

汪科均,李国平,谢家旭,等.2024.重力波在四川盆地东北部一次夜间山地暴雨中的作用初探[J].暴雨灾害,43(2):146–157. WANG Ke-jun, LI Guoping, XIE Jiaxu, et al. 2024. The role of gravity wave in a nocturnal mountain rainstorm in the northeastern Sichuan Basin [J]. *Torrential Rain and Disasters*, 43(2):146–157 (in Chinese). doi:10.12406/byzh.2023–115

重力波在四川盆地东北部一次夜间山地暴雨中的作用初探

汪科均¹, 李国平¹, 谢家旭², 刘海文³

(1. 成都信息工程大学大气科学学院, 成都 610255; 2. 武汉区域气候中心, 武汉 430074;

3. 中国民航大学航空气象系, 天津 300300)

摘要: 利用GPM卫星降水、FY-4A卫星云图和ERA5再分析资料,对2018年7月10—11日发生在四川盆地东北部山地的一次夜间暴雨过程中的重力波作用进行初步探究。结果表明:(1)云水含量的振荡形式及位温场的波状变化在一定程度上反映了波动对中尺度天气系统的影响。(2)风垂直切变指数、热力螺旋度与水汽螺旋度变化的波动趋势存在于波动发生发展期间,一定程度上呈现出重力波特征。(3)风垂直切变指数大值区、热力螺旋度和水汽螺旋度极值中心皆与降水量大值区有良好对应关系。(4)地形扰动、切变不稳定、非地转平衡协同作用下可能形成重力波,并对此次暴雨产生增强作用。理查逊数小值区、非线性平衡方程的非零值区分别对雨带位置、移动方向具有指示作用。理查逊数的诊断表明,垂直切变不稳定在中尺度波动被激发之前形成;而垂直切变不稳定随波动增强而减弱,表明波动部分能量来自不稳定气流。

关键词: 重力波; 山地暴雨; 理查逊数; 风垂直切变指数; 螺旋度

中图法分类号: P458

文献标志码: A

DOI: 10.12406/byzh.2023–115

The role of gravity wave in a nocturnal mountain rainstorm in the northeastern Sichuan Basin

WANG Kejun¹, LI Guoping¹, XIE Jiaxu², LIU Haiwen³

(1. School of Atmospheric Sciences, Chengdu University of Information Technology, Chengdu 610225;

2. Wuhan Regional Climate Centre, Wuhan 430074; 3. Department of Aviation Meteorology,

Civil Aviation University of China, Tianjin 300300)

Abstract: Mountain gravity wave characteristics are important for analyzing the nighttime heavy rainfall events occurring in Sichuan. Based on the GPM satellite precipitation data, FY-4A satellite cloud data, and ERA5 reanalysis data, we analyze the mesoscale characteristics of a nighttime rainstorm with a gravity wave that occurred on 10–11 July 2018 in the northeastern Sichuan Basin mountains. The results are as follows. (1) The oscillatory feature of cloud water content and the wavelike variation of the potential temperature field reflect, to some extent, the influence of the fluctuations on the mesoscale system. (2) The fluctuation trends of wind vertical shear index, thermal helicity, and moisture helicity appear during the development of waves, indicating the characteristics of gravity waves. (3) The areas with large values of wind vertical shear index, the extreme center of thermal helicity, and moisture helicity are consistent well with the heavy precipitation regions. (4) The gravity wave may be formed by the interaction of topographic disturbances, shear instability, and non-geostrophic equilibrium, which enhance the rainstorm. The regions with a small value of the Richardson number and a nonzero value of the nonlinear equilibrium equation can indicate the location and movement direction of the rainbands. Diagnosis of Richardson number shows that the vertical shear instability is formed before the mesoscale wave is excited, but it decreases with increasing fluctuations, which indicates that part of the energy of the waves comes from the unstable flow.

Key words: gravity wave; mountain rainstorm; Richardson number; wind vertical shear index; helicity

收稿日期: 2023–06–04; 定稿日期: 2023–10–27

资助项目: 国家自然科学基金项目(42175002, 42075008, 42075013); 四川省自然科学基金项目(2023NSFSC0242); 成都信息工程大学科技创新能力提升计划重大项目(KYTD202201)

第一作者: 汪科均, 主要从事天气动力学研究。E-mail: wangkejun0724@163.com

通信作者: 李国平, 主要从事天气动力学、高原山地气象学研究。E-mail: liguoping@cuit.edu.cn

© Editorial Office of *Torrential Rain and Disasters*. OA under CC BY–NC–ND 4.0

引言

暴雨是在有利的大尺度环流形势下,由各种尺度天气系统相互作用的产物,但暴雨作为中小尺度天气现象常受到中尺度对流系统的影响(陶诗言,1980),而惯性重力波(简称重力波)能作为中尺度天气的激发机制较大程度影响暴雨的落区及强度(邓少格等,2012;徐焱等,2013)。重力波的产生机制和能量来源包括对流、密度波动、地形强迫、地转调整(地转适应)等过程(Koch et al., 1988; Zhang et al., 1988)。而重力波破碎时发生垂直方向上的动量传递,可以调整大气能量与动量平衡(Bretherton, 1969; 魏栋等, 2016),引起的小尺度波动则会影响暴雨的发生与时空分布(郭虎等, 2006)。降水过程中重力波波动会加强对流发展,与对流强度变化相对应,降水强度在重力波波峰处达到最大(Uccellini, 1975)。重力波激发过程中,可为云团形成提供必要的辐合、辐散条件,有利于暴雨发生;对流又对重力波的激发、维持、发展起关键作用(Schneider, 1990),重力波激发增强与积云加热相互作用形成正反馈机制(Lane and Zhang, 2011; Du and Zhang, 2019)。冉令坤等(2009)从波流相互作用观点出发,探讨出稳定层结中利于中尺度扰动系统激发及发展的条件。急流形成时地转平衡瓦解,激发出重力波并增强风场的水平和垂直切变,产生大气切变不稳定及对称不稳定,这些条件促进新的波源形成(许小峰等, 2003)。谢家旭和李国平(2021)发现地形、切变不稳定与非地转平衡三者协同作用是激发重力波的重要机制之一。

四川盆地地处高原和平原的过渡区域,地势西高东低,盆周山地围绕,暴雨灾害频发且具有突发性强、持续时间短、降水强度大、覆盖面积广等特征。四川盆地降水通常受地形扰动及天气系统的协同影响,而重力波对二者之间的交互作用尤为重要(王文等, 2011; 吴迪等, 2016; Liu et al., 2018)。重力波强度及分布会受到地形高度影响(Lin, 2001; 张云等, 2011),四川夜间暴雨的平均强度与地形高度呈正相关(周芳弛等, 2022),在四川盆地东部陡峭地形区,地形对持续性大暴雨具有诱发增强作用(刘裕禄和黄勇, 2013),若气流强度适当并位于稳定大气中,准静止性重力波在气流翻越高山后容易激发(朱民等, 1999),在产生的波能从源头传播过程中,大气受到的地形反作用力常作用于高海拔地区(Eliassen and Palm, 1960)。可见,研究重力波特征对于分析四川多发的夜间山地暴雨的成因或物理机制具有重要意义(张云等, 2011; 谢家旭和李国平, 2021)。目前有关重力波的研究较多,但对于由类似四川盆地与周边山地特殊地形高度差引起的重力波研

究尚有不足。

2018年7月10—11日在四川东北部高原及四川盆地过渡带的地形、坡地以及毗连平原地区发生了一次突发性夜间暴雨,此次暴雨发生处的地形高度差较大,可能导致大气流动的不稳定,引发垂直振荡从而产生重力波,波动会加强对流发展影响暴雨强度(Uccellini, 1975),因此以该过程中可能存在的重力波特征为探究重点,并采用定量诊断计算研究山地中尺度波动对四川夜间暴雨的影响,以期深化探究中尺度波动对夜间山地暴雨作用。

1 资料与方法

1.1 资料来源

本文所用资料主要包括:(1)欧洲中期天气预报中心提供的第五代全球再分析格点资料(ERA5),时空分辨率分别为1 h和 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$,变量包括散度、高度、垂直速度、比湿、温度、云水含量等,用于分析此次暴雨过程中的中尺度特征。(2)GPM IMERG (Integrated Multi-satellitE Retrievals for Global Precipitation Measurement)订正降水量资料(Final Precipitation L3),时间分辨率为30 min,水平分辨率为 $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$,用于分析降水强度及分布特征。(3)国家卫星气象中心提供的FY-4A卫星云图资料,时空分辨率分别为10 min和2 km,其中黑体亮温(TBB)用来初步判识中尺度波动。上述资料起止时间为2018年7月10日08时—11日08时(北京时,下同)。

1.2 研究方法

为探究此次重力波的产生机制,引入诊断量Richardson (Ri)数,公式如下

$$Ri = \frac{g}{\theta} \frac{\frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)^2} \quad (1)$$

式(1)中, $\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}$ 表示位温的高度变化率,即大气稳定度; $\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)^2$ 指示气流垂直切变,该项综合了热力、动力两个参数的共同效应。通常情况下,在层结稳定大气层中的垂直风切变越强,Ri越小,更易形成重力波且波动振幅更大。

Zhang等(2000)使用了几种不同的大气非平衡诊断量,分析了美国东海岸的一次中尺度重力波过程。结果表明,非线性平衡方程的诊断结果对于非平衡流较为理想。非线性平衡方程如下

$$\Delta N = 2J(u, v) + f\delta - \nabla^2 \varphi - \beta u \quad (2)$$

式(2)中, ΔN 为等式右端四项的偏差值,常用来表示

气流的非平衡性; φ 代表位势高度, ∇^2 表示二维拉普拉斯算子, u 、 v 分别代表水平风的经、纬向分量, J 代表雅克比算子, f 表示科里奥利参数, δ 表示相对(垂直)涡度, $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$ 表示罗斯贝参数。非零 ΔN 值区域通常表现出较强的不平衡性,若流场处于非平衡状态下,大气动量场(即速度)及质量场(即气压)重新调整以达到平衡状态,从而产生重力波且通常位于 ΔN 极值区。在实际应用中, $\Delta N \geq 10^{-8} \text{ s}^{-1}$ 表示气流具有不平衡性,因此可通过 ΔN 分布来确定中尺度重力波的演变。

2 降水实况与环流背景

2.1 降水实况

受地形、南方暖湿气流的影响,2018年7月10—11日四川盆地东北部与边缘山区的过渡地带发生了一次范围较大的强降水天气过程。这场暴雨造成了共计37人死亡、6人失踪。图1为此次强降水天气过程24 h累计降水量及三个降水大值中心(R1、R2和R3)分布情况,其中,R2处降水量最大,24 h累计降水量高达297.8 mm,较7月全国平均降水量173.55 mm偏高(赵娴婷等,2021),R1的多个地区也出现了强降水。综上,此次暴雨过程是一次典型的山地暴雨过程,具有强度大、强降水大值中心明显、突发性强等特点。

为分析降水发展趋势以及空间分布特征,图2为2018年7月10日23时—11日07时的逐小时累积降水量。由图2a—f可见,10日23时—11日04时降水强度逐渐增强,11日03时降水集中区内出现三个降水强度大值中心,最大小时累积降水量超过70 mm(图2e),符合突发性暴雨标准(单个观测站点1 h内降水量 $\geq 20 \text{ mm}$,3 h内累积降水量 $\geq 50 \text{ mm}$)。主要降水时段内,11日03时—04时达到了降水峰值,11日02时—07时整体呈现“弱-强-弱”的波动特征,三个降水强度大值中心在位置排列上同样呈波动状(图2d—i),降水强度的变化可能受到中尺度波动影响。

2.2 环流背景

此次暴雨过程中,500 hPa高空环流为典型的“两脊一槽”形势,环流形势相对稳定,新疆北部及我国东北地区形成高压脊,蒙古北部地区有一深厚低槽。7月10日08时500 hPa有较强西南气流控制四川省东部,太平洋副热带高压(以下简称副高)稳定于重庆地区(图3a),850 hPa上,四川省东部受一支偏南低空急流控制,四川盆地内有一低涡维持,利于水汽

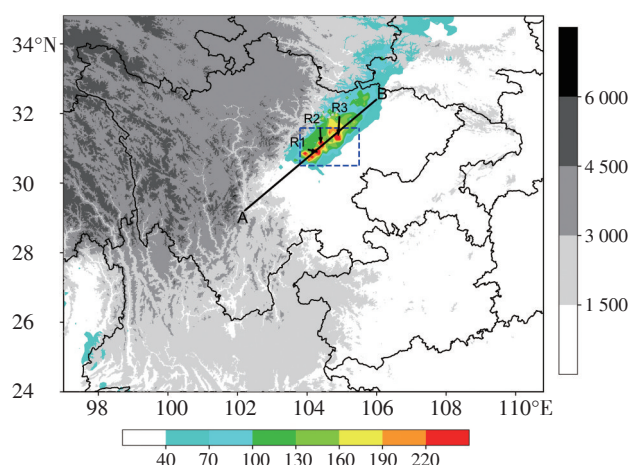


图1 2018年7月10日24 h累计降水量(填色,单位: mm)和地形(灰色阴影,单位: m)的空间分布。R1 (104.06°E, 30.67°N)、R2 (104.73°E, 31.94°N)、R3 (105.82°E, 32.44°N)分别为降水大值中心,蓝色框为降水集中区,下同;黑色实线AB代表波动特征线(A (102.5°E, 29.2°N)、B (106.0°E, 32.4°N))

Fig.1 Spatial distribution of the topography (gray shading, unit: m) and distribution of 24 h cumulative precipitation (colored-filled, unit: mm) on July 10, 2018. R1 (104.06°E, 30.67°N), R2 (104.73°E, 31.94°N) and R3 (105.82°E, 32.44°N) indicate the centers of large values of precipitation, respectively. The blue box shows the precipitation concentration area, the same hereinafter. The black line AB represents the fluctuating characteristic lines (A (102.5°E, 29.2°N), B (106.0°E, 32.4°N))

输送(图3b)。20时500 hPa上副高西伸北抬,副高588 dagpm位于20°—40°N之间,形成带状环流,台风位于副高脊线西南侧。副高为稳定阻塞系统,在下游起到阻塞作用,同时台风的西北向移动加强了副高稳定维持,有利于暴雨产生所需的系统性上升运动、水汽输送等物理条件。7月11日02时700 hPa上,降水集中区相对湿度达到80%以上,且有偏西南气流维持(图3c);850 hPa来自南方的偏南暖湿气流在四川省东北部汇合(图3d),利于降水形成;同时,东南气流受山坡阻碍,促使上升运动增强,降水强度增加,对暴雨形成有促进作用。

2.3 水汽通量散度

暴雨的形成需包含水汽输送和水汽辐合在内的持续水汽供应(毛紫怡等,2021),20时800 hPa以下降水集中区存在两个水汽通量极值中心,分别为 $6 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $18 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ (图4a),低层大气满足降水所需的水汽条件,水汽通量极值中心与主要降水带吻合。水汽在800 hPa以下基本为辐合且覆盖范围较广(图4b),利于暴雨落区发展。

图5为23时850 hPa水汽通量散度图,可见此时降水落区存在强水汽辐合带,低空急流输送的水汽在此不断汇聚。

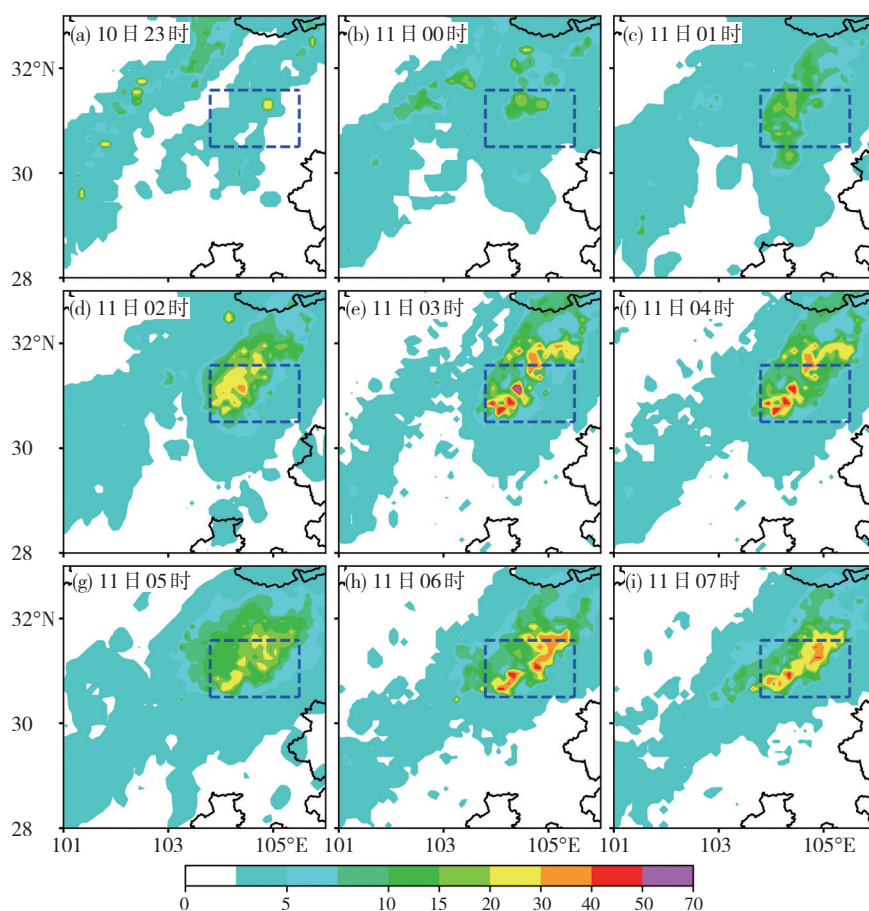


图2 2018年7月10日23时—7月11日07时(a—i)逐小时累计降水量(单位: mm)

Fig.2 Hourly cumulative precipitation (unit: mm) from (a—i) 23:00 BT on July 10 to 07:00 BT on July 11, 2018

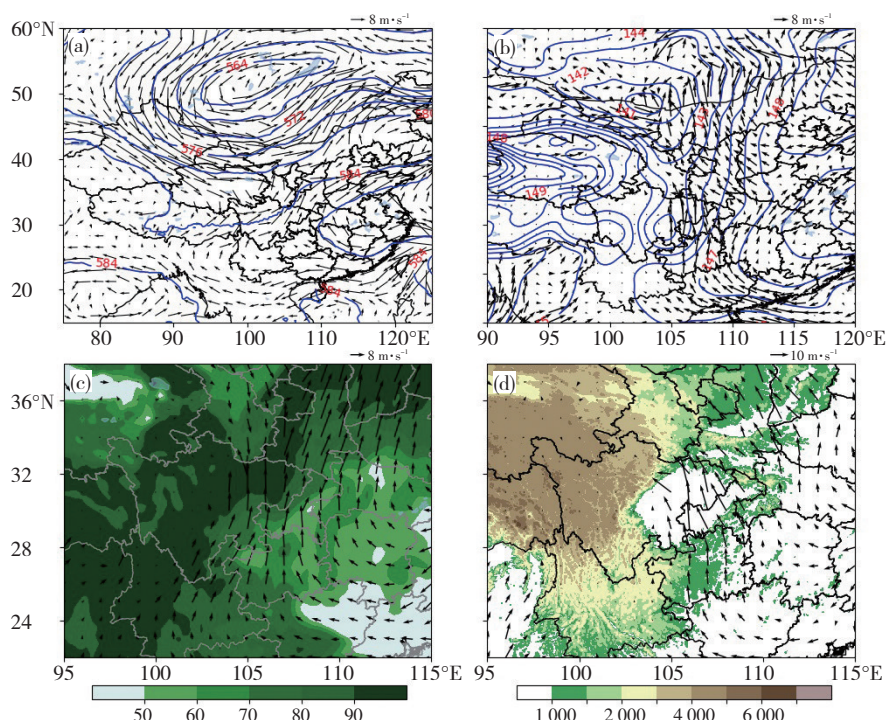


图3 2018年7月10日08时500 hPa (a)、850 hPa (b)位势高度场(蓝色等值线,单位: dagpm)和风场(箭头,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), 7月11日02时700 hPa风场和相对湿度场(填色,单位: %) (c)、850 hPa风场和地形(填色,单位: m)分布(d)

Fig.3 Potential height field (blue contour, unit: dagpm) and wind field (arrow, unit: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) at 08:00 BT on July 10 at (a) 500 hPa, (b) 850 hPa, (c) 700 hPa wind and relative humidity field (color-filled, unit: %), and (d) 850 hPa wind and topographic (color-filled, unit: m) distribution at 02:00 BT on July 11, 2018

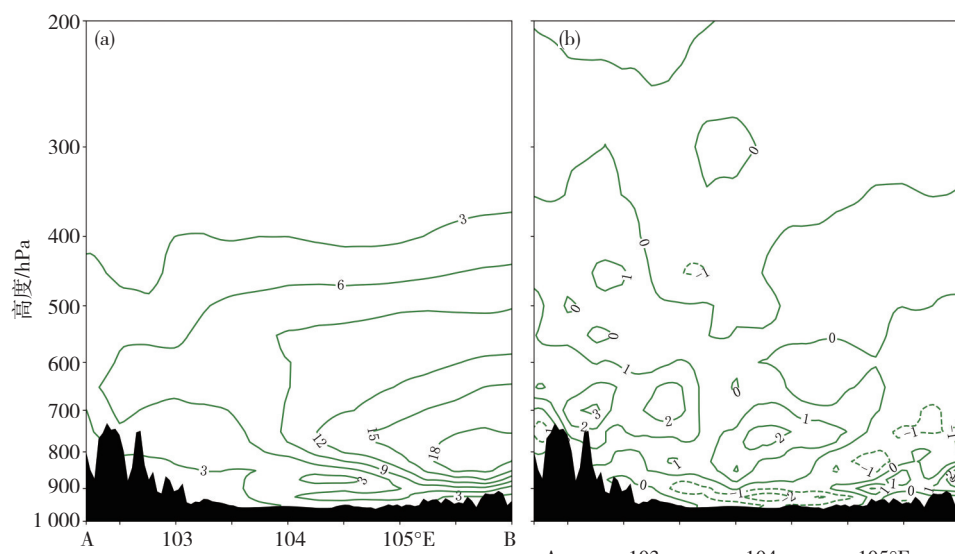


图4 2018年7月10日20时沿图1中实线AB上的水汽通量(绿色等值线,单位: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) (a) 和水汽通量散度(绿色等值线,单位: $10^{-6} \cdot \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) (b)垂直剖面图(黑色区域代表地形)

Fig.4 Cross section of (a) water vapor flux (green contours, unit: $\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and (b) water vapor flux dispersion (green contours, unit: $10^{-6} \cdot \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) along the line AB in Fig.1 at 20:00 BT on July 10, 2018. (The black area shows the terrain)

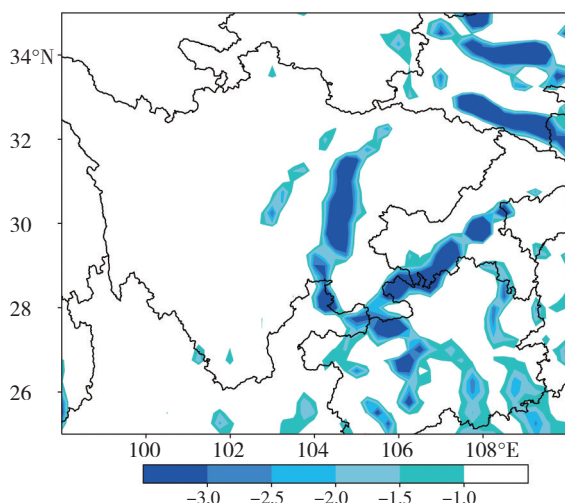


图5 2018年7月10日23时850 hPa上的水汽通量散度(单位: $10^{-6} \cdot \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig.5 Water vapor flux dispersion (unit: $10^{-6} \cdot \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) at 850 hPa at 23:00 BT on July 10, 2018

3 重力波的作用

由降水在时间、空间上的波动形势初步推测出此次暴雨过程可能受到重力波影响,将Ri小值区、NBE非零值区及其它物理参数(散度、云水含量、风垂直切变指数及螺旋度)呈波动状变化的区域与降水落区进行对比,进一步确认重力波的存在并由此探究重力波的表现特征。

3.1 中尺度波动判别

从7月11日02时和03时的1 h降水量分布(图2d、e)可知,02时有降水中心出现,但雨强相对较弱,波状式分布尚不明显。至03时降水强度显著增强,有三

个大值中心降水强度呈现出“强-弱-强-弱-强”的波动状排列,由此推测中尺度波动可能是影响降水成因及分布的因素之一。对比前1 h (01时和02时)的相当黑体温度(图6)可知,01时有一西南-东北向云带覆盖在降水落区上方,随后云带在东西两侧区域皆有所发展(图6a),至02时云带整体向外扩散(图6b)。根据 $\text{TBB} < -60^\circ\text{C}$ 的冷云面积覆盖范围可知,川东北山区与平原过渡带上空存在一个深厚的对流系统。对流系统冷云核心区($\text{TBB} < -80^\circ\text{C}$)与降水大值中心位置相符,因此降水区波动状排列可能与中尺度波动有关。

图7a为7月10日19时、20时和21时沿图1中实线AB的350 hPa垂直速度。19时、20时垂直速度仅存在强度上的波动,并未出现正负交替,至21时垂直速度出现正负值交替,对应上升-下沉气流的交替,垂直速度最大值超过 $0.8 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。为进一步判定中尺度波动是否存在,分析350 hPa散度随时间的变化(图7b)发现,沿实线AB出现散度辐合辐散的交替现象,与上述垂直速度出现正负值交替的位置吻合。

综上,沿实线AB的垂直速度及散度变化呈相同的波动状态,主要降水带与垂直速度强度变化以及正负交替区相符,说明此次暴雨中可能受到中尺度波动的影响。

3.2 散度场、流场以及云水含量

图8为不同时刻散度场及基本气流沿实线AB的垂直剖面图。分析可知,此次夜间暴雨主要以低层辐合、高层辐散为主,上升运动作为主导。7月10日20时以前受山脉地形影响,低层气流上下起伏,高层气

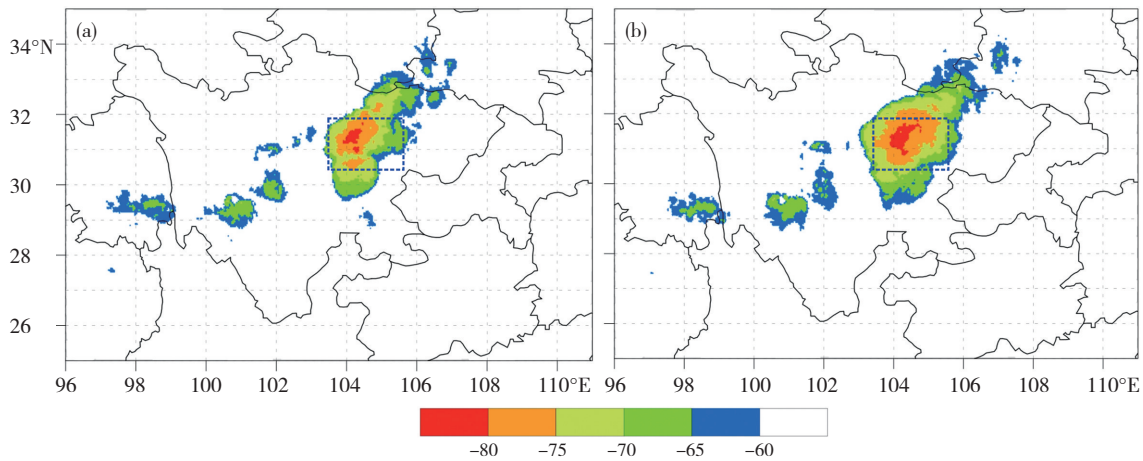
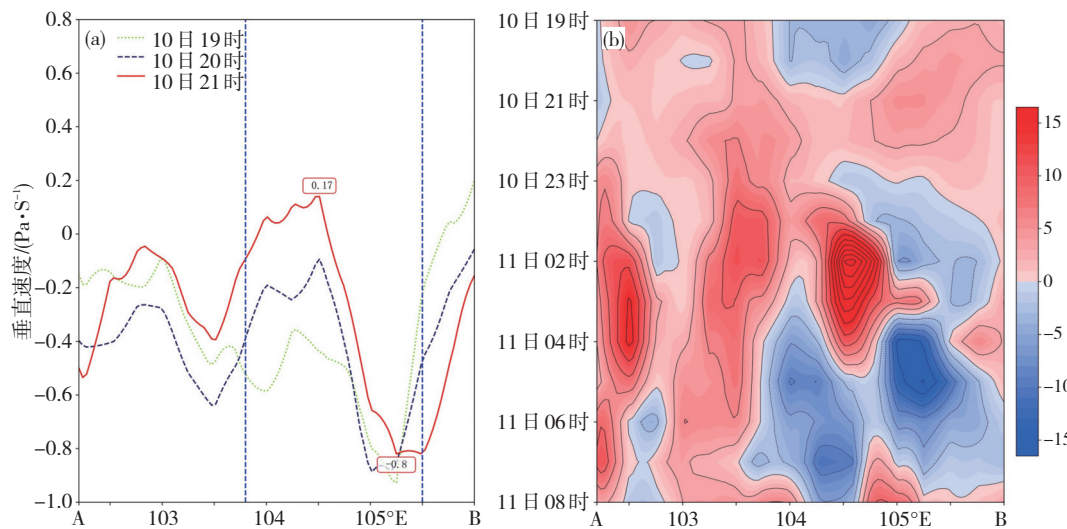
图6 2018年7月11日01时(a)和02时(b) FY-4A 卫星TBB (单位: $^{\circ}\text{C}$)Fig.6 FY-4A satellite equivalent blackbody temperatures (unit: $^{\circ}\text{C}$) at (a) 01:00 BT and (b) 02:00 BT on July 11, 2018

图7 2018年7月10日19时、20时和21时沿图1中实线AB 350 hPa的垂直速度(a)和7月10日19时—11日08时

逐2 h散度(单位: $10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$)随时间的变化(b), 两条蓝色垂直虚线之间表示降水集中区, 下同Fig.7 (a) Vertical velocities at 19:00 BT, 20:00 BT, and 21:00 BT on July 10 and (b) dispersion (unit: $10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$) versus time by 2 h from 19:00 BT on July 10 to 08:00 BT on July 11 at 350 hPa along the line AB in Fig.1. The two blue vertical dotted lines between the main rainfall areas, the same hereinafter

流较平稳,以西风为主;20时之后低空急流发展,低层东风逐渐加强并深入盆地。21时降水集中区形成较强抬升气流(图8a),使高层大气受到垂直扰动,因受重力影响气块开始振荡,波动被激发,而波动的激发可能进一步促进对流发展;7月11日00—04时(图8b—d),受低空急流影响,上升运动持续发展,水平范围扩大覆盖几乎整个降水集中区;降水集中区上空有水平方向的波动状基本气流形成,同时伴随上升—下沉交替运动,同时刻、同位置附近有相对清晰的辐合—辐散交替结构维持,此时波动可能达到最强。

图9为7月11日01时、03时和05时沿实线AB的1 h累积降水量。可见,03时1 h累计降水量具有两个极大值,在空间上呈波动特征。降水量大小整体随时间呈“弱—强—弱”波动,不同时刻的降水强度与垂直运动强弱(图8b—d)呈正比并在时间上有约1 h的滞后。

综上,散度正负交替的结构、基本气流的波动状及降水振荡均与可能存在的中尺度波动有关。

云水含量可以较为直观地描述中尺度对流系统结构。图10为7月11日00时、02时和04时沿实线AB的云水含量和位温。分析可知,深对流出现位置与强上升运动区有很好的对应关系,同样出现在降水集中区上方。从对流强度上来看,02时云水含量相较于00时、04时明显更大,整体呈现“弱—强—弱”波动特征。对应时次的等位温面上出现小振幅波动,且在高层更为明显,波峰、波谷相继流经对流区。云水含量振荡及位温场上的波动可在一定程度上描述波动作用于中尺度系统带来的影响。

3.3 风垂直切变指数

风垂直切变指数描述了大气中风速高度变化率,在某种程度可反映中尺度波动特征(桑建国和

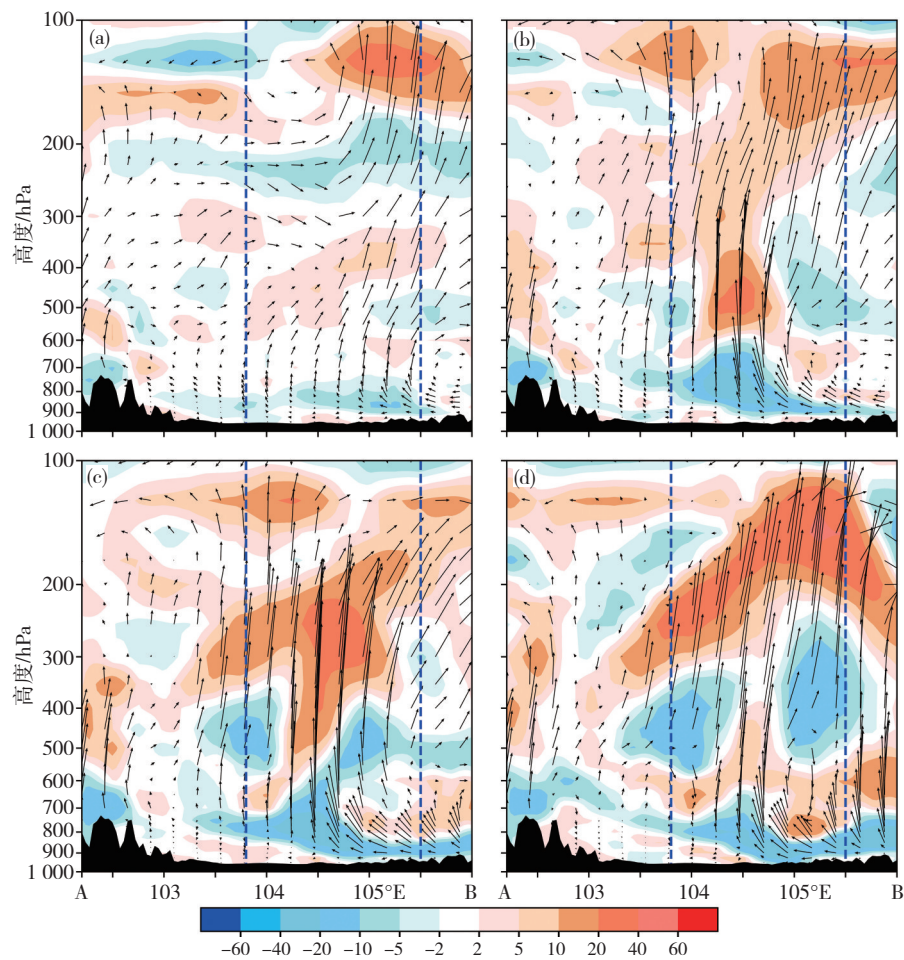


图8 2018年7月10日21时(a)、7月11日00时(b)、02时(c)和04时(d)沿图1实线AB的降水过程中的散度场(填色,单位: $10^{-5}\cdot\text{s}^{-1}$;负值为辐合,正值为辐散)和风场(流线)垂直剖面

Fig.8 Cross section of scatter field (color-filled, unit: $10^{-5}\cdot\text{s}^{-1}$, negative values are irradiation and positive values are dispersion) and wind field (streamlines) profiles at (a) 21:00 BT on July 10, (b) 00:00 BT, (c) 02:00 BT, and (d) 04:00 BT on July 11 during precipitation along the line AB of Fig.1

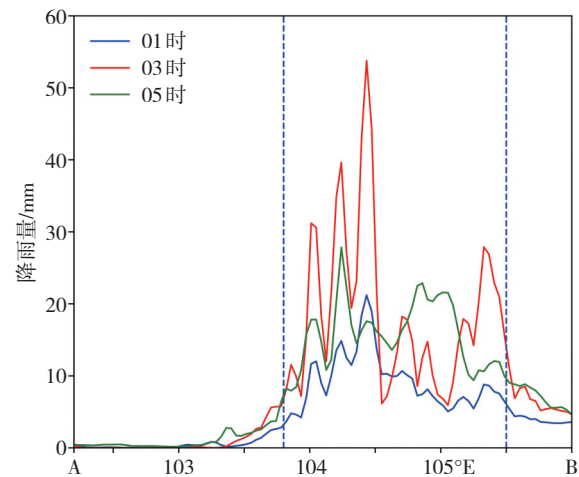


图9 2018年7月11日01时、03时和05时沿图1中实线AB的1 h累计降水量分布图

Fig.9 Distribution of 1-h cumulative precipitation along the line AB in Fig.1 at 01:00 BT, 03:00 BT, and 05:00 BT on July 11, 2018

李启泰,1992)。图11为不同时刻400 hPa与1 000 hPa之间的垂直切变指数。7月10日23时降水区域内存

在风垂直切变指数大值中心,有助于波动发展传播。7月11日03时风切变指数出现大于 $14\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的区域,与前文1 h剖面降水最大值出现时间一致(图9e)。7月10日23时—7月11日05时风切变指数强度随时间呈“强-弱-强-弱”的波动,指数的波动趋势类似于降水量的波动。风垂直切变指数可能反映出中尺度波动特征,同时指数大值区与主要降水大值区具有良好对应关系。

3.4 热力螺旋度与水汽螺旋度

热力螺旋度、水汽螺旋度分别表征大气温度旋转和水汽旋转。波动传播会影响大气中温度、湿度等物理量,进而影响螺旋度变化(Holton J R, 1983)。图12为不同时刻沿实线AB上的热力螺旋度和水汽螺旋度的垂直剖面,由图12a、c、e可见,7月11日00时降水集中区上空800 hPa处热力螺旋度存在一个极值中心,01时极值中心所在高度上升至550 hPa,随后下降至900 hPa且强度减弱,极值中心所在高度呈现出波动趋势。热力螺旋度出现极值中心时段与波动发生发展及主要降

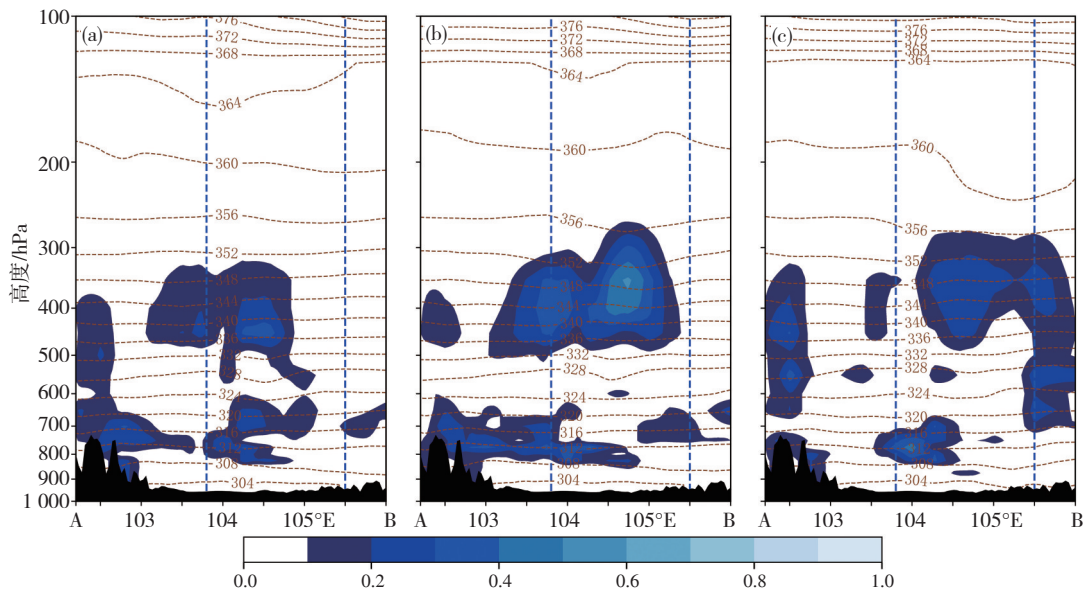


图10 2018年7月11日00时(a)、02时(b)和04时(c)沿图1中实线AB上的云水含量(填色,单位: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$)和位温(棕色等值线,单位: K)垂直剖面

Fig.10 Cross section of cloud water content (color-filled, unit: $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$) and potential temperature (brown isoline, unit: K) along the line AB in Fig.1 at (a) 00:00 BT, (b) 02:00 BT, and (c) 04:00 BT on July 11, 2018

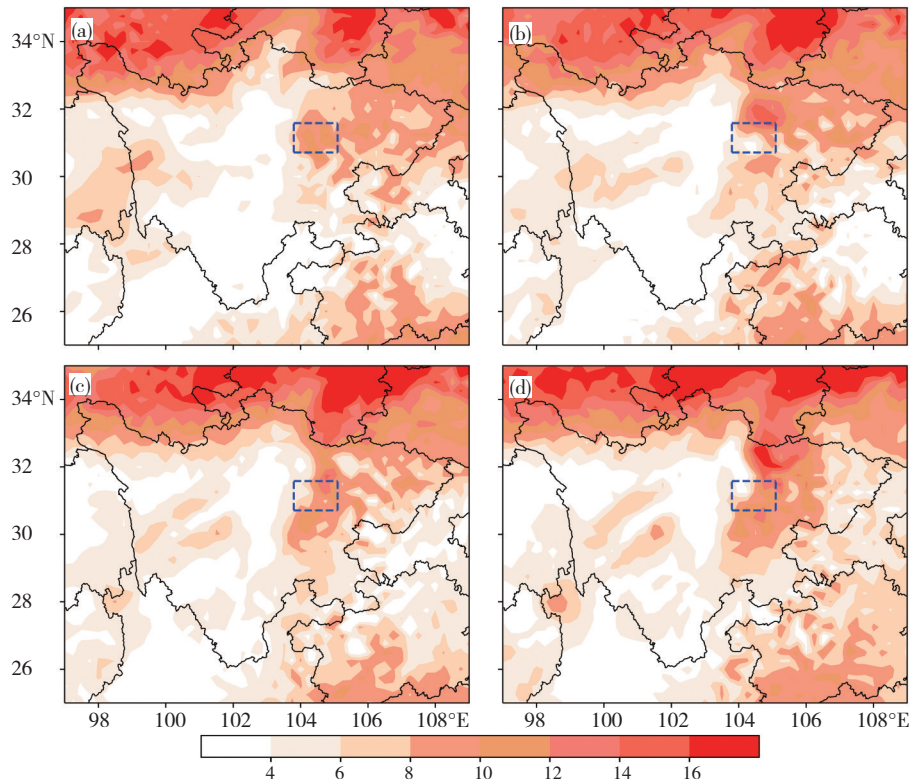


图11 7月10日23时(a)、11日01时(b)、03时(c)和05时(d)400 hPa与1000 hPa之间风垂直切变指数(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig.11 Cross section of wind vertical shear index (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) between 400 hPa and 1000 hPa at (a) 23:00 BT on July 10, (b) 01:00 BT, (c) 03:00 BT, and (d) 05:00 BT on July 11, 2018

水时段相符,说明热力螺旋度可能受到中尺度波动的影响。01时水汽螺旋度存在一个正值极值中心和负值极值中心,呈“弱-强-弱”的波动趋势(图12b、d、f),水汽螺旋度仅在波动发生发展时段存在极值中心,说明水汽螺旋度的时间序列与波动传播的时间序列存在一定

相关性。热力螺旋度与水汽螺旋度的波动趋势一定程度上反映出波动特征,热力螺旋度与水汽螺旋度极值中心与降水大值区相对应。

综上,根据各物理量场呈现出的波动特征,推测此次暴雨中的中尺度波动为重力波。波动的生成和

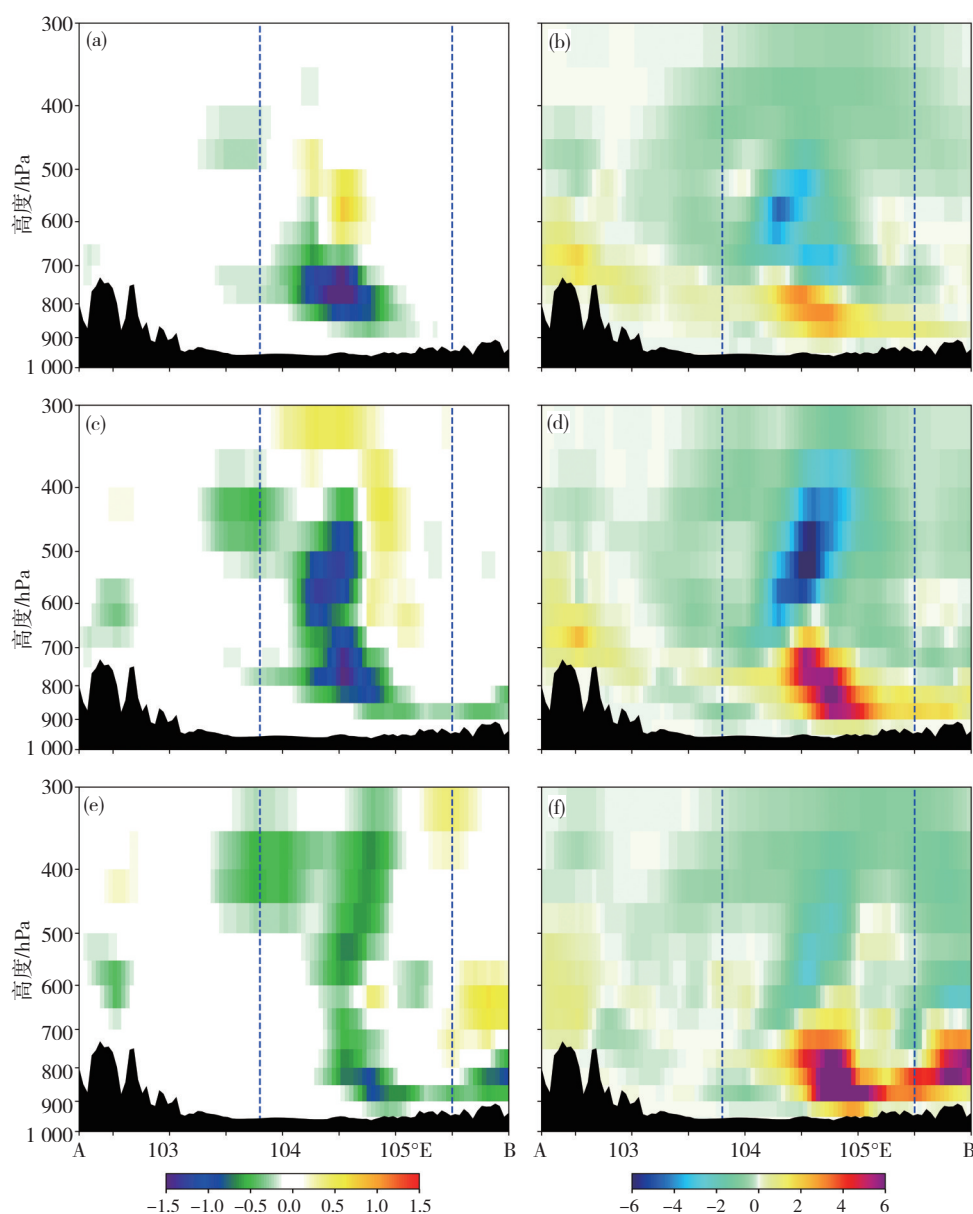


图12 2018年7月11日00时(a、b)、01时(c、d)、02时(e、f)沿实线AB上的热力螺旋度(a、c、e,单位: $10^{-3} \text{Pa} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$)和水汽螺旋度(b、d、f,单位: $10^{-8} \text{Pa} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$)的垂直剖面

Fig.12 Cross section of (a, c, e) Thermal helicity (unit: $10^{-3} \cdot \text{Pa} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$) and (b, d, f) water vapor helicity (unit: $10^{-8} \cdot \text{Pa} \cdot \text{m}^3 \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{s}^{-2}$) along the line AB at (a, b) 00:00 BT, (c, d) 01:00 BT, and (e, f) 02:00 BT on July 11, 2018

演变可能对各物理量场产生影响,使其呈现出相应的波动特征,进而可能导致降水在时间、空间上呈现出波动状态。

3.5 理查逊数与非线性平衡方程

垂直切变是重力波激发源之一,稳定大气层结中强烈的垂直风切变可促使重力波增强。寿绍文(2009)指出Ri可评估大气热力动力稳定度,指示由切变不稳定导致的重力波。当 $Ri < 0.25$ 时,基本气流向重力波传递能量,进而不稳定发展。这种重力波带有特定的频散特征,当波能穿过不稳定的区域以外传播时,因上升波动所形成的积云对流会使上升气流加强。低层水汽逐渐汇聚形成更深的辐合,对暴雨具有触发效

应(丁德刚等,1994)。

大气层结500 hPa以上趋向于稳定,需特别关注垂直风切变。图13为不同时刻350 hPa上Ri分布图。Ri低值区($Ri < 0.25$)与物理量场波动区及降水集中区的位置一致,由此推测中尺度波动极可能为重力波,但并非所有Ri小值区都产生中尺度波动,表明切变不稳定可能为此中尺度波动的产生机制之一。由图13a可见,12时Ri低值区域存在于降水集中区西侧,此时垂直风切变不稳定主要集中在高原与平原过渡区西侧。12时后Ri低值区东移,至18时Ri低值区基本占满降水集中区,此时垂直风切变强度并未到达峰值,随后Ri低值区在降水集中区内停滞且垂直风切变不断增强

(图 13b)。20 时 Ri 达到最小,垂直切变不稳定达到峰值,此时中尺度波动还处于初生状态未达到成熟阶段(图 13c)。Ri 低值区强度与覆盖范围在 21 时之后开始减小,垂直切变强度减弱,波动初生,表明不稳定气

流中的能量逐渐转化为扰动动能,至 23 时降水前迅速消失(图 13d)。而 7 月 10 日 23 时—7 月 11 日 05 时强降雨阶段(图 2),降水集中区内基本不存在 Ri 低值区(图略)。

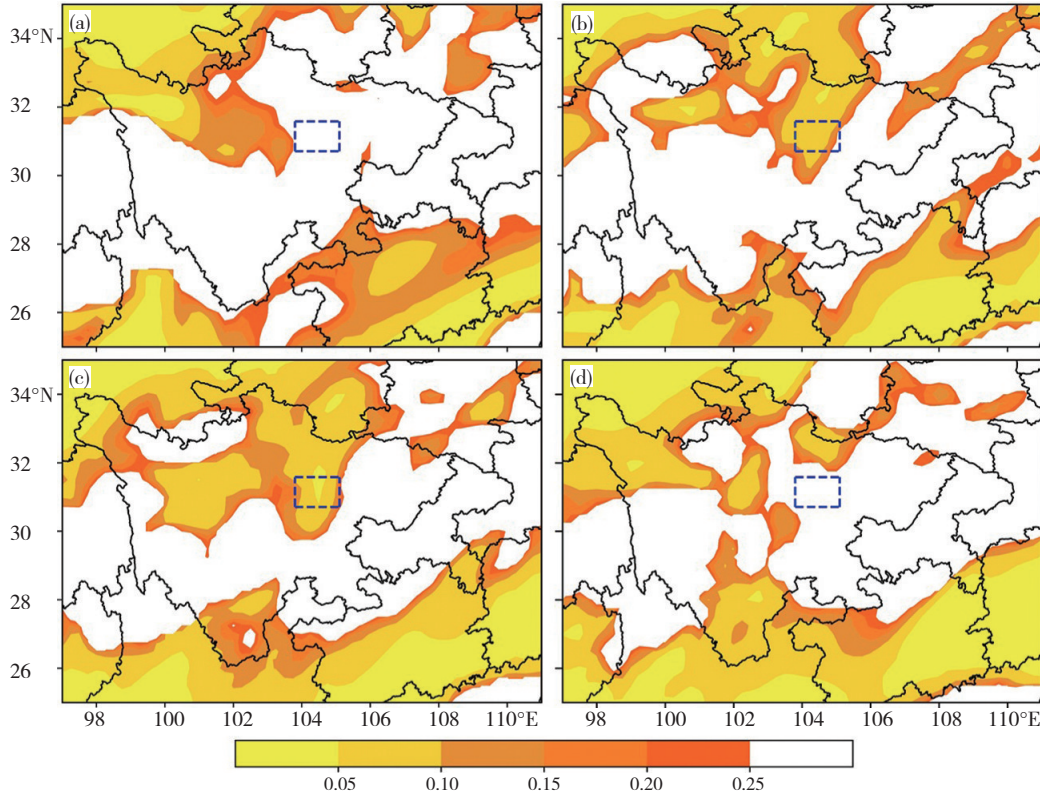


图 13 2018 年 7 月 10 日 12 时(a)、18 时(b)、20 时(c)和 23 时(d) 350 hPa Ri 的空间分布

Fig.13 Spatiar distribution of 350 hPa Richardson number at (a) 12:00 BT, (b) 18:00 BT, (c) 20:00 BT, and (d) 23:00 BT on July 10, 2018

综上,气流垂直切变在暴雨过程中最早出现,波动发展成熟阶段在垂直切变不稳定形成之后,垂直切变加强表示能量转化,同时作为波动激发、成熟的先决过程。垂直切变不稳定作为能量源,在暴雨过程中为波动演变提供能量,可以作为此波动的重要形成机制之一。

大气系统中质量、动量处于非平衡状态时,将向平衡态调整,重力波在地转过程中可能被激发。持续加强的非平衡流有利于重力波的形成(李驰钦等,2018)。

图 14 为不同时刻 400 hPa 上的 ΔN 分布图,可见, ΔN 非零值区域与物理量场波动区域较一致,对此次暴雨造成影响的中尺度波动极有可能是重力波,非地转平衡运动可能是激发重力波的一种主要机制;通过地转调整,大气运动趋于平衡,波动也随之消失。对比 ΔN 图(图 14a—c)与 Ri 图(图 13b—d)发现, ΔN 非零值区域内没有明显 Ri 小值区。依照降水带移动线, ΔN 大值区较 Ri 小值区域出现时间更早,按照地转调整、切变不稳定产生次序来界定,地转调整早于切变不稳定发生。

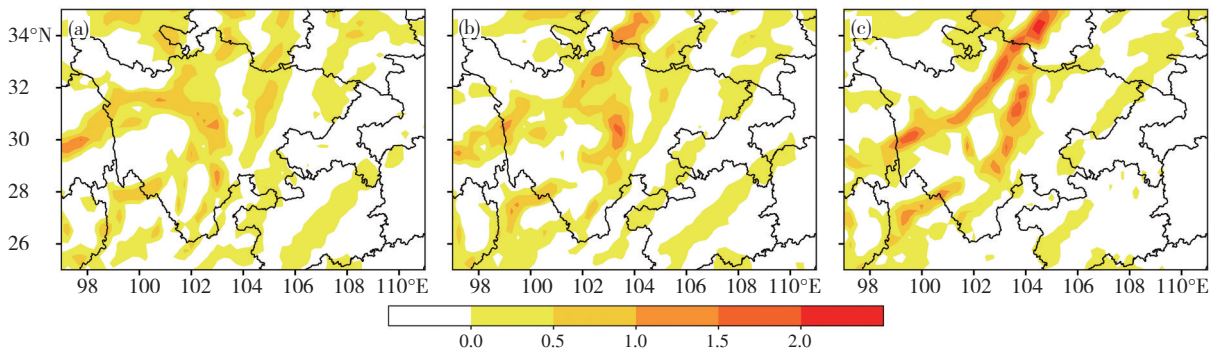


图 14 2018 年 7 月 10 日 18 时(a)、20 时(b)和 23 时(c) 400 hPa ΔN (单位: $10^{-8} \cdot s^{-1}$) 的空间分布

Fig.14 Spatiar distribution of 400 hPa (unit: $10^{-8} \cdot s^{-1}$) at (a) 18:00 BT, (b) 20:00 BT, and (c) 23:00 BT on July 10, 2018

Koch和Dorian(1988)研究表明激发中尺度重力波的过程可能涉及非地转平衡和切变不稳定性,两个物理过程可共同作为中尺度重力波激发源。本文表明地形扰动、切变不稳定性、非地转平衡三者的综合作用可以考虑为中尺度波动的形成机制。非线性平衡方程非零值区的变化可预测降水的移动方向,而表示切变不稳定的 Ri 的小值区对降水落区具有指示作用。

4 结论与讨论

本文利用GPM卫星估测降水、FY-4A卫星云图和ERA5再分析资料,对2018年7月10—11日四川盆地东北部一次夜间暴雨过程进行动力学诊断分析,揭示出了包含重力波在内的中尺度波动在此次夜间山地暴雨过程中各物理量场的表现特征,得到如下主要结论:

(1) 本次暴雨过程中大尺度环流稳定,副高对此次过程具有维持作用。暴雨在偏南暖湿气流汇聚处形成,东南气流在山坡阻碍下上升增强,促使积云对流发展,从而使水汽能输送到高空。降水区存在强水汽辐合带,为重力波等中尺度系统发展及强降水发生提供了孕育条件。

(2) 散度场、流场分布和等位温面的变动及对流系统的振荡表明可能存在中尺度波动活动。波动对中尺度系统的影响一定程度上反映在云水含量振荡及位温场的起伏上,而波动可能与暴雨的触发、维持有关。

(3) 风垂直切变指数变化趋势具有一定波动特征,热力螺旋度与水汽螺旋度的波动趋势存在于波动发生发展期间,同样反映出一定的中尺度波动(重力波)特征。风垂直切变指数大值区、热力螺旋度和水汽螺旋度极值中心皆与降水量大值区有良好对应关系。

(4) 暴雨过程中可能存在的重力波的增强伴随着垂直切变强度减弱,即不稳定气流作为能量源可为波动提供能量,并在其发生发展中发挥关键作用;理查逊数小值区、非线性平衡方程的非零值区分别对雨带位置、移动方向具有指示作用。

本文仅从个例诊断分析角度出发,侧重通过物理诊断量和特定诊断指数的探究,初步揭示了可能以重力波为代表的中尺度波动在山地暴雨过程中的表现特征,为进一步研究中尺度波动的传播特征以及对山地暴雨的影响机理奠定基础。下一步将通过中尺度波动方程理论、波动能量谱分析等技术方法直接研究中尺度波动的能量频散特征,并针对性地深入探究其在山区对流发展和暴雨形成中的物理过程和作用机理。

参考文献:

- 邓少格,钟中,程胡华.2012.一次暴雨过程中重力波参数演变特征的模拟结果[J].地球物理学报,55(6):1831-1843. Deng S G, Zhong Z, Cheng H H. 2012. Evolution characteristics of gravity-wave parameters in a simulated rainstorm process [J]. Chinese Journal of Geophysics,55(6): 1831-1843 (in Chinese). doi:10.6038/j.issn.0001-5733.2012.06.004
- 丁德刚,王树芬.1994.相向而行的重力波与暴雨[J].大气科学,18(4): 451-455. Ding D G, Wang S F. 1994. The gravity wave of relative motion and heavy rain [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences,18(4): 451-455 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1994.04.09
- 郭虎,季崇萍,张琳娜,等.2006.北京地区2004年7月10日局地暴雨过程中的波动分析[J].大气科学,30(4):703-711. Guo H, Ji C P, Zhang L N, et al. 2006. A case study of local rainstorm in Beijing on 10 July 2004: the analysis of the gravity wave. [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences,30(4):703-711 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2006.04.15
- 李驰钦,左群杰,高守亭,等.2018.青藏高原上空一次重力波过程的识别与天气影响分析[J].气象学报,76(6):904-919. Li C Q, Zuo Q J, Gao S T, et al. 2018. Identification of a gravity wave process over the Tibetan Plateau and its impact on the weather [J]. Acta Meteorologica Sinica, 76(6):904-919 (in Chinese). doi:10.11676/qxb2018.026
- 李麦村.1978.重力波对特大暴雨的触发作用[J].大气科学,2(3):201-209. Li M C. 1978. Studies on the gravity wave initiation of the excessively heavy rainfall [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences,2(3): 201-209 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1978.03.03
- 刘裕禄,黄勇.2013.黄山山脉地形对暴雨降水增幅条件研究[J].高原气象,32(2):608-615. Liu Y L, Huang Y. 2013. Study of Huangshan mountain terrain on precipitation enhancement condition [J]. Plateau Meteor, 32(2):608-615 (in Chinese). doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2012.00059
- 毛紫怡,李国平,许霖.2021.湖南一次持续性暴雨过程中的水汽输送与收支特征[J].暴雨灾害,40(5):513-522. Mao Z Y, Li G P, Xu L. 2021. Analysis on transport and budget characteristics of water vapor in a sustained heavy rain event in Hunan Province [J]. Torrential Rain and Disasters,40(5):513-522 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004-9045.2021.05.008
- 冉令坤,楚艳丽,高守亭.2009. Energy-Casimir方法在中尺度扰动稳定性研究中的应用[J].气象学报,67(4):530-539. Ran L K, Chu Y L, Gao S T. 2009. Application of energy-casimir method to the study of meso-scale disturbance stability [J]. Acta Meteorologica Sinica,67(4): 530-539 (in Chinese). doi:10.11676/qxb2009.053
- 桑建国,李启泰.1992.小尺度地形引起的切变重力波[J].气象学报,(2): 227-231. Sang J G, Li Q T. 1992. Gravity waves induced by small scale terrain [J]. Acta Meteorologica Sinica,(2):227-231. doi:10.11676/qxb1992.025.
- 寿绍文.2009.中尺度气象学[M].北京:气象出版社:55-56. Shou S W. 2009. Mesoscale Meteorology [M]. Beijing:China Meteorological Press: 55-56 (in Chinese).
- 陶诗言.1980.中国之暴雨[M].北京:科学出版社:225. Tao Shiyan. 1980. Heavy rainfalls in China [M]. Beijing:Beijing Science Press:225 (in Chinese)
- 王文,刘佳,蔡晓军.2011.重力波对青藏高原东侧一次暴雨过程的影响[J].大气科学学报,34(6):737-747. Wang W, Liu J, Cai X J. 2011.

- Impact of mesoscale gravity waves on a heavy rainfall even in the east side of the Tibetan Plateau [J]. *Transactions of Atmospheric Sciences*, 34(6):737–747 (in Chinese). doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.2011.06.011
- 魏栋,田文寿,陈泽宇,等.2016.青藏高原上空 UTLS 区域一次地形重力波过程中的物质上传[J].*地球物理学报*,59(3):791–802. Wei D, Tian W S, Chen Z Y, et al. 2016. Upward transport of air mass during a generation of orographic waves in the UTLS over the Tibetan Plateau [J]. *Chinese Journal of Geophysics*,59(3):791–802 (in Chinese). doi:10.11676/j.qxxb2018.026
- 吴迪,王澄海,何光碧.2016.青藏高原地区夏季两次强降水过程中重力波特征分析[J].*高原气象*,35(4):854–864. Wu D, Wang C H, He G B. 2016. Gravity wave characteristics in two summer heavy rainfall in the Qinghai–Xizang Plateau [J]. *Plateau Meteorology*,35(4):854–864 (in Chinese). doi:1000–0534(2016)04–0854–11
- 谢家旭,李国平.2021.重力波与对流耦合作用在一次山地突发性暴雨触发中的机理分析[J].*大气科学*,45(3):617–632. Xie J X, Li G P. 2021. Mechanism analysis of a sudden rainstorm triggered by the coupling of gravity wave and convection in mountainous area [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences*,45(3):617–632 (in Chinese). doi:10.3878/j.issn.1006–9895.2009.20137
- 徐焱,闫敬华,王谦谦,等.2013.华南暖区暴雨的一种低层重力波触发机制[J].*高原气象*,32(4):1050–1061. Xu Y, Yan J H, Wang Q Q, et al. 2013. A low-level gravity wave triggering mechanism for rainstorm of warm zone in South China [J]. *Plateau Meteorology*,32(4):1050–1061 (in Chinese). doi:10.7522/j.issn.1000–0534.2012.00100
- 许小峰,孙照渤.2003.非地转平衡流激发的重力惯性波对梅雨锋暴雨影响的动力学研究[J].*气象学报*,61(6):655–660. Xu X F, Sun Z B. 2003. Dynamic study on influence of gravity wave induced by unbalanced flow on Meiyu front heavy rain [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 61(6):655–660 (in Chinese). doi:10.11676/j.qxxb2003.066
- 张云,熊建刚,万卫星.2011.中层大气重力波的全球分布特征[J].*地球物理学报*,54(7):1711–1717. Zhang Y, Xiong J G, Wang W X. 2011. Analysis on the global morphology of middle atmospheric gravity waves [J]. *Chinese Journal of Geophysics*,54(7):1711–1717 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.0001–5733.2011.07.003
- 赵娴婷,闵爱荣,廖移山,等.2021.2020年4—10月我国主要暴雨天气过程简述[J].*暴雨灾害*,40(6):675–686. Zhao X T, Min A R, Liao Y S, et al. 2021. Major heavy rain events in China from April to October in 2020 [J]. *Torrential Rain and Disasters*,40(6):675–686 (in Chinese). doi:10.3969/j.issn.1004–9045.2021.06.012
- 周芳弛,李国平,黄楚惠.2023.四川山地暖季夜间暴雨的空间分布以及对海拔高度的依赖性[J].*沙漠与绿洲气象*,17(4):78–86. Zhou F C, Li G P, Huang C H. Spatial distribution of nighttime rainstorms in warm season in Sichuan mountains and the dependence on altitude [J]. *Desert and Oasis Meteorology*,17(4):78–86 (in Chinese). doi:10.12057/j.issn.1002–0799.2023.04.011
- 朱民,余志豪,陆汉城.1999.中尺度地形背风波的作用及其应用[J].*气象学报*,57(6):705–714. Zhu M, Yu Z H, Lu H C. 1999. The effect of meso-scale lee wave and its application [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 57(6):705–714 (in Chinese). doi:10.11676/j.qxxb1990.068
- Bretherton F P. 1969. Momentum transport by gravity waves [J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*,95(404):213–243. doi:10.1002/qj.49709540402
- Du Y, Zhang F Q. 2019. Banded convective activity associated with mesoscale gravity waves over southern China [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*,124(4):1912–1930. doi:10.1029/2018JD029523
- Eliassen A, Palm E. 1961. On the transfer of energy in stationary mountain waves [J]. *Geofysiske Publikasjoner Geophysica Norvegica*,22(3):1–23.
- Holton J R. 1983. The influence of gravity wave breaking on the general circulation of the middle atmosphere [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*,40(10):2497–2507. doi:10.1175/1520–0469(1983)040<2497:TIO GWB>2.0.CO;2
- Koch S E, Dorian P B. 1988. A mesoscale gravity wave event observed during CCOPE, Part III: Interactions between mesoscale convective systems and the antecedent waves [J]. *Monthly Weather Review*,116(12):2570–2592. doi:10.1175/1520–0493(1988)116<2570:AMGWE>2.0.CO;2
- Koch S E, Robert E G, Paul B D. 1988. A mesoscale gravity wave event observed during CCOPE, Part II: Interactions between mesoscale convective systems and the antecedent waves [J]. *Monthly Weather Review*, 116(12):2545–2569. doi:10.1175/1520–0493(1988)116<2245:AMGEO >2.0.CO;2
- Lane T P, Zhang F Q. 2011. Coupling between gravity waves and tropical convection at mesoscales [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*,68 (11):2582–2598. doi:10.1175/2011JAS3577.1
- Lin Y L. 2007. *Mesoscale dynamics* [M]. Cambridge:Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511619649
- Liu L, Ran L K, Gao S T. 2018. Analysis of the characteristics of inertia gravity waves during an orographic precipitation event [J]. *Advance in Atmospheric Sciences*,35(5):604–620. doi:10.1007/s00376–017–7159–2
- Schneider R S. 1990. Large-amplitude gravity wave disturbances within the intense Midwest extratropical cyclone of 15 December 1987 [J]. *Weather and Forecasting*,5(4):533–558. doi:10.1175/1520–0434(1990)005<0533:LAMWDW>2.0.CO;2
- Uccellini L W. 1975. A case study of apparent gravity wave initiation of severe convective storms [J]. *Monthly Weather Review*,103(6):497–513. doi:10.1175/1520–0493(1975)103<0497:ACSOAG>2.0.CO;2
- Zhang D L, Fritsch J M. 1988. Numerical simulation of the 1977 meso- β scale structure and evolution of the 1977 Johnstown flood, Part III: Internal gravity and squall line [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45(7):1252–1268. doi:10.1175/1520–0469(1986)043<1913:NSOTMS> 2.0.CO;2
- Zhang F Q, Koch S E, Davis C A, et al. 2000. A survey of unbalanced flow diagnostics and their application [J]. *Advance in Atmospheric Sciences*, 17(2):165–183. doi:10.1007/s00376–000–0001–1

(责任编辑 唐国瑛)