

华北地区两次低涡暴雨过程降水特征和成因对比分析

张夕迪^{1,2} 胡艺¹ 张芳¹ 靳双龙³ 符娇兰¹ 郝莹⁴ 张仙⁵

1 国家气象中心, 北京 100081

2 南京大学大气科学学院, 中尺度灾害性天气教育部重点实验室, 南京 210044

3 新能源与储能运行控制国家重点实验室(中国电力科学研究院有限公司), 北京
100192

4 淮河流域气象中心, 合肥 230031

5 中国民用航空华北地区空中交通管理局气象中心, 北京 100621

摘要 本文利用多种观测资料和 ERA-5 再分析资料对 2021 年 7 月 11-13 日(过程 1) 和 2016 年 7 月 19-21 日(过程 2) 华北地区两次低涡暴雨过程的降水特征和成因进行了对比分析。结果表明: 这两次暴雨过程均发生在南亚高压东伸加强、副热带高压西伸北抬、中纬度西风带低涡系统东移北上发展、下游高压坝稳定维持的环流背景下, 但过程 1 的累计雨量、降雨强度、影响范围、持续时间和极端性均不及过程 2。两次过程的低空急流差异明显, 过程 1 以低涡南侧的西南急流为主, 过程 2 不仅西南急流更强, 低涡北侧的偏东风急流同样显著, 低层偏东风在太行山东麓地形的作用下产生了更明显的强降水。两次过程的低涡强度、结构及路径存在明显差别, 过程 1 的低涡发展较为浅薄, 仅在对流层中下层存在明显的正涡度, 且在过程后期移动速度较快, 一路沿太行山北上并最终在河北北部消散; 而过程 2 的低涡更为深厚, 后期在河北西南部稳定少动直至消散。两次过程的阶段性发展特征也存在一定差异, 在第一阶段, 过程 1 的低层辐合主要出现在低涡中心附近的山西南部至河南北部, 而过程 2 的辐合主要出现在低涡北侧偏东风急流与地形交界处的河北西部地区; 在第二阶段中, 两次过程均出现了类似于台风螺旋雨带结构的低涡螺旋型对流雨带, 但过程 1 主要出现在低涡东侧, 而过程 2 主要发生在低涡北侧, 这可能是由于水平涡度旋度、差动垂直涡度平流、暖平流以及非绝热加热的分布差异导致的; 在第三阶段, 过程 1 的低涡已移至华北北部, 低涡中心附近的强辐合配合不稳定层结和地形抬升产生了较强降雨; 而过程 2 的低涡仍然位于河北西部, 低涡东北侧的暖切变辐合不及过程 1, 但对流不稳定层结更深厚, 从而产生了更强的垂直上升运动及更强的降雨。上述结论有助于

30 理解两次暴雨过程的时空分布和强度差异及可能成因。

31 **关键词** 华北低涡暴雨 低涡结构 地形降水 螺旋型对流雨带 对流不稳定

32 **文章编号**

33 **doi:**10.3878/j.issn.1006-9895.2212.22060

收稿日期 2023-02-09; **网络预出版日期**

作者简介 张夕迪, 男, 1989 年出生, 工程师, 博士生, 主要从事灾害性天气分析和预报技术研究。E-mail: zhangxd@cma.gov.cn

通讯作者 符娇兰, E-mail: bluelilyfly@163.com; 郝莹, E-mail: dg1328006@smail.nju.edu.cn

资助项目 国家电网有限公司总部科技项目(5200-201955490A-0-0-00); 国家气象中心青年基金(Q202203)

Funded by Science and Technology Foundation of State Grid Corporation of China [grant number 5200-201955490A-0-0-00]; Youth Foundation of National Meteorological Center (Q202203)

34 **Comparative Study of Characteristics and Causes of Two Low**
35 **Vortex Heavy Rain Events in North China**

36 ZHANG Xidi^{1,2}, HU Yi¹, ZHANG Fang¹, JIN Shuanglong³, FU Jiaolan¹, HAO Ying⁴,
37 ZHANG Xian⁵

38 *1 National Meteorological Center, Beijing 100081*

39 *2 Key Laboratory of Mesoscale Severe Weather of Ministry of Education, School of*
40 *Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210044*

41 *3 State Key Laboratory of Operation and Control of Renewable Energy & Storage*
42 *Systems, China Electric Power Research Institute, Beijing 100192*

43 *4 Huaihe Basin Meteorological Center, Hefei 230031*

44 *5 Meteorological Center of Air Traffic Regulation of Civil Aviation in North China,*
45 *Beijing 100621*

46
47 **Abstract** By multiple observations and ERA-5 reanalysis data, the characteristics and causes of
48 two low vortex heavy rain events in North China between July 11-13, 2021 (event 1) and July 19-
49 21, 2016 (event 2) are analyzed. Results show that both of these two events occurred under similar
50 background circulations: the eastward movement and strengthening of south Asian high, the
51 westward and northward movement of subtropical high, the eastward and northward movement and
52 development of mid-latitude vortex, and the stable maintenance of downstream high pressure dam,
53 but event 1 was inferior to event 2 in terms of accumulated rainfall, rainfall intensity, influence area,
54 duration and extremity. The low-level jets (LLJ) were different in these two events. In event 1,
55 southwest wind dominated the LLJ and mainly located to the south of the low vortex. Whereas in
56 event 2, not only was the southwest jet stronger, but the easterly jet to the north side of the vortex
57 was more significant. Under the effect of topography at the eastern foot of Taihang Mountain, the
58 easterly jet produced heavier precipitation. The vortex intensity, structure and path of the two events
59 were obviously different. The vortex in event 1 was shallow, which positive vorticity mainly located
60 in the middle and lower troposphere. It moved faster in the late stage of event 1, northward along
61 Taihang Mountain and dissipated in north Hebei eventually. However, the vortex in event 2 was
62 deeper, and rarely moved in southwest Hebei until dissipated. The stage characteristics were also

63 different. In the first stage, low-level convergence of event 1 mainly occurred in south Shanxi and
64 north Henan near the vortex center, while convergence of event 2 mainly occurred at the junction of
65 easterly jet and terrain on the north side of the vortex in west Hebei. In the second stage, these two
66 events both presented low vortex spiral-shaped convective rainbands which look like spiral
67 rainbands in typhoon, and it mainly appeared to the east of the low vortex in event 1, whereas to the
68 north of the low vortex in event 2. This may be due to the different distribution of the curl of
69 horizontal vorticity, differential vertical vorticity advection, warm advection and diabatic heating.
70 In the third stage, the vortex of event 1 moved to the northern part of North China, and the strong
71 convergence under unstable environment and topographic lifting near the vortex center produced
72 heavy rainfall. However, the vortex of event 2 still located in west Hebei. Although the warm shear
73 convergence on the northeast side of the vortex was not strong as that in event 1, the convective
74 unstable stratification was deeper, resulting in stronger vertical upward movement and stronger
75 rainfall. These conclusions are helpful to understand the spatial and temporal differences between
76 the two heavy rain events and their possible reasons.

77 **Keywords** North China low vortex heavy rain, vortex structure, orographic precipitation, spiral-
78 shaped convective rainband, convective instability

79

80 1 引言

81 华北暴雨受东亚夏季风的季节性北推影响明显,通常具有显著的特征:每年
82 暴雨总次数相对较少,但往往单次降雨强度大,出现时间相对集中——常出现在
83 7-8月,且与地形关系密切(丁一汇等, 1980; 陶诗言, 1980; 陶祖钰, 1980;
84 张文龙和崔晓鹏, 2012)。其中,短时强降水的降水量贡献可达暖季总降水量的
85 30%以上,在单日总降水量中的贡献则更大(Li et al., 2017)。

86 华北暴雨主要是由低涡、暖切变线和低槽冷锋等天气系统引发的,最常见的
87 环流形势是华北位于长波槽前,下游有高压脊或阻塞高压,可使上游槽移动减慢
88 或停滞,这种东高西低的形势也是华北暴雨最基本的环流形势(丁一汇等, 1980)。
89 多年的研究总结出华北暴雨主要有以下几种类型:高空槽型(伴有冷锋)、切变
90 线暴雨、气旋(黄河、黄淮)暴雨、冷涡暴雨和北上台风暴雨(郭肖荣, 1977;
91 陶诗言, 1980; 丁一汇, 1980; 《华北暴雨》编写组, 1992; 陶诗言等, 2003; 孙

92 建华等, 2005)。2021年7月11-13日(过程1)和2016年7月19-21日(过程
93 2)华北地区的两次大范围强降雨过程均与西北地区或黄淮地区新生的低涡和地
94 面气旋有关,该新生低值系统在东移北上过程中强烈发展、正面直袭华北地区并
95 长时间维持从而造成了很强的降雨。过去也曾有过涡旋系统北上引发华北大暴雨
96 的过程:一类是台风和台风倒槽(孙建华等, 2006),另一类则是西南低涡东移
97 北上,如1963年8月的大暴雨等(陶诗言, 1980),而像这种东移北上且能引发
98 华北地区强降雨的低涡较为少见(赵思雄等, 2018),孙继松等(2015)也指出,
99 近10年北京地区的极端强降水事件中未出现过此种类型的暴雨。

100 对于北方气旋(或低涡)暴雨的研究已经取得一定进展。李修芳(1997)给
101 出了1991年一次黄河气旋发生发展过程的大尺度环境条件配置模型,并指出此
102 类降雨具有大尺度连续性降雨和中尺度对流性降雨的特征。杨贵名等(2006)指
103 出气旋附近强降水的增强与冷空气的侵入有关,且出现在假相当位温线的密集地
104 带。梁丰等(2006)的研究表明,气旋暴雨落区具有很强的不稳定性,而且降水
105 分布具有不均匀性,强降水中心主要与中尺度对流云团有关。Li et al. (2020)研究
106 了2009年8月16-17日引发山东强降雨的低涡过程,结果表明涡度、散度和形
107 变之间的相互作用对低涡系统的发生发展有重要作用。已有许多学者针对2016
108 年7月19-21日华北极端强降雨过程开展了相关研究(符娇兰等, 2017; 雷蕾等,
109 2017; 栗晗等, 2018; 易笑园等, 2018; 赵思雄等, 2018; 陆婷婷和崔晓鹏, 2022),
110 不仅揭示了降水的精细化演变特征,还指出高低空系统的耦合和低纬度系统的相
111 互作用是造成此次暴雨过程的主要原因,同时,强降水与低涡的正反馈作用使得
112 降雨能够长时间维持。然而,同为低涡东移北上引发的2021年7月11-13日华
113 北强降雨过程的降雨特征和成因与2016年过程相比有何异同,这是本文要研究
114 的一个主要问题。

115 暴雨往往是在有利的大尺度天气背景下,伴随着 β 或 γ 中尺度对流系统的发
116 展造成的(Zhang et al., 2013; Luo et al., 2014, 2015),因此,一次显著的暴雨事件
117 往往是多尺度相互作用的结果(丁一汇等, 1980; 陶诗言等, 2003; 郝莹等, 2012;
118 张文龙和崔晓鹏, 2012; 孙建华等, 2013; Fu et al., 2016)。研究表明,在有利
119 的大尺度动力、热力、水汽条件下,除了切变线、冷锋、地面辐合线等系统可以触
120 发中小尺度对流从而形成暴雨外,由风的垂直切变产生的水平涡度对大范围暴雨

121 天气的形成也有重要影响（巢纪平和陈历舒，1964；Davies-Jones, 1980；Houze
122 and Hobbs, 1982；Rothfus, 1986；张文龙等，2008；丁治英等，2013）。Ding et al.
123 (2016) 研究了水平涡度与垂直运动的定量关系，发现水平涡度矢量逆时针旋转
124 时，有上升运动，顺时针旋转对应下沉运动。在此基础上，窦慧敏等（2019）、
125 王丹妮等（2020）研究发现，飑线、弓状回波对流、中尺度涡旋等系统中通过水
126 平涡度旋转产生的上升运动触发对流，从而有利于系统的发展和维持形成强降雨。
127 此外，台风中的对流和螺旋雨带也与水平涡度关系密切（Xu and Wu, 2003；余贞
128 寿等，2007；丁治英等，2018）。雷蕾等（2017）指出，过程 2 的第二阶段处于
129 低涡发展的盛期，500 hPa 逐渐演变为近似暖心结构，斜压特征明显减弱，这与
130 台风在某种程度上存在一定相似之处，此时在低涡外围出现了持续性螺旋型对流
131 雨带。该现象在过程 1 中也有所体现，但出现方位与过程 2 有所差异。这种类似
132 于台风螺旋雨带的低涡螺旋型对流雨带是如何触发的？又是什么决定了两次过
133 程中螺旋型对流雨带的分布差异？这是本文要研究的另外一个主要问题。

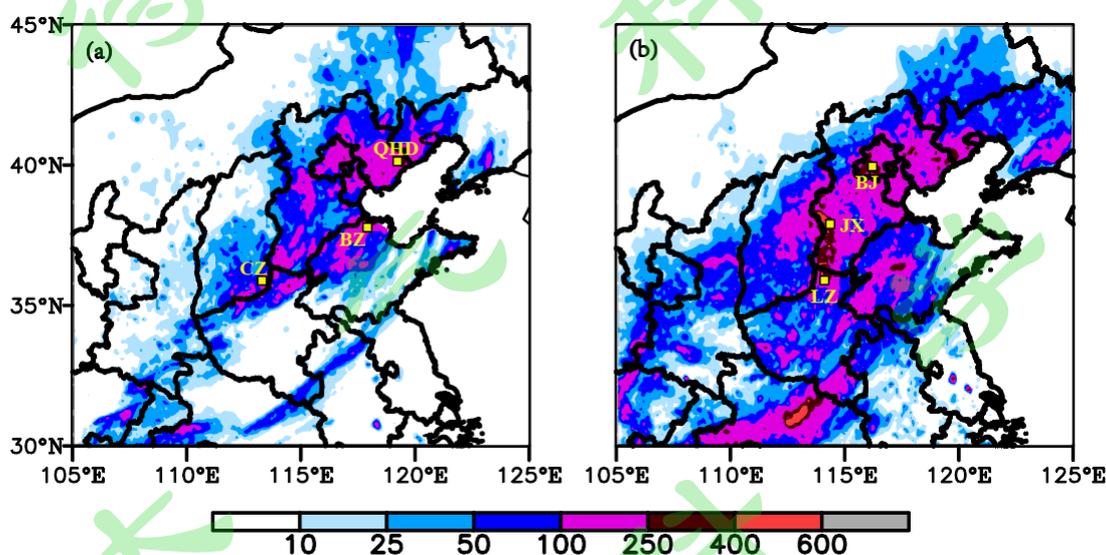
134 本文利用地面自动气象观测站 1 小时间隔降水观测数据、探空观测数据、华
135 北地区多部多普勒天气雷达基数据及欧洲中期天气预报中心第五代大气再分析
136 数据 ERA-5（时间分辨率 1h，空间分辨率 0.25°）等资料对这两次强降雨过程
137 的特点、阶段发展特征和成因进行了详细的对比分析，初步探讨了降雨量的差异
138 和低涡螺旋型对流雨带出现位置的差异及其可能成因，旨在进一步提高对此类华
139 北暴雨天气过程的认识，为业务降水精细化预报提供一定的理论依据。

140 2 降水特征对比分析

141 2.1 降水概况

142 2021 年 7 月 11-13 日，受低涡东移北上影响，华北地区出现当年入汛以来首
143 场大范围强降雨过程，京津冀大部、山西东南部以及河南北部、山东北部等地出
144 现暴雨到大暴雨，最大累计降水量 379.6 mm（河北唐山东吕各庄村）（图 1a）。
145 京津冀地区 72.9% 的国家站和区域站（2526 个）累计雨量超过 50 mm，30.4% 的
146 站点（1053 个）超过 100 mm，33 个站超过 200 mm。截至本次过程结束时，河
147 北和河南有 7 个国家级气象观测站日雨量突破 7 月极值，河北鸡泽（206.4 mm）、
148 河南滑县（211.7 mm）的日雨量突破有气象记录以来历史极值。2016 年 7 月 19-
149 21 日，在相似的环流背景下华北地区出现了一次极端强降雨过程，京津冀等地

150 累计降雨量普遍在 200~450 mm，局地 600 mm 以上（图 1b）；北京大兴（242
151 mm）、河北井陘（379.7 mm）、武安（374.3 mm）、山西平定（192 mm）、辽宁建
152 昌（184.4 mm）等市（县）日雨量突破有气象记录以来历史极值，共 60 个站次
153 日雨量突破 7 月历史极值（符娇兰等，2017；雷蕾等，2017；栗晗等，2018；赵
154 思雄等，2018；陆婷婷和崔晓鹏，2022），过程雨量极大值中心出现在河北西部
155 沿山等地。从累计降水量的空间分布来看，过程 1 的最大累计降水量和强降水范
156 围均不及过程 2。

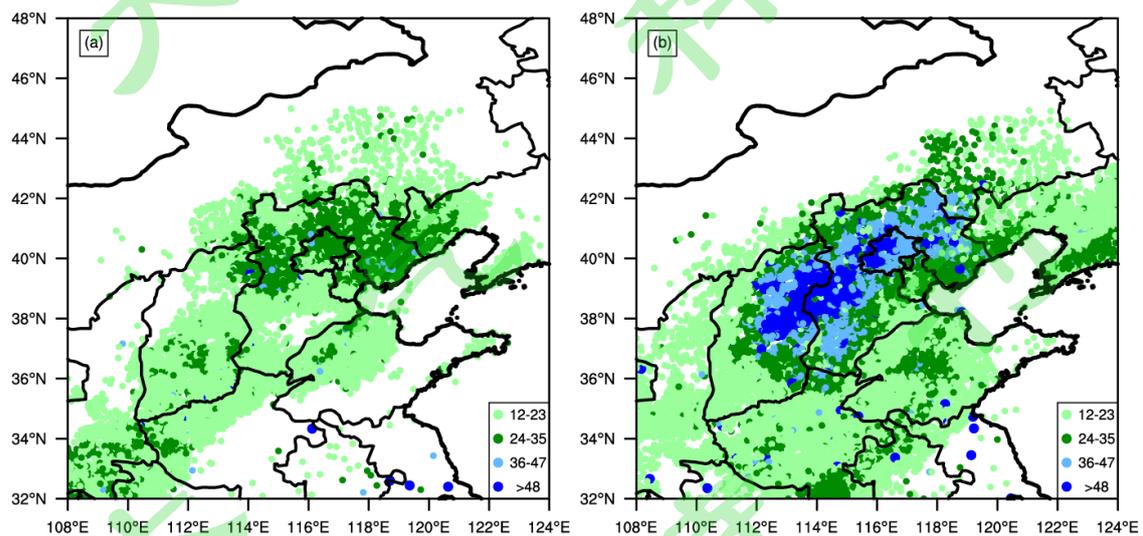


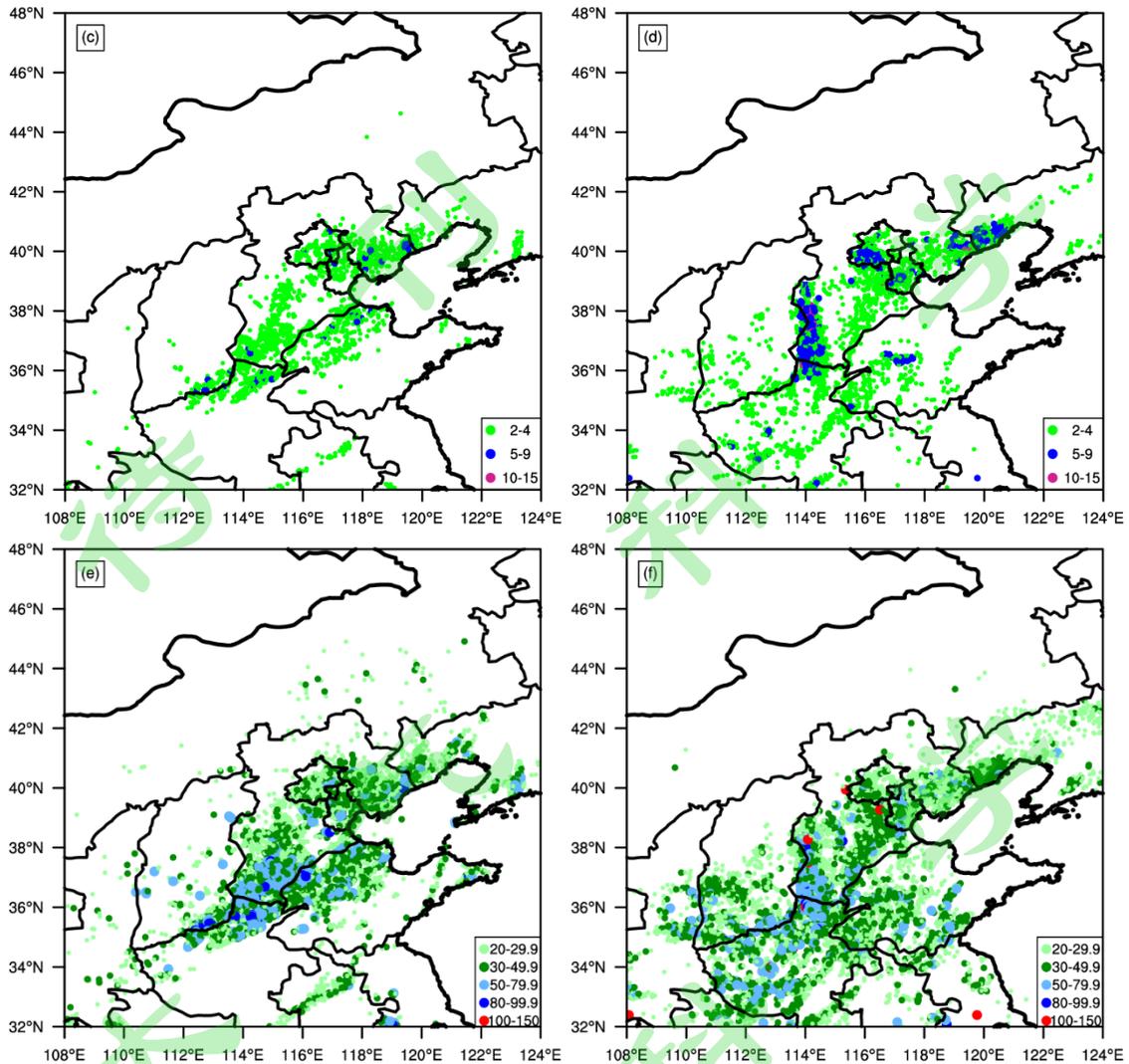
158
159 图 1 过程累计降水量分布（填色，单位：mm）。(a)2021 年 7 月 11 日 00 时-13 日 08 时
160 （北京时，下同），黄色方形为长治（CZ）、滨州（BZ）、秦皇岛（QHD）；(b)2016 年 7 月
161 19 日 00 时-21 日 08 时，黄色方形为林州（LZ）、井陘（JX）、北京（BJ）。

162 Fig.1 Accumulated rainfall distribution (shading, unit: mm). (a) 0000 LST 11 to 0800 LST 13 July
163 2021; (b) 0000 LST 19 to 0800 LST 21 July 2016. yellow squares are Changzhi (CZ), Binzhou
164 (BZ), Qinhuangdao (QHD) in (a), and Linzhou (LZ), Jingxing (JX) and Beijing (BJ) in (b).

165
166 两次过程的降雨持续时间、短时强降水次数和最大小时雨强存在明显差异。
167 过程 1 在京津冀晋及豫鲁北部等地降雨持续时间普遍超过 12 h，其中北京、天津
168 及河北中北部超过 24 h，局地超过 36 h（图 2a）；而过程 2 的降水持续时间明显
169 更长，北京、天津、河北及山西大部的降雨普遍持续 24 h 以上，其中山西中东部、
170 河北西部和北部、北京中西部等地持续时间超过了 36~48 h（图 2b）。在过

171 程 1 中，北京、天津、河北中东部和南部、河南北部和山东北部等地出现了 2~
172 4 次大于 20mm/h 的短时强降水，部分地区出现 5 次以上，超过 10 次的站点非常
173 少（图 2c）；而过程 2 的短时强降水出现次数更多，河北西部沿山和东北部、北
174 京西部沿山和中南部、天津南部以及辽宁西南部等地普遍出现 5~9 次大于
175 20mm/h 的短时强降水，河北西南部沿太行山地区部分站点出现 10 次以上（图
176 2d），表明过程 2 的降水过程持续时间及强降水持续时间均更长。过程 1 的最大
177 小时雨强普遍达到 30~50mm/h，河北南部、河南北部的部分站点降雨强度超过
178 50mm/h，其中最大小时雨强为 125.5mm/h，出现在邯郸鸡泽风正乡（11 日 20~
179 21 时），总体而言超过 100mm/h 的站点非常少（图 2e）；而过程 2 超过 100mm/h
180 的站点明显多于过程 1，主要分布在河北西南部沿山和河北中部等地，其中以河
181 北赞皇县降水强度最强（139.7 mm/h，19 日 16~17 时）（图 2f）。从以上的对比
182 可以看出，从累计雨量、强降雨范围、降雨持续时间、短时强降水出现次数和最
183 大雨强等角度来看，过程 2 的降雨均明显强于过程 1。此外，地形在这两次过程
184 中均起到了一定的增幅作用，降水持续时间最长的区域、短时强降水出现次数最
185 多的区域和小时雨强最大的区域主要分布在燕山南麓和太行山东麓，其中过程 2
186 的强降雨站点更加集中分布于太行山东麓地形附近，表明地形的增幅作用在过程
187 2 中更明显。





189

190

191 图 2 (a)、(b)过程降雨持续时间 (单位: h); (c)、(d)小时雨强>20mm/h 出现的次数; (e)、
 192 (f)过程最大小时雨强 (单位: mm/h)。左列: 过程 1, 右列: 过程 2。

193 Fig.2 (a)、(b) Rainfall duration (unit: h); (c)、(d) occurrence number of rain intensity larger than
 194 20mm/h; (e)、(f) largest rain intensity (unit: mm/h). Left column: event 1, right column: event 2.

195 2.2 降水的阶段性特征

196 从影响系统以及雷达回波的演变特征可以看出, 两次过程都可分为 3 个降水
 197 阶段, 但各阶段的特征存在一定差异。过程 1 的第一阶段(7 月 11 日 00~16 时),
 198 低涡处于初生阶段并从陕西南部移至山西南部, 强降水主要出现在低涡东侧的偏
 199 南风急流与太行山南麓的地形交界处 (图 3a)。11 日 00 时起, 山西南部至河南
 200 西部的太行山南麓一带有成片的对流回波出现, 对流系统受槽前偏南风的影响不
 201 断向北移动发展, 并于 11 时前后移入河北境内。回波中不断有新的对流单体发
 202 展加强并沿太行山南麓北上, 从而导致了河北南部、河南北部至山西东南部一带

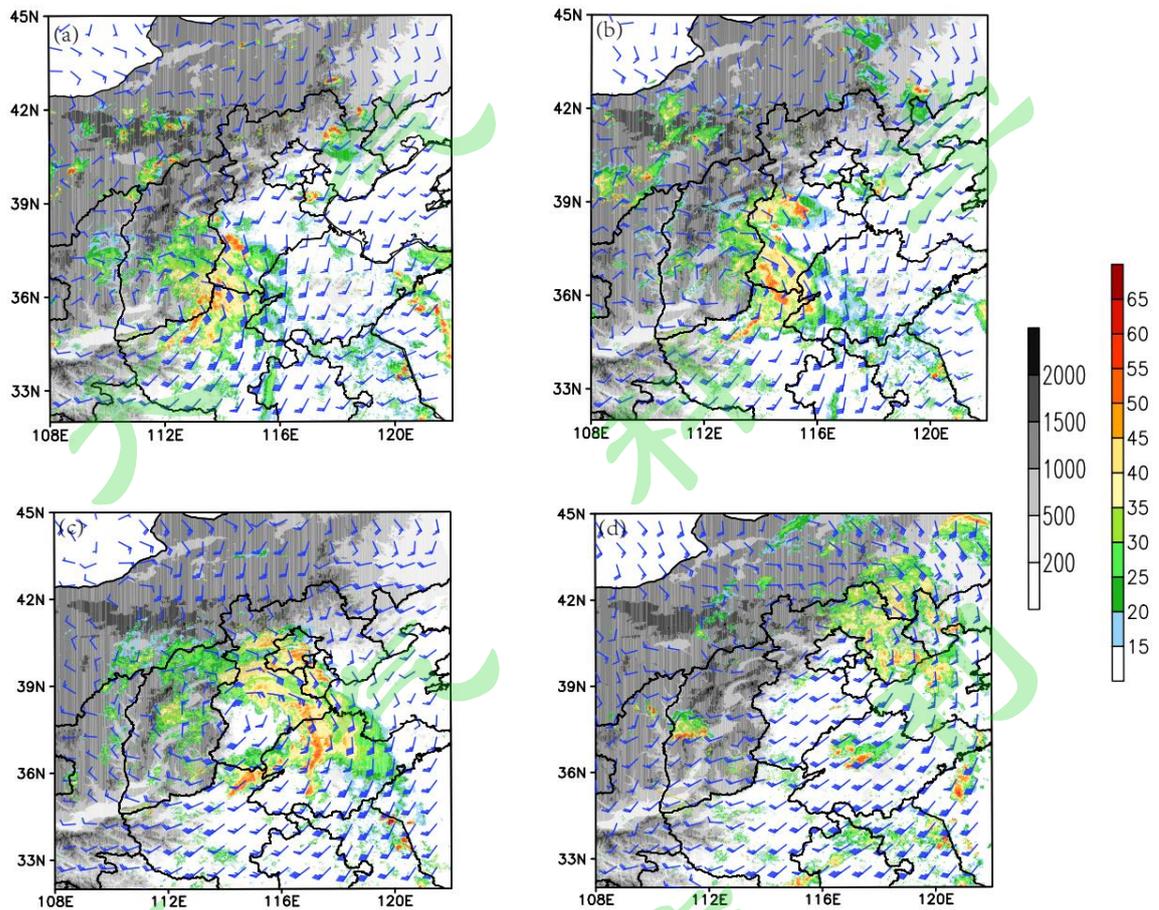
203 的强降水。从山西东南部长治壶关鹅屋乡政府地面观测站（10 小时累计降雨量
204 260.2 mm，图 1 中黄色方形所在位置，下同）小时雨量的时序变化（图 4a）可以
205 看出，11 日白天上述地区小时雨强在 30~80 mm/h 左右，强降雨持续约 6~8 h，
206 强降雨主要呈单峰型分布，随着系统的东移北上，上述地区的降水趋于结束。过
207 程 2 第一阶段发生于 19 日凌晨至白天（符娇兰等，2017），此阶段的低涡从河南
208 境内生成后东移北上，路径和位置较过程 1 更偏东偏南，且低涡北侧的偏东风急
209 流较过程 1 明显偏强，偏东风急流在太行山东麓地形的作用下导致了河南安阳至
210 河北石家庄一带较强的持续性降水（图 3e，图 2d）。从 19 日白天河南林州东里
211 自动站（18 小时累计降雨量 610.2 mm）雨量时序可以看出（图 4d），小时雨强
212 在 30~80 mm/h，部分时段可达 80 mm/h 以上，最强降雨强度较过程 1 略微偏
213 强，强降雨持续时间较过程 1 明显更长。

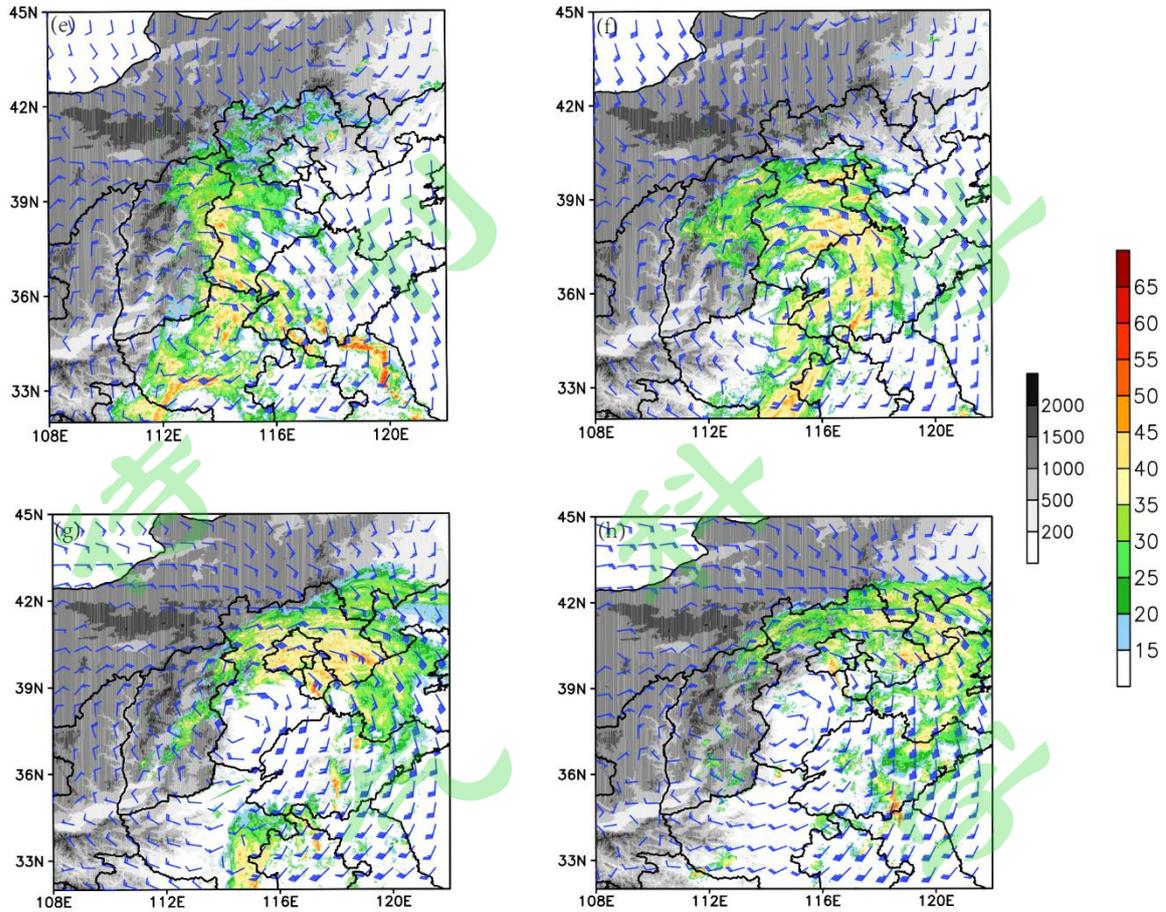
214 过程 1 的第二阶段（7 月 11 日 17 时~12 日 16 时）低涡强度明显增强，在
215 低涡东侧风向和强风速辐合区不断有多条螺旋状回波带随着低涡的北上向东向
216 北旋转，从而造成北京、天津、河北大部、河南北部和山东北部的间歇性强降水。
217 螺旋型对流雨带回波于 11 日傍晚首先在河北南部至河南北部一带被触发（图 3b），
218 11 日夜间几条螺旋状回波带不断发展增强，并随着低涡的北上主要向北旋转推
219 进，继而影响河北中部和南部、河南北部、山东北部等地。12 日凌晨，几条主要
220 回波带中的对流系统经过了不断的生消发展，但螺旋状回波形态依然维持（图 3c），
221 低涡东侧的螺旋型回波带不断向东向北旋转推进，主要影响北京、天津、河北中
222 北部和山东北部等地。这个特征从小时降水量演变上也有体现，山东滨州沾化冯
223 家站（21 小时累计降雨量 199.4 mm）的雨量表现为多峰型分布，与多条螺旋型
224 雨带的不断经过有较好的对应关系（图 4b）。过程 2 的第二阶段集中于 19 日夜
225 间至 20 日白天，主要表现为低涡发展强盛，其北侧不断出现多条螺旋型对流雨
226 带造成的强降水。20 日凌晨，对流回波在向北推进的过程中不断组织化并在河
227 北中南部至山东北部一带逐渐形成螺旋型结构（图 3f）。20 日白天，随着低涡的
228 缓慢北移，螺旋状回波中不断有新的对流单体生成发展，并不断向北旋转移动（图
229 3g），较长时间的影响了河北大部、山东北部以及北京、天津等地。从河北井陘
230 徐汉村自动站（35 小时累计降雨量 684.1 mm）小时雨量演变可见（图 4e），小时
231 雨量普遍为 30~50mm/h，并呈多峰型分布，每一条螺旋型对流雨带经过，便对

232 应了一个降雨峰值。过程 1 和过程 2 均有明显的螺旋型对流雨带出现，但出现方
233 位有所差异，过程 1 主要出现在低涡东侧，而过程 2 主要表现在低涡北侧。

234 在过程 1 的第三阶段中（7 月 12 日 17 时~13 日 03 时）低涡已移至华北北
235 部且强度明显减弱，螺旋型雨带特征消失，在对流不稳定层结中低涡东侧的暖切
236 变配合燕山地形给华北中北部带来较强降水（最大降水出现在秦皇岛北港，26 小
237 时累计降雨量 322.3 mm）（图 3d，图 4c）。而在过程 2 中，低涡仍位于河北西南
238 部，低涡北侧的切变和地面倒槽在不稳定层结和地形作用下产生了较过程 1 持续
239 时间更长的强降水，其中，北京门头沟东山村 44 小时累计降水量达 453.2 mm（图
240 3h，图 4f）。

241





243

244 图3 雷达组合反射率拼图(填色, 单位: dBZ)和 850 hPa 风场, 灰色阴影为地形(单位:

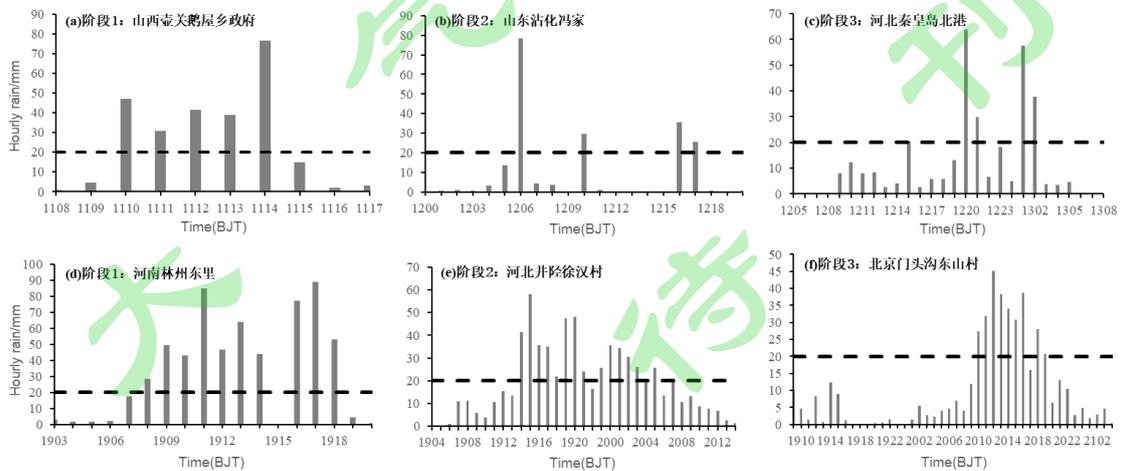
245 m)。2021年7月(a)11日14时、(b)11日17时、(c)12日02时、(d)13日0时; 2016年7

246 月(e)19日18时、(f)20日03时、(g)20日14时、(h)20日20时

247 Fig 3 Composite radar reflectivity (shading, unit: dBZ) and wind at 850 hPa. The gray shadows

248 are terrain (unit: m). (a) 1400 LST 11, (b) 1700 LST 11, (c) 0200 LST 12, (d) 0000 LST 13 July

249 2021; (e) 1800 LST 19, (f) 0300 LST 20, (g) 1400 LST 20, (h) 2000 LST 20 July 2016.



250

251 图4 逐小时降雨量时间演变。(a)、(b)、(c)过程1各阶段代表站; (d)、(e)、(f)过程2各阶

252 段代表站

253 Fig 4 Time variation of hourly rainfall. (a)、(b)、(c) mean representative stations of each stage in
254 event 1, (d)、(e)、(f) mean representative stations of each stage in event 2.

255 3 强降水成因对比分析

256 3.1 环流背景和影响系统对比

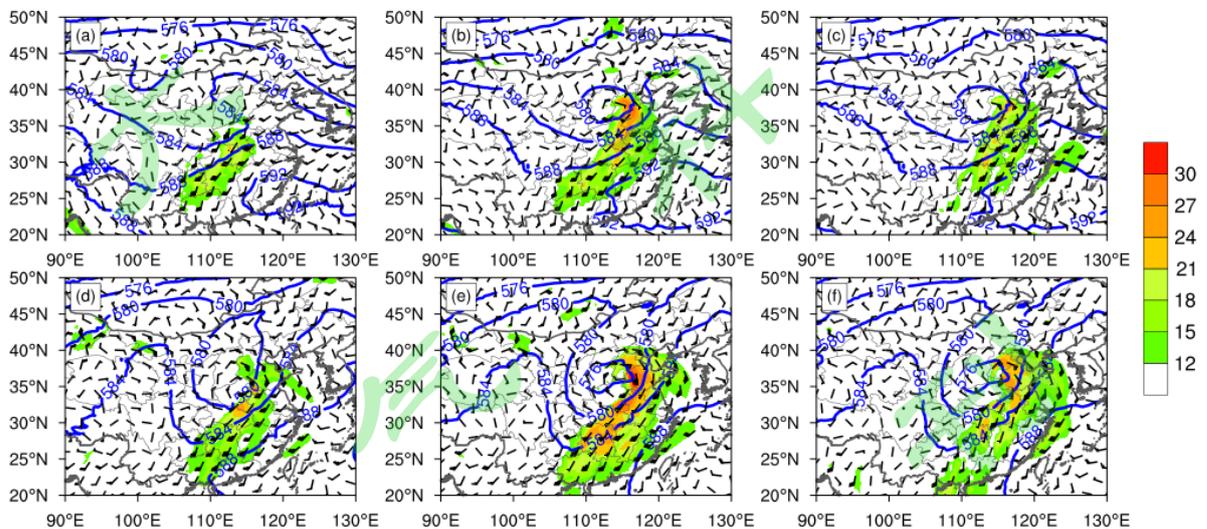
257 这两次过程均是发生在南亚高压东伸加强、西太平洋副热带高压（简称“副
258 高”）西伸北抬，低涡沿副高边缘东移北上、下游高压坝稳定维持的环流背景下，
259 但也存在一定差异。过程 1 在 10 日 08 时，500 hPa 高空槽位于西南地区东部呈
260 西北-东南向分布，副高北界位于长江中下游地区呈东西向分布，850 hPa 在西南
261 地区东部有西南涡存在（图略）。随着高空槽不断加深发展东移，副高也逐渐西
262 伸北抬，850 hPa 低空西南急流不断加强，并于 11 日 02 时在陕西东南部形成一
263 个新生低涡（图 5a）。随着系统的进一步发展，11 日 10 时 500 hPa 高空槽在山
264 西、陕西交界处切断出低涡，同时低涡东侧高压脊形成明显的高压坝。至 12 日
265 0 时（图 5b），系统发展到最强盛阶段，此时低涡位于河北南部，850 hPa 低涡东
266 部 21 m/s 以上的偏南风低空急流从湖北东部延伸至河北南部，边界层内 925 hPa
267 以偏南风急流为主（图 5c），为强降雨的发生提供较好的动力条件和水汽条件。
268 此后，受东侧高压坝阻挡，低涡沿太行山东麓缓慢北上并在河北北部逐渐减弱消
269 散（图 6a）。此次过程中高层 200 hPa 高空槽较浅（图 5g），且槽前未出现明显
270 的高空急流。过程 1 低涡发展并不十分深厚，较强的正涡度主要集中在对流层中低
271 层 500 hPa 以下（图 5i）。

272 过程 2 在 18 日 08 时西风带高空槽位于西北地区东部、高原槽位于西南地区
273 东部，850 hPa 在西南地区东部同样有西南涡存在（图略）。此后西风带高空槽不
274 断加深发展东移，并与高原槽同位相叠加呈东北-西南走向，于 19 日 20 时在华
275 北切断出低涡，在此过程中低空急流也明显发展增强（图 5d）。至 20 日 05 时（图
276 5e），低涡系统发展至最强，位于河北南部的切断低涡经向度明显较过程 1 更大，
277 850 hPa 低涡东侧和南侧存在大范围 21 m/s 以上的偏南风低空急流，从湖南一直
278 延伸至河北，范围和强度明显较过程 1 最强时段偏大。同时在低涡北侧还存在明
279 显的偏东风低空急流，且边界层内 925 hPa 存在明显的偏东风超低空急流（图 5f），
280 而过程 1 中低层的偏东风急流并不明显（图 5c）。西南风急流和偏东风急流的暖

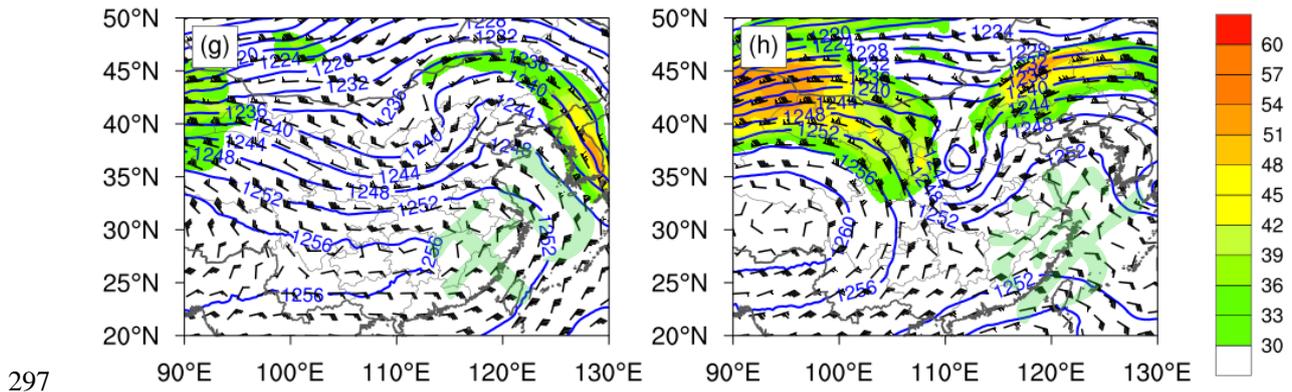
281 湿输送更加有利于对流不稳定能量的建立,同时太行山地形对偏东风的抬升作用
282 有利于太行山东麓强降水的发生。受低涡切断发展以及下游更强的高压脊阻挡,
283 低涡沿太行山东麓缓慢北上,于20日14时在石家庄附近徘徊少动,并于21日
284 08时在河北西部减弱填塞(图6b)。此次过程中高层200hPa存在明显的低涡发
285 展,且高空急流明显强于过程1(图5h),华北地区处于高空急流入口区的右侧,
286 有利于上升运动的增强。垂直剖面可见低涡系统贯穿整个对流层,明显较过程1
287 深厚,较强正涡度中心主要分布于对流层中上层(图5j)。

288 由此可见,虽然两次过程均为典型的“东高西低”华北暴雨环流形势,下游
289 高压坝长时间维持对低涡的移动起到一定的阻挡作用,使环流形势相对稳定,有
290 利于大范围持续性暴雨的出现。但是过程2的切断低涡经向度更大,且低涡发展
291 深厚,强度更强,同时伴有高空急流配合发展,下游高压坝更强,低涡在中后期
292 移动速度较慢。与此同时,过程2不仅西南低空急流更强,低涡北侧偏东风急流
293 也更强,在地形增幅作用下,过程2降水强度略强于过程1,持续时间也明显更
294 长。

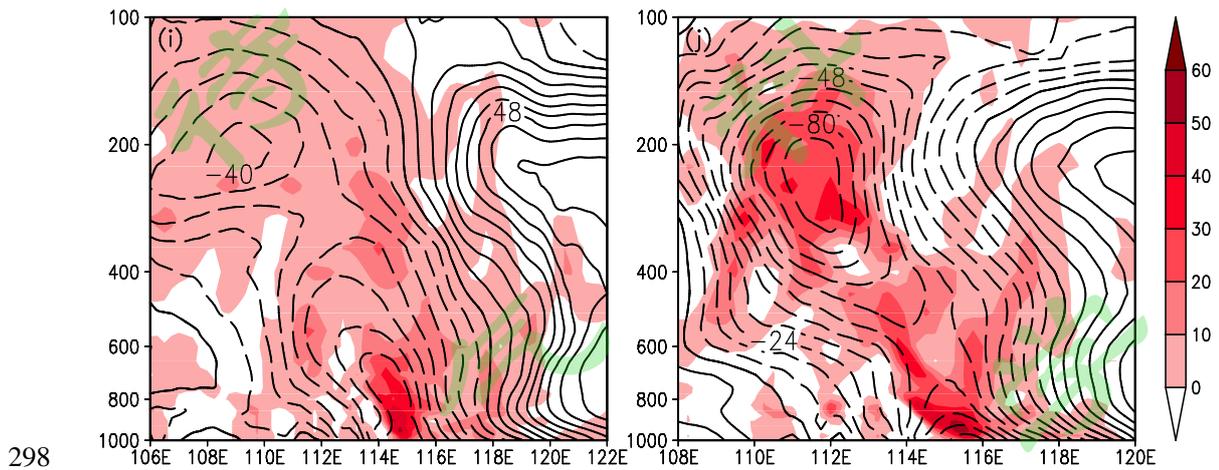
295



296



297

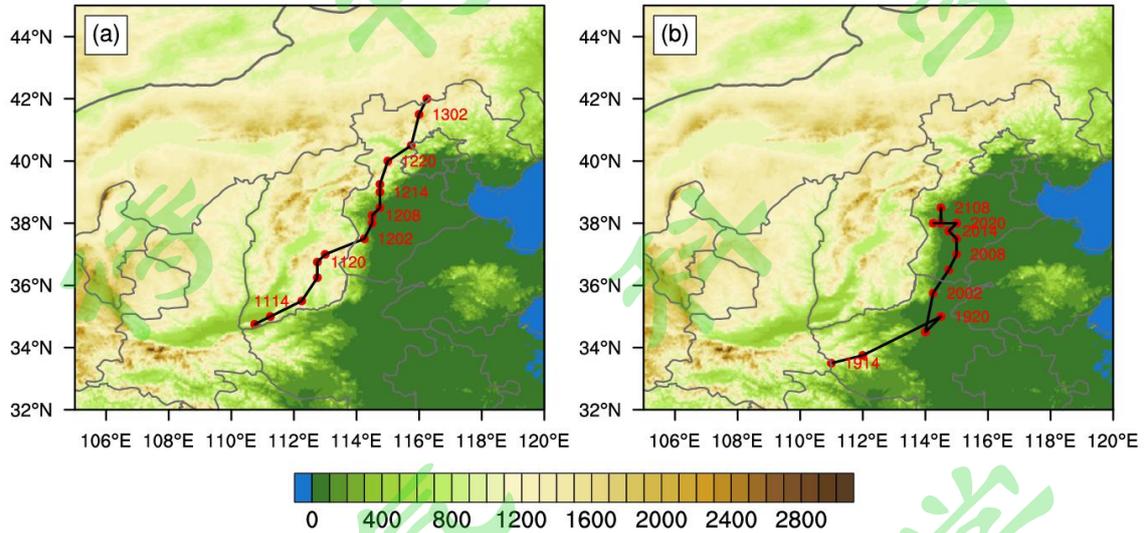


298

299 图 5 500 hPa 位势高度（蓝色实线，单位：dagpm）、850 hPa 风场和超过 12 m/s 的风速（填
 300 色，单位：m/s），(a)2021 年 7 月 11 日 02 时、(b) 2021 年 7 月 12 日 00 时、(d) 2016 年 7
 301 月 19 日 20 时、(e) 2016 年 7 月 20 日 05 时；500 hPa 位势高度（蓝色实线，单位：
 302 dagpm）、925 hPa 风场和超过 12 m/s 的风速（填色，单位：m/s），(c) 2021 年 7 月 12 日 00
 303 时、(f) 2016 年 7 月 20 日 05 时；200 hPa 位势高度（蓝色实线，单位：dagpm）、200 hPa
 304 风场和超过 30 m/s 的风速（填色，单位：m/s），(g)2021 年 7 月 12 日 08 时、(h)2016 年 7
 305 月 20 日 06 时；沿涡旋中心的涡度垂直分布（填色，单位： 10^{-5} s^{-1}) 和区域内位势高度距
 306 平（等值线，单位：dagpm），(i)2021 年 7 月 12 日 0 时沿 38.25° N 、(j)2016 年 7 月 20 日
 307 08 时沿 37° N 。

308 Fig.5 500 hPa geopotential height (blue contours, units: dagpm), 850 hPa wind and wind speed
 309 larger than 12 m/s (shaded) at (a) 0200 LST 11 July 2021, (b) 0000 LST 12 July 2021, (d)2000
 310 LST 19 July 2016, (e)0500 LST 20 July 2016. 500 hPa geopotential height (blue contours, units:
 311 dagpm), 925 hPa wind and wind speed larger than 12 m/s (shaded) at (c) 0000 LST 12 July 2021,
 312 (f) 0500 LST 20 July 2016. 200 hPa geopotential height (blue contours, units: dagpm), 200 hPa
 313 wind and wind speed larger than 30 m/s (shaded) at (g) 0800 LST 12 July 2021, (h) 0600 LST 20

314 July 2016. Cross-section of the vorticity (shading, unit: 10^{-5} s^{-1}) and geopotential height anomaly
 315 (contour, unit: dagpm) at (i) 0000 LST 12 July 2021 along 38.25° N and (j) 0800 LST 20 July
 316 2016 along 37° N .
 317



318
 319 图 6 850 hPa 低涡移动路径（低涡中心取为风场的气旋式环流中心所在位置），填色为地形
 320 高度（单位：m）。(a)过程 1；(b)过程 2

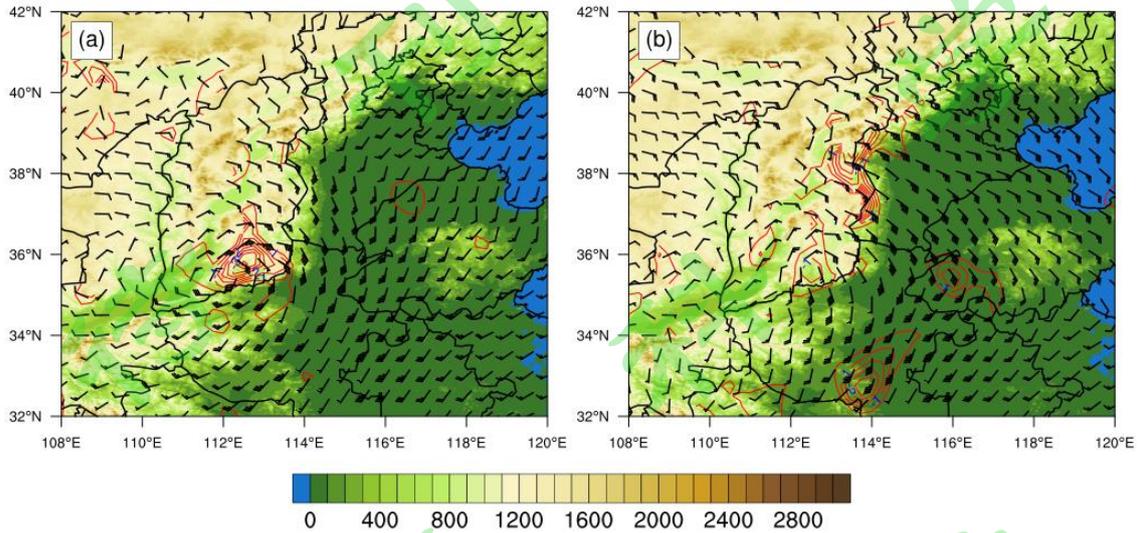
321 Fig 6. The path of vortex at 850 hPa (the vortex center is the cyclonic circulation center of wind).
 322 The shaded are terrain (unit: m). (a) event 1, (b) event 2.

323 3.2 低涡初生阶段强降水成因对比分析

324 在过程 1 的第一阶段，从 10 日夜间起随着高空槽的逐渐东移，850 hPa 低涡
 325 从陕西移动至山西，低涡东侧的偏南风低空急流逐渐增强。从 11 日 13 时 850 hPa
 326 风场和散度可见（图 7a），太行山南麓低涡中心附近存在明显的西南风与偏南风
 327 切变并伴有明显的风速和风向的辐合，同时偏南风急流与太行山南麓地形存在一
 328 定的正交，风场的辐合以及地形的动力抬升为强降水提供有利的动力条件，从而
 329 造成了河北南部、河南北部、山西东南部地区的强降水。而过程 2 的低涡路径更
 330 偏东，强度更强尺度更大，在副高的作用下更有利于低涡北侧的低层偏东风急流
 331 的发展，低层辐合主要出现在低涡北侧偏东风急流受太行山东麓地形阻挡形成的
 332 风速辐合区域中（图 7b），因此过程 2 在太行山东麓形成了一个强降水极大值中
 333 心，短时强降水也多次发生于该区域中，最大小时降雨量也出现于该区域。在两
 334 次过程中华北大部的整层可降水量达到 60 mm 以上，在低空急流的作用下都有
 335 持续不断的水汽输送至华北地区，同时对流有效位能普遍在 1500 J/kg 以上（图

336 略), 充沛的水汽和较高的能量为这一阶段降水的持续发展提供了有利的环境条
337 件。

338



339

340

341 图 7 850 hPa 风场和散度分布 (等值线, 单位: $10^{-5} s^{-1}$; 填色为地形高度, 单位: m)。

342 (a)2021 年 7 月 11 日 13 时; (b)2016 年 7 月 19 日 20 时

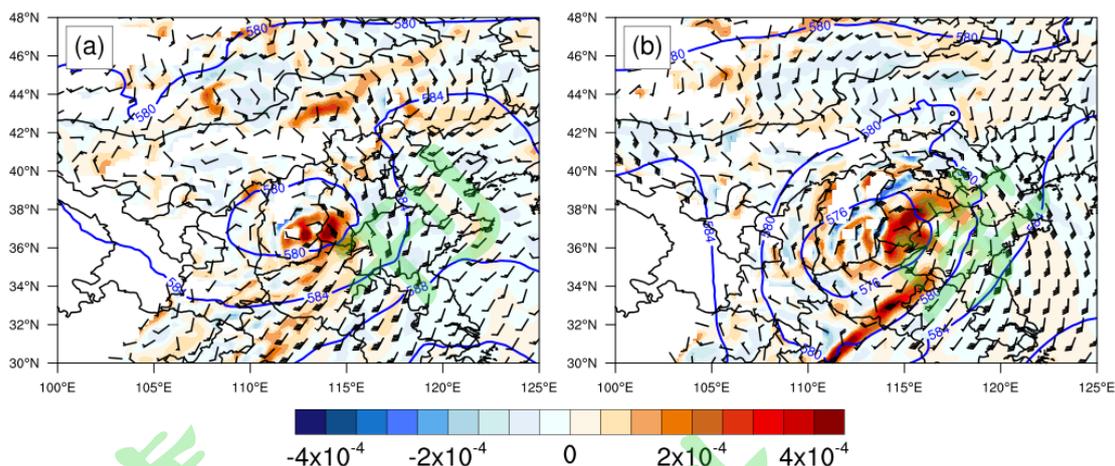
343 Fig 7 Wind and divergence at 850 hPa (contour lines, unit: $10^{-5} s^{-1}$. The shading area is terrain,

344 unit: m). (a) 1300 LST 11 July 2021; (b) 2000 LST 19 July 2016.

345 3.3 低涡发展期螺旋型对流雨带降水成因对比分析

346 在两次过程的第二阶段, 低涡均从华北南部沿太行山东麓逐渐北上, 低涡东
347 侧的副高和高压坝依然稳定少动, 受其影响低涡东侧的气压梯度明显增大, 西南
348 低空急流有显著的增强, 在低涡中心的东侧和南侧有明显的正涡度, 低涡系统存
349 在明显的不对称结构, 其中, 过程 2 的低涡强度明显强于过程 1 (图 8a、图 8b)。
350 西南低空急流带来明显的暖湿平流, 在低涡东侧有明显的水汽辐合, 华北大部
351 925hPa 的比湿都达到 16g/kg, 对流有效位能也随之增大 (图略)。在高温、高湿、
352 高能的层结条件下, 低层配合动力触发条件, 将有利于强降雨的产生。下面从水
353 平涡度和 ω 方程的角度探讨两次过程中螺旋型雨带不同分布特征的可能原因。

354



355
 356 图 8 500 hPa 位势高度 (蓝色等值线, 单位: dagpm)、850 hPa 风场和涡度 (填色, 单位:
 357 s^{-1})。 (a) 2021 年 7 月 11 日 20 时; (b) 2016 年 7 月 20 日 06 时
 358 Fig 8 Geopotential height at 500 hPa (blue contour, unit: dagpm), wind and vorticity at 850 hPa
 359 (shading, unit: s^{-1}). (a) 2000 LST 11 July 2021; (b) 0600 LST 20 July 2016.

360

361 在 z 坐标系下, 三维涡度的表达式为:

$$362 \quad \zeta = \left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \vec{i} + \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) \vec{j} + \left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \vec{k} \quad (1)$$

363 其中, $\zeta_x = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z}$ 、 $\zeta_y = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}$ 分别为 x 、 y 方向的水平涡度, 可见水平涡度是
 364 由垂直速度的水平切变和水平风的垂直切变构成。一般而言, 垂直速度的水平切
 365 变项较小, 因此, 水平涡度的大小主要由水平风的垂直切变决定。将 z 坐标中的
 366 水平涡度转化至 p 坐标:

$$367 \quad \zeta_x \approx -\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\rho g}{RT} \frac{\partial v}{\partial p} \propto \frac{\partial v}{\partial p} \quad (2)$$

$$368 \quad \zeta_y \approx \frac{\partial u}{\partial z} = -\frac{\rho g}{RT} \frac{\partial u}{\partial p} \propto -\frac{\partial u}{\partial p} \quad (3)$$

369 其中, u 、 v 分别为 p 坐标系下的水平风速; p 为气压, T 为温度, g 为重力加速
 370 度, R 为气体参数, ρ 为空气密度。

371 对 p 坐标系的连续方程两边求 p 的偏导, 可得:

$$372 \quad \frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} = \frac{\partial}{\partial x} \left(-\frac{\partial u}{\partial p} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{\partial v}{\partial p} \right) \quad (4)$$

373 其中, 方程右侧的两项表征水平涡度的水平旋转程度 (以下简称水平涡度旋度)。

374 由(2)和(3)可知, $\zeta_x \propto \frac{\partial v}{\partial p}$, $\zeta_y \propto -\frac{\partial u}{\partial p}$ 。因此, 当 ω 具有波状特征时, $\frac{\partial^2 \omega}{\partial p^2} \propto (-\omega)$,

375 垂直速度与水平涡度旋度成正比，即当水平涡度呈逆时针旋转时， $\omega < 0$ 为上升气
376 流；当水平涡度顺时针旋转时， $\omega > 0$ 对应下沉气流 (Ding et al., 2016; 丁治英等，
377 2018; 窦慧敏等，2019; 王丹妮等，2020)。因此，由风的垂直切变引起的水平
378 涡度矢量的旋转对垂直运动的方向具有指示性意义。

379 由 ω 方程：

$$380 \quad \left(\sigma \nabla^2 + f^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega = f \frac{\partial}{\partial p} [V \cdot \nabla (f + \zeta)] - \nabla^2 \left[V \cdot \nabla \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] - \frac{R}{c_p p} \nabla^2 \frac{dQ}{dt} \quad (5)$$

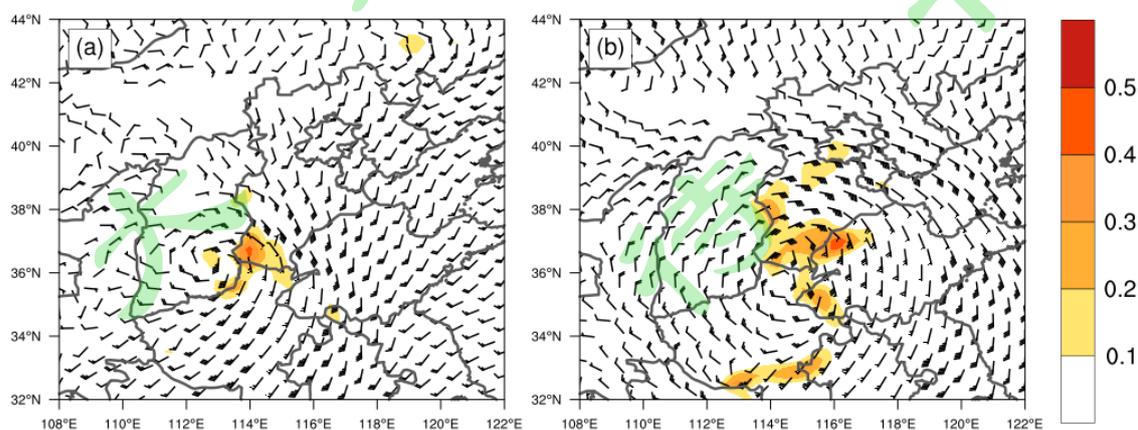
381 方程左端与 (4) 式左端类似，可证明当 ω 具有波状特征时， $\left(\sigma \nabla^2 + f^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2} \right) \omega \propto$
382 $(-\omega)$ 。右端第一项为垂直涡度平流随高度变化项，当垂直涡度平流随高度增加
383 时， $\frac{\partial}{\partial p} [V \cdot \nabla (f + \zeta)] > 0$ ，有上升运动 $\omega < 0$ ；右端第二项为温度平流的拉普拉斯，
384 可以证明 $-\nabla^2 \left[V \cdot \nabla \frac{\partial \theta}{\partial p} \right] \propto -\frac{R}{p} V \cdot \nabla T$ ，故在暖平流区 ($-V \cdot \nabla T > 0$)，有上升运动
385 $\omega < 0$ ；右端第三项为非绝热加热的拉普拉斯，同样可证明 $-\nabla^2 \frac{dQ}{dt} \propto \frac{dQ}{dt}$ ，即在非绝
386 热加热区有上升运动。

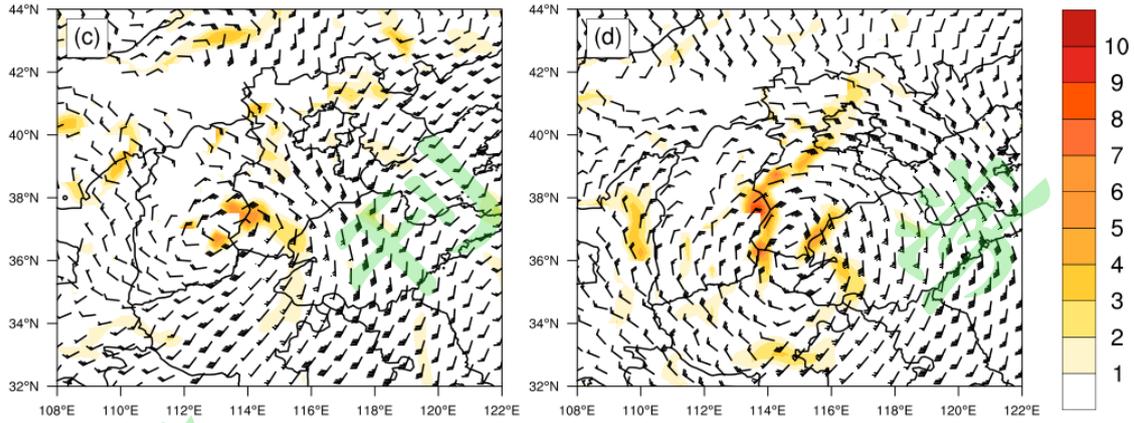
387 在过程 1 中，从 11 日傍晚起，在低涡东侧主要有 2 条螺旋型对流雨带被触
388 发并在向北旋转过程中不断发展更替，螺旋型对流雨带主要位于河北东南部、河
389 南北部至山东北部一带区域，850 hPa 垂直上升运动区主要位于河南西北部和河
390 北南部的 2 条螺旋型雨带上 (图 3b, 图 9a)。河北南部低涡东侧区域 850 hPa 的
391 正水平涡度旋度 (图 9c) 呈现较为明显的螺旋状分布特征，与河北南部螺旋型雨
392 带和垂直速度的分布有较好的对应关系，而河南西北部的螺旋型对流雨带所在位
393 置的正水平涡度旋度的螺旋状特征不是特别明显，表明水平涡度旋度引起的垂直
394 上升运动对河北南部的螺旋型对流雨带有触发作用，而对河南西北部的螺旋型对
395 流雨带则不是一个显著的触发因子。500 hPa 上低涡东侧的垂直涡度平流呈现与
396 两条螺旋型对流雨带较为相似的螺旋状分布特征 (图 10a)，而 850 hPa 的垂直涡
397 度平流较弱 (图 10c)，故有涡度平流随高度增加，从而有垂直上升运动，表明涡
398 度平流随高度的变化对两条螺旋型对流雨带均有触发作用；在低涡东侧的低空急
399 流区中的暖平流也呈现一定的螺旋状分布 (图 10e)，且位置和空间分布与两条螺
400 旋型对流雨带的对应关系较好，表明暖平流也是两条雨带的显著触发因子。从沿
401 114° E 的潜热垂直剖面可见，37° N 附近存在明显的降水潜热释放导致的大气

402 非绝热加热，因此非绝热加热对河北南部的螺旋型雨带也有触发作用；在 35°N
403 附近的非绝热加热则不是很明显，表明非绝热加热不是河南西北部螺旋型雨带的
404 主要触发因子（图 10g）。在过程 2 的第二阶段降水中也存在类似的螺旋型对流
405 雨带特征，但主要出现在低涡北侧。20 日凌晨开始在低涡北侧逐渐出现螺旋型
406 对流雨带并向西向北旋转，从而导致过程 2 中的强降水中心主要位于太行山东麓
407 和燕山南麓。至 20 日 03 时，形成了 3 条较为明显的螺旋型雨带，主要位于低涡
408 北侧的河北南部至山东西部北部以及河北中西部至北京南部等地（图 3f），850
409 hPa 垂直速度和 850 hPa 正水平涡度旋度对这三条螺旋型雨带有较好的反应（图
410 9b、图 9d）。500 hPa 和 850 hPa 的差动垂直涡度平流则对最北侧和最南侧的两条
411 雨带反应较好，而对于中间的螺旋型雨带则没有明显的触发作用（图 10b、图 10d）。
412 低空急流带来的强烈暖平流（图 10f）对最南侧的螺旋型雨带触发作用不及北侧
413 两条明显，而非绝热加热则与中间的螺旋型雨带有较好的对应关系（图 10h）。以
414 上分析表明，低涡附近的螺旋型雨带是由多种因素共同触发的，不同因子在不同
415 螺旋型雨带的触发中所起到的作用有所差异。

416 在该阶段中，低涡东侧（过程 1）和北侧（过程 2）的螺旋型对流雨带被触
417 发后，不稳定能量被释放。而后由于强烈的西南低空急流（过程 1 和过程 2）和
418 东风急流（过程 2）带来的暖湿平流使不稳定层结和对流不稳定能量不断重建，
419 在水平涡度旋度、差动垂直涡度平流、低层暖平流以及对流雨带上空的非绝热加
420 热共同作用下导致了垂直上升运动，螺旋对流降水带不断被触发。对比发现，两
421 次过程中螺旋型对流雨带出现位置的差异主要是由于低涡结构的不同导致上述
422 物理量因子的空间分布差异造成的。

423





425

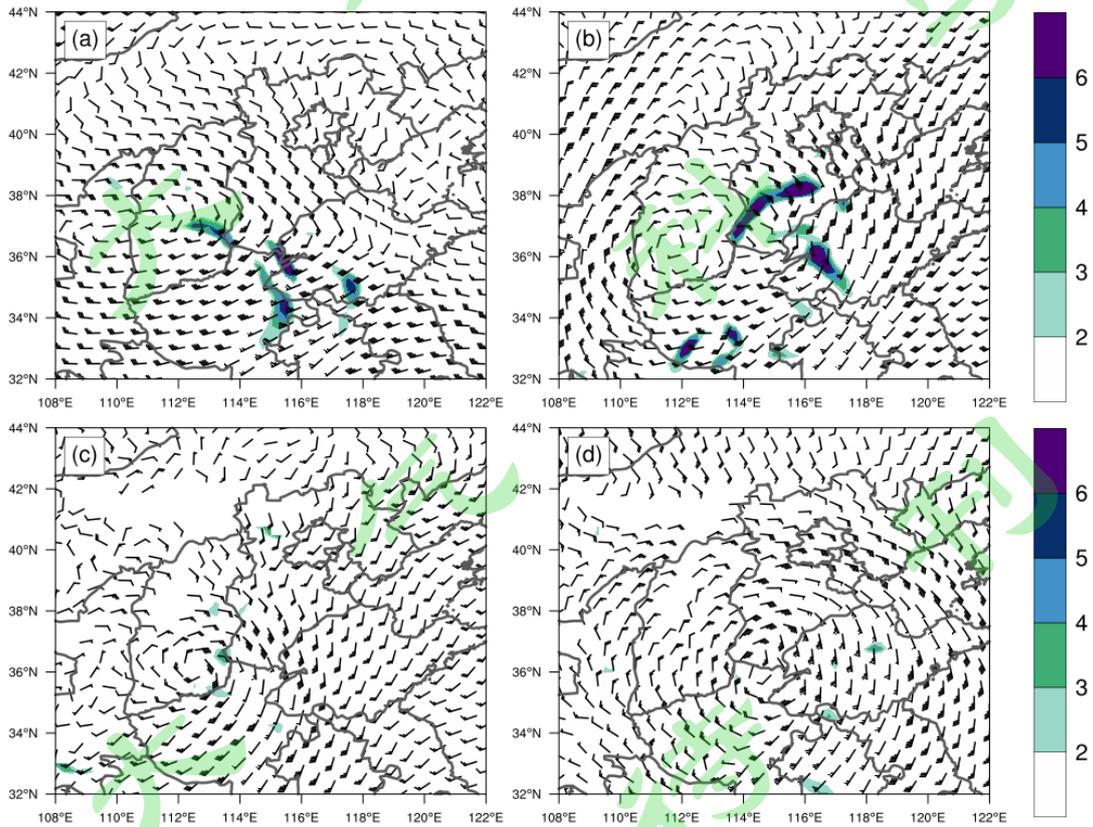
426 图9 850 hPa 垂直速度(a, b; 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), 850 hPa 风场和水平涡度旋度(c,d; 单位: 10^{-8}
 427 $\text{Pa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)。左列: 2021年7月11日17时, 右列: 2016年7月20日03时

428 Fig 9 The vertical velocity at 850 hPa (a, b; unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), the curl of horizontal vorticity at 850

429 hPa (c, d; unit: $10^{-8} \text{Pa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$). Left column: 1700 LST 11 July 2021, right column: 0300 LST 20

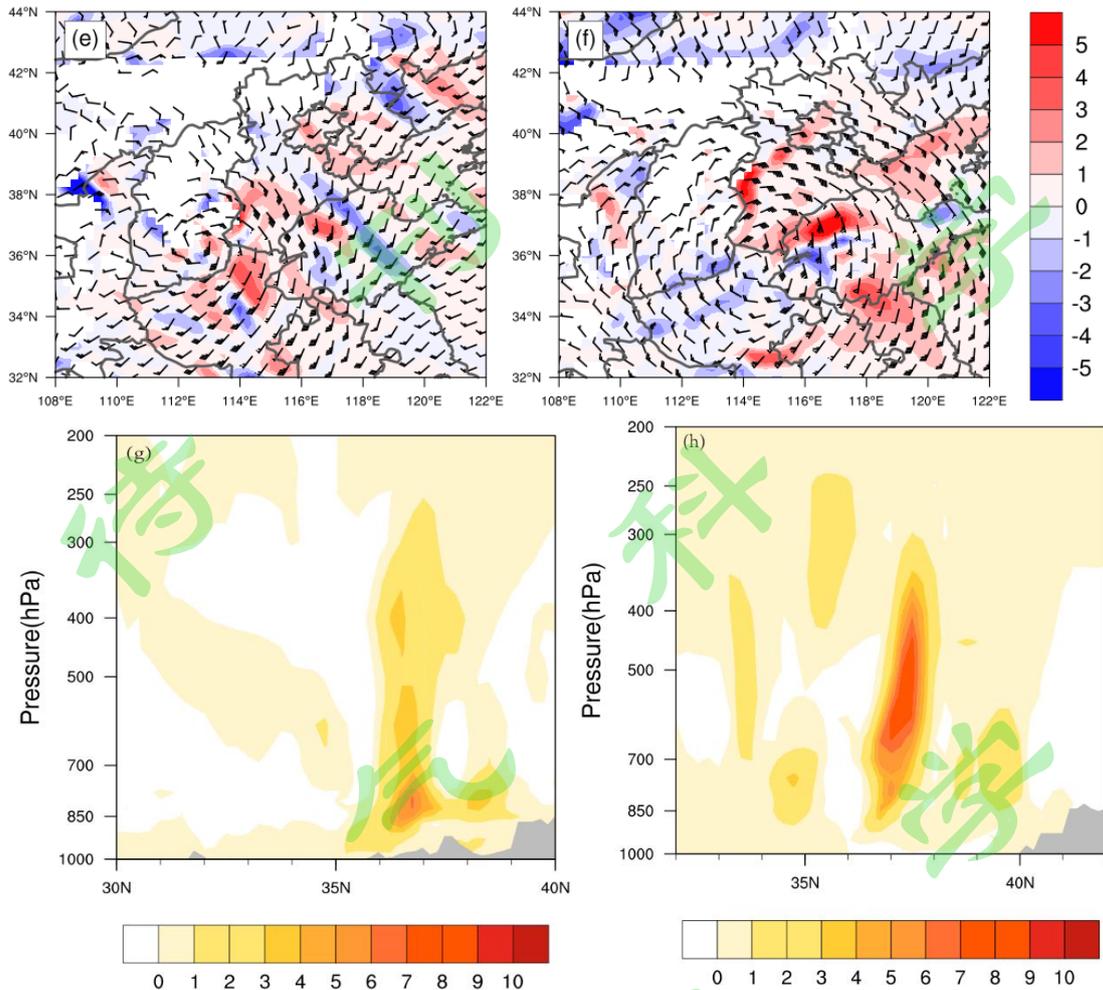
430 July 2016.

431



432

433



434

435

436

437 图 10 500 hPa 风场和垂直涡度平流(a,b; 单位: $10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$), 850 hPa 风场和垂直涡度平流
 438 (c,d; 单位: $10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$), 850 hPa 风场和温度平流(e,f; 单位: $10^{-4} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$), 沿 114° E (g)和
 439 116° E (h)剖面的非绝热加热(单位: $\text{K} \cdot \text{h}^{-1}$)。其中(a)、(c)、(e)、(g)为 2021 年 7 月 11 日 17
 440 时; (b)、(d)、(f)、(h)为 2016 年 7 月 20 日 03 时

441 Fig 10 Wind vector and advection of vertical vorticity at 500 hPa (a,b; unit: $10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$), wind
 442 vector and the advection of vertical vorticity at 850 hPa (c, d; unit: $10^{-8} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$), wind vector and
 443 the advection of temperature at 850 hPa (e, f; unit: $10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$) and diabatic heating along 114° E
 444 (g) and 116° E (h) (unit: $\text{K} \cdot \text{h}^{-1}$). (a)、(c)、(e)、(g): 1700 LST 11 July 2021; (b)、(d)、(f)、
 445 (h): 0300 LST 20 July 2016.

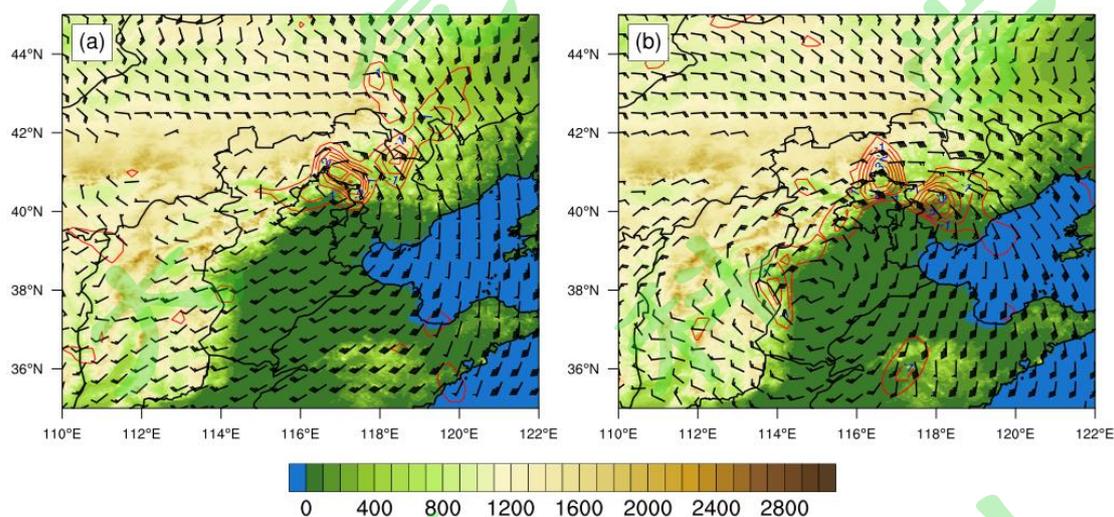
446 3.4 低涡减弱期不稳定层结中的暖切变降水成因对比分析

447 在过程 1 的第三阶段, 12 日夜问低涡已移动至华北北部, 在低涡中心附近
 448 及其东侧存在明显的偏南风与偏东风形成的暖切变, 配合燕山地形的作用, 华北

449 北部存在明显的低层辐合（图 11a）。从 12 日 18 时沿 116.5°E 垂直剖面可见（图
450 12a），在 700 hPa 以下假相当位温线分布较为密集，且在山前平原及地形过渡带
451 假相当位温随高度递减，表明大气层结为对流不稳定状态。中低层辐合抬升配合
452 对流不稳定层结，有利于强上升运动的发展，从而造成了此阶段的强降雨发生。

453 过程 2 的第三阶段与过程 1 有一定差别，低涡移至河北西南部后原地停滞直
454 至消散，低涡东北侧的偏南风与偏东风的暖切变在华北北部形成较明显的低层辐
455 合（图 11b）。从 20 日夜间的垂直剖面来看（图 12b），400 hPa 以下假相当位温
456 线较为密集，700 hPa 以下也表现为假相当位温随高度递减的对流不稳定层结，
457 这与易笑园等（2018）的分析结果较为一致。尽管过程 2 在暖式切变线附近辐合
458 强度不及过程 1，但其对流不稳定层结伸展高度更高，对流不稳定能量更强，因
459 此产生的上升运动较过程 1 明显偏强，从而对应了更强的降水。

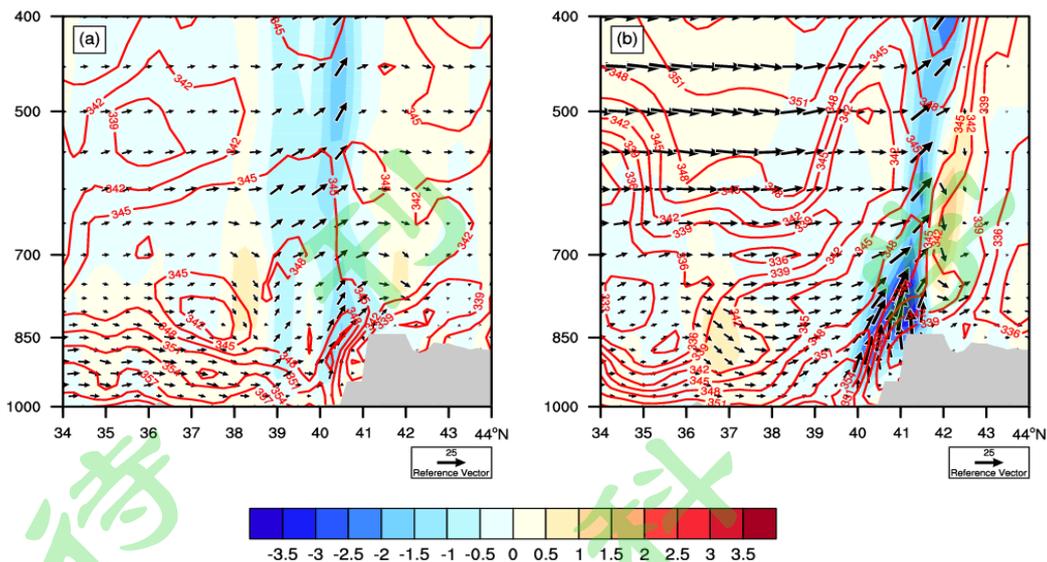
460



461

462 图 11 同图 7，但为(a)2021 年 7 月 12 日 22 时；(b)2016 年 7 月 20 日 20 时。

463 Fig 11. The same with Fig 7, but for (a) 2200 LST 12 July 2021; (b) 2000 LST 20 July 2016.



464

465 图 12 假相当位温（红线，单位：K）、风矢量和垂直速度（填色，单位： $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ）沿
 466 116.5°E 的垂直剖面，灰色阴影为地形。(a) 2021 年 7 月 12 日 18 时，(b) 2016 年 7 月 20
 467 日 20 时。

468 Fig 12 Vertical cross-section of θ_{se} (red line, unit: K), wind vector and vertical velocity (shading,
 469 unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) along 116.5°E , gray shadows are terrain. (a) 1800 LST 12 July 2021; (b) 2000 LST
 470 20 July 2016.

471 4 结论与讨论

472 本文针对 2021 年 7 月 11-13 日和 2016 年 7 月 19-21 日华北两次低涡暴雨过
 473 程，利用多源观测资料和再分析资料从降水特征和成因等方面进行了较为系统的
 474 对比分析，主要结论如下：

475 (1) 这两次暴雨过程均发生在南亚高压东伸加强、副热带高压西伸北抬、
 476 中纬度西风带低涡系统东移北上发展、下游高压脊稳定少动的“东高西低”华北
 477 地区典型暴雨环流形势背景下，但过程 1 的累计雨量、降雨强度、影响范围、持
 478 续时间和极端性等方面均不及过程 2。地形在这两次过程中均起到了一定的增幅
 479 作用，但过程 2 的强降雨站点更加集中分布于太行山东麓地形附近，表明地形的
 480 增幅作用在过程 2 中更明显。

481 (2) 两次过程的低涡强度、结构及路径、高低空急流存在明显差别。过程
 482 1 以低涡南侧的西南低空急流为主，且低涡发展较为浅薄，后期移动速度较快，
 483 一路沿太行山北上并最终在河北北部消散；过程 2 不仅西南急流更强，低涡北侧
 484 的偏东风低空急流同样显著，低层偏东风在太行山东麓地形的作用下产生了更明

485 显的强降水。同时，过程 2 的切断低涡经向度更大，低涡发展更为深厚，高空伴
486 有急流配合发展，受低涡自身强度及下游更强的高压坝共同影响，低涡在中后期
487 移动速度较慢，后期在河北西南部稳定少动直至消散。

488 (3) 两次过程的降水都可以分为三个阶段，但其降水空间分布及成因存在
489 一定差异。在第一阶段，两次过程均有较好的水汽和能量条件，过程 1 的低层辐
490 合主要出现在低涡中心附近的山西南部至河南北部，而过程 2 的低层辐合主要出
491 现在低涡北侧偏东风急流受太行山东麓地形阻挡形成的风速辐合区域中，因此过
492 程 2 在太行山东麓形成了一个强降水极大值中心，短时强降水也多次发生于该区
493 域中。在第二阶段中，两次过程均出现了多条类似于台风螺旋雨带结构的低涡螺
494 旋型对流雨带，但过程 1 主要出现在低涡东侧，而过程 2 主要发生在低涡北侧，
495 这可能是由于在高温高湿高能的有利条件下，低涡结构的不同导致水平涡度旋度、
496 差动垂直涡度平流、暖平流以及非绝热加热的分布差异不同，从而在低涡不同方
497 位触发了螺旋型雨带，且不同因子在不同螺旋型雨带的触发中所起到的作用也有
498 所差异；在第三阶段，过程 1 的低涡已移至华北北部，低涡中心附近的强辐合配
499 合不稳定层结和地形抬升产生了较强降雨；而过程 2 的低涡仍然位于河北西部，
500 低涡东北侧的暖切变辐合不及过程 1，但其对流不稳定条件更好，从而产生了更
501 强的垂直上升运动及更强的降雨。

502 本文对比分析了华北地区两次低涡东移北上暴雨过程的降水实况、环流特征、
503 阶段发展特征及其成因，重点从动、热力角度初步探讨了低涡不同发展阶段降水
504 成因及其差异，特别是华北地区低涡螺旋型对流雨带的可能触发机制，所得到的
505 结论有助于进一步加深对华北低涡暴雨时空演变特征的理解和认识，有助于凝练
506 总结华北低涡暴雨预报的着眼点。这两次过程第二阶段出现的螺旋型对流雨带降
507 水的中尺度特征较为复杂，且触发机制也是预报难点，中尺度业务预报模式虽然
508 能在一定程度上对螺旋型对流雨带降水特征有所体现，但仍不够准确，给降水的
509 精细化预报带来较大困难。在今后的实际预报业务中可以尝试从本文提到的水平
510 涡度旋度和 ω 方程等角度分析螺旋型雨带的出现可能，进而加强对降水精细化特
511 征的预报。由于资料时空分辨率等方面的限制，对这两次暴雨过程特征和成因的
512 对比分析还不够细致，同时，螺旋型对流雨带的成因复杂，还可能存在其他触发
513 机制，这些问题都值得更进一步的探讨。

514 **致谢：**感谢国家气象中心强天气预报中心曹艳察为本文提供部分数据支持。

515 **参考文献**

516 巢纪平, 陈历舒. 1964. 风速垂直切变对于对流的发展和结构的影响[J]. 气象学报, (1):
517 94-102. Chao Jiping, Chen Lishu, 1964. On the effect of the vertical wind shear on the
518 development and the structure of convection [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese),
519 (1):94-102.

520 丁一汇, 李吉顺, 孙淑清, 等. 1980. 影响华北夏季暴雨的几类天气尺度系统分析[C]. 中
521 国科学院大气物理研究所集刊(第9号), 暴雨及强对流天气的研究. 北京: 科学出
522 版社, 1-13. Ding Yihui, Li Jishun, Sun Shuqing, et al. 1980. The analysis on mesoscale
523 systems producing heavy rainfall in North China (in Chinese) [C], Papers of Institute of
524 Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences (CAS), No. 9. Beijing: Science Press,
525 1-13.

526 丁治英, 高松, 常越. 2013. MCC 转为带状 MCSs 过程中水平涡度的变化与暴雨的关系
527 [J]. 热带气象学报, 29(4): 540-550. Ding Zhiying, Gao Song, Chang Yue. 2013.
528 Relationship between the variation of horizontal vorticity and heavy rain in the process of
529 MCC turning into MCSs [J]. *J. Trop. Meteor.* (in Chinese), 29(4): 540-550.

530 丁治英, 黄海波, 赵向军, 等. 2018. “莫拉克”台风螺旋型雨带与水平涡度的关系[J]. 热
531 带气象学报, 41(4): 454-462. Ding Zhiying, Huang Haibo, Zhao Xiangjun, et al. 2018.
532 Relationship of spiral rain bands and horizontal vorticity in typhoon Morakot [J]. *J. Trop.*
533 *Meteor.* (in Chinese), 41(4): 454-462.

534 窦慧敏, 丁治英, 沈新勇, 等. 2019. 东北冷涡下一次飑线和 MCV 的形成与水平涡度的
535 关系[J]. 热带气象学报, 35(5): 709-720. Dou Huimin, Ding Zhiying, Shen Xinyong, et
536 al. 2019. The relationship between the formation of a squall line and MCV and the
537 horizontal vorticity under cold vortex in northeast China [J]. *J. Trop. Meteor.* (in Chinese),
538 35(5): 709-720.

539 Davies-Jones R P. 1980. Tornado dynamics. Thunderstorm: A social and technological documentary
540 [M]. Norman: University of Oklahoma Press.

541 Ding Z Y, Zhao X J, Gao S, et al. 2016. A novel method for calculating vertical velocity: a
542 relationship between horizontal vorticity and vertical movement [J]. *J. Trop. Meteor.*, 22(2):

543 208-219.

544 符娇兰, 马学款, 陈涛,等. 2017. “16·7”华北极端强降水特征及天气学成因分析[J]. 气
545 象,43(5):528-539. Fu Jiaolan, Ma Xuekuan, Chen Tao, et al. 2017. Characteristics and Synoptic
546 Mechanism of the July 2016 Extreme Precipitation Event in North China [J]. *Meteor. Mon.* (in
547 Chinese), 43(5):528-539.

548 Fu S M, Sun J H, Ling J, et al. 2016. Scale interactions in sustaining persistent torrential rainfall
549 events during the Mei-yu season [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 121, 12856-12876.

550 郭肖容. 1977. 华北夏季暖切变暴雨个例的初步分析[J]. 大气科学, 1(4): 256-264. Guo
551 Xiaorong. 1977. A preliminary study of a rainstorm caused by wind shear-line in the warm air-
552 mass over North China in summer[J]. *Chin. J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 1(4): 256-264.

553 《华北暴雨》编写组, 1992. 华北暴雨[M]. 北京: 气象出版社: 182. Writing group of heavy
554 Rain in North China, 1992. Heavy Rainfall in North China (in Chinese) [M]. Beijing: China
555 Meteorological Press: 182.

556 郝莹, 姚叶青, 郑媛媛, 等. 2012. 短时强降水的多尺度分析及临近预警[J]. 气象, 38(8):903-
557 912. Hao Ying, Yao Yeqing, Zheng Yuanyuan, et al. 2012. Multi scale analysis and nowcasting
558 of short time heavy rainfall [J]. *Meteor. Mon.* (in Chinese), 38(8):903-912.

559 Houze JR. R A, Hobbs P V. 1982. Organization and structure of precipitating cloud systems [J]. *Adv.*
560 *Geophys.*, 24:225-300.

561 李修芳,1997.影响华北地区的黄河气旋过程分析[J].气象,23(1):17-22. Li Xiufang,1997. An
562 Analysis of Yellow River Cyclone Process Impacting North China [J]. *Meteor. Mon.* (in
563 Chinese), 23(1):17-22.

564 梁丰, 陶诗言, 张小玲. 2006. 华北地区一次黄河气旋发生发展时所引起的暴雨诊断分析[J].
565 应用气象学报, 17(3): 257-265. Liang Feng, Tao Shiyan, Zhang Xiaoling. 2006. Diagnostic
566 analysis of a heavy rain event in North China caused by the development of Yellow River
567 cyclone[J]. *J. Appl. Meteor. Sci.* (in Chinese), 17(3): 257-265.

568 雷蕾, 孙继松, 何娜, 等. 2017. “7.20”华北特大暴雨过程中低涡发展演变机制研究[J]. 气象
569 学报,75(5):685-699. Lei Lei, Sun Jisong, He Na, et al. 2017. A study on the mechanism for the
570 vortex system evolution and development during the torrential rain event in North China on 20
571 July 2016 [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 75(5):685-699.

572 栗晗,王新敏,张霞,等. 2018.河南“7·19”豫北罕见特大暴雨降水特征及极端性分析[J].气

573 象,44(9):1136-1147. Li Han, Wang Xinmin, Zhang Xia, et al. 2018. Analysis on Extremity and
574 Characteristics of the 19 July 2016 Severe Torrential Rain in the North of Henan Province [J].
575 *Meteor. Mon.* (in Chinese), 44(9):1136-1147.

576 陆婷婷, 崔晓鹏. 2022. 北京两次特大暴雨过程观测对比[J]. 大气科学, 46(1): 111-132. Lu
577 Tingting, Cui Xiaopeng. 2022. Observational Comparison of Two Torrential Rainfall Events
578 in Beijing [J]. *Chin. J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 46(1): 111-132.

579 Li H Q, Cui X P, Zhang D L. 2017. A statistical analysis of hourly heavy rainfall events over
580 the Beijing metropolitan region during the warm seasons of 2007-2014 [J]. *Int. J. Climatol.*,
581 37(11): 4027-4042.

582 Luo Y L, Gong Y, Zhang D L. 2014. Initiation and organizational modes of an extreme-rain-
583 producing mesoscale convective system along a Mei-Yu front in East China [J]. *Mon. Wea.*
584 *Rev.*, 142(1): 203-221.

585 Luo Y L, Chen Y R X. 2015. Investigation of the predictability and physical mechanisms of an
586 extreme-rainfall-producing mesoscale convective system along the Meiyu front in East
587 China: An ensemble approach [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 120(20): 10593-10618.

588 Li N, Ran L K, Gao S T. 2020. On the interactions of vorticity, divergence and deformation in
589 a meso-alpha-scale vortex [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 132: 203-223.

590 Rothfusz L P. 1986. A mesocyclone and tornado-like vortex generated by the tilting of horizontal
591 vorticity: preliminary results of a laboratory simulation [J]. *J. Atmos. Sci.* 43(22): 2677-2682.

592 孙建华, 张小玲, 卫捷, 等. 2005. 20 世纪 90 年代华北大暴雨过程特征的分析研究[J]. 气候与环境
593 研究, 10(3):492-506. Sun Jianhua, Zhang Xiaoling, Wei Jie, et al. 2005. A Study on Severe
594 Heavy Rainfall in North China during the 1990s [J]. *Climatic and Environmental Research* (in
595 Chinese), 10(3):492-506.

596 孙建华, 齐琳琳, 赵思雄. 2006. “9608”号台风登陆北上引发北方特大暴雨的中尺度对流系统
597 研究[J]. 气象学报, (1): 57-71. Sun Jianhua, Qi Linlin, Zhao Sixiong. 2006. A Study on
598 Mesoscale Convective Systems of the Severe Heavy Rainfall in North China by “9608”
599 Typhoon [J]. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), (1): 57-71.

600 孙建华, 赵思雄, 傅慎明, 等. 2013. 2012 年 7 月 21 日北京特大暴雨的多尺度特征[J]. 大气科
601 学, 37(3): 705-718. Sun Jianhua, Zhao Sixiong, Fu Shenming, et al. 2013. Multi-Scale
602 Characteristics of Record Heavy Rainfall over Beijing Area on July 21, 2012[J]. *Chin. J. Atmos.*

603 *Sci. (in Chinese)*, 37(3): 705-718.

604 孙继松, 雷蕾, 于波, 等. 2015. 近 10 年北京地区极端暴雨事件的基本特征[J]. 气象学报,
605 73(4): 609-623. Sun Jisong, Lei Lei, Yu Bo. et al. 2015. The fundamental features of the
606 extreme severe rain events in the recent 10 years in the Beijing area[J]. *Acta. Meteor. Sinica.*
607 (in Chinese), 73(4):609-623.

608 陶诗言. 1980. 中国之暴雨[M].北京: 科学出版社. Tao Shiyan. 1980. Torrential Rain in China (in
609 Chinese) [M]. Beijing: Science Press.

610 陶祖钰. 1980. 湿急流的结构及形成过程 [J]. 气象学报, (04), 331-340. Tao Zuyu. 1980.
611 Structure and formation process of moist jet[J]. *Acta. Meteor. Sinica.* (in Chinese), (04):
612 331-340.

613 陶诗言, 赵思雄, 周晓平, 等. 2003. 天气学和天气预报的研究进展[J]. 大气科学, 27(4):
614 451-467. Tao Shiyan, Zhao Sixiong, Zhou Xiaoping, et al. 2003. The Research Progress of the
615 Synoptic Meteorology and Synoptic Forecast[J]. *Chin. J. Atmos. Sci.* (in Chinese), 27(4): 451-
616 467.

617 王丹妮, 丁治英, 王咏青, 等. 2020. 一次多弓状中尺度雨带的成因机理及其与水平涡度的
618 关系[J]. 热带气象学报, 36(1): 131-144. Wang Danni, Ding Zhiying, Wang Yongqing,
619 et al. 2020. The relationship between the formation mechanism of a multi-mesoscale-
620 bow-rainband and horizontal vorticity [J]. *J. Trop. Meteor.* (in Chinese), 36(1): 131-144.

621 Xu Y M, Wu R S. 2003. The conservation of helicity in hurricane Andrew (1992) and the
622 formation of the spiral rainband [J]. *Adv. Atmos. Sci.* 20(6): 940-950.

623 杨贵名,毛冬艳,姚秀萍. 2006. "强降水和黄海气旋"中的干侵入分析. 高原气象. 25(1): 16-28.
624 Yang Guiming, Mao Dongyan, Yao Xiuping. 2006. Analysis on Dry Intrusion in Heavy Rain
625 and Huang-Hai Cyclone [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*. 25(1): 16-28.

626 余贞寿, 高守亭, 任鸿翔. 2007. 台风“海棠”特大暴雨数值模拟研究[J]. 气象学报, 65(6): 864-
627 876. Yu Zhenshou, Gao Shouting, Ren Hongxiang. 2007. A numerical study of the severe
628 heavy rainfall associated with the typhoon Haitang (0505) [J]. *Acta. Meteor. Sinica.* (in
629 Chinese), 65(6):864-876.

630 易笑园, 陈宏, 孙晓磊, 等. 2018. “7·20”气旋大暴雨中多尺度配置与 $M\gamma$ CS 发展的关
631 系[J]. 气象, 44(7): 869-881. Yi Xiaoyuan, Chen Hong, Sun Xiaolei, et al. 2018. Multi-Scale
632 Configuration of the 20 July 2016 Cyclone-Induced Severe Torrential Rain and Its Relationship

- 633 with the Development of M γ CS [J]. *Meteor. Mon.* (in Chinese), 44(7):869-881.
- 634 张文龙, 崔晓鹏, 王昂生, 等. 2008. 2001 年台风“榴莲”生成前期对流“热塔”的数值模拟
635 [J]. 热带气象学报, 24(6): 619-628. Zhang Wenlong, Cui Xiaopeng, Wang angsheng, et
636 al. 2008. Numerical simulation of Hot Towers during pre-genesis stage of typhoon Durian
637 (2001) [J]. *J. Trop. Meteor.* (in Chinese), 24(6): 619-628.
- 638 张文龙, 崔晓鹏. 2012. 近 50a 华北暴雨研究主要进展[J]. 暴雨灾害, 31(04): 384-391.
639 Zhang Wenlong, Cui Xiaopeng. 2012. Main progress of torrential rain researches in North
640 China during the past 50 years [J]. *Torrential. Rain. Disaster.* (in Chinese), 31(04): 384-
641 391.
- 642 赵思雄, 孙建华, 鲁蓉, 等, 2018. “7·20” 华北和北京大暴雨过程的分析[J]. 气象, 44(3):351-360.
643 Zhao Sixiong, Sun Jianhua, Lu Rong, et al. 2018. Analysis of the 20 July 2016 Unusual Heavy
644 Rainfall in North China and Beijing[J]. *Meteor. Mon.* (in Chinese), 44(3):351-360.
- 645 Zhang D L, Lin Y H, Zhao P, et al. 2013. The Beijing extreme rainfall of 21 July 2012: "Right
646 results" but for wrong reasons [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 40 (7): 1426-1431.