

中国西南部一次东移型暴雨中涡旋发展的多尺度地形影响研究

李祥^{1,2}, 杨帅^{2*}, 杨书运¹

1 安徽农业大学资源与环境学院, 合肥 230000

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

摘要 由观测和数值模拟结果分析发现, 2019年8月5-6日中国西南部的东移型致灾暴雨事件中存在三涡(南北双高原涡、西南涡)相继发展并导致暴雨加强和移动的现象。借助数值试验, 研究了多尺度地形因子(青藏高原、横断山脉和四川盆地三大地形)各自对涡旋演变的作用。结果表明, 横断山脉对西南涡的形成起关键作用, 四川盆地影响着西南涡的位置和强度。对于高原涡(南侧高原涡)的移动, 四川盆地地形只影响涡旋强度演变, 但不会改变高原涡的移动路径。一旦横断山脉被移除, 高原涡的东移现象随之消失。进一步分析青藏高原和四川盆地交界处的陡峭地形坡度改变对涡旋发展的影响发现, 发现坡度越陡, 高原涡移动速度越快, 且盆地内二涡合并后的西南涡强度越强。最后借助于倾斜涡度发展理论, 解释了不同坡度对涡旋强度演变的影响: 随着坡度变陡, 倾斜涡度发展系数沿涡旋下滑路径快速减小, 对垂直涡度局地倾向的强迫作用, 加剧了涡旋的快速加强。

关键词: 暴雨 涡旋 地形 数值模拟

文章编号:

10.3878/j.issn.1006-9895.2106.21072

收稿日期 2021-04-25; **网络预出版日期**

作者简介 李祥, 男, 1996年出生, 硕士研究生, 主要从事中尺度天气学研究。E-mail: lixiang@mail.iap.ac.cn

通讯作者 杨帅, E-mail: yangs@mail.iap.ac.cn

资助项目 中国科学院战略性先导科技专项 XDA23090101, 国家自然科学基金资助项目 41875079、91937301、41575064.

Funded by Strategic Priority Science and Technology Program of Chinese Academy of Sciences (Grant XDA23090101), National Natural Science Foundation of China (Grants 41875079, 91937301, 41575064)

Multi-scale topographic influence on the vortexes development for an eastward-propagating rainstorm event occurred in southwest China

Li Xiang^{1,2}, Yang Shuai², Yang Shuyun¹

¹ College of Resources and Environment, Anhui Agricultural University, Hefei 230000

² Key Laboratory of Cloud-Precipitation Physics and Severe Storms, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

Abstract Based on observation and numerical simulation results, we reveal that three vortexes, north Plateau Vortex (TPV1), south Plateau Vortex (TPV2), Southwest Vortex (SWV), develop successively during the disaster-causing rainstorm event in Southwest China from 5 to 6 August 2019, which lead to the intensification and eastward propagation of the rainstorm. By utilizing of numerical experiments, the effects of multi-scale topographic factors (Tibetan Plateau, Hengduan Cordillera and Sichuan Basin, denoted as TP, HC and SB) on the evolution of vortexes are studied. The results show that, HC plays a key role in the formation of the SWV, while SB influences the location and intensity of SWV. As for the propagation of Plateau vortex (TPV2), The topography of the SB only affects the vortex intensity, but does not change the propagation path of TPV2. Once HC is removed, the propagation of the Plateau Vortex disappears. The influence of slope change of the steep terrain at the boundary between TP and SB on the development of vortex is further analyzed. It shows that the steeper the slope is, the faster the propagation speed of the Plateau vortex is, and the stronger the SWV is after the two vortexes (TPV2 and SWV) merge. Finally, the impact of varied slopes on the evolution of vortex intensity is explained based on the theory of slantwise vorticity development. As the slope becomes steeper, the coefficient of slantwise vorticity development (C_D) decreases sharply along the track of vortex glide. The forcing effect of the local tendency of vertical vorticity contributes to the rapid intensification of the vortex.

Keywords: Rainstorm, Vortex, Topography, Numerical simulation

1. 引言

中国西南地区地形复杂,多尺度地形的热力作用和机械强迫,为西南地区的涡旋形成提供了适宜环境条件,利于夏季活跃的对流发展和降水发生。分别在青藏高原和四川盆地附近形成的高原涡(TPV)和西南涡(SWV)是诱发我国西南山区暴雨的重要涡旋系统。该区域山地暴雨频繁发生,成为中国雨量最多的地区之一,常常造成严重的洪涝和地质灾害(Chen et al., 2019, 2020; Fu et al., 2019; 周玉淑等, 2019; 黄楚惠等, 2020; 李强等, 2020; 罗亚丽等, 2020; Yang et al., 2020)。

过去研究已经证实了 TPV 对青藏高原上空降水的重要影响(Gao et al., 1981; Shen et al., 1986; 李国平等, 2016; Fu et al., 2019)。根据其是否移出高原,可将高原涡分为两类:一类 TPV 生成于高原、消亡于高原,另外一类则在高原生成后向东移出高原,影响下游降水(江吉喜等, 2002; Li et al., 2008; Hu et al., 2017; Fu et al., 2019)。统计分析表明,第一类 TPV 占比更大,后一类型发生率则相对较低。然而,一旦 TPV 东移,其伴随的强降水对人口密集的下游地区(如四川盆地和长江中下游地区)影响更大,易引发泥石流、山洪、城市内涝等地质灾害。因此,西南地区强降水过程中的东移型 TPV 及相关物理过程的研究更应引起重视。

有关 SWV 和四川盆地暴雨的研究亦大量开展(李琴等, 2016; Li et al., 2017; Yang et al., 2017a, b; 刘晓冉等, 2020; 罗亚丽等, 2020; 汤欢等, 2020; 王晓芳等, 2020; 蒲学敏等, 2021; 吴志鹏等, 2021)。已有研究表明,四川盆地降水与西南涡、低空急流等天气系统有关,具有明显的日变化特征,降水高峰多出现在夜间和清晨(Yanai and Li 1994; Yu et al. 2007; Yin et al. 2009)。Kuo et al. (1986) 研究发现,四川盆地地形对 SWV 的形成起主导作用。Fu et al. (2010) 根据 Zwack-Okossi 方程,诊断了 2003 年 6 月一次的 SWV 生成的原因,发现潜热释放和辐合是 SWV 形成的两个最重要的因素,分别占涡度方程总强迫项的 42% 和 15%,通过个例分析归纳出热力比动力作用对 SWV 的形成更为重要。

需要指出的是,复杂地形强迫与涡旋演变和降水发展显著相关,多尺度地形

对涡旋发展作用的研究是我国西南涡暴雨研究的重要方面。Wang and Tan (2014) 利用理想模拟方法研究了高原地区 SWV 形成的地形控制要素,认为青藏高原和横断山脉在控制西南涡的位置和规模上起主导作用,并为西南涡的形成提供涡流源。地形降水的日变化和对流系统的移动,与山地—平原热力环流(MPS)有明显联系,该 MPS 环流是由于高原较高海拔的山地下垫面与平原上空同一水平高度处的大气热力差异造成的,导致下午时段的降水主要集中在山地,午夜降水则出现在平原地区(Qian et al.,2015; Zhang et al.,2019),降水落区与 MPS 环流上升支对应(Sun and Zhang,2012; Zhang et al.,2018; Zhang et al.,2019)。根据观测和模拟结果(Kuo et al.,1986; Wang and Tan,2014),地形的动力效应则主要表现为频繁发生的高原背风涡旋(如这里的 SWV)。特别是在四川省及其附近地区,由于青藏高原、横断山脉和四川盆地组成的复杂多尺度地形影响,为局地暴雨的准确预报带来很大困难,甚至影响高原和盆地交界处陡峭地形过渡区的数值模式稳定运行。因此,需要进一步研究多尺度地形对暴雨及相关降水物理过程的作用,找出关键地形要素以期完善地形相关物理过程参数化方案,来改进山地降水的模拟和预报。应当加强多尺度地形对涡旋发展作用的研究,找出高原涡、西南涡旋增长的关键地形归因,进而从地形要素角度出发改进涡旋降水的模拟和预测。

以往研究多围绕复杂地形对西南地区降水的综合作用展开,而分离三大地形单独的贡献、剖析其对降水和涡旋移动各自影响的研究较少。特别是对于致灾严重的东移型涡旋降水,更应该探讨多尺度地形及相关物理过程对涡旋演变和降水的影响。在青藏高原、横断山脉和四川盆地三大地形中,究竟哪种地形要素对涡旋的增长起关键作用?青藏高原和四川盆地交界处的陡峭地形坡度对涡旋发展有何影响?这些都是本文研究的重点。为解决这些问题,我们借助于 2019 年夏季青藏高原至四川盆地的一次东移涡旋降水事件,通过数值模拟和理论分析,研究了多尺度地形因子对涡旋演变的各自作用。

2. 数值模拟、试验设计与方法

2.1 模式

本文采用中尺度 WRF(V4.0)模式对 2019 年 8 月 5 日 00 时—6 日 18 时(世界

时)的山地暴雨过程(降水分布如图 1 所示)进行了数值模拟,模拟区域覆盖中国西南地区(图 2),水平网格点为 460×360 ,水平格距 3km。模拟方案采用 YSU 边界层参数化方案(Noh et al., 2001)、Noah 陆面过程参数化方案(Chen and Dudhia, 2001)、RRTM 长波辐射和 Dudhia 短波辐射方案(Dudhia, 1989),以及 WSM5 微物理参数化方案(Hong et al., 2006)。模式积分的初始和侧边界条件由 NOAA(国家海洋和大气管理局)的 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 的 GFS 再分析资料提供,观测降水为中国自动站与 CMORPH 降水产品融合的 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 分辨率的逐小时降水场产品。

2.2 试验设计

试验名称	试验描述
Group1: 研究三大地形 (TP, HC, or SB) 各自对 涡旋演变的作用	CNTL 真实地形
	IDEAL_ALL 理想地形(TP+HC+SB)
	IDEAL_TP+HC 青藏高原和横断山脉的理想地形(TP+HC)
	IDEAL_TP 只有青藏高原的理想地形 (TP)
Group2: 研究坡度改变 对 TPV2 移动的影响	IDEAL_0.3Rs 坡度为 0.3Rs 的理想地形
	IDEAL_0.8Rs 坡度为 0.8Rs 的理想地形
	IDEAL_2.0Rs 坡度为 2.0Rs 的理想地形
	IDEAL_4.0Rs 坡度为 4.0Rs 的理想地形
	IDEAL_6.0Rs 坡度为 6.0Rs 的理想地形

表 1 试验设计与描述,其中 TP, HC, SB 分别代表青藏高原、横断山脉、四川盆地。Rs 为地形坡度系数。

Table 1 Experiment design and description, where TP, HC and SB represent Tibetan Plateau, Hengduan Cordillera and Sichuan Basin, respectively. And Rs is the terrain slope coefficient.

理想地形构建和敏感性试验设计如图 3 和表 1 所示。本文开展两组试验,第一组试验用于分离三大地形的单独效应,探讨其各自对涡旋演变的影响(见表 1 中 Group 1, 及图 3a-e 中不同地形组合情景);第二组试验研究陡峭地形的坡度

改变对涡旋移动的影响（见表 1 中 Group 2 和图 3f）。这里构造与真实地形（图 3a）几何形状相似的理想地形（图 3b），有如下两点优势：一是在保证尽可能逼近真实模拟效果的同时，易于分割出某单一地形，方便与其它地形情景组合；二是通过在青藏高原和四川盆地相邻区域设置坡度调节系数，灵活改变陡峭地形坡度。

其中，理想地形组合的几何形状由椭圆、圆、近圆角矩形组成（如图 3b 所示），来分别近似青藏高原、四川盆地和横断山脉（图 3a），其几何图形根据曲线方程(1)绘制（Wang and Tan, 2006, 2014）。方程(1)中的 h_q ， h_h ， h_s 分别为构建的青藏高原、横断山脉和四川盆地的地形， h_{qhs} 为三个大地形叠加形成的总体地形。图 3b 所示区域的中心点位于 $(100^\circ \text{ E}, 30^\circ \text{ N})$ ，靠近青藏高原和四川盆地的交界处。参考中国地形图数据，青藏高原和四川盆地的中心点位置设置为以上中心点位置相对距离 $(-750\text{km}, 400\text{km})$ 和 $(500\text{km}, 50\text{km})$ 处。方程（1）中的青藏高原整体形状参数，长半轴为 $R_{qx}=1450\text{km}$ ，短半轴为 $R_{qy}=725\text{km}$ 的椭圆形；四川盆地的整体形状为半径 $R_s=275\text{km}$ 的圆；横断山脉呈近圆角矩形，圆角矩形的宽度为 $R_{hx}=500\text{km}$ ，纵长为 $R_{hy}=800\text{km}$ ，从青藏高原和横断山脉的交界点东南向伸展 25 度。 $H_0=1000\text{m}$ ，为陆面参考高度，该设置是因为除了四川盆地以外，西南涡基本在 1000m 以上发展； $H_q=5000$ ，为青藏高原平均海拔高度，横断山脉的最高海拔为 $H_h=5000$ 米，四川盆地的基底高度为 $H_s=500$ 米。对于模拟域中任一点 (x, y) ， L_{hx} 是该点到横断山脉中央脊线的最短距离，而 L_{hy} 为该点到正交横断山脉中央脊线的线段的最小距离，注意这里的正交线特指过区域中心点 $(100^\circ \text{ E}, 30^\circ \text{ N})$ 的那条线段； h_q 和 h_s 中的 x, y 分别代表的是模拟域中的一点到青藏高原和四川盆地中心点的 x, y 轴方向上的距离。

$$\begin{aligned}
h_q(x, y) &= (H_q - H_0) \left\{ 1 - \tanh \left[2 \left(\frac{x^2}{R_{qx}} + \frac{y^2}{R_{qy}} \right)^5 \right] \right\} + H_0 \\
h_h(x, y) &= (H_h - H_0) \left\{ 1 - \left[\cos \left(\frac{\pi R_{hx} - L_{hx}}{2 R_{hx}} \right) \right]^4 \right\} \left[\cos \left(\frac{\pi L_{hy}}{2 R_{hy}} \right) \right]^2 + H_0 \\
h_s(x, y) &= (H_s - H_0) \left\{ 1 - \tanh \left[2 \left(\frac{x^2 + y^2}{R_s} \right)^3 \right] \right\} + H_0 \\
h_{qhs}(x, y) &= \max(h_q, h_h) \frac{1}{2} \left[1 + \sin \left(\frac{\pi L_s - R_s}{2 \cdot 0.3R_s} \right) \right] + h_s \left\{ 1 - \frac{1}{2} \left[1 + \sin \left(\frac{\pi L_s - R_s}{2 \cdot 0.3R_s} \right) \right] \right\}
\end{aligned} \tag{1}$$

方程 (1) 中最后一式将三大地形联结起来，构造出我国西南部的的主要大地形，其参数设置为： L_s 是模拟区域中任一点 (x, y) 到四川盆地中心点的距离；首先将青藏高原和横断山脉联合，地形高度设置为二者的最大值 $\max(h_q, h_h)$ ，然后在比邻四川盆地附近 $\pm 0.3R_s$ 的地形重叠区域，设置地形高度渐变，避免过渡带地形突变引起的模拟结果不确定性和模式积分不稳定。根据方程 (1)，将青藏高原、横断山脉和四川盆地联合起来，构造出我国西南部的的主要大地形，此理想地形能较好抓取我国西南地区的主体地形特征。另外，在方程 (1) 的最后一式中，通过将地形坡度系数从 $0.3R_s$ 调整到 $0.8R_s$ ， $2.0R_s$ ， $4.0R_s$ ， $6.0R_s$ ，可灵活设置地形陡峭或缓坡，其垂直剖面如图 3f 所示。

所有试验使用相同的初边界条件，模拟时间为 2019 年 8 月 5 日 00 时 (UTC, 下同) 到 2019 年 8 月 6 日 18 时，积分持续 42 小时。CNTL 试验使用平滑后的真实地形 (图 3a)。图 3b 为构造的三大地形总体几何特征。表 1 中的 IDEAL_ALL、IDEAL_TP+HC 和 IDEAL_TP 分别使用不同的理想化地形组合，如图 3c-e 所示。这些试验的目的是检验几大主要地形对涡旋发展的各自影响。表 1 第 2 组试验中，分别设计了 Ideal_0.3Rs、Ideal_0.8Rs、Ideal_2.0Rs、Ideal_4.0Rs、Ideal_6.0Rs 模式运行来研究坡度变化对涡旋移动的影响。图 3f 显示了在 TP 和 SB 交汇处，通过调整坡度系数，具体的坡度变化情况。

2.3 方法

2.3.1 涡度方程

利用笛卡尔坐标下的垂直涡度方程 (2) (Huang et al., 2019), 诊断强降水过程中的涡度发展。

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta}{\partial t} = & \underbrace{-\left(u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y}\right)}_{\text{HA}} - \underbrace{w \frac{\partial \zeta}{\partial z}}_{\text{VA}} + \underbrace{\left(\frac{\partial w}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial z}\right)}_{\text{Ti1}} - \underbrace{(\zeta + f) \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}\right)}_{\text{Div}} \\ & + \underbrace{\frac{1}{\rho^2} \left(\frac{\partial \rho}{\partial x} \frac{\partial p}{\partial y} - \frac{\partial \rho}{\partial y} \frac{\partial p}{\partial x}\right)}_{\text{Solenoid}} - \underbrace{v \frac{\partial f}{\partial y}}_{\text{Coriolis}} + \text{RES} \end{aligned} \quad (2)$$

方程 (2) 中, ζ 为相对涡度的垂直分量, f 为科氏参数, p 和 ρ 分别为气压和密度。Vort 为涡度的局地倾向, HA 和 VA 分别代表水平输送和垂直输送, Ti1 为扭转项 (可表征水平涡度向垂直涡度倾斜的程度), Div 为辐合辐散 (或伸缩) 项, Solenoid 为力管项, Coriolis 表示纬向位移引起的垂直涡度变化, 最后一项 RES 为剩余项。

2.3.2 倾斜涡度发展

由倾斜涡度发展理论 (Wu et al., 1997; Cui et al., 2003), 可以通过计算倾斜涡度发展系数 C_D 的变化, 来解释拉格朗日质点沿着等熵面下滑时垂直涡度的发展。倾斜涡度发展可以描述为“即在空气质点沿着向上凸的陡峭等熵面下滑或者沿着向下凹的陡峭等熵面上滑过程中, 如果 C_D 减小, 当静力稳定度 $\theta_z \rightarrow 0$ 即大气趋于中性层结时, 空气质点的垂直涡度将会迅速加强。” C_D 的表达式为 $C_D = \eta_s \cdot \theta_s / \theta_z$ ($\theta_z \neq 0$), 这里 η_s , θ_s , θ_z 分别为涡度矢量的水平分量, 位温梯度的水平和垂直分量。其中, $-dC_D/dt < 0$ 是垂直涡度发展的强迫项, 因此沿着涡旋下滑路径 C_D 减小越多, 其对垂直涡度发展的贡献越大, 更多推导和理论解释, 详见 Wu et al. (1997) 和 Cui et al. (2003) 等。

3. 结果分析

3.1 暴雨事件概述及天气形势

2019年8月5日00时—6日18时的中国西南地区暴雨经历了由青藏高原向四川盆地的东向移动(图2),24小时的累积降水超过260mm,造成了特大洪水和严重的次生地质灾害。降水首先在高原上发生,呈零散分布,至8月5日00时—06时(图1a1,b1),最大降水中心位于(103°E,33°N)。之后在高原主体降水消失(图1c1),主雨带移至青藏高原东南边缘,5日12时出现3个降水中心。6小时后(图1d1),四川盆地降水趋于稳定,而沿高原和盆地陡峭地形分布的雨带则逐步与盆地内降水中心合并,之后雨带在四川盆地内继续向东移动,雨带呈东北西南向分布(图1e1)。

图4给出了此次暴雨事件的天气形势分析结果,包括500hPa高度上的位势高度(黑色等值线)、相对涡度(彩色阴影)和温度场(红色等值线)的空间分布。初始阶段高原上首先出现高原涡(图4a),583dgpm位势高度中心闭合,涵盖了涡度大值区,继而涡旋逐渐向东北移出高原(图4b),将此高原涡称为高原涡1(TPV1)。5日12时,在30°附近出现两个新的涡旋,一个在位于青藏高原,另一个在四川盆地内(图4c,d),这在5日18时可以清楚的观察到两个闭合的583dgpm位势高度闭合中心(称为高原涡2和西南涡,即TPV2和SWV),并匹配强涡度分布(图4d)。随后TPV2和SWV东移并逐渐开始合并(图4e,f),在四川盆地上空维持数小时后东移出目标区域(图4f)。整个暴雨过程伴随三个涡旋的相继发展、合并、东移(图4a-f),涡旋的发展位于温度槽前的暖异常区。

3.2 模拟降水结果检验

图1a2-e2为模拟的6小时累积降水量演变,与观测(图1a1-e1)对比可见,虽然初始阶段模拟的高原降水偏强(图1a2,b2),但雨带的落区、走向与实况较为一致,强降水中心的强度和所在位置与观测也有较好的对应,尤其是在降水强烈发展的5日12时—6日00时期间(图1c1,d1,c2,d2),雨带的走向模拟准确,降水中心强度相当;6日00时(图1e1,e2),观测雨带呈西南-东北走向,盆地内降水中心的强度和落区模拟较好,但四川盆地内32°N以北降水模拟偏弱。总的来说,尽管某些时次降水模拟在细节上和实况有所偏差,但在强降水期间,模拟降水基本可再现雨带的分布模态、强度演变和移动过程。

3.3 暴雨事件的涡旋演变特征

3.3.1 水平分布

图 5 为模拟的涡旋演变，再现了高原涡 1 (TPV1) 的东北向移动 (图 5a-e)，以及高原涡 2 (TPV2) 和西南涡 (SWV) 合并加强东移 (图 5d-1) 的过程。相较于再分析资料 (图 4)，模拟的涡度较强，这可能与数据分辨率有关。5 日 00 时 (图 5a)，青藏高原上空有闭合低压中心 (蓝色等值线所示的位势高度) 出现，并伴随有一个大范围的强涡度区 (阴影)，涡度最大值达 $2.0 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ ，随后东北向移出模拟区域，强度减弱，5 日 12 时可以看到高原上空的 TPV1 强度已经大大衰减。但随着 TPV1 的减弱，南部高原的 TPV2 和四川盆地的 SWV 逐步发展，5 日 18 时南部的两个涡度中心清晰可见；5 日 15 时-21 时，TPV2 和 SWV 合并加强，6 日 00 时在四川盆地上空出现闭合等高线，随后西南涡在盆地稳定维持，涡度峰值大于 $7.0 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ ，随后合并的涡旋进一步向东移出模拟区域。

3.3.2 垂直分布

图 6 是相对涡度 (彩色阴影)、垂直速度 (蓝色等值线) 和降水 (下方黑色直方图) 的垂直剖面图，空白区域为地形。由图 6 的涡度垂直伸展和演变，可以清晰看出 TPV2 (涡旋中心位置由左侧竖线标定) 在从高原上空东移、下坡至盆地的移动路径及其与 SWV (涡旋中心位置由右侧竖线标定) 的合并过程。5 日 10 时 (图 6a)， 99°E 附近的高原上空有涡度向上发展，强度较弱，小于 $5.0 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ ，同时伴随有较弱的垂直运动和降水；5 日 12 时 (图 6b)，四川盆地 104°E 附近上空开始有弱涡度和垂直运动产生，同时盆地内发生降水，此时高原上空的涡度强度和范围都增加，对流发展至 12km 以上的高空，TPV2 中心涡度向东移动至 99.7°E ；5 日 14 时，TPV2 中心和强对流东移至 100°E ，高原和盆地内的对流活动进一步发展，两地的涡度、垂直运动和降水均显著增强，TPV2 的涡度大于 $7.0 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ ，而四川盆地内的 SWV 向上伸展至 10km 高度，盆地内的降水增加；5 日 16 时，TPV2 和 SWV 进一步向东移动，SWV 经历了剧烈发展，对流活动旺盛；5 日 18 时，两个涡旋开始合并加强，可以看到盆地内有两个明显的降水大值中心，同时盆地内的涡度发展达到最强，超过 $8.0 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ ；至 5 日 20 时，两个涡旋完成合并。与涡旋演变的平面图一致 (图 5)，从其垂直剖面亦能较好反应 TPV2 和 SWV 的发生发展和移动的过程 (图 6)，并能清晰看出其空间

垂直伸展。

图 7 为涡度、垂直运动和降水沿图 5c 中黑色线段的垂直剖面，演示了 TPV1 的垂直伸展及的伴随对流和降水演变。5 日 01 时（图 7a），涡旋和降水中心位于在 103° E 以西，5 日 02 时低涡中心和对流迅速发展（图 7b），5 日 03 时（图 7c），TPV1 和强对流东移至 104° E，降水在此迅速发展。随后（图 7d-f），强涡度和垂直运动中心继续东北向移动，强降水随之移动，并逐渐移出模拟区域。

3.3.3 涡旋的时间演变

图 2 为三个涡旋的路径和生命史。高原北部的 TPV1 先发展，生命史集中在 5 日 00 时—17 时（图 2 中紫色折线），在高原上空生成后东北向移动，于 5 日 17 时逐渐消散；期间高原南部的 TPV2（蓝色）和四川盆地的 SWV（黑色）分别于 5 日 08 时和 11 时在高原上空、盆地南部相继生成，TPV2 逐渐东移，22 时 TPV2 和 SWV 合并、加强、东移，于 6 日 15 时移出模拟区域。

图 8 给出了三个涡度的涡度、伴随的对流和降水的时间演变特征，左列为 TPV1（图 8a, c, e），右列为 TPV2+SWV（图 8b, d, f）。在 TPV1 生命史集中的 5 日 00 时—17 时（图 2），有正涡度带在 $99-106^{\circ}$ E 之间扩展（图 8a），强度达 $6.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ，同时伴随对流发展（图 8c）和降水生成（图 8e），垂直速度的强度约 0.3 m s^{-1} ，降水量 $< 2.5 \text{ mm h}^{-1}$ ；5 日 10 时之后，TPV2 和 SWV 接力发展，其涡度带（图 8b）、对流带（图 8d）、雨带（图 8f）明显，相较于北部的 TPV1 强度都显著增强，涡度最大值超过 $8.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ，垂直速度的最大强度 $> 0.5 \text{ m s}^{-1}$ ，降水强度超过 3.5 mm 。南部的两个涡旋，是此次暴雨的主要影响天气系统，其合并加强和移动及伴随的对流发展，是此次暴雨形成的主要原因。

3.4 三涡演变归因

为探讨三涡生命史发展机制的异同，我们通过涡度方程（2）对三个涡旋的涡度演变进行诊断分析，剖析了在各自涡度增长的归因。图 9 为涡度方程中各项随时间的演变，包括水平输送项（HA），垂直输送项（VA），拉伸项（Div），扭转项（Ti1），力管项（Soliend），科氏力项（Coriolis），涡度局地倾向（Vort）和剩余项（RES）。由计算结果，力管项和科氏力项相对于其他各项小两个量级，贴近零线分布，在该研究中可以忽略。对于北部高原涡（TPV1），主要的涡源为垂直输送项和拉伸项，主要的汇为水平输送项和扭转项。5 日 05 时之前，垂直

输送项占主导地位，而拉伸项的作用逐渐增强并于 05 时后和垂直输送项共同主导 TPV1 的发展移动。因此在 TPV1 的初始发展阶段，垂直输送项是主导项，但是当它发展到一定阶段开始向东北方移动时，拉伸项的作用增强，与垂直输送项共同成为涡度增长的主要贡献项。对于南部的高原涡（TPV2），可以看到在其初生和发展阶段，涡度收支的源汇有所变化，波动较大。但在涡旋强盛发展的 5 日 12 时左右，垂直输送项和拉伸项共同成为主要的源，维持 TPV2 的强度并向东移动，同时水平输送也由汇转变为源，贡献垂直涡度的增长。在西南涡（SWV）的生命史期间（0510-0600），SWV 的初生阶段独立发展，TPV2 还没有东移与其合并，该阶段 SWV 的主要源、汇为垂直输送项、扭转项。随着 TPV2 向东移入四川盆地，两涡合并之后，水平输送项剧烈增加，和垂直输送项共同贡献涡度增长，同时加强的拉伸项和扭转项为主要的汇。可见，三涡的发展机制各有不同，不同发展阶段的源汇项也有所差异，不能一概而论。

3.5 三大地形对涡旋演变的作用

通过不同理想地形的配置情景（表 1 中 Group 1 试验），来探讨三大地形对涡旋演变各自的作用。首先在 IDEAL_ALL 试验中（图 3c），有高原涡和西南涡生成东移，并存在两者合并的现象（图略），同时高原涡的移动路径和强度与控制试验 CNTL 中的模拟结果（图 5）十分相近。所以本文根据公式(1)构建的理想地形不但勾勒出青藏高原、横断山脉和四川盆地三大地形的主要几何特征，而且逼近真实地形情景下的降水模拟效果（图略），可以用来研究三大地形各自对涡旋演变的影响。根据前文分析，8 月 5 日 22 时高原涡和西南涡合并且强烈发展，具有完整的涡旋形态，因此以 5 日 22 时为例，来分析青藏高原、横断山脉和四川盆地各自对于涡旋演变的作用（图 10 和图 3）。

对于全地形试验 IDEAL_ALL（图 10a-c，图 3c），可以看到强涡度（阴影）从 850hPa 一直向上伸展到 500hPa，低层有闭合低压中心等高线，盆地西北侧涡旋发展剧烈。850hPa 和 700hPa 高度层，来自四川盆地南部的偏南风气流和来自高原东侧、盆地北部的偏北风气流在（30° N，105° E）附近汇合，产生气旋性环流，汇合气流辐合上升，涡旋和低压发展，对流和降水增长。

移除四川盆地（图 10d-f，图 3d），地形变化导致涡旋在四川盆地地理位置区域的发展受到抑制，强度变弱，850hPa 和 700hPa 涡旋中心附近的位势高度比

全地形试验高 10dgm, 与 Wang and Tan(2014)的研究一致。这说明四川盆地的存在增强了该处相关低压系统, 对于该区域涡旋的生成、发展和稳定维持有重要作用。500hPa 高度层上, 对于 IDEAL_ALL 试验和 IDEAL_TP+HC 试验, 都产生了涡旋的完整形态且位于陡峭地形附近, 但后者涡旋中心偏西、强度变弱、范围更小。同时根据涡度平面图的时间演变(图略), 在 IDEAL_TP+HC 试验中涡旋生命史更短, 不能在四川盆地内稳定维持, 快速移出盆地。因此四川盆地的地形强迫, 为涡旋环流的形成提供了有利地形条件, 有利于涡旋的进一步发展和稳定维持, 影响高原涡和西南涡强度, 但不改变其移动路径。

同时移除横断山脉和四川盆地, 只保留青藏高原(图 10g-i, 图 3e), 则在 850hPa 青藏高原东部的 (34° N, 105° E) 附近形成弱涡旋, 其形成一方面是因为青藏高原大地形对偏南风气流的阻挡, 另外也与西风气流遭遇青藏高原时分为南北两支、绕流后气流偏转, 在高原东侧汇合, 形成背风的气旋性环流有关。500hPa 高度层, 虽然高原东侧形成了涡度中心, 但位置偏北在 (33° N, 106° E) 附近, 原四川盆地地理位置未出现显著的涡旋发展。从时间演变(图略), IDEAL_TP 试验中也未出现高原涡的移动和盆地内西南涡的发展。

由以上分析, 青藏高原的主要作用是由于大地形的存在, 对气流产生阻挡作用东部背风侧形成气旋性涡旋, 而横断山脉的存在可以改变高原东侧环流的整体形势, 西南气流在横断山脉西侧受到地形阻挡从南部绕流, 在其东北侧遭遇青藏高原大地形, 产生闭合的背风涡旋。因此, 从三个地形的作用来看, 横断山脉对于盆地内是否有西南涡生成至关重要, 而四川盆地地形对涡旋的位置和强度起主导作用, 但不影响高原涡向东移动的路径; 若横断山脉和四川盆地都被移除, 高原涡的移动现象将不会出现。

为探测不同地形设置情景影响涡旋演变的原因, 对表 1 中 Group1 的不同敏感性试验结果, 重新计算了涡度方程, 图 11 是不同试验的涡度倾向变化及其主要源汇分布特征, 分析发现高原上空涡旋(原 TPV2)的主要源为拉伸项(Div)和垂直输送项(VA)(图 11b, h, n), 主要汇为扭转项(Ti1)和水平输送项(HA)(图 11a, g, m), 而对于四川盆地内的涡旋(原 SWV), 其主要源汇项不变, 水平输送和垂直输送项共同贡献涡度增长(图 11e, k, q), 拉伸项和扭转项为主要的汇项(图 11d, j, p)。但不同的大地形组合情景下, 源汇项强信号的位置和强度

都有所改变，导致涡度源汇正负贡献抵消后的净效应改变（图 11 右列），引起高原上涡旋和盆地内西南涡的改变。可见，青藏高原、横断山脉、四川盆地并不会影响高原涡、西南涡的发展机制，但会通过地形的热力作用和机械强迫影响气流的再分布，从而改变其主要源汇的位置和强度，从而改变涡旋演变。

3.6 坡度改变对涡旋移动的影响

既然在青藏高原和四川盆地过渡区域的陡峭地形附近，高原涡东移与西南涡合并加强导致涡度快速加强，对流和降水剧烈发展，因此设置了表 1 中 Group 2 的敏感性试验，通过调整地形坡度参数（图 3f），研究陡峭地形坡度的改变对涡旋演变的影响（图 12）。

分析发现，陡坡到缓坡的地形坡度设置会影响涡旋的移动（图 12 左列）及涡内对流发展（图 12 右列）。对于 IDEAL_0.3Rs 试验（图 12a,b），地形为陡坡（图 3f 中黑色线），高原涡于 5 日 10 时在 100.5° E 附近加强东移，5 日 20 时开始与西南涡合并加强，在 104° E 附近形成涡度（图 12a）和垂直速度（图 12b）强度大值中心；在 IDEAL_0.8Rs 试验中（图 3f，红线），高原涡于 5 日 10 时在 100° E 附近向东移动，5 日 22 时并入西南涡（图 12c,d）；在 IDEAL_2.0Rs 试验中（图 3f，蓝线），高原涡在 98° E 开始向东移动，进入 100° E 的陡峭地形区域后，涡度增强，然后向东移动，本试验未见明显的两涡合并强化现象，但 5 日 22 时，仍然可以看到西南涡旋在 104° E 附近产生（图 12e,f）；在理想试验 IDEAL_4.0Rs 和 IDEAL_6.0Rs 试验中（图 3f，绿色和紫色线），与几个陡坡试验相比，该缓坡设置使得垂直速度和涡度强度明显减弱，但移动现象仍然存在（图 12g,h）。在 5 日 20 时左右于 104° E 附近仍产生弱西南涡，但强度弱于陡坡地形模拟（图 12g-j）。

图 13 进一步量化了地形坡度变化对高原涡（TPV2）、西南涡（SWV）峰值强度（图 13a，直方图）和垂直伸展高度（图 13a，折线）、高原涡 TPV2 下滑速度（图 13c）的影响，并从倾斜涡度发展的角度解释了产生该影响的原因（图 13b）。分析发现（图 13a），IDEAL_0.3Rs 试验中，西南涡、高原涡的最强涡度达 $6.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 和 $2.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ，最强涡度中心向上伸展至 800hPa 和 500hPa 高度。IDEAL_0.8Rs 试验中，西南涡强度约为 $5.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ，涡度中心高度基本不变；高原涡强度几乎不变，高度略有降低至 550hPa。IDEAL_2.0Rs 试验中，可以看到西

南涡最强涡度中心减小到 $2.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ ，高原涡强度保持不变，高度下降到 600hPa。对于 IDEAL_4.0 Rs 和 IDEAL_6.0Rs 试验，西南涡的强度逐渐衰减，但下降趋势越来越趋于平缓。在 IDEAL_4.0 试验中，高原涡的强度改变较小，基本维持同样的强度，同时高度还是有缓慢下降的趋势。在 IDEAL_6.0 试验中，高原涡和西南涡强度的改变程度很小，基本保持不变，高原涡中心的高度依旧在缓慢下降，西南涡中心的高度也出现了下降的现象。地形坡度变化对高原涡下坡速度亦产生较大影响（图 13c），从 IDEAL_0.3Rs 试验到 IDEAL_6.0Rs 试验，随着坡度变缓，涡的移动速度从 11.2 m s^{-1} 下降到 5.8 m s^{-1} ，可见陡坡会加速高原涡下滑速度。

注意，这里的 SWV 为包含了 TPV2 东移并入后的结果，应为二者共同作用。综上所述，陡坡使得高原涡下滑加速（图 13c），垂直伸展绝对高度更高（图 13a 中黑色折线），且二涡合并后涡度增强，但最强涡度中心向上伸展绝对高度变化不大。计算倾斜涡度发展系数 C_D 发现，通过对比图 13a 中不同地形情景下的直方图变化和图 13b 中折线图所示的 C_D 负值数量级，从坡顶到涡度峰处 C_D 的变化趋势与涡旋强度成正比。这是因为在坡顶等熵面与地形几乎平行，因而 C_D 近似为 0，而沿陡坡缓坡下滑到涡度最大值位置，等熵面倾斜发展， C_D 为负值， $dC_D/dt < 0$ ，既然 $-dC_D/dt < 0$ 是垂直涡度发展的强迫项，因此沿着涡旋下滑路径 C_D 减小越多，其对垂直涡度发展的贡献越大，因此可由倾斜涡度发展理论来解释地形坡度变化对涡旋演变的影响。

4. 结论

本文利用 2019 年 8 月 5-6 日的一次东移型强降水事件，研究了高原东侧三个涡旋的演变特征及其与降水发展的关系。通过数值模拟和理论分析，研究了多尺度地形因子（青藏高原、横断山脉和四川盆地三大地形）对涡旋演变的各自作用，及青藏高原和四川盆地交界处的陡峭地形坡度改变对涡旋发展的影响。其主要结论归纳为：

- (1) 针对此次暴雨过程，提出三涡（TPV1, TPV2, SWV）相继发展导致暴雨

发展、移动的机理。在研究的区域和时段内，三涡演变特征分析表明，TPV1 在 0500 时于高原上空生成之后向东北向移动并于 0517 时逐渐消散，TPV2 在 0508 时开始在高原上空逐渐加强并东移，在 0522 时左右和西南涡合并，SWV 在 0511 时左右在四川盆地附近生成并和 TPV2 在 0522 时左右合并，之后一起东移，于 0615 时左右逐渐移出模拟区域。结合暴雨的发生发展特征，发现降水移动与涡旋路径密切相关，且二者强度演变趋于一致。

(2) 借助涡度方程诊断，发现暴雨过程中三个涡旋发展的机制有所不同，TPV1（高原涡 1）、TPV2（高原涡 2）由垂直输送项和拉伸项为主导，而垂直输送、水平输送项是 SWV（西南涡）的主要涡源；

(3) 青藏高原、横断山脉和四川盆地三大地形敏感性试验表明，横断山脉对西南涡的形成起关键作用，而四川盆地影响西南涡的位置和强度。对于高原涡，四川盆地只会影响涡旋强度演变，而不会改变高原涡的移动路径。一旦横断山脉被移除，高原涡的移动现象将不再出现。

(4) 分析了青藏高原和四川盆地交界处的陡峭地形坡度改变对涡旋发展的影响，发现坡度越陡，高原涡移动速度越快，盆地内二涡合并后的西南涡强度越强。借助于倾斜涡度发展理论，可解释陡坡缓坡不同情景下涡旋强度的演变，陡坡倾斜涡度发展系数剧烈减小，对垂直涡度局地倾向的强迫作用，对涡旋强度的快速加强有贡献。

参考文献 (References)

Chen B, Zhang W, Yang S, et al. 2019. Identifying and contrasting the sources of the water vapor reaching the subregions of the Tibetan Plateau during the wet season [J]. *Clim. Dynam.* 53:6891-6907. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04963-2>

Chen B, Zhang W, Yang S, et al. 2020. Roles of Oceanic Moisture Exports in Modulating Summer Rainfall over the Middle-lower Yangtze River Basin: Inter-annual Variability and Decadal Transition [J]. *Int. J. Climatol.* 40:3757-3770. <https://doi.org/10.1002/joc.6426>.

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, 569–585.

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(05):825-836.

Duahia J. 1989. Numerical Study of Convection Observed during the Winter Monsoon Experiment Using a Mesoscale Two-Dimensional Model [J]. *J. Atmos. Sci.*, 46, 3077-3107.

Fu S M, Sun J H, Zhao S X, et al. 2010. The impact of the eastward propagation of convective systems over the Tibetan Plateau on the southwest vortex formation in summer [J]. *Atmos. Oceanic Sci. Lett.*, 3, 51–57.

Fu S M, Mai Z, Sun J H, et al. 2019. Impacts of convective activity over the Tibetan Plateau on plateau vortex, southwest vortex, and downstream precipitation [J]. *J. Atmos. Sci.*, 76, 3803–3830.

Gao Y, Tang M, Luo S, et al. 1981. Some aspects of recent research on the Qinghai-Xizang Plateau meteorology [J]. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 62, 31–35.

Hong S Y, Lim J. 2006. The WRF Single-Moment 6-Class Microphysics Scheme (WSM6). *J. Korean Meteor. Soc.*, 42, 129-151.

Hu L, Deng D F, Gao S T, et al. 2016. The seasonal variation of Tibetan convective systems: Satellite observation [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.* 121, 5512–5525.

Huang Y J, Liu Y, Liu Y, et al. 2019. Budget analyses of a record-breaking rainfall event in the coastal metropolitan city of Guangzhou, China [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 124, 9391–9406.

黄楚惠, 李国平, 张芳丽, 等. 2020. 近 10a 气候变化影响下四川山地暴雨事件的演变特征 [J]. *暴雨灾害*, 39 (04) :335–343. Huang C H, Li G P, Zhang F L, et al. 2020. Evolution characteristics of mountain rainstorms over Sichuan Province in the past ten years under the influence of climate change [J]. *Torrential Rain and Disasters (in Chinese)*, 39(04):335-343.

江吉喜, 范梅珠. 2002. 夏季青藏高原上的对流云和中尺度对流系统 [J]. *大*

气科学, 26:263-270. Jiang J X, Fan M Z. 2002. Convective clouds and mesoscale convective systems over the Tibetan Plateau in summer[J]. Chin. J. Atmos. Sci., 26, 263-270.

Kuo Y H, Cheng L S, Anthes R A. 1986. Mesoscale analyses of the Sichuan flood catastrophe, 11-15 July 1981[J]. Mon. Weather Rev., 114, 1984-2003.

Li Y D, W Y, S Y, et al. 2008. Characteristics of Summer Convective Systems Initiated over the Tibetan Plateau. Part I: Origin, Track, Development, and Precipitation [J]. J. Appl. Meteor. Climatol., 47, 2679-2695.

李国平, 卢会国, 黄楚惠, 等. 2016. 青藏高原夏季地面热源的气候特征及其对高原低涡生成的影响 [J]. 大气科学, 40 (1): 131 - 141. Li G P, Lu H G, Huang C H, et al. 2016. A climatology of the surface heat source on the Tibetan Plateau in summer and its impacts on the formation of the Tibetan Plateau vortex [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (1): 131-141, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1504.15125.

李琴, 杨帅, 崔晓鹏, 等. 2016. 四川暴雨过程动力因子指示意义与预报意义研究 [J]. 大气科学, 40 (2): 341-356. Li Q, Yang S, Cui X P, et al. 2016. Diagnosis and Forecasting of Dynamical Parameters for a Heavy Rainfall Event in Sichuan Province [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2016, 40(2): 341-356. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1507.14296

Li Qin, Yang S, Cui X P, et al. 2017. Investigating the initiation and propagation processes of convection in heavy precipitation over the western Sichuan Basin [J]. Atmospheric and Oceanic Science Letters, 10:3, 235-242, doi: 10.1080/16742834.2017.1301766

李强, 王秀明, 周国兵, 等, 2020. 四川盆地西南低涡暴雨过程的短时强降水时空分布特征研究 [J]. 高原气象, 39 (5): 960-972. LI Q, WANG X M, ZHOU G B, et al. 2020. Temporal and spatial distribution characteristics of short-time heavy rainfall during Southwest Vortex rainstorm in Sichuan Basin [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 39 (5): 960-972. DOI: 10.7522/j.issn.1000-0534.2019.00096.

刘晓冉, 李国平, 胡祖恒, 等. 2020. 一次高原低涡诱发西南低涡耦合加强的动力诊断分析[J]. 气象科学, 40(03):363-373. Liu X R, Li G P, Hu Z H, et al. Dynamic diagnosis of the strengthened Southwest Vortex coupling induced by the Plateau Vortex. Journal of the Meteorological Sciences (in Chinese), 2020, 40(3): 363-373.

罗亚丽, 孙继松, 李英, 等. 2020. 中国暴雨的科学和预报: 改革开放 40 年研究成果[J]. 气象学报, 78(03):419-450. Luo Y L, Sun J S, L Y, et al. 2020. Science and prediction of heavy rainfall over China: Research progress since the reform and opening-up of the People's Republic of China. Acta Meteorologica Sinica, 78(3):419-450.

Noh Y, Cheon W G, Raasch S. 2001. The improvement of the K-profile model for the PBL using LES. Preprints, Int. Workshop of Next Generation NWP Models, Seoul, South Korea, Laboratory for Atmospheric Modeling Research, 65-66.

蒲学敏, 白爱娟. 2021. 高原涡与西南涡相互作用引发 MCC 暴雨的形成机制分析[J]. 气象科学, 41(01):27-38. Pu X M, Bai A J. Analysis of formation mechanism of MCC heavy rain caused by interaction between plateau vortex and southwest vortex [J]. Journal of the Meteorological Sciences (in Chinese), 2021, 41(1): 27-38.

Qian T T, Zhao P, Zhang F, et al. 2015. Rainy-Season Precipitation over the Sichuan Basin and Adjacent Regions in Southwestern China [J]. Mon. Weather Rev., 143(1), 383-394.

Shen R, Reiter E R, Bresch J F. 1986. Numerical simulation of the development of vortices over the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau [J]. Meteor. Atmos. Phys., 35(1), 70-95.

Sun J H, Zhang F Q. 2012. Impacts of mountain-plains solenoid on diurnal variations of rainfalls along the mei-yu front over the East China plains [J]. Mon. Wea. Rev., 140, 379-397.

汤欢, 傅慎明, 孙建华, 等. 2020. 一次高原东移 MCS 与下游西南低涡作用并产生强降水事件的研究[J]. 大气科学, 44(06):1275-1290. Tang H, Fu S M, Sun J H, et al. 2020. Investigation of Severe Precipitation Event Caused by an

Eastward-Propagating MCS Originating from the Tibetan Plateau and a downstream Southwest Vortex. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 44(6):1275–1290. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1911.19206

Wang Q W, Tan Z M. 2006. Flow regimes for major topographic obstacles of China [J]. *Chin. J. Geophys.*, 49(4), 866–877.

Wang Q W, Tan Z M. 2014. Multi-scale topographic control of southwest vortex formation in Tibetan Plateau region in an idealized simulation [J]. *J. Geophys. Res. Atmos.*, 119, 11,543–11,561.

王晓芳, 李超, 杨浩, 等. 2020. 青藏高原东移云团研究进展 [J]. *暴雨灾害*, 39(05):433–441. Wang X F, Li C, Yang H, et al. 2020. Research progress on east-moving cloud clusters from the Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Torrential Rain and Disasters* (in Chinese), 39(5):433–441

Wu G X, Liu H Z. 1998. Vertical vorticity development owing to down-sliding at slantwise isentropic surface [J]. *Dyn Atmos Oce*, 27(1): 715–743.

吴志鹏, 李跃清, 李晓岚, 等. 2021. WRF 模式边界层参数化方案对川渝盆地西南涡降水模拟的影响 [J]. *大气科学*, 45(1): 58–72. Wu Z P, Li Y Q, Li X L, et al. 2021. Influence of different Planetary Boundary Layer parameterization schemes on the simulation of precipitation caused by Southwest China Vortex in Sichuan Basin based on the WRF Model [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 45(1):58–72. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2005.19171

Yanai M, Li C F. 1994. Mechanism of heating and the boundary layer over the Tibetan Plateau [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 305–323.

Yang S, Zuo Q J, Gao S T. 2017a. Image of local energy anomaly during a heavy rainfall event [J]. *Chinese Physics B*, 26:11, 119201-1-9, doi: 10.1088/1674-1056/26/11/119201

Yang S, Zuo Q J, Gao S T. 2017b. Revisit to frozen-in property of vorticity [J]. *Chinese Physics B*, 26:8, 089201-1-8, doi: 10.1088/1674-1056/26/8/089201

Yang S, Zhang W, Chen B, et al. 2020. Remote moisture sources for 6-hour summer precipitation over the Southeastern Tibetan Plateau and its effects on

precipitation intensity [J]. Atmospheric Research. 236, 104803.
<https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2019.104803>

Yin S Q, Chen D L, Xie Y. 2009. Diurnal variations of precipitation during the warm season over China[J]. Int. J. Climatol., 29, 1154–1170.

Yu R C, Zhou T J, Xiong A Y, et al. 2007. Diurnal variations of summer precipitation over contiguous China[J]. Geophysical Research Letters. 2007, 34(1):223-234.

Zhang Y, Xue M, Zhu K, et al. 2019. What is the main cause of diurnal variation and nocturnal peak of summer precipitation in Sichuan Basin, China? The key role of boundary layer low-level jet inertial oscillations [J]. J. Geophys. Res. Atmos., 124, 2643–2664.

Zhang Y C, Zhang F Q, Davis C A, et al. 2018. Diurnal Evolution and Structure of Long-Lived Mesoscale Convective Vortices along the Mei-Yu Front over the East China Plains [J]. Journal of Atmospheric Sciences., JAS-D-17-0197.1.

周玉淑, 颜玲, 吴天贻, 等. 2019. 高原涡和西南涡影响的两次四川暴雨过程的对比分析 [J]. 大气科学, 43(4):813–830. Zhou Y S, Yan L, Wu T Y, et al. 2019. Comparative analysis of two rainstorm processes in Sichuan Province affected by Tibetan Plateau vortex and Southwest vortex [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(4): 813-830. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1807.18147

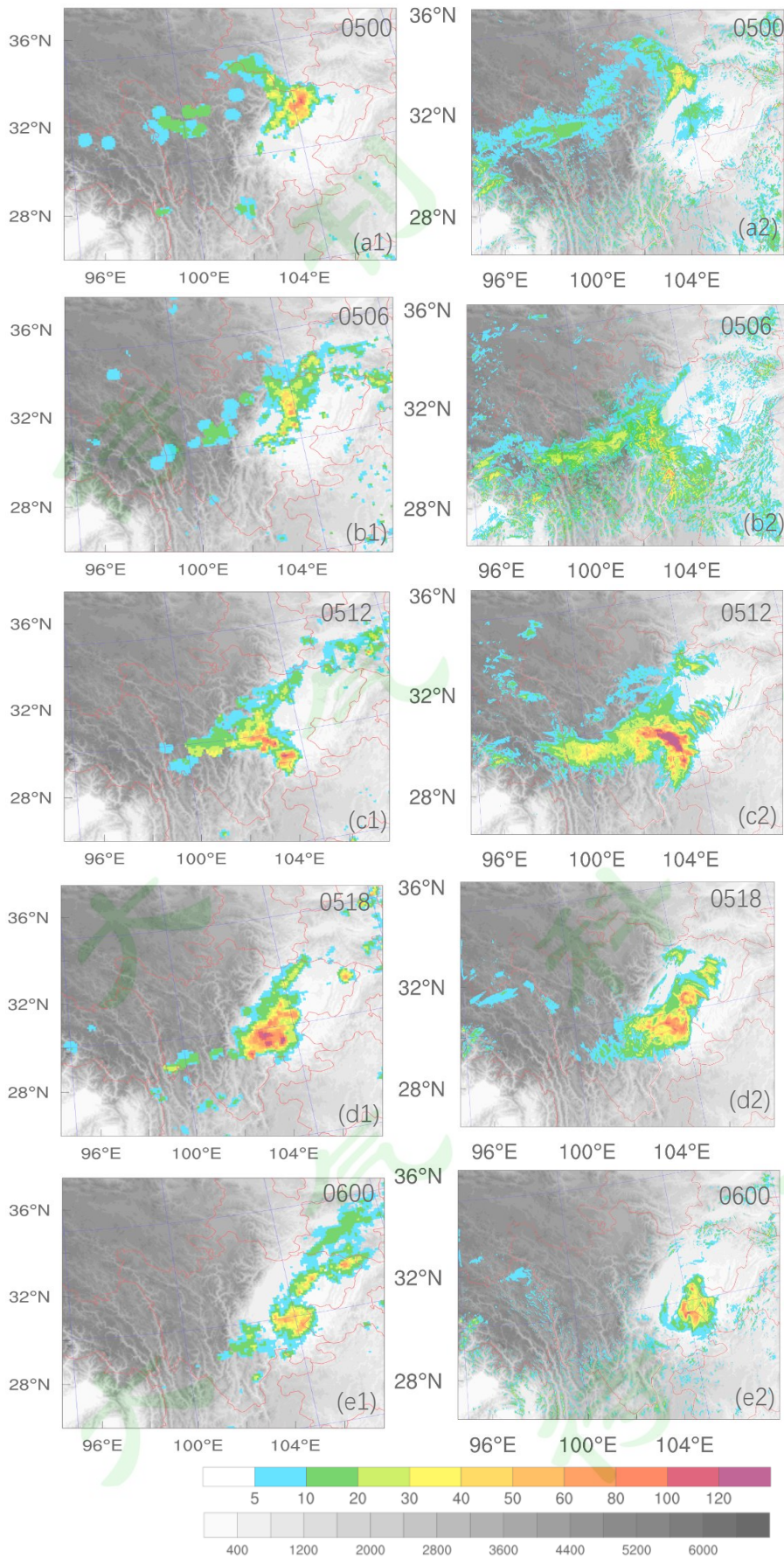


图 1 观测(左列 a1-e1)和模拟(右列 a2-e2)的 6 小时累积降水(彩色阴影, 单

位:mm/6h)。 (a)2019年8月5日00时(世界时); (b)5日06时; (c)5日12时; (d)5日18时; (e)6日00时. 灰色阴影表示地形高度, 单位为m.

Fig.1 Observed (Left panels, a1-e1) and simulated (Right panels, a2-e2) 6-hour accumulative precipitation (colored, unit: mm 6h⁻¹) at (a) 00 UTC 5; (b) 06 UTC 5; (c) 12 UTC 5; (d) 18 UTC 5; (e) 00 UTC 6 August 06UTC, 2019. The gray represents terrain height (unit: m).

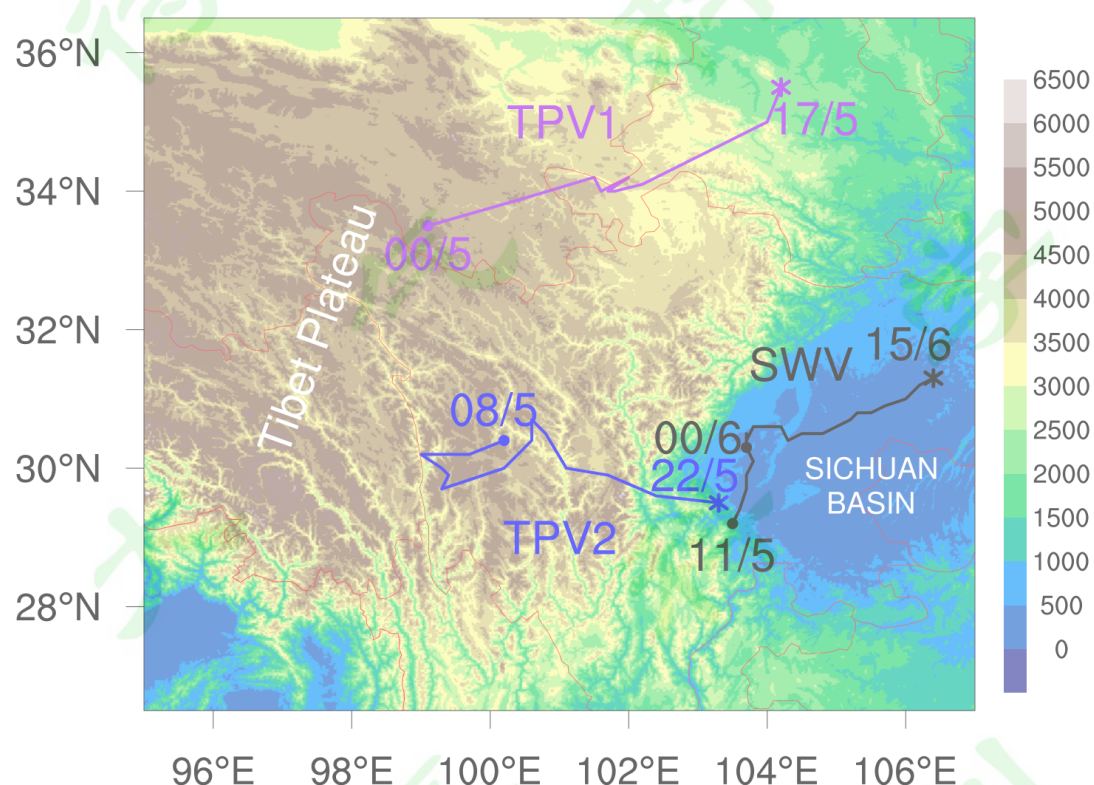


图2 三涡移动路径。紫色、蓝色、黑色曲线分别表示高原涡1 (TPV1)、高原涡2 (TPV2)、西南涡(SWV)的路径。

Fig. 2 The propagation paths of three vortices. The purple, blue, and black curves represent the path Plateau Vortex 1 (TPV1), Plateau Vortex 2 (TPV2), and Southwest vortex (SWV).

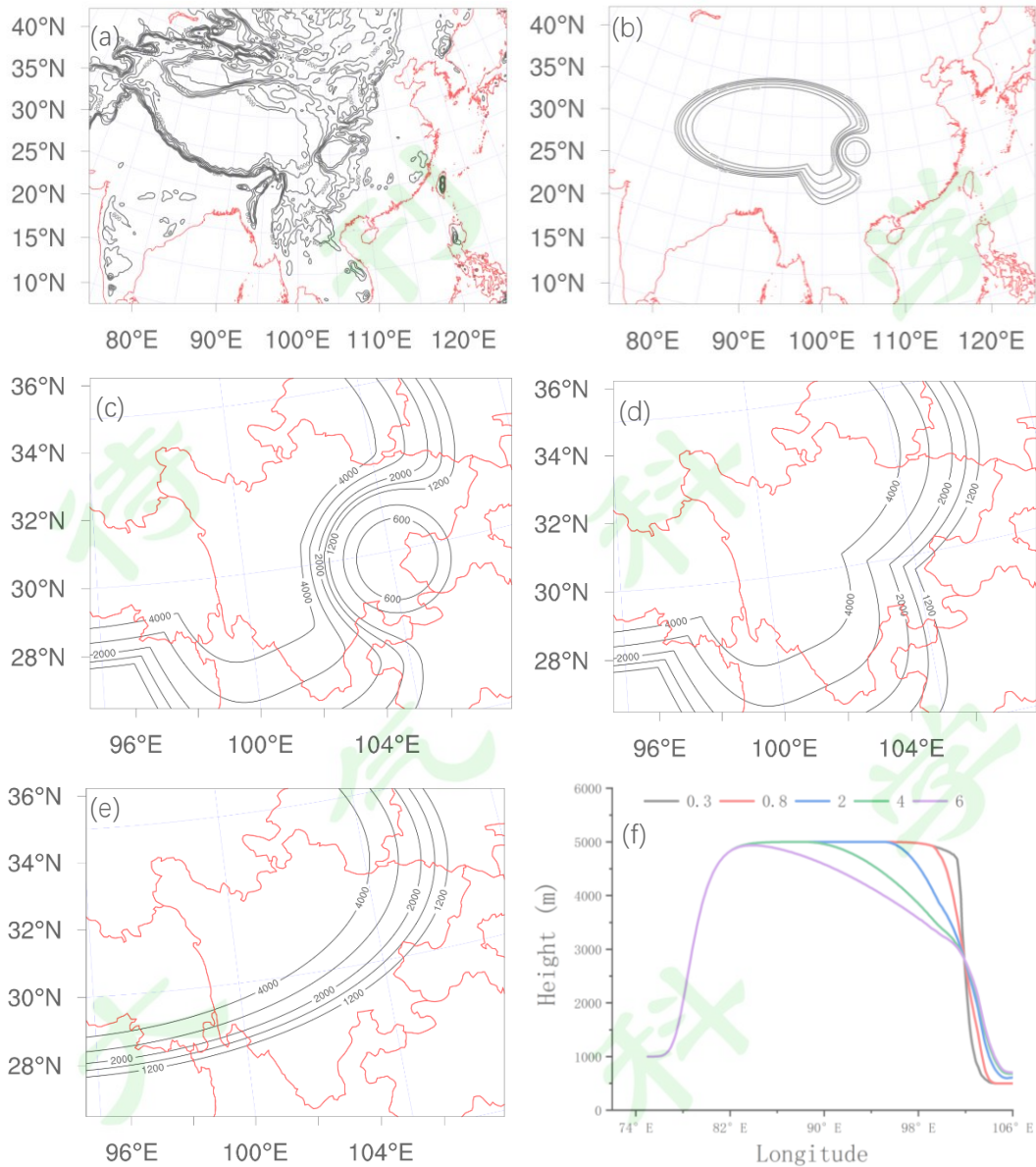


图 3 不同数值试验中的地形设置。(a)平滑的实际地形,(b)理想地形的总体特征,(c)模拟区域内 IDEAL_ALL 试验的青藏高原、横断山脉、四川盆地组成的理想地形,(d) IDEAL_TP + HC 试验的青藏高原和横断山脉理想地形,(e)IDEAL_TP 试验的青藏高原理想地形(f)坡度改变试验中各地形坡度的设置。

Fig. 3 Various terrain configurations for different numerical experiments in Group 1 simulation in Table 1. (a) Smoothed real terrain; (b) Overall characteristics of the ideal terrain; (c) Ideal terrains consist of Tibetan Plateau (TP), Hengduan Cordillera (HC) and Sichuan basin (SB) in IDEAL_ALL run; (d) Ideal terrains of the TP and HC for IDEAL_TP+HC experiment; (e) Ideal terrains of TP in IDEAL_TP run; (f) Different topography slopes for Group experiment in Table 1.

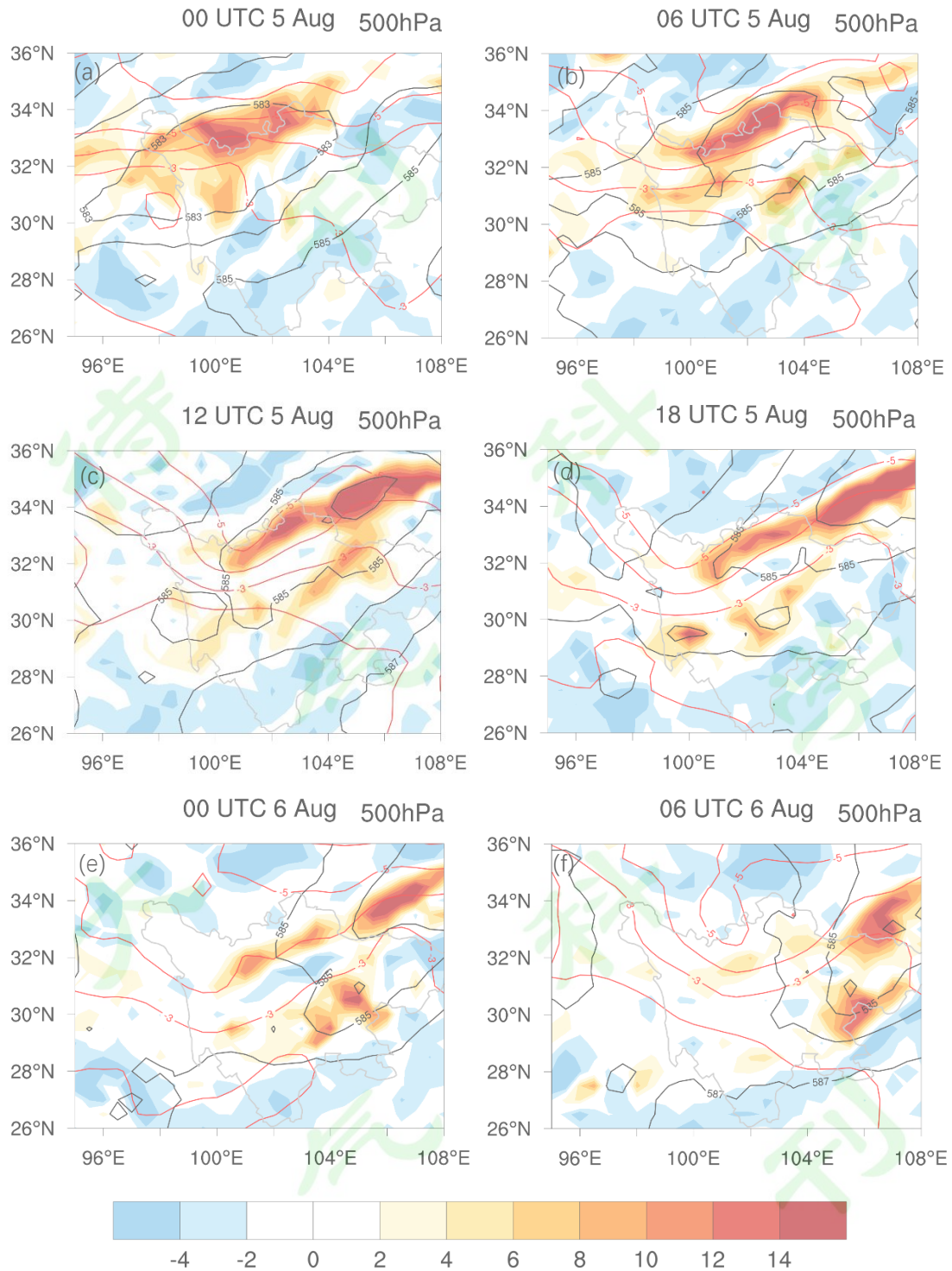


图4 基于GFS资料的500hPa相对涡度(填色, 单位: 10^{-5} s^{-1})、位势高度(黑色等值线, 单位:dgpm)、温度场(红色等值线, 单位: $^{\circ}\text{C}$)。(a)2019年8月5日00时;(b)5日06时;(c)5日12时;(d)5日18时;(e)6日00时;(f)6日06时。

Fig. 4 The relative vorticity (shaded, unit: 10^{-5} s^{-1}), geopotential height (black contours, unit: dgpm), temperature (red contours, unit: $^{\circ}\text{C}$) at 500hPa level based on

GFS data. (a)00 UTC 5; (b) 06 UTC 5; (c)12UTC 5;(d) 18UTC 5;(e) 00 UTC 6; (f) 06 UTC 6 August, 2019.



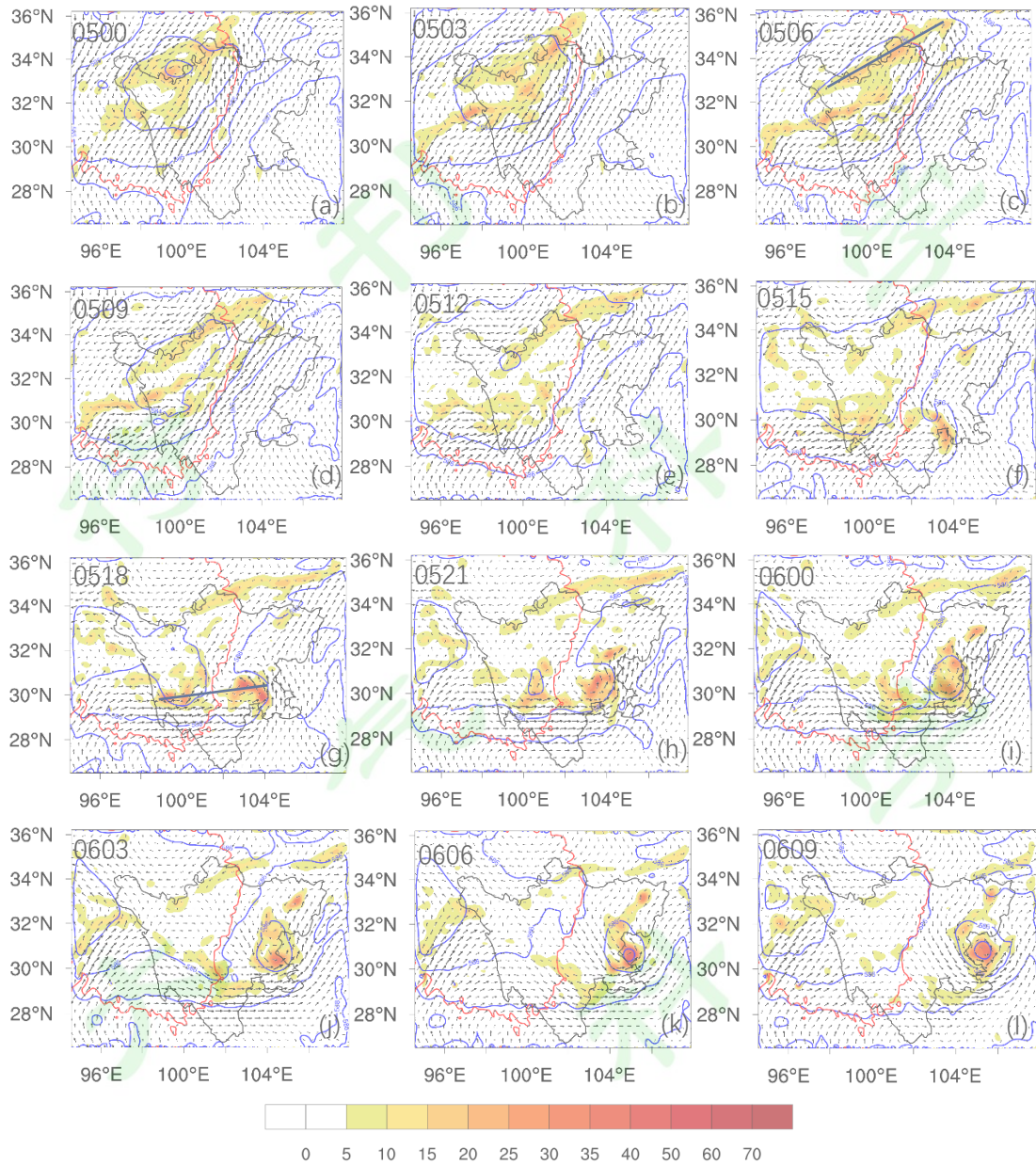


图5 模拟的 500hPa 相对涡度(填色, 单位: 10^{-5} s^{-1})、位势高度(蓝色等值线, 单位:dgpm), 红色等值线代表 3000m 地形高度。(a)-(l) 2019 年 8 月 5 日 00 时—6 日 09 时, 间隔 3 小时。

Fig. 5 The evolution of simulated relative vorticity (colored, unit: 10^{-5} s^{-1}), geopotential height (blue contour line, unit: dgpm). And the red contour line represents the 3000m-height terrain. (a)-(l) from 00UTC 5 to 09UTC 6 August 2019, with interval of 3h.

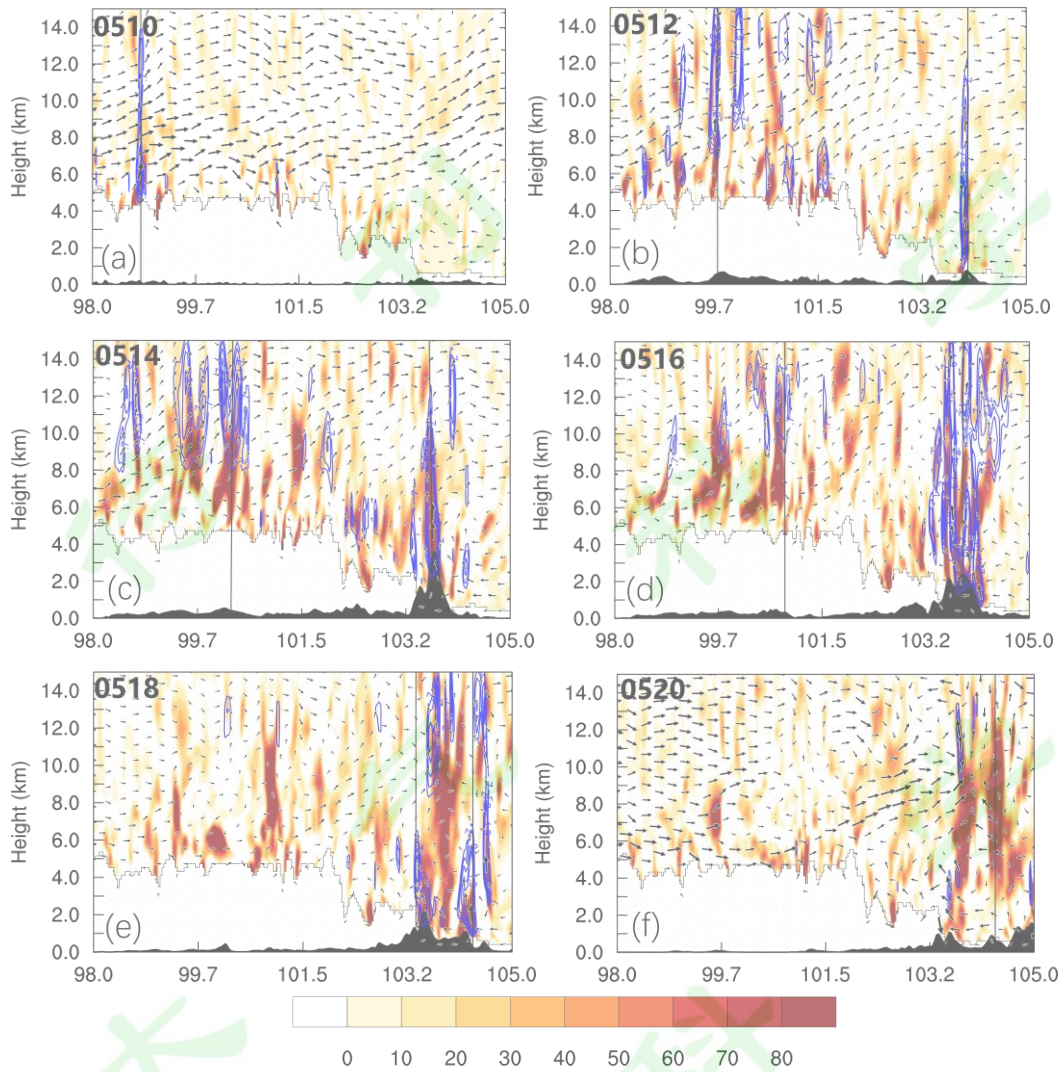


图 6 沿图 5(g)中直线的相对涡度(填色, 单位为 10^{-5}s^{-1})、垂直速度(等值线, 单位为 m s^{-1})、降水(黑色直方图)剖面图。灰色垂直线段代表涡旋中心位置。(a)-(f) 2019 年 8 月 5 日 10 时—5 日 20 时, 间隔 2 小时。

Fig. 6 The cross-sections of relative vorticity (colored, unit: 10^{-5}s^{-1}), vertical velocity (contour, unit: m s^{-1}) and precipitation (black histogram) along the line in Fig. 5(g). Gray vertical line denotes the position of vortex center. (a)-(f) from 10UTC 5 to 20UTC 5 August 2019, with interval of 2h.

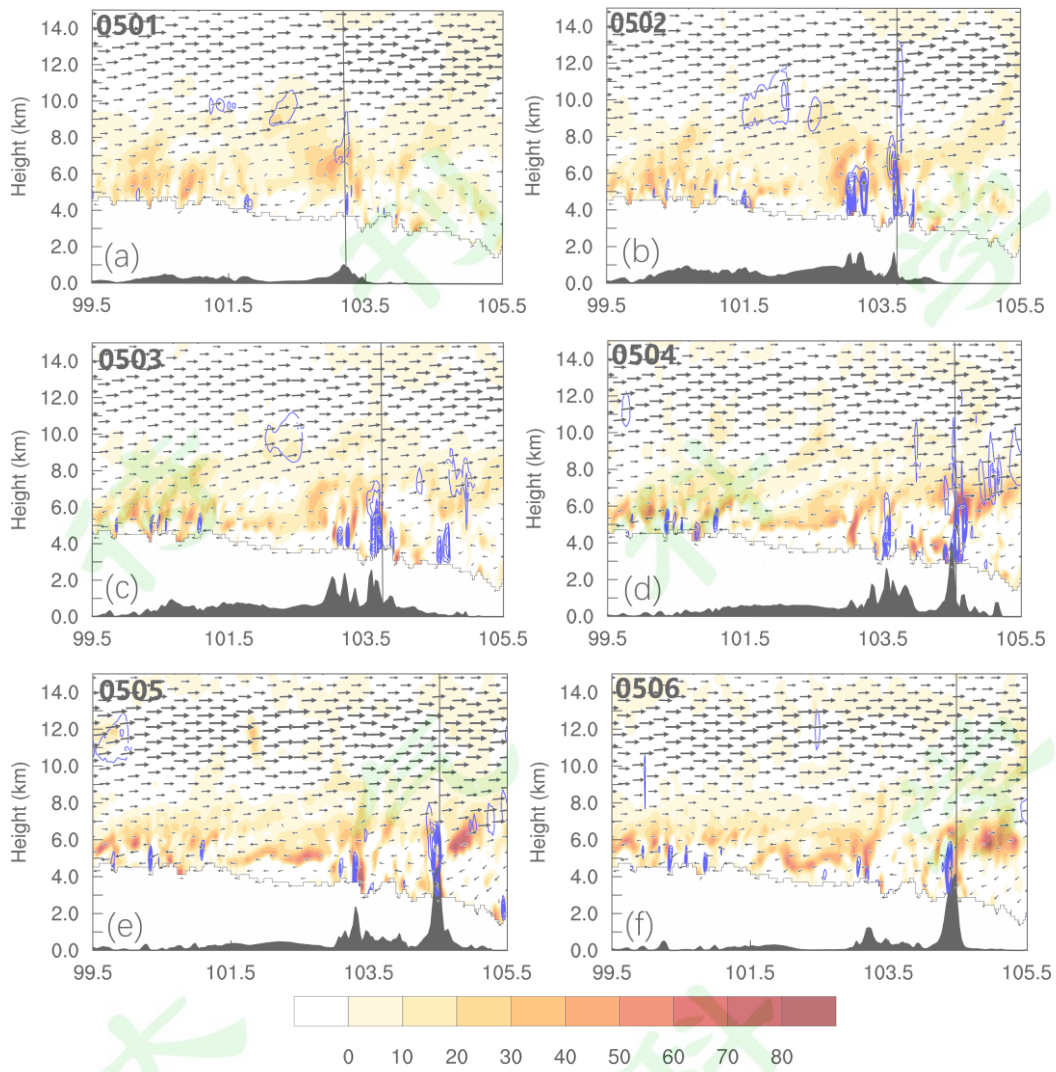


图 7 与图 6 相同，但为沿图 5(c)中直线的垂直剖面。(a)-(f)2019 年 8 月 5 日 01 时—5 日 06 时，逐小时间隔。

Fig. 7 The same as Fig.6, but for the cross-section along line as shown in Fig.5(c). (a)-(f) from 01UTC 5 to 06UTC 5 August 2019, with hourly interval.

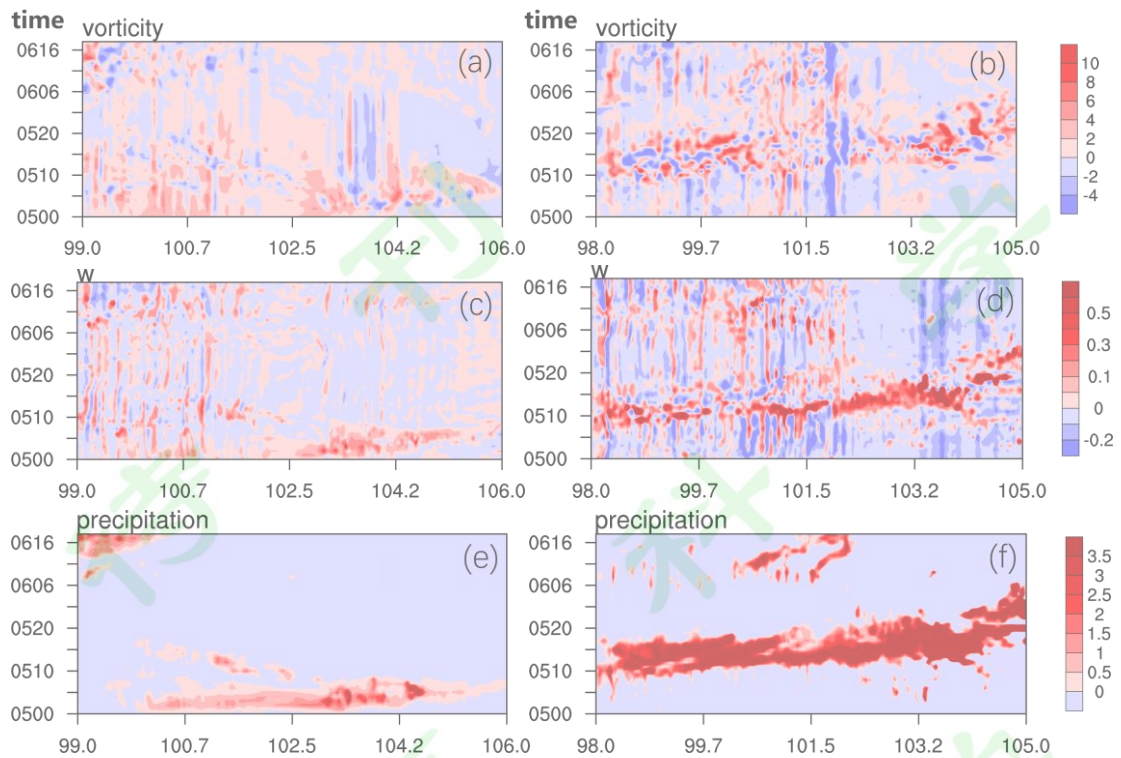


图 8 涡度(单位: 10^{-4}s^{-1})、垂直速度(单位: m s^{-1})和降水(单位: mm)的时间经度图。

左列：沿图 5(c)中直线的 TPV1；右列：沿图 5(g)中直线的 TPV2+SWV。

Fig. 8 Time-longitude diagram of vorticity (unit: 10^{-4}s^{-1}), vertical velocity (unit: m s^{-1}) and precipitation (unit: mm) for TPV1 (Left panels) and TPV2+SWV (Right panels) along the lines in Figs. 5(c) and (g), respectively.

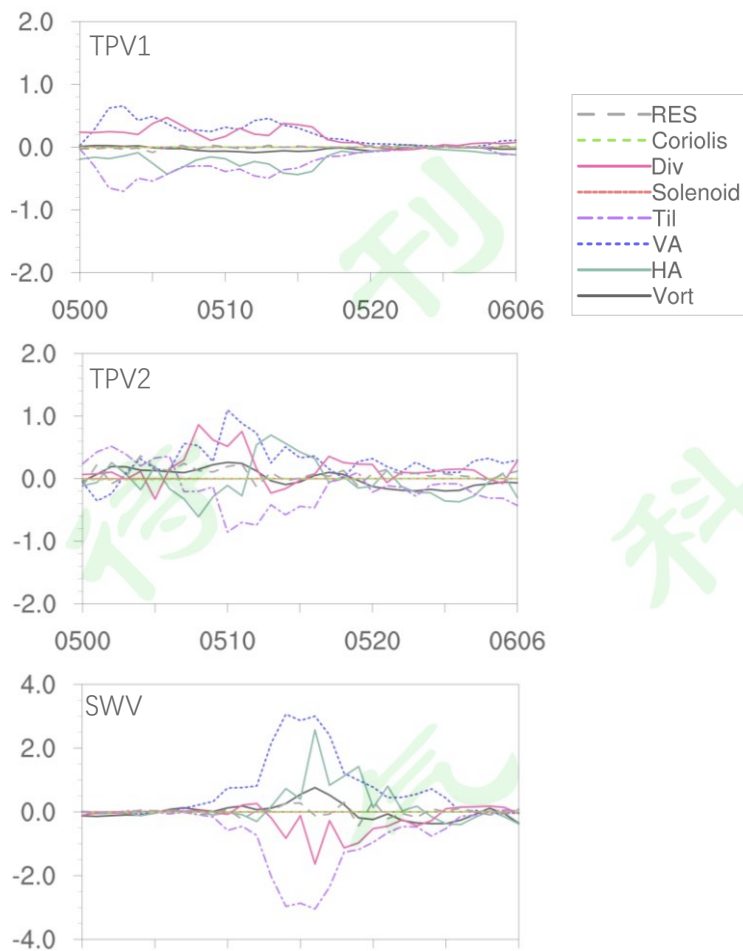


图9 涡度方程局地变化和收支项，基于CNTL控制试验的涡度方程计算结果。其中，Coriolis, Div, Solenoid, Til, VA, HA, RES 分别为科氏力项，拉伸项，力管项，扭转项，垂直输送，水平输送项和剩余项。Vort 为方程左侧涡度的局地倾向；(a)为高原北部涡旋(TPV1)的涡度收支，(b)为高原南部涡旋(TPV2)的涡度收支，(c)为西南涡(SWV)的涡度收支。

Fig. 9 The local tendency and vorticity budget based on vorticity equation calculated from CNTL run of (a) the northern Plateau Vortex (TPV1), (b) the southern Plateau Vortex (TPV2), and (c) the southwest Vortex (SWV). Where, Coriolis, Div, Solenoid, Til, VA, HA, RES stands for Coriolis force term, stretch term, the solenoid term, the tilting term, the vertical advection term, the horizontal advection term and residual term; Vort represents the local tendency of vorticity on the left-hand-side of vorticity equation.

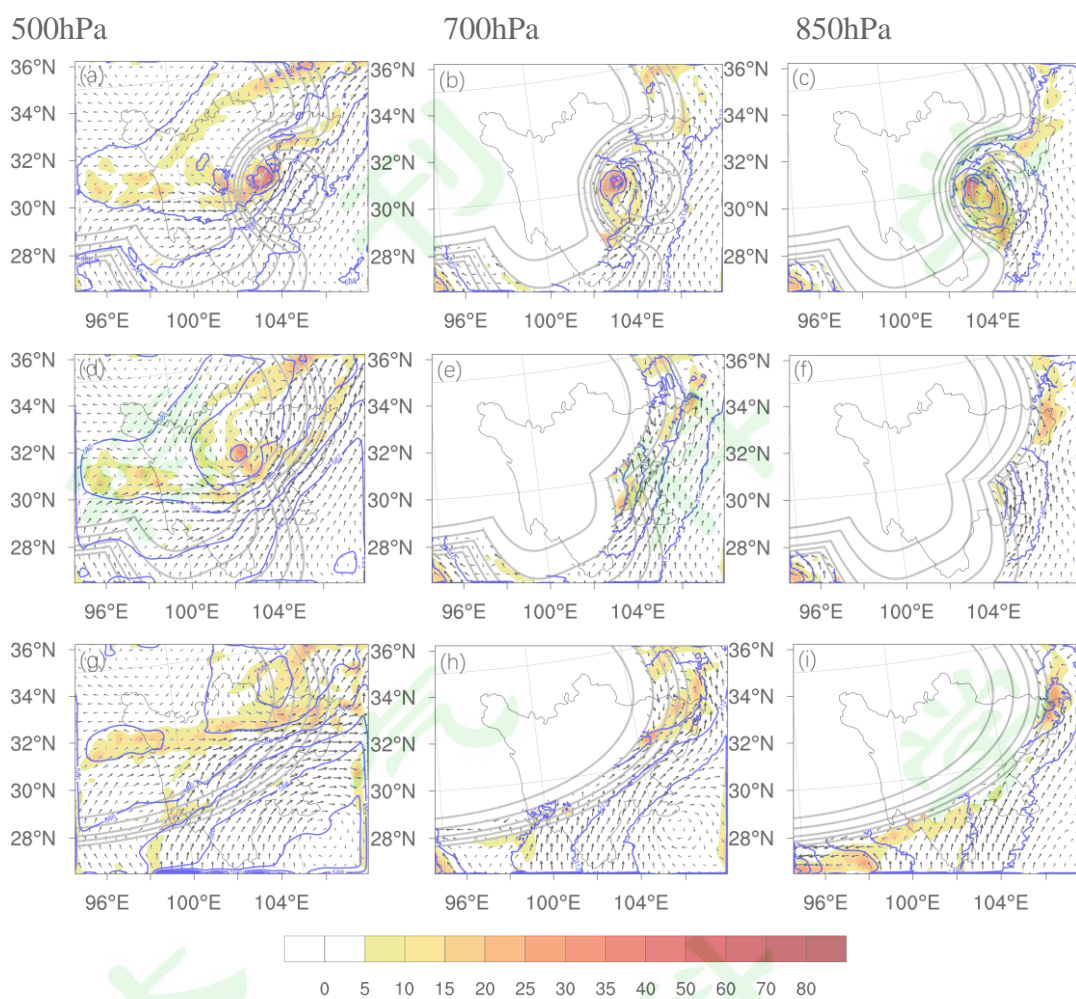
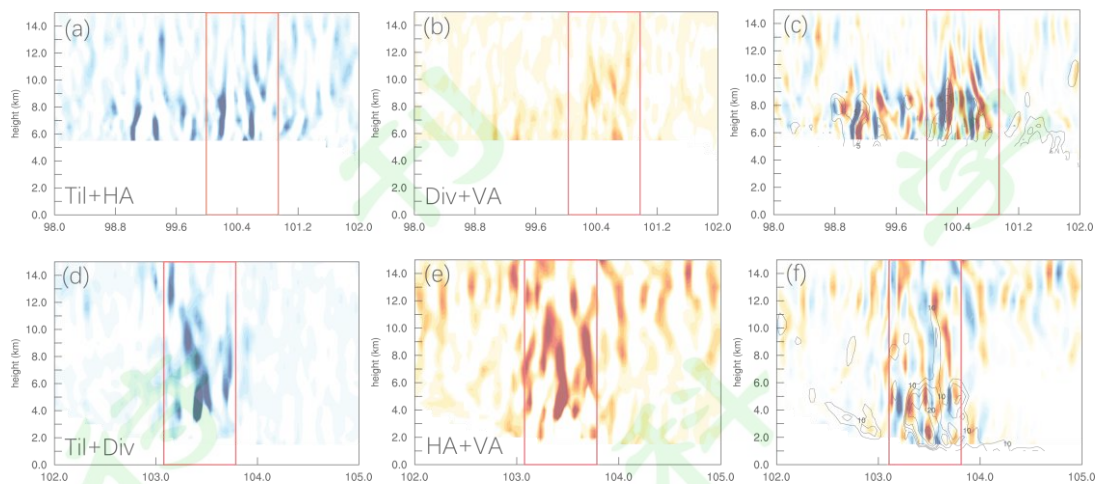


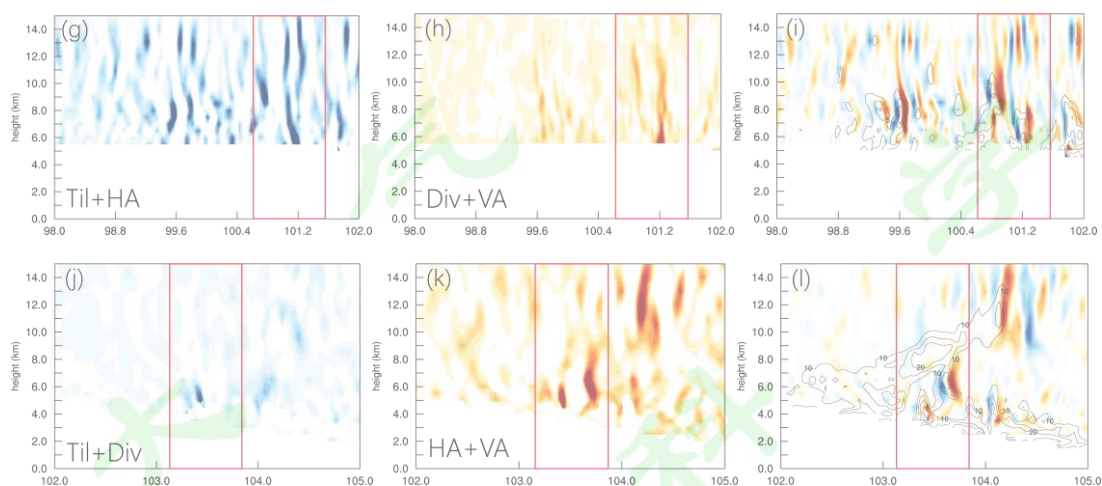
图 10 2019 年 8 月 5 日 22 时不同高度层的涡度(填色, 单位: $10^{-5}s^{-1}$)、地形(灰色等值线, 单位:m)和位势高度(蓝色等值线, 单位:dgpm)。 (a)-(c)IDEAL_ALL、(d)-(f) IDEAL_TP+HC 和(g)-(i) IDEAL_TP 试验。图中绘制的地形等值线分别为 600、900、1200、1500、2000、3000、4000m。左列(a),(d),(g)为 500hPa 高度层;中间列(b),(e),(h)为 700hPa;右列(c),(f),(i)为 850hPa 高度层。

Fig. 10 Vorticity (colored, unit: $10^{-5}s^{-1}$), terrain (gray contour, unit: m) and geopotential height (blue contour, unit: dgpm) for (a)-(c) IDEAL_ALL, (d)-(f) IDEAL_TP+HC and (g)-(i) IDEAL_TP experiments at 22UTC 5 August 2019. The terrain with heights of 600, 900, 1200, 1500, 2000, 3000, and 4000 m are depicted, respectively. Where, left (a,d,g), middle (b,e,h) and right (c,f,i) panels are at 850hPa, 700hPa and 500hPa.

IDEAL_ALL



IDEAL_TP+HC



IDEAL_TP

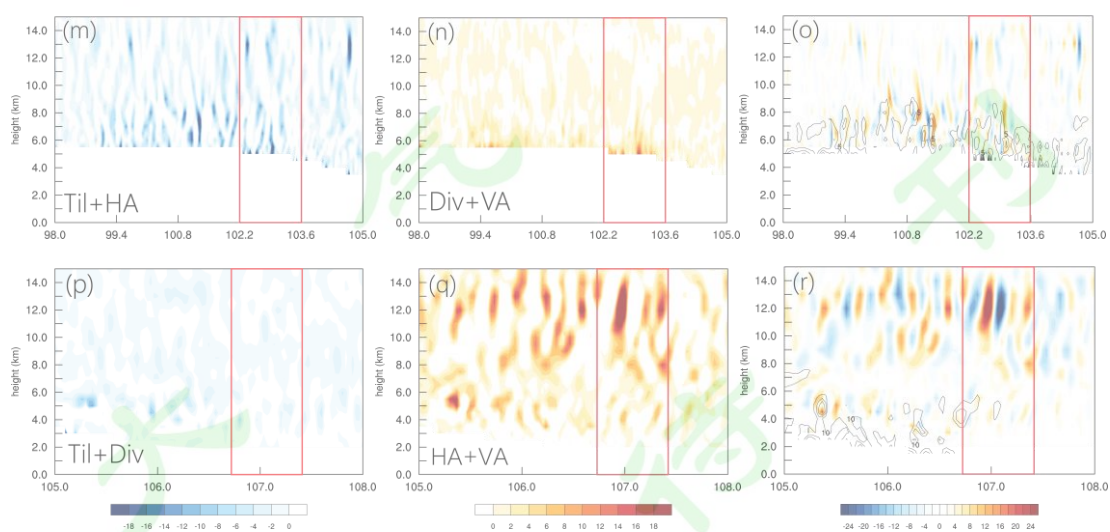


图 11 IDEAL_TP (a-f)、IDEAL_TP+HC (g-l)和 IDEAL_ALL (m-r)试验的涡度方程主要源、汇 ($10^{-10} s^{-2}$)的垂直剖面图，其中(a)-(c), (g)-(i), (m)-(o)分别为沿高原

涡的涡旋主体移动通道 29-33°N、29-32°N、29-34°N 的纬向平均, (d)-(f), (j)-(l), (p)-(r)分别为沿西南涡移动通道 29-33°N、29-32°N、29-34°N 的纬向平均。左列 (a), (g), (m)是高原上空涡旋 (即原 TPV2) 的汇(均为 $Til+HA$), (d), (j), (p)为盆地内涡旋 (即原 SWV) 的汇(均为 $Til+Div$);中间列(b), (h), (n)为高原上空涡旋的源项(均为 $Div+VA$), (e), (k), (q)为盆地内涡旋的源项(均为 $HA+VA$);右列(c), (i), (o)为高原上空涡旋的源汇项 (阴影) 和相对涡度 (黑色等值线, $10^{-5}s^{-1}$);(f)、(l)、(r)为盆地内涡旋的源汇项和相对涡度。方框表示涡旋主体位置。

Fig. 11 The cross-section diagrams of main source and sink terms ($10^{-10} s^{-2}$) of vertical vorticity development calculated by vorticity equation for (a-f) IDEAL_TP, (g-l) IDEAL_TP+HC and (m-r) IDEAL_ALL experiment. Where (a)-(c), (g)-(i), (m)-(o) are the zonal average of 29-33°N, 29-32°N, 29-34°N along the main moving channel of TPV above TP; and (d)-(f), (j)-(l), (p)-(r) are the zonal average of 29-33°N, 29-32°N, 29-34°N along the main moving channel of SWV within SB. (a), (g), (m) Sinks of TPV2 ($Til+HA$) above TP; (d), (j), (p) Sinks of SWV ($Til+Div$) within SB; (b), (h), (n) Sources of TPV2 ($Div+VA$) above TP; (e), (k), (q) Sources of SWV ($HA+VA$) within SB; (c), (i), (o) Sources + Sinks of TPV2 above TP, superposed is relative vorticity (black contour, $10^{-5} s^{-1}$); (f), (l), (r) Sources + Sinks of SWV within SB, and relative vorticity.

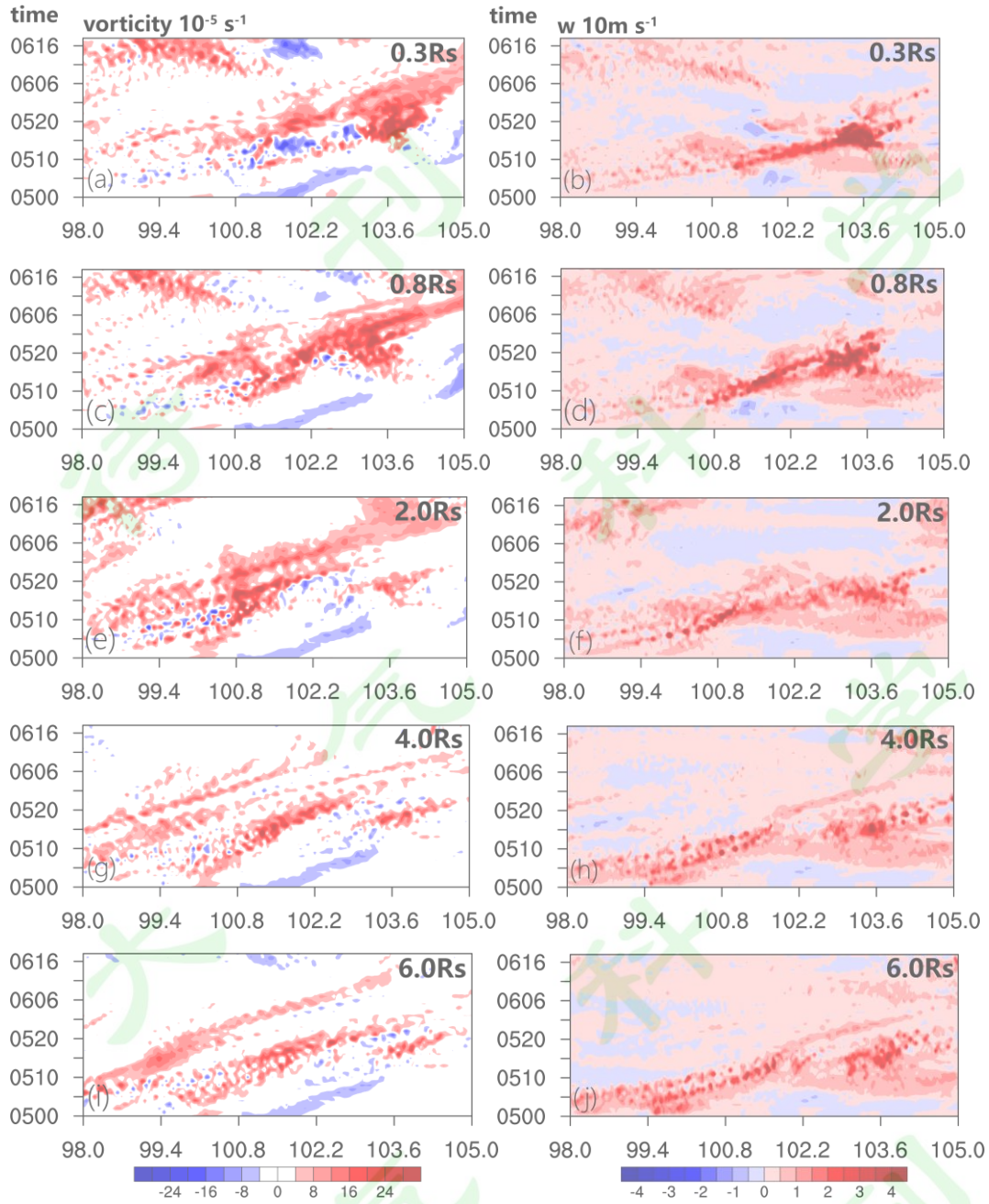


图 12 不同试验中 29-31°N 纬向平均的 500hPa 逐时相对涡度(左列, 阴影, 单位: 10^{-5}s^{-1})、垂直速度(右列, 阴影, 单位: 10 s^{-1})时间经度图。(a)-(b)为理想 IDEAL_0.3Rs 试验, (c)-(d)为 IDEAL_0.8Rs, (e)-(f)为 IDEAL_2.0Rs, (g)-(h)为 IDEAL_4.0Rs, (I)和(j)为 IDEAL_6.0Rs 模拟。

Fig. 12 Time-longitude diagrams of the hourly, zonally averaged (between 29°-31°N) relative vorticity (Left panels, shaded, 10^{-5}s^{-1}) and vertical velocity (Right panels, shaded, 10 s^{-1}) at 500hPa for (a)-(b) IDEAL_0.3Rs run, (c)-(d) IDEAL_0.8Rs, (e)-(f) IDEAL_2.0Rs, (g)-(h) IDEAL_4.0Rs, (I)-(j) IDEAL_6.0Rs run.

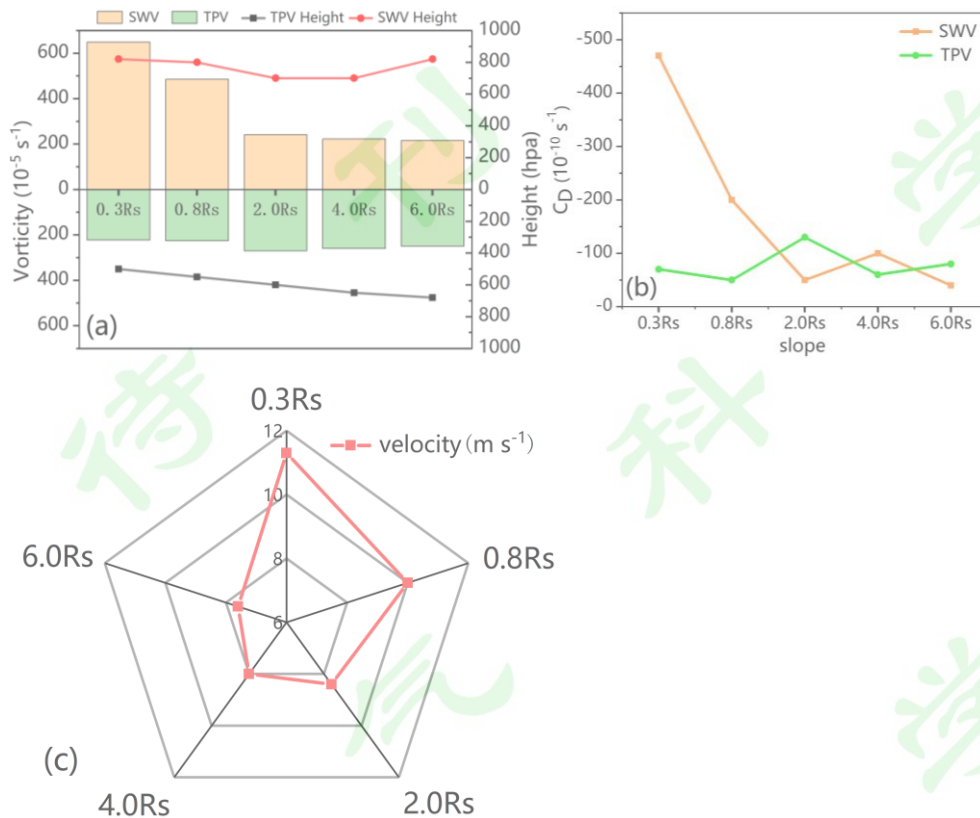


图 13 (a)高原涡(TPV2)和西南涡(SWV)的峰值强度(直方图, 10^{-5} s^{-1})和最大涡度中心伸展高度(折线, hPa);(b)高原上空和盆地 C_D (10^{-10} s^{-1})的演变;(c) 不同坡度地形数值试验中高原涡(TPV2)沿青藏高原和四川盆地交界处陡峭地形的下滑速度。

Fig. 13 (a) The peak intensity of TPV2 and SWV (histogram, 10^{-5} s^{-1}) and the upwards-stretching heights of the maximal vorticity center (curve, hPa); (b) The evolution of C_D (10^{-10} s^{-1}) over TP and within SB; (c) The downwards-sliding velocity of TPV2 along steep terrain slope between TP and SB for varied terrain numerical experiments.