

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

谢家旭¹ 李国平^{1, 2}

1. 成都信息工程大学大气科学学院, 四川成都 610225;
2. 气象灾害预报预警与评估省部共建协同创新中心, 江苏 南京 210044

摘要 利用欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 开发的新一代 ERA5 再分析资料、中国自动站与 CMORPH 降水产品融合的逐小时降水资料以及国家卫星气象中心 FY-2G 卫星云图资料, 对 2018 年 5 月 21-22 日发生在四川盆地西南部的一次山地突发性暴雨过程中的重力波特征进行天气动力学分析。得到以下结果: 此次山地突发性暴雨受到了波长约为 150km, 周期为 5h 的重力波活动的影响, 是典型的 β 中尺度天气系统诱发的暴雨事件。此过程中的重力波主要是在地形和切变不稳定的共同作用下触发的。切变不稳定先于重力波的传播出现在下游降水区域, 可表征切变不稳定的理查逊数对重力波传播方向及降水落区有很好指示作用。此次暴雨发生前, 重力波中的上升支气流输送低层水汽到高空助力对流发展, 而下沉支气流使得低层不稳定能量不断累积。随着东北低空急流的发展, 在大气低层 (700-800hPa) 东西风切变的过渡带内形成临界层, 临界层不断吸收高空波动能量造成重力波能量下传, 触发低层不稳定能量释放, 促使对流不断加强, 最终引发此次山地突发性暴雨。

关键词 突发性暴雨; 山地; 重力波; 小波交叉谱分析; 不稳定能量触发

文章编号

中图分类号 P444

文献标识码 A

DOI: 10.3878/j.issn.1006-9895.2009.20137

Mechanism Analysis of a Sudden Rainstorm Triggered by the Coupling of Gravity Wave and Convection in Mountainous Area

XIE Jiaoxu¹, LI Guoping^{1,2}

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

2. Collaborative Innovation Center on Forecast and Evaluation of Meteorological Disasters, Nanjing 210044, China)

Abstract Based on the ERA5 reanalysis data, the China Merged Precipitation Analysis data and the FY-2G satellite cloud image data provided by NSMC (National Satellite Meteorological Centre), we conducted a synoptic dynamic analysis on the characteristics of gravity wave during an abrupt rainstorm on 21-22 May 2018 in the southwest of Sichuan Basin. The results indicate that the sudden rainstorm in the mountain area was affected by the gravitational wave activity with a wavelength of 150km and a period of 5h. The gravity wave was triggered by the combination of terrain and vertical shear instability. The shear instability appears in the downstream before the propagation of the gravity wave. The Richardson number is a good indication of the direction of gravity wave propagation and precipitation area. Before the rainstorm, the updraft in the gravity wave transports the water vapor to facilitate the development of the convection, while the downdraft causes the unstable energy in the lower layer to accumulate continuously. With the development of the Northeast low-level jet, a critical layer is formed in the transition zone of the East-West wind shear in 700-800hpa. The critical layer continuously absorbs the wave energy from the upper air and makes the gravity wave energy to be transmitted down, triggering the release of the

unstable energy in the lower layer, and promotes the convection to be strengthened continuously, which finally causes the sudden rainstorm.

Keywords Sudden rainstorm, Mountain, Gravity wave, Wavelet cross-spectrum analysis, Instable energy triggering

引言

西部山地突发性暴雨是我国的主要气象灾害之一。由于其特殊的地形条件,使得山地地区通过动力热力等过程对局地环流产生影响,容易诱发局地强降水。暴雨作为中小尺度天气现象常常受到中尺度对流系统的影响,而惯性重力波(以下简称重力波)作为中尺度对流天气的触发机制,对于暴雨的强度和落区有着重要作用(李麦村,1978;徐燧等,2013)。重力波是层结稳定状态下的大气受到垂直扰动后,气块在重力作用下产生周期性振荡运动并在空间传播形成的。作为大气的基本波动之一,重力波在传播和破碎的过程中产生动量的垂直输送,导致不同大气层之间物质和能量的交换,影响大气中动量和能量的平衡(Bretherton,1969;魏栋等,2016)。在降水过程中,波动可以提供维持对流所需要的辐合辐散条件,组织积云对流。与此同时,积云加热又可以反过来激发和增强重力波,这种正反馈机制促使对流和波动的相互发展(Lane and Zhang,2011; Du and Zhang,2019)。冉令坤等(2009)则从波动扰动的角度出发,利用波流相互作用的观点解释中尺度波动不断发展的原因,同时推导出了可以较准确的诊断暴雨落区的非静力平衡拟能量波作用方程。一般认为,重力波的激发主要与地形的扰动作用,风的垂直切变以及地转适应过程有关。地形分布对重力波的强弱以及活动范围有着显著影响,当气流流经山脉时,受机械阻挡作用易在地形下游激发出重力波,因此绝大多数重力波活跃区的扰源都与山脉或相关对流活动有关(张云等,2011)。Uccellini 和 Koch(1987)综合切变不稳定和非地转平衡这两种动力条件,指出高空急流出口区明显的非地转运动与急流在垂直方向上的切变不稳定可导致中尺度重力波发生,这种与高空急流相联系的中尺度重力波产生机制也被其他研究者所证实(Zhang et al.,2001;许小峰和孙照渤,2003;王文和程攀,2013)。在稳定层结下,一定强度的过山气流可以导致重力波的形成,地形作用可以通过重力波直接或间接的对天气系统产生影响。朱莉等(2010)在地形敏感性试验中将低纬高原地形高度减半后发现,原来维持时间较短的大气不稳定层结开始长时间维持,不利于重力波的传播和波能量的频散,导致 MCS 持续发展,降雨持续。侧面证实了低纬高原地区降水突发性强、历时短的特点是由于地形作用造成的。

收稿日期 2020-03-23; 网络预出版日期

基金项目:国家重点研发计划项目(2018YFC1507200),国家自然科学基金(91937301,41675057,42075013)

作者简介:谢家旭(1996-),女,甘肃人,硕士研究生,天气动力学研究方向。E-mail: xjiaxu@163.com

***通讯作者:**李国平(1963-),男,重庆人,教授,博士生导师,主要从事暴雨动力学、高原山地气象学等研究。E-mail: liguoping@cuit.edu.cn

四川盆地处于青藏高原与长江中下游平原过渡地带，地势西高东低，盆地四周以山地为主要特色，是我国山地突发性暴雨频发的地区之一。与高原地区降水过程相似，四川地区的暴雨常是地形和天气系统共同作用的结果，而地形与暴雨天气系统之间的相互作用又常常以重力波为纽带（王文等，2011；吴迪等，2016；Liu et al.,2018）。

有鉴于此，本文以 2018 年 5 月 21-22 日川西高原与四川盆地过渡的地形坡地以及毗邻平原地区出现的一次突发性暴雨过程为例，对此次暴雨过程中的重力波特征、产生机制、发展过程以及重力波对暴雨的作用进行系统性研究，希冀深化重力波对于暴雨尤其是山地突发性暴雨作用机理的认识。

1.资料 and 个例

1.1 资料

文中所用的资料主要包括：（1）水平分辨率为 $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ 、时间间隔为 1h 的欧洲中期天气预报中心(ECMWF)开发的新一代 ERA5 再分析资料；（2）水平分辨率为 $0.1^{\circ} \times 0.1^{\circ}$ 的中国自动气象站与 CMORPH 卫星反演降水产品采用概率密度匹配+最优插值两步数据融合技术生成的逐小时格点融合降水产品；（3）国家卫星气象中心 FY-2G 卫星云图资料。

1.2 个例

2018 年 5 月 21 日 08 时至 22 日 08 时（世界时，下同），受地形、西南暖湿气流以及南下冷空气的共同影响，四川盆地西南部与边缘山区的过渡坡地发生了一次较大范围的突发性强降水天气过程（以下简称“5.21”暴雨）。“5.21”暴雨为自 1961 年 5 月以来发生在四川盆地、强度综合指数位列第二的强天气过程，造成四川宜宾、乐山、达州等地发生洪涝灾害以及山体滑坡等次生灾害，对人民的生命财产安全与生产生活带来严重影响。

图 1 给出了 2018 年 5 月 21 日 08 时-22 日 08 时川渝两地累计降水分布以及 24h 累计降水量排名前三的地点：乐山市沙湾区（R1）、乐山市沐川县（R2）、眉山市洪雅县（R3）的降水量时间序列图，可以看到此次过程的主要降水区位于盆地西南部边坡地区，降水大值中心出现在乐山市沙湾区，24h 累计雨量达 203.35mm。以最大累计雨量所在地 R1 为例，此次降水从 21 日 11 时开始持续了近 15 个小时，其中连续逐小时达到突发性暴雨标准（对于单个站点，1h 降水大于等于 20mm，且连续 3h 降水大于 50mm）的强降水集中出现在 13 时-15 时（即北京时 21-23 时），最大雨强 $61.3\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ，13 时-15 时累计降水量对过程总雨量的贡献率达 67%。这次降水具有强度大、强降水区域集中、突发性强的特点，是一次典型的山地突发性暴雨过程。

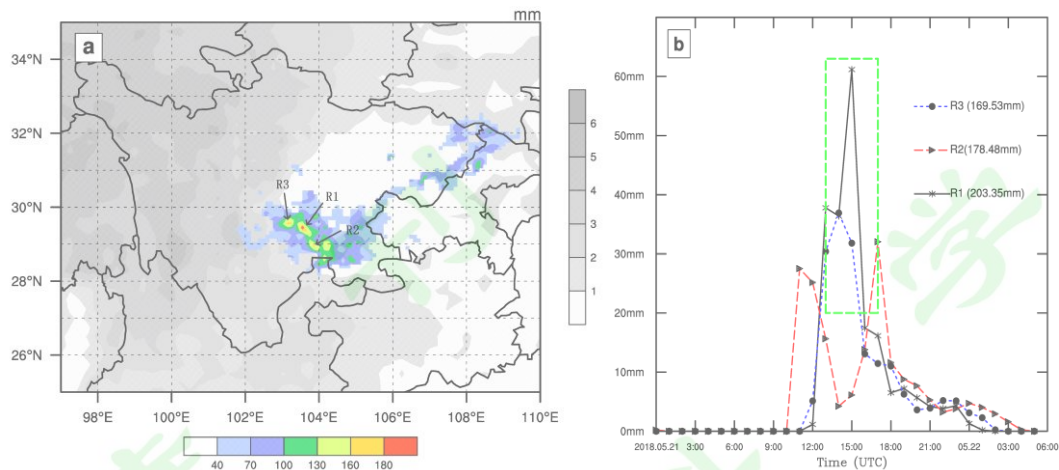


图1 2018年5月21日(a)24h累计降水量(彩色阴影,单位: mm),灰色阴影表示地形高度(单位: km),图中箭头所指出的位置为三个降水大值中心, R1表示乐山市沙湾区(103.5°E, 29.4°N), R2表示乐山市沐川县(103.8°E, 28.9°N), R3表示眉山市洪雅县(103.2°E, 29.5°N), (b)降水大值中心降水量时间序列图(图例中括号内的数字表示24h累计降水量; 绿框标出突发性暴雨的时段, 在13-15时内三个降水大值中心中有两个达到突发性暴雨标准)

Fig.1 The distribution of (a) 24h accumulated precipitation (units: mm), grey shadows indicate the height of the terrain (units: km). The locations indicated by the arrows are three precipitation large value centers, R1 stands for Shawan District, Leshan (103.5°E, 29.4°N), R2 stands for Muchuan, Leshan (103.8°E, 28.9°N), R2 stands for Hongya, Meishan (103.2°E, 29.5°N) (b) time series diagram of precipitation in high value center on 21 May 2018. (The numbers in the legend represent 24h accumulated precipitation, the green frame indicates the period of sudden rainstorm, and two of the three large precipitation centers reach the standard of sudden rainstorm in 13:00-15:00)

1.3 环流背景

通过“5.21”暴雨环流形势图(图2a、b)可知,此次过程在高纬度地区维持“两脊一槽”;低层850hPa西南低涡稳定维持,四川南部有偏北风与偏南风切变线贯穿低层(850hPa)到中层(500hPa)。从10时开始,850hPa上中纬度西风带的东北气流和偏东气流在四川盆地中部汇合,渐渐发展成一支低空急流向南入侵;15时(图2c)东北急流在其前方遇地形使得风速急剧减小,风向向西偏转在川东南形成气旋式旋转,由此造成的山坡—山前平原地区的辐合迅速发展增强,导致上升运动强烈发展;由低纬而来的偏东南气流将大量水汽输送到辐合区。从水汽通量散度(图2d)上看,在降水地区有很强水汽辐合为强降水提供了条件。由此得知,这次四川山地暴雨是在低空急流、低层切变线、西南低涡以及充分的水汽供应下形成。由于这次暴雨过程具有突发性、强降水集中、位于地形过渡区等特点,下面将重点分析这次强降水过程中的重力波特征,重点揭示重力波对降水的触发作用。

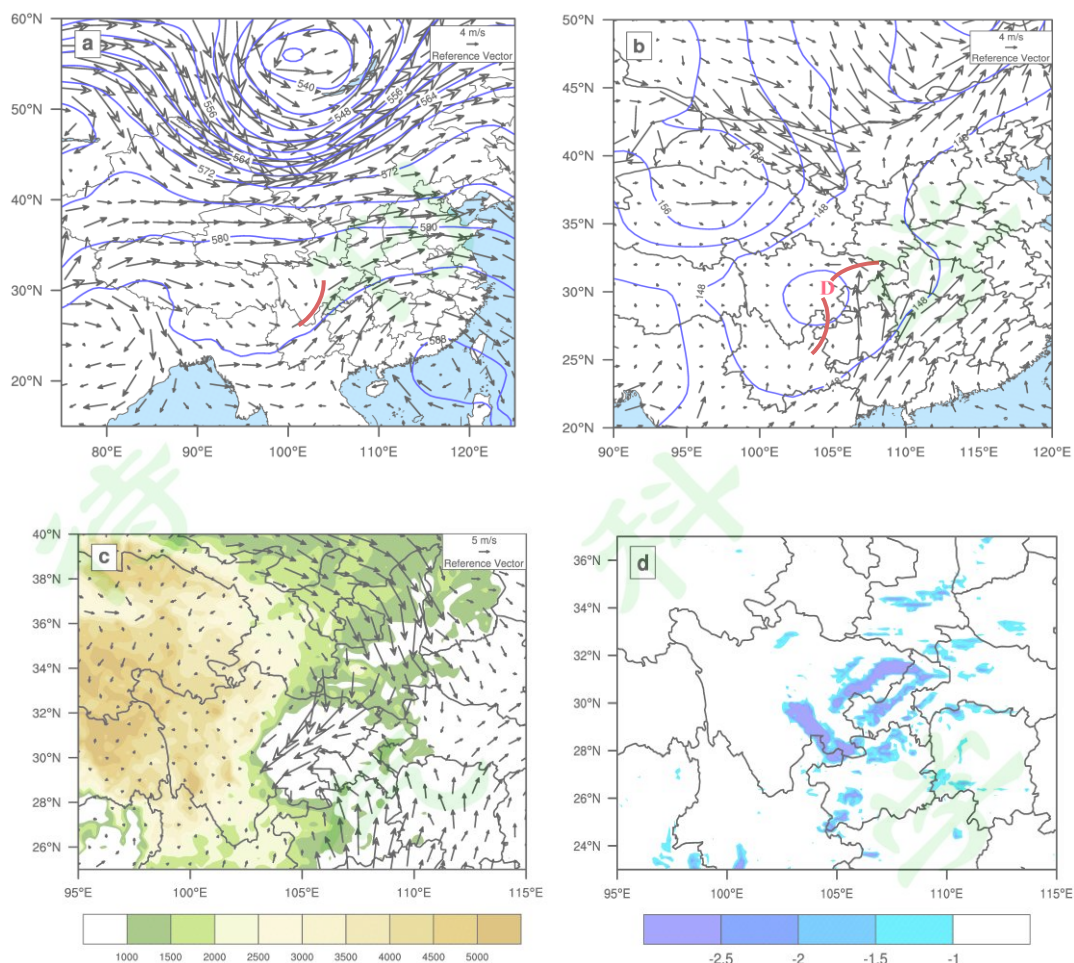


图2 2018年5月21日00时(a) 500hPa天气形势(b) 850hPa天气形势(蓝色等值线为位势高度,单位: dagpm, 棕色曲线表示切变线, “D”代表低压中心)和15时850hPa(c)风场(色阶为地形海拔高度,单位: m)和(d)水汽通量散度(单位: $10^{-6} \cdot \text{g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig.2 The distributions of (a) geopotential heights at 500hPa (blue line; units: dagpm, The brown curve represents the shear line, "D" represents the low pressure center) and wind vectors (units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 0000 UTC 21 May, (b) geopotential heights at 850hPa and wind vectors at 0000 UTC 21 May, (c) wind vectors and topography at 850hPa (shaded; units: m) and (d) water vapor flux divergence at 850hPa at 1500 UTC 21 May

2.重力波分析

2.1 重力波判识

从21日15时和16时的1h降水量分布(图3a、c)中可看出,15时3个降水大值中心呈V字状分布,到16时3个降水大值中心基本位于同一直线上,雨量呈强-弱-强-弱-强的波动状分布。从其对应前一小时(14时和15时)FY-2G卫星相当黑体温度图(图3b、d)上来看,14时降水落区有一V字型云带,随后偏西区域迅速发展,到15时发展为西北—东南向带状云区, $\text{TBB} < -62^{\circ}\text{C}$ 的冷云面积覆盖川南地形坡区及其前方平原地区,表明此区域存在深厚对流系统。云内有多组呈波动状排列的冷云核心区($\text{TBB} < -82^{\circ}\text{C}$),冷云核心区与降水大值中心位置一致,对降水中心有指示意义。降水落区的

波动状排列可能是受到了波动扰动的影响，接下来进一步论证此猜想。

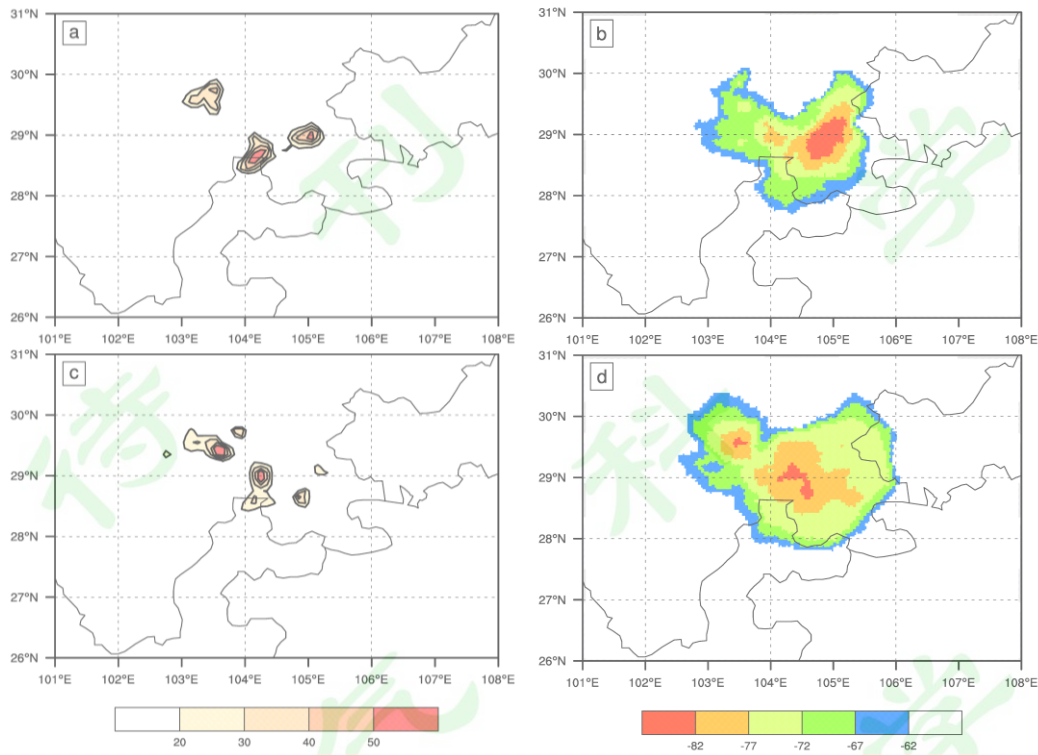


图3 2018年5月21日15时(a)、16时(c)1h降水量（单位：mm）和14时(b)、15时(d)FY-2G卫星云图（单位：℃）

Fig.3 The distribution of 1h accumulated precipitation at 1500 UTC 21 May(a) and at 1600 UTC 21 May(b),FY-2G satellite images (unit: °C) at 1400 UTC 21 May(c) and at 1500 UTC 21 May(d)

图4a为ERA5再分析资料中5月21日10时350hPa上垂直速度场分布。不难看出，在四川地区有一条明显的西北-东南向的正负值链式场存在，对应交替的上升-下沉气流，垂直速度大值中心超过 $0.7 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 。同时刻同位置的250hPa水平散度场（图4b）也表现出同样的波动状态。降水带（图1a）与垂直速度以及水平散度的链式分布区域基本一致，初步表明在这次降水过程中可能存在重力波的影响。

通过重力波极化特征从观测和模拟数据中提取重力波是定量识别与研究波动的重要方法。基于重力波波动中扰动垂直涡度与扰动水平散度的位相差是 $\pi/2$ 的极化特征（Lu et al., 2005），对图4a中实线AB上10时350hPa的扰动垂直涡度以及扰动水平散度进行小波交叉谱分析。小波交叉谱分析是通过交叉小波变换和小波相干性来检验两个时间或空间序列之间的时频空间关系的有效方法，在此用于确定重力波的位置和时空特征，有助于研究重力波的发展和演变（李驰钦，2018）。

扰动水平散度和扰动垂直涡度的计算公式如下：

$$D = \frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y} \quad (1)$$

$$\zeta = \frac{\partial v'}{\partial x} - \frac{\partial u'}{\partial y}. \quad (2)$$

其中 u', v' 为水平方向上扰动速度（高守亭，2007）。图 5 中有两个明显的小波交叉谱能量的高值区，一个位于距离 A 点 500-740km 范围内，且这个能量高值区中的扰动垂直涡度与扰动水平散度基本同相，不符合重力波的极化性质；另一个波谱能量大值区贯穿距离 A 点的 650km 范围内，波长集中于 150km 左右，扰动垂直涡度与扰动水平散度相位差符合重力波的极化性质，同时也与上图所观察到的垂直速度链式分布区域吻合，可以确认重力波的存在。

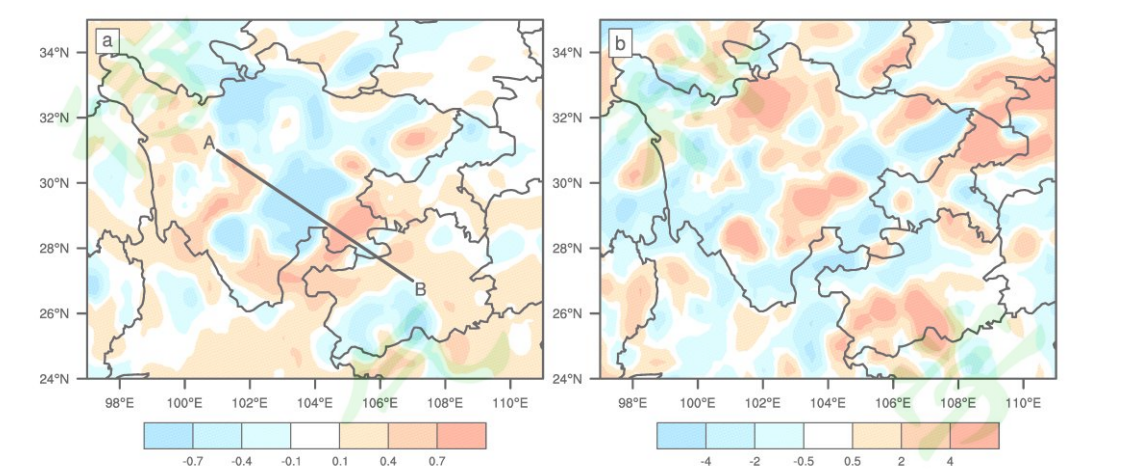


图4 2018年5月21日10时(a)350hPa垂直速度（单位： $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ ）(b)250hPa散度场（单位： $10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$ ）
（黑色粗实线AB（101°E, 31°N~107°E, 27°N）表示下图所用剖面位置）

Fig.4 The distribution of (a) vertical velocity at 350hPa (shaded, unit: $\text{Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) and (b) horizontal divergence (shaded, unit: $10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$) at 250 hPa at 1000 UTC 21 May (the black solid line " AB " (101°E, 31°N~107°E, 27°N) indicates the profile position used in the following figure)

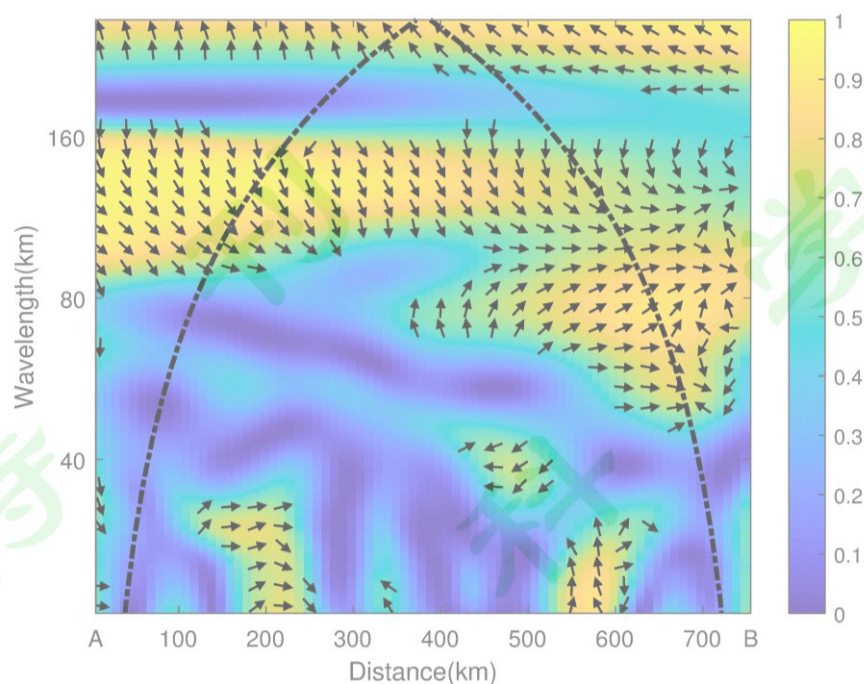


图5 2018年5月21日10时沿图4a实线AB的350hPa扰动垂直涡度与扰动水平散度小波交叉谱分析(横轴为距离A点的水平距离,色阶为小波序列相关系数,箭头向下表征扰动垂直涡度的位相落后扰动水平散度 $\frac{\pi}{2}$,点划线为影响域)

Fig.5 Wavelet coherence analysis of 350hPa perturbation vorticity and perturbation divergence along AB shown in Fig.4a at 1500 UTC 21 May.(The abscissa axis shows the horizontal distance from A; magnitude squared coherence (shaded); the down arrow indicates phase lag between the perturbation vorticity and divergence)

为进一步探讨重力波的时频特征,对图4a实线AB上降水大值中心即距离A点300km处350hPa上垂直速度的时间序列进行小波分析。从图6a可看出在此区域存在周期为5h左右的波动,且在强降水发生前1小时即12时前后波动能量最强,这与图1b分析突发性降水发生时间十分吻合。上述分析表明,此次山地突发性暴雨受到了波长约为150km,周期为5h的重力波活动的影响,属于典型的 β 中尺度天气系统诱发的暴雨事件。那么重力波是怎样产生并触发此次突发性暴雨过程的呢?下面将从动力学角度进一步探究重力波的产生及其对暴雨的作用。

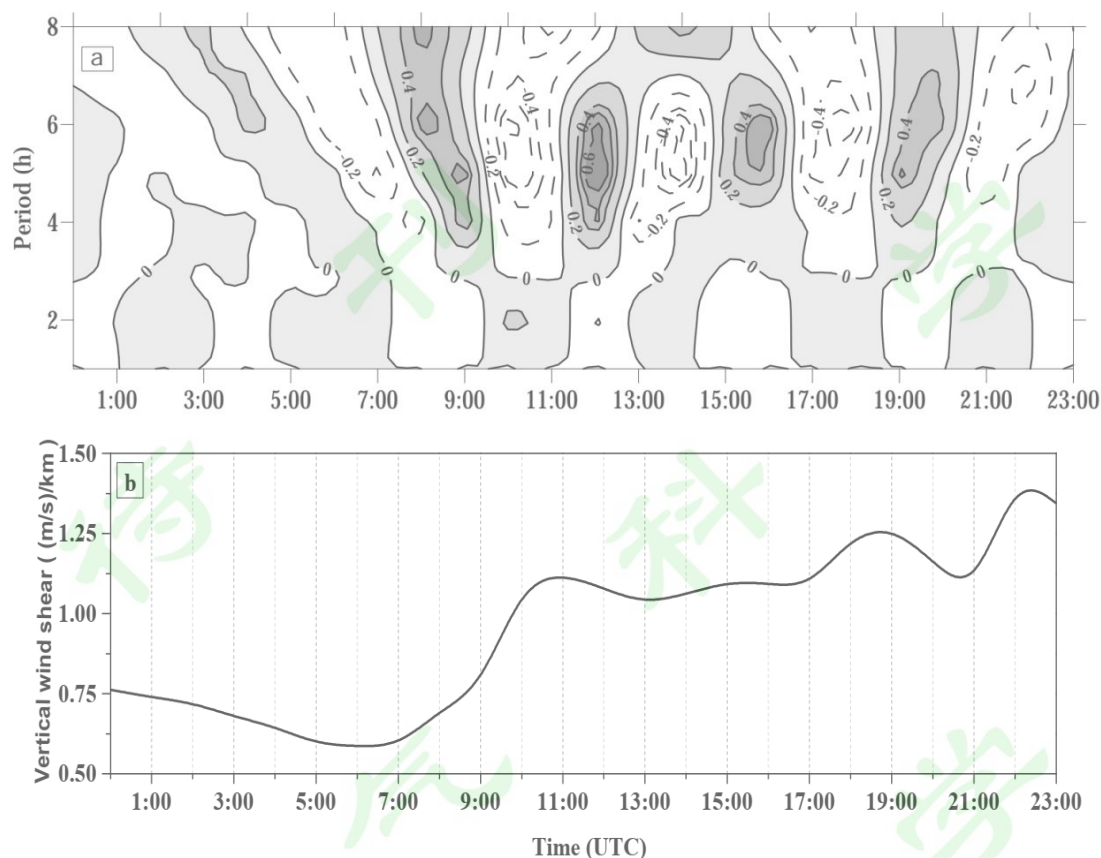


图6 2018年5月21日(a)实线AB上距离A点300km处350hPa的垂直速度时间序列小波分析图(实线为正值,虚线为负值)和(b)地形坡区内(距离A点300km内的矩形范围即 $101^{\circ}\sim 103.5^{\circ}\text{E}$, $29.5^{\circ}\sim 31^{\circ}\text{N}$)500hPa与900hPa之间的区域平均垂直风切变(单位: (m/s)/km)

Fig.6 (a) Wavelet analysis of 350hPa vertical velocity at a distance of 300km from A on the solid line AB(solid line is positive, dotted line is negative) and (b) Mean vertical wind shear (units: (m/s)/km) in the terrain slope area($101^{\circ}\sim 103.5^{\circ}\text{E}$, $28^{\circ}\sim 29.5^{\circ}\text{N}$) on May 21, 2018

2.2 重力波形成机制

一般认为,重力波的激发主要与地形作用、基本气流在垂直方向的切变不稳定以及积云对流有关。四川省西部特殊的陡峭地形经常导致波动的产生,此次重力波辐合辐散链式分布区域最早出现在图4a中A点所示的川西高原上,在高空西北气流的引导下逐渐向下游传播。在重力波被激发的地形坡区,低层有沿地形上坡方向运动的爬坡气流,高层气流越过川西高原沿地形背风坡下沉,这样的高低层风切变有利于激发重力波(图6b),然后重力波向东传播并由于能量频散而逐渐减消亡。从图6可以看出,6时开始,地形坡区内高低层之间风垂直切变增加,与此同时距离A点300km处(位于地形坡区下游)的波动能量开始增大,波动快速发展(图6a)。10时之后,地形坡区内的垂直风切变基本维持在一个相对的大值范围内,下游波动持续发展。地形坡区高低层风切变激发重力波,不断为波动提供不稳定能量,使得波动持续发展。可见,地形强迫是四川山地重力波形成的重要外因。

在大气层结稳定条件下，较强的垂直风切变可导致重力波发展，理查逊数（ R_i ）作为大气热力-动力稳定度判据被广泛应用于诊断大气中由切变不稳定引起的重力波。一般将 $R_i < 1/4$ 作为重力波不稳定发展的条件，此时重力波可从基本气流中汲取能量而发展（寿绍文等，2009）。当大气层结稳定时， R_i 数越小所对应的垂直切变不稳定就越大。理查逊数得计算公式为：

$$R_i = \frac{gZ^2(\frac{\partial T}{\partial Z} + \gamma_d)}{TU^2} \quad (3)$$

其中， γ_d 为干绝热递减率， $Z = \sqrt{Z_1 Z_2}$ ， Z_1 、 Z_2 分别代表上下两层的高度值。鉴于有重力波发生时大气要素的垂直分布往往很不均匀，则计算气温直减率以及垂直风切变时宜采用对数差分法（李国平等，2002）。由于500hPa以上均为大气稳定层结（参见图11），所以重点关注其动力因子也就是垂直风切变的作用。图7a、c、e、g为350hPa上理查逊数分布图。与前述中尺度重力波出现的位置以及降水区域相比，重力波发生位置和降水落区均与 $R_i < 1/4$ 低值区相对应，但不是所有 R_i 小值区都有重力波的产生，由此也说明切变不稳定只是重力波产生的机制之一。

进一步分析发现，21日03时在波动生成区（Z1区：102°E-104°E，29°N-31°N） R_i 最小，表明此区域有强烈的垂直切变不稳定，但此时重力波还未产生；到06时， R_i 数的突然增大对应着垂直风切变的减小，基本气流中的动能不断转化为扰动动能，从而为重力波的发生发展提供能量。重力波激发的过程中，波动生成区内 R_i 数低值区迅速消失，而在下游区域（Z2区：104°E-106°E，28°N-30°N） R_i 数的低值区开始发展。为更直观地描述理查逊数的变化与重力波之间的关系，图8给出了两个波动关键区（图7中的Z1和Z2）内理查逊数与重力波随时间的演变。由于重力波活动中的强上升、下沉运动会导致等熵面的波动，等熵面厚度的变化可以间接描述波动的变化，因此我们利用等熵面波动幅度最大处，也就是强上升下沉中心所在高度即200~300hPa之间的位温厚度（ $\Delta\theta = \theta_{200\text{hPa}} - \theta_{300\text{hPa}}$ ）来表征重力波对应的槽脊（高值表示波脊，低值表征波槽）。图8a直观反映了两个关键区内 R_i 数低值区随时间的变化，Z2区内 R_i 数低值区的发展比Z1区滞后约一个波动周期，并且在03:00-06:00之间Z1区内 R_i 数低值区迅速减小时，下游Z2区内 R_i 数低值区持续发展。此后，Z2区新生成的 R_i 数低值区的范围和强度随时间逐渐增大，10时后开始减少，到12时也就是强降水突发前1h迅速消失。在13时~16时也就是强降水突发时段（参见图1b），Z2区内 R_i 数低值区所占面积不足其所在区域的5%，16时切变不稳定又开始重新发展，到19时又迅速衰减。图8b可以看出，6时之后，Z1区内的波动比Z2区提前出现，这证实了波动的传播是从A点到B点。此外，两处的波动都在10时-16时比较明显，且在16时后Z1区内波动逐渐消失。从图8c上可见Z2区内 R_i 数低值区的发展明显早于波动发生时间，并且当波动活跃时， R_i 数低值区的发展陷于停顿。图8d可以看出，Z1、Z2两区的降水均出现在10时之后，降水开始发生的时间与重力波波动较为活跃的时段相对应。由此看来， R_i 数的低值区位于重力波传播方向的下游且先于波动发生，表明此次重力波事件中切变不稳定先于波动生成，进而诱发重力波产生，并且对降水落区以及波动的传播路径有较好指示意义。此外还发现，由于基

本气流能量和波动扰动能量相互转换，随着波动的不断发展，切变不稳定减弱；反之当波动开始衰减，切变不稳定又重新发展。因此，切变不稳定（Kelvin-Helmholtz 不稳定）可认为是四川山地重力波形成的一种重要机制（内因），理查逊数对重力波移动路径有着很好地指示意义。

除此之外，在大气质量和动量失衡的非地转状态时，地转调整的过程中可以激发重力波。Zhang 和 Koch（2000）用几种不同的大气不平衡诊断量对美国东海岸一次中尺度重力波事件进行分析，发现非线性平衡方程（NBE）对于非平衡流的诊断效果较好。非线性平衡方程表示为：

$$\Delta NBE = 2J(u, v) + f\delta - \nabla^2\phi - \beta u \quad (4)$$

式中， ϕ 为位势高度， ∇^2 为二维拉普拉斯算子， u 、 v 分别为水平风的纬向、经向分量， J 为雅克比算子， f 为科里奥利参数， δ 为相对（垂直）涡度， $\beta = \frac{\partial f}{\partial y}$ 为罗斯贝参数。通常，将 ΔNBE 的非零值区看作具有较强不平衡性的区域，且波动一般形成于 ΔNBE 的极值区。另外，非地转平衡特征也可用罗斯贝数（ R_0 ）来表征， $R_0 > 0.5$ 时被认为是地转调整过程中可能产生中尺度重力波的条件（Koch and Christopher, 1997）。从图 7b、d、f 和 h 中可看出， $R_0 > 0.5$ 区域以及 ΔNBE 极值区与重力波活动区域基本一致，但罗斯贝数大值区与 ΔNBE 极值区并不完全对应， ΔNBE 大值区更接近重力波产生区，对非地转平衡的诊断效果更好，由此可认为非地转平衡运动也是此次重力波的触发机制之一。

Koch 和 Dorian（1988）提出非地转平衡导致的地转适应过程和切变不稳定可以同时作为重力波的触发机制，因此综合以上结果可认为本文分析的重力波是地形扰动、切变不稳定以及非地转平衡三者的共同作用下触发形成的，其中表征切变不稳定的理查逊数对波动传播方向以及降水落区的指示能力较强。

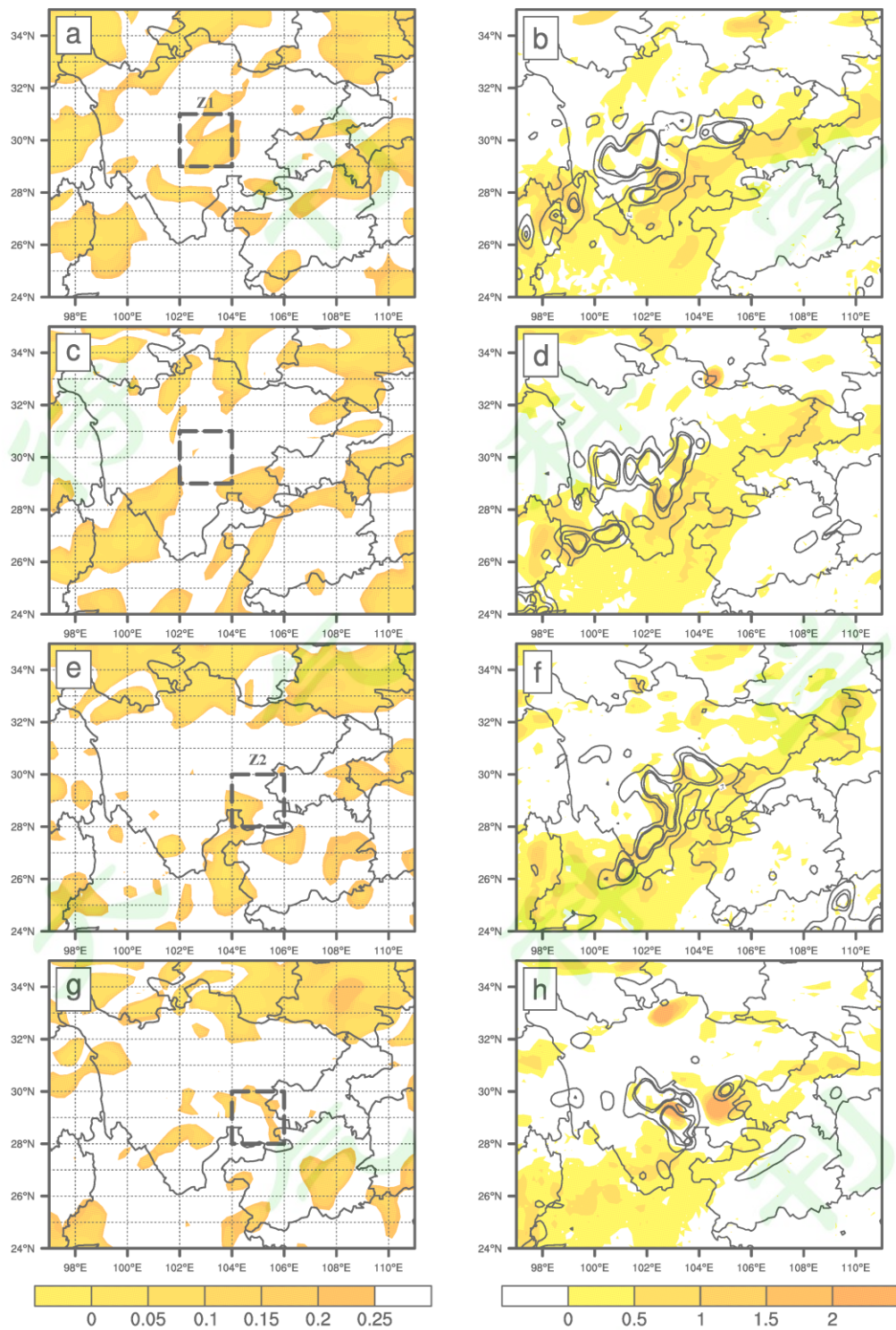


图7 2018年5月21日03时(a)、06时(c)、12时(e)、17时(g) 350hPa 理查逊数的分布(图中方框 Z1, Z2 为波动关键区)以及03时(b)、06时(d)、12时(f)、17时(h) 400hPa ΔNBE (色阶)和罗斯贝数(等值线表示 $R_0 > 0.5$)分布

Fig.7 The distribution of Richardson number at 350hPa at (a)0300 UTC ,(c) 0600 UTC,(e) 1200 UTC,(g) 1700 UTC 21 May(The area circled in the box are the two selected feature areas), and distribution of ΔNBE and Rossby number at 400hPa at (b)0300 UTC ,(d) 0600 UTC,(f) 1200 UTC,(h) 1700 UTC 21 May

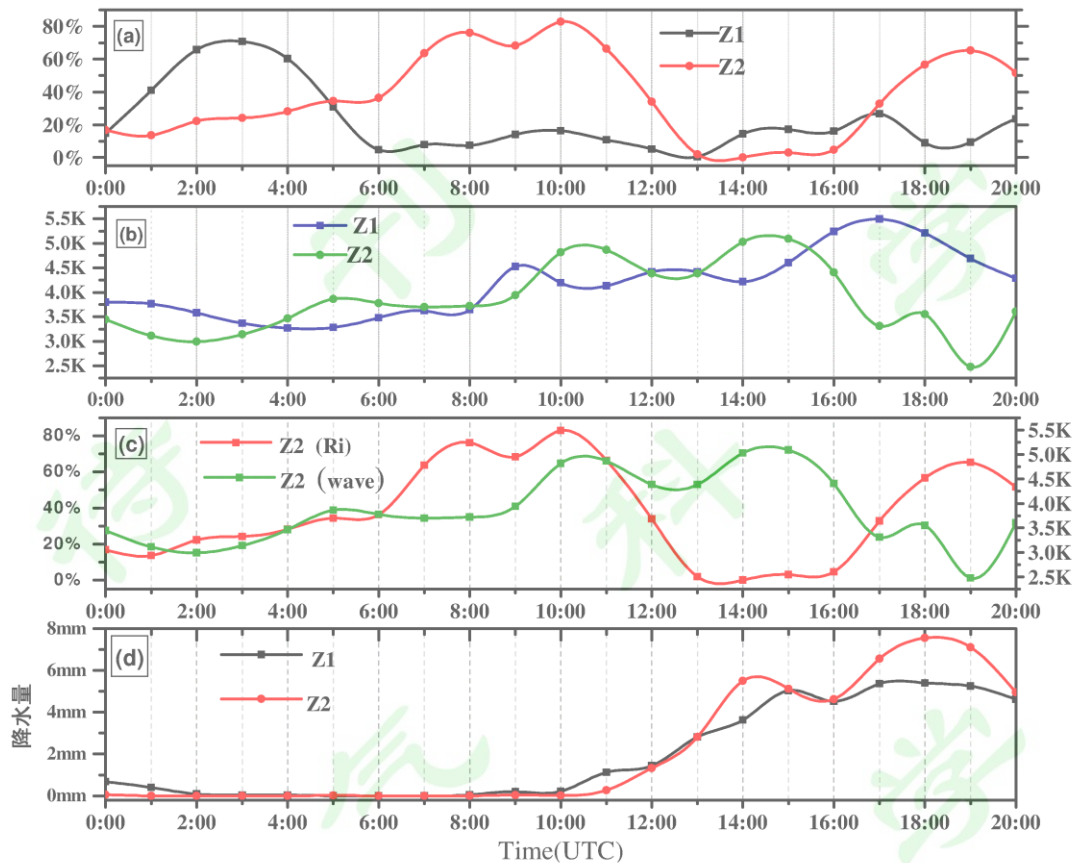


图8 2018年5月21日(a)图7中Z1、Z2两个区域内理查逊数低值区占本区域面积的百分比 ($R_i < 0.25$ 的格点数/总格点数), (b)距离A点200km(位于Z1)和600km处(位于Z2)位温厚度($\Delta\theta = \theta_{200hPa} - \theta_{300hPa}$), (c)图7中Z2区域内理查逊数低值区占本区域面积的百分比和位温厚度, (d)Z1、Z2两个区域的区域平均降水量时间序列图

Fig.8 The distribution of (a) the percentage of the area with low Richardson number in Z1 or Z2 (the number of grid points where $R_i < 0.25$ divided by the total number of grid points), (b) potential temperature thickness ($\Delta\theta = \theta_{200hPa} - \theta_{300hPa}$) at 200km (at Z1) and 600km (at Z2) from point A, (c) the percentage of the area with low Richardson number and potential temperature thickness in Z2, (d) the regional average precipitation of Z1 or Z2 on May 21, 2018

3.重力波对暴雨的作用

3.1 山地暴雨中的重力波特征

为进一步讨论暴雨过程中的重力波结构,沿图4a中实线AB做垂直速度、散度和位温剖面。从图9中可见有明显的上升-下沉-上升的交替式分布特征从剖面左侧地形上方不断向下游移动,且上升下沉运动分别对应高层辐散、低层辐合或高层辐合、低层辐散的流场,这样的配置有利于深厚对流的形成,为之后的降水提供动力条件。等位温面上存在小振幅的波动,在上升(下沉)气流和下沉(上升)气流之间亦对应着等位温线

的波槽（波脊），波动在高层更为明显。这与 Koch 和 Christopher（1997）提出的等位温面波动槽（脊）落后垂直速度场下沉（上升）气流 $\pi/2$ 位相的重力波垂直结构相一致。

进一步分析得出，21 日 6 时重力波在图 9a 中左端地形上方形成，随时间向下游传播发展，至 9 时（图 9b）波动一直维持在 600-200hPa（4-12km）高度范围内。到 21 日 10 时（图 9c），垂直速度强度达到最强，波动垂直范围扩大 2 倍，最强上升支从地面延伸至 100hPa（16km），几乎贯穿整个对流层。值得注意的是，此时波动区域在低层突然出现数值大于 $5\text{m}/(\text{s.km})$ 的强垂直风切变，催生切变不稳定，导致重力波振幅加大。另外，低层急流受地形影响转向产生气旋式旋转，整个盆地处于正涡度区中，而背景场涡度的增加也有利于重力波振幅增加（覃卫坚等，2007）。10 时之后，原有清晰的重力波的结构开始变得复杂，散度场上辐合、辐散中心交替分布的结构解体，高层以辐散为主；垂直速度场上原来位于距离 A 点 300km 处的上升运动强度和范围迅速增大，最强上升中心上移至 200hPa 附近，表现为覆盖整个降水区域且具有多个强上升中心的对流系统。等位温面上波动振幅明显增加，且波峰、波谷相继经过对流区。与此同时，上升运动的强弱也随着重力波的传播而发生振荡变化，例如 13 时（图 9d），在距离 A 点 200~500km 范围内存在两个上升运动大值区，此时等位温面出现波槽-波脊-波槽的波动形式。随着重力波向下游的传播，到 15 时等位温面上原来波脊（槽）变为波槽（脊），重力波的通过使得原来左侧较弱的上升运动迅速发展，右侧强的上升运动减弱（图 9e），这种垂直速度场的周期性变化能够直观地描述重力波对于中尺度对流系统的影响。从 16 时开始，重力波结构变得不规则，振幅逐渐减弱，波动逐渐消亡，至 19 时已很难分辨出波动特征（图 9f），这与上一节提到的理查逊数的演变时间一致。

当波动触发对流的时间与波动强迫时间相近，且初始对流与波动以固定位相传播时，根据 Wave-CISK 理论，两者之间可以形成正反馈机制（Zhang and Fritsch,1986）。对比实线 AB 上 1h 累计降水量（图 10），发现降水有明显的波动状分布，最大降水位置与上升运动中心相对应，落后等位温（等熵）面波脊 $\pi/2$ 位相，降水强度与对流强度相比有 1 小时左右的滞后。重力波与降水的这种对应关系充分体现了在中尺度重力波影响下降雨的阵性特征。故可以认为重力波作用下对流系统的交替发展是导致此次山地暴雨具有波状降水落区的主要原因。重力波的上升—下沉结构提供了维持对流发展的辐合—辐散这一挟卷机制，使得低空水汽不断辐合并向高空输送，组织初期对流的发展；对流发展到旺盛时期，产生降水，同时形成的旺盛积云起到类似于地形的屏障作用而阻滞重力波的传播，而对流中的强上升运动又触发新的重力波产生。综上所述，此次山地突发性暴雨过程中，对流系统与重力波具有耦合作用（正反馈机制），重力波对暴雨发生发展有显著影响，下面将从不稳定能量角度进一步分析山地重力波对暴雨的触发作用。

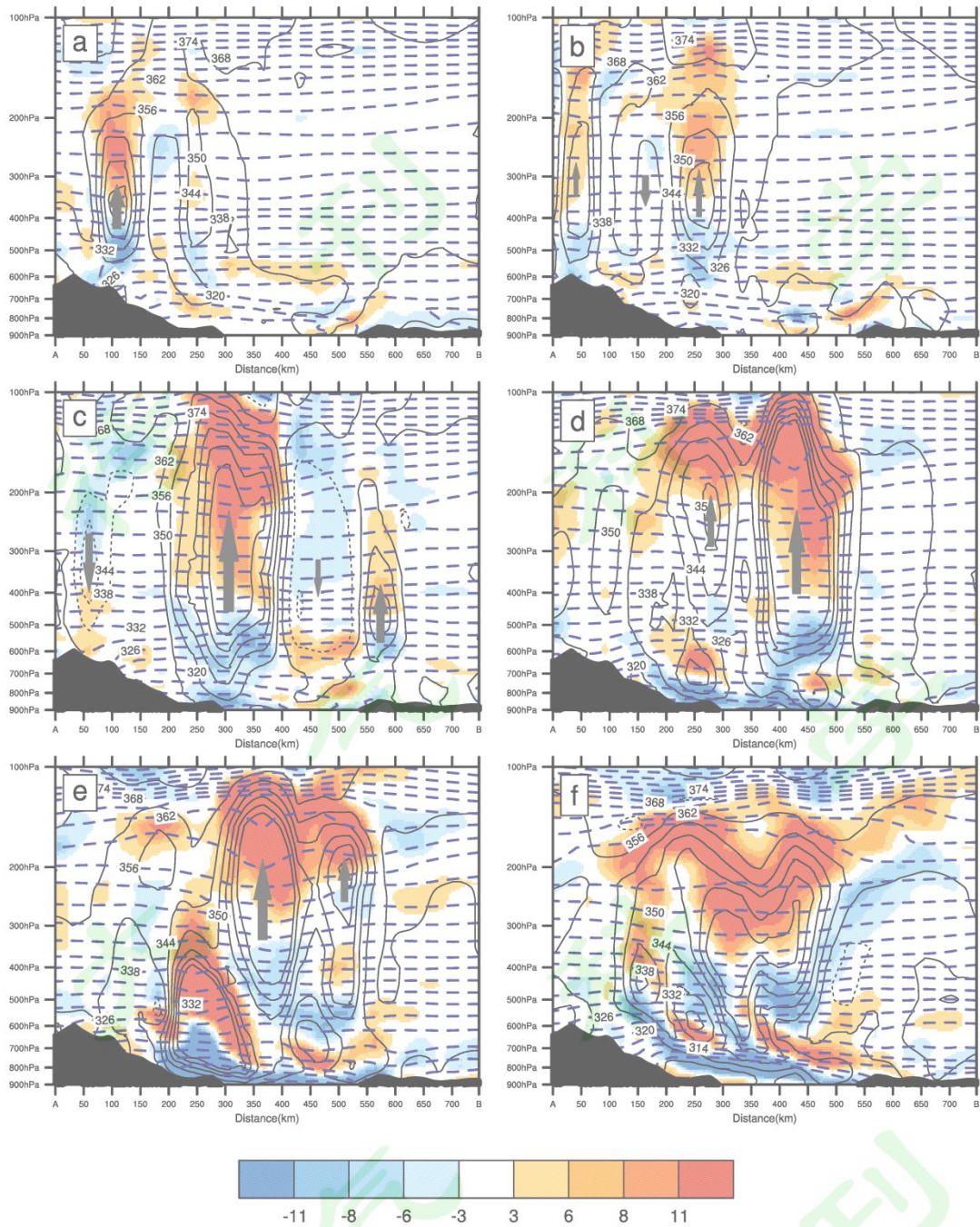


图9 沿图 4a 实线 AB 垂直剖面上 2018 年 5 月 21 日 7 时(a)、9 时(b)、10 时(c)、13 时(d)、15 时(e)、19 时(f) 垂直速度 (黑色等值线间隔为 $0.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 负值为虚线表征下沉运动)、水平散度 (色阶, 单位: $10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$) 和位温 (蓝色虚线, 单位: K)

Fig.9 Vertical cross section (see Fig. 4a) of divergence (shaded, units : $10^{-5} \cdot \text{s}^{-1}$), vertical motion (black solid line every $0.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, direction and size indicated by large arrows) and potential temperature (blue dotted lines every 4 K) for 0700UTC (a), 0900UTC (b), 1000UTC (c), 1300UTC (d), 1500UTC (e) and 1900UTC (f) 21 May 2018

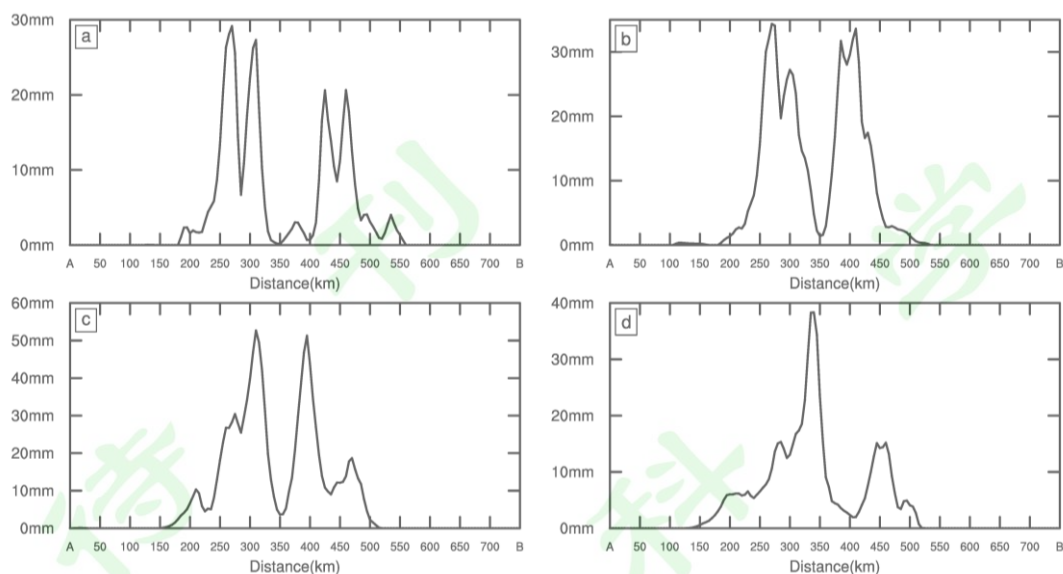


图10 2018年5月21日13时(a)、14时(b)、15时(c)、16时(d)沿AB剖面的1h降水量分布图

Fig.10 The distribution of 1h accumulated precipitation along AB (in Fig.4a) at 1300UTC (a), 1400UTC (b), 1500UTC (c), 1600UTC (d) 21 May 2018

3.2 重力波对不稳定能量的触发机制

暴雨的产生需要充沛的水汽和强烈的辐合上升运动，而不稳定能量释放是增强辐合上升运动的主要热力成因。图 11 为沿剖面 AB 的流场和对流稳定度的分布，对流不稳定判据为： $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z} < 0$ 。图中可看出低层存在对流不稳定层结，不稳定能量随波动的上升-下沉气流不断释放和累积。到 13 时，在距离 A 点 200-600km 范围内已经聚集了大量的不稳定能量，同时在 850hPa 出现了厚度约为 1km 的浅薄稳定层。

为了进一步说明重力波是如何触发突发性暴雨的，通过计算不稳定能量异常大值区（距离 A 点 200km-600km，750hPa-650hPa 范围）内平均动量通量（ $\overline{u'w'}$ ）来诊断重力波对低层不稳定能量的作用。由于本过程中低空急流位于 850hPa，风速最强可达 24m/s 以上。从风速剖面图上看，由 850hPa 向上风速迅速减小，到 800hPa 处风速已减小至 12m/s 左右，为避免低空急流风速脉动造成异常区内平均动量通量的偏差，异常区选择 750hPa-650hPa 高度范围以尽可能避免低空急流带来的影响。计算得到的异常区内平均动量通量（ $\overline{u'w'}$ ）均为负值，表明此区域受到波动能量下传的影响（为了更直观表示扰动能量输送的大小，在图中以绝对值 $|\overline{u'w'}|$ 表示）。此次重力波事件中波动能量的向下传播主要是因为在大低层出现所谓的临界层效应。一般将重力波传播方向上的背景风分量与重力波相速度相等的层结作为临界层，而临界层最突出的作用是可以吸收波动能量，导致波动迅速衰减（Booker and Bretherton, 1967）。

21 日 10 时开始，低层的东北低空急流迅速发展，重力波活动区域在 800hPa 到 700hPa 之间出现东北风与西南风的垂直风切变，存在垂直切变的上下层之间必然存在风速与重

力波相速度相同的临界层。在 U （平均纬向风）垂直分布随时间变化图（图 12a）上更为直观，随着低空急流的发展，10 时在 750hPa 附近有明显的纬向切变，750hPa 以上以西风为主，750h-900Pa 被较强的东风控制，因此可将 750hPa 看作为背景风过渡的临界层，低层临界层不断吸收上空的波动能量，从而形成波动能量下传。钟水新等（2014）也指出，由地形触发的重力波可以将相当大的水平动量传输到波动被吸收或者被耗散的区域，产生天气尺度强迫。

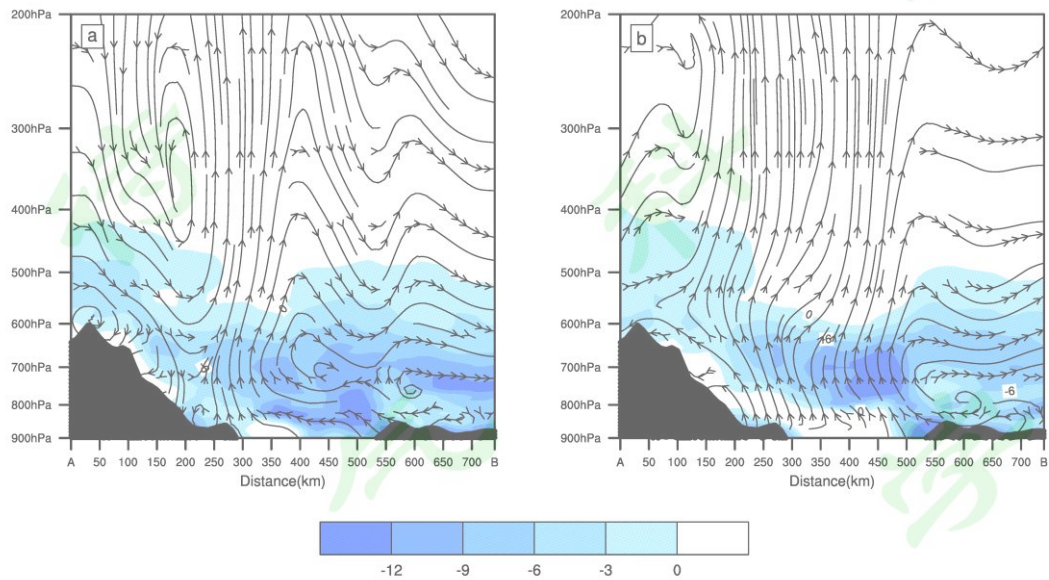


图11 沿图 4a 实线 AB 垂直剖面上 2018 年 5 月 21 日 10 时(a)、13 时(b)流场（流线）和对流稳定性（色阶，单位： $K \cdot km^{-1}$ ）

Fig.11 The distribution of flow field (streamline) and convective stability (shaded, units : $K \cdot km^{-1}$) along AB (in Fig.4a) at 1000 UTC (a) and 1300 UTC (b) 21 May 2018.

图 12b 可以看出，由于低层临界层的出现，10 时低层扰动动量开始加强，13 时扰动动量迅速增大，在 16 时达到峰值后减小，动量的强烈衰减标志着重力波发生破碎，这与上一节中分析的波动衰减时间一致。不稳定能量从波动扰动发生时开始累积，13 时达到峰值后迅速减小，意味着不稳定能量的释放。13: 00-16:00 时段对应动量通量的迅速增大与不稳定能量的减小，波动能量与不稳定能量的反相关关系再次证明由于波动扰动能量的下传使得低层扰动加强，触发不稳定能量的释放，辐合上升运动强烈发展，导致突发性暴雨的发生，从前面的分析也可以佐证，不稳定能量释放后的 3 小时（即 13:00-15:00）降水达到突发性暴雨标准。16 时开始随着波动的破碎，强降水迅速减弱。

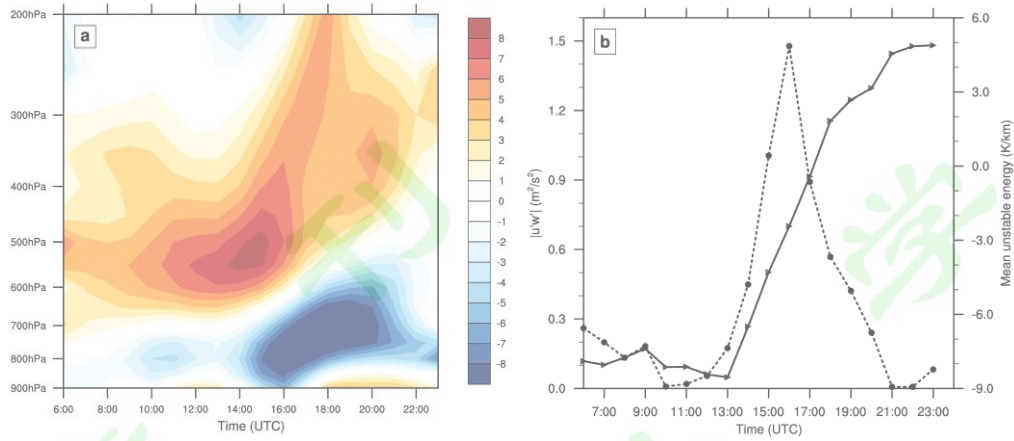


图12 (a)距离 A 点 350km 处 U 随时间变化图, (b)不稳定能量异常大值区内平均动量通量 $\overline{|u'w'|}$ (虚线, 单位: $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-2}$)与平均不稳定能量(实线, 单位: $\text{K} \cdot \text{km}^{-1}$)时间序列图

Fig.12 (a) Time variation of U (mean zonal wind) at 350km from A and (b) time variation of momentum flux

($\overline{|u'w'|}$, dashed) and instability energy ($\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z}$, solid) (averaged over 750~650hPa, within 200~600km of A).

就整个过程而言（图 13），由于重力波的波动结构建立了低层辐合—高层辐散的流型，使得低层水汽辐合上升，输送到高空形成有组织的对流云。与此同时，波动的下沉支气流促使低层不稳定能量累积；低空急流产生的临界层效应导致波动扰动能量下传，触发不稳定能量释放，进一步加强对流，最终引起此次山地突发性暴雨。

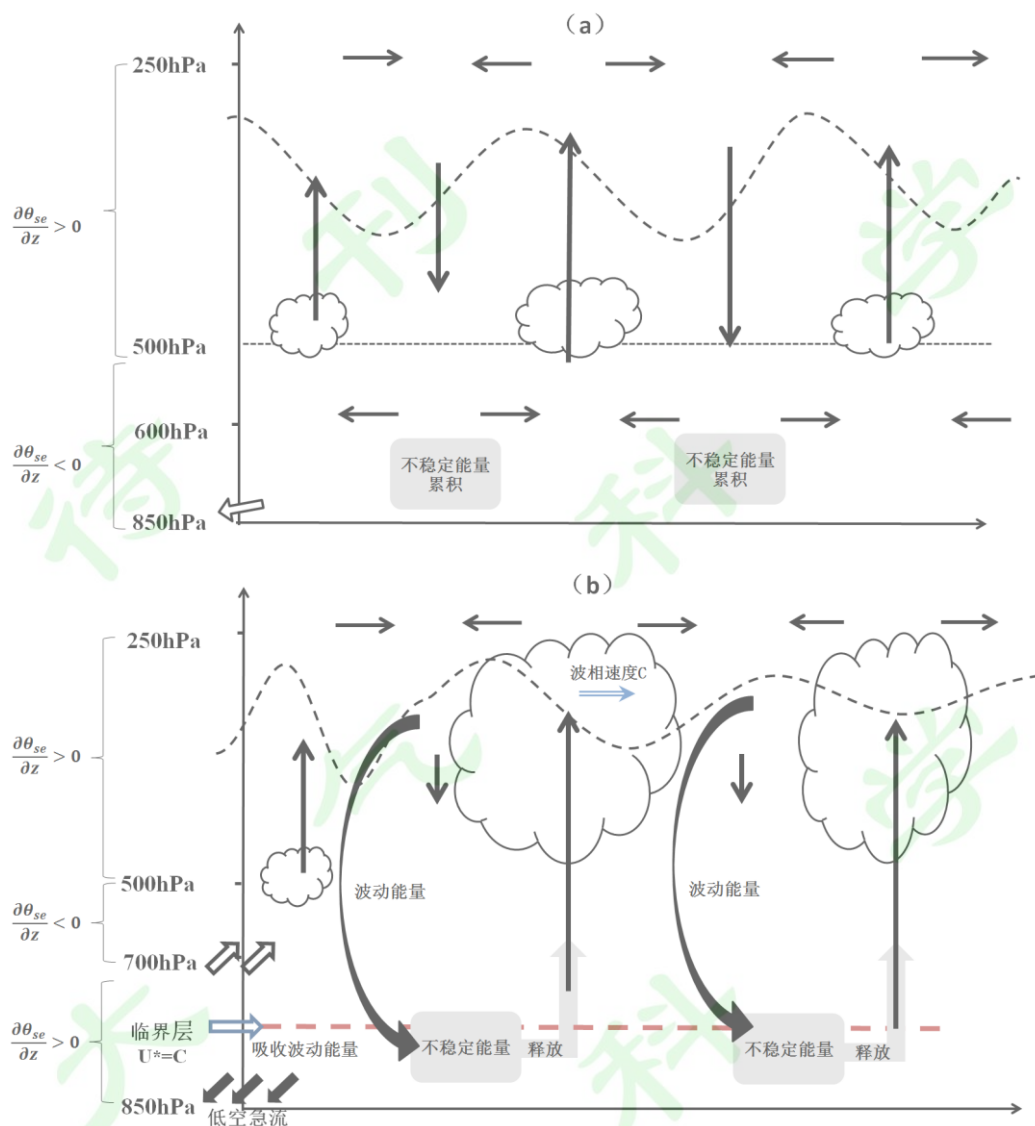


图13 山地突发性暴雨过程中重力波触发不稳定能量机制示意图 (a)不稳定能量累积阶段,(b)波动能量下传触发不稳定能量释放阶段(波状虚线表示重力波(等位温面波动),细箭头表示水平或垂直运动,粗箭头表示风场, $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z}$ 为对流不稳定判据,红色虚线表征临界层位置)

Fig.13 Schematic diagram of mechanism of unstable energy triggered by gravity wave during sudden rainstorm in mountain area. (a) the instable energy accumulation stage, and (b) the instable energy release stage triggered by the wave energy down transmission (wavy dotted line represents gravity wave; thin arrows indicate horizontal or vertical movement; thick arrow indicates wind field; $\frac{\partial \theta_{se}}{\partial z}$ is the criterion of convective instability; red dotted line indicates the position of critical layer)

4.结论

通过对 2018 年 5 月 21-22 日发生在四川盆地西南部一次山地突发性暴雨过程中重力波产生和传播的天气动力学分析,得到了以下几点认识:

(1) 此次山地突发性暴雨受低层切变线和西南低涡的共同影响, 东北低空急流因地形阻挡转向在盆地东南部形成正涡度中心。输送低纬水汽的偏南气流遇地形转为偏东气流并与东北低空急流产生强辐合, 导致强烈上升运动, 积云对流发展, 水汽被输送到高空, 为强降水发生孕育条件。

(2) 此次山地突发性暴雨过程中有西北-东南向的重力波覆盖四川地区大部, 重力波的波长为 150km, 周期为 5h, 属于典型的中尺度重力波。

(3) 此次暴雨过程中的重力波是在地形、切变不稳定以及非地转平衡三者的共同作用下形成, 理查逊数对波动传播方向和降水落区有很好指示作用。

(4) 重力波的峰谷结构有利于初始对流的组织化, 波动中的上升支气流将低层水汽输送到高空同时加强对流, 而下沉支气流有利于低层不稳定能量不断累积。在低空急流临界层效应的影响下, 重力波的能量下传并触发低层不稳定能量释放, 促进上升运动加强, 对流进一步发展, 这种正反馈机制最终产生突发性暴雨。

本文仅为个例研究, 文中提出的重力波对于山地突发性暴雨的触发机制能否适用于其它山地突发性暴雨事件, 有待今后更多个例的验证与完善。

参考文献 (References)

Booker J R, Bretherton F P.1967.The critical layer for internal gravity waves in a shear flow[J]. Journal of Fluid Mechanics , 27: 513-539.

Bretherton F P .1969. Momentum transport by gravity waves[J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 95:213-243.

Du Yu, Zhang Fuqing.2019.Banded convective activity associated with mesoscale gravity waves over southern China[J].Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 124:1912-1930.

高守亭.2007.大气中尺度运动的动力学基础及预报方法[M].北京:气象出版社, 215pp.
Gao Shouting.2007.The Dynamical Basis and Predictive Method in Atmospheric Mesoscale Motion(in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press,215pp.

Koch S E, Dorian P B.1988.A mesoscale gravity wave event observed during CCOPE.Part III: wave environment and probable source mechanisms[J]. Monthly Weather Review, 116:2570-2592.

Koch S E, Christopher O'Handley.1997.Operational forecasting and detection of mesoscale gravity waves[J]. Weather and Forecasting, 12:253-281.

Lane T P, Zhang F.2011.Coupling between gravity waves and tropical convection at mesoscales[J]. Journal of Atmospheric Sciences, 68:2582-2598.

- 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 Maicun.1978. The effect of gravity waves on triggering the torrential rainfall[J]. Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese), 2(3):201-209.
- 李国平, 赵邦杰, 卢敬华. 2002.青藏高原总体输送系数的特征[J].气象学报,60(1):60-67. Li Guoping, Zhao Bangjie, Lu Jinghua.2002. Characteristics of bulk transfer coefficients over the Tibetan Plateau[J].Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 60 (1) :60~67.
- 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 Chiqin, Zuo Qunjie, 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 (in Chinese), 76(6):904-919.
- Lu C, Koch S, Wang N. 2005. Determination of temporal and spatial characteristics of atmospheric gravity waves combining cross-spectral analysis and wavelet transformation[J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 110:1-11.
- Liu L, Ran L K, Gao S T.2018.Analysis of the characteristics of inertia gravity waves during an orographic precipitation event[J]. Adv. Atmos. Sci , 35:604-620.
- 覃卫坚,寿绍文,李启泰,等.2007.影响惯性重力波活动规律的动力学因子研究[J].高原气象,26(3):519-524. Qin Weijian, Shou Shaowen, Li Qitai, et al.2007.Research on the dynamics factors influencing development of inertial gravity waves[J].Plateau Meteorology. (in Chinese), 26(3):519-524.
- 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 Lingkun, Chu Yanli, Gao Shouting.2009. Application of Energy-Casimir method to the study of mesoscale disturbance stability [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese),67 (4): 530–539.
- 寿绍文, 励申申, 寿亦宣,等. 2009.中尺度气象学[M]. 北京:气象出版社,55 - 56. Shou Shaowen, Li Shenshen, Shou Yixuan, et al. 2009. Mesoscale Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press,55 - 56.
- Uccellini L W, Koch S E.1987.The synoptic setting and possible energy sources for mesoscale wave disturbances[J]. Monthly Weather Review, 115:721-729.
- 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 Wen, Liu Jia, Cai Xiaojun.2011.Impact of mesoscale gravity waves on a heavy rainfall event in the east side of the Tibetan Plateau[J]. Transactions of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34(6):737-747.
- 王文,程攀.2013.一次暴雨过程数值模拟与诊断分析[J].气象与环境学报,29(1):1-11.

- Wang Wen, Cheng Pan.2013.Numerical simulation and diagnostic analysis of a rainstorm process[J]. Journal of Meteorology and Environment(in Chinese), 29(1):1-11.
- 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 Di, Wang Chenghai, He Guangbi.2016.Gravity wave characteristics in two summer heavy rainfall in the Qinghai-Xizang Plateau[J]. Plateau Meteorology(in Chinese), 35(4):854-864
- 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 Dong, Tian Wenshou, Chen Zeyu, 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(in Chinese), 59(3):791-802.
- 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 Xiaofeng, Sun Zhaobo.2003.Dynamic study on influence of gravity wave induced by unbalanced flow on Meiyu front heavy rain[J]. Acta Meteor Sinica (in Chinese),61 (6):655-660.
- 徐燚,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 Yi, Yan Jinghua, Wang Qianqian, et al.2013.A low-level gravity wave triggering mechanism for rainstorm of warm zone in south China[J], Plateau Meteorology(in Chinese), 32(4):1050-1061.
- 朱莉,丁治英,张腾飞,等.2010.重力波与低纬高原地区 M β CSs 地域特征关系的研究[J].大气科学学报,33(5):561-568. Zhu L, Ding Z Y, Zhang T F, et al.2010.Relationship between gravity wave and M β CSs's local features on low latitude plateau[J]. Transactions of Atmospheric Sciences(in Chinese), 33(5):561-568.
- 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 Yun, Xiong Jiangang, Wan Weixing.2011.Analysis on the global morph-ology of middle atmospheric gravity wave[J]. Chinese Journal of Geophysics(in Chinese),54(7):1711-1717.
- 钟水新,陈子通,黄燕燕,等.2014.地形重力波拖曳参数化方案在华南中尺度模式 (GRAPES)中的应用试验[J].热带气象学报,30(3):413-422. Zhong Shuixin, Chen Zitong, Huang Yanyan, et al.2014.Applying orography induced gravity wave drag parameterization to GRAPES model[J]. Journal of Tropical Meteorology (in Chinese), 30(3):413-422.
- Zhang D L, Fritsch J M.1986.Numerical simulation of the meso- β scale structure and evolution of the 1977 Johnstown Flood.Part I:model description and verification [J].Journal of the Atmospheric Sciences,43:1913-1944.
- Zhang F, Koch S E, Davis C A.2000.A survey of unbalanced flow diagnostics and their

application [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 17:165-183.

Zhang F, Davis C A, Kaplan M L, et al.2001.Wavelet analysis and the governing dynamics of a large-amplitude mesoscale gravity-wave event along the East Coast of the United States[J]. The Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 127:2209-2245.