

广西台风“海葵”残涡极端暴雨关键热动力过程

覃皓^{1,2} 农孟松¹ 黄明策¹ 杨明鑫^{1,2} 翟舒楠¹ 刘晓梅¹ 邱滋¹

1 广西壮族自治区气象台, 南宁 530022

2 北部湾国家气候观象台开放实验室, 南宁 530022

摘要 受台风“海葵”残涡影响, 2023年9月10至11日广西东南沿海出现一次极端暴雨过程, 降雨强度大、落区重叠并伴有明显夜雨特征, 多地雨量破建站以来观测纪录。利用多源实况观测及ERA5再分析资料, 对此次极端暴雨成因及残涡维持的可能机制进行分析, 结果表明: 在大陆副高减弱而西太副高稳定维持的背景下, 处于两高之间的“海葵”残涡受弱引导气流影响, 导致其在广西一带稳定少动, 配合强盛西南季风气流, 促成此次极端暴雨过程。在最强降水开始前, 暴雨中心附近已具备明显的强降水潜势, 大气可降水量显著异常偏多。残涡东南侧边界层急流是促成极端暴雨的关键影响系统, 起到了跨尺度联系残涡与局地极端暴雨的纽带作用, 其发展增强与残涡东南侧经向气压梯度力做功导致的局地动能增长有关。边界层急流发展一方面通过低层辐合抬升配合残涡正涡度环流形成强垂直螺旋度, 以及低层辐合、变形锋生强迫为强降水发展提供动力条件, 另一方面使暴雨中心保持低层高温高湿, 湿层增厚。深厚的暖平流加热层以及对流层中层潜热加热为残涡环流维持提供有利热力条件。夜间云贵高原东麓下坡扰动风以及北部湾向岸扰动风位相互相配合共同指向残涡中心, 增强风场辐合效应, 为残涡气旋性涡度发展维持提供动力条件。

关键词 “海葵”残涡极端暴雨, 边界层急流, 锋生强迫, 下坡扰动风, 向岸扰动风

Key thermal dynamic process of extreme rainstorm caused by residual vortex of Typhoon Haikui (2311) in Guangxi

QIN Hao^{1,2}, NONG Mengsong¹, HUANG Mingce¹, YANG Mingxin^{1,2}, ZHAI Shunan¹, LIU Xiaomei¹,

QIU Zi¹

1 Guangxi Meteorological Observatory, Nanning 530022

收稿日期 2024-06-04; 网络预出版日期

作者简介 覃皓, 男, 工程师, 主要从事天气、气候诊断及机理研究。E-mail: 289055112@qq.com

资助项目 中国气象局复盘总结专项 (FPZJ2024-100), 广西重点研发计划项目 (桂科 AB25069126、桂科 AB22080101), 中国气象局创新发展专项 (CXFZ2025J013), 广西气象科研计划项目 (桂气科 2024M02)

Funded by Review and Summary Special Project of China Meteorological Administration (FPZJ2024-100), Key Development Program Program of Guangxi (GuiKe AB25069126, GuiKe AB22080101), Innovative Development Project of China Meteorological Administration (CXFZ2025J013), Meteorological Scientific Research Program Project of Guangxi (GuiQiKe2024M02)

28 **Abstract** Affected by the residual vortex of Typhoon Haikui (2311), an extreme rainstorm
29 occurred in the southeast coast of Guangxi from September 10 to 11, 2023, with large rainfall
30 intensity, overlapping falling areas and obvious night rain characteristics, and the rainfall in many
31 places broke the observation records since the establishment of the station. Based on the
32 multi-source observations and ERA5 reanalysis data, the cause of the extreme rainstorm and the
33 possible mechanism of residual vortex maintenance were analyzed. The results are as follows:
34 Under the background of the weakening of the continental high and the stable maintenance of the
35 western Pacific subtropical high, the "Haikui" residual vortex between the two is weakly guided
36 by the steering flow, remaining stationary over Guangxi, which cooperated with the strong
37 southwest monsoon flow and contributed to the extreme rainstorm. There is obvious strong
38 precipitation potential near the rainstorm center, and the precipitable water is abnormally large
39 before the heaviest precipitation. The boundary layer jet on the southeast side of the residual
40 vortex is the key influencing system for extreme rainstorm, which plays a cross-scale pivotal role
41 in connecting the residual vortex with local extreme rainstorm. Its development at night is related
42 to the local kinetic energy increase driven by work done by the meridional pressure gradient force
43 in the southeast side of the residual vortex. The negative meridional potential height horizontal
44 gradient on the southeast side of the residual vortex combined with southerly wind increases the
45 local kinetic energy, resulting in enhanced development of boundary layer jet at night. The
46 development of boundary layer jet is conducive to the formation of strong vertical helicity through
47 low-level convergence uplift combined with positive vorticity circulation of residual vortex, on
48 the one hand, and the frontogenesis forcing of convergence and deformation at low level provides
49 dynamic conditions for the development of heavy precipitation. On the other hand, is conducive to
50 the rainstorm center maintains high temperature and high humidity at low level, and thicker wet
51 layer depth. The deep warm advection heating layer and the middle troposphere latent heating
52 provide favorable thermal conditions for the maintenance of residual vortex circulation. At night,
53 the perturbation downslope wind on the eastern slope of the Yunnan-Guizhou Plateau and the
54 perturbation onshore wind in the Beibu Gulf cooperate with each other to point to the center of the

55 residual vortex, enhance the convergence effect of the wind field, and provide dynamic conditions
56 for the development and maintenance of the cyclonic vorticity of the residual vortex.

57 **Key words** Residual vortex extreme rainstorm of Typhoon Haikui, Boundary layer jet,
58 Frontogenesis force, Perturbation downslope wind, Perturbation onshore wind

60 1 引言

61 登陆台风是每年汛期华南地区预报业务关注的焦点,发展强盛环流完整的台风往往具有
62 极高的致灾性。台风登陆后强度往往会逐渐减弱,环流趋于松散,但越来越多天气事实表明,
63 台风减弱后的残涡系统同样具有造成极端降水的能力,对内陆地区的影响有时甚至比热带气
64 旋更为显著 (Dong et al, 2010; Ritchie et al, 2011; 林志强等, 2016)。台风残涡一方面仍
65 然裹挟充沛水汽,配合中尺度辐合线、高低空急流或遇到地形强迫抬升可以直接造成明显降
66 雨,如台风“尤特”(1311)、“海棠”(1710)以及“苏迪罗”(1513)等均分别造成登陆地附
67 近的广西特大暴雨、东北地区大暴雨以及浙江特大暴雨 (陈见等, 2014; 任丽等, 2018; 潘
68 劲松等, 2019); 另一方面也可以与中纬度西风槽、冷涡、锋面等系统发生相互作用造成远
69 距离强降雨,如台风“海鸥”(0807)、“摩羯”(1814)以及“暹芭”(2203) (赵宇等, 2016;
70 孙莎莎等, 2023; 柳龙生和许映龙, 2024)等。总体而言,我国下垫面地形复杂,不同纬度
71 上天气系统配置多样,使得台风残涡暴雨的形成机理各具特色。

72 在众多台风残涡个例中,极端暴雨的形成往往与其涡旋环流深入内陆后长时间维持密切
73 相关。在特定天气环流系统配置下,台风残涡系统深入内陆后依然能够长时间维持,进而为
74 极端暴雨提供稳定的大尺度强迫背景 (陈涛等, 2024; 柳龙生和许映龙, 2024)。在中纬度
75 地区,台风残涡的维持机制通常与冷空气入侵导致斜压性增长以及台风变性有关 (徐祥德等,
76 1998; Thorncroft and Jones, 2000)。如李英等 (2004) 发现当残涡受长波槽引导移向中高
77 纬度斜压锋区时,能获得斜压能量而长久维持。在残涡内部,当有冷空气入侵并与暖湿气流
78 相遇会形成中尺度辐合线,后者从低层残涡环流中获得动能和垂直涡度后发展,并在高层反
79 馈于残涡,使得残涡消散减缓 (李英等, 2010)。在低纬度的副热带地区,残涡维持常与强
80 盛暖湿输送相关联 (冀春晓等, 2007),如陈见等 (2014) 发现当残涡与季风急流 (季风涌)
81 相遇时,能通过获取潜热能而复苏。此外,不同尺度系统间的能量传递对残涡维持也存在一
82 定作用 (冀春晓等, 2012; 潘劲松等, 2019)。近年来有研究指出,在全球变暖背景下,随
83 着海洋表面温度的升高,飓风\台风登陆后在陆地上的衰减速度会变慢,进而导致内陆地区
84 极端暴雨及相关次生灾害更为频发 (Chavas and Chen, 2020; Yan et al, 2024)。因此,阐明

85 残涡环流维持机制也是促进深入认识台风极端暴雨及提高此类事件可预报性的关键一环。

86 2023 年 11 号台风“海葵”于 8 月 28 日 08 时（北京时，下同）生成于西太平洋，后向西
87 偏北方向移动，先后在福建、广东登陆，在 6 日停止编号后持续西移并于 10 日 04 时从玉林
88 博白进入广西境内，后盘旋少动。受“海葵”残涡环流影响，7—13 日广西南部、中部（桂南、
89 桂中，下同）出现大雨到暴雨，局地大暴雨到特大暴雨，多地雨量破建站以来观测纪录，桂
90 东南一带博白县有 13 个乡镇出现特大暴雨，县城国家自动站 24 小时（10 日 08 时—11 日
91 08 时）雨量 368.7 mm 突破历史极值（311.7 mm）。此次过程与 6 月 7—9 日热带低压以及
92 2316 号台风“三巴”极端降水事件共同入选了 2023 年国内外十大天气气候事件。汛期影响广
93 西的热带系统众多，但能造成破历史记录极端暴雨过程的少有，并且此类残涡暴雨过程的预
94 报难度较大，给防灾减灾带来巨大挑战。因此，为深化对此类极端暴雨事件的理解与认识、
95 提升相关预报业务能力，有必要厘清以下科学问题：极端暴雨的成因、联系“海葵”残涡与局
96 地极端暴雨的关键影响系统及其发展成因是什么？“海葵”残涡进入广西内陆后为何能够长
97 时间维持？为回答上述问题，本研究将利用多源资料分析此次残涡极端暴雨的环流背景及环
98 境条件，通过诊断揭示造成极端暴雨的关键热、动力过程以及残涡稳定维持的物理机制，以
99 期丰富华南台风残涡暴雨机理模型。

100

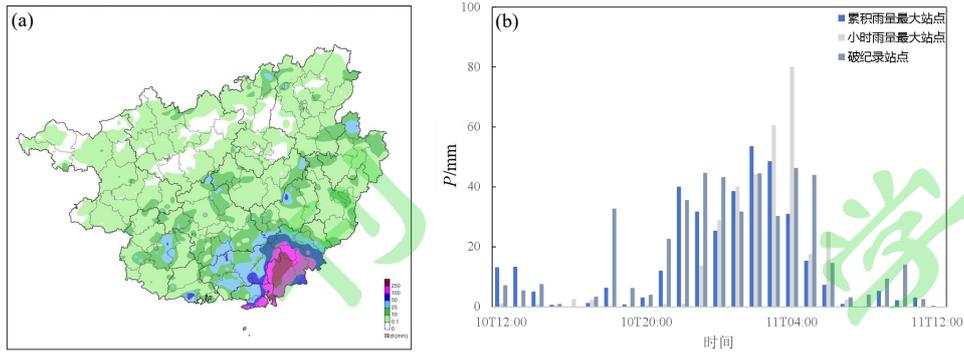
101 2 资料

102 实况使用常规地面自动站观测资料，风云 2G 卫星的相当黑体温度（Top Blackbody
103 Brightness temperature, TBB）资料（分辨率 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ ）。再分析资料使用欧洲中期天气预
104 报中心 ERA5 逐小时再分析资料（分辨率 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ ），变量包括位势高度、温度、比湿、
105 水平风场、大气整层可降水量等。所用逐小时数据时段均为 2023 年 9 月 9—11 日。

106

107 3 过程概况

108 2023 年 9 月 8—14 日受第 11 号台风“海葵”残余涡旋环流（以下简称残涡）影响，广西
109 沿海出现一次极端暴雨过程，过程持续时间长、强度强、累积雨量大。最强降雨阶段为 10
110 日—11 日，是本文关注的重点时段，落区位于桂东南沿海一带（图 1a），最大过程累计（10
111 日 08 时—11 日 08 时）雨量出现在玉林市博白县水鸣镇为 450.2 mm。强降雨主要集中于夜
112 间，由累积雨量最大站点、小时雨量最大站点以及破纪录站点的逐小时雨量序列可以看出降
113 水具有日间减弱，夜间加强的特点，夜间 20 时之后降水逐渐增强（图 1b），在次日 02 时
114 至 04 时达到峰值。



115
116

图 1 2023 年 9 月 (a) 10 日 08 时—11 日 08 时过程累计雨量以及 (b) 代表站的小时雨量

117
118
119

Fig.1 (a) Distribution of accumulated rainfall (unit: mm) from 08:00 BT 10 September to 08:00 BT 11 September in 2023 and (b) hourly evolution of the represent stations (unit: mm)

120

4 极端暴雨成因

121

4.1 大尺度环流调整

122

200 hPa 上南亚高压控制印度半岛西北部至青藏高原东南侧, 其 1255 dagpm 线东脊点在 8—11 日逐渐从 120°E 西退, 广西上空始终位于南亚高压东侧, 维持高层反气旋辐散形势(图略), 有利于降水以及低层低值系统发展。

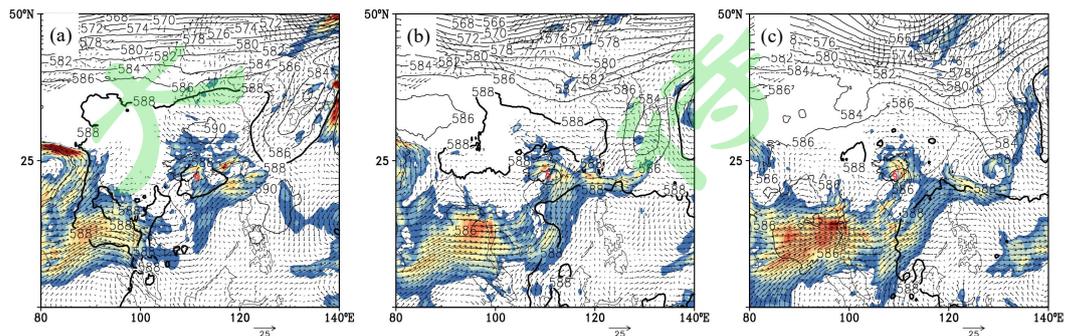
125

500 hPa 上, 7—8 日大陆副热带高压(简称大陆副高)与西北太平洋副热带高压(简称副高)联通后, 强盛控制我国西南至东部一带, 588 dagpm 线西边界呈方头型位于 85°E 附近, 此时海葵位于粤西并缓慢西行(图 2a)。9 日, 大陆副高减弱后与副高连接断裂, 盘踞在高原东侧至华东一带, 副高东退至南海。此时海葵位于两高之间, 距离大陆副高较近因而受其南侧偏东气流引导继续西行进入广西(图 2b)。10—11 日, 大陆副高进一步减弱, 588 dagpm 线所围面积逐渐减小。副高稳定维持, 其西侧偏南气流有利于引导南海水汽向广西输送(图 2c)。在此期间海葵受引导气流弱, 造成其在广西境内稳定少动。

132

低层 850 hPa 上西南季风强盛, 孟加拉湾-我国南海一带存在明显的水汽输送带。9—11 日在副高引导下, 低纬度暖湿气流源源不断向我国华南沿海输送(图 2b, 2c), 有利于桂南沿海暴雨以及残涡维持。

134



135

136 图2 2023年9月 (a) 8日20时, (b) 9日20时和 (c) 10日20时的500 hPa位势高度(等值线, 单位:
137 dagpm; 粗实线为588 dagpm等值线)、850 hPa风场(矢量, 单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)及水汽通量(填色, 单位: $\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}$
138 $^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$) (红色标记为残涡中心位置)

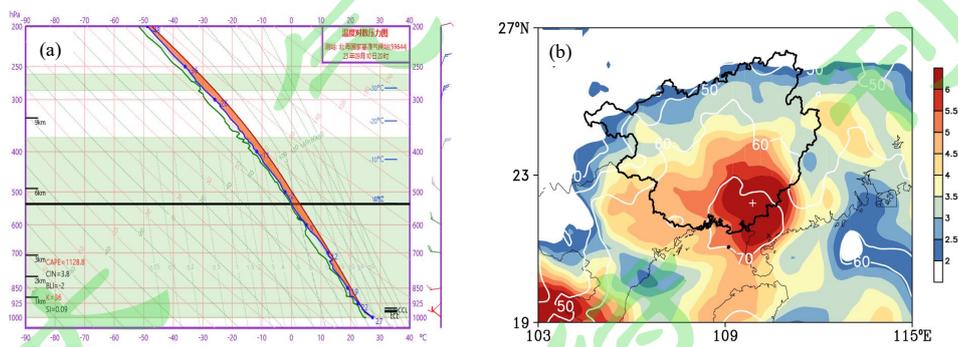
139 Fig.2 Distribution of geopotential height at 500 hPa (contours, unit: dagpm; thick solid line indicate 588 dagpm),
140 wind and vapor flux (shaded, unit: $\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$) at 850 hPa at 20:00 BT (a) 8, (b) 9, (c) 10 September in 2023
141 (the red markers denote the position of residual vortex center)
142

143 4.2 强降水潜势及异常大气环境

144 分析降水开始前(10日20时), 距离降水中心最近的北海站探空。探空层结曲线呈“瘦
145 高型”, 整层温度露点差小, 湿层深厚(图3a), 暖云层厚度高达5 km。同时大气已积累充
146 沛的不稳定能量, CAPE值1128 J/kg。对流层中、低层风向随高度顺转, 但0—6 km风速差
147 很小, 垂直风切变弱。以上特征及对流指数表明有很强的短时强降水潜势。此外, 抬升凝结
148 高度和自由对流高度均较低, 分别为284 m和468 m, 对流抑制CIN仅3.8 J/kg, 弱扰动就
149 能触发对流造成明显降水。进一步通过计算标准化异常来讨论段大气环境条件与气候态的偏
150 离程度(Hart and Grumm, 2001):

$$151 \quad D_s = \frac{V - M}{\sigma} \quad (1)$$

152 其中, V 为某一时刻物理量值, M 为该变量同时刻30年(1991~2020年)的21天滑动平均,
153 σ 为气候标准差。一般认为物理量偏离 $2.5-3\sigma$ 以上时小概率事件易出现, 大气环境具有较显
154 著的极端性。结果由图3可见, 受残涡环流持续水汽输送的影响, 在最强降雨发生前(10
155 日22时)大气环境已具有较强的极端性, 破纪录站点附近的桂东南沿海一带为大气可降水
156 量大值区, 中心超过 $70 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$, 大气可降水量标准化异常基本超过 6σ (图3a), 站点上则
157 达到了 7.3σ , 为后续极端降雨的出现提供了充足水汽。



158
159 图3 2023年9月 (a) 10日20时的北海 T -log P 图和 (b) 10日22时的大气可降水量(等值线, 单位: $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$)
160 及其标准化异常(填色, 十字为破纪录站点)

161 Fig.3 (a) T -log P figure of Beihai station at 20:00 BT 10 and (b) precipitable water (contour, unit: $\text{kg}\cdot\text{m}^{-2}$) and its
162 normalized anomaly (shaded) at 22:00 BT 10 (cross indicates the record-breaking station) September 2023
163

164 4.3 残涡环流背景下的动、热力配置

165 在上述大尺度环流调整背景下，残涡稳定少动，同时环境条件已具备造成极端降水的条
166 件，以下具体分析造成此次极端暴雨的动、热力过程。

167 4.3.1 边界层辐合抬升、锋生强迫及水汽输送特征

168 残涡作为扰动背景环流控制整个桂南及北部湾沿岸，但极端暴雨主要出现在其东南侧，
169 具有局地性，边界层急流则起到了跨尺度联系两者的关键纽带作用。

170 在动力强迫方面，10 日夜间至 11 日凌晨，残涡稳定维持在广西南部，其中 10 日 20 时
171 为强降水起始阶段，此时低层 925 hPa 辐合区主要位于残涡东侧暖式切变线附近，切变线南
172 侧边界层急流较弱，风速 $12 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右，造成水平辐合约 $-0.8\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (图 4a)。随后边界层
173 急流逐渐增强，约在 11 日 04 时达到最强，风速最大超过 $14 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ，此时辐合区位于急流顶
174 端，强度增强至 $-2.4\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ (图 4b, 4c)，对应此时降水强度达到最强。图 5 给出降水最强
175 时刻沿关键区 110°E 的垂直剖面。可以看到，强辐合区位于 850 hPa 以下的边界层内，中心
176 位于 925 hPa，其上空上升运动超过 500 hPa (图 5b)，配合残涡正涡度形成垂直螺旋度大
177 值区 ($H_z=-\zeta\omega$ ， ζ 为垂直相对涡度， ω 为 p 坐标系下垂直速度)，强度超过 $2.5\times 10^4 \text{ Pa}\cdot\text{s}^{-2}$ ，
178 垂直伸展超过 500 hPa (图 5a)，为强降水的发生发展提供有利动力条件，同时这种旋转上
179 升耦合的动力过程有利于扰动动能集中发展，从而使对流系统维持，降水持续 (Lilly, 1986;
180 曾智琳等, 2019)。此外，由剖面显示在近地面层存在辐合中心，且强降水中心位于海陆过
181 渡带上，表明陆面的摩擦效应同样提供了辐合作用。

182 除直接动力辐合抬升外，在一定的环境热力场与环流配置下，由边界层急流推动的暖湿
183 空气堆积常在华南沿海造成较强锋生强迫形成垂直次级环流 (陈芳丽等, 2021, 覃皓等,
184 2024b)，对于暴雨的触发或加强维持具有重要作用。计算以考虑水汽的假相当温 (θ_{se})
185 为参数的水平锋生函数 (Yang et al., 2014)，为以下的散度项 F_1 及变形项 F_2 之和：

$$186 \quad F_1 = -\frac{1}{2|\nabla\theta_{\text{se}}|} \left[\left(\frac{\partial\theta_{\text{se}}}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial\theta_{\text{se}}}{\partial y} \right)^2 \right] \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) \quad (2)$$

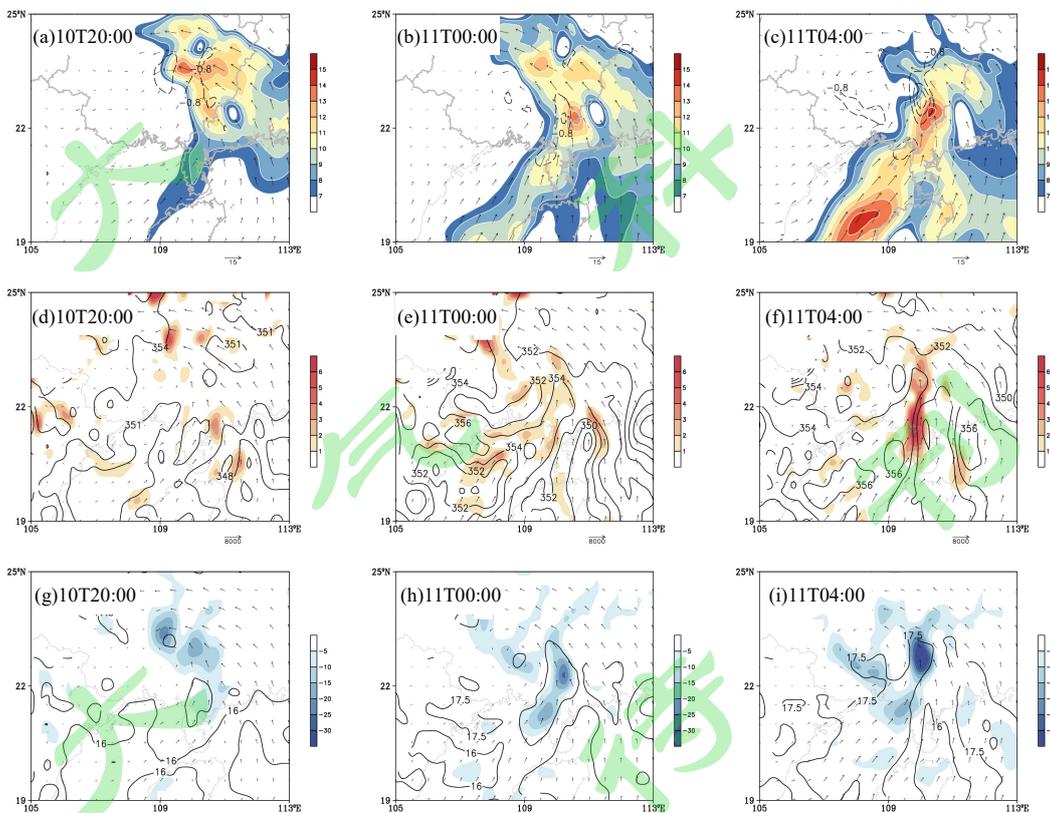
$$187 \quad F_2 = -\frac{1}{|\nabla\theta_{\text{se}}|} \left\{ \frac{1}{2} \left[\left(\frac{\partial\theta_{\text{se}}}{\partial x} \right)^2 - \left(\frac{\partial\theta_{\text{se}}}{\partial y} \right)^2 \right] \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial\theta_{\text{se}}}{\partial x} \frac{\partial\theta_{\text{se}}}{\partial y} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right) \right\} \quad (3)$$

188 u 和 v 分别为纬向风和经向风。 $F_1+F_2>0$ 时为锋生， $F_1+F_2<0$ 为锋消。辐合项 F_1 (变形项
189 F_2) 反映了锋区强度与锋区中的水平风场辐合辐散 (水平伸缩、切变变形场) 对锋生作用的
190 贡献。由结果可见，随着边界层急流发展，由其带来的暖湿输送也不断增强，对应 θ_{se} 通量
191 明显增强，使得 θ_{se} 大于 356 K 的高温高湿区由北部湾向暴雨中心附近扩展 (图 4d-4f)。边

192 界层暖湿输送的增强一方面使得大气层结不稳定增强及维持,强降水区 K 指数超过 37°C (异
 193 常度超过 3σ) (图 5), 另一方面促进暴雨中心附近形成 θ_{se} 密集带, 导致较强的锋生强迫
 194 (图 4f)。最强降水阶段强锋生中心主要位于近地面层到 800 hPa, 极值中心强度平均超过
 195 $2.5\times 10^{-9} \text{ K}/(\text{m}\cdot\text{s})$ (图 5a)。进一步通过分解后发现辐合项与变形项的贡献相当, 辐合项、
 196 变形项的贡献分别位于 22°N 以北、以南(图略), 表明边界层急流的辐合作用、残涡流场
 197 与等 θ_{se} 线配置形成的拉伸变形效应在局地锋生强迫中都具有重要影响。其中, 辐合锋生出
 198 现在边界层急流顶端, 变形锋生则出现在北部湾西部西南急流与东部偏南急流汇合区, 这最
 199 终使得暴雨中心附近及其南侧维持较强的锋生带(图 4f, 5a), 促进强降水发生发展。

200 在水汽输送方面, 残涡环流不断将南海水汽卷入其内部, 促进水汽在桂东南一带辐合(图
 201 4g-4i)。随着边界层急流增强, 水汽被进一步向强降水中心辐合, 水汽通量散度由 -5×10^{-5}
 202 $\text{kg}/(\text{m}^2\cdot\text{s})$ 增强至 $-3\times 10^{-4} \text{ kg}/(\text{m}^2\cdot\text{s})$, 比湿也增大至 $17.5 \text{ g}/\text{kg}$ 以上(图 4i)。最强降水阶段的高
 203 度剖面可见(图 5b), 水汽通量辐合层次由边界层向高层伸展至 800 hPa, 充沛的水汽供应
 204 使得强降水中心附近等比湿线明显向高层凸起, 800 hPa 以下比湿均维持在 $14 \text{ g}/\text{kg}$ 以上, 大
 205 气可降水量超过 $65 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}$ (异常度超过 3σ), 高值绝对水汽量有利于降水效率增大。

206

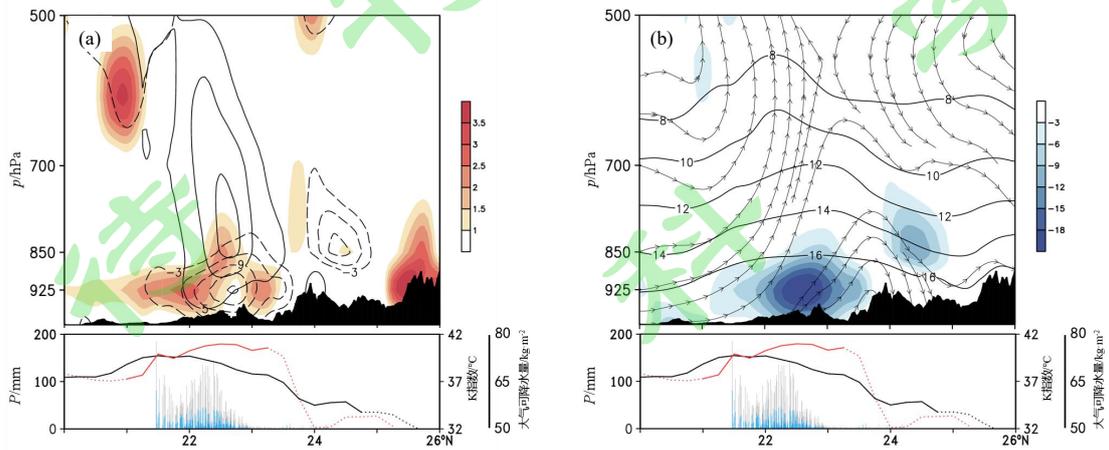


207

208

209 图 4 2023 年 9 月 10—11 日的 925 hPa (a-c) 散度 (虚线, 小于等于 $-0.8\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) 和风场 (矢量和填色, 单
 210 位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), (d-f) 水平锋生函数 (填色, 单位: $10^{-9} \text{ K}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)、 θ_{se} (等值线, 单位: K) 及其通量 (矢
 211 量, 单位: $\text{K}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), (g-i) 比湿 (等值线, 单位: $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$)、水汽通量 (矢量, 单位: $\text{g}\cdot\text{cm}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$)
 212 及其散度 (填色, 单位: $10^{-5} \text{ kg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$)

213 Fig.4 925 hPa (a-c) horizontal divergence (the dash contours indicate the value less than $-0.8 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) and wind
 214 (vector and shaded, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (d-f) horizontal frontogenesis function (shaded, unit: $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), θ_{se} (contour,
 215 unit: K) and its flux (vector, unit: $\text{K} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (g-i) specific humidity (contour, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$), vapor flux (vector, unit:
 216 $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and its divergence (shaded, unit: $10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) at (a, d, g) 20:00 BT 10, (b, e, h) 00:00 BT 11
 217 and (c, f, i) 04:00 BT 11 September 2023
 218



219
 220 图5 沿 110°E 的 2023 年 9 月 10 日 22 时 K 指数 (红线) 和大气可降水量 (黑线) (实线部分为超过 3σ)
 221 以及 11 日 04 时 1h、3h 累积雨量 (分别为蓝色、灰色柱), 10 日 22 时—11 日 04 时平均的 (a) 水平散度
 222 (虚线, 单位: 10^{-5} s^{-1})、垂直螺旋度 (实线, 单位: $-1 \times 10^{-5} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-2}$) 以及水平锋生函数 (填色, 单位: 10^{-9}
 223 $\text{K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), (b) 比湿 (等值线, 单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)、水汽通量散度 (填色, 单位: $10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) 以及流场
 224 (垂直速度为 $-20 \times \omega$) 的纬度—高度剖面

225 Fig.5 K index (red line), precipitable water (black line) at 22:00 BT 10 (solid part indicate pass 3σ), 1 h and 3h
 226 accumulated rainfall (blue, gray column respectively) at 04:00 BT 11, vertical—meridional cross sections of (a)
 227 horizontal divergence (shaded, unit: 10^{-5} s^{-1}), vertical helicity (contour, unit: $-1 \times 10^{-5} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-2}$) and horizontal
 228 frontogenesis function (shaded, unit: $10^{-9} \text{ K} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), (b) specific humidity (contour, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$), vapor flux
 229 divergence (shaded, unit: $10^{-5} \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$) and circulation ($-20 \times \omega$) averaged from 22:00 BT 10 to 04:00 BT 11
 230 September in 2023 along 110°E
 231

232 由于降水具有日间减弱, 夜间加强的特点, 图 6 给出强降雨区 ($109 \sim 110^\circ \text{E}$, $22 \sim 23^\circ \text{N}$)
 233 大气热、动力条件随时间演变曲线, 进一步验证在残涡环流背景下边界层急流对强降雨发展
 234 的作用。可见, 925 hPa 边界层风速在 10 日日间 12—20 时均维持较低水平, 20 时之后出现
 235 明显增大的过程, 在 22 时至次日 08 时维持较大值。受边界层风速的影响, 水汽通量散度以
 236 及锋生函数也出现明显的日循环特征。两者强度均在日间较弱, 而在 20 时左右开始明显增
 237 强, 在次日凌晨达到最强, 对应此时大气低层热、动力强迫对强降雨的影响达到最强, 与前
 238 文分析结论相符, 降雨也在该时段达到最强而在日渐明显减弱 (图 1b)。

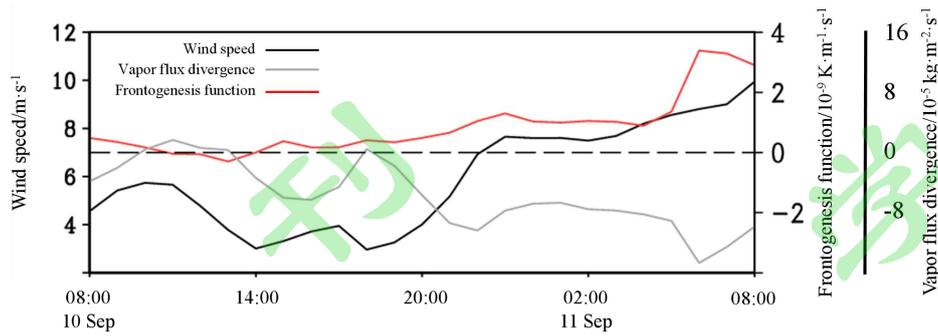


图6 强降雨区的925 hPa 风速（黑线）、水汽通量散度（灰线）以及水平锋生函数（红线）的日变化
Fig.6 Diurnal variation of 925 hPa wind speed (black line), vapor divergence (gray line) and horizontal frontogenesis function (red line) of the rainstorm region

4.3.2 边界层急流发展成因

由上述分析可知，残涡东南侧的边界层急流是促成此次极端暴雨的关键影响系统，其发展增强了极端暴雨中心附近的动热力强迫，因此有必要理清其发展机制。利用动能方程（Kung and Tsui, 1975; 冉令坤等, 2021）诊断局地动能的变化，分析边界层急流动能增长原因：

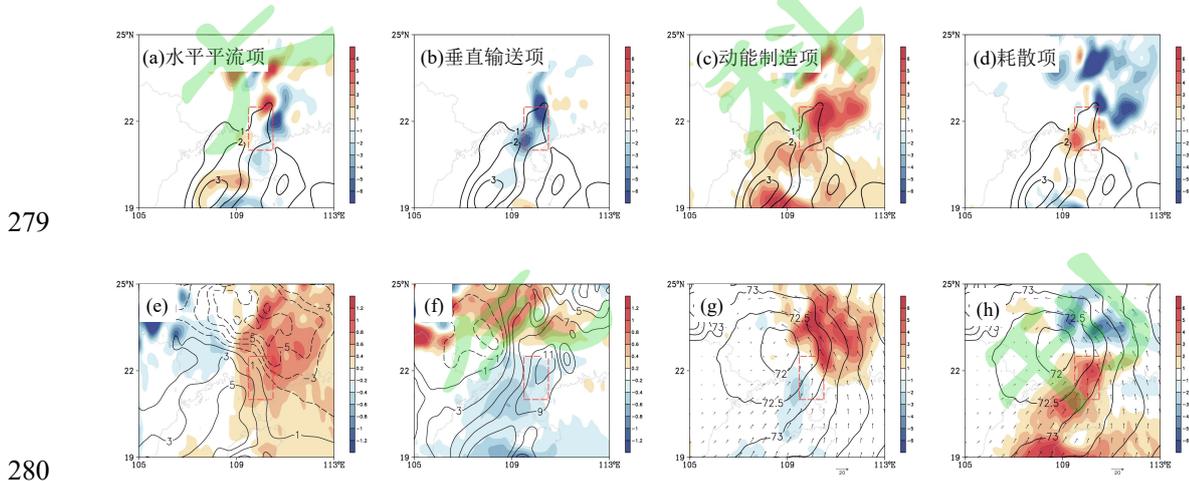
$$\frac{\partial K}{\partial t} = -\nabla \cdot (K\mathbf{V}_h) - \frac{\partial \omega K}{\partial p} - \mathbf{V}_h \cdot \nabla \Phi - E \quad (4)$$

式中 K 为单位质量空气微团的动能。 \mathbf{V}_h 为水平风矢量。 Φ 为位势。方程左侧项为动能局地变化项，右边第一至第四项分别为动能水平平流项、动能垂直输送项，动能制造项以及动能耗散项。动能耗散项包含了摩擦耗散、网格尺度与次网格尺度间的动能交换过程等，作为方程余项求得。其中，动能制造项可分解为位势高度纬向平流项（ $-u \cdot \partial \Phi / \partial x$ ）以及经向平流项（ $-v \cdot \partial \Phi / \partial y$ ）：

$$-\mathbf{V}_h \cdot \nabla \Phi = -u \cdot \partial \Phi / \partial x - v \cdot \partial \Phi / \partial y \quad (5)$$

动能局地变化项显示，边界层急流区在强降水发生阶段（10日23时—11日04时平均）有明显的动能增长，强度 $1 \times 10^{-3} \sim 2 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}^3$ （图7）。其中，动能最大正贡献来源为动能制造项，急流区及周围存在大片正值区，最大超过 $6 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}^3$ （图7c）。动能水平平流项在边界层急流区的贡献微弱（图7a），表明急流发展受动能水平运输的作用弱。值得注意的是，在急流动能增长区耗散项存在正贡献，约为 $4 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}^3$ （图7d），表明除了大气内部及地表下垫面对动能的摩擦耗散外，还可能存在由次网格尺度系统转换而来的动能，这或许与该区域升尺度发展的对流系统有关。已有研究表明，对于进入内陆的热带系统，来源于

263 次天气尺度系统的动能补充不可忽视，如中小尺度系统的能量转换和传输等（Robertson
 264 and Smith, 1980; 潘劲松等, 2019）。风云 2G 卫星 TBB 显示在该阶段北部湾东北部存在尺
 265 度逐渐增长的对流云团，10 日 23 时 -72 °C 的 TBB 面积不到 2000 km²，随后升尺度发展为β
 266 尺度对流系统，11 日 04 时左右 -72 °C 的 TBB 面积超过 27000 km²，占据整个北部湾东部（图
 267 略）。这种对流系统升尺度过程中带来的跨尺度动能输送，可能与局地正压（斜压）不稳定
 268 导致的动能直接跨尺度输送（由有效位能转换后再跨尺度输送）有关（Ma et al., 2023; 覃皓
 269 等, 2023a, 2023b），具体机制还有待通过高分辨率模式或尺度分离等方法进一步探讨。动
 270 能垂直输送是主要的急流动能汇，最大可达 $-5 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}^3$ （图 7b），表明由动能制造以及次
 271 网格尺度系统转换而来的动能有部分通过垂直运动向其他高度层次输送。具体分析动能制造
 272 项，在残涡东北侧，纬向位势高度水平梯度 ($\partial\Phi/\partial x > 0$) 较大，配合偏东风，使得 $-u \cdot \partial\Phi/\partial x > 0$ ，
 273 增大局地动能（图 7e、7g）。类似的，残涡东南侧负值经向位势高度水平梯度 ($\partial\Phi/\partial y$) 配
 274 合偏南风使得 $-v \cdot \partial\Phi/\partial y$ 为正值，局地动能增长（图 7f、7h）。由于急流区主要位于残涡东南
 275 侧，其动能增长主要由 $-v \cdot \partial\Phi/\partial y$ 贡献，这在物理过程上是由于该区域风场穿越等压线（图
 276 7h）所导致的斜压不稳定能量向动能转化（张苏平等, 2006; 张端禹等, 2024）。而在残涡
 277 东北侧，由 $-u \cdot \partial\Phi/\partial x$ 项造成的动能增长绝大部分被内陆摩擦耗散（图 7d）以及 $-v \cdot \partial\Phi/\partial y$ 项（图
 278 7h）所抵消。上述过程最终使得残涡东南侧局地动能增长，边界层急流得以发展。



281 图 7 2023 年 9 月 10 日 23 时—11 日 04 时平均的 925 hPa (a-d) 动能方程各项分布 (填色, 单位: $10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}^3$;
 282 等值线为动能局地变化项), (e) $\partial\Phi/\partial x$ (填色, 单位: $10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$) 和 u (等值线, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (f)
 283 $\partial\Phi/\partial y$ (填色, 单位: $10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$) 和 v (等值线, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (g) $-u \cdot \partial\Phi/\partial x$ (填色, 单位: $10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$),
 284 Φ (等值线, 单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) 和环流 (矢量, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (h) $-v \cdot \partial\Phi/\partial y$ (填色, 单位: $10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$), Φ
 285 (等值线, 单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) 和环流 (矢量, 单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

286 Fig.7 Distribution of (a-d) kinetic energy equation (shaded, unit: $10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$, contours indicate the trend of local
 287 kinetic energy), (e) $\partial\Phi/\partial x$ (shaded, unit: $10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$) and u (contours, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (f) $\partial\Phi/\partial y$ (shaded, unit: $10^{-3} \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$)
 288 and v (contours, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (g) $-u \cdot \partial\Phi/\partial x$ (shaded, unit: $10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$), Φ (contours, unit: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) and wind (vector,
 289 unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), (h) $-v \cdot \partial\Phi/\partial y$ (shaded, unit: $10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$), Φ (contours, unit: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$) and wind (vector, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) averaged
 290 from 23:00 BT 10 to 04:00 BT 11 September in 2023

291

292 5 残涡环流稳定维持成因

293 以上分析可见，残涡环流在广西沿海长时间维持对于极端暴雨的形成具有重要影响，其
 294 一方面直接为极端暴雨的发生发展提供了天气尺度扰动及水汽输送，另一方面为中尺度边界
 295 层急流发展提供环流背景，通过后者进一步增强热动力强迫进而与局地极端暴雨建立联系。
 296 以下从热力和动力两方面分析残涡环流在广西内陆稳定维持的物理机制。

297 5.1 暖平流及潜热释放的热力作用

298 暖平流有利于气柱膨胀，低层降压使得涡度发展。由残涡中心附近（107~110.5°E，21~
 299 24°N，下同）温度平流的垂直廓线可见（图 8a），10 日 20—11 日 00 时，暖平流大致分布
 300 于 800—400 hPa，强中心主要位于 500 hPa 附近，这是由于中层残涡以北为大陆副高控制下
 301 的高温区，配合偏北风导致暖平流。由 10 日 20 时北海站探空也可验证，风矢量由低层到
 302 400 hPa 中、高层呈顺时针旋转特征，对应暖平流（图 3a）。之后由于边界层急流逐渐发展，
 303 推动了来自洋面的偏南暖湿输送，导致边界层暖平流明显增强，925 hPa 出现强中心。11 日
 304 00—04 时，边界层至 350 hPa 基本为暖平流，深厚的暖平流加热层有利于低层气旋性发展维
 305 持。

306 由于残涡维持阶段降水旺盛，同时西南季风稳定向环流中心输送水汽，以下分析考察潜
 307 热反馈的热力作用。通过计算大气视水汽汇，来表征水汽凝结释放潜热引起的大气加热
 308 （Yanai et al, 1992）：

$$309 \quad Q_2 = -L \left(\frac{\partial q}{\partial t} + \mathbf{V}_h \cdot \nabla q + \omega \frac{\partial q}{\partial p} \right) \quad (6)$$

310 式中 q 为比湿， L 为相变潜热。由大气视水汽汇垂直廓线可以看到，随着残涡中心附近 10
 311 日 20 时—11 日 04 时降水不断增强，垂直方向上潜热加热明显增强，加热最强层次主要位
 312 于 700 hPa 附近（图 8b）。对流层中层附近的潜热加热使得加热率随高度增强，有利于对流
 313 层低层涡度的增强或维持，对于残涡系统具有正反馈作用。

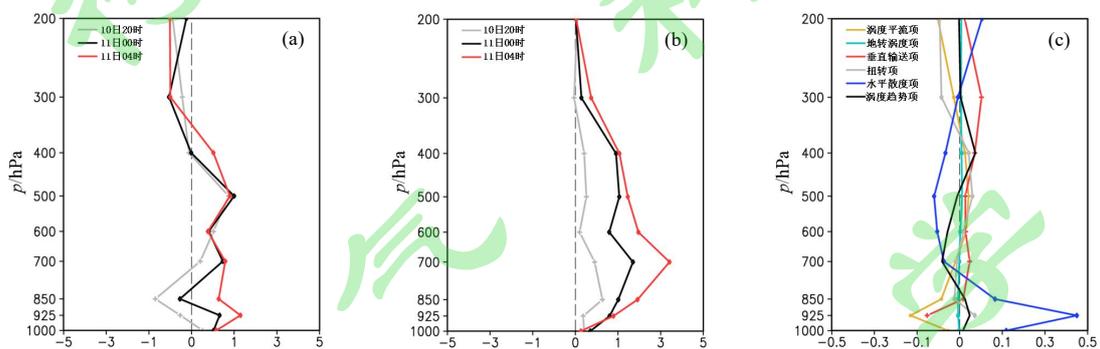
314 5.2 非地转风辐合的动力作用

315 在动力维持机制方面，通过涡度方程进行分析，表达式如下：

$$316 \quad \frac{\partial \zeta}{\partial t} = - \left(u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) - \left(u \frac{\partial f}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y} \right) - \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + \left(\frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} \right) - (f + \zeta) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) + F \quad (7)$$

317 f 为科氏参数。方程等号左侧为涡度趋势项，等号右侧第一至第六项分别为涡度平流项、地
 318 转涡度项、垂直输送项、扭转项、水平散度项以及残余项。残余项由其余项作差得到。

319 图 8c 给出残涡维持阶段（2023 年 9 月 10 日 20 时—11 日 08 时）其中心附近时空平均
 320 的涡度方程各贡献项垂直分布。由结果可见，1000—800 hPa 上为正的涡度趋势项，表明该
 321 阶段边界层残涡环流发展维持。其中，涡度发展维持主要水平散度项的贡献，最大值位于
 322 925 hPa，表明边界层水平风场的辐合有利于残涡维持。涡度平流项在对流层低层为负贡献，
 323 表明低层水平风场对涡度的平流输送使得局地涡度减小，不利于残涡维持。相较而言，垂直
 324 输送项和扭转项贡献较小。垂直输送项通过上升运动将低层制造的涡度向高层输送。扭转项
 325 则对应 925 hPa 上垂直风切变与垂直速度水平分布不均导致垂直涡管发展，在一定程度上促进
 326 残涡维持。地转涡度项在整层均为小项，贡献可忽略。



327
 328 图 8 残涡中心附近 (a) 温度平流 (单位: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$), (b) 视水汽汇的垂直廓线 (单位: $10^{-3} \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)
 329 以及 (c) 残涡维持阶段涡度方程各项 (单位: 10^{-8} s^{-2})
 330 Fig.8 Vertical profile of (a) temperature advection (unit: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$), (b) apparent moisture sink (unit: $10^{-3} \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)
 331 and (c) individual terms in vorticity equation during residual vortex maintenance stage (unit: 10^{-8} s^{-2}) at the center
 332 of residual vortex
 333

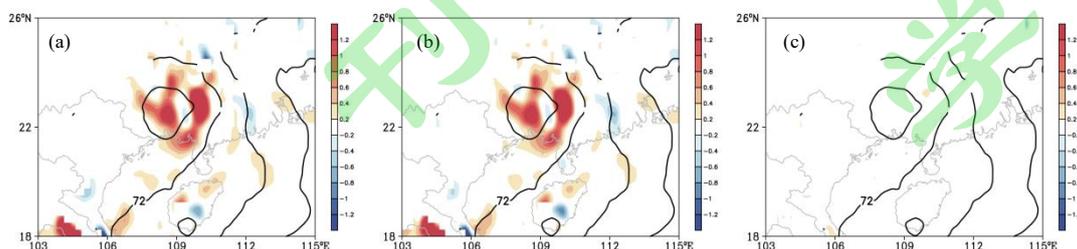
334 具体分析水平散度项。表 1 给出各阶段 925 hPa 水平散度项数值，可见在残涡维持阶段
 335 全风速水平散度项均维持正贡献，且由 $0.31 \times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$ 逐渐增大至 $0.53 \times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$ ，整个阶段平均
 336 为 $0.46 \times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$ 。进一步将原始全风速场分解为地转风分量与非地转风分量，可以看到地转
 337 风分量在整个过程中贡献相对较弱，平均仅为 $0.02 \times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$ 。在残涡维持阶段主要是非地转
 338 风分量起到了主导了作用，贡献由 $0.28 \times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$ 逐渐增大至 $0.51 \times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$ ，平均为 $0.44 \times 10^{-8} \text{ s}^{-2}$ ，
 339 能解释水平散度项的绝大部分（达到 96%）。由 11 日 04 时的 925 hPa 位势高度及水平散度
 340 项分布可以更明显看到，在残涡中心附近存在水平散度项正值区（图 9a），并且绝大部分
 341 由非地转风分量贡献（图 9b），而地转风作用可忽略（图 9c），与上述结论相符。

342 表 1 残涡维持阶段其中心附近涡度方程水平散度项数值 (单位: 10^{-8} s^{-2})
 343 Table 1 The value of horizontal divergence term of the vorticity equation at the center of the residual vortex in the
 344 maintenance stage (unit: 10^{-8} s^{-2})

时段	全风速	非地转风分量	地转风分量
10 日 20 时	0.31	0.28	0.03

11 日 00 时	0.36	0.33	0.02
11 日 04 时	0.53	0.51	0.01
10 日 20 时至 11 日 08 时平均	0.46	0.44	0.02

345



346

347 图 9 2023 年 9 月 11 日 04 时的 925 hPa 位势高度（等值线，单位：dagpm）和（a）原始风场、（b）非
348 地转分量以及（c）地转风分量的涡度方程水平散度项（填色，单位： 10^{-8} s^{-2} ）分布

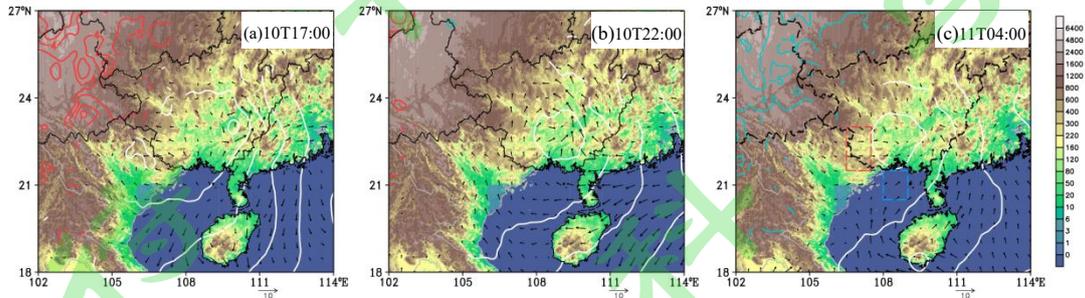
349 Fig.9 Distribution of 925 hPa geopotential height (contours, unit: dagpm), horizontal divergence term of the
350 vorticity equation (shaded, unit: 10^{-8} s^{-2}) of (a) original wind, (b) geostrophic wind and (c) ageostrophic wind
351 at 04:00 BT 11 September 2023

352

353 为分析非地转风水平辐合辐散作用促进涡度增长的可能原因，以 10 日 17 时—11 日 04
354 时为例讨论非地转风场的演变情况。这里参考 Zhang et al (2019)，将风场与日平均风场的
355 偏差扰动近似为非地转风（下文扰动地表温度、扰动垂直速度和扰动流场的计算与之类似），
356 通过该近似计算涡度方程非地转风水平散度项得到的结果与前文相同，因而适用于以下分
357 析。由扰动风分布可见（图 10），残涡中心偏南一侧的北部湾一带，扰动风场随时间变化
358 具有明显的顺时针旋转特征，由偏北风逐渐转为偏南向岸扰动风，进而向残涡中心辐合，进
359 而在水平散度项的作用下促进了残涡环流发展维持。以往研究表明，北部湾一带边界层非地
360 转风（扰动风）的顺时针旋转主要与海陆热力差异变化所驱动大尺度或行星尺度的海陆环
361 流有关（Du et al, 2020; Kong et al, 2020; Dong et al, 2021）。

362 此外，在残涡中心西侧同样存在扰动风场随时间顺时针旋转特征，由午后偏东风逐渐转
363 为深夜偏西风，向残涡中心辐合进而促进环流维持（图 10）。广西地处云贵高原与东南沿
364 海的丘陵过渡带，上述桂西一带扰动风旋转与斜坡两侧加热差异的日变化密切相关。已有研
365 究着重强调了下坡风在暴雨及强对流事件中的贡献，如青藏高原东侧下坡风与四川盆地夜雨
366 （Zhang et al, 2019）、珠三角北部下坡风与华南沿海夜间对流（Rao et al, 2022）以及太行
367 山脉与郑州“7.20”极端暴雨（Rao et al, 2023; Zhang et al, 2023）等。在本次过程中，午后
368 由于受太阳短波辐射加热影响，广西西侧云贵高原地表为正的扰动地表温度（图 10a），气
369 流在高原一侧为扰动加热上升而广西内陆西侧为扰动下沉，对应此时边界层为扰动上坡风
370 （图 11a）。到了夜间，随着短波辐射加热减弱，高原扰动上升也逐渐减弱，上述扰动环流

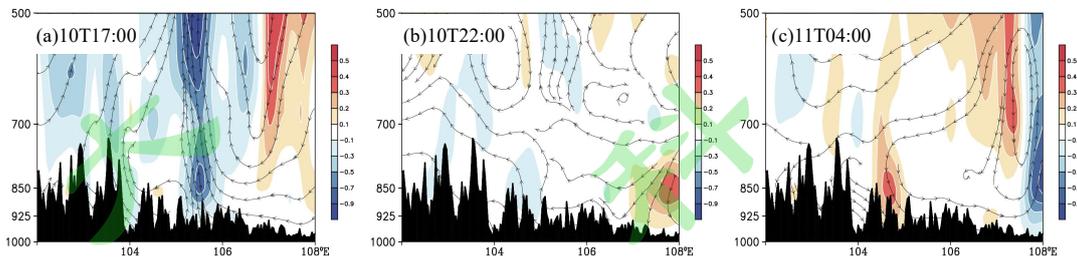
371 特征不明显，高原东麓扰动风旋转为偏南风（图 10b, 11b）。到了深夜，长波辐射冷却取
 372 代短波辐射加热，高原地表出现负的扰动温度（图 10c），使得空气冷却并在高原下沉形成
 373 扰动重力流，对应此时高原东麓扰动风旋转为偏西风，因而形成流向残涡中心的扰动下坡风
 374 （图 11c），促进辐合进而增强气旋性涡度。



375
 376 图 10 地形高度（填色，单位：m）以及 2023 年 9 月（b）10 日 17 时，（b）10 日 22 时和（c）11 日 04
 377 时的 925 hPa 位势高度（白线，间隔 1 dagpm），扰动风场（矢量，单位： $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ）以及海拔高度 775 米以上
 378 的扰动地表温度（红色、蓝色线，单位：K）分布

379 Fig.10 Distribution of terrain height (shaded, unit: m), geopotential height (contours, unit: dagpm) and perturbation
 380 wind (vector, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) at 925 hPa and perturbation surface temperature above 775 m altitude (red and blue
 381 contours, unit: K) at (a) 17:00 BT 10, (b) 22:00 BT 10 and (c) 04:00 BT 11 September 2023

382



383
 384 图 11 2023 年 9 月（b）10 日 17 时，（b）10 日 22 时和（c）11 日 04 时沿 22.5°N 的扰动垂直速度（填色，
 385 单位： $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ ）以及扰动流场（垂直速度扩大-10 倍）的经度—高度剖面

386 Fig.11 Vertical—longitudinal cross sections of perturbation vertical velocity (shaded, unit: $\text{Pa}\cdot\text{s}^{-1}$) and perturbation
 387 circulation ($-10\times\omega$) along 22.5°N at (a) 17:00 BT 10, (b) 22:00 BT 10 and (c) 04:00 BT 11 September 2023

388

389 取下坡扰动风及向岸扰动风关键区（分别为图 10c 中红色、蓝色方框所围区域，即 106.5°
 390 —107.5°E, 21.5°—23°N 和 108°—109°E, 20.5°—21.5°N）进行分析可见，两个区域扰动风
 391 矢量均在 24 h 之内近似顺时针旋转一周（图 12）。下坡扰动风矢量在 11 日 04 时左右指向
 392 东，并且 04 时纬向风分量达到最大。在相近的时间段内，向岸扰动风矢量在 11 日 00—06
 393 时均为指向偏东方向。正是向岸扰动风矢量与下坡扰动风矢量的位相互相配合，共同导致了
 394 指向残涡中心的扰动风，使得气旋性涡度发展维持。

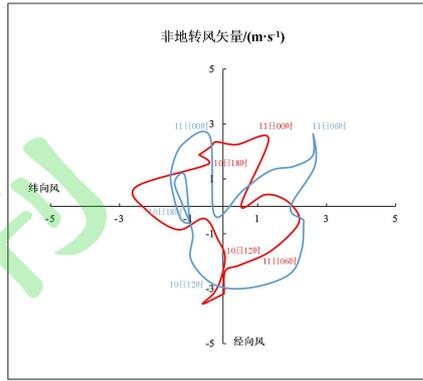


图 12 2023 年 9 月 10 日 08 时—11 日 08 时区域平均（红色、蓝色分别对应图 10c 中同色方框区）的扰动风
矢量演变

Fig.12 Evolution of the area-averaged (red and blue correspond to the same-color box area in Figure 9c
respectively) perturbation wind vector from 08:00 BT 10 to 08:00 BT 11 September in 2023

6 结论与讨论

2023 年 9 月 9—11 日，受台风“海葵”残涡影响，广西遭遇了一次极端暴雨过程，多项
雨量记录突破历史极值。利用多源资料对此次过程关键热、动力因子进行了诊断，分析了极
端暴雨成因及残涡维持的可能机制，给出物理概念模型（图 13），主要研究结论如下：

（1）在高层南亚高压辐散形势维持、中层大陆副高减弱而西太副高稳定维持以及低层
西南季风强盛的大尺度环流背景下，台风“海葵”残涡位于两高之间，受引导气流弱导致其在
广西一带稳定少动，并不断卷入暖湿季风气流，促成了此次极端暴雨过程。在最强降水开始
前，破纪录降雨站点附近已具备明显的强降水潜势，大气可降水量显著异常偏多。

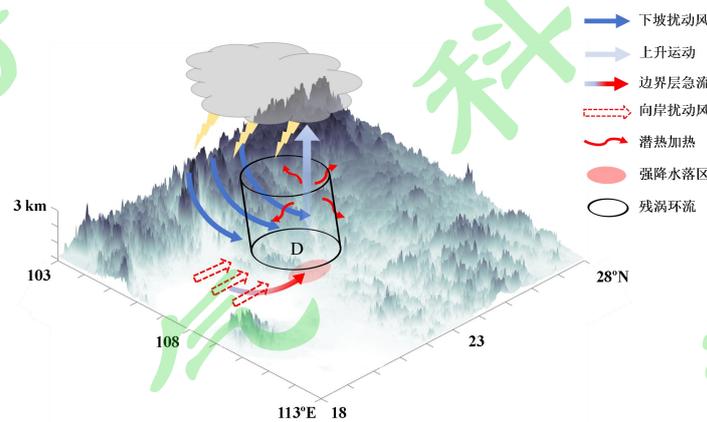
（2）残涡东南侧的边界层急流（图 13 中红色渐变实箭头）是促成极端暴雨的关键影响
系统，起到了跨尺度联系残涡与局地极端暴雨的纽带作用，其夜间发展增强导致了过程具有
明显的夜雨性质。在热力方面，边界层急流发展增强了暖湿输送，导致暴雨中心水汽辐合，
湿层增厚，同时也使得大气低层保持高温高湿，有利于降水效率增大。在动力方面，边界层
急流发展一方面促进其顶端辐合以及地形摩擦辐合抬升，并配合残涡正涡度形成垂直螺旋度
大值区，为强降水的发生发展提供有利条件；另一方面促进暴雨中心附近低层形成 θ_{se} 密集
带，维持较强的辐合、变形锋生强迫，促进强降水发生发展。

（3）夜间边界层急流发展与局地动能增长密切相关。局地动能由动能平流、动能制造
以及次网格尺度系统转换三者贡献，其中动能制造贡献最大。残涡东南侧负值经向位势高度
水平梯度配合偏南风使得局地动能增长，对应该区域风场穿越等压线导致气压梯度力做功，
最终促进边界层急流发展。

（4）深厚的暖平流加热层以及对流层中层附近的潜热加热正反馈（图 13 中红色弯曲实
箭头）是残涡环流系统维持的有利热力条件。在动力条件上，边界层非地转/扰动水平风场
的辐合效应促进了局地涡度发展维持。其中，云贵高原东麓下坡扰动风以及北部湾向岸扰动

423 风在夜间分别旋转为偏西风 and 偏南风（分别为图 13 中蓝色实箭头和红色虚箭头），两者位
424 相互相配合，共同导致了指向残涡中心的扰动风，使得气旋性涡度发展维持。

425 2023 年台风“海葵”残涡以及 6 月 7—9 日热带低压（覃皓等，2024a）均造成广西沿海
426 破纪录极端暴雨，两者既有相似性又有所区别，相似点在于极端暴雨均出现在涡旋环流东侧
427 的边界层急流顶端，差异主要体现在涡旋环流所在纬度，这进而间接决定了暴雨落区。此外，
428 涡旋环流所在纬度的差异导致其维持机制受不同过程所影响，前者较后者还受到了下坡扰动
429 风的影响，其中定量的分析还需要进一步通过数值敏感性试验研究，同时所得结论的普适性
430 也需要更多个例验证。



431

432 图 13 台风“海葵”残涡维持机制及造成极端暴雨的机理概念模型

433 Fig.13 Conceptual model of Typhoon Haikui residual vortex maintenance mechanism and extreme rainstorm
434 mechanism

435

436

参考文献 (References)

437 Chavas D, Chen J, 2020. Tropical cyclones could last longer after landfall in a warming world[J].
438 Nature, 587(7833):200-201. doi:10.1038/d41586-020-03118-2

439 陈芳丽, 姜帅, 李明华, 等. 2021. 边界层急流在粤东暴雨中心两次极端强降水过程中的作用
440 [J]. 气象, 47(3):290-302. Chen Fangli, Jiang Shuai, Li Minghua, et al. 2021. The role of
441 boundary layer jet in two severe rainfalls over eastern region of Guangdong province [J].
442 Meteorological Monthly (in Chinese), 47(3):290-302.
443 doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2021.03.003

444 陈见, 赖珍权, 罗小莉, 等. 2014. “尤特”超强台风残留低涡引发的广西特大暴雨成因分析[J].
445 暴雨灾害, 33(1): 19-25. Chen Jian, Lai Zhenquan, Luo Xiaoli, et al. 2014. Cause analysis of
446 a torrential rain event induced by residual vortex from super severe typhoon Utor in Guangxi
447 [J]. Torrential Rain and Disasters (in Chinese), 33(1): 19-25.
448 doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2014.01.003

449 陈涛, 谌芸, 方翀, 等. 2024. “23·7”华北极端暴雨精细特征和天气学成因分析[J]. 气象学报,
450 82(5):600-614. Chen Tao, Chen Yun, Fang Chong, et al., 2024. Fine characteristics of the
451 July 2023 extreme rainfall in North China and associated synoptic weather patterns [J].
452 Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 82(5):600-614. doi:10.11676/qxxb2024.20240036

453 Dong M Y, Chen L S, Li Y, et al. 2010. Rainfall reinforcement associated with landfalling tropical
454 cyclones [J]. *J. Atmos. Sci.*, 67(11): 3541-3558. doi: 10.1175/2010JAS3268.1

455 Du Y, Chen G X, Han B, et al. 2020. Convection initiation and growth at the coast of South China.
456 Part I: Effect of marine boundary-layer jet [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 148 (9): 3847–3869. doi:
457 10.1175/MWR-D-20-0089.1

458 Hart R E, Grumm R H. 2001. Using normalized climatological anomalies to rank synoptic-scale
459 events objectively [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 129(9): 2426–2442. doi:
460 10.1175/1520-0493(2001)129<2426:UNCATR>2.0.CO;2

461 冀春晓, 陈联寿, 赵放. 2007. 登陆台风 Matsa 维持机理的数值研究 [J]. *气象学报*,
462 (6):888-895. Ji Chunxiao, Chen Lianshou, Zhao Fang. 2007. A numerical study on sustaining
463 of landfalling typhoon Matsa [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, (6):888-895. doi:
464 10.11676/qxxb2007.083

465 冀春晓, 赵放, 高守亭, 等. 2012. 登陆台风 Matsa (麦莎) 中尺度扰动特征分析 [J]. *大气科
466 学*, 36(3): 551-563. Ji Chunxiao, Zhao Fang, Gao Shouting, et al. 2012. Analysis of the
467 characteristics of mesoscale disturbance for landfalling typhoon Matsa [J]. *Chinese Journal of
468 Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 36(3): 551-563. doi:
469 10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11085

470 Kung E C, Tsui T L. 1975. Subsynoptic-Scale kinetic energy balance in the storm area [J]. *J.
471 Atmos. Sci.*, 32(4): 729-740. doi: 10.1175/1520-0469(1975)032<0729:SSKEBI>2.0.CO;2

472 李英, 陈联寿, 钱传海, 等. 2010. 登陆台风 Rananim(0414)环流内中尺度辐合线的形成和发
473 展研究 [J]. *气象学报*, (5): 640-651. Li Ying, Chen Lianshou, Qian Chuanhai, et al. 2010. A
474 study of the formation and development of a mesoscale convergence line within Typhoon
475 Rananim (0414) [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, (5):640-651. doi:
476 10.11676/qxxb2010.063

477 李英, 陈联寿, 王继志. 2004: 登陆热带气旋长久维持与迅速消亡的大尺度环流特征 [J]. *气
478 象学报*, (2):167-179. Li Ying, Chen Lianshou, Wang Jizhi. 2004. The diagnostic analysis on
479 the characteristics of large scale circulation corresponding to the sustaining and decaying of
480 tropical cyclone after it's landfall [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, (2):167-179.
481 doi: 10.11676/qxxb2004.018

482 林志强, 王鹏祥, 唐叔乙. 2016. 西北太平洋热带气旋残留低压对中国大陆地区降水的影响
483 [J]. *气象学报*, (1): 46-59. Lin Zhiqiang, Wanf Pengxiang, Tang Shuyi. Activity
484 characteristics of remnant lows of tropical cyclones of the western North Pacific and its
485 impact on precipitation of China mainland [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, (1):
486 46-59. doi: 10.11676/qxxb2016.004

487 Lilly D K. 1986. The structure, energetics and propagation of rotating convective storms. Part II:
488 Helicity and storm stabilization [J]. *J. Atmos. Sci.*, 43(2): 126-140. doi:
489 10.1175/1520-0469(1986)043<0126:TSEAPO>2.0.CO;2

490 柳龙生, 许映龙. 2024. 台风“暹芭”(2203) 残涡陆上维持并引发大范围降水过程的成因 [J].
491 *高原气象*. 43(3): 683-695. Liu Longsheng, Xu Yinglong. 2024. Analysis of the prolonged
492 maintenance and the accompanying widespread precipitation of Typhoon Chaba (2203)
493 remnant after landfall [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 43(3): 683-695
494 doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2023.00076

495 Ma J W, Liang X S. 2023. Upstream-downstream asymmetry in multiscale interaction underlying
496 the Northern Hemisphere atmospheric blockings [J]. *J. Atmos. Sci.*,
497 doi.org/10.1175/JAS-D-22-0220.1

498 潘劲松, 周玲丽, 陆玮, 等. 2019. 两个相似路径台风残余造成局地特大暴雨的成因机制和能
499 量收支对比分析 [J]. *大气科学*, 43(6):1399-1412. Pan Jingsong, Zhou Lingli, Lu Wei, et al.
500 2019. Comparative analyses of mechanisms and energy budgets of local extreme rainfall
501 events caused by remnant clouds of two Typhoons with similar tracks [J]. *Chinese Journal of*
502 *Atmospheric Sciences* (in Chinese), 43(6): 1399-1412. doi:
503 10.3878/j.issn.1006-9895.1901.18239

504 覃皓, 王志毅, 石怡宁, 等, 2023a. 广西沿海一次冬季暖区暴雨的多尺度能量诊断 [J]. *暴雨*
505 *灾害*, 42(3):283-292. Qin Hao, Wang Zhiyi, Shi Yining, et al. 2023a. Multiscale diagnosis of
506 the energy budget for a warm-sector rainstorm event in winter in the coastal area of Guangxi
507 [J]. *Torrential Rain and Disasters* (in Chinese), 42(3):283-292. doi: 10.12406/byzh.2022-094

508 覃皓, 伍丽泉, 石怡宁, 等. 2023b. 能量转化视角下一次引发冬季区域强对流的南支槽研究
509 [J]. *气象*, 49(3):304-317. Qin Hao, Wu Liquan, Shi Yining, et al. 2023b. Study on the
510 Southern Branch Trough inducing a winter regional severe convection from the perspective
511 of energy conversion [J]. *Meteorological Monthly* (in Chinese), 49(3):304-317.
512 doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2022.080102

513 覃皓, 农孟松, 翟丽萍, 等, 2024a. 广西沿海“23.6”弱热带低压破纪录暴雨过程的诊断分析
514 [J]. *气象学报*, 82(3):289-305. Qin Hao, Nong Mengsong, Zhai Liping, et al, 2024a.
515 Diagnosis of the June 2023 record-breaking rainstorm caused by a weak tropical depression
516 in the coastal area of Guangxi, China [J]. *Acta Meteor Sinica* (in Chinese), 82(3):289-305.

517 覃皓, 覃月凤, 吴玉霜, 等, 2024b. 大气河背景下的广西暖区暴雨机理初探 [J]. *高原气象*,
518 43(2):381-397. Qin Hao, Qin Yuefeng, Wu Yushuang, et al, 2024b. Study on the mechanism
519 of warm-sector torrential rain in Guangxi under atmospheric rivers background [J]. *Plateau*
520 *Meteorology* (in Chinese), 43(2):381-397. doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2023.00067

521 Ritchie E A, Wood K M, Gutzler D S, et al. 2011. The influence of eastern Pacific tropical cyclone
522 remnants on the southwestern United States [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 139(1):192-210.
523 doi:10.1175/2010MWR3389.1

524 冉令坤, 李舒文, 周玉淑, 等. 2021. 2021年河南“7.20”极端暴雨动、热力和水汽特征观测分
525 析 [J]. *大气科学*, 45(6): 1366-1383. Ran Lingkun, Li Shuwen, Zhou Yushu, et al. 2021.
526 Observational analysis of the dynamic, thermal, and water vapor characteristics of the “7.20”
527 extreme rainstorm event in Henan Province, 2021 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric*
528 *Sciences* (in Chinese), 45(6):1366-1383. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2109.21160

529 Rao X N, Zhao K, Chen X C, et al. 2022. Roles of multi-scale orography in triggering nocturnal
530 convection at a summer rainfall hotspot over the South China coast: A case study [J]. *J.*
531 *Geophys. Res.: Atmos.*, 127, e2022JD036503. doi:org/10.1029/2022JD036503

532 Robertson F R, Smith P J. 1980. The kinetic energy budgets of two severe storm producing
533 extratropical cyclones [J]. *Mon. Wea. Rev.*,108(2): 127-143.

534 任丽, 赵玲, 马国忠, 等. 2018. 台风残涡北上引发东北地区北部大暴雨的中尺度特征分析
535 [J]. *高原气象*, 37(6):1671-1683. Ren Li, Zhao Ling, Ma Guozhong, et al. 2018. Analysis of
536 mesoscale feature of a heavy rainstorm caused by Typhoon residual vortex in the northern
537 part of Northeast China [J]. *Plateau Meteorology* (in Chinese), 37(6):1671-1683.
538 doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2018.00036

539 Sun J Z, Li R M, Zhang Q H, et al. 2023. Mesoscale factors contributing to the extreme rainstorm
540 on 20 July 2021 in Zhengzhou, China as revealed by rapid update 4DVar analysis [J]. *Mon.*
541 *Wea. Rev.*, 151:2153-2176. doi:10.1175/MWR-D-22-0337.1

542 孙莎莎, 陈博宇, 孙军, 等. 2023. 台风摩羯(1814)引发山东持续性强降水的阶段性特征及其
543 成因分析 [J]. *高原气象*, 42(4):962-977. Suo Shasha, Chen Boyu, Sun Jun, et al. 2023.
544 Periodic characteristics and cause analysis of continuous heavy rainfall induced by Typhoon
545 Yagi (1814) in Shandong [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 42(4):962-977. doi:10.7522/j.
546 issn.1000-0534.2022.00052

547 Thorncroft C D, Jones S C. 2000. The extratropical transitions of Hurricane Felix and Iris [J]. *Mon.*
548 *Wea. Rev.*, 128:947-972. doi:10.1175/1520-0493(2000)128<0947: TETOHF>2.0.CO; 2

549 徐祥德, 陈联寿, 解以扬, 等. 1998. 环境场大尺度锋面系统与变性台风结构特征及其暴雨的
550 形成 [J]. *大气科学*, 22(5):744-752. Xu Xiangde, Chen Lianshou, Xie Yiyang, et al. 1998.
551 Typhoon transition and its impact on heavy rain [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*
552 (in Chinese), 22(5): 744-752. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1998.05.09

553 Yan F, Shan K Y, Zhao H K, et al. 2024. Growing threat of tropical cyclonedisasters in inland
554 areas of East China [J]. *Geophysical Research Letters*, 51, e2024GL111877.
555 doi.org/10.1029/2024GL111877

556 Yang S, Gao S T, Lu C G. 2014. A generalized frontogenesis function and its application [J]. *Adv.*
557 *Atmos. Sci.*, 31(5), 1065–1078. doi: 10.1007/s00376-014-3228-y ISBN: 0256-1530

558 Yanai M, Li C F, Song Z S, 1992. Seasonal heating of the Tibetan Plateau and its effects on the
559 evolution of the Asian summer monsoon [J]. *Journal of the Meteorological Society of Japan*
560 Ser II, 70(1B): 319–350. doi:10.2151/jmsj1965.70.1B_319

561 曾智琳, 湛芸, 朱克云, 2019. 2017年6月一次华南沿海强降水的对流性特征及热动力机制研
562 究 [J]. *大气科学*, 43(6): 1295–1312. Zeng Zhilin, Chen Yun, Zhu Keyun, 2019. Convective
563 characteristics and thermal dynamic mechanisms for coastal torrential rainfall over South
564 China during June 2017 [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 43(6):
565 1295-1312. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1901.18207

566 Zhang Y H, Xue M, Zhu K F, et al. 2019. What is the main cause of diurnal variation and
567 nocturnal peak of summer precipitation in Sichuan Basin, China? The key role of boundary
568 layer low-level jet inertial oscillations [J]. *J. Geophys. Res.: Atmos.*, 124, 2643–2664.
569 doi:10.1029/2018JD029834

570 Zhang Q H, Li R M, Sun J Z, et al. 2023. A review of research on the record-breaking
571 precipitation event in Henan Province, China, July 2021 [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 40(8),
572 1485–1500. doi:10.1007/s00376-023-2360-y

573 赵宇, 李静, 杨成芳. 2016. 与台风“海鸥”相关暴雨过程的水汽和干侵入研究 [J]. *高原气象*,
574 35(2):444 459. Zhao Yu, Li Jing, Yang Chengfang. 2016. Study on water vapor and dry
575 intrusion in a heavy rainfall event associated with typhoon Haiou [J]. *Plateau Meteorology*
576 (in Chinese), 35(2):444 459. doi: 10.7522/j.issn.1000-0534.2015.00061

577 张苏平, 李春, 白燕, 等. 2006. 一次北方台风暴雨(9406)能量特征分析 [J]. *大气科学*, 30(4):
578 645-659, doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2006.04.10. Zhang Suping, Li Chun, Bai Yan, et al.
579 2006. Energy analysis on a heavy storm case in North China caused by Typhoon No. 9406 [J].
580 *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30(4): 645-659, doi:
581 10.3878/j.issn.1006-9895.2006.04.10

582 张端禹, 王俊超, 王晓芳, 等. 2024. 高、低空急流耦合对山东“利奇马”台风暴雨增幅影响的

583 诊断研究 [J]. 大气科学, 48(2): 445–462. Zhang Duanyu, Wang Junchao, Wang Xiaofang,
584 et al. 2024. Diagnostic Research on Heavy Rain Growth in Shandong Province Influenced by
585 Landing Typhoon Lekima due to the Coupling of Upper- and Low-level Jet Streams [J].
586 Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 48(2): 445–462. doi:
587 10.3878/j.issn.1006-9895.2301.22002
588

