

2002 年 6 月 8~9 日陕南大暴雨数值模拟研究

毕宝贵 刘月巍 李泽椿

国家气象中心, 北京 100081

摘 要 通过对 2002 年 6 月 8~9 日陕南大暴雨过程进行数值模拟, 模拟结果较好地复制了这次陕南大暴雨过程以及与之相联系的影响陕南地区中尺度对流系统的发生、发展过程。位涡分析结果表明, 低层正值位涡扰动的存在是暴雨发生发展的重要条件。冷空气是从中层侵入西北地区东部, 这样就形成了较强的对流不稳定层结, 有利于对流降水的发生。大巴山使秦岭山脊、汉江河谷降水减小, 使秦岭东南坡和渭河河谷下游降水增加; 而秦岭使汉江河谷、秦岭南坡降水增加, 使秦岭山脉本身和陕北地区降水减少, 秦岭山脉对降水的影响主要是通过地形产生的垂直次级环流实现的。

关键词 暴雨 数值模拟 β 中尺度 位涡 地形

文章编号 1006-9895(2005)05-0814-13

中图分类号 P458

文献标识码 A

Numerical Simulations of Extremely Heavy Rain in the Southern Shaanxi Province During 8 - 9 June 2002

BI Bao-Gui, LIU Yue-Wei, and LI Ze-Chun

National Meteorological Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081

Abstract The weather systems and a related mesoscale convective complex, causing severe heavy rain in the southern Shaanxi Province during 8 - 9 June 2002, are successfully simulated with MM5 model. The analysis of meso- β scale synoptic systems indicates that the occurrence and development of the local and paroxysmal meso- β scale synoptic systems lead to this rain besides the helpful macro-scale conditions. The evolution of the meso- β systems depends mainly on the topography and the macro-scale conditions, among which the topography and convective instability are thought to be the most important. Results show that positive perturbation of potential vorticity in the lower layers is one of important factors for the formation and development of torrential rain, and the cold masses invade into the middle level of the eastern part of northwest district and result in strong instability which is favorable for convective rainfall. Furthermore, with the effect of terrain, the southern Shaanxi Province becomes the center of this extremely heavy rain process. Precipitation increment caused by Daba Mountains occurs in the southeastern slope of Qinling Mountains and the lower reaches of Weihe River, while rainfall reduction by Daba Mountains appears in the ridge of Qinling Mountains and Hanjiang River valley; Qinling Mountains makes precipitation increase in the area of Hanjiang River valley and the southern slope of Qinling Mountains, and decrease in itself and the northern part of Shaanxi Province, whose effect on rain is realized by secondary vertical circulation caused by topography mechanical and thermal forcing.

Key words torrential rain, numerical simulation, meso- β system, potential vorticity, terrain

1 引言

数值模拟是研究大气动力学的主要方法之一。利用中尺度模式能模拟出一系列中尺度现象^[1~11], 包括海陆风^[1]、中尺度对流复合体(MCC)^[3]、飑线^[5]、锋面环流^[7]、雨带^[10]等。例如, Anthes 等^[2]采用 MM4 模拟了 1979 年 AVE-SESAME (Atmospheric Variability Experiment-Severe Environmental Storm and Mesoscale Experiment) 试验期间 4 月 10~11 日以及 25~26 日的天气过程, 结果表明, 模式能复制出 24 h 内产生的中尺度天气现象, 包括低空急流、高空急流、MCC、冷锋和暖锋的锋生、山脉波等。

目前, 在实际观测资料不足的情况下, 利用数值模拟来讨论各种物理过程、初始环境场和地形对强对流系统发生、发展过程的作用是一种可尝试的方法。一些作者^[12~17]提到, 虽然来源于大尺度观测网的初始场资料不具备完善的中尺度系统的信息, 但在能容纳和描述所激发的中尺度特征运动的中尺度模式 MM5 (the fifth Mesoscale Model) 中是可能迅速呈现中尺度结构场的。

2002 年 6 月 8~9 日, 青藏高原东侧的陕西省及四川省东北部遭遇了一次历史同期罕见的大暴雨天气过程, 尤其陕南地区的大暴雨造成了山洪爆发和河水猛涨, 引发了部分山体滑坡、泥石流等多种自然灾害, 死亡失踪 450 余人。本文在文献^[18]对 2002 年 6 月 8~9 日陕南大暴雨天气过程中尺度观测和诊断分析基础上, 进行了较深入的数值模拟研究, 研究表明, 一个较为完善的高分辨率模式能够揭示一些中尺度系统的发展规律和形成机制及其结构演变特征。在确定云雨、垂直运动的模拟基本正确以后, 利用模式的输出资料对在此期间的 β 中尺度对流系统的结构和演变进行分析研究并探讨其成因。

2 计算方案及资料说明

2.1 模式格距及计算区域的范围

本文利用美国宾西法尼亚大学和 National Center for Atmospheric Research (NCAR) 开发的中尺度模式 MM5 第三版本, 采用双向三重嵌套网格(图 1)对这次过程进行模拟研究。模式区域的中心位置是(33.5°N, 107.5°E), 模式区域在垂直方

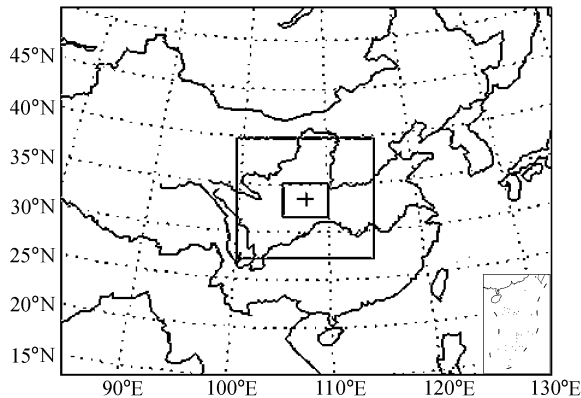


图 1 模式的计算区域。最大方框(区域 1)是 45 km 格距的计算区域, 次大方框(区域 2)是 15 km 格距的计算区域, 最小方框(区域 3)是 5 km 格距的计算区域

Fig. 1 Model domains (the biggest rectangle is domain1 with 45 km grid spacing; the second biggest rectangle is domain 2 with 15 km grid spacing; the smallest rectangle is domain 3 with 5 km grid spacing)

向分 24 层, 三重区域的水平格点数分别为 95×120 、 91×91 、 82×91 ; 相应的水平格距分别为 45 km、15 km、5 km。

2.2 初始场及侧边界

采用分辨率为 $1^\circ \times 1^\circ$, 时间间隔为 6 小时的 NCEP (National Center for Environmental Prediction) 实时分析资料作为背景场, 利用 MM5 发展的 Little_r 将每隔 12 小时的常规探空(含特性层)、地面资料分析到背景场中, 从而形成模式的初值和侧边界条件。模式的初始时间为 2002 年 6 月 8 日 0000UTC(国际协调时, 下同), 积分 36 小时。

2.3 模式物理过程

本试验采用了非静力平衡方案, 模式层顶利用海绵边界条件, 侧边界利用时变流入流出方案。各区域所使用的其他参数化方案见表 1。

3 中尺度系统强降水模拟与实况对比

由于西北地区东部基本站降水量观测时间间隔为 6 小时, 一般站降水观测为 24 小时进行一次(0000UTC), 所以我们只获得了陕南地区暴雨中心的逐时雨量计资料。因此, 在分析 6 小时降水时使用基本站资料, 24 小时降水使用加密站点资料。由于模式模拟的主要雨区与实况基本相符, 可考虑利用 15 km 的网格模式输出结果对造成陕南强降水过程进行初步分析。

表 1 模式物理过程
Table 1 Model physics options

	显式湿物理过程 Explicit moisture physics schemes	积云参数化方案 Cumulus parameterization schemes	行星边界层方案 Planetary boundary layer schemes	大气辐射方案 Atmospheric radiation schemes
区域 1 Domain 1	Simple ice	Grell	MRF	考虑云辐射 Considering cloud radiation
区域 2 Domain 2	Simple ice	Kain-Fritsch	MRF	考虑云辐射 Considering cloud radiation
区域 3 Domain 3	Mix phase	None	MRF	考虑云辐射 Considering cloud radiation

对比降水实况与 24 h 模拟结果(图 2), 不难看出, MM5 比较成功地模拟了降水落区以及暴雨的强度, 模式不仅给出了与实况相近的大于 25 mm 降水的分布, 还模拟出位于陕南宁强、佛坪和宁陕三个大暴雨中心, 尤其是佛坪和宁陕降水模拟结果与实况基本一致, 雨带的走向也与实况有较好的一致性。同时, 也模拟出了河南西部的 25 mm 雨区, 但对甘肃南部的降水区模拟的位置比实况偏南、偏东。

通过对模拟的 6 h 累积降水量与 6 h 实况降水进行对比可以发现(图 3), 模式基本复制出了这场强降水过程。降水的位置和强度都与实况较接近, 从 GMS 卫星云图上也可证实这些中尺度对流系统的存在^[18]。同时, 可以看到在左、右边缘地区模拟效果较差, 这可能是由于模式区域 2 和区域 3 区域较小, 侧边界误差向内传递所致。模式积分的前 6 h 对陕北的两个强降水中心都模拟出来了, 位于延安的降水中心模拟强度与实况相当, 但位置偏东

50 km 左右, 而位于关中的降水中心, 无论是强度还是位置, 模拟结果与实况基本一致。另外, 四川东北部的降水中心, 陕南东部以及河南西部的强降水都一一被模式再现, 只是模拟区域略大于实况, 这可能是由于我们得到的实况降水量是基本站资料造成的(图 3a)。模式积分到 12 h, 8 日 0600~1200 UTC 的累积降水量在陕西省境内模拟与实况对应较好, 但位于四川东北部和河南西部的降水中心位置偏差 50~100 km, 模拟强度比实况略大(图 3b)。模式积分到 18 h, 8 日 1200~1800 UTC 的模拟降水落区与实况比较接近, 模拟降水强度略弱于实况, 104°E 附近的降水中心模拟位置偏差 250 km 左右, 强度偏弱(图 3c)。模式积分到 24 h, 模拟雨带走向、强度与实况基本一致, 模拟系统移动速度略慢于实况, 川北降水中心仍未预报好, 河南西部降水出现漏报。积分 30 h, 雨带向东南移动, 逐渐移出陕西境内, 模拟雨带与实况仍对应较好(图 3d)。

从区域 3 模拟的 1 小时降水量及佛坪的 1 小时观测降水随时间的演变对比(图 4b)可以看到, 两者的趋势是一致的。尽管对佛坪模式降水比实况偏弱, 降水出现时间偏早 2~3 小时, 这也许是由于初值协调过程所致; 整个降水的生命期与实况较吻合, 雨峰出现时间与实况基本一致。在中尺度系统发展成成熟期, 模拟降水量和实测降水量非常接近, 在 MCC 发展初期和后期, 模拟的降水量要比实测降水量出现早和下降快。这主要是因为模拟 10 小时以前和模拟 30 小时后, MCC 处于模拟域的边缘, 超出了模式的模拟能力。从 24 h 降水累计量(图 4a)来看, 尽管 8 日 1200 UTC 以前模拟降水大于实况, 但 1500 UTC 以后, 与实况非常接近(模拟: 177 mm, 实况: 190 mm)。

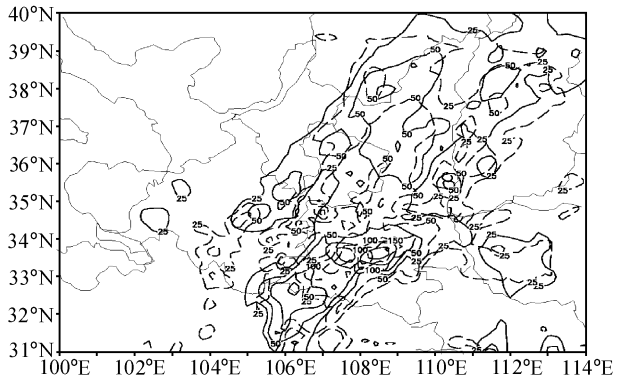


图 2 2002 年 6 月 8 日 0000 UTC~9 日 0000 UTC 24 h 累计降水量(单位: mm)。实线: 实况; 虚线: 模拟
Fig. 2 24-h accumulated precipitation (units: mm) during 8–9 Jun 2002. Solid line: observations; dash line: simulations

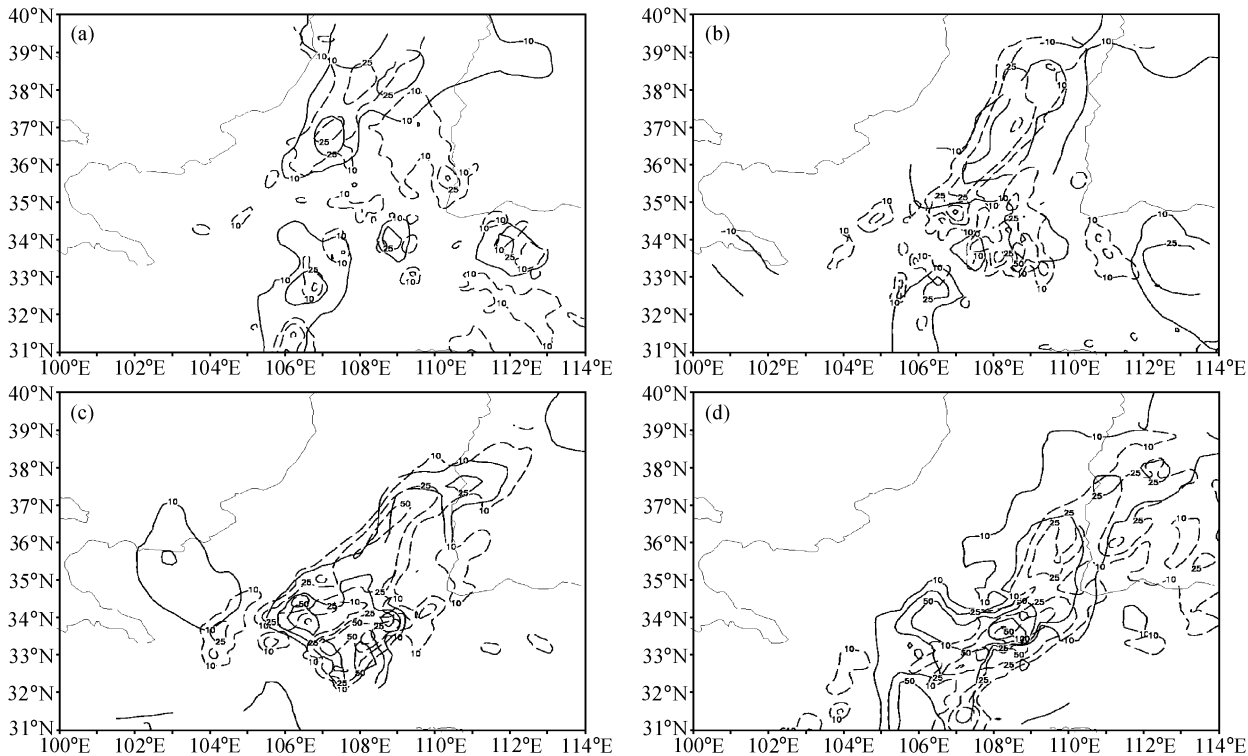


图 3 6 小时累计降水量(单位: mm): (a) 8 日 0000~0600 UTC; (b) 8 日 0600~1200 UTC; (c) 8 日 1200~1800 UTC; (d) 8 日 1800 UTC~9 日 0000 UTC。实线: 实况; 虚线: 模拟

Fig. 3 6-h accumulated precipitation (units: mm) during 8 - 9 Jun 2002: (a) 0000 - 0600 UTC 8 Jun; (b) 0600 - 1200 UTC 8 Jun; (c) 1200 - 1800 UTC 8 Jun; (d) 1800 UTC 8 Jun - 0000 UTC 9 Jun. Solid line; observations; dash line; simulations

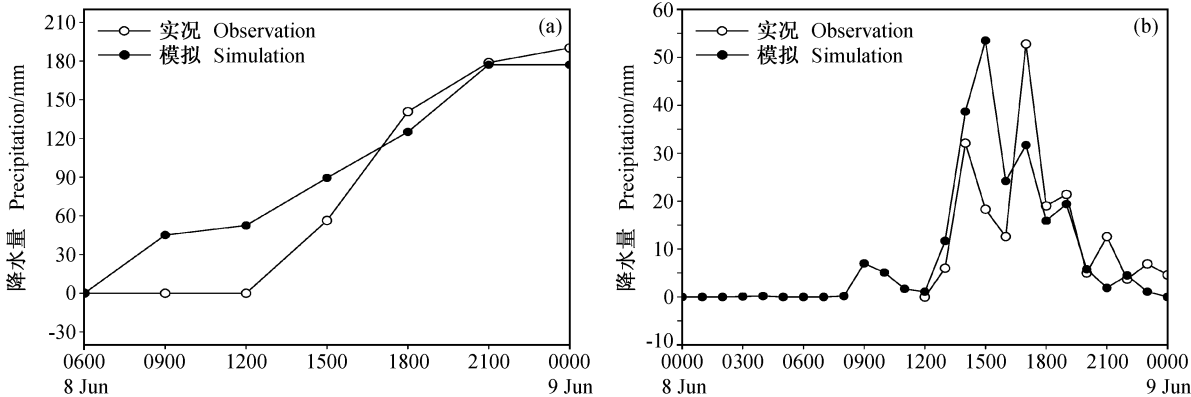


图 4 2002 年佛坪单站模拟降水量与实测降水量随时间的演变对比: (a) 24 h 累计降水量; (b) 1 h 降水量

Fig. 4 Precipitation comparison between simulations and observations at Fuping station: (a) 24 h; (b) 1 h

4 大尺度环流形势的检验

大尺度环流形势的检验是数值模拟研究中通常采用的检验方法。从大尺度环境场的检验情况来看,本次模拟结果也较好。由粗网格 200 hPa

位势场和风场模拟与相应客观分析场(图略)的比较可以发现,南亚高压的东进和加强过程与实况基本一致,西风槽从西向东移动以及槽后的西北风急流和槽前的西南风急流演变情况基本反映了实际情况,只是南压高压中心强度和高空急流比

实况略弱。

500 hPa 形势场上西风槽的东移加深以及东高西低形势的建立过程得到很好的复制(图略), 4 号台风浣熊也得到了较好的反映。700 hPa 模拟(图略)结果表现为暖式切变线, 华北地区西北—东南向高压脊与实况相当, 强劲的东南风伸展至高原东北侧, 在高原东南侧也有一个低值系统存在, 并与气旋性环流相配合。模拟的 700 hPa 等温线密集区代表的锋区位于秦岭山脉北坡, 呈准东西走向, 锋后由强大的西北风所控制, 与实况(图略)基本吻合。

总之, 通过与降水实况和环流形势的对比, 可以认为模拟的结果较好地复制了这次陕南大暴雨过程。合理的模拟结果提供了时间和空间都十分连续的数据集, 其中有些参数是通常无法观测到的, 从而使我们有必要得以进一步研究由常规探测资料时空分辨率所不能分辨的对流系统发展的过程细节以及与之有关的科学问题。

5 中尺度环流系统分析

文献[18]指出: “6 月 8~9 日期间陕南突发强降雨除了有利的大尺度背景场外, β 中尺度天气系统的发生发展是直接造成强降雨的原因, 暴雨前后逐时红外云图的演变表明, 产生暴雨的云团具有 MCC (Mesoscale Convective Complex) 特征”。以下, 将从数值模拟角度对引起降水的中尺度环流系统进行分析。

在陕南强降雨期间, 700 hPa(图略)和 850 hPa (图 5) 流场有明显的中尺度系统发生发展, 中尺度系统的水平尺度约为 200 km, 属于典型的 β 中尺度。850 hPa 流场上从 8 日 0000 UTC 开始出现辐合, 0300 UTC 形成地面辐合线, 0600 UTC 辐合线有所加强并略向东南方向移动, 1200 UTC 形成了中尺度辐合中心(该中尺度辐合中心在移近秦岭北坡时减弱, 同时, 在秦岭南坡有中尺度辐合线形成), 1500 UTC (图 5a)中尺度背风气旋开始发展,

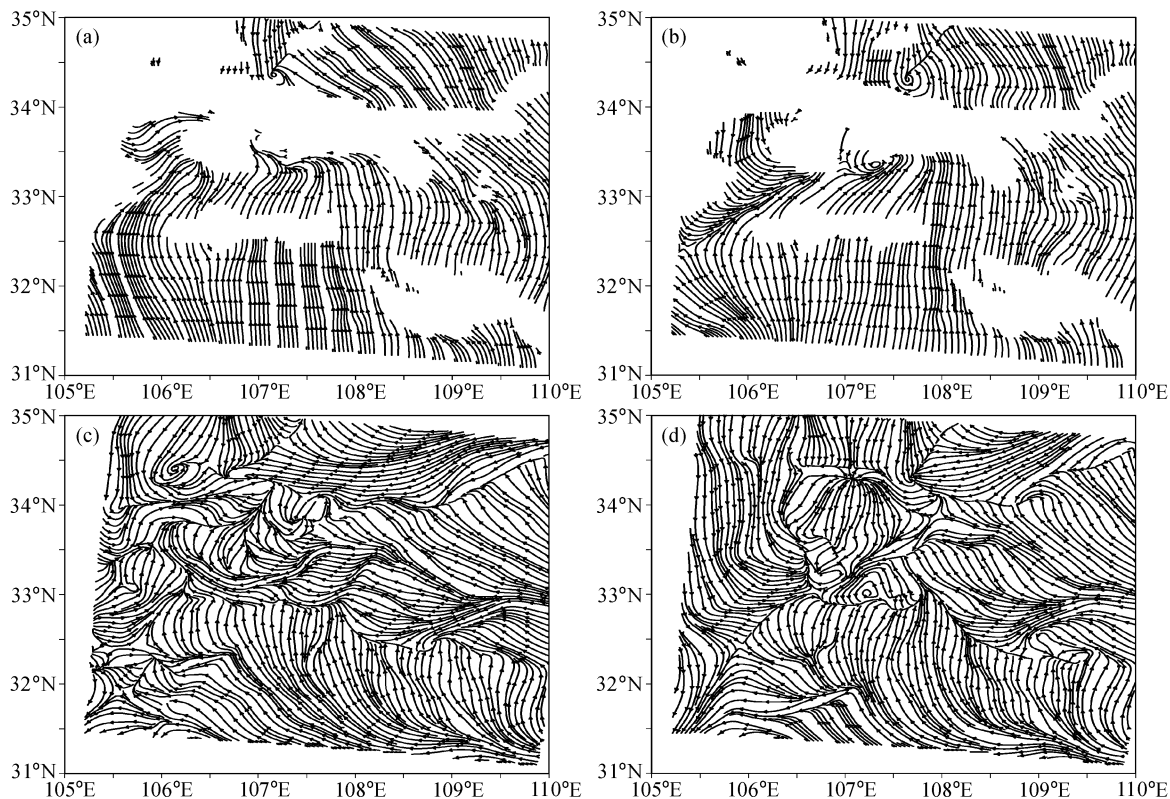


图 5 6 月 8 日中尺度流场分析: (a) 1500 UTC 850 hPa; (b) 1800 UTC 850 hPa; (c) 1500 UTC 地面; (d) 1800 UTC 地面
Fig. 5 Evolution of meso-scale stream field at 850 hPa at (a) 1500 UTC and (b) 1800 UTC, and at surface at (c) 1500 UTC and (d) 1800 UTC on 8 Jun 2002

到 1800 UTC (图 5b) 中尺度辐合线发展成中尺度背风气旋, 至 9 日 0000 UTC 以后减弱东移。在地面流场($\sigma=1$, 图 5c、d), 中尺度背风气旋与雨团配合得较好。在中尺度背风气旋的西北方向有中尺度辐散系统存在, 从它的中心向外流出的气流有一支向西南方向流出并流入到中尺度背风气旋中。这一现象表明, 在对流层的低层存在一支低空入流。这个辐散系统与带有辐合的中尺度背风气旋成对存在, 意味着有一个中尺度的垂直环流与 MCC 相配合。这种成对的中尺度环流系统在 700 hPa 流场(图略)中仍可看到, 但在 500 hPa 流场中, 与 MCC 相配合的不再是中尺度背风气旋, 而是西风带中的一个小槽。西风槽在东移过程中不断加深南压, 使冷暖空气交汇于西北地区东部。而在 200 hPa 高度(图略), MCC 上空对流层顶部是反气旋环流, 高度场和风场之间具有强烈的非地转性。南压高压向北向东伸展, 辐散气流从 8 日 0000 UTC 开始有所加强, 高空急流风速增大。这种低层辐合、高层辐散的配置, 非常有利于暴雨的发生。从模式输出探空结果也可以反映中尺度系统的发展(图略); 8 日 1200 UTC, 陕南佛坪饱和层较低, 随着冷空气翻越秦岭和偏南暖湿气流向暴雨区输送, 佛坪地区饱和层迅速抬高; 8 日 1500 UTC, 380 hPa 以下都为饱和层, 且为对流不稳定层结, 低层偏南风急流遇秦岭动力抬升与冷锋过山产生的垂直上升运动同位相叠加, 触发不稳定能量释放, 导致陕南强降水的发生。

由以上讨论可见, 陕南强降水过程对应的中尺度系统是非常强的, 且无论对流层低层还是高层的流场和高度场都有很好的配置。

6 陕南大暴雨的成因分析

6.1 位涡分析

200 hPa 上位涡的演变(图略)近似地表示了对流层顶附近扰动的演变情况。8 日 0600 UTC 位于西北地区东部上空的位涡扰动高值区在东移中不断加强并向南发展; 1200 UTC 移至秦岭北坡, 陕南地区开始出现降雨; 1500 UTC 移至秦岭南坡, 陕南出现强降雨; 1800 UTC 扰动高值区移至大巴山北坡, 陕南强降雨减弱。

图 6 为 700 hPa 上位涡的时空演变, 由图可见低空的位涡分布与高空的位涡有良好的对应关系。8 日 0600 UTC 位于陕西北部的位涡大值区有规则地向东南方向移动, 并呈逐渐加强趋势; 1200 UTC(图 6a)~1800 UTC(图 6b)是位涡发展的鼎盛时期; 1800 UTC 以后位涡大值区减弱东移。同时, 可以发现位涡大值区与暴雨区有很好的对应关系, 700 hPa 位涡大值区略微落后于暴雨区, 各个时次具有相同的规律。至少从这个例子可以发现, 位涡对暴雨预报有很好的指示意义。

图 7 是暴雨过程位涡扰动的剖面图。暴雨发生前, 8 日 0600 UTC(图 7a)和 1200 UTC 暴雨区上空 500 hPa 以下出现了正的低层位涡扰动, 而高空位涡扰动迅速发展加强, 并向下伸展至 200 hPa 上, 与中低层正的位涡扰动遥相呼应; 1500 UTC, 随着暴雨的加强发展, 高低层正值扰动连成一体, 形成位涡扰动柱; 1800 UTC(图 7b), 高低层位涡扰动向南发展, 并且高低层位涡耦合结构更加明显; 2100 UTC, 虽然高层位涡扰动进一步加强, 但低层位涡扰动为 0 或负值, 正值位涡耦合结构不复

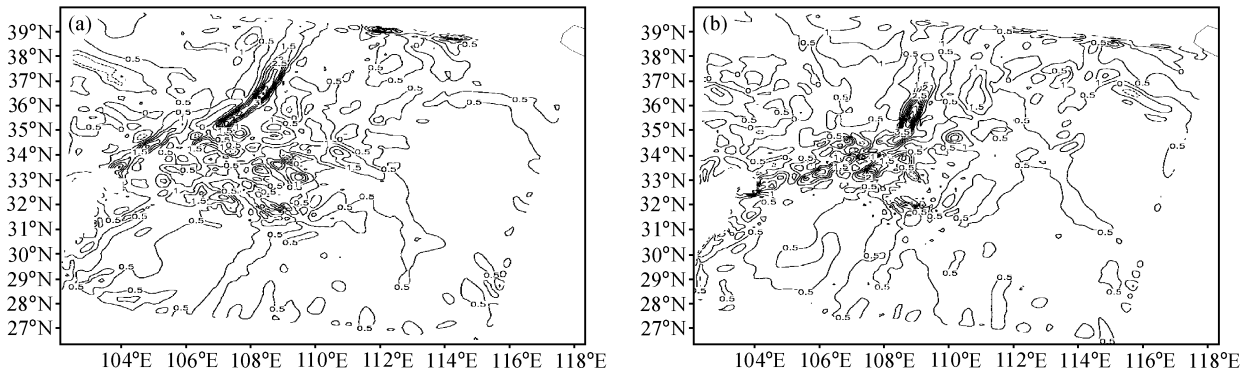


图 6 6 月 8 日 700 hPa 位涡(单位: PVU, $1 \text{ PVU} = 1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K} \cdot \text{kg}^{-1}$)演变: (a) 1200 UTC; (b) 1800 UTC

Fig. 6 Evolution of potential vorticity at 700 hPa at (a) 1200 UTC and (b) 1800 UTC 8 Jun 2002 (units: PVU)

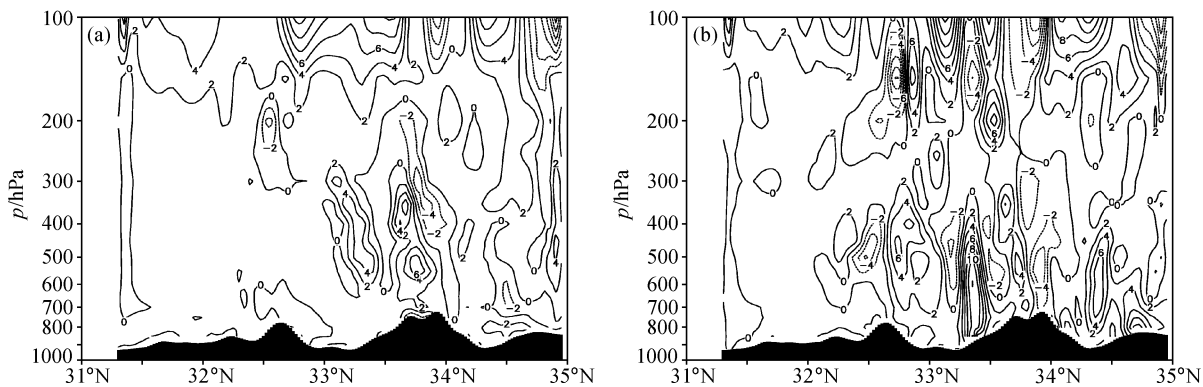


图7 6月8日107.59°E位涡(单位: PVU)沿纬度-高度剖面图: (a) 0600 UTC; (b) 1800 UTC

Fig. 7 Latitude-height cross section of potential vorticity along 107.59°E at (a) 0600 UTC and (b) 1200 UTC on 8 Jun (units: PVU)

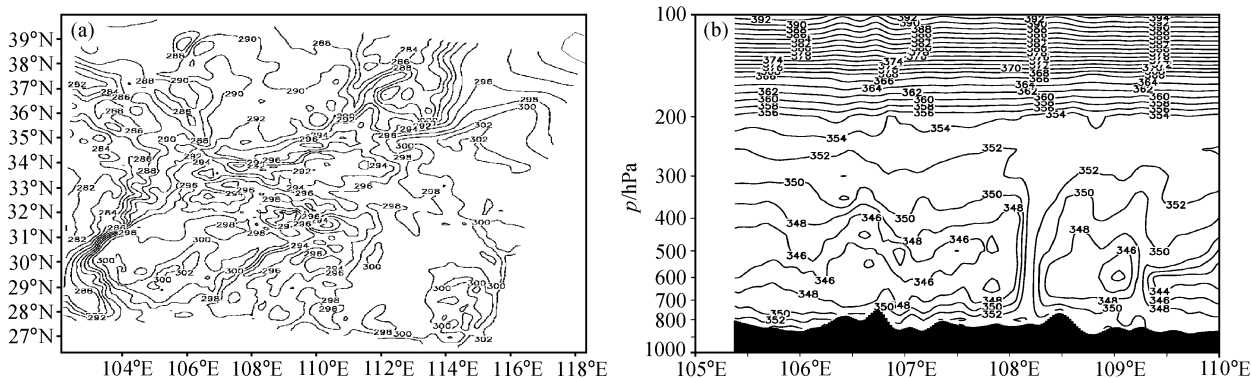


图8 6月8日1200 UTC物理量场: (a) 地面温度场; (b) 沿33.44°N θ_{sc} 经度-高度剖面图

Fig. 8 Physical field at 1200 UTC 8 Jun 2002 (units: K): (a) Surface temperature; (b) longitudinal-height cross section of θ_{sc} along 33.44°N

存在, 陕南强降雨随即宣告结束。

以上分析结果表明, 暴雨发生之前, 确有孤立的低层位涡扰动存在, 它存在于地面及其上方附近, 并非高层位涡向下伸展所致。高、低层位涡扰动共同作用形成位涡扰动柱, 导致强降雨的发生, 而近地面正位涡扰动消失或负位涡扰动的出现, 则预示着强降雨将减弱消亡。可见, 低层正值位涡扰动的存在是暴雨发生发展的重要条件。

6.2 冷空气在暴雨发生发展中的作用分析

从地面流场的演变(图5c、d)可看出, 地面流场辐合线特征非常明显, 35°N以北来自高原东部和华北西部两股冷性气流交汇在西北地区东部, 形成了冷式锢囚锋; 而位于33°N~34°N之间的陕南地区除了以上两股气流之外, 还有强盛的来自南方的暖湿气流。从地面2 m温度的演变(图8a)可以看到, 来自新疆的冷空气开始时主要是从秦岭西部

横断山脉向南扩散进入陕南西部地区, 另一股冷空气是来自华北高压后部的东北气流, 冷空气是先沿高原北侧向东移动, 然后沿高原东坡向西南倒灌, 与南风气流一起交汇于陕南地区。

高层冷空气的活动可以从 θ_{sc} 的演变(图8b)得到证实, 可以清楚地看到两个干冷中心分别位于高原东部和华北西侧的550~700 hPa上, 冷空气主要是从中层侵入西北地区东部的。西路冷空气较东路冷空气移动缓慢, 主要原因是受山脉阻挡抬升, 越过山脉后由于下沉增温使冷空气势力有所减弱, 虽然东路冷空气可能也面临同样的遭遇, 但由于所遇山脉西侧坡度较缓, 下沉增温效果较弱, 因此, 东路冷空气对陕南强降水的影响尤为重要。从各高度层上的位涡分析可知(图略), 在700 hPa上位涡峰值最大, 850 hPa次之, 这也说明冷空气主要是从中层侵入西北地区东部。同时, 由于冷空气是从

中层侵入西北地区东部,这样就形成了较强的对流不稳定层结,有利于对流降水的发生。

6.3 秦岭山脉对强降水的影响分析

地形对暖湿气流的动力强迫抬升和辐合引发的暴雨过程早在 20 世纪 50 年代便得到高度重视,20 世纪 80 年代以来,国内外许多气象学家在中尺度地形作用研究方面取得了一定的进展^[19~27]。当地形走向与背景风向交角较大时,暖湿气流沿坡爬升,必然使对流旺盛,雨量加大,形成迎风坡降雨中心;地形阻挡也使降水系统移速减慢,雨时延长。同时,稳定气流过山时,地形重力波随之发展,山地地形的非线性效应大大增加了背风波的上升运动,强烈的上升运动必然伴随低层辐合的加强,水汽辐合增加,暴雨中心形成。背风波暴雨在西北、华北的冷锋天气过程比较多见,但与此相关的研究工作较少。

文献[18]分析发现:“β 中尺度天气系统是本次陕南突发强暴雨的直接原因,三支气流是导致 β 中

尺度天气系统发生发展的主要原因,而三支气流明显受到秦巴中尺度地形的影响”。那么,秦岭、大巴山中尺度地形在此次陕南强降水过程中的作用究竟如何? 以下将采用数值试验手段(表 2)对中尺度地形作用进行比较深入的分析研究。为了验证此次降水过程中秦岭和大巴山脉的作用,本文进行了降低秦岭和大巴山脉高度的敏感性试验 TER1、TER2。TER1 试验是将秦岭山脉高于 1000 m 的地形高度降低至 1000 m,TER2 试验是将大巴山脉高于 1000 m 的地形高度降低至 1000 m,将 TER1、TER2 和控制试验(CTRL)模拟结果进行对比分析,从而探讨秦岭和大巴山脉在本次强降水中的作用。

CTRL 和 TER1 模拟的 24 h 累积降水量差值图(图 9a)表明,秦岭山脉的存在使秦岭和陕北地区降水减少 10~25 mm,而秦岭南坡和汉江河谷降水却增加 25~50 mm,增加幅度约占总降水量的 1/6~1/4,这说明秦岭对陕南降水的作用至关重要。

表 2 敏感性试验设计表
Table 2 Sensitive experiments

试验名称 Name of expt	试验内容 Content of expt	试验目的 Objective of expt
CTRL	控制试验 Control test	再现天气过程 Reveal weather process
TER1	将(33.2°N~34.5°N, 106.5°E~112.0°E)地形高度降低到 1000 m Reduce terrain (33.2°N-34.5°N, 106.5°E-112.0°E) height more than 1000 m to 1000 m	检验秦岭山脉对强降水的影响 Test the effect of Qinling Mountains on heavy rain
TER2	将(31.0°N~33.0°N, 106.0°E~111.0°E)地形高度降低到 1000 m Reduce terrain (31.0°N-33.0°N, 106.0°E-111.0°E) height more than 1000 m to 1000 m	检验大巴山脉对强降水的影响 Test the effect of Daba Mountains on heavy rain

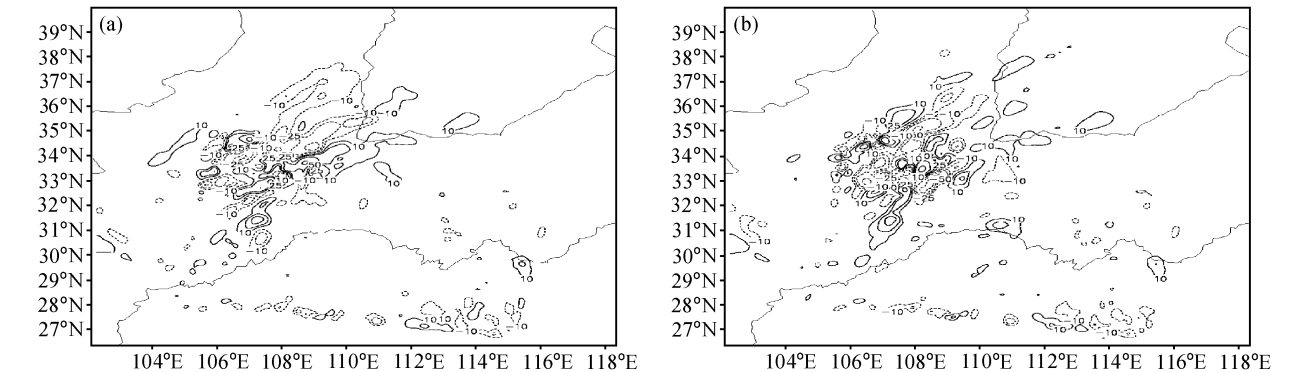


图 9 6 月 8 日 0000 UTC~9 日 0000 UTC 24 h 累计降水量差值(单位: mm): (a) CTRL-TER1 试验; (b) CTRL-TER2 试验
Fig. 9 24-h accumulated precipitation differences (units: mm) between control and sensitive test during 0000 UTC 8 - 0000 UTC 9 Jun 2002: (a) CTRL-TER1; (b) CTRL-TER2

从 TER1 的模拟结果显示, 由于秦岭的阻挡作用减弱, 偏南风比较容易爬过秦岭, 8 日 1200 UTC, 850 hPa 流场上(图略), 在秦岭山脊上形成暖式切变线。同样, 秦岭对偏北气流的阻力也在减弱, 北方冷空气在秦岭北坡停留时间比 CTRL 短, 8 日 1500 UTC, 西路冷空气侵入暖切变, 与西风槽合并, 而在陕南地区形成了背风气旋, 比 CTRL 提前 3 h。8 日 1800 UTC, 冷空气大举进入汉江河谷并逼近大巴山脉, 冷空气势力比 CTRL 强。8 日 2100 UTC, 冷空气前锋移出西北地区东部。在 850 hPa 涡度(图 10)和散度场上也充分反映了冷空气比较容易翻越秦岭的事实。8 日 1500 UTC(图 10a), 850 hPa 涡度锋移至渭河河谷, 锋面辐合线也相伴出现, 锋面几乎没做任何停留迅速移过秦岭, 于 8 日 1800 UTC(图 10b)到达大巴山脉, 锋面辐合线也相伴而行, 锋面上的垂直上升运动也迅速

发展。700 hPa 上流场和物理量场也呈类似变化, 强度略弱; 500 hPa 上进一步减弱, 这说明, 秦岭地形对气流的影响随高度升高而减弱。

850 hPa 流场差值图(图 11)显示, 8 日 0600 UTC, 秦岭地形作用使大巴山东部、汉江河谷以及秦岭东南迎风坡产生气流辐合。8 日 0900 UTC, 大巴山气流辐合减弱、辐散加强, 而汉江河谷的气流辐合仍然明显。8 日 1200 UTC(图 11a), 地形产生的辐合在大巴山明显加强, 汉江河谷和秦岭东南迎风坡气流辐合减弱。8 日 1800 UTC(图 11b), 大巴山和汉江河谷的气流辐合得到明显加强, 是引发降水增加的重要原因。8 日 2100 UTC 以后, 辐散气流加强, 辐合气流减弱, 秦岭地形对降水的影响逐渐减弱。在 700 hPa 差值图(图略)上, 带状辐合区与降水增加区基本一致, 同时, 垂直上升速度正值带和正涡度带与降水增加带也有较好的一致性。

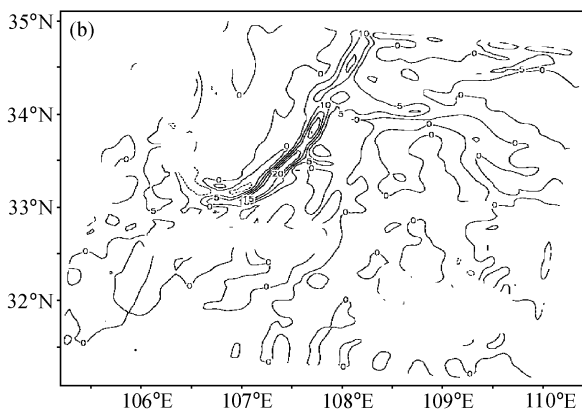
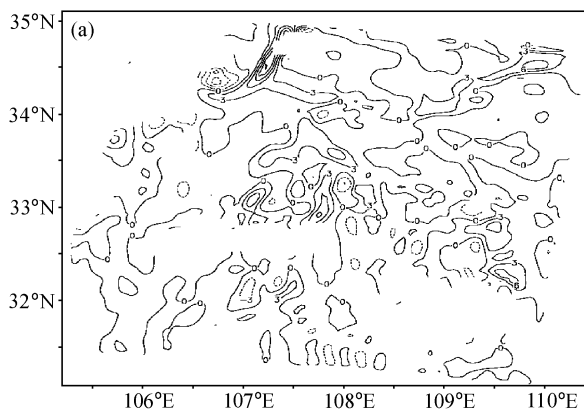


图 10 6 月 8 日 TER1 试验 850 hPa 涡度(单位: 10^{-4}s^{-1})演变图: (a) 1500 UTC; (b) 1800 UTC

Fig. 10 Evolution of vorticity (units: 10^{-4}s^{-1}) at 850 hPa for TER1 test at (a) 1500 UTC and (b) 1800 UTC 8 Jun 2002

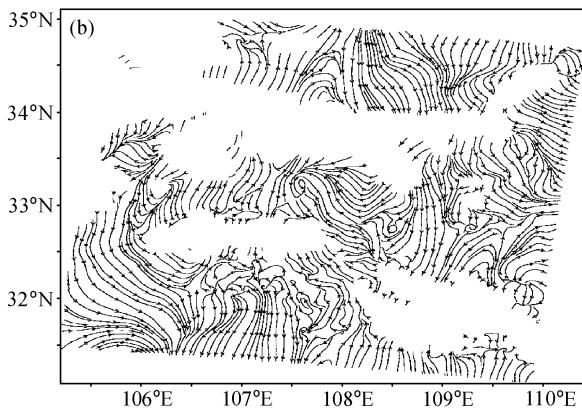
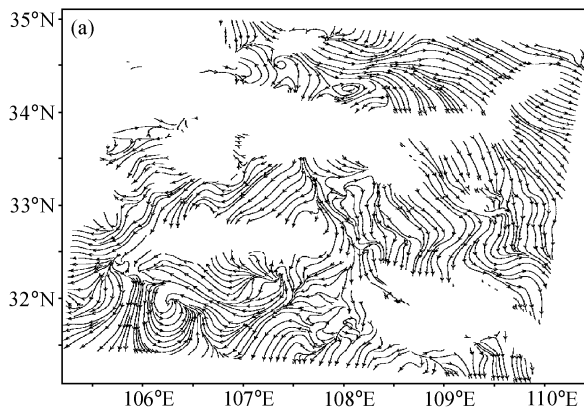


图 11 6 月 8 日 CTRL 和 TER1 模拟的 850 hPa 流场差值图: (a) 1200 UTC; (b) 1800 UTC

Fig. 11 850 hPa wind differences between CTRL and TER1 test at (a) 1200 UTC and (b) 1800 UTC 8 Jun

垂直运动差值剖面图(图 12a、b)显示, 8 日 1200 UTC, 秦岭山脉为下沉运动大值中心, 汉江河谷、大巴山脉为弱正值上升运动区。8 日 1500 UTC(图 12a), 由地形激发产生双圈垂直次级环流, 次级环流的上升支位于秦岭南坡半山腰, 下沉支有两支, 一支位于汉江河谷, 另一支位于秦岭山脊附近; 8 日 1800 UTC(图 12b), 次级环流的上升支强烈发展, 并向河谷低层传递, 原山谷下沉支退化减弱, 秦岭山脊的下沉支仍然存在, 但强度减弱, 8 日 2100 UTC, 地形产生的次级环流移至大巴山脉, 强度减弱。涡度差值剖面图显示, 8 日 1500 UTC(图 12c), 由于地形作用, 大巴山脊、秦岭山脊以及汉江河谷为反气旋差值中心, 而在秦岭南坡和大巴山北坡半山腰为气旋性涡度差值中心; 8 日 1800 UTC(图 12d), 涡度差值剖面图和垂直差值剖面图变化一样, 正涡度差值中心移向谷底, 秦岭山脊附近的反气旋差值中心仍然维持, 与降水增加的区域有很好的对应关系。

从位温差值(图略)分布发现, 降水增加区对应位温差正值区, 而降水减少区为位温负值区。从

温度差值垂直剖面图(图略)可见, 最大加热出现在近地面层, 尤其在山脉地形附近; 在混合层顶出现了轻微的冷却。一个有趣的现象是: 秦岭北坡的加热越过秦岭后并未沿南坡下降, 而是在 600 hPa 向南平流, 这样就使得山谷的稳定性增强, 中层加热后的暖湿气流与其上层干冷的气流之间造成了中高层对流不稳定的层结结构。另一不稳定层位于低层暖湿的偏南气流中, 由于这支气流底部受下垫面辐射加热和水分蒸发的影响, 比该层顶部更为暖湿, 从而造成大气低层的不稳定结构。显然, 双层不稳定是西北地区东部特殊地形和特定地理位置的产物, 它体现了高原的影响。模式开始的加热主要在近地层, 但积分 9 h 以后, 出现两个加热大值层, 一个仍为近地层加热层(800 hPa), 主要受本地下垫面加热影响, 另一个加热大值层位于对流层中层(500~400 hPa)。中层加热的形成主要有两方面原因: 一是本地近地层加热的垂直输送, 二是高原气流受下垫面加热平流到西北地区东部上空。通过分析发现, 对流层中层加热以高原平流为主, 垂直输送为辅。两个加热层的强度逐渐加强, 开始时两层

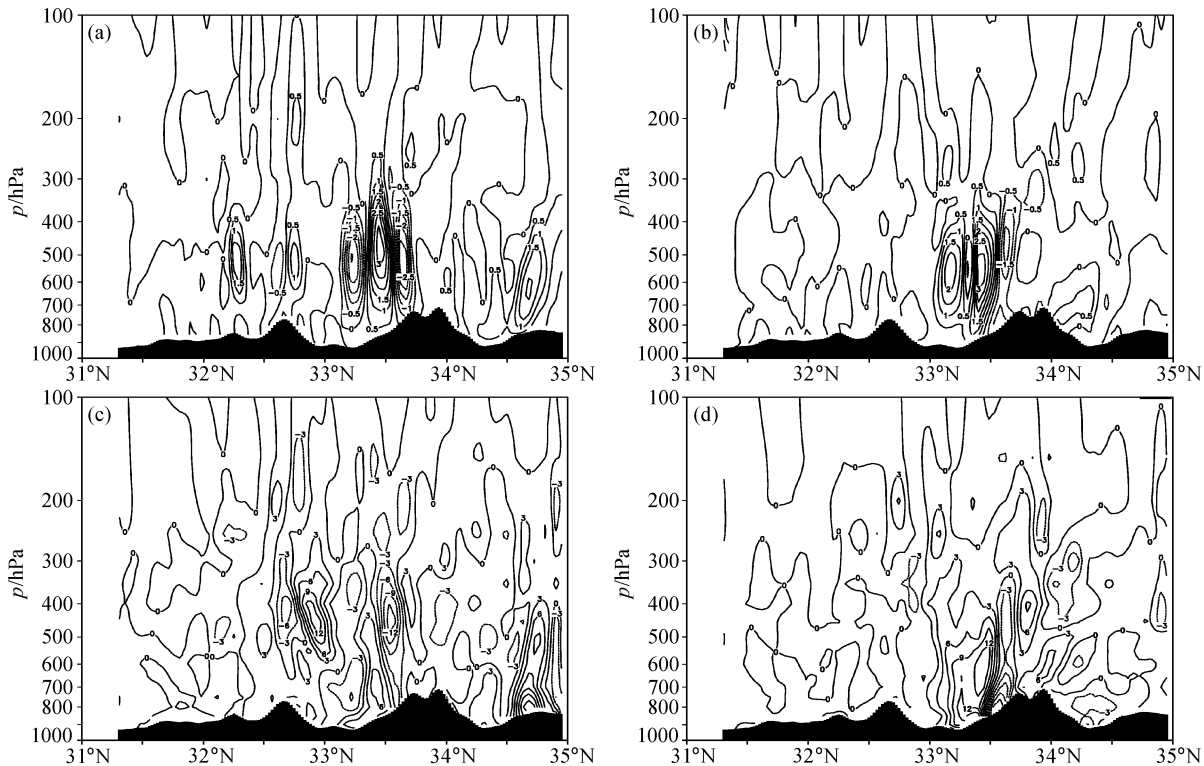


图 12 6 月 8 日 CTRL 和 TER1 模拟的沿 107.59°E 物理量差值垂直剖面图: (a) 1500 UTC 垂直速度差值 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$); (b) 1800 UTC 垂直速度差值; (c) 1500 UTC 涡度差值(单位: 10^{-4}s^{-1}); (d) 1800 UTC 涡度差值

Fig. 12 Latitude-height cross section of differences of vertical velocity (units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at (a) 1500 UTC and (b) 1800 UTC and vorticity (units: 10^{-4}s^{-1}) at (c) 1500 UTC and (d) 1800 UTC between CTRL and TER1 test along 107.59°E on 8 Jun

加热强度相当,但积分 18 h 以后(即陕南强降水最强时段),中层加热强于低层加热,这可能是由于强降水的凝结潜热释放加热造成的,低层加热逐渐减弱,中层加热逐渐加强,积分 24 h 以后,低层出现冷却,降水强度明显减弱。

从以上分析可初步得出秦岭地形对降水影响的物理机制:首先,低层东南风沿秦岭南坡汉江河谷喇叭口地形爬升,与冷锋过山产生的垂直扰动的叠加激发了垂直上升运动的强烈发展,导致了陕南强降水的发生。同时,秦岭地形阻挡冷锋使秦岭南坡形成中尺度辐合中心,低层东南暖湿气流在秦岭南坡堆积,使大巴山、汉江河谷和秦岭东南坡中低层位温增加,从而增加那里的对流不稳定性,有利于降水的增加,冷空气从中层侵入陕南地区,触发了对流不稳定发展,在上述双层不稳定层结作用下,使垂直上升运动得到持续发展,强烈的上升运动必然伴随低层辐合的加强,水汽辐合增加,由地形激发产生双圈垂直次级环流使陕南强降水得以维持和发展。

6.4 大巴山脉对强降水的影响分析

从 CTRL 和 TER 2 模拟的 24 h 累积降水量差值图(图 9b)可知,大巴山使秦岭山脊、汉江河谷降水减小 10~25 mm,使秦岭东南坡和渭河河谷下游强降水增加(10~20 mm),大巴山本身降水增加幅度最大,达到 25 mm 以上。

从 TER2 试验的模拟结果来看,大巴山脉高度降低后,偏南风加大,陕北的低涡和陕南的背风气旋未能生成,西路冷空气未能翻越秦岭,高原东部的东北-西南向切变线也没能生成。从系统演变过

程可发现,系统移动方向由南向北,与 CTRL 相反,由于大巴山和秦岭的作用,低层系统在偏南气流的引导下,越过山脉后有所加强,但与 CTRL 相比,系统在山谷的低层辐合、高层辐散的耦合强度弱得多,因此,在 CTRL 考虑地形作用时引起汉江河谷和渭河河谷降水的增加。

从 CTRL 和 TER2 模拟的 850 hPa 流场差值图(图略)可知,地形的作用使大巴山脉北侧的汉江河谷下游产生了附加的东北气流,东北气流遇大巴山阻挡转为东南气流流向秦岭南坡的喇叭口地形处,形成了中尺度气旋。同时,在汉江河谷和渭河河谷产生了附加的垂直上升运动。从涡度差值的垂直剖面图(图 13a)可知,8 日 1500 UTC,汉江河谷上空的负涡度中心加强,而秦岭南坡半山腰的正涡度中心快速发展,8 日 1800 UTC,正涡度中心向低层和秦岭南坡山脚下强烈发展,使降水显著加强。垂直速度差值剖面图(图 13b)显示,8 日 1500 UTC,由于大巴山脉地形的作用,产生了汉江河谷有下沉运动、秦岭南坡半山腰有上升运动的次级环流,8 日 1800 UTC,次级环流上升支强烈发展,引发陕南强降水。8 日 2100 UTC,该垂直环流移到了大巴山脉,使大巴山脉北坡的上升运动得到发展。这种次级环流的生成与位温的变化紧密相关,8 日 1500 UTC,汉江河谷的位温下降,秦岭南坡的位温略有上升,后者与次级环流的上升支对应。8 日 1800 UTC(图略),汉江河谷的位温上升了 4 K,对应次级环流强烈发展的上升支。8 日 2100 UTC,位温增值中心位于大巴山北坡,负值中心位于大巴山脊,与次级环流的上升、下沉支呈一一对应关

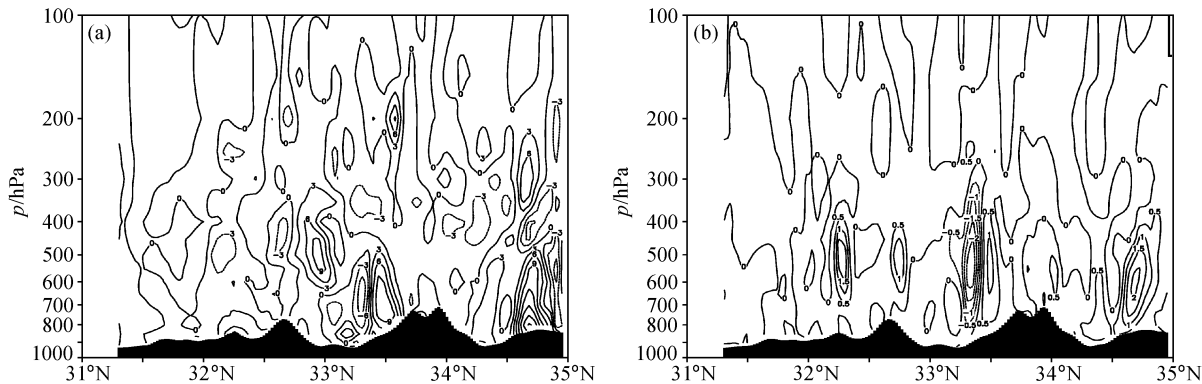


图 13 6 月 8 日 1500 UTC CTRL 和 TER2 模拟的沿 107.59°E 物理量差值垂直剖面: (a) 涡度(单位: 10^{-4} s^{-1}); (b) 垂直速度(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
Fig. 13 Vertical cross section of differences of (a) vorticity (units: 10^{-4} s^{-1}) and (b) vertical velocity (units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) between CTRL and TER2 test along 107.59°E at 1500 UTC 8 Jun

系。

从以上分析可得出大巴山地形对降水影响的可能机制: 大巴山地形的作用使大巴山脉北侧的汉江河谷下游产生了附加的东北气流, 东北气流遇大巴山阻挡转为东南气流流向秦岭南坡的喇叭口地形处, 形成了中尺度气旋。同时, 由于大巴山脉高度的阻挡作用, 可能对引起强降水的重力波的振幅和传播方向产生了影响, 从而改变了降水的分布形态。

7 结论

综上所述, 可得如下结论:

(1) 非静力中尺度模式 MM5 V3 的全物理过程模拟基本上可再现大尺度、中尺度天气系统的演变和降水的分布特征。因此, 该模式模拟的大量输出结果可用于分析这类 β 中尺度暴雨系统的结构和发展演变。

(2) 陕南强降水过程对应的中尺度系统是非常明显的, 且无论对对流层低层还是高层的流场和高度场都有很好的配置。

(3) 位涡分析结果表明, 暴雨发生之前, 确有孤立的低层位涡扰动存在, 它存在于地面及其上方附近, 并非是高层位涡往下伸展所致。高、低层位涡扰动共同作用形成位涡扰动柱, 标志着强降雨的发生, 而近地面正位涡扰动消失或负位涡扰动的出现, 则预示着强降雨将减弱消亡。可见, 低层正值位涡扰动的存在是暴雨发生发展的重要条件。

(4) 东路冷空气对陕南强降水的影响尤为重要。同时, 由于冷空气是从中层侵入西北地区东部, 这样就形成了较强的对流不稳定层结, 有利于对流降水的发生。

(5) 从对大巴山脉对降水影响分析发现, 大巴山使秦岭山脊、汉江河谷降水减小, 使秦岭东南坡和渭江河谷下游强降水增加, 大巴山本身降水增加幅度最大, 地形对降水的影响可能是通过改变重力波特性来实现的。

(6) 从秦岭山脉对降水影响试验结果可知, 秦岭使汉江河谷、秦岭南坡降水增加, 使秦岭山脉本身和陕北地区降水减少, 秦岭山脉对降水的影响主要是通过地形产生的垂直次级环流实现的。

参考文献 (References)

[1] Anthes R A, Keyser D, Deardorff J W. Further considera-

tions on modeling the sea breeze with a mixed-layer model. *Mon. Wea. Rev.*, 1982, **110**(7): 757~765

[2] Anthes R A, Kuo Y H, Benjamin S G, et al. The evolution of the mesoscale environment of severe local storms: preliminary modeling results. *Mon. Wea. Rev.*, 1982, **110**(9): 1187~1213

[3] Zhang D L, Fritsch J M. Numerical simulation of the meso- β -scale structure and evolution of the 1977 Johnstown flood. Part II: Inertially stable warm-core vortex and the mesoscale convective complex. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1987, **44**(18): 2593~2612

[4] Kuo Y H, Cheng L S, Bao J W. Numerical simulation of the 1981 Sichuan flood. Part I: Evolution of a mesoscale southwest vortex. *Mon. Wea. Rev.*, 1988, **116**(12): 2481~2503

[5] 林龙福, 吕达仁, 刘锦丽. 爬线型降水云微波辐射特性的数值研究. *大气科学*, 1996, **20**(1): 22~27
Lin Longfu, Lü Daren, Liu Jinli. Numerical study of microwave radiative transfer of precipitating squall line. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1996, **20**(1): 22~27

[6] Zhong Shiyuan, Fast Jerome D, Bian Xindi. A case study of the great plains low-level jet using wind profiler network data and a high-resolution mesoscale model. *Mon. Wea. Rev.*, 1996, **124**(5): 785~806

[7] 钱滔滔, 吕克利. 不同形式的加热对冷锋环流影响的数值研究. *热带气象学报*, 1996, **12**(3): 230~239
Qian Taotao, Lü Keli. The numerical studies of the effects of heating on the cold-frontal circulation. *Journal of Tropical Meteorology* (in Chinese), 1996, **12**(3): 230~239

[8] Chen Y L, Chen X A, Chen S, et al. A numerical study of the low-level jet during TAMEX IOP 5. *Mon. Wea. Rev.*, 1997, **125**(10): 2583~2604.

[9] Colle B A, Mass C F. Windstorms along the western side of the Washington Cascade Mountains. Part I: A high-resolution observational and modeling study of the 12 February 1995 event. *Mon. Wea. Rev.*, 1998, **126**: 28~52

[10] 郑维忠, 余志豪. 梅雨锋暴雨两个例的中尺度数值模拟研究 (I)——中 α 尺度双雨带. *南京大学学报 (自然科学版)*: 1999, **35**(3): 346~354
Zheng Weizhong, Yu Zhihao. A case study of mesoscale numerical simulation of heavy rainfall in the Mei-Yu front (I)—meso- α -scale double rain belts. *Journal of Nanjing University (natural sciences version)* (in Chinese), 1999, **35**(3): 346~354

[11] Nachamkin J E, Cotton W R. Interactions between a developing mesoscale convective system and its environment. Part II: Numerical simulation. *Mon. Wea. Rev.*, 2000, **128**(5): 1225~1244

[12] 孙建华, 赵思雄. 一次罕见的华南大暴雨过程的诊断与数值模拟研究. *大气科学*, 2000, **24**(3): 381~392

- Sun Jianhua, Zhao Sixiong. A diagnosis and simulation study of a strong heavy rainfall in south China. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2000, **24**(3): 381~392
- [13] 张庆红, 刘启汉, 王洪庆, 等. 华南梅雨锋上中尺度对流系统的数值模拟. 科学通报, 2000, **45**(18): 1988~1992
- Zhang Qinghong, Lau Kai-Hon, Wang Hongqing, et al. Numerical simulation on mesoscale convective system along Mei-Yu front in southern China. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 2000, **45**(18): 1988~1992
- [14] 冯伍虎, 程麟生, 程明虎. “96·8”特大暴雨和中尺度系统发展结构的非静力数值模拟. 气象学报, 2001, **59**(3): 294~307
- Feng Wuhu, Cheng Linsheng, Cheng Minghu. Nonhydrostatic numerical simulation for the “96·8” extraordinary heavy rainfall and the developing structure of mesoscale system. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2001, **59**(3): 294~307
- [15] Neiman P J, Ralph F M, Weber R L., et al. Observations of nonclassical frontal propagation and frontally forced gravity waves adjacent to steep topography. *Mon. Wea. Rev.*, 2001, **129**(11): 2633~2659
- [16] 吴庆丽, 陈敏, 王洪庆, 等. 暴雨雨团中 β 尺度流场结构的数值模拟. 科学通报, 2002, **47**(18): 1437~1441
- Wu Qingli, Chen Min, Wang Hongqing, et al. Numerical study on structure of meso- β scale rainstorm system during IOP523 of HUAMEX. *Chinese Science Bulletin* (in Chinese), 2002, **47**(18): 1437~1441
- [17] 贝耐芳, 赵思雄, 高守亭. 1998 年“二度梅”期间武汉-黄石突发性暴雨的模拟研究. 大气科学, 2003, **27**(3): 399~418
- Bei Naifang, Zhao Sixiong, Gao Shouting. A numerical simulation of sudden heavy rainfall occurred in Wuhan and Huangshi during July of 1998. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2002, **27**(3): 399~418
- [18] 毕宝贵, 刘月巍, 李泽椿. 2002 年 6 月 8~9 日陕南大暴雨系统的中尺度分析. 大气科学, 2004, **28**(5): 747~761
- Bi Baogui, Liu Yuewei, Li Zechun. Mesoscale system analysis of extremely heavy rainfall in the southern part of Shaanxi Province during 8 and 9 June 2002. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2004, **28**(5): 747~761
- [19] 武国雄, 陈寿俊. The effect of mechanical forcing on the formation of a mesoscale vortex. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1985, **111**(3): 1049~1070
- [20] Bannon P R, Zehnder J A. Baroclinic flow over a mountain ridge. *J. Atmos. Sci.*, 1989, **46**(5): 703~714
- [21] 翟国庆, 高坤, 俞樟孝, 等. 暴雨过程中中尺度地形作用的数值试验. 大气科学, 1995, **19**(4): 475~480
- Zhai Guoqing, Gao Kun, Yu Zhangxiao, et al. Numerical simulation of the effects of mesoscale topography in a heavy rain process. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica)* (in Chinese), 1995, **19**(4): 475~480
- [22] Dickinson M J, Knight D J. Frontal interaction with mesoscale topography. *J. Atmos. Sci.*, 1999, **56**(20): 3544~3559
- [23] Peckham S E, Wicker L J. The influence of topography and lower-tropospheric winds on dryline morphology. *Mon. Wea. Rev.*, 2000, **128**(7): 2165~2189
- [24] Zhang Fuqing, Koch Steven E. Numerical simulations of a gravity wave event over CCOPE. Part II: Waves generated by an orographic density current. *Mon. Wea. Rev.*, 2000, **128**(8): 2777~2796
- [25] 孙健, 赵平, 周秀骥. 一次华南暴雨的中尺度结构及复杂地形的影响. 气象学报, 2002, **60**(3): 333~342
- Sun Jian, Zhao Ping, Zhou Xiuji. The mesoscale structure of a South China rainstorm and the influence of complex topography. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2002, **60**(3): 333~342
- [26] 崔春光, 闵爱荣, 胡伯威. 中尺度地形对“98.7”鄂东特大暴雨的动力作用. 气象学报, 2002, **60**(5): 602~612
- Cui Chunguang, Min Airong, Hu Bowei. Dynamic effect of mesoscale terrain on “98·7” extremely heavy rain in the east of Hubei province. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2002, **60**(5): 602~612.
- [27] 孙建华, 赵思雄. 华南“94.6”特大暴雨的中尺度对流系统及其环境场研究 II. 物理过程、环境场以及地形对中尺度对流系统的作用. 大气科学, 2002, **26**(5): 633~646
- Sun Jianhua, Zhao Sixiong. A study of mesoscale convective systems and its environmental fields during the June 1994 record heavy rainfall in South China Part II: Effect of physical processes, initial environmental fields and topography on meso- β convective system. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2002, **26**(5): 633~646