

刘晶, 周雅蔓, 杨莲梅, 等. 2019. 伊犁河谷“7.31”极端暴雨过程不稳定性及其触发机制研究 [J]. 大气科学, 43(6): 1204–1218. LIU Jing, ZHOU Yaman, YANG Lianmei, et al. 2019. The Instability and its Trigger Mechanism of Extreme Precipitation Event in the Yili River Valley on 31 July 2016 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 43(6): 1204–1218. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1901.18155

伊犁河谷“7.31”极端暴雨过程不稳定性及其触发机制研究

刘晶^{1,2} 周雅蔓³ 杨莲梅^{1,2} 曾勇^{1,2} 刘雯^{1,2}

1 中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所, 乌鲁木齐 830002

2 中亚大气科学研究中心, 乌鲁木齐 830002

3 新疆气象台, 乌鲁木齐 830002

摘要 2016年7月31日至8月1日新疆伊犁河谷发生了一次极端强降水事件, 多站突破降水极值。利用NCEP/NCAR $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 再分析资料、中国地面卫星雷达三源融合逐小时降水产品及国家基本地面观测站逐时降水资料, 通过天气研究和预报(WRF)数值模拟和诊断分析强降水期间大气的不稳定性及其触发机制, 证实了不同尺度系统相互作用以及复杂地形的影响是干旱、半干旱地区极端暴雨形成的重要因子, 并得出以下结论: (1) 降水前河谷低层高对流有效位能积累, 低层锋面东移触发对流有效位能释放, 造成河谷第一阶段短时强降水天气; 前期对流性降水释放湿对流不稳定能量, 低层大气对称不稳定性逐渐增强, 在对称不稳定作用下维持和加强了伊犁河谷第二阶段强降水天气。(2) 第一强降水阶段期间大气低层为对流不稳定层结, 降水初期和第二阶段强降水期间大气均为条件对称不稳定性层结, 对称不稳定的产生主要来自于湿位涡斜压分量(M_{pv2}), 其中降水初期低层 M_{pv2} 变化由大气的湿斜压性和低层水平风的垂直切变所造成, 第二阶段强降水低层 M_{pv2} 变化主要由大气湿斜压性造成。(3) 第一阶段强降水期间, 低层锋面和地形抬升, 垂直运动迅速发展, 造成河谷南、北部山前降水; 河谷东侧中尺度气旋在地形阻挡下稳定少动, 是东部地区短时强降水天气发生的直接启动机制。第二阶段强降水期间, 中、低层锋区叠加爬坡, 冷锋锋生, 中、低层风场辐合区叠加, 河谷东北部形成垂直环流圈, 上升运动进一步发展, 是造成河谷第二阶段暴雨的重要原因。

关键词 伊犁河谷 暴雨 条件对称不稳定 触发机制

文章编号 1006-9895(2019)06-1204-15

中图分类号 P441+.1

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1901.18155

The Instability and its Trigger Mechanism of Extreme Precipitation Event in the Yili River Valley on 31 July 2016

LIU Jing^{1,2}, ZHOU Yaman³, YANG Lianmei^{1,2}, ZENG Yong^{1,2}, and LIU Wen^{1,2}

1 Institute of Desert Meteorology, China Meteorological Administration, Ürümqi 830002

2 Center for Central Asia Atmosphere Science Research, Ürümqi 830002

3 Xinjiang Meteorological Bureau, Ürümqi 830002

收稿日期 2018-04-26; 网络预出版日期 2019-05-14

作者简介 刘晶, 女, 1991年出生, 助理研究员, 主要从事暴雨诊断和数值模拟研究。E-mail: 994365768@qq.com

通讯作者 杨莲梅, E-mail: yanglm@idm.cn

资助项目 国家自然科学基金项目41565003、41661144024, 中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金项目IDM2016001

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41565003, 41661144024), Central Public-Interest Scientific Institution Basal Research (Grant IDM2016001)

Abstract An extreme precipitation event occurred from 31 July to 1 August 2016 in the Yili River valley during which multiple stations experienced off-the-charts precipitation values. Using the NCEP/NCAR $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ reanalysis data, the China Meteorological Administration (CMA) ground multi-source-merged hourly precipitation product, and hourly ground precipitation observation data, we performed numerical simulation and diagnostic analysis of the atmospheric instability and its trigger mechanism during heavy precipitation using the Weather Research and Forecasting (WRF) model. The results showed that the interaction of systems with different scales and the influence of complex terrains were important factors causing the extreme heavy rainfall in the arid and semi-arid areas. The results also revealed that the following: (1) During the first precipitation phase, the eastward lower cold front triggered the convective available potential energy in the lower convective unstable layer, which resulted in a short-term first heavy precipitation stage in the Yili River valley. After the unstable wet convective energy was released in the early stage of convective precipitation, the symmetrical instability of the lower atmosphere gradually increased, which maintained and strengthened the second heavy rainfall stage in the Yili River valley. (2) A lower convective instability layer was present during the first strong precipitation phase, which was a conditional symmetric instability mainly generated by the baroclinic component of moist potential vorticity (M_{pv2}) during the initial precipitation period and the second strong precipitation period. Among them, the changes in M_{pv2} at the lower layer during the early stages of precipitation were caused by the wet atmospheric baroclinicity and the vertical shear of the lower horizontal wind. The variability of the M_{pv2} in the lower layer during the second heavy precipitation stage was mainly caused by the wet atmospheric baroclinicity. (3) During the first heavy precipitation phase, the lower frontal and topographical lifting led to the rapid development of vertical movement, which caused precipitation on the southern and northern slopes of the mountain in the Yili River valley. The mesoscale cyclone on the east side of the valley was stable and moved little due to the blocking effect of the terrain, which was a direct starting mechanism for the occurrence of the short-term rainfall in the eastern region. During the second stage of heavy precipitation, the convergence areas of the middle and lower wind fields were superimposed, and the high- and low-front areas were superimposed during the climbing process. The frontogenesis of the cold front caused vertical circulation in the northeast of the valley, from which the upward movement further developed and was a major cause of the second heavy rainfall stage.

Keywords Yili River valley, Rainstorm, Conditional symmetric instability, Trigger mechanism

1 引言

暴雨的产生离不开各种尺度天气系统的相互作用(陶诗言等, 1980; 孙建华等, 2013), 其中中尺度系统是造成暴雨的直接影响系统。大量研究指出暴雨天气系统的发生发展与大气稳定性有着密切联系(Hoskins, 1974; Bennetts and Hoskins, 1979; 吴国雄等, 1995; 吴国雄和蔡雅萍, 1997; 吴国雄和刘还珠, 1999), 且实际大气中对流不稳定和对称不稳定常常同时出现(XU, 1986; Seman, 1994), 这种对流对称不稳定共存的现象称为非线性对流对称不稳定。为了对条件对称不稳定进行诊断分析, 吴国雄和蔡雅萍(1997), 吴国雄和刘还珠(1999)提出倾斜涡度理论, 将湿位涡作为条件对称不稳定的诊断判据, 后来的学者在前人研究的基础上, 对不稳定性及其发生发展进行了大量研究(刘还珠和张绍晴, 1996; 王建中等, 1996; Gao, 2000; Yue et al, 2003; 周玉淑等,

2003; 寇正和陆汉城, 2005; 陈忠明等, 2009; 冉令坤等, 2013; 刘璐等, 2015), 并取得很多研究成果, 为更好理解和认识季风区暴雨的发生和发展机制提供了一定的参考。

上述研究成果大多针对 110°E 以东的季风区, 对大陆性干旱气候的新疆地区大气稳定度诊断分析研究相对较少。随着全球显著变暖和循环的加快, 新疆每年夏季暴雨发生频次也相应增多(施雅风等, 2003; 黄玉霞等, 2004; Chen et al, 2015), 其中伊犁河谷位于新疆西北角, 东、北、南三面环山, 是新疆暴雨和洪涝灾害的多发区, 暴雨发生的环流背景、动力触发机制均与东部季风降水区有所不同, 以往针对新疆暴雨天气的研究重点大多放在暴雨发生的环流配置(张家宝, 1986; 张家宝和邓子风, 1987; 张云惠等, 2015)、多尺度天气系统相互作用(张云惠等, 2013; 杨霞等, 2014; Zhong et al, 2017)、动热力场(陈春艳等, 2012; Zhao et al, 2014)和水汽输送(史玉光和孙

照渤, 2008; Yang et al, 2008; 杨莲梅等, 2011; Huang et al, 2015; 刘晶和杨莲梅, 2017) 等方面, 对于干旱、半干旱地区, 尤其是针对伊犁河谷等暴雨频发区降水期间大气稳定度、不稳定触发机制等工作还未有涉及, 因而在特殊气候背景和复杂地形下, 分析和诊断局地强降水期间大气稳定度及其触发机制对于理解该地区暴雨形成和维持是必不可少的。

2 天气形势分析

本文选取2016年7月31至8月1日伊犁河谷一次极端降水天气事件进行分析。7月31日14:00(北京时, 下同)开始伊犁河谷自西向东先后出现降水天气, 河谷多个国家站和区域站累积降水量在暴雨过程中突破有气象观测资料以来的极值, 国家站5站24 h降水量超过48 mm达大暴雨, 强降水中心巩留库尔德宁站24 h累积降水量达100.1 mm, 最大小时雨强8.9 mm h⁻¹, 强降水持续了27小时, 8月1日20:00后, 影响系统东移, 伊犁河谷降水趋于结束。通过对国家自动站逐时降水资料分析(图略)发现本次暴雨过程分为两个强降水阶段, 分别为31日20:00至1日06:00和1日06:00~14:00, 下文将针对不同降水时段进行比较分析, 利用NCEP/NCAR 0.25°×0.25°再分析资料和WRF数值模拟, 诊断分析强降水期间大气的不稳定性及其触发机制, 为伊犁河谷夏季强降水天气的精细预报提供一

定的参考依据。

考虑到新疆干旱、半干旱的气候和降水特点, 本文采用新疆现行的降水业务标准: 24 h降水量 R , $0.1 \text{ mm} < R \leq 6.0 \text{ mm}$ 为小雨, $6.1 \text{ mm} < R \leq 12.0 \text{ mm}$ 为中雨, $12.0 \text{ mm} < R \leq 24.0 \text{ mm}$ 为大雨, $24.0 \text{ mm} < R \leq 48.0 \text{ mm}$ 为暴雨, $R \geq 48.1 \text{ mm}$ 为大暴雨。

本次降水过程500 hPa环流场为“两脊一槽”形势, 31日20:00伊犁河谷处于中纬度低槽前部西南气流控制, 槽前大范围垂直上升运动为本次强降水提供了有利的背景条件(图1a)。8月1日14:00下游贝加尔湖高压脊稳定少动(图1b), 且反气旋式环流范围进一步增大, 低槽移速缓慢, 曲率加大, 槽前正涡度平流使得上升运动进一步增强, 造成暴雨区持续降水天气。结合高低空急流(图略)可以看出暴雨区处于低层偏西风辐合、高空西南急流辐散区, 利于垂直运动增强及对流系统发生发展。

3 模式验证

3.1 模式介绍

模式采用WRF模式3.6.1版本, 模式背景场和边界条件使用美国环境预报中心(NECP)和美国国家大气研究中心(NCAR)的0.25°×0.25°分辨率的分析资料, 模拟中心在(43°N, 82°E), 三层双向嵌套, 区域1和2分辨率分别为27 km和9 km(图2), 区域3分辨率为3 km, 水平方向格点数分别为818×342、1134×507和1068×504, 垂直层

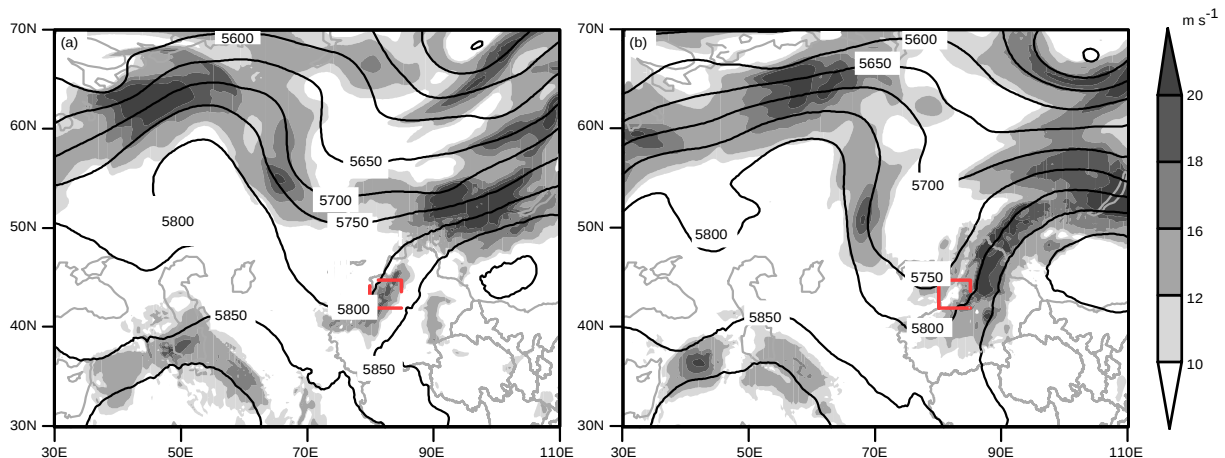


图1 2016年(a)7月31日20:00(北京时, 下同)和(b)8月1日14:00观测的500 hPa位势高度场(等值线, 单位: gpm)和850 hPa急流区(阴影 $\geq 10 \text{ m s}^{-1}$)。红色矩形代表伊犁河谷地区

Fig. 1 500 hPa observed geopotential height (contour, units: gpm) and 850 hPa jet stream area (shaded for wind speed $\geq 10 \text{ m s}^{-1}$) at (a) 2000 BT (Beijing Time) 31 July and (b) 1400 BT 1 August 2016. The red rectangle indicates the Yili River valley

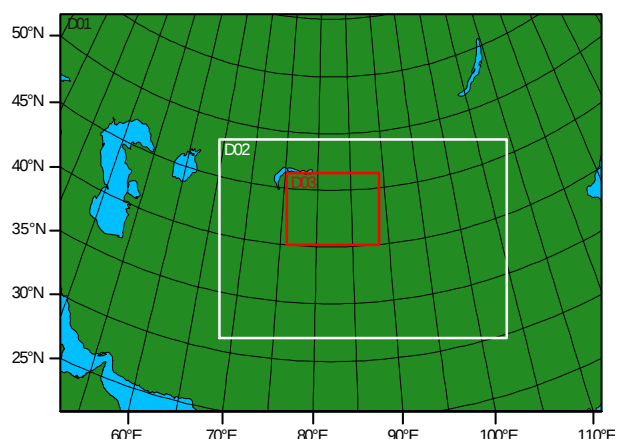


图2 WRF模式模拟区域图

Fig. 2 Simulation domain of the WRF model

数区 57 层, 积分步长为 60 s。模拟中微物理过程采用 WSM 6-class graupel 方案, 边界层方案采用 ACM2 方案, 长波辐射为 RRTM 方案, 短波辐射为 Dudhia 方案, 积云对流参数化采用 Kain-Fritsch 方案 (最内层关闭)。在模拟中引入了地形重力波拖曳参数化方案, 该方案对于天山大地形作用下大气流场有一定调整作用, 能够使流场更加接近真实大气状态 (徐国强等, 2010; 刘蕾等, 2012; 艾凯等, 2016), 从而有效改善中尺度暴雨的模拟结果 (Wang et al, 2011)。积分时间从 7 月 30 日 20:00 至 8 月 1 日 20:00, 共积分 48 h, 每 1 小时输出一次资料。

3.2 模拟降水与实况对比

图 3b、d 和 f 给出了伊犁河谷 31 日 20:00 至 1 日 08:00 每 6 小时数值模拟累积降水量分布, 与观测降水 (图 3a、c、e) 对比可以发现, 模拟降水结果可以较好地反映本次伊犁河谷极端降水过程的雨带移动和强度变化。模拟雨带和实况基本吻合, 呈西南—东北走向, 虽然强降水中心略偏南, 但基本把雨带从南向北, 从西向东的变化趋势模拟出来了。另外, 模拟结果显示在天山山区 (42°N) 存在明显的降水大值中心, 但由于山区测站较少, 因而实况中的降水中心主要集中在伊犁河谷及其南部浅山区 (43°N~45°N)。从模拟的强度来看, 43°N 以南天山山区模拟结果偏大于实况降水, 43°N 以北的伊犁河谷地区模拟结果与实况降水量级相当, 尤其是 1 日 02:00~08:00 强降水时段河谷中部 6 小时累计降水量模拟结果超过了 24 mm, 与实况降水非常接近。从模拟逐小时降水量来看 (图略), 模拟降

水雨带和强度变化与实况降水基本一致, 大值中心范围略偏大, 但降水的整体变化趋势和持续时间与实况变化趋势基本一致。因此, 该模拟能够较好的表现出本次强降水过程的结构特征变化, 可利用模式输出的高时空分辨率结果对本次降水过程中尺度系统进行分析 and 研究。

4 对流不稳定分析

对本次暴雨天气过程的对流不稳定性进行分析, 发现暴雨发生前 (约 6 小时) 伊犁河谷处于很强的对流不稳定区, 沿 43.5°N 做剖面图 (图 4), 伊犁河谷位于 80°~85°E 间。如图 4 所示, 暴雨发生前 (31 日 13:00), 伊犁河谷 700 hPa 以下为假相当位温 (θ_{sc}) 密集带, 假相当位温随高度降低 ($\partial\theta_{sc}/\partial p > 0$), 表明降水发生前暴雨区低层为较强的对流不稳定层结, 且对流不稳定的高度随时间逐渐降低。同时伊犁河谷西部上空存在一条假相当位温密集带, 通过分析扰动温度剖面发现 (图 8a), 伊犁河谷西北部附近存在一条明显的冷暖空气交汇地带, 温度梯度明显, 可见河谷上游地区存在一条自西北向东南移动的冷锋, 锋前河谷地区为暖湿气团不稳定能量聚集区。31 日 13:00 (图 4a) 开始, 850 hPa 附近假相当位温随高度降低 ($\partial\theta_{sc}/\partial p > 0$), 500 hPa 附近等假相当位温线梯度开始增大, 中高层冷锋锋生, 锋面前不稳定能量区出现上升运动, 河谷地区出现少量降水。20:00 (图 4b) 中高层锋区进一步增强, 在天山大地形阻挡下缓慢爬坡, 呈准静止状态, 低层冷锋受地形阻挡, 移速缓慢, 并逐渐逼近伊犁河谷地区, 在锋面抬升作用下上升运动发展, 对流有效位能被释放, 降水强度增强, 伊犁河谷自西向东开始出现第一阶段强降水。8 月 1 日 05:00 (图 4c), 低层锋区东移, 降水区逐渐东移至河谷东部地区, 低层仍为对流不稳定大气层结, $\partial\theta_{sc}/\partial p > 0$, 在低层锋面触发下, 河谷开始出现第二阶段强降水。随着低层锋区进一步东移, 1 日 10:00 (图 4d) 低层大气近乎为中性层结, 中、低层锋区叠加爬坡, 冷锋锋生明显, 在锋面和地形辐合抬升下, 河谷降水持续至 14:00 前后。

通过尼勒克站 (43.8°N, 82.52°E) 上空假相当位温随时间变化图 (图 5) 可以看出, 暴雨发生前 31 日 08:00~14:00 伊犁河谷 750~700 hPa 间为等假相当位温线密集带, 对流不稳定能量不断积

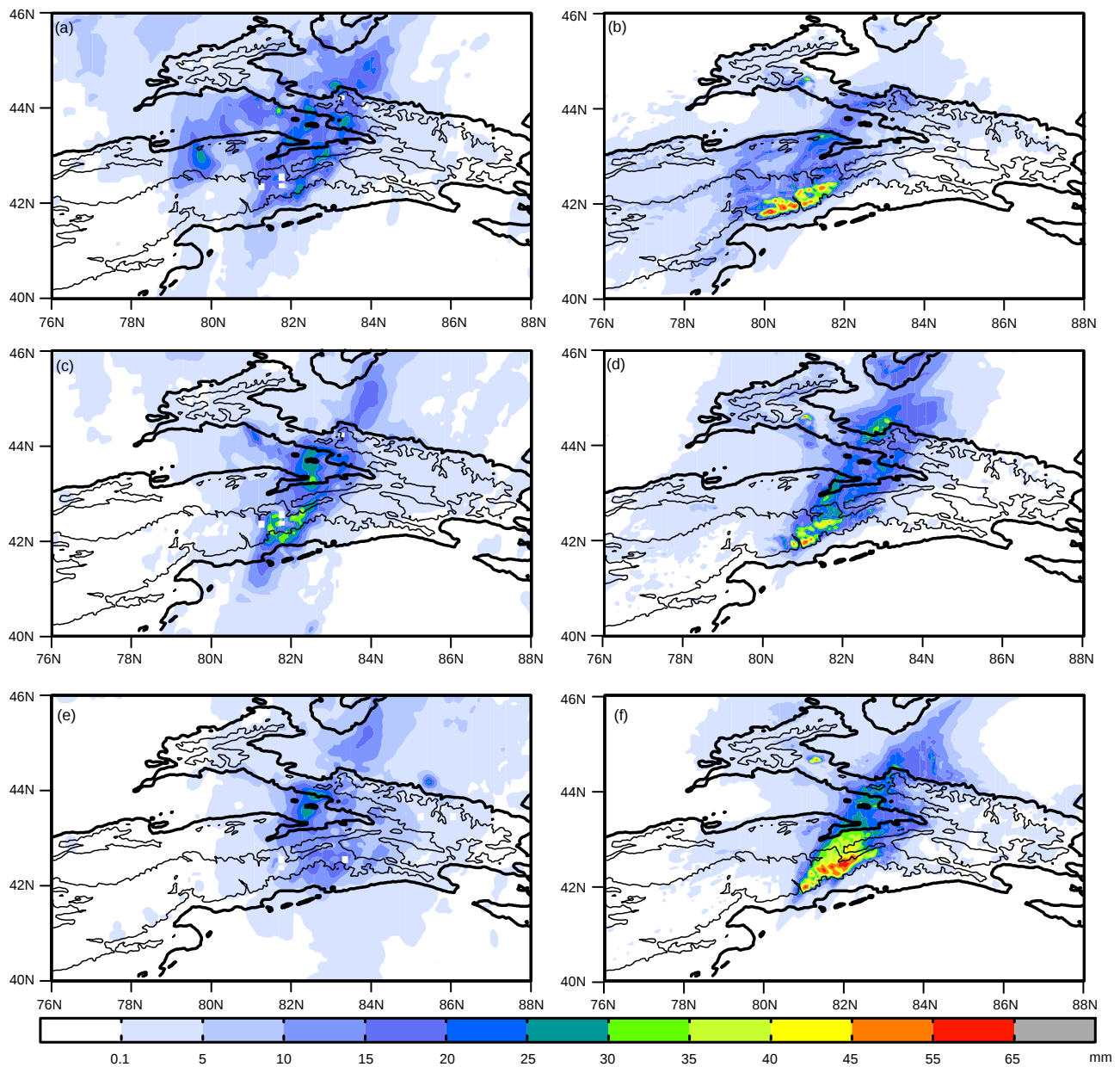


图3 (a、c、e) 观测和 (b、d、f) 模拟的降水量 (阴影, 单位: mm): (a、b) 2016年7月31日14:00~20:00降水分布; (c、d) 2016年7月31日20:00至8月1日02:00降水分布; (e、f) 2016年8月1日02:00~08:00降水分布。黑色粗实线和黑色实线分别代表海拔1500米和3000米地形

Fig. 3 (a, c, e) The observed and (b, d, f) simulated precipitation (units: mm). (a, b), (c, d), and (e, f) show the precipitation distributions from 1400 BT to 2000 BT 31 July, 2000 BT 31 July to 0200 BT 1 August and 0200 BT to 0800 BT 1 August, respectively. The thick black lines and solid black lines represent terrain altitudes of 1500 m and 3000 m, respectively

累, 降水初期14:00~17:00, 对流层中层(650~550 hPa)锋生, 对流触发, 550 hPa以上假相当位温线出现下凹, 空气中饱和水汽凝结释放大量潜热, 不稳定层结高度随时间降低; 17:00~20:00, 700 hPa以下大气逐渐转为对流稳定或中性层结, $\partial \theta_{se} / \partial p$ 变化不明显; 31日20:00至1日06:00低层大气为不稳定层结, 对流层中上层假相当位温线出现

上凸, 600 hPa附近等假相当位温梯度维持, 低层锋面抬升造成强烈的上升运动, 短时强降水释放大量凝结潜热造成对流层中上层假相当位温线陡升。1日06:00~14:00整层大气层结基本为对流稳定或中性层结, 经分析发现低层大气不稳定层结转为条件性不稳定层结。14:00后降水逐渐减弱, 近地面加热升温, 对流不稳定能量再次聚集, 但影响系

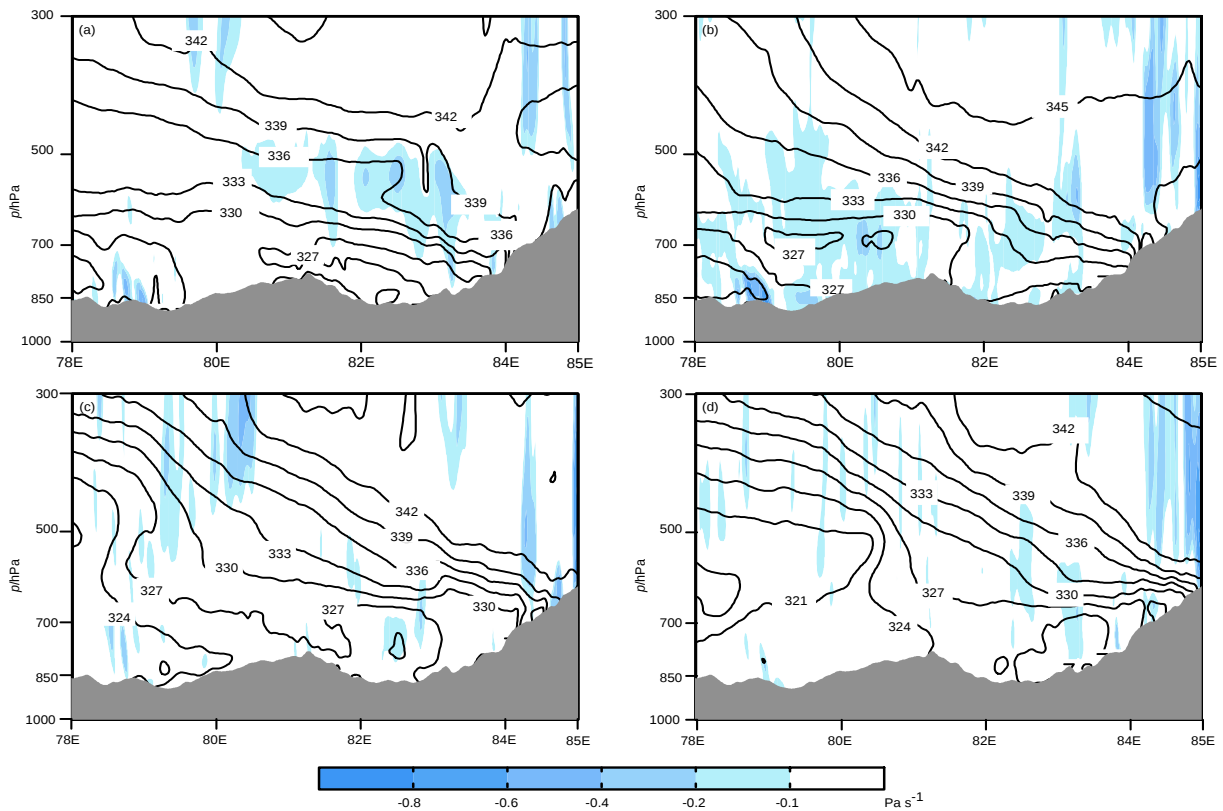


图4 沿43.5°N模拟的假相当位温 θ_{se} （等值线，单位：K）和垂直速度（阴影，单位： Pa s^{-1} ）垂直剖面图：（a）2016年7月31日13:00；（b）2016年7月31日20:00；（c）2016年8月1日05:00；（d）2016年8月1日10:00
Fig. 4 Vertical cross sections of simulated pseudo-equivalent potential temperature θ_{se} (contour, units: K) and vertical velocity (shaded, units: Pa s^{-1}) along 43.5°N: (a) 1300 BT 31 July 2016; (b) 2000 BT 31 July 2016; (c) 0500 BT 1 August 2016; (d) 1000 BT 1 August 2016

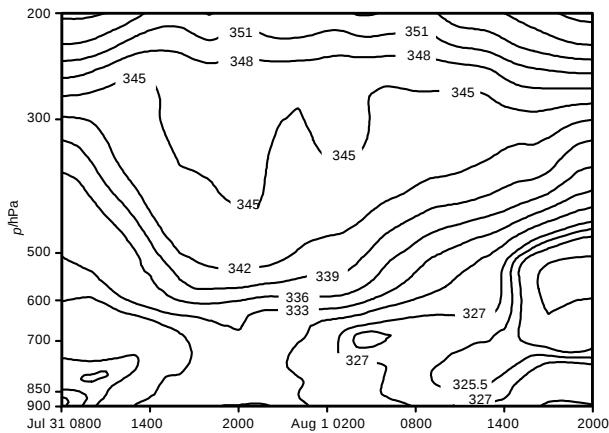


图5 尼勒克站模拟的假相当位温 θ_{se} 随时间的变化（单位：K，测站海拔高度1100m）
Fig. 5 Evolution of simulated pseudo-equivalent potential temperatures θ_{se} over Nikle station (units: K, station altitude: 1100 m)

统东移，因而未造成强降水天气。

以上分析发现暴雨前伊犁河谷低层对流不稳定能量聚集，暴雨初期锋区受地形阻挡断裂，在中高层冷锋锋生触发河谷产生少量降水；随着低层冷锋

东移，触发大气不稳定层结，对流有效位能释放，造成河谷第一阶段短时强降水天气；暴雨的发生造成大气对流不稳定性减弱，随之低层冷锋东移，与高层锋区叠加并爬坡，冷锋锋生，锋面和地形抬升是河谷第二阶段强降水发生的主要影响因子。

5 条件对称不稳定与湿位涡分析

31日20:00开始，受低层锋面东移影响，降水强度增强，1日06:00（图略），低层锋区东移至83°E附近与高层锋区叠加，锋区明显增强且位置稳定少动，锋面坡度加大，伊犁河谷处于锋前上升运动区内，小时雨强不大，但由于锋面维持时间长，降水一直持续，造成河谷多地暴雨。经分析发现8月1日06:00后大气不稳定层结逐渐转为条件性对称不稳定层结。

条件对称不稳定是指空气块做垂直上升运动或水平运动时是对流稳定和惯性稳定的，但气块做倾斜上升运动时却发生不稳定的现象（吕美仲等，

2004), 是锋面附近暴雨和强对流天气发生的重要物理机制。关于条件对称不稳定在暴雨中的大量研究 (Hoskins, 1974; 吴国雄等, 1995; 刘璐等, 2015 冉令坤等, 2013) 均表明对称不稳定多发生在垂直风切变大、中低层静力稳定且近乎饱和的大气层结中, 可用湿位涡判断条件对称不稳定, 湿位涡为负 ($M_{pv} < 0$) 表征大气处于条件对称不稳定状态。针对 100°E 以东地区持续性暴雨天气吴国雄等 (1995) 提出低空湿位涡分析和倾斜位涡发展是持续性暴雨动力天气和动力气候研究的重要内容, 针对暴雨形成机制也有研究 (Hoskins, 1974; Xu, 1986; 寇正和陆汉城, 2005) 提出“逆尺度”模式, 即: 首先由小尺度对流不稳定发展形成对流单体, 随后对流触发, 湿对流不稳定能量被释放, 在对称不稳定作用下形成中尺度有组织化的雨带。那么在干旱、半干旱新疆地区持续性暴雨形成过程中是否也存在这种“向上尺度”模式? 与东部地区暴雨天气相比有何异同? 下文将利用湿位涡判据对伊犁河谷大气的不稳定性进行诊断, 假定垂直速度的水平变化比水平速度的垂直切变小得多, p 坐标系中的湿位涡方程 (吴国雄等, 1995) 可表示为

$$M_{pv} = \frac{\zeta_a \cdot \nabla \theta_{sc}}{\rho} = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial p} + g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial y}, \quad (1)$$

令

$$M_{pv1} = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial p}, \quad (2)$$

$$M_{pv2} = g \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial x} - g \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_{sc}}{\partial y}, \quad (3)$$

其中, M_{pv} 单位为 PVU, $1 \text{ PVU} = 10^{-6} \text{ K m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$, θ_{sc} 为假相当位温, ζ 为相对涡度, ζ_a 为气块的绝对涡度。 M_{pv1} 为湿位涡正压分量, 表示惯性稳定性和对流稳定性的作用, 取决于空气块绝对涡度垂直分量和 θ_{sc} 垂直梯度的乘积。大气中绝对涡度在北半球一般为正值, 因而当大气处于对流不稳定时, $\partial \theta_{sc} / \partial p < 0$, 则 $M_{pv1} < 0$ 。 M_{pv2} 为湿位涡斜压分量, 代表大气的湿斜压性, 包含了湿斜压性和水平风垂直切变的作用。

从图 6 过降水中心尼勒克站的 M_{pv} 、 M_{pv1} 和 M_{pv2} 随时间变化图可以看出, 降水前 (31 日 14:00~17:00) 伊犁河谷 850 hPa $M_{pv1} < 0$, 对流层低层大气以对流不稳定为主。31 日 17:00 尼勒克站开始出现降

水, 从图 6a 可以看出降水初期 (17:00~20:00) 尼勒克 700 hPa 以下 $M_{pv1} > 0$, 700~600 hPa $M_{pv1} < 0$, 说明低层大气层结稳定性减弱, 大气变为稳定性或中性层结, 中层大气对流不稳定性增强, 而此时 $M_{pv2} < 0$, 以上分析说明降水初期对流层中层以对流不稳定为主, 低空可能存在条件对称不稳定。结合图 6d 分析, 降水初期 $M_{pv1} - M_{pv} > 0$ (即等熵面斜率大于等动量面斜率), 表明此时大气低层是对称不稳定的。

7 月 31 日 20:00 至 8 月 1 日 06:00, 低层偏西风加强, 使得对流层低层垂直风切变增强, 800~700 hPa $M_{pv1} < 0$, 600 hPa 以上 M_{pv1} 由负值增至正值 (图 6a), 且对比图 6b, 整层大气 $|M_{pv1}| > |M_{pv2}|$, 对流不稳定的增加率大于对称不稳定, 与降水初期相比, 第一强降水阶段中层大气由对流不稳定层结变为中性层结, 低层为强对流不稳定层结, 此时 M_{pv} 在河谷的剖面分布 (图 6c) 与 M_{pv1} 相似, 因而低层大气以对流不稳定为主, 在低层锋面触发下河谷测站出现强对流天气。1 日 06:00~14:00, 尼勒克低层 800~500 hPa M_{pv1} 变为正值, 而 M_{pv2} 在 800~500 hPa 负值区逐渐增强 (图 6b), 这主要是由于高、低层锋区同位相叠加, 在天山大地形的影响下, 锋面爬坡, 锋生明显, 造成大气斜压性明显增强。由公式可知, 锋面呈西北—东南走向, 坐标 x 轴由冷气团指向暖气团, 锋生过程中水平温度梯度明显增大, 因而 $\partial \theta_{sc} / \partial x > 0$, 同时高空由西南急流转为偏南急流 (图 8b), 南风分量明显加强, 垂直风切变增加, $\partial v / \partial p < 0$, 因而 $g \partial v / \partial p (\partial \theta_{sc} / \partial x) < 0$ 。坐标 y 轴由暖气团指向冷气团, $\partial \theta_{sc} / \partial y < 0$, 同时对流层中层偏西气流明显大于低层偏西气流, $\partial u / \partial p < 0$, 因而 $-g \partial u / \partial p (\partial \theta_{sc} / \partial y) < 0$, 故 $M_{pv2} < 0$, 同时 850 hPa 以下 $|M_{pv2}| > |M_{pv1}|$, 说明此时伊犁河谷对流层中、低层存在强条件对称不稳定。另外通过图 6d 发现 800~500 hPa 等熵面斜率与等动量面斜率的差值逐渐转为正值, 说明第二阶段强降水期间大气对流层中、低层是对称不稳定的。

由上述分析可知, 暴雨期间条件不稳定主要是由于对流层低层水平风垂直切变增加和降水凝结潜热释放及对流层中低层锋生造成的湿斜压性增强所引起的。根据倾斜涡度理论可知 (吴国雄等, 1995), 当等熵面倾斜或大气水平风速垂直切变增加时, 会引起垂直涡度显著发展, 进而造成对流降水发生和维持, 而对流降水过程中凝结

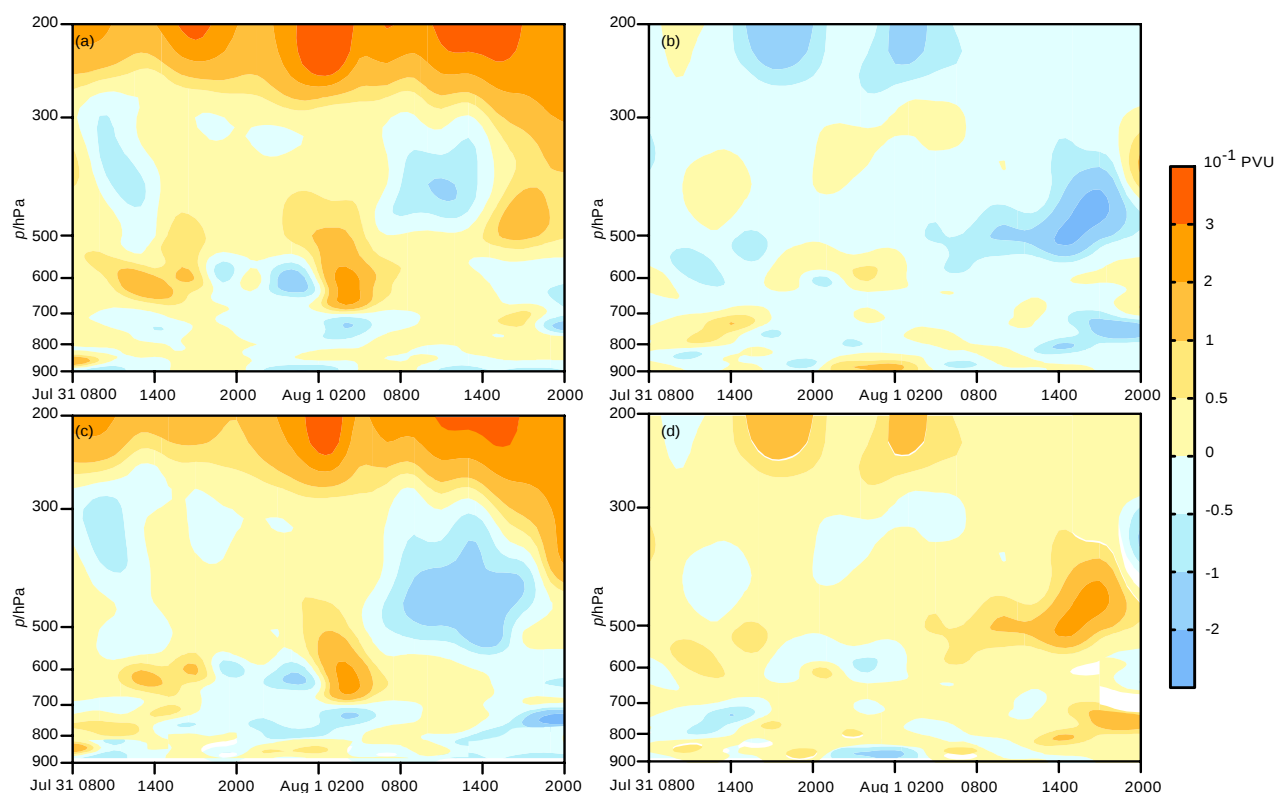


图6 尼勒克站模拟的 (a) 湿位涡正压分量 (M_{pv1})、(b) 湿位涡斜压分量 (M_{pv2})、(c) 湿位涡 (M_{pv}) 和 (d) $M_{pv1} - M_{pv}$ (等熵面与等动量面斜率的差值) 随时间变化 (阴影, 单位: 10^{-1} PVU)

Fig. 6 Evolution of simulated (a) barotropic component of moist potential vorticity (M_{pv1}), (b) baroclinic component of moist potential vorticity (M_{pv2}), (c) moist potential vorticity (M_{pv}), and (d) $M_{pv1} - M_{pv}$ (difference in slopes of isentropic and momentum isotimic surfaces) over Nileke station (shaded, units: 10^{-1} PVU)

潜热的释放造成对流稳定度减少进一步促使垂直涡度的发展, 这种正反馈机制使得对流得以维持和发展。与季风区相似的是, 干旱、半干旱地区极端暴雨天气也存在类似“向上尺度”模式, 第一阶段对流性降水释放湿对流不稳定能量, 不稳定性减弱, 而低空急流和湿斜压性增强, 在条件对称不稳定作用下维持和加强了伊犁河谷第二阶段强降水天气。

通过分析尼勒克低层湿位涡时间变化图 (图 7a) 发现暴雨发生前 (31 日 08:00~18:00) M_{pv} 变化趋势与 M_{pv1} 一致, 说明暴雨前大气低层为对流不稳定层结。19:00~20:00, 对流层中高层冷锋锋生, 中低层水平风垂直风切变逐渐增大, M_{pv2} 由正值减小为负值, 大气低层逐渐转为条件对称不稳定层结。降水第一阶段 (31 日 20:00 至 1 日 06:00), 500 hPa 强偏南气流带来的暖湿气流和降水凝结潜热释放造成暴雨区条件不稳定, M_{pv1} 减小为负值, M_{pv2} 为正值, 低层为对流不稳定层结, 1 日 06:00~

09:00, 河谷地区出现第二阶段强降水, 对应 M_{pv2} 再次减小至负值, $M_{pv1} > 0$, 河谷低层大气转为条件对称不稳定层结, 这与前文分析一致。结合尼勒克站低层风切变 (图 7b) 发现对流层低层 M_{pv} 异常变化主要来自于 M_{pv2} , 其中 31 日 17:00~20:00 降水初期低层 M_{pv2} 变化由大气的湿斜压性和低层水平风的垂直切变所造成, 而第二强降水阶段低层 M_{pv2} 变化主要由大气湿斜压性造成。

综上所述, 本次河谷暴雨发生前大气层结为对流不稳定, 降水初期, 低层水平风垂直切变增强, 大气层结逐渐转为条件对称不稳定。31 日 20:00 至 1 日 06:00, 大气层结再次受对流不稳定控制, 随着触发机制成熟, 造成第一阶段强降水, 对流不稳定能量释放, 大气对流不稳定性减弱, 而降水凝结潜热释放和冷锋锋生造成的湿斜压性使得暴雨过程中条件对称不稳定性逐渐增强, 成为第二强降水阶段对流系统维持和发展的主导因素。

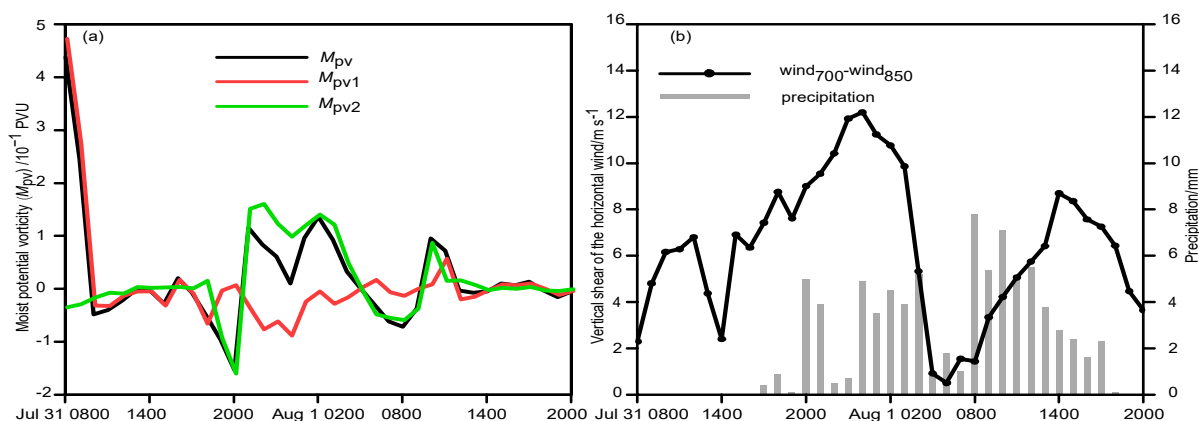


图7 2016年7月31日08:00至8月1日20:00尼勒克站 (a) 862.5 hPa模拟的 M_{pv} 的时间演变 (红线: M_{pv1} ; 绿线: M_{pv2} ; 黑线: M_{pv} ; 单位: 10^{-1} PUv) 和 (b) 模拟的700 hPa与850 hPa水平风垂直切变 (折线, 单位: $m s^{-1}$)、观测降水量 (柱状图, 单位: mm) 随时间变化
Fig. 7 (a) Evolution of simulated M_{pv} (units: 10^{-1} PUv) at 862.5 hPa over Nileke station (red line: M_{pv1} , green line: M_{pv2} , black line: M_{pv}), (b) the variation of simulated vertical shear of the horizontal wind (broken line, units: $m s^{-1}$) between 700 hPa and 850 hPa and observed precipitation (columnar, units: mm) with time over Nileke station

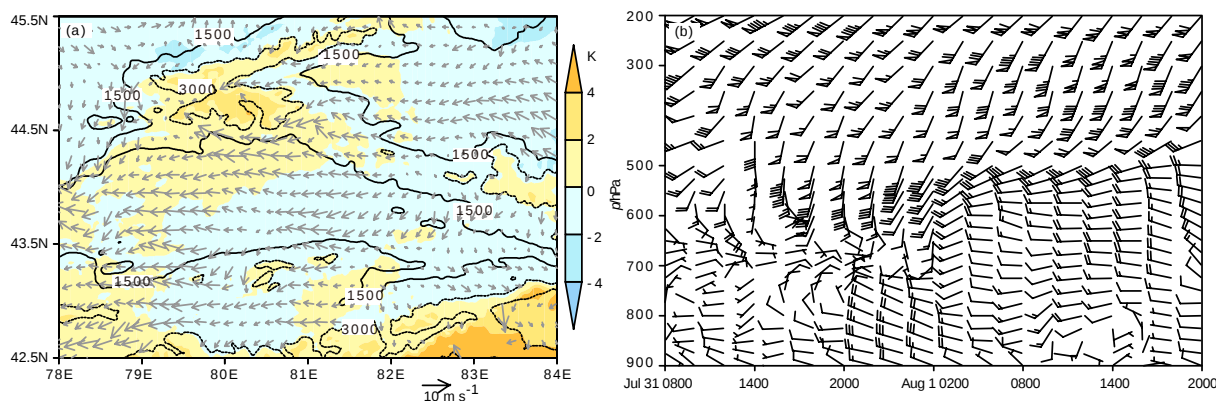


图8 (a) 7月31日15:00模拟的700 hPa温度扰动 (阴影, 单位: K) 和水平风场 (矢量, 单位: $m s^{-1}$), 实线和点虚线分别为地形高度1500 m和3000 m; (b) 模拟的尼勒克站上空风廓线随时间的变化 (单位: $m s^{-1}$)
Fig. 8 (a) 700 hPa simulated temperature perturbation (shaded, units: K) and horizontal wind field (vector, units: $m s^{-1}$) on 1500 BT 31 July 2016, the solid and dotted lines indicate terrain altitudes of 1500 m and 3000 m, respectively; (b) evolution of the simulated wind profile over Nileke station (units: $m s^{-1}$)

6 不稳定触发与维持机制

6.1 降水初期条件对称不稳定触发机制

降水发生前河谷700 hPa风场为偏东气流 (图略), 31日15:00开始 (图8a), 受地形山谷风和东北侧冷气团扰动影响, 700 hPa风场逐渐由偏东气流转为东北气流。从尼勒克站上空垂直风场图可以看出 (图8b), 中空偏南气流明显增强, 700~850 hPa由偏东气流转为偏北气流, 中层槽后冷平流侵入 (图略), 大气层结不稳定, 对流层中高层锋区加强, 上升运动发展是造成前期降水的主要原因, 同时河谷低层东北气流在南侧山脉的辐合抬升下,

上升运动进一步增强, 但在地形阻挡下高、低层锋区断裂, 低层移速缓慢, 因而仅在中高层锋区影响下, 产生的降水量较少。

6.2 第一强降水阶段对流不稳定触发机制

31日20:00开始, 伊犁河谷雨强普遍增强, 700 hPa中纬度低槽向南加深, 伊犁河谷区域逐渐由偏东气流转为槽前西南气流控制, 在地形的影响下, 第一阶段强降水期间河谷出现多个中尺度涡旋 (图9)。从河谷区域自动站小时雨量分布图 (图略) 可以看出, 雨强最强时段为8月1日01:00~06:00, 对应31日22:00 (图9a) 模拟风场上对流层低层河谷东北部山区附近生成一中尺度气旋并逐渐

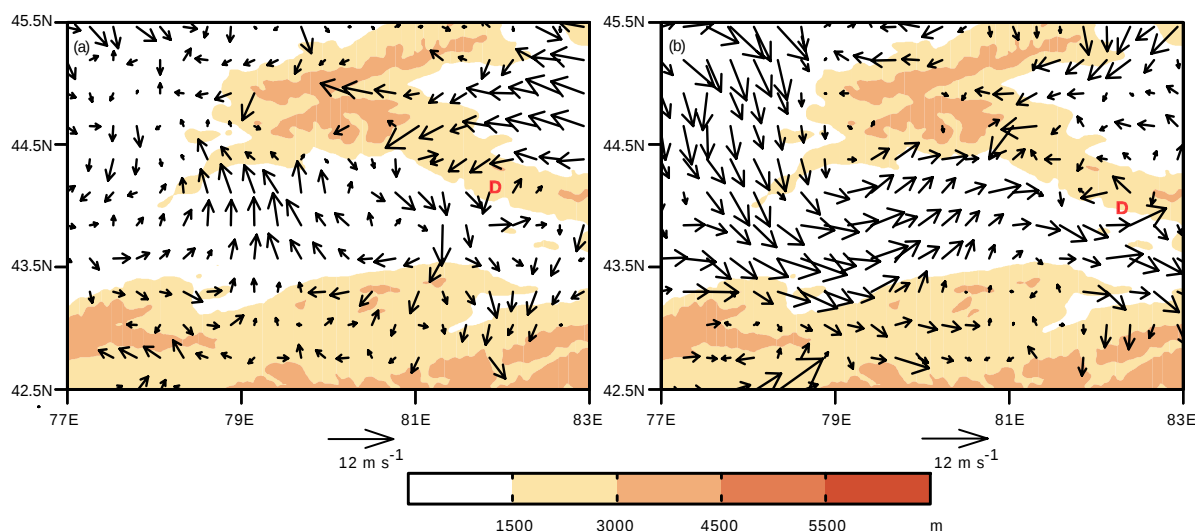


图9 WRF模式模拟的 $\sigma=0.798$ 层(模式第15层)风场(矢量,单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$):(a) 2016年7月31日21:00;(b) 2016年8月1日01:00。阴影:地形高度

Fig. 9 The simulated wind field (vector, units: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) at $\sigma=0.798$ at (a) 2100 BT 31 July and (b) 0100 BT 1 August 2016. Shaded: Terrain height

发展, 8月1日01:00(图9b)中尺度涡旋略南移, 其前部南风风量明显增强, 结合图8b分析发现, 河谷东部尼勒克站1日00:00~02:00 850 hPa低层偏西风略增强, 700 hPa由西南气流转为涡旋前部偏南气流, 风切变迅速增大至 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 在地形抬升下垂直运动得以发展, 中尺度系统的发生发展造成河谷东部短时强降水天气的主要影响因子。此外, 河谷南、北部山前地区也出现明显降水, 雨强较东部地区偏弱, 主要是中纬度槽前西南气流在地形抬升下产生强上升运动, 进而造成河谷南、北部山前降水。以上分析说明第一强降水阶段期间, 低层槽前西南气流受地形抬升影响, 使得山前出现风场辐合, 质量堆积, 加之低层锋面抬升, 产生上升运动, 造成河谷南、北部山前降水; 河谷东侧中尺度气旋在地形阻挡下稳定少动, 是东部地区短时强降水天气发生的直接启动机制。

6.3 第二强降水阶段对称不稳定触发机制

第一阶段强降水期间大气处于对流不稳定层结中, 随着第一阶段降水减弱, 不稳定能量释放, 大气不稳定层结逐渐转为中性层结, 随之中低层锋生, 大气斜压性增强, 因而在第二强降水阶段大气层结主要受条件不稳定所控制。

条件不稳定层结是大气动力、热力共同作用的产物, 从动力机制来看, 1日01:00对流层低层中纬度低槽进入伊犁河谷地区(图9b), 受河谷北部地形阻挡, 低槽断裂成两段, 北段快速东

移, 南段在河谷西北部地区逐渐形成完整的低涡系统, 03:00该涡旋系统略东移(图10a), 涡底偏西气流逐渐增强, 推动河谷东部的涡旋系统向东北方向移出河谷, 河谷北部山脉前为一致的西南气流, 山前有明显的质量堆积, 在地形抬升下产生上升运动。06:00(图10b)低涡减弱成槽向东移动, 槽前西南气流明显增强, 在地形辐合抬升下造成河谷东部06:00~14:00第二阶段强降水。14:00后(图略)低槽逐渐向东北移动, 降水逐渐减弱。已有的研究指出垂直速度的大小取决于水平风速和山脉的坡度(吴庆梅等, 2009), 山前质量堆积主要是从1日03:00开始(图略), 河谷北部800 hPa以下为一致的西南气流, 在天山大地形抬升下, 河谷北侧山前出现明显的风场辐合, 质量堆积产生上升运动, 05:00(图10c), 山前仍为风场辐合区, 由于低槽南段在河谷形成完整涡旋系统, 涡前由西南气流转为偏南气流, 造成700~500 hPa西南气流明显增强, 中层也形成风速辐合区, 中、低层风速辐合区叠加, 上升运动明显增大, 河谷开始出现第二阶段强降水。11:00(图10d), 高、低层锋区叠加并爬坡, 冷锋锋生, 并在河谷东北侧激发出垂直环流圈, 造成垂直运动进一步发展(图略), 是导致伊犁河谷第二阶段强降水的重要原因。

已有研究表明(姚秀萍和于玉斌, 2005; 刘璐等, 2015), 江淮流域和华北地区暴雨的发生和维

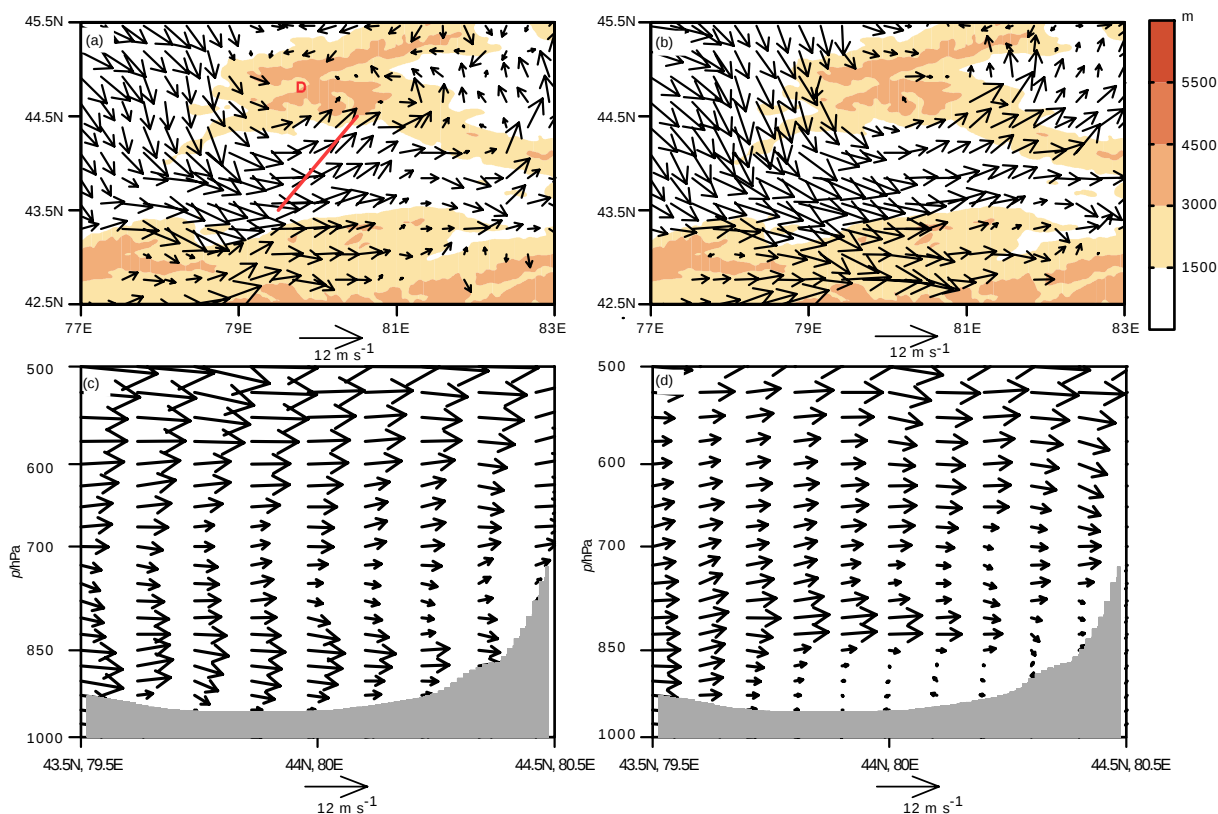


图10 2016年8月1日 (a) 03:00和 (b) 06:00 WRF模式模拟的 $\sigma=0.798$ 层(模式第15层)风场(矢量, 单位: m s^{-1}) 水平分布; (c) 8月1日 05:00和 (d) 11:00沿图10a红线的风场垂直剖面图(单位: m s^{-1})。阴影: 地形, 单位: m

Fig. 10 Distributions of simulated wind fields (vector, units: m s^{-1}) at level 15 ($\sigma=0.798$) of WRF model at (a) 0300 BT and (b) 0600 BT 1 August 2016; the vertical cross sections of the wind fields (vector, units: m s^{-1}) along the red line in Fig. 10a at (c) 0500 BT and (d) 1100 BT 1 August 2016. Shaded: Terrain, units: m

持与干冷、暖湿空气相互对峙有直接联系。对于干旱区暴雨的发生, 分析发现也存在冷暖空气对峙的情况。从图11a可以看出8月1日01:00 700 hPa中纬度低值系统向南伸展, 槽后冷空气与槽前偏南气流带来的暖湿空气在暴雨区相互对峙, 冷暖气团势力相当, 这一对峙局面一直维持, 06:00 (图11b) 低槽南段槽前西南气流明显增强, 造成河谷06:00~14:00第二阶段强降水。从扰动温度剖面图上(图11c)也可以看出, 31日20:00槽后冷空气开始渗入到暖湿空气下方, 并逐渐向南推进, 冷锋开始爬坡, 1日09:00 (图11d), 锋区明显抬升, 暴雨区上空暖湿气流被迫沿冷气团爬升, 这与前文分析结论较一致。冷锋爬坡, 暖空气爬升这一倾斜上升运动能够释放不稳定能量, 触发斜压不稳定, 造成河谷暴雨天气。

6.4 伊犁河谷暴雨概念模型

结合大气稳定性和不稳定触发机制分析, 构建了此次伊犁河谷暴雨天气过程的概念模型图(图

12)。降水初期(图略)对流层低层大气为对称不稳定层结, 受地形阻挡, 锋区在东移过程中断裂, 低层锋区移速缓慢, 中高层锋区造成河谷出现少量降水。第一阶段强降水过程中(图12a), 低层锋区东移, 在低层锋区和地形抬升下, 山前出现风场辐合, 促使垂直运动迅速发展, 触发对流不稳定层结, 暴雨区低层大气高对流有效能量释放, 造成河谷南、北部山前降水; 同时河谷东侧中尺度气旋在地形阻挡下稳定少动, 触发高对流有效能量释放, 是东部地区短时强降水天气发生的直接启动机制。前期对流性降水释放湿对流不稳定能量, 大气对称不稳定性增强, 第二阶段强降水过程中(图12b), 大气逐渐转为条件对称不稳定层结, 随着中高层锋区和东移的低层锋区叠加爬坡, 在爬坡过程中冷锋锋生, 同时中、低层风场辐合区叠加, 河谷东北部形成垂直环流圈, 上升运动进一步发展, 进而造成河谷第二阶段暴雨。

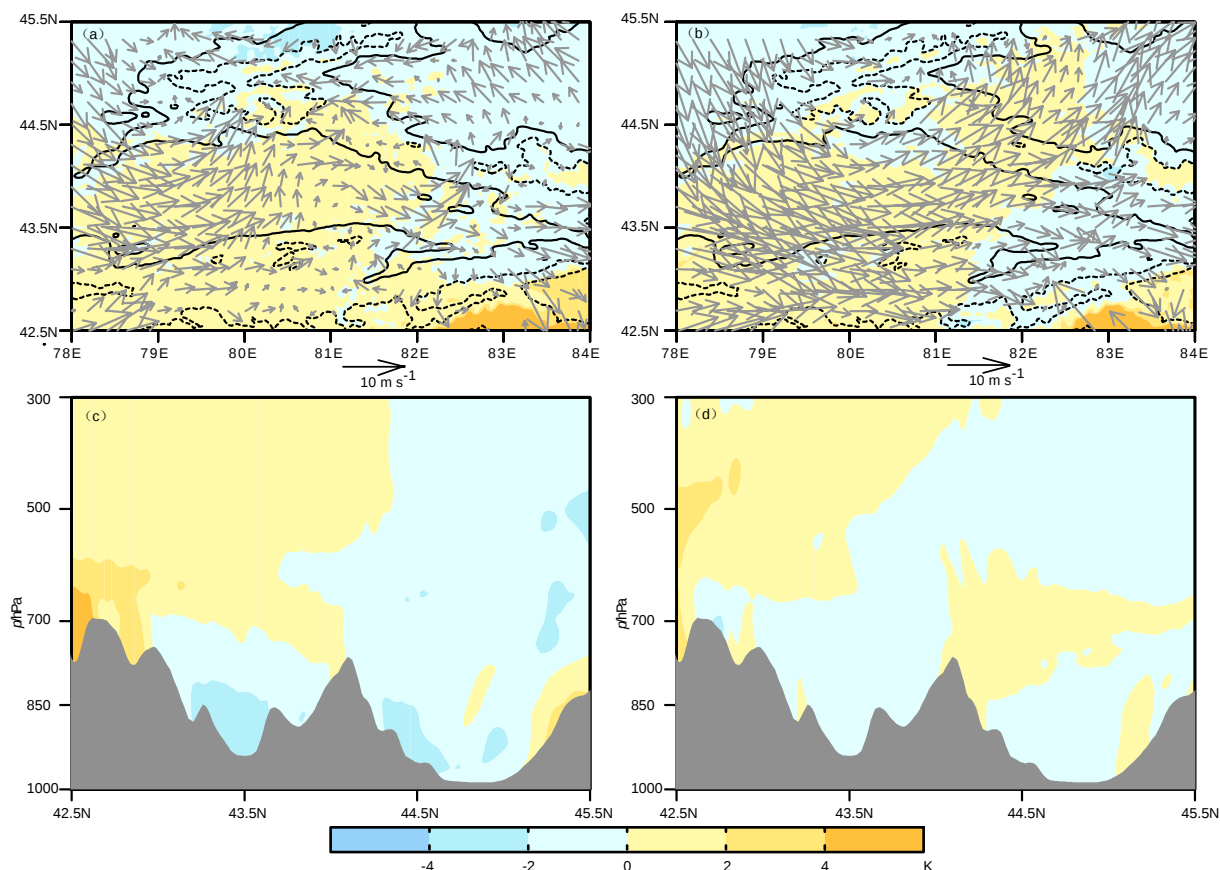


图11 2016年8月1日 (a) 01:00 和 (b) 06:00 模拟的700 hPa扰动温度(阴影, 单位: K) 和风场(矢量, 单位: m s^{-1}) 水平分布及2016年 (c) 7月31日20:00 和 (d) 8月1日09:00 过82.5°E模拟的扰动温度(阴影, 单位: K) 的经向—垂直剖面
Fig. 11 700 hPa simulated temperature perturbation (shaded, units: K) and wind fields (vector, units: m s^{-1}) at (a) 0100 BT and (b) 0600 BT 1 August 2016; the meridional-vertical cross sections of simulated temperature perturbation (shaded, units: K) along 82.5°E at (c) 2000 BT 31 July and (d) 0900 BT 1 August 2016

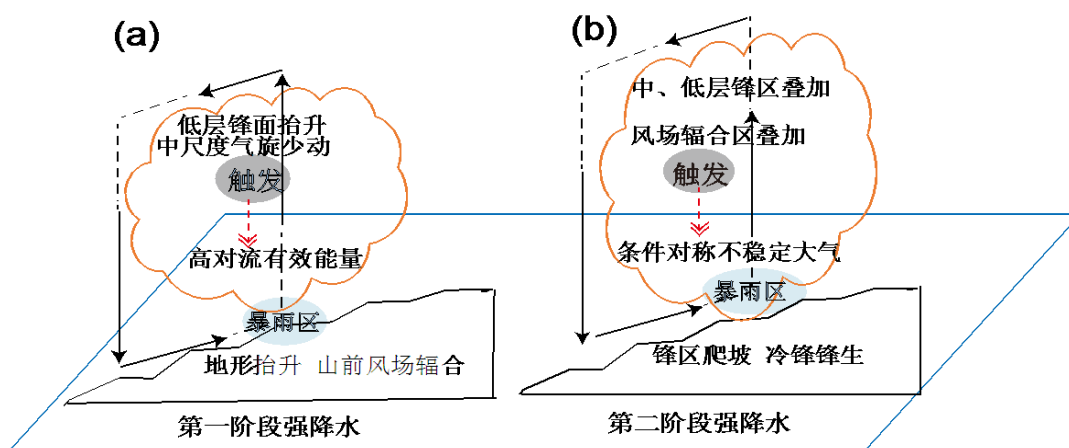


图12 伊犁河谷“7.31”暴雨概念模型：(a) 第一阶段强降水；(b) 第二阶段强降水
Fig. 12 Concept model of torrential rain in the Yili River valley on 31 July 2016: (a) First precipitation phase; (b) second precipitation phase

7 结论与讨论

利用 WRF 数值模拟，本文较好的模拟出伊犁

河谷冷锋降水过程。通过诊断分析强降水期间大气的
的不稳定性及触发机制，证实了不同尺度系统相互
作用以及复杂地形的影响是干旱、半干旱地区极端

暴雨天气形成的重要因子,并得出以下结论:

(1) 降水前河谷低层高对流有效能量不断聚集;在低层锋面和地形抬升下,山前出现风场辐合,促使垂直运动迅速发展,触发对流有效位能释放,造成河谷第一阶段南、北部山前降水;河谷东侧中尺度气旋在地形阻挡下稳定少动,是东部地区第一阶段短时强降水天气发生的直接启动机制。前期对流性降水释放湿对流不稳定能量,大气对称不稳定性增强,中、低层锋区叠加爬坡,冷锋锋生,中、低层风场辐合区叠加,河谷东北部形成垂直环流圈,上升运动进一步发展,造成河谷第二阶段强降水过程。

(2) 第一阶段强降水期间大气低层为对流不稳定性层结,降水初期和第二阶段强降水期间大气均为对称不稳定性层结,对称不稳定的产生主要源于 M_{pv2} ,其中降水初期低层 M_{pv2} 变化由大气的湿斜压性和低层水平风的垂直切变所造成,而第二强降水阶段低层 M_{pv2} 变化主要是由大气湿斜压性造成。

以上研究给出了本次强降水期间大气对流不稳定和对称不稳定触发机制,对于理解该地区暴雨形成和维持机制提供了一定的参考,但本次强降水过程河谷东、西部降水差异较明显,局地的中尺度气旋发生发展与地形加热等因子间的关系还不清楚,因而除了讨论降水过程中暴雨区上空大气层结稳定度外,在下一步的工作中还应考虑局地的中尺度系统活动和地形间的相互作用及地形对于降水落区的具体影响,结合大尺度环流背景及中尺度对流的发生发展,从而为伊犁河谷夏季持续性暴雨的预报、预警提供一定的参考依据。

参考文献 (References)

- 艾凯, 郑益群, 陈浩伟. 2016. WRF 模式中地形重力波参数化方案应用及不同拖曳力试验[J]. 干旱气象, 34(1): 125-135, 144. Ai Kai, Zheng Yiqun, Chen Haowei. 2016. Application of orographic gravity wave drag parameterization scheme and different drag forces test in WRF model [J]. Journal of Arid Meteorology (in Chinese), 34(1): 125-135, 144. doi:10.11755/j.issn.1006-7639(2016)-01-0125
- Bennetts D A, Hoskins B J. 1979. Conditional symmetric instability—A possible explanation for frontal rainbands [J]. Quart. J. R. Met. Soc., 105(446): 945-962. doi:10.1256/smsqj.44614
- 陈忠明, 杨康权, 伍红雨. 2009. 湿斜压热动力耦合强迫激发辐合增长和暴雨维持的一种机制 [J]. 物理学报, 58(6): 4362-4371. Chen Zhongming, Yang Kangquan, Wu Hongyu. 2009. Mechanism of heavy rainfall maintenance and increment in convergence excited by coupling forces between dynamic and thermodynamic fields [J]. Acta Physica Sinica (in Chinese), 58(6): 4362-4371. doi:10.3321/j.issn:1000-3290.2009.06.116
- 陈春艳, 孔期, 李如琦. 2012. 天山北坡一次特大暴雨过程诊断分析 [J]. 气象, 38(1): 72-80. Chen Chunyan, Kong Qi, Li Ruqi. 2012. Analysis of a major rainstorm in the north slope of Tianshan Mountains [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 38(1): 72-80. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2012.1.008
- Chen Yaning, Li Zhi, Fan Yuting, et al. 2015. Progress and prospects of climate change impacts on hydrology in the arid region of northwest China [J]. Environmental Research, 139: 11-19. doi:10.1016/j.envres.2014.12.029
- Gao Shouting. 2000. The instability of the vortex sheet along the shear line [J]. Adv. Atmos. Sci., 17(4): 525-537. doi:10.1007/s00376-000-0016-7
- 黄玉霞, 李栋梁, 王宝鉴, 等. 2004. 西北地区近 40 年年降水异常的空特征分析 [J]. 高原气象, 23(2): 245-252. Huang Yuxia, Li Dongliang, Wang Baojian, et al. 2004. Analyses on temporal-spatial features of annual precipitation in Northwest China in 1961-2000 [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 23(2): 245-252. doi:10.3321/j.issn:1000-0534.2004.02.018
- Hoskins B J. 1974. The role of potential vorticity in symmetric stability and instability [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 100(425): 480-482. doi:10.1002/qj.49710042520
- Huang Wei, Feng Song, Chen Jianhui, et al. 2015. Physical mechanisms of summer precipitation variations in the Tarim Basin in northwestern China [J]. J. Climate, 28(9): 3579-3591. doi:10.1175/jcli-d-14-00395.1
- 寇正, 陆汉城. 2005. 中尺度对流系统演变中的非线性对流—对称不稳定 [J]. 大气科学, 29(4): 636-644. Kou Zheng, Lu Hancheng. 2005. The nonlinear convective-symmetric instability during the development of mesoscale convective system [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29(4): 636-644. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2005.04.15
- 刘还珠, 张绍晴. 1996. 湿位涡与锋面强降水天气的三维结构 [J]. 应用气象学报, 7(3): 275-284. Liu Huanzhu, Zhang Shaoqing. 1996. Moist potential vorticity and the three dimensional structure of a cold front with heavy rainfall [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 7(3): 275-284.
- 刘蕾, 丁治英, 常越, 等. 2012. WRF 中地形重力波参数化方案在一次华南暖区暴雨形成机制分析中的应用 [J]. 气象科技, 40(2): 232-240. Liu Lei, Ding Zhiying, Chang Yue, et al. 2012. Application of parameterization of orographic gravity wave drag in WRF model to mechanism analysis of a heavy rain in warm sector over South China [J]. Meteorological Science and Technology (in Chinese), 40(2): 232-240. doi:10.3969/j.issn.1671-6345.2012.02.017
- 吕美仲, 侯志明, 周毅. 2004. 动力气象学 [M]. 北京: 气象出版社, 292-293. Lü Meizhong, Hou Zhiming, Zhou Yi. 2004. Dynamic Meteorology (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 292-293.
- 刘璐, 冉令坤, 周玉淑, 等. 2015. 北京“7.21”暴雨的不稳定性及其触发机制分析 [J]. 大气科学, 39 (3): 583-595. Liu Lu, Ran

- Lingkun, Zhou Yushu, et al. 2015. Analysis on the instability and trigger mechanism of torrential rainfall event in Beijing on 21 July 2012 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 39 (3): 583–595. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.1407.14144
- 刘晶, 杨莲梅. 2017. 一次中亚低涡造成的天山北坡暴雨 GPS 大气水汽总量演变特征[J]. 气象, 43(6): 724–734. Liu J, Yang L M. 2017. Development features of GPS atmospheric precipitable water vapor in heavy rainfall caused by Central Asia vortex on the north slope of Tianshan Mountain[J]. Meteor. Mon., 43(6): 724–734. doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2017.06.009
- 冉令坤, 李娜, 高守亭. 2013. 华东地区强对流降水过程湿斜压湿度的诊断分析[J]. 大气科学, 37(6): 1261–1273. Ran Lingkun, Li Na, Gao Shouting. 2013. Diagnostic analysis of precipitating convective process in East China with moist baroclinic vorticity parameters [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37(6): 1261–1273. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2012.12110.
- 史玉光, 孙照渤. 2008. 新疆水汽输送的气候特征及其变化[J]. 高原气象, 27(2): 310–319. Shi Yuguang, Sun Zhaobo. 2008. Climate characteristics of water vapor transportation and its variation over Xinjiang [J]. Plateau Meteorology, 27(2): 310–319. doi: 1000-0534 (2008)02-0310-10
- 施雅风, 沈永平, 李栋梁, 等. 2003. 中国西北气候由暖干向暖湿转型的特征和趋势探讨[J]. 第四纪研究, 23(2): 152–164. Shi Yafeng, Shen Yongping, Li Dongliang, et al. 2003. Discussion on the present climate change from warm-dry to warm-wet in Northwest China [J]. Quaternary Sciences (in Chinese), 23(2): 152–164. doi:10.3321/j.issn:1001-7410.2003.02.005
- 孙建华, 赵思雄, 傅慎明, 等. 2013. 2012年7月21日北京特大暴雨的多尺度特征[J]. 大气科学, 37(3): 705–718. Sun Jianhua, Zhao Sixiong, Fu Shenming, et al. 2013. Multi-scale characteristics of record heavy rainfall over Beijing area on July 21, 2012 [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 37 (3): 705–718. doi: 10.3878/j.issn.1006-9895.2013.12202.
- Seman C J. 1994. A numerical study of nonlinear nonhydrostatic conditional symmetric instability in a convectively unstable atmosphere [J]. J. Atmos. Sci., 51(11): 1352–1371. doi: 10.1175/1520-0469(1994)051<1352:ansonn>2.0.co;2
- 陶诗言, 丁一汇, 赵思雄, 等. 1980. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社. Tao Shiyang, Ding Yihui, Zhao Sixiong, et al. 1980. Heavy Rainfalls in China [M] (in Chinese). Beijing: Science Press, 115.
- 吴国雄, 蔡雅萍, 唐晓菁. 1995. 湿位涡和倾斜涡度发展[J]. 气象学报, 53(4): 387–405. Wu Guoxiong, Cai Yaping, Tang Xiaojing. 1995. Moist potential vorticity and slantwise vorticity development [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 53(4): 387–405. doi:10.11676/qxb1995.045
- 吴国雄, 蔡雅萍. 1997. 风垂直切变和下滑倾斜涡度发展[J]. 大气科学, 21(3): 273–282. Wu Guoxiong, Cai Yaping. 1997. Vertical wind shear and down-sliding slantwise vorticity development [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 21(3): 273–282. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1997.03.03
- 吴国雄, 刘还珠. 1999. 全型垂直涡度倾向方程和倾斜涡度发展[J]. 气象学报, 57(1): 1–15. Wu Guoxiong, Liu Huanzhu. 1999. Complete form of vertical vorticity tendency equation and slantwise vorticity development [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 57(1): 1–15. doi:10.11676/qxb1999.001
- 吴庆梅, 郭虎, 杨波, 等. 2009. 东南风气流对夏季北京局地暴雨的影响[J]. 广东气象, 31(6): 19–22. Wu Qingmei, Guo Hu, Yang Bo, et al. 2009. The influence of southeast wind to Beijing local storm in summer [J]. Guangdong Meteorology (in Chinese), 31(6): 19–22. doi:10.3969/j.issn.1007-6190.2009.06.005
- 王建中, 马淑芬, 丁一汇. 1996. 位涡在暴雨成因分析中的应用[J]. 应用气象学报, 7(1): 19–27. Wang Jianzhong, Ma Shufen, Ding Yihui. 1996. Application of potential vorticity theory to analysis of formative mechanism of torrential rain [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 7(1): 19–27.
- Wang L, Ding Z Y, Liu L. 2011. Study on the influences of GWDO parameterization scheme and terrain on a rainstorm in Dabie Mountain [J]. Meteor. Environ. Res., 2(6): 61–66.
- Xu Q. 1986. Conditional symmetric instability and mesoscale rainbands [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 112(472): 315–334. doi: 10.1002/qj.49711247203
- 徐国强, 杨学胜, 黄丽萍, 等. 2010. GRAPES 中地形重力波拖曳物理过程的引进和应用试验[J]. 气象学报, 68(5): 631–639. Xu Guoqiang, Yang Xuesheng, Huang Liping, et al. 2010. Introducing and application testing of the orographic gravity wave drag parameterization physics in the GRAPES [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 68(5): 631–639.
- 杨霞, 李云, 赵逸舟, 等. 2014. 新疆一次深秋局地短时大暴雨的成因分析[J]. 高原气象, 33(1): 162–170. Yang Xia, Li Yun, Zhao Yizhou, et al. 2014. Analysis of a brief torrential rain event in autumn in Xinjiang [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 33(1): 162–170. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2012.00170
- 杨莲梅, 李霞, 张广兴. 2011. 新疆夏季强降水研究若干进展及问题[J]. 气候与环境研究, 16(2): 188–198. Yang Lianmei, Li Xia, Zhang Guangxing. 2011. Some advances and problems in the study of heavy rain in Xinjiang [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 16(2): 188–198. doi: 10.3878/j.issn.1006-9585.2011.02.08
- 姚秀萍, 于玉斌. 2005. 2003年梅雨期干冷空气的活动及其对梅雨降水的作用[J]. 大气科学, 29(6): 973–985. Yao Xiuping, Yu Yubin. 2005. Activity of dry cold air and its impacts on Meiyu rain during 2003 Meiyu period [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29(6): 973–985. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2005.06.13
- Yue Caijun, Shou Shaowen, Lin Kaiping, et al. 2003. Diagnosis of the heavy rain near a Meiyu front using the wet Q vector partitioning method [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 20(1): 37–44. doi:10.1007/bf03342048
- Yang Qin, Wei Wenshou, Li Jun. 2008. Temporal and spatial variation of atmospheric water vapor in the Taklimakan Desert and its surrounding areas [J]. Chinese Science Bulletin, 53(S2): 71–78. doi: 10.1007/s11434-008-6007-2

- 张家宝. 1986. 新疆短期天气预报指导手册 [M]. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社. Zhang Jiabao. 1986. The Short-Term Weather Forecast Guide in Xinjiang (in Chinese) [M]. Ürümqi: Xinjiang People's Press.
- 张家宝, 邓子风. 1987. 新疆降水概论 [M]. 北京: 气象出版社. Zhang Jiabao, Deng Zifeng. 1987. Introduction to Precipitation in Xinjiang (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press.
- 周玉淑, 邓国, 黄仪虹. 2003. 长江流域一次暴雨过程中的不稳定条件分析 [J]. 气象学报, 61(3): 323–333. Zhou Yushu, Deng Guo, Huang Yihong. 2003. Analysis on instability condition during a torrential rain over Yangzi River basin [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 61(3): 323–333. doi: 10.3321/j.issn:0577-6619.2003.03.007
- 张云惠, 陈春艳, 杨莲梅, 等. 2013. 南疆西部一次罕见暴雨过程的成因分析 [J]. 高原气象, 32(1): 191–200. Zhang Yunhui, Chen Chunyan, Yang Lianmei, et al. 2013. Cause analysis on rare rainstorm in west of Southern Xinjiang [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 32(1): 191–200. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2012.00019
- 张云惠, 李海燕, 蔺喜禄, 等. 2015. 南疆西部持续性暴雨环流背景及天气尺度的动力过程分析 [J]. 气象, 41(7): 816–824. Zhang Yunhui, Li Haiyan, Lin Xilu, et al. 2015. Analysis of continuous rainstorm circulation background and the dynamic process of synoptic-scale in west of Southern Xinjiang [J]. Meteorological Monthly, 41(7): 816–824. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2015.07.003
- Zhao Yong, Huang Anning, Zhou Yang, et al. 2014. Impact of the middle and upper tropospheric cooling over central Asia on the summer rainfall in the Tarim Basin, China [J]. J. Climate, 27(12): 4721–4732. doi:10.1175/jcli-d-13-00456.1
- Zhong Yu., Wang Binbin., Zou Chris B, et al. 2017. On the teleconnection patterns to precipitation in the eastern Tianshan Mountains, China [J]. Climate Dynamics, 49: 3123–3119. doi: 10.1007/s00382-016-3500-1