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(6): 1275−1290. TANG Huan, FU Shenming, SUN Jianhua, et al. 2020. Investigation of Severe Precipitation Event Caused by an Eastward-Propagating MCS Originating from the Tibetan Plateau and a Downstream Southwest Vortex [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 44(6): 1275−1290. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1911.19206

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

汤欢[1, 2] 傅慎明[2, 3] 孙建华[1, 2] 麦子[1, 2] 靳双龙[4] 张元春[1]

1 中国科学院大气物理研究所云降水物理与强风暴重点实验室，北京 100029
2 中国科学院大学，北京 100049
3 中国科学院大气物理研究所国际气候与环境中心，北京 100029
4 中国电力科学研究院新能源与储能运行控制国家重点实验室，北京 100192

摘 要 基于加密自动站降水、葵花 8 卫星和 ECMWF ERA5 再分析等多种资料，本文对 2018 年 6 月 17 日 08 时至 18 日 22 时（协调世界时，下同）一次青藏高原（简称高原）中尺度对流系统（Mesoscale Convective System，简称 MCS）东移与下游西南低涡作用并引起四川盆地强降水的典型事件进行了研究（四川盆地附近最大 6 小时降水量高达 88.5 mm）。研究表明，本次事件四川盆地的强降水主要由高原东移 MCS 与西南低涡作用引起，高原 MCS 与西南低涡的耦合期是本次降水的强盛时段，暴雨区主要集中在高原东移 MCS 的冷云区。高原东移 MCS 整个生命史长达 33 h，在其生命史中，它经历了强度起伏变化的数个阶段，总体而言，移出高原前后，高原 MCS 对流的重心显著降低，但对流强度大大增强。在高原 MCS 的演变过程中，四川盆地有西南低涡发展，该涡旋生命史约为 21h，所在层次比较浅薄，主要位于对流层低层。西南低涡与高原 MCS 存在显著的作用，在高原 MCS 与西南低涡耦合阶段，两者的上升运动区相叠加直接造成了强降水。此后，由于高原 MCS 系统东移而西南低涡维持准静止，高原 MCS 与西南低涡解耦，西南低涡由此减弱消亡，东移高原 MCS 所伴随的降水也随之减弱。涡度收支表明，散度项是西南低涡发展和维持的最主导因子，此外，倾斜项是 800 hPa 以下正涡度制造的第二贡献项，而垂直输送项则是西南低涡 800hPa 以上正涡度增长的另一个主导项，这两项分别有利于西南低涡向下和向上的伸展。相关分析表明，在西南低涡发展期间，高原 MCS 中冷云面积（相当黑体亮度温度 TBB≤−52°C）可以有效地指示西南低涡强度（涡度）的变化，超前两小时的相关最显著，相关系数可达 0.83。

关键词 暴雨 高原东移 MCS 西南低涡 涡度收支
文章编号 1006-9895(2020)06-1275-16 **中图分类号** P458.2 **文献标识码** A
doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1911.19206

Investigation of Severe Precipitation Event Caused by an Eastward-Propagating MCS Originating from the Tibetan Plateau and a Downstream Southwest Vortex

TANG Huan[1, 2], FU Shenming[2, 3], SUN Jianhua[1, 2], MAI Zi[1, 2], JIN Shuanglong[4], and ZHANG Yuanchun[1]

1 *Key Laboratory of Cloud–Precipitation Physics and Severe Storms*, *Institute of Atmospheric Physics*, *Chinese Academy*

收稿日期 2019-08-28；**网络预出版日期** 2020-03-24
作者简介 汤欢，女，1995 年出生，博士研究生，主要从事中尺度气象学研究。E-mail: tanghuan@mail.iap.ac.cn
通讯作者 傅慎明，E-mail: fusm@mail.iap.ac.cn
资助项目 国家重点研发计划项目 2018YFC0809400，国家自然科学基金项目 91637211
Funded by National Key R&D Program of China (2018YFC0809400), the National Natural Science Foundation of China (91637211)

of Sciences, *Beijing* 100029
2 *University of Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100049
3 *International Center for Climate and Environment Sciences*, *Institute of Atmospheric Physics*, *Chinese Academy of Sciences*, *Beijing* 100029
4 *State Key Laboratory of Operation and Control of Renewable Energy and Storage Systems*, *China Electric Power Research Institute*, *Beijing* 100192

Abstract Based on precipitation data obtained by an automatic observation station, Himawari-8 satellite black-body temperature data, and European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) ERA5 reanalysis data, we investigated a severe precipitation event wherein an eastward-propagating mesoscale convective system (MCS) originating from the Tibetan Plateau (TP) influenced a downstream Southwest vortex (SWV), causing heavy precipitation over the Sichuan Basin (maximum of 6 hours of precipitation around the Sichuan Basin totaled 88.5 mm). The main results of our analysis are as follows: this heavy precipitation event was mainly induced by the effect of an eastward-propagating MCS and a downstream SWV, with strong rainfall appearing during the coupling of the MCS and SWV within the cold cloud area of the MCS. The eastward-propagating MCS lasted for a total of 33 hours, during which its intensity obviously changed. Overall, compared with the stage prior to leaving the TP, after leaving the TP the centroid convection of the eastward-propagating MCS decreased in height but significantly increased in its convection intensity. During the lifespan of the eastward-propagating MCS, the SWV exhibited quasi-stationary behavior around the Sichuan Basin. This vortex lasted for about 21 hours and persisted in a shallow layer that was mainly located in the lower troposphere. The eastward-propagating MCS significantly affected the SWV. During the coupling of the MCS and SWV, the superposition of the ascending motions associated with the two systems directly induced the heavy precipitation. Subsequently, the MCS moved eastward, whereas the location of the SWV changed very little, which resulted in the decoupling of the eastward-propagating MCS from the SWV. This reduced the intensity of the SWV and decreased the precipitation associated with the eastward-propagating MCS. The vorticity budget indicates that the convergence effect dominated the development and maintenance of the SWV. In addition, the tilting effect was the second greatest contribution to the production of positive vorticity below 800 hPa. The vertical transport was another dominant factor in the positive vorticity enhancement associated with the SWV above 800 hPa. Overall, these two effects promoted the downward and upward extensions of the SWV, respectively. The results of our correlation analysis reveal that during the development of the SWV, the cold cloud area of the eastward-propagating MCS (using −52°C as the boundary) could effectively reflect variation in the SWV intensity (vorticity), with the largest correlation (up to 0.83) appearing two hours in advance.

Keywords Heavy rainfall, Eastward-propagating MCS originated from the Tibetan Plateau, Southwest vortex, Vorticity budget

1 引言

青藏高原（简称高原）被称为“世界屋脊”，高原的热力及动力作用对东亚的大气环流有重要影响（叶笃正和高由禧, 1979; Zhao et al., 2018）。夏季青藏高原，太阳辐射强，成为强大的热源，同时，受夏季风影响，高原比同纬度同高度更湿润，这使得夏季高原对流活动十分活跃（徐祥德等, 2015）。中尺度对流系统（即 Mesoscale Convective System，简称 MCS）是高原对流活动的主要组织形式，据统计，其对高原局地降水的贡献可达 70% 以上（Hu et al., 2017）。

高原 MCS 除了影响高原地区，少数情况下，它在有利的引导气流以及充沛的水汽条件配合下可以移出高原，造成高原下游地区的极端降水（Tao and Ding, 1981; 江吉喜和范梅珠, 2002; 卓嘎等, 2002），例如，1998 年长江流域的特大洪涝灾害以及 2003 年和 2007 年淮河流域的大洪水事件均与高原 MCS 的东移发展密切相关（张顺利等, 2001; 傅慎明等, 2011）。由于其重要性，国内外学者对高原 MCS 如何东移影响下游降水进行了一系列的研究。例如，Yasunari and Miwa（2006）基于 1998 年高原东移 MCS 个例的研究，指出高原 MCS 东移可通过触发西南低涡来影响下游地区的

降水；傅慎明等（2011）对比分析 2003 和 2007 年梅雨期内高原 MCS，发现高原东移 MCS 影响下游地区降水主要存在四种方式，其中高原 MCS 移出高原后在四川盆地引发稳定少动的西南低涡，这种方式最容易在四川盆地产生持续性暴雨。Zhang et al.（2014）数值试验的结果表明，高原 MCS 移出高原后会受到一级与二级地形间 MPS（Mountain-Plains Solenoid）环流以及二级地形与东部平原间 MPS 环流的调制，并与西南低涡和梅雨锋涡旋有密切联系。Hu et al.（2016）利用高时空分辨率卫星资料的统计结果表明，高原 MCS 的移出与西风急流的位置密切相关，五月份西风急流在青藏高原上空，有利于高原 MCS 移出。

前人的研究结果已经证实，高原东移 MCS 与初生于四川盆地附近的西南低涡有着密切的联系（傅慎明等, 2011; Zhang et al., 2014; 麦子, 2019）。西南低涡是造成我国西南地区暴雨的主要天气系统之一（Kuo et al., 1986; Wang and Tan, 2014; 马勋丹等, 2018）。相关研究结果表明，西南低涡的结构多样、成因复杂，因此，需要大量的研究来全面地认识此类涡旋。为此，国内外的学者开展了一系列的相关工作。例如，Wang et al.（1993）研究结果表明 MCS 产生的非绝热加热能促进西南低涡的发展。张凤和赵思雄（2003）利用涡度收支对西南低涡的演变机理进行了研究，其发现，低层辐合场对气旋的发展起直接作用，涡度平流的“上正下负”配置和水汽凝结潜热释放，通过影响上升运动及低层辐合对地面气旋的发展起间接作用。胡祖恒等（2014）的研究表明，与西南低涡相伴的 MCS 是其暴雨的成因，其积云对流的加热作用对西南低涡的发展有重要影响。Fu et al.（2015）利用美国国家环境预报中心气候预报系统再分析数据统计西南低涡的气候学特征，按动力和热动力特征将其分为四类，对比揭示了各类西南低涡的三维特征。Ni et al.（2017）认为 AIRS（大气红外探测仪）卫星产品有助于研究高原及其周边地区灾害性天气，其 TBB（相当黑体亮度温度）可以反映西南低涡的演变。Chen et al.（2019）研究指出西南低涡对四川盆地附近大气状况的调整直接影响了盆地附近 MCS 的形成。

受限于研究资料的相对匮乏，虽然高原东移 MCS 与西南低涡之间的关系密切（傅慎明等, 2011; 麦子, 2019），但目前针对此两者之间作用的研究仍然较少。此外，高原东移 MCS 对下游降水如何影响？这个科学问题也仍待进一步解答。为此，本文以一次典型高原 MCS 东移影响西南低涡演变并产生大暴雨的事件为例，利用高时空分辨率的卫星观测资料、再分析数据以及高原特种观测资料进行分析与诊断，以期对上述两个科学问题进行部分解答。

2　资料与方法

2.1　资料

本文使用的再分析资料是欧洲中期天气预报中心 ECMWF 发布的全球气候再分析资料最新产品 ERA5，其时间分辨率 1 h，空间分辨率 0.25°×0.25°，垂直层从地面 1000 hPa 至 0.1 hPa 共 37 层，本文主要使用该资料分析本次事件的大尺度环流形势及计算主要物理量进行诊断。本文使用了葵花 8 号卫星的第 13 通道 10.4 μm 的 TBB（temperature of black body，相当黑体亮度温度）数据，其空间分辨率 2 km，时间分辨率是 10 min，TBB 指卫星红外通道探测到的地球向外辐射，由于对流云团的云顶较高，云顶温度较低，因此可将卫星红外辐射图像转化为云顶亮温用来识别 MCS。本文使用了逐小时的全国 2411 个地面自动站的加密观测降水资料，进行地面降水中尺度特征分析。本文还使用了甘孜站微波辐射计观测资料及理塘站风廓线雷达资料，用于分析与高原对流有关的高原大气状况。

2.2　方法

本文使用李俊（2010）提出的基于模式匹配算法对云团进行自动追踪，客观分析高原 MCS 的演变特征。对 MCS 进行识别时，需要给出其温度、面积和生命史标准。如果面积小于 5000 km^2，所识别的 MCS 数目将大大增加，一些学者主要采用的面积阈值为 5000 km^2，较完整的保留 MCS 整个生命史过程的演变特征（Mathon and Laurent, 2001; 麦子, 2019）。此外使用−52°C 的温度阈值识别 MCS，可以体现 MCS 的时空分布特征（郑永光等, 2008; Yang et al., 2015）。Parker and Johnson（2000）根据纳维—斯托克斯方程计算，中尺度对流的时间尺度为f^{-1}，在中纬度，其生命史约 3 h。因此，本文识别高原 MCS 的标准为：（1）TBB≤−52°C 的冷云区面积≥5000 km^2；（2）持续时间为 3 h 及以上。

由于涡度是涡旋的有效度量工具，本文使用涡

度收支方程研究西南低涡的演变机理，忽略摩擦项，p 坐标系下的垂直涡度方程为

$$\underset{\text{(I)}}{\frac{\partial \zeta}{\partial t}} = -\underset{\text{(II)}}{\left[\left(u\frac{\partial \zeta}{\partial x}+v\frac{\partial \zeta}{\partial y}+v\frac{\partial f}{\partial y}\right)\right]}-\underset{\text{(III)}}{\omega\frac{\partial \zeta}{\partial p}}- \underset{\text{(IV)}}{(\zeta+f)\left(\frac{\partial u}{\partial x}+\frac{\partial v}{\partial y}\right)}+\underset{\text{(V)}}{\left(\frac{\partial \omega}{\partial y}\frac{\partial u}{\partial p}-\frac{\partial \omega}{\partial x}\frac{\partial v}{\partial p}\right)}, \quad (1)$$

其中，ζ为相对涡度，f为地转涡度。方程（1）等号左边（I）为相对涡度的局地变化项。等号右边第一项（II）为绝对涡度的水平平流项，包括相对涡度的水平平流和地转涡度的水平平流，它主要由于相对涡度的水平分布不均匀和大气水平运动引起；第二项（III）为相对涡度的垂直输送项，由涡度的垂直分布不均和垂直运动造成；第三项（IV）是散度项，它表示水平辐合（辐散）引起的涡度变化；第四项（V）是倾斜项，它表示由于垂直运动的水平分布不均匀，使涡度水平分量转化为垂直分量。

3 个例概况

3.1 降水概况

本次降水从川西高原到盆地，再到秦巴山脉，最后到鄂西，影响范围较为广泛。从 6 小时降水量图（图 1）可以看出，17 日 12～18 时（协调世界时，下同），川西出现弱降水，单站最大降水量达 25.8 mm（图 1a），这一过程主要由高原东移 MCS 引起。17 日 18 时至 18 日 00 时，雨带范围进一步扩大，并与位于陕豫交界的雨带连成一片，呈东东北—西西南走向，单站（32.52°N，107.89°E）降水量最大值达 67.5 mm（图 1b），这一过程中西南低涡开始发展，并逐渐与 MCS 耦合（17 日 20 时两者开始耦合）。18 日 00～06 时，是本次过程降水集中的时段，降水集中在秦巴山脉附近，主要位于西南低涡的东侧，6 h 单站累积降水量最大值达到 88.5 mm（图 1c）。18 日 06～12 时，由于高原 MCS 东移而西南低涡维持准静止，高原 MCS 与西南低涡解耦，这使得西南低涡减弱，西南低涡

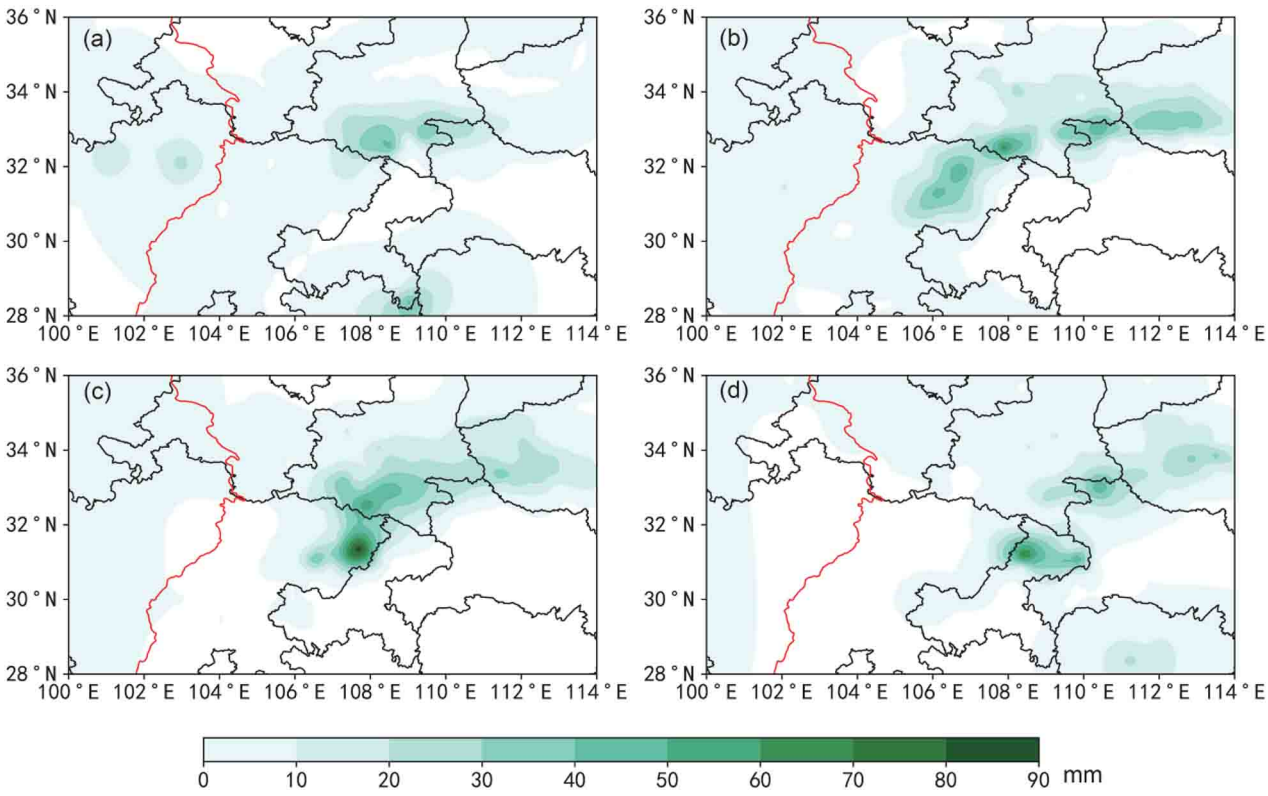

图 1 2018 年 6 月 17～18 日自动站 6 h 累积降水量（单位：mm）：（a）17 日 12～18 时（协调世界时，下同）；（b）17 日 18 时至 18 日 00 时；（c）18 日 00～06 时；（d）18 日 06～12 时。红色线表示青藏高原（简称高原）边界，为 3000 m 等高线

Fig. 1 6-h accumulated precipitation observed by the automatic station from 17 to 18 Jun 2018 (units: mm): (a) 1200 UTC 17 to 1800 UTC 17 Jun, (b) 1800 UTC 17 to 0000 UTC 18 Jun, (c) 0000 UTC 18 to 0600 UTC 18 Jun, and (d) 0600 UTC 18 to 1200 UTC 18 Jun. The red line indicates the Tibetan Plateau boundary, which has a terrain height of 3000 m

逐渐消亡，降水随之减弱（图 1d）。

3.2　高原 MCS 活动特征

葵花 8 号卫星资料时空分辨率高，在监测对流云团和暴雨活动方面具有一定的优势。本文采用葵花 8 号卫星的 TBB 图像来分析中尺度天气系统的演变（张夕迪和孙军, 2018）。图 2 给出了高原对

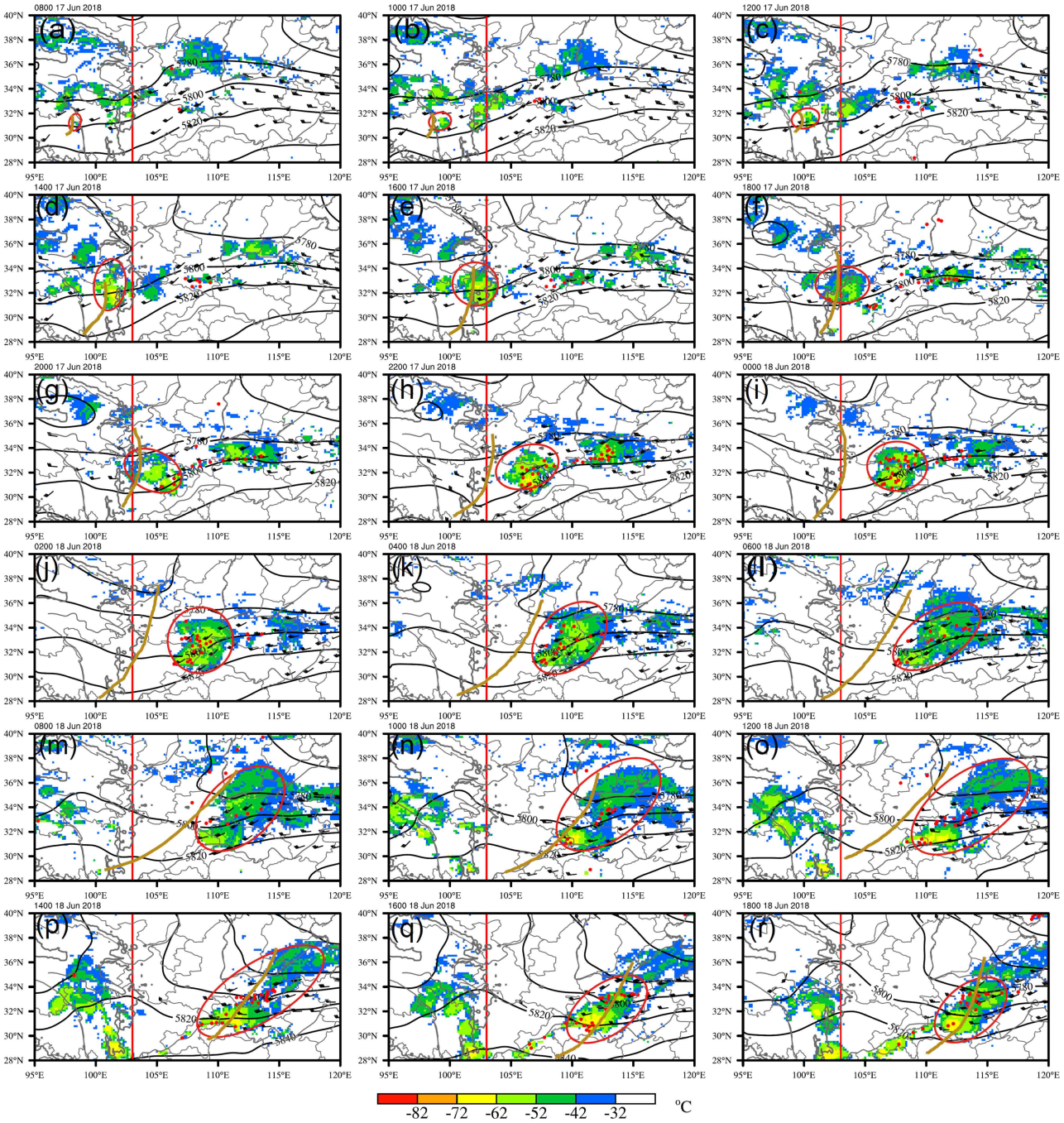

图 2　2018 年 6 月 17 日 08 时至 18 日 18 时逐 2 h 的 MCS 分布。阴影：黑体亮温（TBB，单位：°C），黑色等值线：500 hPa 位势高度（单位：gpm，褐色线为槽线），黑色风羽：500 hPa 风场（风速≥12 m s^{-1}，一根长羽为 4 m s^{-1}），红点：自动站站点（1 小时降水量≥5 mm h^{-1}），红圈为关注的 MCS，红色竖线指 103°E

Fig. 2　Mesoscale convective system (MCS) distribution at 2-h intervals from 0800 UTC 17 to 1800 UTC 18 Jun 2018.Shaded area: temperature of black body (units: °C); black contours: 500-hPa geopotential height(units: gpm, thick brown lines are trough lines); blackwindbarb:500-hPa wind(speed ≥12 m s^{-1}, and a full bar indicates 4 m s^{-1}); red dots: automatic stations (hourly precipitation ≥ 5 mm h^{-1}); red circles and red vertical lines indicate the MCS and 103°E, respectively

流发展及高原 MCS 东移演变的过程：17 日 08 时，葵花 8 号卫星首次探测到 TBB≤−32°C 的冷云区生成于（31°N，98°E）附近（图 2a）。17 日 09～12 时，上个时刻探测到的冷云区发展加强，TBB 出现了低于−52°C 的中心（图 2b，c），但未能满足本文对于 MCS 面积下限的定义（2.2 节）。17 日 11 时，高原 MCS 东侧，局地（32.2°N，103.2°E）出现 TBB≤−32°C 的冷云区，其生成后向东移动。17 日 13 时，局地 MCS 出现 TBB≤−52°C 的冷云区，高原 MCS 进一步发展，TBB≤−62°C 的冷云区不断增大，其 TBB≤−52°C 的面积已经增长超过 5000 km^2，根据 2.2 节中的定义，本文所关注的高原 MCS 此时生成，并逐渐东移，从 13～15 时，高原 MCS 与局地 MCS 合并，其 TBB≤−52°C 的面积增强（图 2d），17 日 15 时，高原 MCS 的东边界开始移出高原 103°E。17 日 18 时，高原 MCS 的中心开始移出高原，此时，高原东部（31.48°N，102.07°E）出现弱降水，小时降水量超过 5 mm h^{-1}（图 2f）。17 日 15～19 时，由于移出高原，高原 MCS 的面积及 TBB 强度减弱（图 2e，f）。17 日 20 时，高原 MCS 完全移出高原（图 2g），对比高原 MCS 移出前后的高度场和风场，发现高原 MCS 的移动与中高层引导气流密切相关，较强的西风气流有利于高原 MCS 移出。高原 MCS 移出高原前后伴随着不同的天气系统，17 日 20 时之前，影响高原东移 MCS 的主要系统是高原东部的浅槽（图 2a–g），高原 MCS 位于浅槽前部，动力条件有利于高原 MCS 的维持。17 日 20 时至 18 日 05 时，高原东移 MCS 与四川盆地新生的西南低涡逐步实现锁相耦合，对流活动显著增强，此时高原 MCS 发展旺盛，其水平直径达到 4 个纬距（图 2g，k），暴雨也主要出现在这个时段，强降水中心主要集中在高原 MCS 的冷云区。18 日 05 时以后，受不同层的背景场引导气流影响，高原 MCS 东移主要与中层引导气流有关（苏君毅, 2006），而西南低涡东移主要与中、低层引导气流有关（陈忠明, 1989），高原 MCS 继续东移而西南低涡稳定少动，两者开始解耦，高原 MCS 东移，其面积增大，然而对流中心强度减弱，降水也随之减弱。截止 18 日 08 时（图 2m），高原 MCS 移出四川，并逐渐分为南北两部分，南部 MCS 强于北部 MCS，按照 MCS 的追踪算法，南部 MCS 可以看作是高原东移 MCS 的延续，18 日 16 时，北部 MCS 消亡（图 2q），18 日 18 时，南部 MCS 有所发展（图 2r），18 日 22 时，南部 MCS 逐渐消亡。综合上述，高原 MCS 于 17 日 13 时生成，18 日 22 时消亡，整个生命史长达 33 h，高原 MCS 位于西风带短波槽槽前，在西风气流的引导下不断东移，移出后与西南低涡产生作用，对四川盆地的暴雨有显著的影响。

4 西南低涡的演变

由于西南低涡的中心层次位于 700 hPa（Fu et al., 2015），本文使用 700 hPa 作为西南低涡分析的中心层次进行分析。然而，考虑到涡旋是一个三维的结构，本文还对西南低涡的垂直伸展进行了识别。识别采用的标准是 Fu et al.（2015, 2016）定义的标准，即连续的、具有显著涡旋结构、且倾斜不超过阈值（≤50 km/50 hPa）的垂直层次被归属为同一个涡旋（图 3b 中的紫色和蓝色虚线）。此外，为了研究西南低涡，本文根据其生命史时间平均的特征确定了西南低涡的关键区和代表纬度。图 3a 是 17 日 12 时至 18 日 09 时 700 hPa 的平均流场图，紫色框（30.5°～34.5°N，103.5°～108.5°E）是根据流场和涡度场特征所确定的西南低涡关键区。由于 32°N 接近于西南低涡的中心纬度且位于高原东移 MCS 中心附近（图 2），本文选取该纬度作为西南低涡分析的代表纬度。本文采用温度离差剖面图来表达西南低涡温压场结构，首先求各气压层沿 32°N 纬向平均值，然后将各层实际观测值减去该层平均值，得到各层的温度离差值，在此基础上绘制出温度离差的垂直剖面图。

西南低涡首先从对流层低层发展，17 日 12 时，800 hPa 上最先有中尺度涡旋的显著结构（α 中尺度闭合的气旋式流场结构，≥5×10^{-5} s^{-1} 的正涡度中心）形成（图略），该时刻被定义为西南低涡的初生时刻，此时，涡旋尚且十分浅薄，仅集中在 800 hPa 附近的薄层内。此后，西南低涡向上和向下缓慢伸展（图 3b），这个阶段对应了高原 MCS 移出高原的初期（图 2d，e）。从 17 日 18 时开始，随着高原 MCS 的中心开始移出高原（图 2f），西南低涡在垂直方向上的伸展显著变快（图 3b）。17 日 20 时，西南低涡下层伸展到 925 hPa 后，主要维持在 925 hPa，17 日 22 时，其顶层已经到达 650 hPa（图 3b），涡旋涡度显著增强，在 700 hPa 上西南低涡东南部存在≥1.5×10^{-4} s^{-1} 的正涡度区（图 4c），全风速在 700 hPa 以下出现极值中心

14 m s^{-1}（图 5c），西南低空急流（风速≥8 m s^{-1}）显著增强（图 4c），有利于水汽和热量的输送，也有利于辐合的增强，促进西南低涡涡度的增长（图 3b）。西南低涡与高原 MCS 相互耦合并迅速

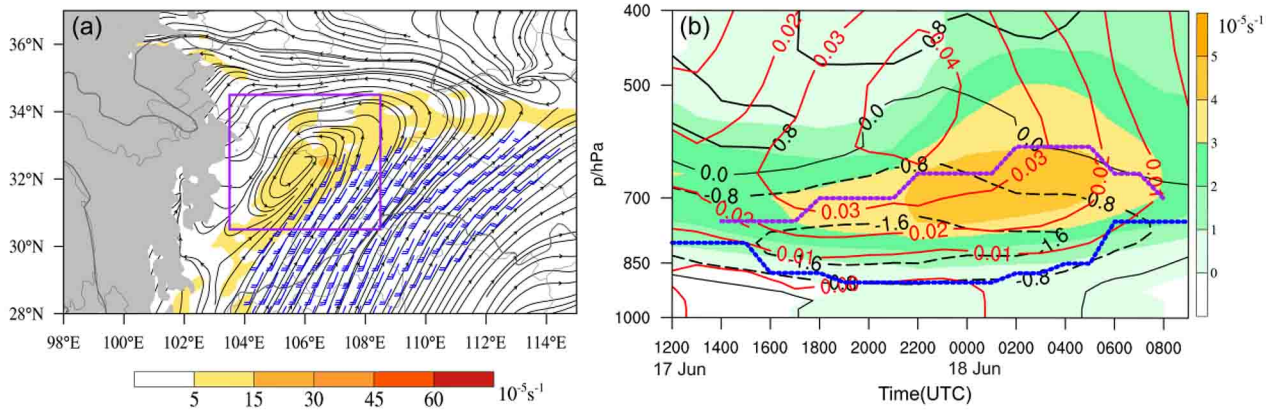

图 3　2018 年 6 月 17 日 12 时至 18 日 09 时的（a）700 hPa 时间平均流场 [彩色阴影：涡度（单位：10^{-5} s^{-1}），蓝色风羽：低空急流（风速≥8 m s^{-1}，一根长羽为 4 m s^{-1}），紫色框线：西南低涡形成发展关键区，灰色阴影：地形（≥3000 m）] 及（b）涡度（阴影，单位：10^{-5} s^{-1}）、散度（黑色线，单位：10^{-5} s^{-1}）、垂直速度（红色线，单位：m s^{-1}）区域平均高度—时间演变（紫色和蓝色虚线分别表示西南低涡最高层和最低层高度）

Fig. 3　(a) 700-hPa temporal average streamline field[color shaded area: vorticity (units: 10^{-5} s^{-1}), blue wind barb: lower-level jets (speed≥8 m s^{-1}, and a full bar indicates 4 m s^{-1}), purple rectangular box: the key region for the formation and development of the Southwest vortex (SWV), gray shading: terrain≥3000 m] and (b) vortex-averaged vorticity (shaded area, units: 10^{-5} s^{-1}), divergence (black lines, units: 10^{-5} s^{-1}), and vertical motions (red lines, units: m s^{-1}) (the dotted purple and blue lines indicate the top and bottom levels of the vortex, respectively)from 1200 UTC 17 to 0900 UTC 18 Jun 2018

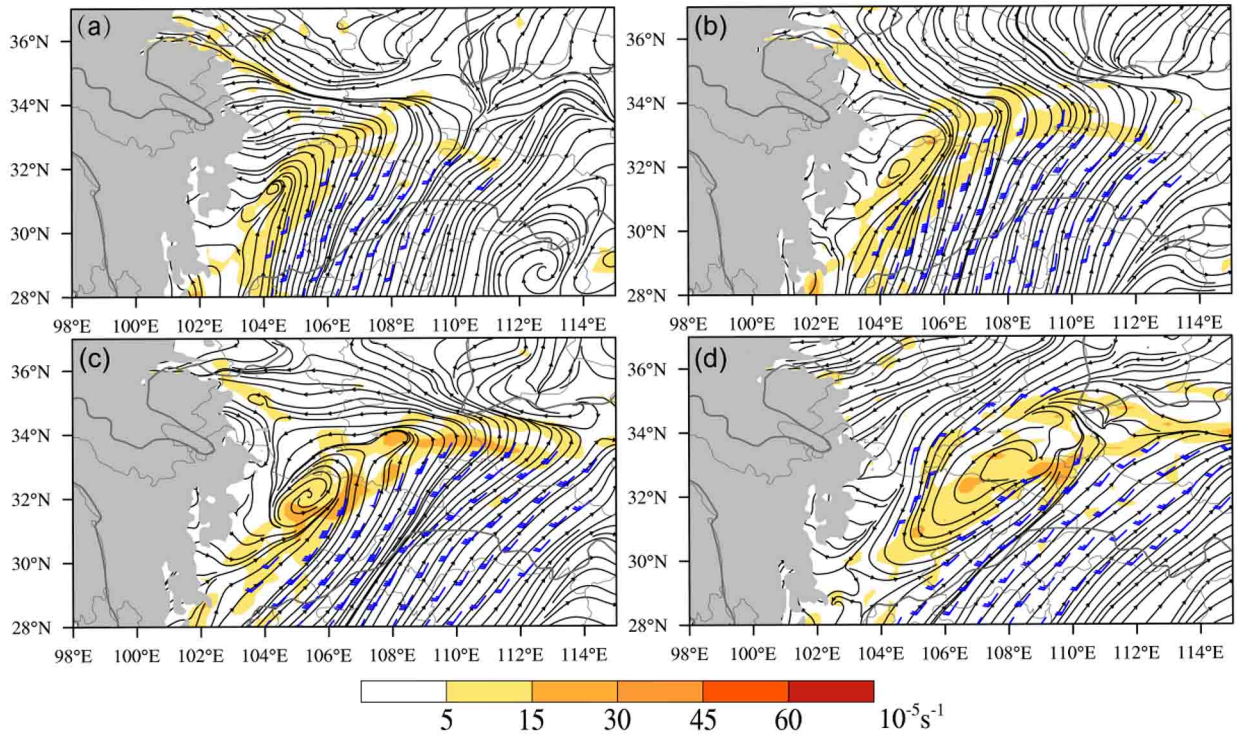

图 4　2018 年 6 月（a）17 日 12 时、（b）17 日 18 时、（c）17 日 22 时和（d）18 日 09 时的 700 hPa 流场。彩色阴影：涡度（单位：10^{-5} s^{-1}），蓝色风羽：低空急流（风速≥8 m s^{-1}，一根长羽为 4 m s^{-1}），灰色阴影：地形（≥3000 m）

Fig. 4　700-hPa streamline field at (a) 1200 UTC 17, (b) 1800 UTC 17, (c) 2200 UTC 17, and (d) 0900 UTC 18 Jun 2018. Color shaded area: vorticity (units: 10^{-5} s^{-1}), blue wind barb: lower-level jets (speed≥8 m s^{-1}, a full bar indicates 4 m s^{-1}), the gray shaded area with terrain above 3000 m in height

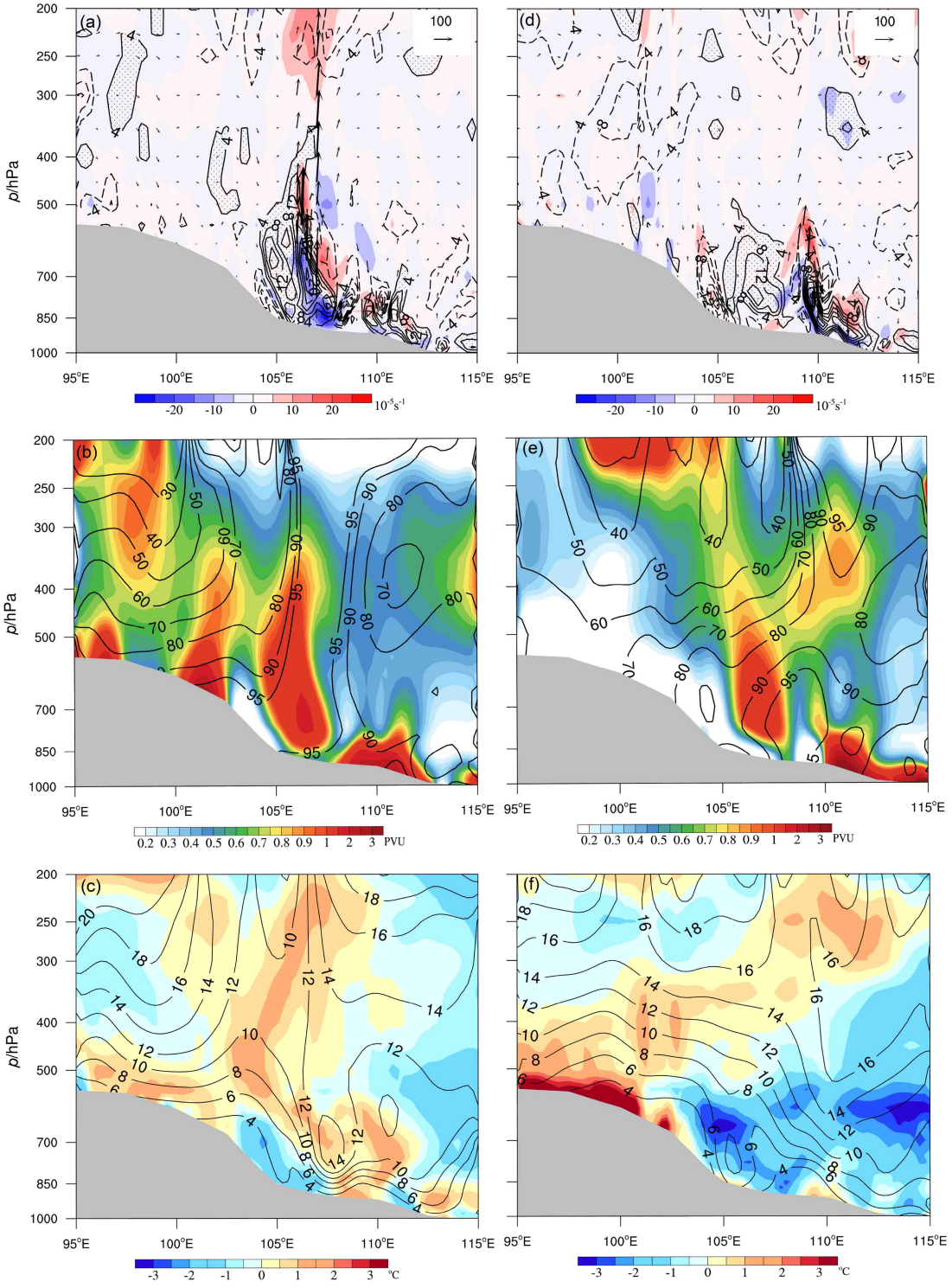

图 5 2018 年 6 月（a–c）17 日 22 时和（d–f）18 日 09 时沿 32°N 的纬向剖面。（a, d）散度（彩色阴影，单位：10^{-5} s^{-1}）、涡度（等值线，单位：10^{-5} s^{-1}）和矢量 [（u，-100ω），黑色箭矢，垂直速度 ω 单位为 Pa s^{-1}，水平速度 u 单位为 m s^{-1}]; (b, e）位涡（彩色阴影，单位：1PVU=10^{-6} K m^2 kg^{-1} s^{-1}）、相对湿度（等值线，单位：%）；（c）, f）温度离差（彩色阴影，单位：°C）、全风速（等值线，单位：m s^{-1}）。灰色阴影代表地形

Fig. 5 Zonal section along 32°N at (a–c) 2200 UTC 17 and (d–f) 0900 UTC 18 Jun 2018.(a, d) Divergence (color shaded area, units: 10^{-5} s^{-1}), vorticity (contours, units: 10^{-5} s^{-1}), and vector [(u, -100ω), black vector, the unit of vertical velocity is Pa s^{-1}, the unit of horizontal wind is m s^{-1}]; (b, e) potential vorticity (color shaded area, units: 1PVU=10^{-6} K m^2 kg^{-1} s^{-1}) and relative humidity (contours, units: %); (c, f) temperature deviation (color shaded area, units: °C) and full wind speed (contours, units: m s^{-1}). The gray shaded area indicates terrain

发展，在低涡中心（32°N，106°E）附近，正涡度柱从地面伸展到 350 hPa，中心在 700 hPa，对应了涡旋的中心，其数值超过 3×10^{-4} s^{-1}（图 5a），低层辐合层扩展到 600 hPa，高层辐散层数值也增大，这有利于垂直运动发展（图 5a），上升运动区从近地面层向上伸展至 200 hPa。高位涡柱与正涡度柱相对应，向上伸展至 400 hPa，850～700 hPa 位涡柱增大至 2PVU（图 5b），这主要是降水凝结潜热释放所致。西南低涡“湿心”结构明显，向上伸展到 200 hPa，饱和层深厚（图 5b）。降水主要发展于西南低涡正涡度柱的东侧及次级环流的上升支中，低涡上空温度离差增辐达到 1.5°C，这主要是强降水释放凝结潜热加热大气柱引起的增温，暖心结构有利于地面的减压与上升运动的维持。低涡西部从地面到 700 hPa 存在由降水物蒸发冷却所导致的冷池，其随时间而增强。低层冷池的出现，有利于加强低空急流北侧的辐合（Fu et al., 2016），从而有利于低层涡度的增加与上升运动的增强（图 5c）。

总体而言，17 日 22 时～18 日 05 时，是西南低涡快速发展的时期。西南低涡与高原 MCS 耦合并迅速发展，其顶层不断向上伸展，并于 18 日 02 时到达最高层 600 hPa（图 3b）。西南低涡在对流层中低层涡度较强，区域平均涡度达到 4×10^{-5} s^{-1}，零散度线基本维持在 600 hPa，对流层低层为负值辐合区，高层为正值辐散区，表明西南低涡发展期间一直维持着低空辐合高空辐散这种有利于对流活动的垂直配置（图 3b）。

从 18 日 05 时开始，西南低涡与高原东移 MCS 开始解耦，西南低涡的垂直伸展开始迅速缩减（图 3b），涡旋的低层和顶层迅速向上和向下收缩：18 日 05 时，850 hPa 上中尺度涡旋结构消失，18 日 08 时 700 hPa 上中尺度涡旋结构消失（图 4d），18 日 09 时随着 750 hPa 附近中尺度涡旋结构的消失，西南低涡消亡。此时，低涡中心的上升气流显著减弱（图 5d）。高原 MCS 与西南低涡解耦后，正涡度区位于西南低涡西部，而高原 MCS 还维持着低层辐合高层辐散特征（图 5d），但低层辐合区显著减弱，辐合区最高层主要位于 700 hPa 以下。正涡度区与位涡柱相对应，但两者强度显著减小，对流与低涡中心的距离变大，主要与湿度的大值区对应（图 5e）。对流区全风速减小，温度离差在 500 hPa 以下有明显的降温，这主要是降水的蒸发作用引起（图 5f）。

5　西南低涡的涡度收支诊断

由个例概况可知，高原东移 MCS 与下游的西南低涡关系密切，其两者共同引发了下游的暴雨过程。本次事件中，西南低涡初生于 17 日 12 时的 800 hPa 附近（图 3b），消亡于 18 日 09 时的 750 hPa 附近，生命史约为 21 h，其存在层次比较浅薄，主要在 600 hPa 以下，这与 Fu et al. (2015) 的研究结果一致。西南低涡与高原 MCS 关系密切，此两者主要经历了耦合前（17 日 12～20 时），耦合（17 日 20 时至 18 日 05 时）和解耦（18 日 05～09 时）三个阶段。本节将对西南低涡的演变机理进行分析。

涡度是一个微观的概念，涡度的物理意义是流点自转角速度的两倍。将涡度进行区域面积积分，就变成了速度环流，这是一个宏观的概念，可以代表涡旋的演变。本文通过计算关键区内水平平均的涡度收支方程（2.2 节）的各项来研究涡度生成和发展的物理过程，分析西南低涡形成发展的机理。由于 700 hPa 是西南低涡的中心层次，本文采用 700 hPa 上西南低涡的关键区（图 3a）进行区域平均计算，结果如图 6 所示。总体而言，散度项是西南低涡整个垂直伸展内涡度增长和维持的一个主导因子（图 6a），低层散度项为正，有利于涡旋的发展，其最大层出现在 725 hPa 附近，达到 3.5×10^{-9} s^{-2} 以上。倾斜项在 800～900 hPa 以正作用为主，在 500～800 hPa 以负作用为主，垂直平流项与倾斜项大致成对称分布，倾斜项是 800 hPa 以下正涡度制造的第二贡献项（图 6b），将涡度的水平分量转化为垂直分量，而垂直输送项则是西南低涡 800 hPa 以上正涡度增长的另一个主导项（图 6d），使正涡度向上输送至对流层中高层，这两项分别有利于西南低涡向下和向上的伸展。西南低涡关键区域的纬向风，在西南低涡整个生命史期间以 800 hPa 为界，低层为西风，高层为东风，经向风在西南低涡发展期间，低层为南风，高层为北风，在西南低涡减弱消亡期间，南风逐渐由 850 hPa 向上伸展至 600 hPa（图略）。由涡度收支公式可知，倾斜项和垂直输送项的计算与风场的分布密切相关，本次事件中，倾斜项和垂直输送项以 800 hPa 为界出现较大的差异，主要是由于水平风的垂直切变所致。西南低涡的垂直层次内，由于该区域内涡度相对于周围大气属于涡度高值区，水平平流流入会带来低涡度，流出会带走高涡度，因此水平平流

项会削弱涡旋（图 6c），这不利于涡旋的发展与维持。

从高原东移 MCS 与西南低涡耦合前到耦合阶段，散度项的贡献显著增大（图 6a），这表明高原东移 MCS 与西南低涡的耦合是西南低涡加强的有利条件。具体而言，高原东移 MCS 与西南低涡耦合期间，高原 MCS 所伴随的上升运动与西南低涡伴随的上升运动由于叠加而增强，随后的凝结潜热释放，进一步增强了垂直运动，与之形成正反馈。与此同时，低空急流向雨区输送了充沛的热量和水汽（图 4），急流轴左前方是正切变涡度区，有利于对流的持续发展。根据流体的连续性，对流的增强会增强低层的辐合。因此，低层有强烈补偿性入流所产生的强辐合，这导致了散度项正涡度制造的显著增强（图 6a）。18 日 05 时以后，由于高原东移 MCS 与西南低涡解耦，涡旋所伴随的对流活动显著减弱，低层散度随之减弱，相应地，散度项也大大减弱，西南低涡进入快速消亡阶段。对比其他各项（图 6b、c 和 d）可以看出，在高原东移 MCS 与西南低涡耦合阶段，倾斜项、水平和垂直平流均达到最强，这说明高原东移 MCS 对西南低涡的演变均有显著的影响。

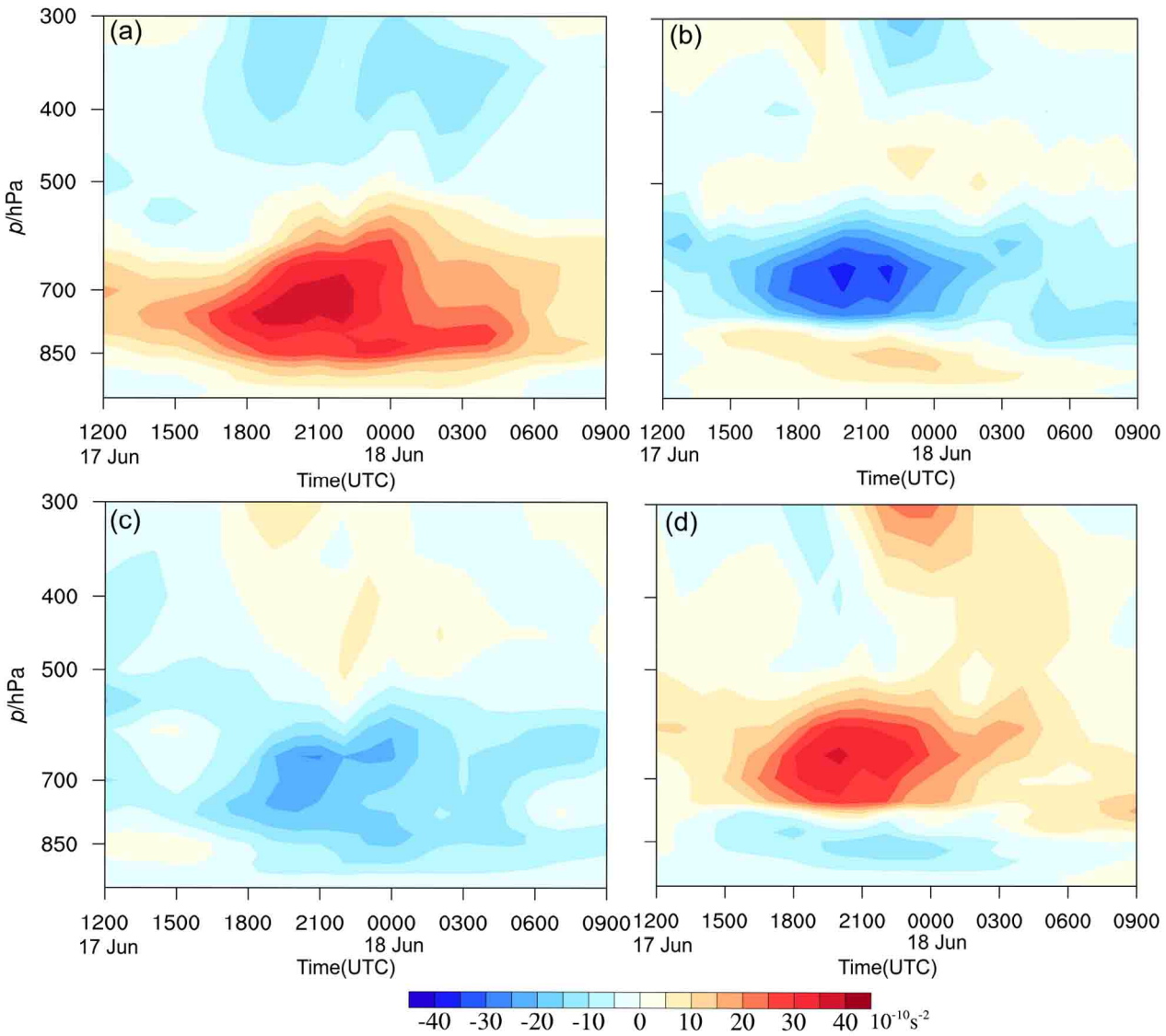

图 6　2018 年 6 月 17 日 12 时至 18 日 09 时西南低涡区域平均涡度收支各项（单位：10^{-10} s^{-2}）的高度—时间剖面：（a）散度项；（b）倾斜项；（c）水平平流项；（d）垂直输送项

Fig. 6　Vorticity budget averaged over the SWV region from 1200 UTC 17 to 0900 UTC 18 Jun 2018 (shaded area, units: 10^{-10} s^{-2}): (a) Divergence term; (b) tilting term; (c) horizontal advection term; (d) vertical transport effect term

6　高原 MCS 的演变

由上文可知，高原 MCS 东移的过程中经历了不同的演变阶段，本节将着重于分析 MCS 自身的演变特征。依据拉格朗日观点，以高原 MCS 为目标，本文将目标 MCS 内 TBB 不高于−52°C 云区内所对应的物理量场进行区域平均，用于代表 MCS 的整体特征，结果如图 7 所示。

在高原东移 MCS 未移出阶段（17 日 13～15 时），高原 MCS 中冷云面积（TBB≤−52°C）全部位于高原上，此阶段为高原 MCS 的初生阶段，500 hPa 附近的辐合（图 7b），400 hPa 附近的正

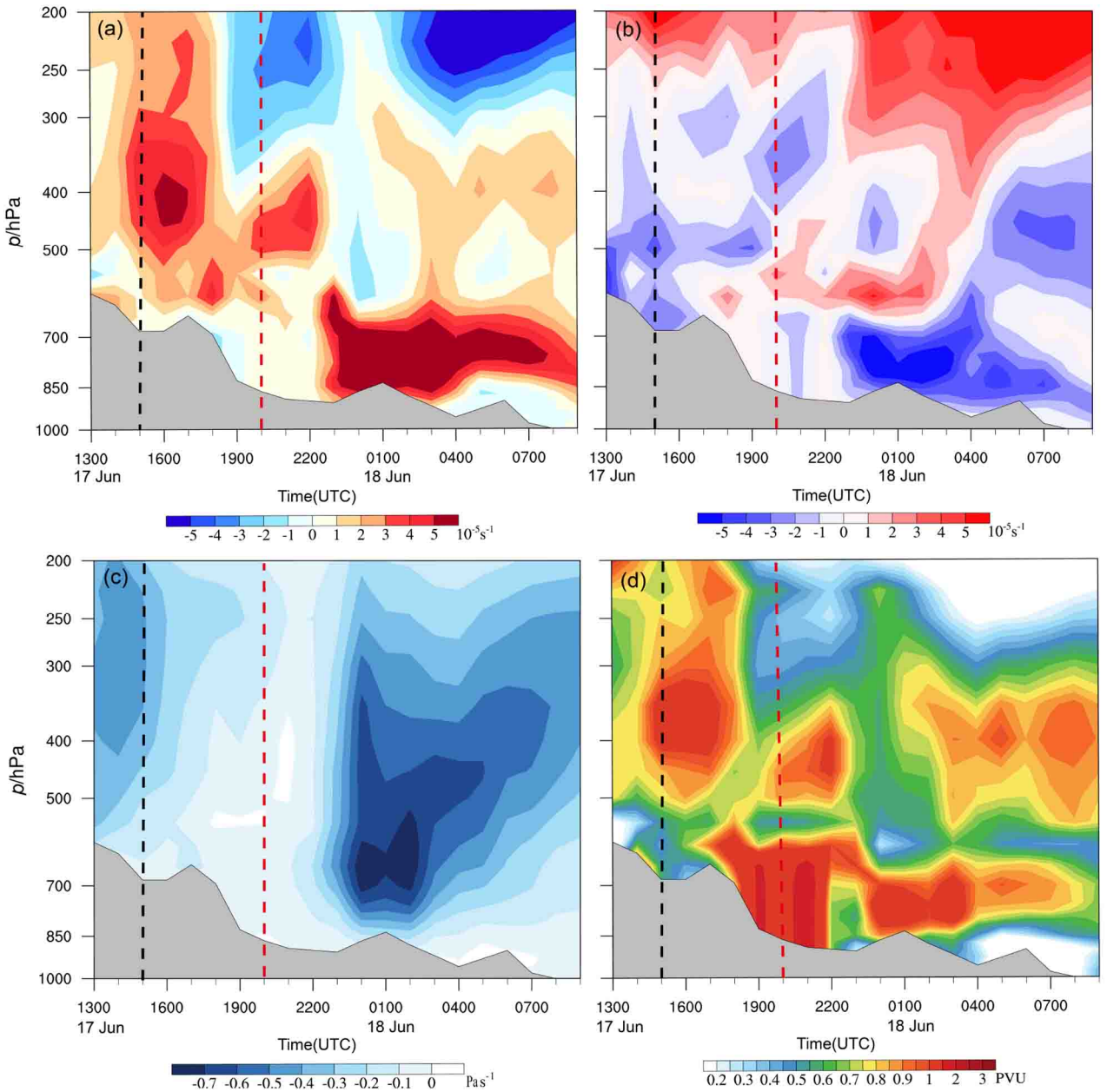

图 7　2018 年 6 月 17 日 13 时～18 日 09 时高原 MCS 随时间的演变图：（a）涡度（单位：10^{-5} s^{-1}）；（b）散度（单位：10^{-5} s^{-1}）；（c）垂直速度（单位：m s^{-1}）；（d）位涡（单位：1 PVU = 10^{-6} K m^2 kg^{-1} s^{-1}）。黑色虚线指 17 日 15 时，红色虚线是 17 日 20 时，地形（灰色阴影）表示目标 MCS 的中心对应的参考高度

Fig. 7　Variation of the moving-propagating MCS originating from the Tibetan Plateau with time from 1300 UTC 17 to 0900 UTC 18 Jun 2018: (a) Vorticity (units: 10^{-5} s^{-1}); (b) divergence (units: 10^{-5} s^{-1}); (c) vertical motion (units: m s^{-1}); (d) potential vorticity (units: 1 PVU = 10^{-6} K m^2 kg^{-1} s^{-1}). The black and red dashed lines indicate 1500 UTC 17 and 2000 UTC 17, respectively, and the gray shaded area shows the central terrain height of the MCS

涡度和正位涡（图 7a和 d）、以及 300 hPa 附近的上升运动（图 7c）均存在大值区，表明高原 MCS 此时强度较强且发展迅速。在高原 MCS 的移出阶段（17 日 15～20 时），即高原 MCS 中冷云面积（TBB≤−52°C）东部开始移出高原东边界（103°E）至其西部移出高原东边界，500 hPa 附近的辐合（图 7b）以及 400 hPa 附近的正涡度和正位涡（图 7a 和 d）均经历了先减弱、后增强的阶段，这表明高原 MCS 经历了同样的发展阶段，而 300 hPa 附近的上升运动（图 7c）则主要呈现减弱的趋势。由图 7d 可知，在高原 MCS 移出的过程中，对流层低层（600 hPa 以下）已经有强的正位涡维持与发展，这主要是由西南低涡引发降水的凝结潜热释放所致，其所在的层次比高原 MCS 对应正位涡所在的层次显著偏低。在高原 MCS 移出前（17 日 20 时以前），对流重心主要集中在 400 hPa，随着对流层低层位涡发展，对流重心逐渐降低，在高原 MCS 移出后（17 日 20 时以后），此阶段高原 MCS 中冷云面积（TBB≤−52°C）已经完全移出高原，西南低涡与高原东移 MCS 于 17 日 20 时至 18 日 05 时开始耦合，在耦合阶段可以发现高原东移 MCS 所对应的上升运动显著增强（图 7c），相比于之前的两个阶段，最强上升中心由 300 hPa 附近下降到 650 hPa 附近，相应地，正位涡出现了分层，高原 MCS 所对应位于 400 hPa 附近的正位涡再次加强，而位于 700 hPa 以下西南低涡对应的位涡则一直维持较大的强度，这两部分正位涡都是由降水凝结潜热释放所制造的，但是在垂直层次分布上显著不同。就整体而言，高原 MCS 移出前后，高原东移 MCS 的正涡度大值层，强辐合层以及最强上升运动区均由对流层中层降低到对流层低层，对流重心大大降低，但对流强度大大增强。18 日 05 时后，高原东移 MCS 与西南低涡解耦，其所对应 400 hPa 附近的正位涡中心依然维持较大强度（图 7d），因为此时降水依然较强（图 2k、l），而 700 hPa 以下的正位涡中心、正涡度中心、以及辐合中心均随着西南低涡的消亡而减弱（图 7a、b 和 d）。就垂直运动而言，其主要呈现减弱的趋势（图 7c），越在低层减弱的越显著。

高原 MCS 生成时空间尺度较小且变化迅速，风廓线雷达及微波辐射计观测快速灵敏，能反映高原 MCS 的细致演变特征。在国家自然科学基金委重点基金“夏季青藏高原东移云团引发长江流域暴雨的研究”项目资助下，2018 年开展了高原东侧云和降水联合观测试验，增加了甘孜、理塘、稻城、九龙四个高海拔加密观测站点（图 9a），为本文的研究提供了资料。由图 8a 可知，17 日 08～12 时，高原 MCS 生成期间，理塘 2 km 以下各高度层风场随高度顺转，说明理塘上空以暖平流为主，这主要是因为高原 MCS 正处于西风带短波槽前（图 2a–c），槽前有暖平流。17 日 08～11 时，甘孜站近地层温度增大，这主要是太阳短波辐射的加热作用，

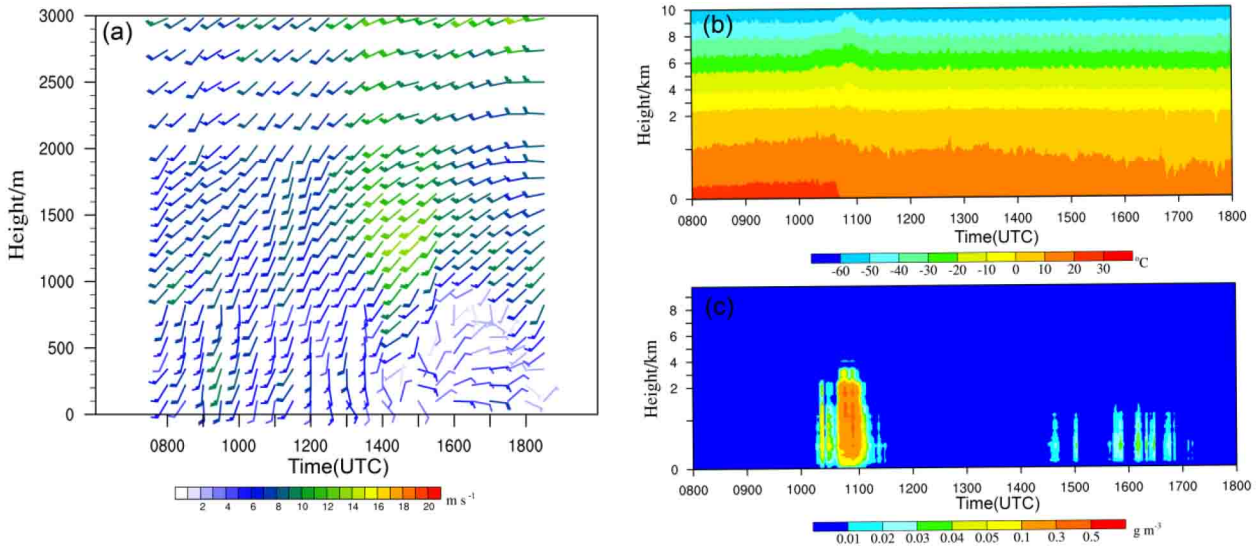

图 8 2018 年 6 月 17 日 08～18 时（a）理塘风廓线雷达风以及甘孜微波辐射计（b）温度和（c）液态水含量随时间的演变

Fig. 8 (a) Wind observed by the Litang wind profile radar, (b) temperature and (c) liquid water content observed by the Ganzi microwave radiometer with time from 0800 to 1800 UTC 17 Jun 2018

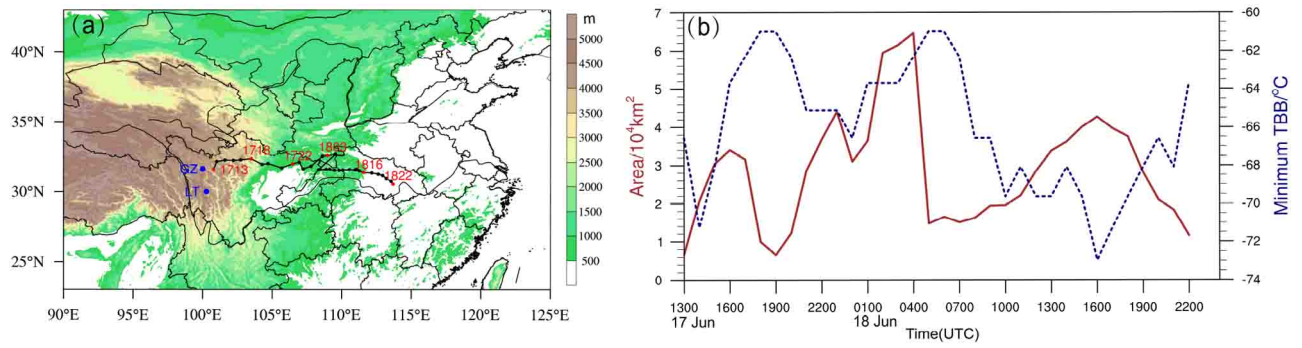

图 9　程序客观追踪得到的 2018 年 6 月 17 日 13 时至 18 日 22 时（a）MCS 移动路径（GZ 和 LT 分别表示表示甘孜、理塘测站位置，阴影表示地形）和（b）MCS 面积和最小 TBB 的时间演变

Fig. 9　(a) Track of MCS obtained by computer program objectively (the blue GZ and LT indicate the station positions of Ganzi and Litang, respectively, and the shaded area means terrain), and (b) area and minimum TBB of the MCS varies with time from 1300 UTC 17 to 2200 UTC 18 Jun 2018

低层大气的温度升高会造成大气层结的不稳定，有利于高原 MCS 的生成与发展。17 日 10～11 时，高原 MCS 经过甘孜站，此时液态水含量显著增加（图 8c），到 17 日 11 时，液态水含量最大值达 0.5 gm^{-3}，低层云高度达 3 km 以上，在地面以上 2～10 km 处出现明显的增温扰动（图 8b），这主要由降水凝结潜热释放所引起，降水凝结潜热释放有利于正位涡的制造也有利于促使低层减压与增强上升运动，这些都是高原 MCS 发展的有利因子。

使用葵花 8 卫星的逐小时 TBB 数据，以−52°C 为标准进行客观追踪识别高原 MCS，图 9a 是客观识别得到的高原 MCS 在 17 日 13 时至 18 日 22 时的移动路径图，图 9b 是高原 MCS 面积和最小 TBB 的时间演变图，由此可以发现 MCS 面积与最小 TBB 的变化并不完全一致，17 日 16 时、18 日 04 时、18 日 16 时是 MCS 面积发展较旺盛的时刻，而对应的 TBB 并未出现极小值，这说明对于高原 MCS 的变化并不能用单一指标反映。17 日 16～19 时，高原 MCS 移出高原阶段，高原 MCS 面积由 3.4×10^4 km^2 降到 0.6×10^4 km^2，最小 TBB 由−67°C 变为−63°C，这主要是由于移出高原期间，高原感热加热作用逐渐消失所引起的。17 日 19 时至 18 日 04 时，高原 MCS 中冷云面积（TBB≤−52°C）由 0.6×10^4 km^2 增加到 6.4×10^4 km^2，这一时期西南低涡的涡度也不断增长。18 日 04～05 时，其 MCS 面积由 6.4×10^4 km^2 下降到 1.6×10^4 km^2，这主要因为冷云面积（TBB≤−52°C）减少，而冷云面积（TBB≤−32°C）变化不大（图略），相比冷云面积（TBB≤−32°C）变化不大，冷云面积（TBB≤−52°C）对西南低涡的消亡更具有指示意义。18 日 16 时 MCS 发展旺盛主要是西南低涡消亡后，高原 MCS 的局地发展所致（图 2r）。

MCS 云团参数的变化在一定程度上能够反映 MCS 的演变。17 日 18 时是高原 MCS 中心经过 103°E 的时刻，也是西南低涡伸展到 700 hPa 的时刻，由于 700 hPa 是西南低涡的中心层次（Fu et al., 2015），因此本文将以−52°C 为标准追踪得到的高原 MCS 主要几何参数与 700 hPa 西南低涡关键区内水平平均的物理量进行时间序列的相关，用以研究高原东移 MCS 的演变是否对西南低涡的演变具有指示意义。计算结果表明，在西南低涡的生成阶段，高原 MCS 冷云区域的变化比西南低涡强度变化提前 2～4 小时，高原 MCS 中冷云面积（TBB≤−52°C）可以较有效地指示西南低涡的强度变化，其中超前 2 小时的相关最显著（图略）。

表 1 是高原 MCS 云团参数与西南低涡关键区物理量超前两小时相关结果。由此可知，高原 MCS 面积的指示效果最好，其与西南低涡 700 hPa 区域平均的涡度、散度、垂直速度及高度的相关系数通过了 90% 的置信度检验，其中 MCS 面积和 700 hPa 区域平均的涡度及垂直速度表现出很好的正相关，相关系数分别为 0.83 和 0.99，MCS 面积和 700 hPa 区域平均的散度及高度呈负相关，相关系数分别为−0.80 和−0.85。上述相关结果说明，当高原 MCS 东移过程中下游有西南低涡生成时，高原 MCS 的演变对西南低涡的形成有一定影响，且此影响开始于高原 MCS 移出高原前。这在一定程度上对西南低涡的相关预报具有参考价值。这与 Fu et al. (2019)

利用分片位涡反演的方法得到高原 MCS 对下游的影响始于其移出高原前的结论一致。

表 1　2018 年 6 月 17 日 13～17 时青藏高原 MCS 云团参数与 17 日 15～19 时西南低涡关键区 700 hPa 物理量的超前 2 小时的相关结果

Table 1　Correlation results two hours in advance of the MCS originating from the Tibetan Plateau from 1300 UTC 17 to 1700 UTC and physical variables in the key region for the SWV from 1500 UTC 17 to 1900 UTC

	与MCS云团参数的相关系数			
	涡度	垂直速度	散度	高度
MCS面积	**0.83(0.08)**	**0.99(0.0007)**	**−0.80(0.10)**	**−0.86(0.06)**
最小TBB	0.73(0.16)	0.51(0.38)	**−0.80(0.10)**	−0.79(0.11)
TBB梯度	−0.45(0.44)	−0.60(0.29)	0.52(0.37)	0.62(0.27)
最大直径	0.69(0.20)	**0.93(0.02)**	−0.65(0.24)	−0.70(0.20)
平均温度	0.62(0.27)	0.66(0.23)	−0.73(0.16)	−0.69(0.20)

注：括号内数值为检验相关系数是否显著的返回统计值，加粗数值表示超过90%的置信度水平

7　结论

本文使用加密自动站降水资料、葵花 8 卫星资料和 ECMWF ERA5 再分析资料等多种资料，对 2018 年 6 月 17 日 08 时至 18 日 22 时一次典型的高原 MCS 东移与西南低涡作用并引起四川盆地强降水的事件进行了诊断分析，得到了如下的主要结论：

（1）本次事件中的高原 MCS 在 2018 年 6 月 17 日 13 时生成，18 日 22 时消亡，整个生命史长达 33 h，主要分为以下四个阶段，第一个阶段为 MCS 移出前，其强度较强且发展迅速；第二个阶段为移出阶段，其经历了先减弱、后增强的阶段；第三个阶段为与西南低涡的耦合阶段，第四个阶段为与西南低涡的解耦阶段，总体而言，高原 MCS 移出高原前后结构出现了显著的变化，移出高原后，高原 MCS 经历了先增强再减弱的阶段，高原东移 MCS 的正涡度大值层，强辐合层以及最强上升运动区均由对流层中层降低到对流层低层。

（2）高原 MCS 演变过程中，四川盆地有西南低涡发展，该涡旋初生于 17 日 12 时的 800 hPa 附近，消亡于 18 日 09 时的 750 hPa 附近，生命史约为 21 h，其存在的层次比较浅薄，主要在 600 hPa 以下。在高原 MCS 与西南低涡耦合阶段，两者的上升运动区相叠加，低层的正位涡、正涡度、以及辐合均显著加强，降水最强，主要位于四川盆地附近，单站 6 小时降水量最大可达 88.5 mm。之后，由于高原 MCS 系统东移而西南低涡维持准静止，高原 MCS 与西南低涡解耦，这使得西南低涡减弱，东移高原 MCS 所伴随的降水也减弱。

（3）涡度收支表明，散度项对西南低涡的发展和维持起最主导的作用，高原东移 MCS 与西南低涡耦合期间，低层辐合增强，其正涡度制造增强，西南低涡发展旺盛；二者解耦期间，低层辐合减弱，西南低涡进入消亡期。此外，倾斜项是 800 hPa 以下正涡度制造的第二贡献项，而垂直输送项则是西南低涡 800 hPa 以上正涡度增长的另一个主导项，这两项分别有利于西南低涡向下和向上的伸展。水平平流项的作用主要将正涡度向外输送，不利于涡旋的发展与维持。

（4）相关分析表明，高原 MCS 的关键参数对西南低涡的演变具有较好的指示意义。西南低涡发展期间，高原 MCS 中冷云面积（TBB≤−52°C）可以有效地指示西南低涡强度（正涡度）的变化，高原 MCS 冷云区域的变化比西南低涡的强度变化提前 2～4 小时，超前 2 小时的相关最显著，相关系数可达 0.83。

参考文献（References）

Chen Y R, Li Y Q, Qi D M. 2019. Analysis of the convective characteristics during the mutual evolution of an inverted trough/low vortex and its induced rainstorm over the northeastern Sichuan basin, China [J]. Meteor. Atmos. Phys., 131(4): 807−825. doi:10.1007/s00703-018-0607-4

陈忠明. 1989. 环境场作用与西南低涡移动的初步分析 [J]. 高原气象, 8(4): 301−312. Chen ZM. 1989. The preliminary study of effect of environment flow fields on movement of southwest vortex [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 8(4): 301−312.

傅慎明, 孙建华, 赵思雄, 等. 2011. 梅雨期青藏高原东移对流系统影响江淮流域降水的研究 [J]. 气象学报, 69(4): 581−600. Fu S M, Sun J H, Zhao S X, et al. 2011. A study of the impacts of the eastward propagation of convective cloud systems over the Tibetan Plateau on the rainfall of the Yangtze–Huai River basin [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 69(4): 581−600. doi:10.11676/qxxb2011.051

Fu S M, Li W L, Sun J H, et al. 2015. Universal evolution mechanisms and energy conversion characteristics of long-lived mesoscale vortices over the Sichuan basin [J]. Atmos. Sci. Lett., 16(2): 127−134. doi:10.1002/asl2.533

Fu S M, Zhang J P, Sun J H, et al. 2016. Composite analysis of long-lived mesoscale vortices over the middle reaches of the Yangtze River valley: Octant features and Evolution mechanisms [J]. J. Climate, 29(2): 761−781. doi:10.1175/JCLI-D-15-0175.1

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(12): 3803−3830. doi:10.1175/JAS-D-18-0331.1

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(10): 5512−5525. doi:10.1002/2015JD024390

Hu L, Deng D F, Xu X D, et al. 2017. The regional differences of Tibetan convective systems in boreal summer [J]. J. Geophys. Res.: Atmos., 122(14): 7289−7299. doi:10.1002/2017JD026681

胡祖恒, 李国平, 官昌贵, 等. 2014. 中尺度对流系统影响西南低涡持续性暴雨的诊断分析 [J]. 高原气象, 33(1): 116−129.　Hu Z H, Li G P, Guan C G, et al. 2014. Diagnostic analysis of mesoscale convective systems influence on sustained rainstorm caused by southwest vortex [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 33(1): 116−129. doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2013.00002

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(2): 263−270.　Jiang J X, Fan M Z. 2002. Convective clouds and mesoscale convective systems over the Tibetan Plateau in summer [J]. Chinese J.Atmos. Sci. (in Chinese), 26(2): 263−270. doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2002.02.12

Kuo Y H, Cheng L S, Anthes R A. 1986. Mesoscale analyses of the Sichuan flood catastrophe, 11-15 July 1981 [J]. Mon. Wea. Rev., 114(11): 1984−2003. doi:10.1175/1520-0493(1986)114<1984:MAOTSF>2.0.CO;2

李俊. 2010. 东亚地区暖季中尺度对流云团的活动规律研究 [D]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 154pp.　Li J. 2010. Study on the characteristics of the mesoscale convective cloud clusters occurred in East Asia during warm seasons [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), The Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 154pp.

马勋丹, 智协飞, 王静, 等. 2018. 1979～2016 年夏季西南涡活动及其与降水的关系 [J]. 大气科学学报, 41(2): 198−206.　Ma X D, Zhi X F, Wang J, et al. 2018. Analysis of the Southwest vortex activities in summer and their relationship with precipitation during the period of 1979–2016 [J]. Journal of Nanjing Institute of Meteorology (in Chinese), 41(2): 198−206. doi:10.13878/j.cnki.dqkxxb.20171015001

麦子. 2019. 青藏高原暖季对流的活动特征及东移影响下游降水的机理 [D]. 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 123.　Mai Z. 2019. Statistical characteristics, mechanism and influences on downstream precipatation of convective systems over the Tibetan Plateau during warm seasons [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), The Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, 123pp.

Mathon V, Laurent H. 2001. Life cycle of Sahelian mesoscale convective cloud systems [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 127(572): 377−406. doi:10.1002/qj.49712757208

Ni C C, Li G P, Xiong X Z. 2017. Analysis of a vortex precipitation event over Southwest China using AIRS and in situ measurements [J]. Adv. Atmos. Sci., 34(4): 559−570. doi:10.1007/s00376-016-5262-4

Parker MD, Johnson RH. 2000. Organizational modes of midlatitude mesoscale convective systems [J]. Mon. Wea. Rev., 128(10): 3413−3436. doi:10.1175/1520-0493(2001)129<3413:omommc>2.0.co;2

苏君毅. 2006. 引起中尺度对流系统移动传播的环境场研究 [D]. 华东师范大学硕士学位论文, 46pp.　Su J Y. 2006. The study on the environment physical field affecting the Movement and the propagation of mesoscale convective system [D].M. S. thesis (in Chinese), East China Normal University, 46pp

Tao S Y, Ding Y H. 1981. Observational evidence of the influence of the Qinghai–Xizang (Tibet) Plateau on the occurrence of heavy rain and severe convective storms in China [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 62(1): 23−30. doi:10.1175/1520-0477(1981)062<0023:OEOTIO>2.0.CO;2

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(20): 11543−11561. doi:10.1002/2014JD021898

Wang W, Kuo Y H, Warner TT. 1993. A diabatically driven mesoscale vortex in the lee of the Tibetan Plateau [J]. Mon. Wea. Rev., 121(9): 2542−2561. doi:10.1175/1520-0493(1993)121<2542:addmvi>2.0.co;2

徐祥德, 赵天良, 施晓晖, 等. 2015. 青藏高原热力强迫对中国东部降水和水汽输送的调制作用 [J]. 气象学报, 73(1): 20−35.　Xu X D, Zhao T L, Shi X H, et al. 2015. A study of the role of the Tibetan Plateau' s thermal forcing in modulating rainband and moisture transport in eastern China [J]. Acta Meteor. Sinica (in Chinese), 73(1): 20−35. doi:10.11676/qxxb2014.051

Yang X R, Fei J F, Huang X G, et al. 2015. Characteristics of mesoscale convective systems over China and its vicinity using geostationary satellite FY2 [J]. J. Climate, 28(12): 4890−4907. doi:10.1175/JCLI-D-14-00491.1

Yasunari T, Miwa T. 2006. Convective cloud systems over the Tibetan Plateau and their impact on meso-scale disturbances in the Meiyu/Baiu frontal zone [J]. J. Meteor. Soc. Japan Ser. II, 84(4): 783−803. doi:10.2151/jmsj.84.783

叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社, 122−126.　Yeh T, Gao Y X. 1979. Meteorology of the Qinghai–Xizang Plateau (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 122–126.

张凤, 赵思雄. 2003. 梅雨锋上引发暴雨的低压动力学研究 [J]. 气候与环境研究, 8(2): 143−156.　Zhang F, Zhao S X. 2003. A dynamic study of one kind of Meiyu front lows producing heavy rainfall [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 8(2): 143−156. doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2003.02.02

张顺利, 陶诗言, 张庆云, 等. 2001. 1998 年夏季中国暴雨洪涝灾害的气象水文特征 [J]. 应用气象学报, 12(4): 442−457.　Zhang S L, Tao S Y, Zhang Q Y, et al. 2001. Meteorological and hydrological characteristics of severe flooding in China during the summer of 1998 [J]. Quarterly Journal of Applied Meteorology (in Chinese), 12(4): 442−457. doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2001.04.007

张夕迪, 孙军. 2018. 葵花 8 号卫星在暴雨对流云团监测中的应用分析 [J]. 气象, 44(10): 1245−1254.　Zhang Y D, Sun J. 2018. Application analysis of Himawari-8 in monitoring heavy rain

convective clouds [J]. Meteorological Monthly (in Chinese), 44(10): 1245−1254. doi:10.7519/j.issn.1000-0526.2018.10.001

Zhang Y C, Sun J H, Fu S M. 2014. Impacts of diurnal variation of mountain-plain solenoid circulations on precipitation and vortices east of the Tibetan Plateau during the Mei-Yu Season [J]. Adv. Atmos. Sci., 31(1): 139−153. doi:10.1007/s00376-013-2052-0

Zhao P, Xu X D, Chen F, et al. 2018. The third atmospheric scientific experiment for understanding the Earth–Atmosphere Coupled System over the Tibetan Plateau and its effects [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 99(4): 757−776. doi:10.1175/BAMS-D-16-0050.1

郑永光, 陈炯, 朱佩君. 2008. 中国及周边地区夏季中尺度对流系统分布及其日变化特征 [J]. 科学通报, 53(4): 471–481. Zheng Y G, Chen J, Zhu P J. 2008. Climatological distribution and diurnal variation of mesoscale convective systems over China and its vicinity during summer [J]. Chinese Science Bulletin, 53(10): 1574–1586. doi: 10.1007/s11434-008-0116-9

卓嘎, 徐祥德, 陈联寿. 2002. 青藏高原对流云团东移发展的不稳定特征 [J]. 应用气象学报, 13(4): 448−456. Zhuo G, Xu X D, Chen L S. 2002. Instability of eastward movement and development of convective cloud clusters over Tibetan Plateau [J]. Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese), 13(4): 448−456. doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2002.04.008