and simulated (b: D02, c: D03) 12-h (from 1800 UTC 14 July to 0600 UTC 15 July 2006) accumulated precipitation (units: mm). The red rectangular boxes indicate the local heavy rainfall region, which is the main study area of the present paper

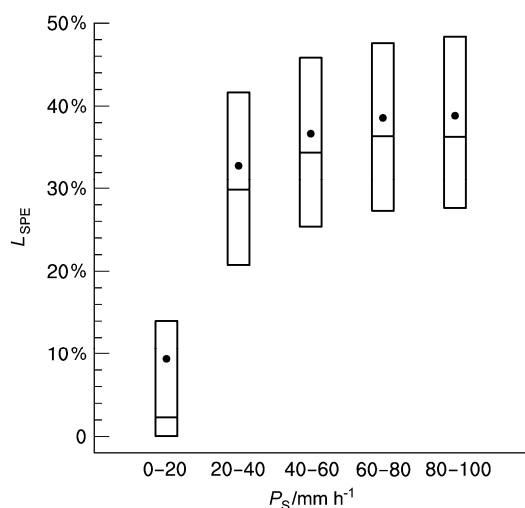


图2 D03 区域模拟的 2006 年 7 月 14 日 13 时至 15 日 06 时局地暴雨区 (图 1 中红框所示区域) P_s (小时降水强度) 和 L_{SPE} (大尺度降水效率) 关系盒须图。盒子最高点代表 75% 分位数, 最低点代表 25% 分位数, 盒子中的黑色实线和实心圆点分别代表中位数和平均值

Fig. 2 Box plot of the relation between simulated (D03) P_s (Hourly precipitation rate) and L_{SPE} (Large-scale precipitation efficiency) in the local heavy rainfall region (indicated by the red rectangular box in Fig. 1) from 1300 UTC 14 July to 0600 UTC 15 July 2006. The uppermost borders of boxes denote the 75% percentile and the lowermost borders denote the 25% percentile; medians and mean values denoted by short black solid lines in boxes and solid dots, respectively

云系发展和降水强度增强是一个动态变化过程, 上述分析讨论了此动态过程中不同时段的主要特征。

以往大量研究已经揭示出水汽辐合和对流有效位能对降水过程的重要作用 (陶诗言, 1980);

此外, 冰水云比值 (C_R) 也与降水过程有着密切的联系 (Sui and Li, 2005)。下面进一步细致分析此次登陆热带气旋局地暴雨过程中, P_s 和 L_{SPE} 与这些降水相关宏观物理因子 (三维水汽辐合/辐散率 Q_{WVA} 、对流有效位能 C_{APE} 和冰水云比值 C_R) 之间的具体联系 (图 3)。水汽辐合对降水 (尤其是强降水) 至关重要 (陶诗言, 1980)。随降水强度增强, 三维水汽通量辐合率 (正值 Q_{WVA}) 也显著增强 (图 3a1); 受季风环流和“碧利斯”环流共同影响 (Ren and Cui, 2014), 局地暴雨区周边的水汽向暴雨区显著输送, 并在暴雨区辐合抬升, 形成最主要的水汽来源, 最终使地面降水增强 (P_s 增大)。值得指出的是, 负值 Q_{WVA} (三维水汽通量辐散率) 在图 3a1 中也有一定分布 (尤其是降水相对较弱时); 结合公式 (1), 说明在降水区总体水汽辐散情形下, 其他可能的降水源 (例如, 局地大气变干和地面蒸发等) 亦可造成较弱降水。 Q_{WVA} 随降水效率的变化表现出先增大后减小的特征 (图 3a2), 最大值出现在 L_{SPE} 处于 30%~40% 之间时。对于大气降水过程而言, 水汽辐合增强, 降水强度一般会显著增强; 但降水效率变化更为复杂 (非一一对应线性关系, 并且 Q_{WVA} 分布的离散度较大)。较高的降水效率 (例如, 60% 以上) 对应着相对较弱的平均辐合强度, 形成较弱的降水强度, 这进一步说明降水强度与降水效率不具有——对应的线性关系 (图 2)。对流有效位能 (C_{APE}) 可描述局地大气的不稳定程度, 是对流触发的重要物理参数之一。一般认为, C_{APE}

值越大,越有利于强对流和强降水天气的发生,而伴随强降水发生,不稳定能量释放, C_{APE} 值往往逐渐减小。此次局地暴雨过程中(图 3b1、3b2),伴随降水强度增大,平均 C_{APE} 先减小后增大(图 3b1);

而伴随降水效率增长,平均 C_{APE} 基本上单调递减(图 3b2)。降水强度较强($80\sim 100\text{ mm h}^{-1}$)时,平均 C_{APE} 值最大,这可能与此档强降水格点数相对弱降水格点数显著偏少,造成统计结果离散度

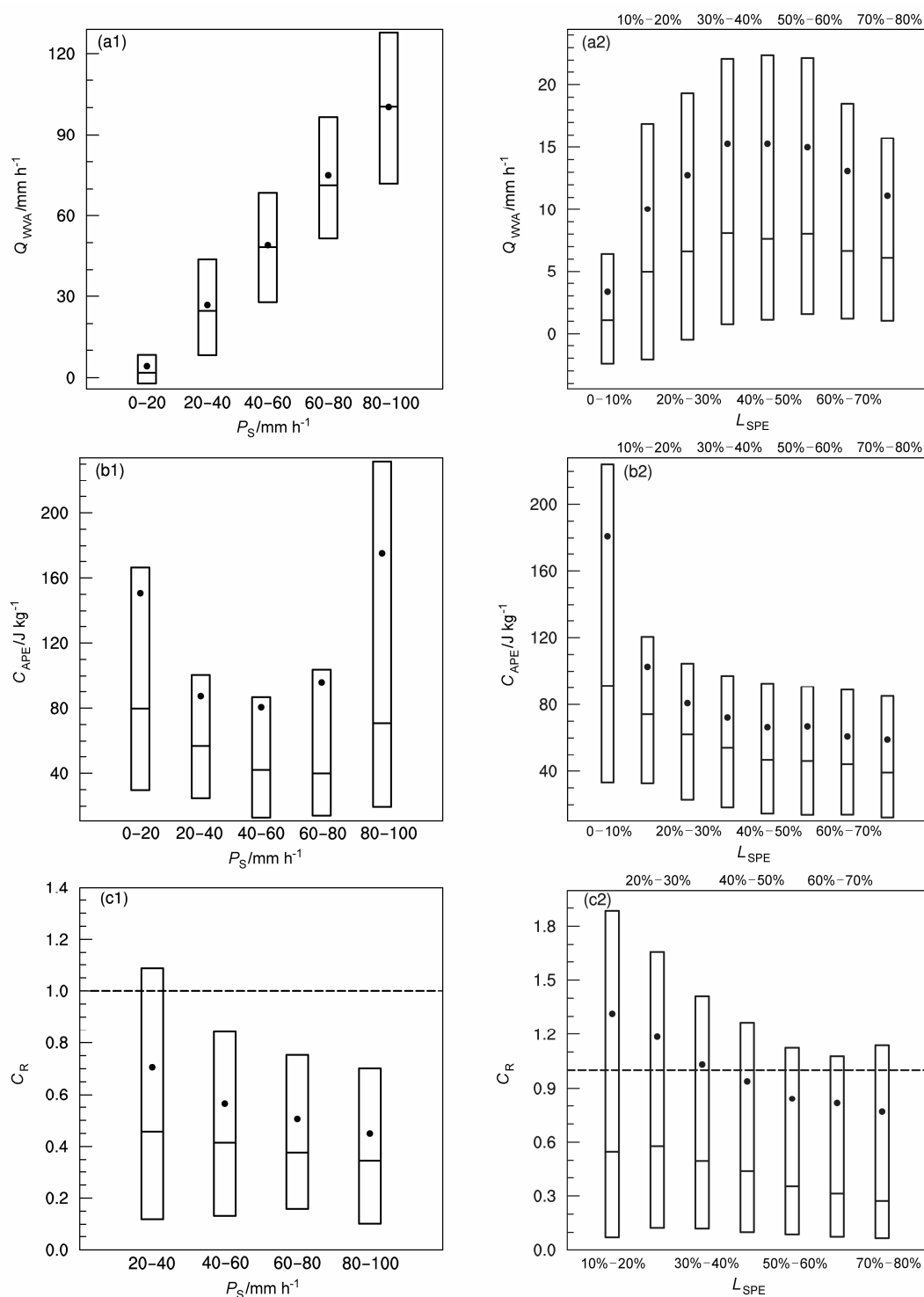


图3 同图2, 但为 Q_{WVA} (垂直积分的三维水汽通量辐合/辐散率)、垂直积分的对流有效位能(C_{APE})和 C_R (固相水凝物/液相水凝物)与 P_s (左)和 L_{SPE} (右)的关系盒须图

Fig. 3 As in Fig. 2, but for the relations between Q_{WVA} (vertically integrated 3D flux convergence/divergence rate of moisture), C_{APE} (vertically-integrated convective available potential energy), C_R (ratio of ice-phase to liquid-phase hydrometeors) and P_s (left), L_{SPE} (right)

大有一定关系。而其较低的中位数一定程度上体现了伴随强降水发生, C_{APE} 值逐渐减小的特征。冰水云比值(C_R)可描述对流发展的旺盛程度(Sui and Li, 2005)。此次局地暴雨过程中, 平均 C_R 均随降水强度和降水效率的增大而减小(图 3c1、3c2)。一定程度上说明, 伴随降水过程发展, 前期旺盛发展的对流云逐渐因强降水的发生而崩塌, 造成平均 C_R 伴随降水强度和降水效率逐渐减小, 同时也间接表明冰云(固相水凝物)在此次暴雨过程中应该起到了重要作用(Ren and Cui, 2014; Cui et al., 2015)。

以往研究(Ren and Cui, 2014; Cui et al., 2015)指出, 此次局地暴雨过程中, 雨滴形成存在两个主要的云微物理来源: 雨滴与云滴碰并造成雨滴增长(P_{racw})和霰粒子融化成雨滴(P_{gmIt})。本文统计分析发现(图 4a、c), 平均 P_{racw} 和 P_{gmIt} 均随降水强

度增大而增长, 但 P_{racw} 的单调递增更为明显, 这与以往研究发现(Cui et al., 2015)相一致。而平均 P_{racw} 和 P_{gmIt} 随降水效率的变化更为复杂(图 4b、d): 总体上均先增大后略有减小, 与图 3a2 中平均 Q_{WVA} 随降水效率的变化相似。结合不同降水效率分档中 P_{racw} 、 P_{gmIt} 和 Q_{WVA} 分布的较大离散度, 进一步说明了降水效率变化同时受降水源和降水汇影响的复杂性。

由公式(1)和(2)可见, 降水强度和降水效率除了与水汽辐合(Q_{WVA})有关, 还与 Q_{WVL} 、 Q_{CLL} 、 Q_{CLA} 、 Q_{CIL} 、 Q_{CIA} 的变化相关(Q_{WVD} 、 Q_{CLD} 和 Q_{CID} 量级与其他项相比显著偏小, 可忽略不计)。此次局地暴雨过程中, 平均 Q_{WVL} 和 Q_{CLL} 随降水强度显著增长, 揭示出局地大气变干(正值 Q_{WVL})和液相水凝物减少(正值 Q_{CLL})对降水强度增大的明显正贡献(图 5a1、b1); 而两者随降水效率的变化(图

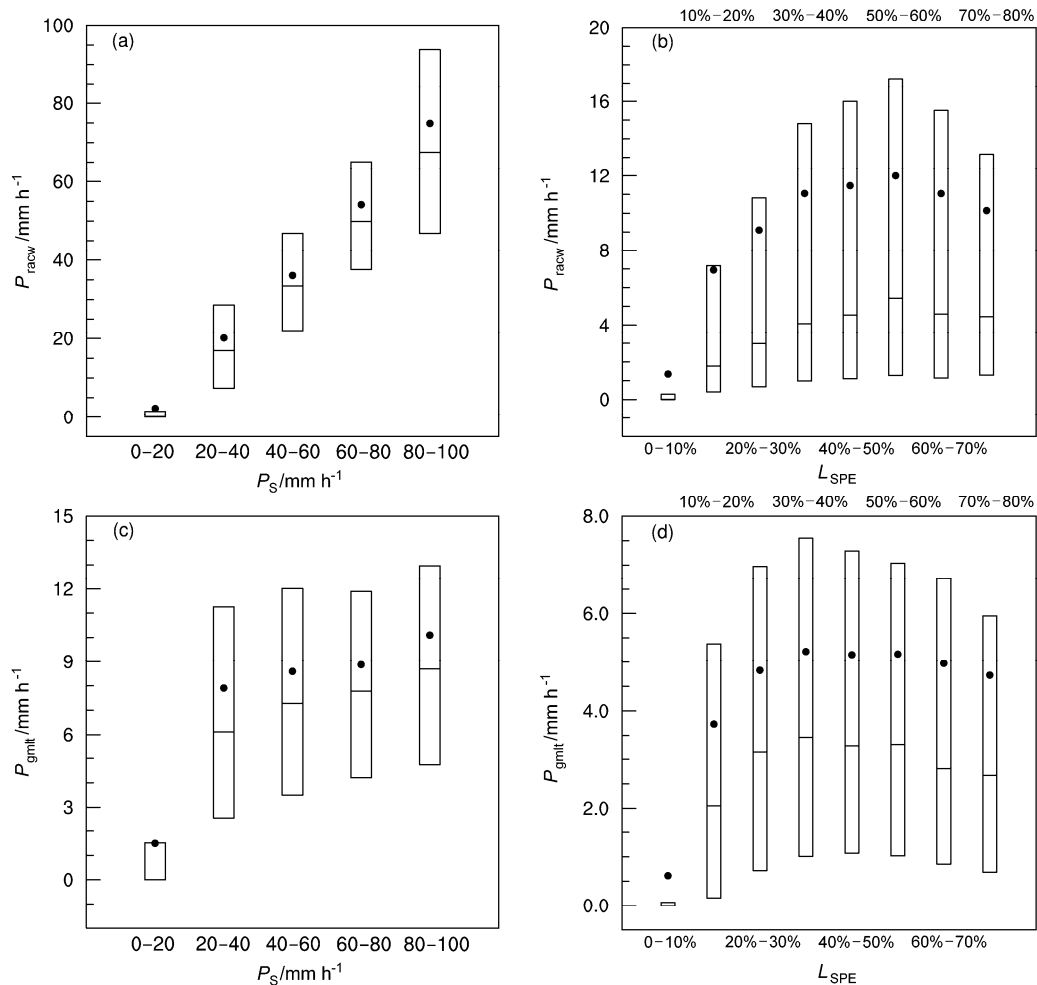


图4 同图2, 但为垂直积分的 P_{racw} 和 P_{gmIt} 与 P_s 和 L_{SPE} 的关系盒须图

Fig. 4 As in Fig. 2, but for the relations between vertically-integrated P_{racw} (accretion of cloud water by rainwater)/ P_{gmIt} (melting of graupel) and P_s/L_{SPE}

5a2、b2) 同样与图 3a2 中 Q_{WVA} 随降水效率的变化类似, 进一步说明了降水来源和降水汇共同影响下, 降水效率变化的复杂性。平均 Q_{CIL} (固相水凝物局

地变化的负值) 随降水强度和降水效率的变化 (图 5d1、d2) 与液相水凝物相比不明显; 但固相水凝物的辐合/辐散 (Q_{CIA}) 同液相水凝物辐合/辐散

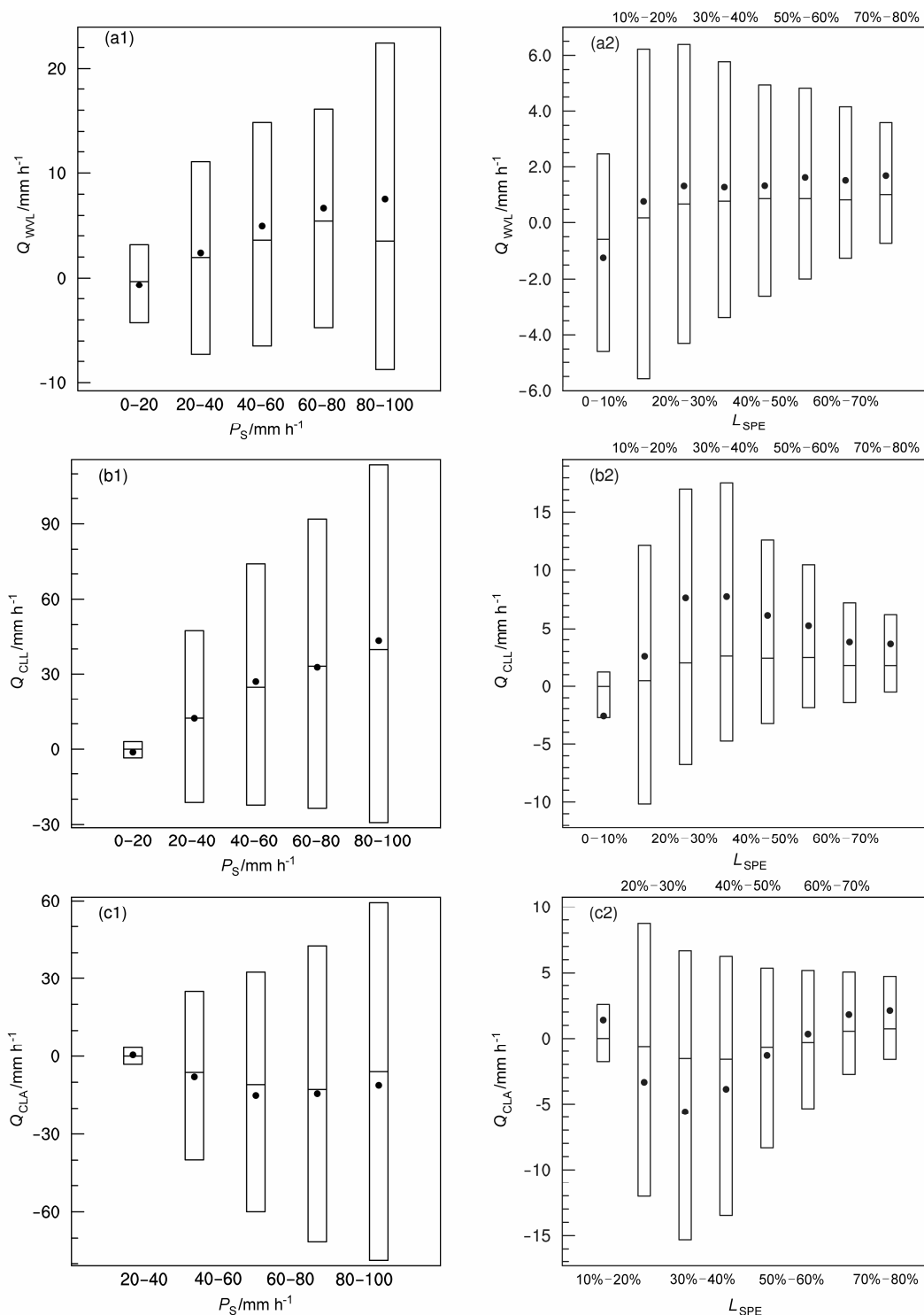


图5 同图2, 但为 (a1、a2) Q_{WVL} 、(b1、b2) Q_{CIL} 、(c1、c2) Q_{CLA} 、(d1、d2) Q_{CIL} 和 (e1、e2) Q_{CIA} 与 P_s 和 L_{SPE} 的关系盒须图

Fig. 5 As in Fig. 2, but for the relations between (a1, a2) Q_{WVL} (vertically integrated negative local change rate of water vapor), (b1, b2) Q_{CIL} (vertically integrated negative local change rate of liquid-phase hydrometeors), (c1, c2) Q_{CLA} (vertically integrated 3D flux convergence/divergence rate of liquid-phase hydrometeors), (d1, d2) Q_{CIL} (vertically integrated negative local change rate of ice-phase hydrometeors), (e1, e2) Q_{CIA} (vertically integrated 3D flux convergence/divergence rate of ice-phase hydrometeor) and P_s/L_{SPE}

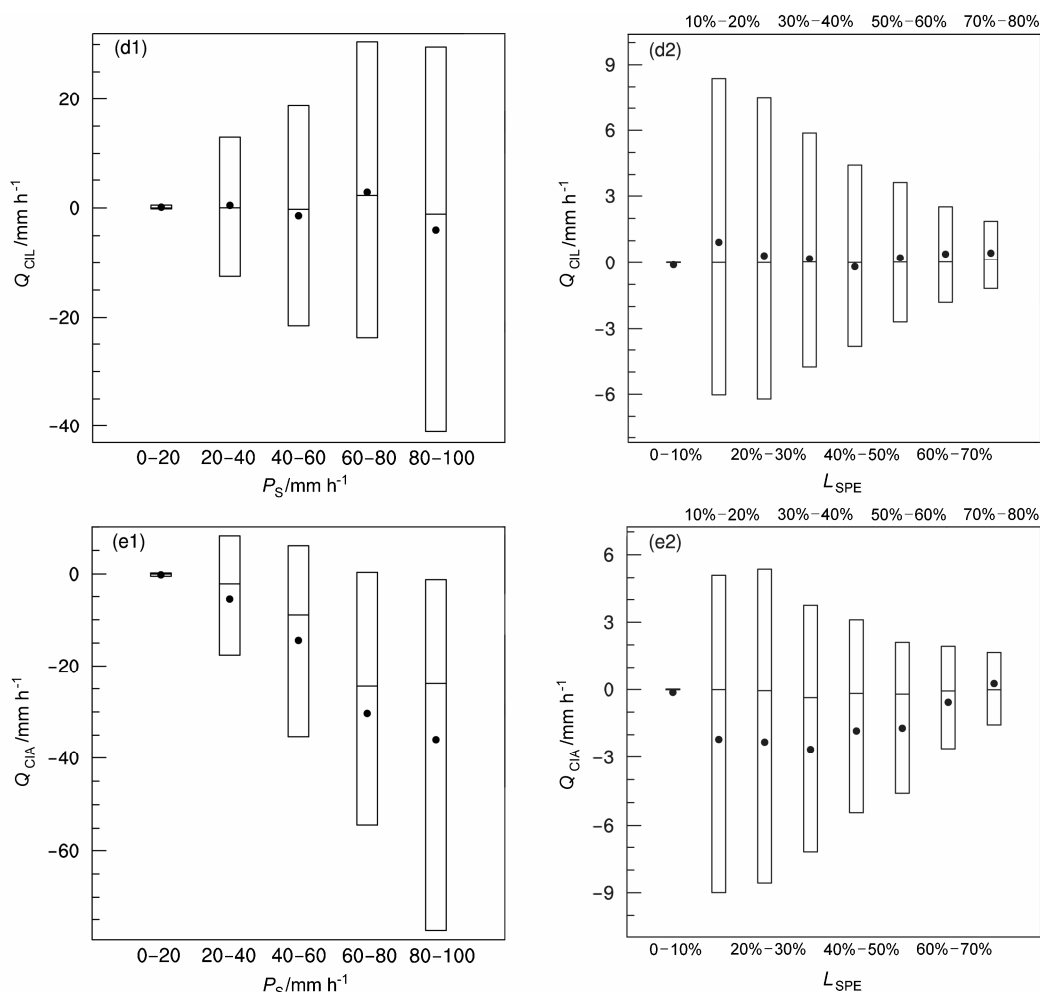


图5 (续)

Fig. 5 (Continued)

(Q_{CLA}) 相似, 伴随降水强度和降水效率均存在显著变化 (图 5e1、e2、c1 和 c2), 对降水过程有明显影响, 相关动力学机制已在 (Liu et al., 2016) 中细致揭示。与上述各项相比, 地面蒸发率 (Q_{WVE}) 量级显著小 (图略)。对于此次局地暴雨过程而言, 由于较短的降水时间、较小的降水区域 (图 1) 和云系对太阳辐射的遮蔽作用等原因, 地面蒸发影响不显著。

值得说明的是, 上述分析可以一定程度上揭示降水强度和降水效率与各种宏微观物理因子的联系, 但具体机制的揭示需要通过考察上述关系伴随降水进程的时间演变来细致研究。

4 局地暴雨过程中降水强度和降水效率及相关宏、微观物理因子的时间演变

此次局地暴雨过程中, 平均降水强度与降水效

率随时间的变化趋势相似 (图 6, 利用模式不同输出时刻所有网格点上计算得到的物理量作为该时刻的统计样本, 开展盒须图统计分析; 图 7~8 统计样本来源与此相同, 即不同输出时刻所有网格点上的物理量)。伴随局地降水系统的快速发展, 降水强度和降水效率均显著增强, 说明强降水时段具有更高的降水效率; 后期强降水时段, 两者分布离散程度的显著加大主要归因于局地暴雨区不同模式格点上, 由不同的降水源与降水汇所导致的明显不同的 P_S 和 L_{SPE} 数值, 这在一定程度上说明了强对流降水格点的局地性和非均匀分布特征。

与降水强度和降水效率时间变化 (图 6) 相比, 公式 (1) 右端各主要降水源/汇项 (Q_{WVL} 、 Q_{WVA} 、 Q_{WVE} 、 Q_{CCL} 、 Q_{CLA} 、 Q_{CIL} 和 Q_{CIA}) 随时间的变化 (图 7) 要复杂得多。地面蒸发 (图 7g) 依旧量级最小, 但仍清晰体现出地面蒸发强度的日变化特征: 15 日

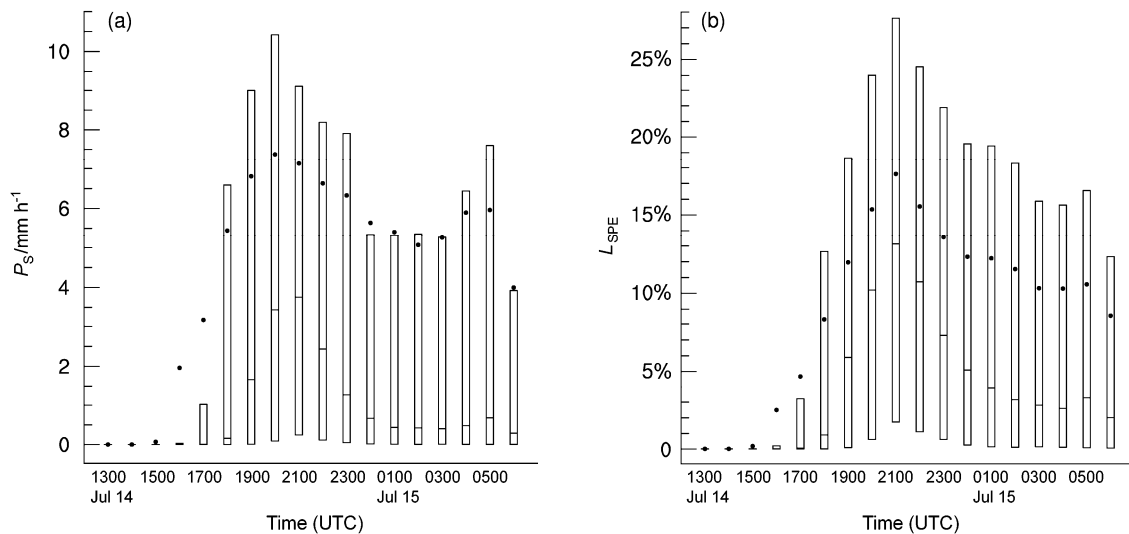


图6 D03区域模拟的2006年7月14日13时至15日06时局地暴雨区 (a) P_s 和 (b) L_{SPE} 随时间变化的盒须图。盒子最高点代表75%分位数，最低点代表25%分位数，盒子内的黑色实线和实心圆点分别代表中位数和平均值

Fig. 6 Time series of box plots of the simulated (D03) (a) P_s and (b) L_{SPE} in the local heavy rainfall region from 1300 UTC 14 July to 0600 UTC 15 July 2006. The uppermost borders of boxes denote the 75% percentile and the lowermost borders denote the 25% percentile; medians and mean values are denoted by short black solid lines in boxes and solid dots, respectively

06时（即北京时间15日14时），地面蒸发强度最强。其他几项中， Q_{WVA} 量级最大（图7b），对降水强度贡献也最明显，峰值略超前于降水强度（图6a），体现了暴雨系统初始发展阶段的强烈水汽辐合；同时，其不同时刻分布的较大离散度以及明显的负值 Q_{WVA} （水汽辐散），也揭示出降水过程影响因素众多的复杂特征。此次局地暴雨过程降水云系初始发展阶段，负值 Q_{WVL} 最显著（图7a）；此时段，受季风涌和“碧利斯”环流共同影响，水汽强烈输送辐合（Ren and Cui, 2014），但由于降水系统处于云系发展建立阶段，降水强度不强，而辐合来的大量水汽显著加湿了暴雨区局地大气（负值 Q_{WVL} ）。此外，暴雨过程中，液相（水云）和固相（冰云）水凝物变化均对降水有重要贡献（Ren and Cui, 2014; Cui et al., 2015; Liu et al., 2016）。相比较而言，降水系统初始发展阶段，局地暴雨区液相水凝物更多来源于暴雨区外向暴雨区的动力辐合（正值 Q_{CLA} ，图7d），造成液相水凝物含量增加（负值 Q_{CLL} ，图7c）；而固相水凝物（图7e、f）则更多来源于局地云微物理转化，两者共同支持此次局地强降水云系的发展和建立。后期，由于暴雨区高层固相水凝物向外辐散以及伴随强降水发生大量雨滴降落地面等原因（Liu et al., 2016）， Q_{CLL} 、 Q_{CLA} 、 Q_{CIL} 和 Q_{CIA} 出现显著正负变化（图7c-f）。上述分

析初步揭示出大尺度动力过程、云尺度动力过程和微物理过程在此次局地暴雨中的复杂作用，相关机制（尤其是云尺度动力和微物理过程对暴雨系统建立和发展的复杂作用）值得深入研究。

此次局地暴雨过程中， P_{racw} 和 P_{gmilt} 平均值随时间的变化（图8a、b）与 Q_{WVA} 的时间变化（图7b）相似，并均与图6a中平均地面降水率（ P_s ）的时间变化有显著相关。 P_{racw} 和 P_{gmilt} 是此次局地暴雨过程中雨滴的主要云微物理来源项（Ren and Cui, 2014; Cui et al., 2015）。融化层下，云滴与雨滴的显著碰并（ P_{racw} ）造成雨滴含量明显增长；而融化层之上霰粒子的融化（ P_{gmilt} ）同样对雨滴的增长有明显正贡献。细致分析发现（图8a、b）， P_{racw} 和 P_{gmilt} 量级略有不同， P_{racw} 总体上强于 P_{gmilt} ，说明云滴与雨滴的碰并过程更为显著，对降水强度的贡献更大。此外，不同时刻模式格点上上述两者分布的离散度均较大，而两者平均值均明显高于中位数，参考以往研究（Cui et al., 2015）可以猜测，较大的平均值应该主要来源于数量较少但降水强度较大的模式格点。相比较而言， P_{racw} 平均值总体上均高于暴雨区75%分位数格点的 P_{racw} （图8a），尤其是主降水峰值后期（图6a）；而 P_{gmilt} 平均值总体上均高于50%分位数（即中位数）格点的 P_{gmilt} ，但与75%分位数格点的 P_{gmilt} 值相比或高或低（图8b）。

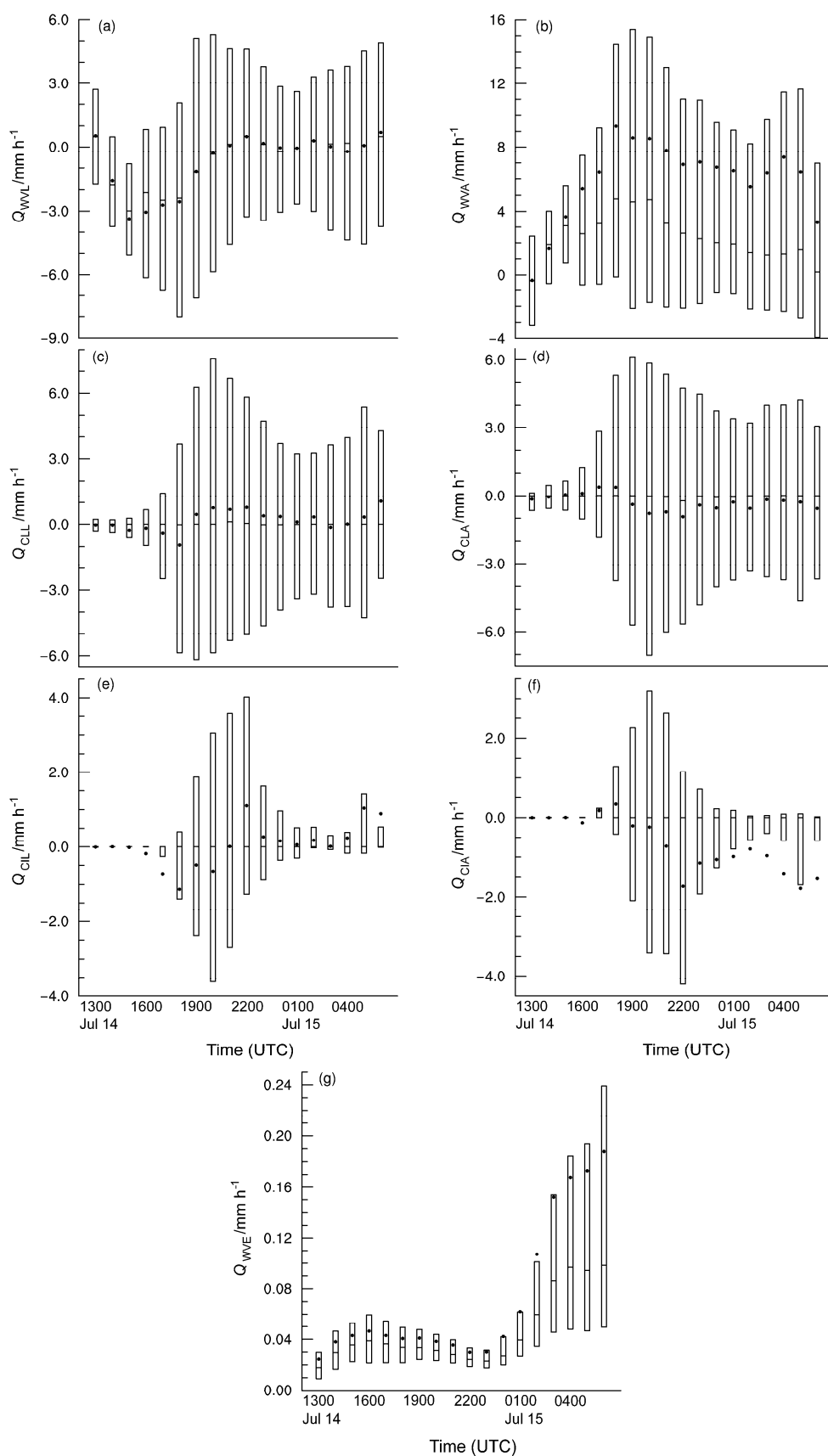


图7 同图6, 但为 (a) Q_{WVL} 、(b) Q_{WVA} 、(c) Q_{CLL} 、(d) Q_{CLA} 、(e) Q_{CIL} 、(f) Q_{CIA} 和 (g) Q_{WVE} 随时间变化的盒须图

Fig. 7 As in Fig. 6, but for time series of box plots of (a) Q_{WVL} , (b) Q_{WVA} , (c) Q_{CLA} , (d) Q_{CLL} , (e) Q_{CLA} , (f) Q_{CIL} , and (g) Q_{WVE} (surface evaporation rate)

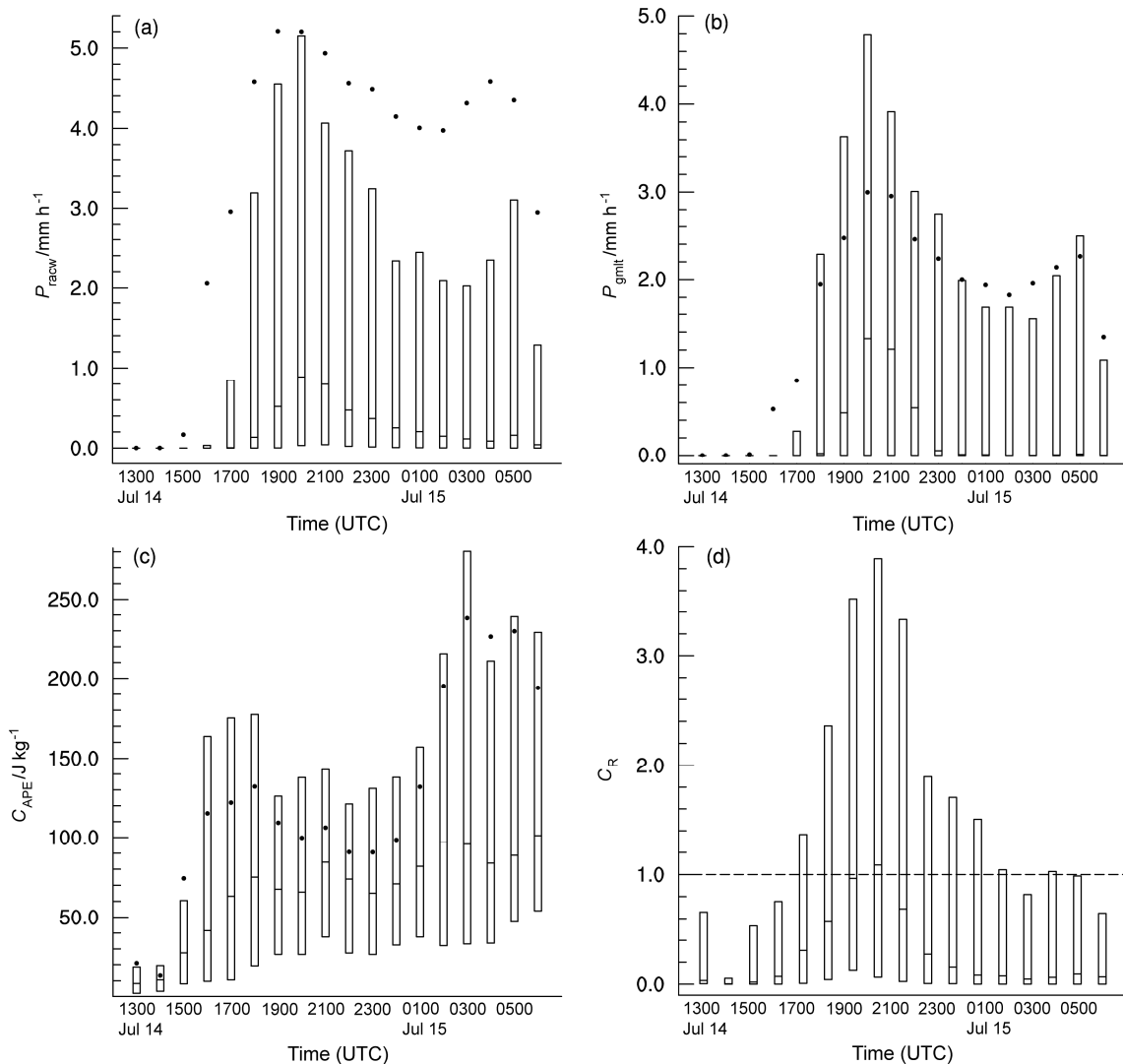


图 8 同图 6，但为垂直积分的 (a) P_{racw} 、(b) P_{gmlt} 、(c) C_{APE} 和 (d) C_R 随时间变化的盒须图

Fig. 8 As in Fig. 6, but for time series of box plots of vertically-integrated (a) P_{racw} , (b) P_{gmlt} , (c) C_{APE} (vertically-integrated convective available potential energy), and (d) C_R (ratio of ice-phase to liquid-phase hydrometeors)

这从侧面暗示强降水格点上 P_{racw} 值与 P_{gmlt} 值相比可能更高 (Cui et al., 2015)，具体机理值得另文详细研究。 C_{APE} 平均值的两个峰值 (图 8c) 总体上均超前于降水峰值 (图 6a)，说明强降水之前有显著的不稳定能量累积，而伴随强降水的发生，不稳定能量得到释放。值得指出的是，暴雨过程后期，虽然降水强度与之前主峰值相比明显较弱 (图 6a)，但平均 C_{APE} 却显著高于前期时段 (图 8c)，这与此次局地暴雨时段内持续的显著上升运动 (Liu et al., 2016 中图 5) 造成低层暖湿空气的持续辐合 (图 7b) 可能有一定关系。此外，后期地表蒸发率的增强 (图 7g) 可能也有一定影响，具体机制需要未来借助敏

感性数值试验来具体揭示。冰水云比值 (C_R) 的变化 (图 8d) 与降水强度变化 (图 6a) 相似。降水强度主峰值时段，较大数量模式格点的 C_R 值大于 1 (图 8d)，体现出此次暴雨过程明显的深对流特征，可能由于个别格点异常高 C_R 值的影响， C_R 平均值明显高于 75% 分位数格点的 C_R 值，统计意义不大，故未绘制和分析。

5 局地暴雨发生前和发生时段物理量对比分析

由局地暴雨发生前 (14 日 15~17 时) 和发生时段 (14 日 18 时至 15 日 06 时) 暴雨区 (图 1 红

表 1 局地暴雨发生前(14 日 15~17 时)和发生时段(14 日 18 时至 15 日 06 时)暴雨区(图 1 红框所示区域)区域和时间平均的物理量(P_s 、 L_{SPE} 、 Q_{WVL} 、 Q_{WVA} 、 Q_{WVE} 、 Q_{WVD} 、 Q_{CLL} 、 Q_{CLA} 、 Q_{CLD} 、 Q_{CIL} 、 Q_{CIA} 、 Q_{CID} 以及与雨滴相关的云微物理转化率)对比,其中,物理量列表中括号中数值为实际物理量值,括号外数值为将该时段 P_s 设为 100 后,物理量的相对数值;与雨滴相关的云微物理转化率物理含义参见表 2

Table 1 Comparisons of regionally and temporally averaged physical quantities (P_s , L_{SPE} , Q_{WVL} , Q_{WVA} , Q_{WVE} , Q_{WVD} , Q_{CLL} , Q_{CLA} , Q_{CLD} , Q_{CIL} , Q_{CIA} , Q_{CID} and raindrop-related microphysical conversion rates) before the occurrence of the local heavy rainfall (from 1500 UTC to 1700 UTC 14 July) and during the heavy rainfall period (from 1800 UTC 14 July to 0600 UTC 15 July). Values in brackets represent absolute magnitudes of the physical quantities and values outside represent relative magnitudes of physical quantities when setting P_s to 100. Physical descriptions of the raindrop-related microphysical conversion rates are presented in Table 2

平均时段	物理量			
局地暴雨发生前 (14 日 15~17 时)	$P_s = 100$ (0.65 mm h ⁻¹)	$Q_{CLL} = -29.99$ (-0.19 mm h ⁻¹)	$P_{racw} = 103.75$ (0.67 mm h ⁻¹)	$-P_{iacr} = -1.20$ (0.01 mm h ⁻¹)
	$L_{SPE} = 20.2\%$	$Q_{CLA} = 24.03$ (0.16 mm h ⁻¹)	$P_{gmli} = 28.43$ (0.18 mm h ⁻¹)	$-D_{gacr} = -2.21$ (0.01 mm h ⁻¹)
	$Q_{WVL} = -343.23$ (-2.22 mm h ⁻¹)	$Q_{CLD} = -0.41$ (-0.00 mm h ⁻¹)	$Q_{sacr} = 0.25$ (0.00 mm h ⁻¹)	$-P_{sacr} = -7.58$ (0.05 mm h ⁻¹)
	$Q_{WVA} = 461.88$ (2.99 mm h ⁻¹)	$Q_{CIL} = -20.79$ (-0.13 mm h ⁻¹)	$P_{raut} = 0.05$ (0.00 mm h ⁻¹)	$-P_{gfr} = -1.12$ (0.01 mm h ⁻¹)
	$Q_{WVD} = -1.45$ (-0.01 mm h ⁻¹)	$Q_{CIA} = 4.80$ (0.03 mm h ⁻¹)	$Q_{gacr} = 3.45$ (0.02 mm h ⁻¹)	$-W_{gacr} = 1.51$ (0.01 mm h ⁻¹)
	$Q_{WVE} = 5.11$ (0.03 mm h ⁻¹)	$Q_{CID} = 0.04$ (0.00 mm h ⁻¹)	$P_{smli} = 2.90$ (0.02 mm h ⁻¹)	$-E_m = -22.87$ (-0.15 mm h ⁻¹)
局地暴雨发生时 段 (14 日 18 时至 15 日 06 时)	$P_s = 100$ (4.92 mm h ⁻¹)	$Q_{CLL} = 0.12$ (0.01 mm h ⁻¹)	$P_{racw} = 77.15$ (3.80 mm h ⁻¹)	$-P_{iacr} = -0.56$ (0.03 mm h ⁻¹)
	$L_{SPE} = 79.1\%$	$Q_{CLA} = -2.97$ (-0.15 mm h ⁻¹)	$P_{gmli} = 37.27$ (1.83 mm h ⁻¹)	$-D_{gacr} = -1.79$ (0.09 mm h ⁻¹)
	$Q_{WVL} = -6.58$ (-0.32 mm h ⁻¹)	$Q_{CLD} = -0.16$ (-0.01 mm h ⁻¹)	$Q_{sacr} = 0.16$ (0.01 mm h ⁻¹)	$-P_{sacr} = -7.82$ (0.39 mm h ⁻¹)
	$Q_{WVA} = 123.03$ (6.06 mm h ⁻¹)	$Q_{CIL} = 1.28$ (0.06 mm h ⁻¹)	$P_{raut} = 0.02$ (0.00 mm h ⁻¹)	$-P_{gfr} = -0.81$ (0.04 mm h ⁻¹)
	$Q_{WVD} = -0.15$ (-0.01 mm h ⁻¹)	$Q_{CIA} = -16.53$ (-0.81 mm h ⁻¹)	$Q_{gacr} = 2.03$ (0.10 mm h ⁻¹)	$-W_{gacr} = 2.76$ (0.14 mm h ⁻¹)
	$Q_{WVE} = 1.98$ (0.10 mm h ⁻¹)	$Q_{CID} = -0.01$ (-0.00 mm h ⁻¹)	$P_{smli} = 5.32$ (0.26 mm h ⁻¹)	$-E_m = -9.76$ (-0.48 mm h ⁻¹)

框所示区域)区域和时间平均的各物理量统计(表 1)来看,局地暴雨显著增幅发生前(14 日 15~17 时)降水强度较弱(0.65 mm h⁻¹),降水效率也仅为 20.2%;而局地暴雨显著增幅发生时(14 日 18 时至 15 日 06 时),降水强度(4.92 mm h⁻¹)和降水效率(79.1%)均显著增强(表 1)。说明伴随显著降水增幅的发生,降水系统的总体效率也明显增强,其中,降水强度增强为发生前的约 7.57 倍,而降水效率约增大为发生前的 4 倍。伴随强烈水汽辐合的降水系统局地快速组织化发展是增幅的主要原因。

增幅发生前、后的降水过程存在明显差异。发生前较明显的水汽辐合($Q_{WVA}=2.99$ mm h⁻¹,为本时段地面降水强度 P_s 的 4.6 倍)除了用于地面降水(P_s)之外,更主要用于显著加湿暴雨区局地大气($Q_{WVL}=-2.22$ mm h⁻¹);同时,通过云微物理转化过程帮助局地暴雨降水云系快速发展($Q_{CIL}=-0.13$ mm h⁻¹, $Q_{CLL}=-0.19$ mm h⁻¹),为之后局地暴雨增幅的发生做好了充分准备(表 1)。值得注意的是,与本文前面分析结果一致(图 7),此次局地暴雨过程一个明显特点:液相水凝物局地辐合($Q_{CLA}=0.16$ mm h⁻¹)对降水云系的快速发展有明显贡献,其变率约占液相水凝物局地增长率($Q_{CLL}=-0.19$ mm h⁻¹)

的 84%;而固相水凝物辐合率($Q_{CIA}=0.03$ mm h⁻¹)仅占相应局地增长率($Q_{CIL}=-0.13$ mm h⁻¹)的 23%。这与前人关于四川局地暴雨过程的研究结果(Huang et al., 2016)明显不同,两者动力结构的差异可能是主要原因之一(Liu et al., 2016)。此次暴雨个例的降水云系是在登陆减弱的热带气旋“碧利斯”环流云系内局地发展建立起来的。暴雨区外,热带气旋环流云系丰沛的液相水凝物借助垂直运动激发的大气局地辐合,向暴雨区显著辐合,十分有利于暴雨系统的快速发展以及之后暴雨增幅的发生;由于此时段在降水系统尚未完全建立起来时,水汽辐合显著加湿局地大气,导致降水效率明显偏低。降水由云微物理过程直接产生,从此时段与雨滴相关的主要云微物理转化率(表 1、表 2)来看,雨滴碰并云滴增长($P_{racw}=0.67$ mm h⁻¹)是最主要的雨滴来源项,这与此次暴雨过程降水云系快速发展建立阶段,暴雨区外液相水凝物向暴雨区的明显辐合(Q_{CLA})可能有直接的关系。此外,固相水凝物霰粒子融化造成雨滴增长($P_{gmli}=0.18$ mm h⁻¹),也是雨滴增长主要来源之一,但此时段其转化率(P_{gmli})仅为 P_{racw} 的 27%;雨滴蒸发($-E_m=-0.15$ mm h⁻¹)是此时段雨滴的主要汇项。

表 2 表 1 中与雨滴相关的云微物理转化率物理含义
Table 2 Physical descriptions of the raindrop-related microphysical conversion rates in Table 1

雨滴相关的主要云微物理转化率	物理含义
P_{racw}	雨滴碰并云滴造成雨滴增长
P_{gm1t}	霰融化造成雨滴增长
Q_{sacw}	雪碰并云滴转化成雨滴
P_{raut}	云滴自动转化成雨滴
Q_{gacw}	霰碰并云滴转化成雨滴
P_{sm1t}	雪融化造成雨滴增长
P_{iacr}	云冰粘附雨滴造成雪或霰增长
D_{gacr}	霰碰并雨滴干增长
P_{sacr}	雪碰并雨滴生成雪或霰
P_{gfr}	雨滴冻结成霰
W_{gacr}	霰碰并雨滴湿增长
E_m	雨滴蒸发

注: $S_{qr}=(Q_{sacw}+P_{raut}+P_{racw}+Q_{gacw}+P_{sm1t}+P_{gm1t})-(P_{iacr}+D_{gacr}+P_{sacr}+P_{gfr}+W_{gacr}+E_m)$ 。 S_{qr} 表示雨滴收支; 等式右边第一个括号里表示雨滴的源, 第二个括号里表示雨滴的汇。

局地暴雨发生时段(14 日 18 时至 15 日 06 时)的降水过程与发生前显著不同(表 1)。此时段伴随快速发展强盛的局地降水系统, 水汽辐合依旧是主要降水来源项, 并进一步明显加强 ($Q_{WVA}=6.06 \text{ mm h}^{-1}$, 约为发生前的 2 倍); 而汇项发生了明显变化, 除了主要用于显著增强的地面降水 ($P_s=4.92 \text{ mm h}^{-1}$) 之外, 还有一部分通过转化成固相水凝物, 并由发展强盛的深对流降水系统高层以固相水凝物形式辐散出暴雨区 ($Q_{CIA}=-0.81 \text{ mm h}^{-1}$)。而发生前时段明显的局地大气增湿过程 ($Q_{WVL}=-2.22 \text{ mm h}^{-1}$) 在此时段显著减弱 ($Q_{WVL}=-0.32 \text{ mm h}^{-1}$)。此时段, 降水系统处于强盛阶段, 降水源(主要是水汽辐合)主要用于地面降水 P_s , 降水效率显著升高 ($L_{SPE}=79.1\%$)。从雨滴相关的主要云物理转化率来看(表 1), 此时段, 各种云微物理转化过程与发生前时段相比更为活跃, 尤其是 P_{racw} (3.80 mm h^{-1} , 约为发生前的 5.67 倍) 和 P_{gm1t} (1.83 mm h^{-1} , 约为发生前的 10 倍), 两者是此时段雨滴的主要云微物理来源(Ren and Cui, 2014)。值得注意的是, 此时段由于深对流降水系统的强盛发展, P_{gm1t} 显著增强, 转化率接近 P_{racw} 的 50%; 此时段, 雨滴蒸发 ($-E_m=-0.48 \text{ mm h}^{-1}$) 依然是雨滴的主要汇项, 且强度较发生前时段增强。

6 结论与讨论

本文利用 2006 年强热带风暴“碧利斯”登陆过程的高分辨率数值模拟资料, 结合三维地面降水

诊断方程和降水效率公式, 深入细致研究了“碧利斯”登陆后引发的局地暴雨过程。重点分析了此次局地暴雨过程的降水强度和降水效率及其与各种宏、微观物理因子的联系, 以及上述关联随暴雨过程进程的变化, 揭示了相关可能物理机制, 得到如下主要结论:

(1) 总体上, 降水强度越强, 降水效率越高, 但两者并非一一对应的线性关系; 随着降水强度增大, 降水效率增高的趋势逐渐变缓, 体现出降水效率变化的复杂性。随降水强度增强, 三维水汽通量辐合率(正值 Q_{WVA})显著增强; 但其随降水效率的变化表现出先增大后减小的特征。局地大气变干(正值 Q_{WVL})和液相水凝物减少(正值 Q_{CLL})对降水强度有明显正贡献, 而两者随降水效率的变化更为复杂。相比较而言, 固相水凝物局地变化与降水强度和降水效率关系不明显; 地面蒸发率(Q_{WVE})影响同样不显著。伴随降水强度和降水效率增大, 对流有效位能(C_{APE})和冰水云比值(C_R)整体上均呈现减小趋势。伴随强降水过程, 对流有效位能得以释放, 旺盛的对流云系也因强降水的发生而逐渐崩塌。雨滴两个主要来源项(雨滴与云滴碰并造成雨滴增长 P_{racw} 和霰粒子融化成雨滴 P_{gm1t})均随降水强度增大而增长, 且 P_{racw} 的单调递增更为明显; 而 P_{racw} 和 P_{gm1t} 随降水效率的变化显现出降水效率同时受降水源和降水汇影响的复杂性。

(2) 伴随局地降水系统的快速发展, 降水强度和降水效率均显著增强, 强降水时段具有更高的降水效率。与之相比, 地面降水方程中主要降水源/汇项(Q_{WVL} 、 Q_{WVA} 、 Q_{WVE} 、 Q_{CLL} 、 Q_{CLA} 、 Q_{CIL} 和 Q_{CIA})的时间变化要复杂得多。 Q_{WVA} 量级最大, 对降水强度贡献最明显, 但其不同时刻分布的较大离散度以及明显的负值(水汽辐散), 揭示出降水过程影响因素众多的复杂特征。降水云系初始发展阶段, 局地大气加湿(负值 Q_{WVL})最显著。暴雨区液相水凝物更多来源于暴雨区外向暴雨区的动力辐合(正值 Q_{CLA}); 而固相水凝物则更多来源于云微物理转化, 两者共同支撑强降水云系的发展和建立。 P_{racw} 和 P_{gm1t} 随时间的变化与 Q_{WVA} 相似, 均与降水强度变化显著相关, 而 P_{racw} 对降水强度贡献更大。降水强度峰值时段, 大于 1 的 C_R 值体现出此次暴雨过程明显的深对流特征。

(3) 局地暴雨发生前和发生时段区域和时间平均的各物理量对比显示, 与发生前时段相比, 发生

时段降水强度和降水效率均显著增强,但发生前、后的降水过程存在显著差异。发生前,较明显的水汽辐合除用于地面降水之外,更主要用于显著加湿暴雨区局地大气,并通过云微物理转化过程帮助降水云系快速发展。液相水凝物局地辐合对降水云系快速发展有明显贡献,固相水凝物辐合贡献不显著。暴雨区外,热带气旋环流云系丰沛的液相水凝物借助垂直运动激发的局地辐合,有利于暴雨系统的快速发展。较强的 P_{racw} 与上述液相水凝物明显辐合可能有直接关系;雨滴另外一个主要来源项 (P_{gmlt}) 仅为 P_{racw} 的 27%。暴雨发生时段,进一步明显加强的水汽辐合依旧是主要降水来源,而汇项发生了明显变化。局地大气增湿过程显著减弱。降水来源除了用于显著增强降水之外,还有一少部分以固相水凝物形式从暴雨区高层辐散出去,上述过程共同导致暴雨发生时段降水效率显著升高。此外,云微物理转化过程与发生前时段相比更为活跃,尤其是 P_{racw} 和 P_{gmlt} , 并且 P_{gmlt} 增强更为明显,其值接近 P_{racw} 的 50%。

需要说明的是,本文针对一次登陆热带气旋局地暴雨过程,研究揭示了降水强度和降水效率与宏观物理因子的可能联系以及上述关联在局地暴雨发展过程中的演变特征和可能机制,并揭示了局地暴雨增幅发生前与发生时段降水强度和降水效率变化的总体特征与机理。所得结论有助于加深对此类局地暴雨过程的理解和认识。未来工作可延续本文的思路,继续利用高分辨率数值模式,结合三维地面降水诊断方程和降水效率定义,选取更多个例开展深入分析,以便进一步深化和延展本文所取得的认识。同时,也可以利用本文类似方法以及其他有效方法,针对热带气旋登陆前环流中的局地暴雨过程,以及其他类型暴雨过程展开深入研究,以便揭示不同类型暴雨地面降水过程特征、降水效率特点和相关机制,为大气降水过程机理的深入认识以及暴雨预报提供有益的参考。

参考文献 (References)

- Bosart L F, Dean D B. 1991. The Agnes rainstorm of June 1972: Surface feature evolution culminating in inland storm redevelopment [J]. *Wea. Forecasting*, 6 (4): 515–537, doi:10.1175/1520-0434(1991)006<0515:TAROJS>2.0.CO;2.
- Braham Jr R R. 1952. The water and energy budgets of the thunderstorm and their relation to thunderstorm development [J]. *J. Meteor.*, 9 (4): 227–242, doi:10.1175/1520-0469(1952)009<0227:TWAEB>2.0.CO;2.
- Braun S A. 2006. High-resolution simulation of Hurricane Bonnie (1998). Part II: Water budget [J]. *J. Atmos. Sci.*, 63 (1): 43–64, doi:10.1175/JAS3609.1.
- Chen F, Dudhia J. 2001. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 129 (4): 569–585, doi:10.1175/1520-0493(2001)129<0569:CAALSH>2.0.CO;2.
- Chen L S. 1998. Decay after landfall [R]. WMO/TD, 875: 1–5.
- 陈联寿, 丁一汇. 1979. 西太平洋台风概论 [M]. 北京: 科学出版社, 51.
- Chen Lianshou, Ding Yihui. 1979. Introduction to the Western Pacific Typhoon (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 51.
- 陈联寿, 孟智勇. 2001. 我国热带气旋研究十年进展 [J]. *大气科学*, 25 (3): 420–432.
- Chen Lianshou, Meng Zhiyong. 2001. An overview on tropical cyclone research progress in China during the past ten years [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 25 (3): 420–432, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2001.03.11.
- Chen L S, Li Y, Cheng Z Q. 2010. An overview of research and forecasting on rainfall associated with landfalling tropical cyclones [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 27 (5): 967–976, doi:10.1007/s00376-010-8171-y.
- 丛春华, 陈联寿, 雷小途, 等. 2011. 台风远距离暴雨的研究进展 [J]. *热带气象学报*, 27 (2): 264–270.
- Cong Chunhua, Chen Lianshou, Lei Xiaotu, et al. 2011. An overview on the study of tropical cyclone remote rainfall [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 27 (2): 264–270, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2011.02.016.
- Cui X P. 2008. A cloud-resolving modeling study of diurnal variations of tropical convective and stratiform rainfall [J]. *J. Geophys. Res.*, 113 (D2): D02113, doi:10.1029/2007JD008990.
- 崔晓鹏. 2009. 地面降水诊断方程对降水过程的定量诊断 [J]. *大气科学*, 33 (2): 375–387.
- Cui Xiaopeng. 2009. Quantitative diagnostic analysis of surface rainfall processes by surface rainfall equation [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 33 (2): 375–387, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2009.02.15.
- Cui X P, Gao S T, Wu G X. 2003. Up-sliding slantwise vorticity development and the complete vorticity equation with mass forcing [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 20 (5): 825–836, doi:10.1007/BF02915408.
- Cui X P, Li X F. 2006. Role of surface evaporation in surface rainfall processes [J]. *J. Geophys. Res.*, 111 (D17): D17112, doi:10.1029/2005JD006876.
- Cui X P, Wang Y P, Yu H. 2015. Microphysical differences with rainfall intensity in severe tropical storm Bilis [J]. *Atmospheric Science Letters*, 16 (1): 27–31, doi:10.1002/asl2.515.
- 戴竹君, 王黎娟, 管兆勇, 等. 2015. 热带风暴“Bilis”(0604)暴雨增幅前后的水汽输送轨迹路径模拟 [J]. *大气科学*, 39 (2): 422–432.
- Dai Zhujun, Wang Lijuan, Guan Zhaoyong, et al. 2015. Simulation of water vapor transport paths before and after increased rainstorms from tropical storm Bilis (0604) [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 39 (2): 422–432, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1404.13340.
- 丁治英, 陈久康. 1995. 有效位能和冷空气活动与台风暴雨增幅的研究 [J]. *热带气象学报*, 11 (1): 80–85.
- Ding Zhiying, Chen Jiukang. 1995. A study of relationship between enhancement of typhoon rain and available potential energy and cold air [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 11 (1): 80–85.

- Doswell III C A, Brooks H E, Maddox R A. 1996. Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology [J]. *Wea. Forecasting*, 11 (4): 560–581, doi:10.1175/1520-0434(1996)011<0560:FFFAIB>2.0.CO;2.
- 端义宏, 陈联寿, 梁建茵, 等. 2014. 台风登陆前后异常变化的研究进展 [J]. *气象学报*, 72 (5): 969–986. Duan Yihong, Chen Lianshou, Liang Jianyin, et al. 2014. Research progress in the unusual variations of typhoons before and after landfalling [J]. *Acta Meteor. Sinica* (in Chinese), 72 (5): 969–986, doi:10.11676/qxxb2014.085.
- Dudhia J. 1989. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46 (20): 3077–3107, doi:10.1175/1520-0469(1989)046<3077:NSOCOD>2.0.CO;2.
- Fritsch J M, Chappell C F. 1980. Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: Convective parameterization [J]. *J. Atmos. Sci.*, 37 (8): 1722–1733, doi:10.1175/1520-0469(1980)037<1722:NPOCDM>2.0.CO;2.
- Gao S T, Cui X P, Zhou Y S, et al. 2005. Surface rainfall processes as simulated in a cloud-resolving model [J]. *J. Geophys. Res.*, 110 (D10): D10202, doi:10.1029/2004JD005467.
- Grell G A. 1993. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 121 (3): 764–787, doi:10.1175/1520-0493(1993)121<0764:PEOAU>2.0.CO;2.
- Heymsfield G M, Schotz S. 1985. Structure and evolution of a severe squall line over Oklahoma [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 113 (9): 1563–1589, doi:10.1175/1520-0493(1985)113<1563:SAEOAS>2.0.CO;2.
- Hong S Y, Noh Y, Dudhia J. 2006. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 134 (9): 2318–2341, doi:10.1175/MWR3199.1.
- Huang H L, Yang M J, Sui C H. 2014. Water budget and precipitation efficiency of typhoon Morakot (2009) [J]. *J. Atmos. Sci.*, 71 (1): 112–129, doi:10.1175/JAS-D-13-053.1.
- Huang Y J, Cui X P. 2015a. Dominant cloud microphysical processes of a torrential rainfall event in Sichuan, China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 32 (3): 389–400, doi:10.1007/s00376-014-4066-7.
- Huang Y J, Cui X P. 2015b. Moisture sources of torrential rainfall events in the Sichuan Basin of China during summers of 2009–13 [J]. *Journal of Hydrometeorology*, 16 (4): 1906–1917, doi:10.1175/JHM-D-14-0220.1.
- Huang Y J, Cui X P, Li X F. 2016. A three-dimensional WRF-based precipitation equation and its application in the analysis of roles of surface evaporation in a torrential rainfall event [J]. *Atmospheric Research*, 169: 54–64, doi:10.1016/j.atmosres.2015.09.026.
- 冀春晓, 薛根元, 赵放, 等. 2007. 台风 Rananim 登陆期间地形对其降水和结构影响的数值模拟试验 [J]. *大气科学*, 31 (2): 233–244. Ji Chunxiao, Xue Genyuan, Zhao Fang, et al. 2007. The numerical simulation of orographic effect on the rain and structure of typhoon Rananim during landfall [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 31 (2): 233–244, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2007.02.05.
- Kain J S. 2004. The Kain-Fritsch convective parameterization: An update [J]. *J. Appl. Meteor.*, 43 (1): 170–181, doi:10.1175/1520-0450(2004)043<0170:TKCPAU>2.0.CO;2.
- Kain J S, Fritsch J M. 1993. Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme [M]//Raymond D J, Emanuel K A. *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models*. US: American Meteorological Society, 165–177, doi:10.1007/978-1-935704-13-3_16.
- Kuo H L. 1965. On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection [J]. *J. Atmos. Sci.*, 22 (1): 40–63, doi:10.1175/1520-0469(1965)022<0040:OFAIOT>2.0.CO;2.
- Kuo H L. 1974. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow [J]. *J. Atmos. Sci.*, 31 (5): 1232–1240, doi:10.1175/1520-0469(1974)031<1232:FSOTPO>2.0.CO;2.
- Lau K M, Wu H T. 2003. Warm rain processes over tropical oceans and climate implications [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 30 (24): 2290, doi:10.1029/2003GL018567.
- 雷小途, 陈联寿. 2001. 热带气旋与中纬度环流系统相互作用的研究进展 [J]. *热带气象学报*, 17 (4): 452–461. Lei Xiaotu, Chen Lianshou. 2001. An overview on the interaction between tropical cyclone and mid-latitude weather systems [J]. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 17 (4): 452–461, doi:10.3969/j.issn.1004-4965.2001.04.015.
- Li H Q, Cui X P, Zhang D L. 2017. On the initiation of an isolated heavy-rain-producing storm near the central urban area of Beijing metropolitan region [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 145 (1): 181–197, doi:10.1175/MWR-D-16-0115.1.
- 李琴, 崔晓鹏, 曹洁. 2014. 四川地区一次暴雨过程的观测分析与数值模拟 [J]. *大气科学*, 38 (6): 1095–1108. Li Qin, Cui Xiaopeng, Cao Jie. 2014. Observational analysis and numerical simulation of a heavy rainfall event in Sichuan Province [J]. *Chinese J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 38 (6): 1095–1108, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1401.13255.
- Li X F, Sui C H, Lau K M. 2002. Precipitation efficiency in the tropical deep convective regime: A 2-D cloud resolving modeling study [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 80 (2): 205–212, doi:10.2151/jmsj.80.205.
- Marks Jr F D, Houze Jr R A. 1987. Inner core structure of hurricane Alicia from airborne Doppler radar observations [J]. *J. Atmos. Sci.*, 44 (9): 1296–1317, doi:10.1175/1520-0469(1987)044<1296:ICSOHA>2.0.CO;2.
- Mlawer E J, Taubman S J, Brown P D, et al. 1997. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave [J]. *J. Geophys. Res.*, 102 (D14): 16663–16682, doi:10.1029/97JD00237.
- Peyrillé P, Lafore J P, Boone A. 2016. The annual cycle of the West African monsoon in a two-dimensional model: Mechanisms of the rain-band migration [J]. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 142 (696): 1473–1489, doi:10.1002/qj.2750.
- Ren C P, Cui X P. 2014. The cloud-microphysical cause of torrential rainfall amplification associated with Bilis (0604) [J]. *Science China Earth Sciences*, 57 (9): 2100–2111, doi:10.1007/s11430-014-4884-6.
- Skamarock W C, Klemp J B, Dudhia J, et al. 2008. A description of the advanced research WRF version 3 [R]. NCAR Tech. Note NCAR/TN-475+STR, doi:10.5065/D68S4MVH.
- Sui C H, Li X F. 2005. A tendency of cloud ratio associated with the development of tropical water and ice clouds [J]. *TAO*, 16 (2): 419–434, doi:10.3319/TAO.2005.16.2.419(A).
- Sui C H, Li X F, Yang M J. 2007. On the definition of precipitation efficiency [J]. *J. Atmos. Sci.*, 64 (12): 4506–4513, doi:10.1175/2007JAS2332.1.

- Sui C H, Li X F, Yang M J, et al. 2005. Estimation of oceanic precipitation efficiency in cloud models [J]. *J. Atmos. Sci.*, 62 (12): 4358–4370, doi:10.1175/JAS3587.1.
- 陶诗言. 1980. 中国之暴雨 [M]. 北京: 科学出版社, 255pp. Tao Shiyan. 1980. Heavy Rainfall in China (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 255pp.
- Tao W K, Simpson J, McCumber M. 1989. An ice-water saturation adjustment [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 117 (1): 231–235, doi:10.1175/1520-0493(1989)117<0231:AIWSA>2.0.CO;2.
- 王黎娟, 任晨平, 崔晓鹏, 等. 2013. “碧利斯”暴雨增幅高分辨率数值模拟及诊断分析 [J]. *大气科学学报*, 36 (2): 147–157. Wang Lijuan, Ren Chenping, Cui Xiaopeng, et al. 2013. High-resolution numerical simulation and diagnostic analysis of rainfall amplification of Bilis (0604) [J]. *Trans. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 36 (2): 147–157, doi:10.3969/j.issn.1674-7097.2013.02.003.
- 汪亚萍, 崔晓鹏, 任晨平, 等. 2015a. “碧利斯”(0604)暴雨过程不同类型降水云微物理特征分析 [J]. *大气科学*, 39 (3): 548–558. Wang Yaping, Cui Xiaopeng, Ren Chenping, et al. 2015a. Cloud microphysical characteristics of different precipitation types in Bilis (0604) torrential rainfall events [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 39 (3): 548–558, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1408.14135.
- 汪亚萍, 崔晓鹏, 冉令坤, 等. 2015b. 动力因子对 2006 “碧利斯”台风暴雨的诊断分析 [J]. *大气科学*, 39 (4): 747–756. Wang Yaping, Cui Xiaopeng, Ran Lingkun, et al. 2015b. Diagnosis of dynamical parameters in torrential rain associated with typhoon “Bilis” in 2006 [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 39 (4): 747–756, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1411.14184.
- Yang M J, Zhang D L, Huang H L. 2008. A modeling study of typhoon Nari (2001) at landfall. Part I: Topographic effects [J]. *J. Atmos. Sci.*, 65 (10): 3095–3115, doi:10.1175/2008JAS2453.1.
- Yang M J, Braun S A, Chen D S. 2011. Water budget of typhoon Nari (2001) [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 139 (12): 3809–3828, doi:10.1175/MWR-D-10-05090.1.
- Yu Z F, Yu H, Chen P Y, et al. 2009. Verification of tropical cyclone-related satellite precipitation estimates in mainland China [J]. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 48 (11): 2227–2241, doi:10.1175/2009JAMC2143.1.
- 赵坤, 周仲岛, 胡东明, 等. 2007. 派比安台风 (0606) 登陆期间雨带中尺度结构的双多普勒雷达分析 [J]. *南京大学学报(自然科学)*, 43 (6): 606–620. Zhao Kun, Zhou Zhongdao, Hu Dongming, et al. 2007. The rainband structure of typhoon Paibian (0606) during its landfall from dual-Doppler radar observations [J]. *Journal of Nanjing University (Natural Sciences) (in Chinese)*, 43 (6): 606–620, doi:10.3321/j.issn:0469-5097.2007.06.006.
- 郑庆林, 吴军, 蒋平. 1996. 我国东南海岸线分布对 9216 号台风暴雨增幅影响的数值研究 [J]. *热带气象学报*, 12 (4): 304–313. Zheng Qinglin, Wu Jun, Jiang Ping. 1996. Numerical study on the effect of the distribution of the southeast coastline of China on the amplifying of the torrential rain of the landing typhoon 9216 [J]. *Journal of Tropical Meteorology (in Chinese)*, 12 (4): 304–313.
- 周冠博, 崔晓鹏, 高守亭. 2012. 台风“凤凰”登陆过程的高分辨率数值模拟及其降水的诊断分析 [J]. *大气科学*, 36 (1): 23–34. Zhou Guanbo, Cui Xiaopeng, Gao Shouting. 2012. The high-resolution numerical simulation and diagnostic analysis of the landfall process of typhoon “Fungwong” [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 36 (1): 23–34, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.01.03.
- Zhou Y S, Li X F, Gao S T. 2014. Precipitation efficiency and its relationship to physical factors [J]. *Chinese Physics B*, 23 (6): 064210, doi:10.1088/1674-1056/23/6/064210.