

肖递祥,肖丹,周长春,等. 2013. 低层偏南气流对一次暴雨过程的动力作用分析和数值模拟. 气象, 39(3): 281-290.

低层偏南气流对一次暴雨过程的动力 作用分析和数值模拟^{* 1}

肖递祥¹ 肖 丹² 周长春¹ 周春花¹ 湛贵珣¹

1 四川省气象台, 成都 610072

2 四川省眉山市气象台, 眉山 620010

提 要: 利用常规观测资料和 NCEP 再分析资料, 对 2010 年 7 月 22—25 日四川盆地西部出现的一次暴雨过程进行了诊断分析。结果表明: 暴雨出现在对流层低层南海至四川盆地一直维持偏南气流的环流背景下, 暴雨与这支偏南气流的风速演变密切相关, 降雨强度随南风气流的增强而增强, 南风气流增强所形成的风速辐合及正涡度平流是暴雨的主要动力触发因子, 暴雨与低层辐合和正涡度平流区域有很好的对应关系。WRF 数值模拟试验进一步表明: 850 hPa 层 3 h 风速演变对中尺度对流系统的发展具有很好的指示意义, 在 3 h 风速增大区域的下风方, 未来 3 h 对流云团将迅速发展; 盆地西部形成的气流辐合与其西侧的高原地形密切相关。

关键词: 暴雨, 风速演变, 动力诊断, 数值模拟

中图分类号: P458

文献标识码: A

doi: 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2013. 03. 002

Analysis on Dynamic Effects of Low-Level Southerly Airflows on One Rainstorm Process and the Numerical Simulation

XIAO Dixiang¹ XIAO Dan² ZHOU Changchun¹ ZHOU Chunhua¹ CHEN Guixun¹

1 Sichuan Meteorological Observatory, Chengdu 610072

2 Meishan Meteorological Observatory of Sichuan, Meishan 620010

Abstract: By using conventional observation data and NCEP reanalysis data, diagnostic analysis is performed on a rainstorm process, which occurred on 22—25 July 2010 in the western part of Sichuan Basin. The result shows that the rainstorm was generated under the circulation background that low-level southerly airflows had remained over the region from the South China Sea to Sichuan Basin, so this rainstorm was closely related to the evolution of the southerly wind speeds. The rainfall intensity increased as the south winds grew stronger. Speed convergence formed by the enhanced south winds and positive vorticity advections became main dynamic trigger factors for the rainstorm. Therefore, the rainstorm is pretty consistent with the low-level convergence and the positive vorticity advection. In addition, the result of WRF numerical simulation further indicates that: the evolution of 3 h wind speed at 850 hPa has good indication for the development of mesoscale convective systems. On the leeward side of the 3 h wind speed increasing area, convective cloud clusters are to develop rapidly in the next 3 hours. Moreover, the topographic influence simulation tests suggest that the airflow convergence generated in the west of the Basin is closely related to the topography of plateau.

Key words: rainstorm, wind speed evolution, dynamic diagnosis, numerical simulation

* 2011 年中国气象局预报员专项(CMAYBY2011-045)和西南区域气象中心重大项目“西南区域数值预报发展与业务系统建设”共同资助
2012 年 1 月 31 日收稿; 2012 年 11 月 8 日收修定稿

第一作者: 肖递祥, 主要从事天气预报及相关研究. Email: nq408xq@tom. com

引言

四川盆地是我国暴雨多发区,西南涡是造成四川盆地产生暴雨的主要天气系统之一,也一直是广大气象工作者研究和关注的重点,宗志平等(2005)对西南涡造成的持续性暴雨过程,顾清源等(2008)对西南涡暴雨过程的中尺度特征,赵春玉等(2010)对高原涡诱生的西南涡暴雨两个例进行了研究,何光碧(2012)对西南涡的多年研究成果进行了提炼和总结,上述研究得到了很多对四川盆地暴雨预报十分有益的成果。而事实上,四川盆地一些无西南涡影响或在西南涡形成前所出现的暴雨过程,低层偏南气流也是暴雨的重要触发因子之一,汪丽等(2004)研究发现盆地暴雨产生前12~24 h南风分量有明显增大,低空急流先于暴雨形成,西南涡是暴雨开始之后才生成的,低层风速脉动是触发暴雨的重要因子,肖递祥等(2009)研究发现在低层无低涡、切变生成,而且偏南气流未达到低空急流标准的情况下,低层偏南气流风速加大也可以触发盆地产生暴雨天气(齐丹等,2010),但汪丽等(2004)和肖递祥等(2009)都没有对低层南风风速演变对暴雨的触发机制进行进一步的研究。2010年7月22—25日,四川盆地西部出现了一次连续性的大暴雨过程(以下简称“10.7.22—25”暴雨过程),多个站点日雨量突破历史极值,连续出现的强降雨导致多处出现山体滑坡和泥石流等地质灾害,嘉陵江流域四川段出现超警戒洪水,灾害造成17人死亡、17人失踪,紧急转移11万多人,直接经济损失超过22亿元。此次暴雨

过程出现在低层自南海至四川盆地维持偏南气流的环流形势下,强降雨与低层南风风速演变密切相关,为加强低层偏南气流对四川盆地暴雨的动力触发机制研究,本文利用常规观测资料、NCEP再分析资料对暴雨过程中低层偏南气流对暴雨的动力触发作用进行了诊断分析,并通过WRF数值模拟试验,探讨了低层风速演变与中尺度对流系统发生发展的关系及地形的影响作用,以期今后此类暴雨过程的预报提供有益的参考。

1 过程概况

“10.7.22—25”暴雨过程按暴雨落区可分为两个强降雨时段:第一个时段是22—23日,暴雨主要集中在盆地西北部的绵阳、广元、巴中等地(图1a),暴雨范围虽小、但降雨强度却极大,广元和梓潼日雨量分别达222.5和273.4 mm,均创本站历史新高。第二个强降雨时段是24—25日,暴雨范围由盆地西北部扩大至整个盆地西部(图1b),共有9个市降了区域暴雨,其中有16县(市)达大暴雨,仁寿日雨量达284.5 mm,创本站历史新高。广元、剑阁、梓潼等县(市)22—25日过程累计雨量达400 mm以上。

2 环流形势

2.1 500 hPa 环流背景

7月21日08时:500 hPa欧亚中高纬地区为两槽一脊形势,巴尔喀什湖至我国新疆地区和鄂霍次

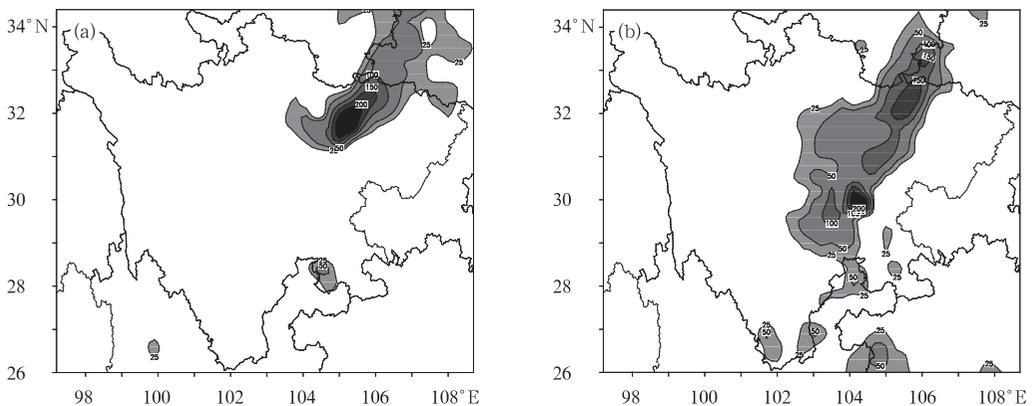


图1 2010年7月22日20时至23日20时(a)及24日20时至25日20时(b)24 h累计雨量(单位:mm)

Fig. 1 The observed 24 h precipitation (unit: mm)

(a) 20:00 BT 22 to 20:00 BT 23 and (b) 20:00 BT 24 to 20:00 BT 25 July 2010

克海至我国东北地区各有一冷涡,贝加尔湖地区经蒙古国至我国河套地区为暖高压控制;青藏高原东部曲麻莱附近有一低涡生成;副热带高压(以下简称副高)呈东北—西南向的带状分布,20°~30°N区域内588 dagpm西脊点位于111°E附近,110°~120°E区域内588 dagpm脊线在27°N附近;2010第3号台风灿都位于18.4°N、113.3°E。

暴雨过程期间(图2):欧亚中高纬环流稳定,副高与贝加尔湖高压和青藏高原高压逐渐打通形成了一稳定的“η”型高压坝,曲玛莱高原低涡在“η”型高压坝的南侧维持,但低涡中心位置均较偏北,基本维持在35°N附近;台风灿都沿副高南侧东南气流向西北方向移动,于22日13时45分在广东吴川登陆,登陆减弱形成的低压环流在23—24日继续向偏西方向移动。7月26日08时,台风灿都减弱形成的低压倒槽在云南南部消失,副高588线西伸控制整个四川盆地,暴雨过程结束。

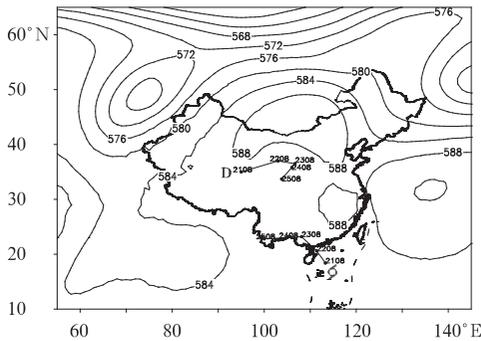


图2 2010年7月21—25日500 hPa平均高度场及高原低涡和台风灿都移动路径(其中24日08时和25日08时台风已停止编号,为低压中心位置)

Fig. 2 The 500 hPa mean height field and the tracks of the Tibetan Plateau vortex and typhoon Chanthu from 21 to 25 July 2010

2.2 中低层形势

由于副高与贝加尔湖高压和青藏高原高压所形成的“η”型高压坝以及1003号台风灿都登陆后继续西行,“10.7.22—25”暴雨过程期间对流层中低层从我国华南至四川盆地上空一直维持台风(低压)和副高外围的偏南气流。这支偏南气流的维持,有利于南海上空的暖湿空气不断向四川盆地上空输送,为暴

雨的产生提供充足的水汽和不稳定能量。在7月23日02时和24日20时,即两个暴雨时段强降雨开始的时刻,暴雨区850 hPa水汽通量散度值达到 $(-40 \sim -20) \times 10^{-7} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ (图略),850 hPa假相当位温达80~84°C,500 hPa与850 hPa的差值为-12~-4°C(图略)。进一步分析这支偏南气流的风场演变发现(图略),暴雨过程期间风速存在明显的不连续变化,广西—贵州—重庆—盆地东部和南部一带的偏南风有明显加大,达到了 $8 \sim 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,而盆地西部则维持 $4 \sim 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏东南风,风速的差异及偏南风 and 偏东南风形成的弱切变,使得盆地西部形成了明显的气流辐合。

3 低层偏南气流对暴雨的触发作用

3.1 低层风速演变与暴雨的关系

分析暴雨过程期间低层风速变化及降雨强度演变,发现二者存在明显的对应关系。图3给出的是2010年7月22—25日暴雨中心广元东南侧格点(30°N、107°E)的全风速时间-高度演变(图3a)及同期广元(32.59°N、105.85°E)的逐小时降雨量(图3b),对比图3a和3b可以看出:广元的降雨强度与其东南侧格点(30°N、107°E)低层的风速变化趋势基本同步,降雨随风速的加大而显著增强;在暴雨过程期间,30°N、107°E格点在低层共出现了4个风速达 $10 \sim 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的时段,分别出现在22日08—14时、23日02—08时、24日02—08时和24日02时至25日14时,其中与第一、二、四个时段相对应,广元在22日12—18时、23日01—12时、25日00—16时均出现了强降雨,降雨量分别为85、150和154 mm;第三个风速增大时段、即24日02—08时,虽然对应广元的降雨不明显,但其附近的旺苍、南江等地在24日01—10时出现了100 mm以上的强降雨(图略)。

3.2 低层偏南气流对暴雨的触发作用

暴雨天气的产生除了有充沛的水汽和必要的能量条件外,最重要的是激发暴雨天气发生的动力条件。对于四川盆地的暴雨过程,高原低涡、西南涡是主要的触发系统,第2小节的分析表明,尽管

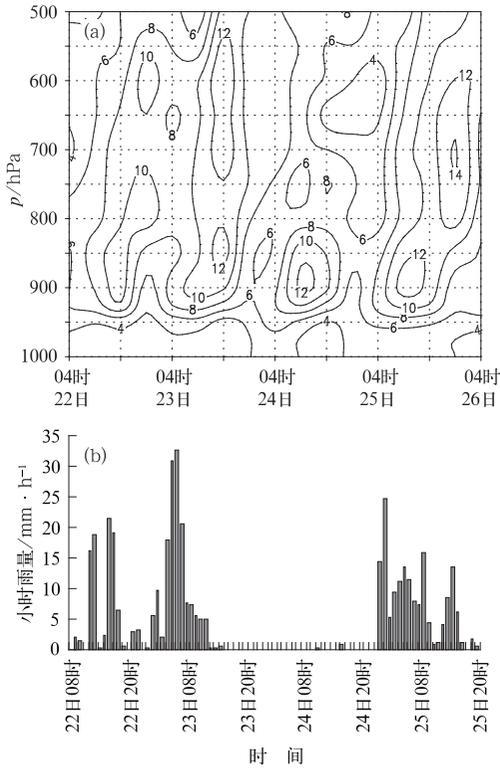


图3 2010年7月22—25日30°N、107°E格点全风速(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)时间-高度演变(a)及广元逐小时雨量(b, 单位: $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)

Fig. 3 (a) The time-height evolution of wind speed (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at the point of 30°N, 107°E and (b) hourly precipitation (unit: $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$) at Guangyuan Station from 22 to 25 July 2010

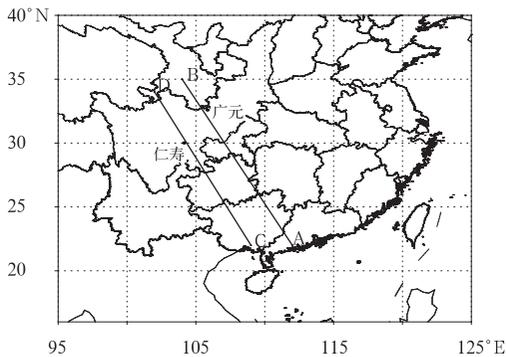


图4 沿台风(倒槽)外围偏南气流经暴雨中心所做剖面路径
(AB为23日08时, CD为25日02时)

Fig. 4 The track of the vertical cross-section along the south stream of the outer typhoon through rainstorm center

(AB at 08:00 BT 23, CD at 02:00 BT 25 July 2010)

500 hPa 高原低涡位置偏北, 700 和 850 hPa 四川盆地以偏南气流为主, 但暴雨过程期间由于南风气流的增强及偏南风 and 东南风所形成的弱切变使盆地西部形成了辐合, 3.1 节分析进一步显示强降雨与低层偏南气流的风速演变存在密切关系。为进一步分析这支偏南气流对暴雨的动力触发作用, 本文选取两个暴雨时段降雨最强的两个时次, 沿这支偏南气流经暴雨中心(如图4所示)路径做垂直环流剖面(图5), 由图可见: 第一个强降雨时段(图5a), 从台风外围到四川盆地的偏东南气流沿图4所示AB方向存在两个沿此方向的经向风速中心, 一个是台风外围, 经向风速达到了 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上, 一个位于暴雨区东南侧, 经向风速达到了 $8 \sim 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 而在暴雨中心附近($32^\circ\text{N}, 106^\circ\text{E}$)为 $4 \sim 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 较其东南侧风速要小 $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 风速辐合明显, 对应出现了一支辐合上升气流, 垂直速度 $< -20 \times 10^{-2} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 所达到的最大高度达到了 200 hPa 层, 最大垂直速度达到了 $-60 \times 10^{-2} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上, 而在两个大风速中心之间的区域, 则为下沉气流。在第二个强降雨时段(图5b), 台风倒槽西移至广西、贵州一带, 从其外围到四川盆地为偏南到偏东南气流, 沿图4所示CD方向, 广西至贵州一带经向风速为 $8 \sim 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 四川盆地小于 $4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 与第一个强降雨时段类似, 气流在盆地西部同样也存在着明显辐合, 致使暴雨中心仁寿附近($30^\circ\text{N}, 104^\circ\text{E}$)形成了一支较强上升气流, 垂直速度 $< -20 \times 10^{-2} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上, 所达到的最大高度超过了 200 hPa, 最大垂直速度也达到了 $-60 \times 10^{-2} \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上。

从上述分析可见, 在两个强降雨时段, 垂直上升运动的形成都与其东南侧偏南风的增强导致在弱风速区形成风速辐合相对应, 从暴雨中心广元和仁寿的散度时间-高度演变(图6)也可以看出, 暴雨过程期间, 低层存在着明显的辐合, 而且与暴雨有很好的对应关系, 广元在22日08时至23日20时和24日20时至25日20时及仁寿在24日20时至25日20时出现暴雨的时段, 900—700 hPa 层均为 $(-4 \sim -2) \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 的辐合中心, 同时在 200 hPa 附近有高层辐散与之对应, 从而更加利于对流上升运动的形成, 充分表明了低层辐合是暴雨产生的一个重要因素。

偏南气流的加大一方面将在其下风方的弱风速

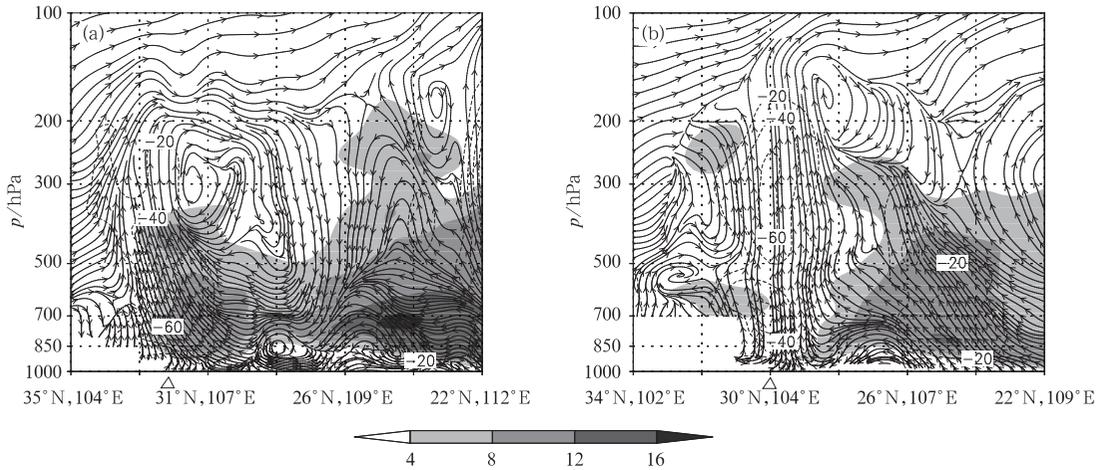


图 5 2010 年 7 月 23 日 08 时(a)和 25 日 02 时(b)沿台风(倒槽)外围偏南气流经暴雨中心(三角形处)垂直环流

(阴影:沿剖面径向风速,单位: $m \cdot s^{-1}$;虚线:垂直速度,单位: $10^{-2} Pa \cdot s^{-1}$)

Fig. 5 The vertical circulation along the south stream of outer the typhoon through rainstorm center at (a) 08:00 BT 23, and (b) 02:00 BT 25 July 2010

(The shadow is radial wind speed along the cross-section, unit: $m \cdot s^{-1}$;

The dashed line is vertical velocity, unit: $10^{-2} Pa \cdot s^{-1}$)

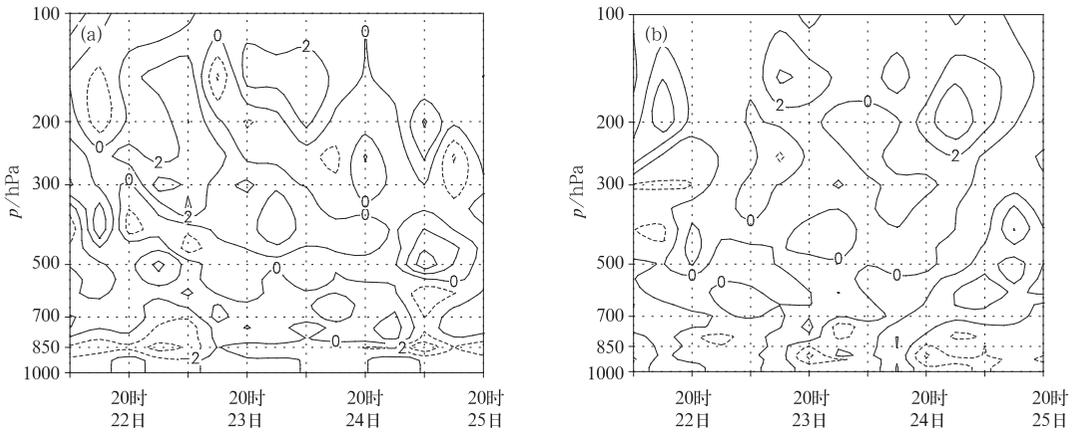


图 6 2010 年 7 月 22—25 日暴雨中心广元(a)和仁寿(b)散度时间-高度剖面(单位: $10^{-5} s^{-1}$)

Fig. 6 The time-height variation of the divergence (unit: $10^{-5} s^{-1}$) of the rainstorm centers (a) Guangyuan, and (b) Renshou from 22 to 25 July 2010

区形成明显的风速辐合,另一方面,也将使得其左前方的正涡度加大,同样有利于垂直上升运动的发展,图 7 为 23 日 02 时和 25 日 02 时 850 hPa 风场和正涡度平流,由图可见,暴雨区与正涡度平流存在很好的对应关系,23 日 02 时,盆地西北部一带正涡度平流值为 $(5 \sim 15) \times 10^{-10} s^{-1}$,22 日夜间的暴雨正是出现在这一区域,暴雨中心广元也与 $15 \times 10^{-10} s^{-1}$ 的正涡度平流中心位置基本一致,25 日 02 时, $(5 \sim$

$15) \times 10^{-10} s^{-1}$ 的正涡度平流区域由盆地西北部扩大至整个盆地西部,相应 24 日夜间的暴雨区也由盆地西北部扩大至整个盆地西部。

综上所述,低层偏南气流增强所造成的风速辐合与正涡度平流是促使垂直上升运动发展和暴雨产生的主要动力因素,暴雨与低层辐合区和正涡度平流区有很好的位置对应关系。

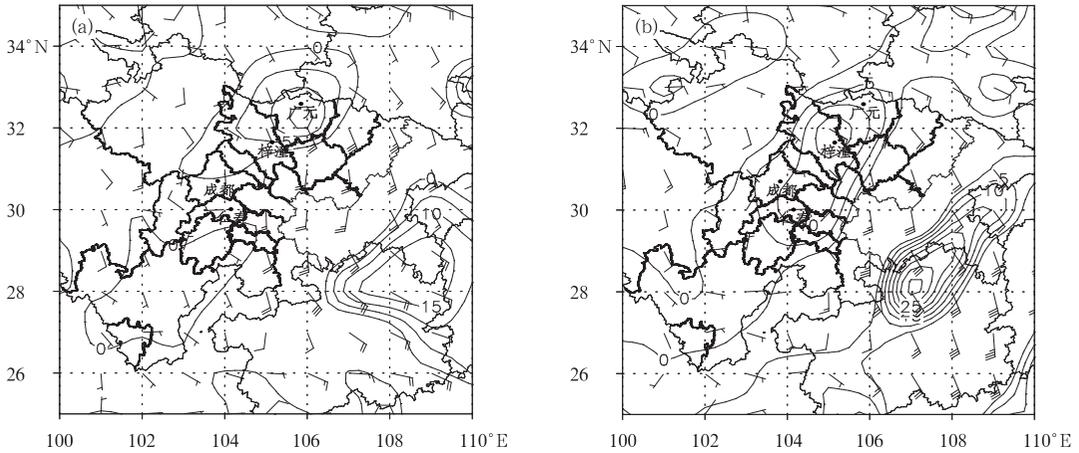


图 7 2010 年 7 月 23 日 02 时(a)和 25 日 02 时(b)850 hPa 风场
及涡度平流(单位: 10^{-10} s^{-1})

Fig. 7 The 850 hPa wind and vorticity advection (unit: 10^{-10} s^{-1}) at
(a) 02:00 BT 23, and (b) 02:00 BT 25 July 2010

4 数值模拟试验

从本文第 3 节的分析可以看出,低层偏南风是“10.7.22—25”暴雨过程的主要触发因子,其风速演变与暴雨的产生存在明显的对应关系,但要进一步分析风速变化与中尺度对流系统发生发展之间的对应关系,即风速演变对于中尺度系统的发展演变有无提前指示意义,还需要更高时空分辨率的风场资料。研究表明,WRF 模式对暴雨过程具有较好的预报和模拟效果(尤红等,2010;张德林等,2010;齐丹等,2010;东高红等,2011;尹洁等,2011;张瑛等,2011),为分析此次暴雨过程中低层风速演变与中尺度系统的演变关系,本文利用 WRF 3.2.1 中尺度模式分别对此次过程的两个强降雨时段进行了数值模拟。两个强降雨时段的模拟时间分别为 2010 年 7 月 21 日 20:00 至 23 日 20:00 及 24 日 08:00 至 26 日 08:00,模式初始场和侧边界条件使用 NCEP $1^\circ \times 1^\circ$ 、6 h 间隔再分析资料,模式使用两层双向嵌套,模拟中心点为 30°N 、 105°E ,粗、细网格的分辨率分别为 30 和 10 km,积分时间步长为 1 h,两个模拟时段均积分 48 h。微物理过程内外层均采用 Lin 方案,长波辐射采用 rrtm 方案,短波辐射采用 Dudhia 方案,积云对流参数化采用 Grell-Devenyi 方案,边界层采用 MYJ 方案,陆面模式采用 Noah 方案,土壤为 4 层。

图 8 为两个强降雨时段的降雨量模拟结果,与实况雨量图 1 对比可以看出:对 22—23 日盆地西北部的暴雨位置模拟较好,暴雨中心也达到了 150 mm 以上,并成功地模拟出了 24—25 日暴雨区范围扩大至整个盆地中西部的趋势,只是对盆地西南部的量级较实况略偏弱,但在仁寿附近也模拟出了一个 100 mm 以上的暴雨中心。总体而言,WRF 模式较好地模拟出了此次降水过程,因此其模拟结果是可用于诊断分析的。

4.1 模拟风场与中尺度系统演变关系

图 9 为 2010 年 7 月 23 日 00—05 时和 24 日 23 时至 25 日 04 时的逐小时 WRF 模拟 850 hPa 风场、3 h 全风速增量(等值线)及对应 3 h 后 FY2D 云顶黑体亮温 TBB(阴影),由图可见:第一个强降雨时段,23 日 00 时(图 9a,风场和 3 h 风速增量),重庆至盆地东北部为一支 $10 \sim 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏东南气流,3 h 全风速增量为 $2 \sim 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,风速有明显增大,广元位于风速增加区域的下风方,存在明显的风速辐合,3 h 后,在广元附近的对流云团开始发展,出现尺度为 100 km 左右、TBB 值低于 -52°C 的对流云团(图 9a),对应广元开始出现 $10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 以上的降雨,而且在随后的 5 个小时,即 23 日 01—05 时(图 9b~9f),重庆西部至盆地东北部维持 $8 \sim 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏南气流,3 h 风速增量维持在 $2 \sim 6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,盆地西北部仍处于 3 h 风速增加区域的下风

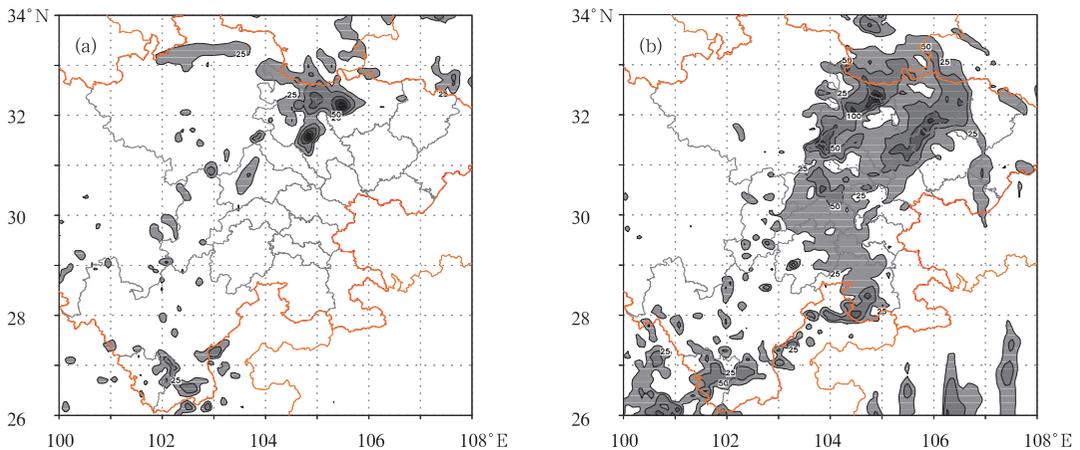


图8 2010年7月22日20时至23日20时(a)和24日20时至25日20时(b)
24 h降雨量模拟结果(单位:mm)

Fig. 8 The simulated 24 h precipitation (unit: mm)

(a) 20:00 BT 22 to 20:00 BT 23, and (b) 20:00 BT 24 to 20:00 BT 25 July 2010

方,风速辐合维持,使得23日01—05时(图9b~9f)盆地西北部(广元、梓潼一带)的对流云团不断发展,TBB值达到了 -62°C 以下,强降雨维持,雨量实况显示盆地西北部在这一时段雨强维持在 $20\sim 40\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$;在第二个强降雨期间,24日23时至25日00时(图9g~9h),贵州、重庆西部至盆地东部为 $8\sim 12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的偏南风,3 h风速增量为 $2\sim 6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,盆地西部为 $4\sim 6\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的东南风,贵州、重庆西部至盆地东部一带的南风增强一方面使得盆地西部形成风速辐合,另一方面也使得其左侧正切变涡度及其与偏东南风之间形成的正曲率涡度加大,利于对流云团的发展,对应25日02—03时盆地西部出现了大片TBB值低于 -62°C 的区域(图9j~9k),最大降雨强度达到了 $50\sim 80\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$,而且由于较强偏南气流的维持,其左侧正涡度不断加大,致使25日01时仁寿附近生成了一中尺度低涡(图9i),对应25日04时至07时(图9l)的TBB显示,对流云团维持并逐渐向仁寿移动,最小TBB值低于 -72°C ,中尺度对流云团的发展增强导致仁寿出现了特大暴雨。

通过分析逐小时的850 hPa层风场和中尺度对流云团演变,发现二者具有一定的对应关系,即在3 h风速增加区域的下风方,未来3 h内将对流云团生成和发展,暴雨区东南侧大风速区的维持,有利于中尺度对流系统的发展和增强,而且暴雨区上风方的风速加大致使暴雨区形成的风速辐合和正涡度

加大均是先于对流云团而出现,进一步证实低层的风速演变对中尺度对流系统的发展具有很好的提前指示意义。

4.2 地形影响试验

四川盆地地处高原东侧,地形复杂,很多暴雨过程尤其是盆地西部的暴雨过程都与特殊的地形有着密切的关系(何光碧等,2000;陈静等,2002),为分析这支低层偏南气流向四川盆地传播的过程中风速的演变是否也和四川盆地的特殊地形有关,本文将 $28^{\circ}\sim 34^{\circ}\text{N}$ 、 $100^{\circ}\sim 105^{\circ}\text{E}$ 区域内的海拔高度全部降为500 m,即不考虑 100°E 以东的高原地形,但保留 100°E 以西的高原地形,类似于将高原地形向西平移,进行了地形影响试验。图10为两个强降雨时段去掉高原地形后的风场及其全风速与保留高原地形的风速差,可以看出,在去除盆地西部的高原地形后,盆地内的东南气流风速较控制试验增加了 $4\sim 8\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,并且为风速辐散区,而辐合区随着地形高度向西的平移而西移至 $100^{\circ}\sim 102^{\circ}\text{E}$ 区域。从相应的降水试验结果来看(图11),不考虑盆地西侧的高原地形后,22日20时至23日20时和24日20时至25日20时四川盆地均减弱为小雨量级,大到暴雨区则位于 100°E 附近的低层风速辐合区域。地形影响试验表明,这支偏南气流向北推进的过程中在四川盆地西部形成的辐合,与盆地西侧的高原大地形有密切的关系。

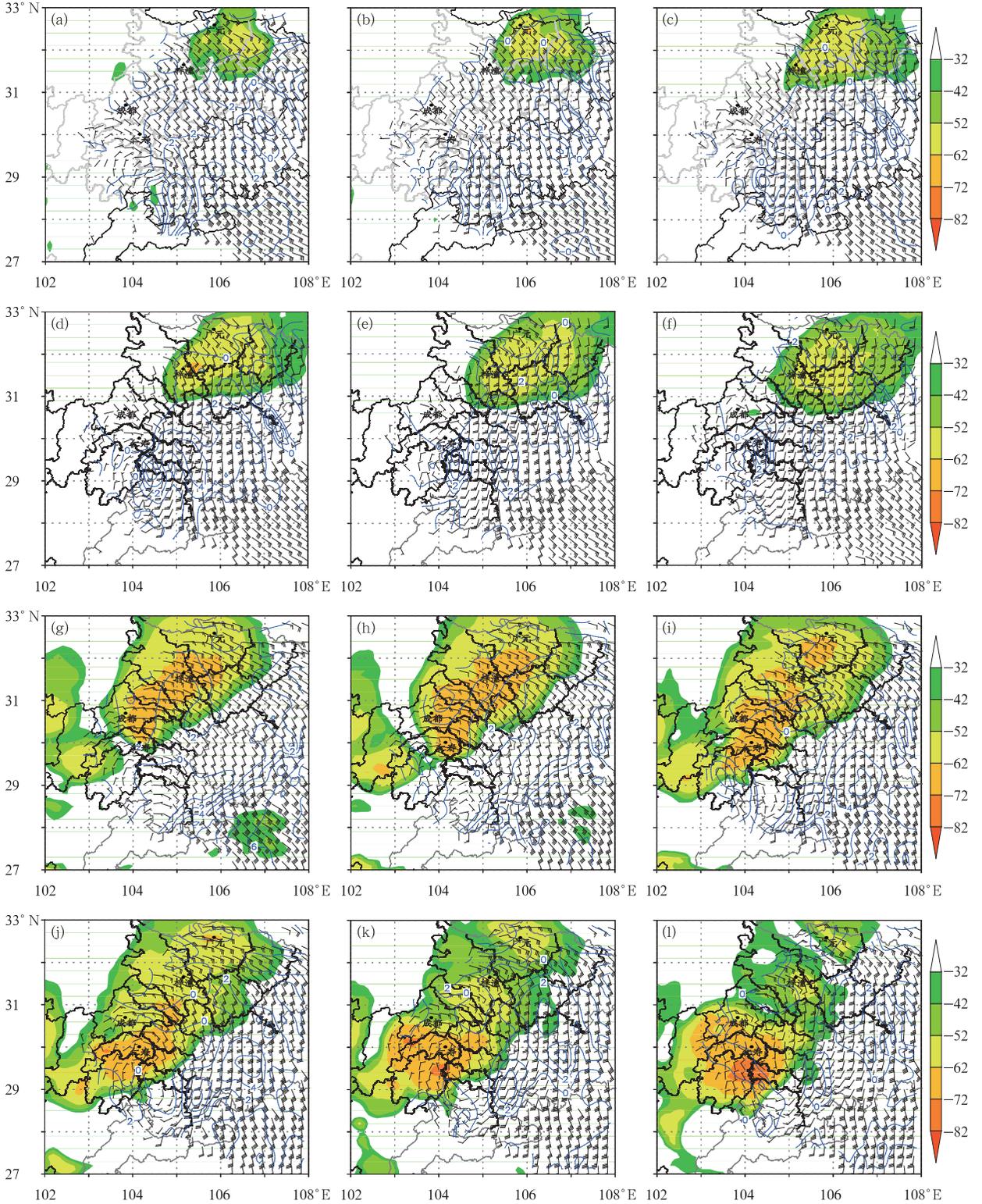


图 9 2010 年 7 月 23 日 00—05 时(依次为 a~f)和 24 日 23 时至 25 日 04 时(依次为 g~l)
逐小时风场, 3 h 全风速变量及 3 h 后 FY2D_TBB 演变(阴影)

Fig. 9 The hourly wind field, 3 h wind speed variables and the evolution of FY2D_TBB (shaded area) 3 h later from 00:00 to 05:00 BT (a~f) 23 and 23:00 BT 24 to 04:00 BT (g~l) 25 July 2010

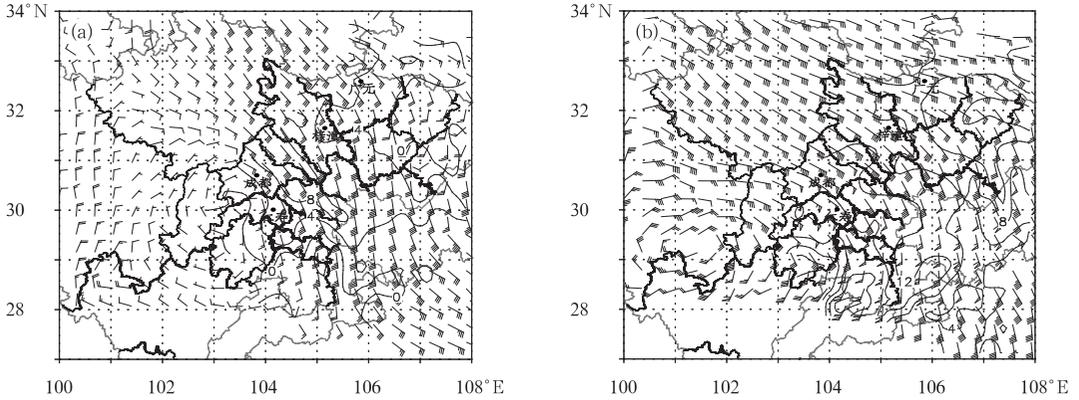


图 10 2010 年 7 月 23 日 02 时(a)和 25 日 02 时(b)WRF 地形试验风场及与控制试验风速差
 Fig. 10 The wind field of WRF terrain test and the wind speed difference with control experiment (unit: $m \cdot s^{-1}$) at 850 hPa at (a) 02:00 BT 23, and (b) 02:00 BT 25 July 2010

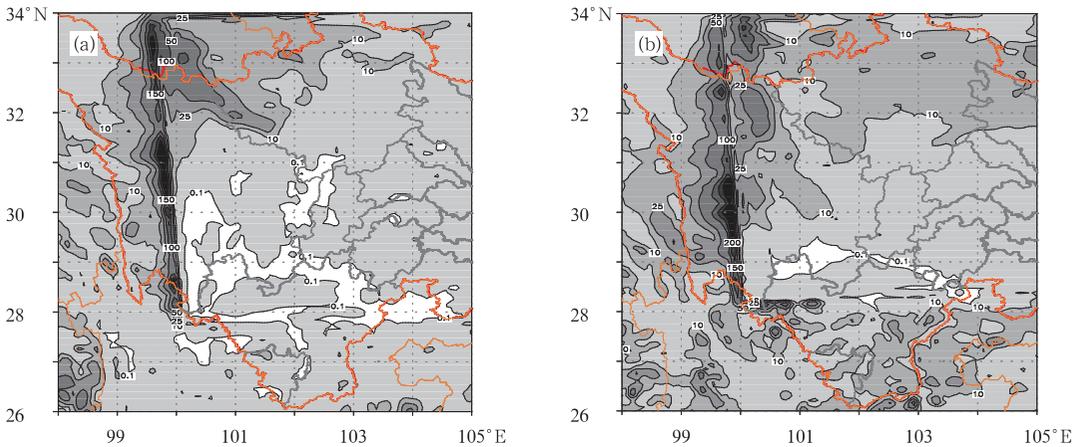


图 11 地形试验降水结果的 24 h 降雨量 (单位: mm)

(a)22 日 20 时至 23 日 20 时,(b)24 日 20 时至 25 日 20 时

Fig. 11 The 24 h precipitation of topographic experiment (unit: mm)

(a) from 20:00 BT 22 to 20:00 BT 23, and (b) 20:00 BT 24 to 20:00 BT 25 July 2010

5 小 结

本文通过对 2010 年 7 月 22—25 日四川盆地西部出现的一次暴雨过程中,低层偏南气流风速演变对暴雨的动力触发作用诊断分析和数值模拟试验,得出了如下一些结论:

(1)暴雨过程出现在副高与贝加尔湖高压和青藏高压所形成的“ η ”型高压坝以及 1003 号台风灿都登陆后继续西行的背景下,有利的环流形势使得暴雨过程期间对流层低层自南海至四川盆地维持较强偏南气流。

(2)暴雨与低层偏南气流风速演变密切相关,暴

雨中心的降雨强度与其东南侧低层风速变化趋势基本同步,在暴雨过程期间,暴雨区东南侧存在一个 $8 \sim 12 m \cdot s^{-1}$ 的大风速中心,而暴雨区为 $4 m \cdot s^{-1}$ 左右的弱风速区,降雨随风速的加大而显著增强;低层偏南气流的加大一方面造成明显的风速辐合,另一方面导致其左侧正切变涡度的加大,风速辐合与正涡度平流是暴雨产生的主要动力触发因素,暴雨与低层辐合区和正涡度平流区有很好的位置对应关系。

(3)WRF 模拟试验结果显示,低层 3 h 风速增量对中尺度对流系统发展具有很好的指示意义,在 850 hPa 层偏南气流 3 h 风速增加区域的下风方,未来 3 h 对流云团将迅速发展,不考虑盆地西侧高原

地形,盆地降雨强度将显著减弱。

本文主要针对一次暴雨个例中低层风速演变对暴雨的作用进行了初步的诊断和数值模拟分析,对于低层风速演变与中尺度对流系统发展的对应关系,还需要进行更多的个例分析和进一步的研究。

参考文献

- 陈静,李川,湛贵珣. 2002. 低空急流在四川“9.18”大暴雨中的触发作用. 气象,28(8):24-29.
- 东高红,何群英,刘一玮,等. 2011. 海风锋在渤海西岸局地暴雨过程中的作用. 气象,37(9):1100-1107.
- 顾清源,周春花,青泉,等. 2008. 一次西南低涡特大暴雨过程的中尺度特征分析. 气象,34(4):39-47.
- 何光碧. 2012. 西南低涡研究综述. 气象,38(2):155-163.
- 何光碧,郁淑华. 2000. 四川盆地西北部一次暴雨过程数值试验. 气象,26(4):7-11.
- 齐丹,田华,徐晶,等. 2010. 基于 WRF 模式的云贵川渝地质灾害气象预报系统的应用. 气象,36(3):101-106.
- 汪丽,陈静,李淑君. 2004. “2003. 8. 28”长江上游特大暴雨的成因分析. 高原气象,23(增刊):31-36.
- 肖递祥,顾清源,祁生秀. 2009. 2008 年 7 月 14—15 日川西暴雨过程的温度层结变化分析. 暴雨灾害,28(1):10-15.
- 尹洁,郑婧,张瑛,等. 2011. 一次梅雨锋特大暴雨过程分析及数值模拟. 气象,37(7):827-837.
- 尤红,肖子牛,王曼,等. 2010. 2008 年“7. 02”滇中大暴雨的成因诊断与数值模拟. 气象,36(1):7-16.
- 张德林,马雷鸣. 2010. “0730”上海强对流天气个例的中尺度观测分析及数值模拟. 气象,36(3):62-69.
- 张琰,肖安,马力,等. 2011. WRF 耦合 4 个陆面过程对“6. 19”暴雨过程的模拟研. 气象,37(9):1060-1069.
- 赵春玉,王叶红. 2010. 高原涡诱生西南涡特大暴雨成因的个例研究. 高原气象,29(4):819-831.
- 宗志平,张小玲. 2005. 2004 年 9 月 2—6 日川渝持续性暴雨过程初步分析. 气象,31(5):37-41.