

文章编号: 1006-4354 (2007) 03-0016-04

2006-09-21 陕北强对流数值模拟与诊断分析

杨东宏¹, 刘建雄², 曹灵芝¹, 王文波¹

(1. 延安市气象局, 陕西延安 716000; 2. 榆林市气象局, 陕西榆林 719000)

摘 要: 利用 T213 资料和 Grapes __ meso 中尺度非静力模式对 2006 年 9 月 20—21 日发生在陕北中部黄河沿岸的一次强对流过程进行数值模拟与诊断分析。结果表明: 在有利的天气尺度环流背景下, 中- α 尺度低涡产生的中- β 尺度云团是本次强对流天气的直接影响系统。这次强对流天气的发展过程是由高层辐散激发正涡度发展, 从而形成深厚的中尺度低涡环流, 是一次比较特殊的河套低涡型强对流天气。高、低空急流耦合的不同方式决定了强对流天气表现形式的转变。强对流发生前, 河套地区已聚集了大量不稳定能量并有能量锋配合。模式能够比较真实地再现中尺度系统的整个发展过程和强对流天气分布, 分析结果可为中尺度强对流预报提供诊断依据。

关键词: 强对流; 数值模拟; 诊断分析

中图分类号: P458.3

文献标识码: B

2006 年 9 月 20 日夜间到 21 日白天, 受河套低涡影响, 陕北中部黄河沿岸出现了一次强对流天气。清涧、子长、延川降暴雨, 1 h 最大降水量 33.3 mm, 21 日 04—05 时出现在清涧; 6 h 最大降水量 65 mm, 21 日 04—10 时出现在延川; 24 h 最大降水量 86 mm, 出现在延川。过程前期, 清涧、子长、延川和宝塔区降雹, 最大雹径 40 mm。暴雨和冰雹给以上县(区)造成严重灾害, 大面积农作物和林果近乎绝收。此次强对流天气形成的降水量、暴雨强度和冰雹强度均是 9 月下旬陕北地区气象记录之最。

1 大尺度环流演变及影响系统

9 月中旬后期, 东亚上空长期维持西高东低的径向环流形势, 亚洲 40°N 以北地区上空在贝

湖附近为一稳定高脊, 其东西两侧各有一低槽(涡)。随着高纬度槽脊的加深(强)和缓慢东移, 受东部低槽后部分裂出的小股冷空气影响, 从 17 日开始在贝湖西南、高压脊内出现气旋性扰动, 19 日 20 时南压到河套以北的中蒙边界并形成完整的气旋性环流, 卫星云图上对应有明显的涡旋云系。20 日 08 时继续南压加强形成 500 hPa 中心强度为 571 dagpm 闭合半径小于 1 000 km 的中- α 低涡(图 1a), 并垂直发展到 250 hPa, 20 日 20 时进一步南压到河套北部, 21 日 08 时中心强度减弱到 576 dagpm, 21 日 20 时减弱为伸向山东的西北—东南向切变(图略)。如前所述, 该次罕见的陕北汛末强对流发生在大尺度经向环流演变的过程中, 直接影响系统是河套北部的中尺度低

收稿日期: 2006-10-25

作者简介: 杨东宏 (1968-), 男, 陕西延川人, 本科, 高级工程师, 从事天气预报和研究。

参考文献:

[1] 刘子臣. 陕西省中尺度系统及短时天气预报 [M]. 北京: 气象出版社, 1998.

[2] 刘勇, 张科翔. 2002 年 6 月 8 日佛坪突发性特大暴雨天气过程分析 [J]. 应用气象学报, 2005, 16 (1): 60-69.

[3] 中国气象局科教司. 省地气象台短期预报岗位培训教材 [M]. 北京: 气象出版社, 1998: 230-231.

涡及其底部形成的中- β 对流云团 A (图 1b)。

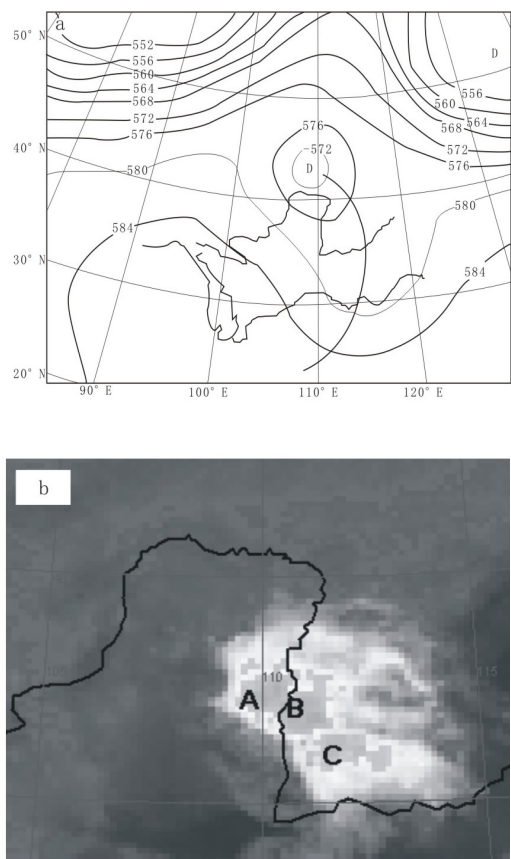


图 1 2006-09-20T08 500 hPa 环流形势
(a) 和 21 日 06 时卫星云图 (b)

2 Grapes 模式方案与数值模拟

2.1 模式方案和资料

中国气象科学研究院自主开发的 Grapes meso 中尺度数值模式, 模式顶层高度 35 km, 采用非静力方案, 长波辐射过程采用 rrtm 方案, 短波辐射过程采用 Dudhia 方案, 地面层采用 Monin-Obukhov 方案, 陆面过程采用热扩散方案, 边界层采用 mrf 方案, 微物理过程采用简单冰相方案, 积云参数化采用 Betts-Miller-Janjic 方案。模式计算范围为: $10^{\circ}\text{N}\sim 60^{\circ}\text{N}$ 、 $70^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{E}$, 模式水平分辨率为 60 km, 总格点数为 90×125 。垂直方向为 σ 坐标, 取不等距的 31 层。模式的背景场使用国家气象中心 T213 分析资料, 其格距为 $0.5625^{\circ}\times 0.5625^{\circ}$, 每隔 3 h 输入一次新的侧边界值。模式的初始时间为 2006 年 9 月 20 日 20 时 (北京时, 下同), 积分 48 h。

2.2 模拟结果与实况对比分析

对 20 日 20 时—21 日 20 时 24 h 数值模拟降水量和实况降水量对比分析。实况降雨区位于陕北和山西中部黄河两岸, 暴雨中心出现在清涧、子长和延川 (37°N , 110°E), 最大降水量为延川 86 mm (图 2a)。模拟雨区位置和范围与实况基本一致, 降水中心较实况偏东 1 个经度, 中心降水量 51 mm (图 2b)。从时间演变来看, 冰雹主要出现在 20 日前半夜, 暴雨中心实况降水从 20 日 22 时开始, 主要集中在 21 日 04—10 时; 模拟结果 21 日 02 时前降水中心在陕蒙边界 (108°E), 21 日 02 时后东南移到晋陕边界 (37°N), 该中心降水主要

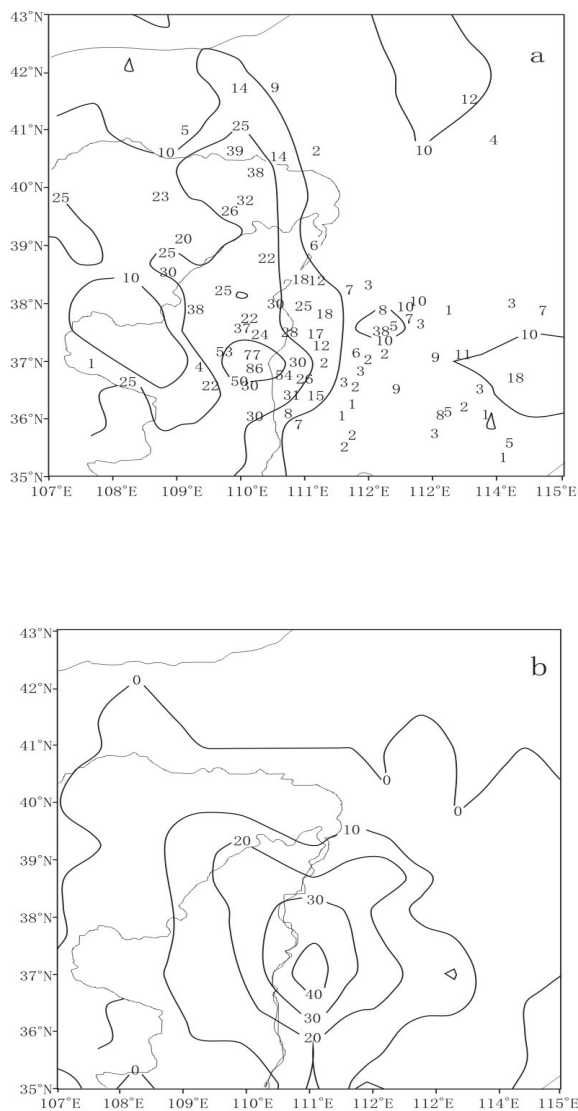


图 2 2006-09-20T20—21T20 实况降水量
(a) 和模拟降水量 (b) (单位: mm)

集中在 21 日 02—14 时。

500 hPa 是中空最具有代表性的高度,是中尺度系统的背景场和引导气流,直接操纵或左右影响系统的移动和演变。对 9 月 21 日 08 时 500 hPa 高度场、风场实况和模式积分的对比分析表明,预报的河套低涡环流强度和位置与实况基本吻合(图略)。说明模式对此次过程模拟较为成功,可以使用模拟结果来研究强对流和暴雨形成的物理机制。

3 物理量诊断分析

3.1 高低空急流的耦合发展与风的垂直切变

暴雨是在弱切变环境下发展的,多位于高空急流轴附近;而雷暴、冰雹是在强切变环境下发展的,多位于急流轴以南 200~300 km 的区域内^[1]。从强对流中心全风速场垂直演变(图略)来看,20 日 20 时—21 日 08 时 200 hPa 存在 ≥ 24 m/s 的高空急流,20 日 23 时—21 日 08 时 850 hPa 存在 ≥ 12 m/s 的低空急流,降雹区处在 200 hPa 高空急流轴线上。相应 200~850 hPa 高低空垂直风切变(图略)由 $8 \times 10^{-3} (\text{s} \cdot \text{hPa})^{-1}$ 降为 $5 \times 10^{-3} (\text{s} \cdot \text{hPa})^{-1}$,有利于强雷暴、冰雹的形成和发展。21 日 08 时后,高空急流明显南压,低空急流缓慢东移,暴雨区处在高空急流出口区北侧的高空辐散、低层辐合上升的反热力次级环流和低空急流左侧(图略)。21 日 14 时,高低空急流移出影响范围,暴雨基本结束。

3.2 涡度、散度场的耦合发展

从散度场(图 3a)分析可见,20 日 23 时开始,强对流区低层出现辐合,高层辐散较前形成,400 hPa 为无辐散层。其后高层辐散和低层辐合同时增强,无辐散层不断下降,21 日 05 时 300 hPa 辐散达到最强,中心值为 $6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$;08 时 850 hPa 辐合达到最强,中心值为 $-10 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$;14 时后高层辐散和低层辐合迅速减弱,无辐散层降到最低(700 hPa)。这种高层辐散和低层辐合的配置有利于垂直上升运动的强烈发展,但无辐散层的迅速降低不利于上升运动的维持,高层辐散达到最强时间与强降水开始时间、无辐散层降到最低和低层辐合开始减弱时间与强降水结束时间基本一致。从涡度(图 3b)垂直演变来看,强对流区中

高层维持正涡度,700 hPa 21 日 02 时开始形成正涡度,低层更迟;08 时 400 hPa 正涡度达到最强,中心值为 $12 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$;14 时后自低层向高层正涡度不断减弱;20 时 850 hPa 以下出现负涡度。因此,本次过程是由高层先出现辐散和正涡度,然后向低层发展,从而形成强对流天气,暴雨发生在正涡度中心和 850 hPa 辐合中心前(右)侧、300 hPa 辐散中心后(左)侧(图略)的前倾结构中。21 日 05 时前较高的无辐散层及其对应的中低层深厚辐合和中低层弱正涡度^[1]可以较好地解释过程开始阶段的强降雪。

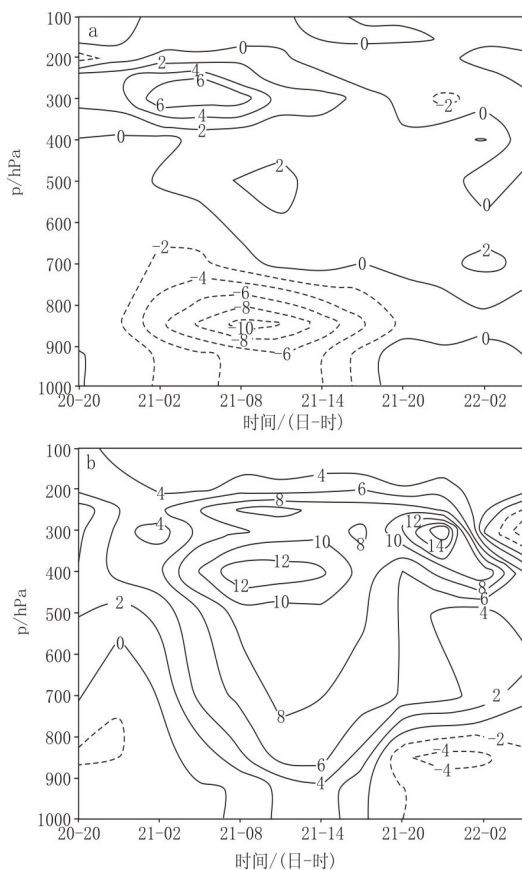


图 3 2006-09-20—22 暴雨中心散度
(a) 和涡度 (b) 场垂直时间剖面图
(单位: 10^{-5} s^{-1})

3.3 强上升运动和水汽条件的耦合发展

垂直上升运动促使空气块上升冷却凝结,形成饱和湿空气柱,产生暴雨,凝结潜热释放后,相对湿度和水汽辐合逐渐减小^[2]。从强对流中心垂直速度时间演变分析,20 日 23 时 200 hPa 以下上升运

动整层突增; 21 日 05 时在 400 hPa 达到最强, 中心值为 $14 \times 10^{-3} \text{ m/s}$; 而后高层减弱、低层增强, 21 日 11 时在 700 hPa 达到最强, 中心值为 $20 \times 10^{-3} \text{ m/s}$, 其东北侧持续存在一个下沉运动区, 与强对流中心的上升运动形成一个垂直环流(图略); 21 日 14 时后整层明显减弱; 20 时转变为下沉运动(图 4a)。相对湿度剖面图上, 700 hPa 以下接近饱和, 21 日 08 时前 400 hPa 持续 $\leq 60\%$, 上干下湿结构明显。08 时后中层相对湿度略有下降, 但高层相对湿度明显提高, 上干下湿结构遭到破坏(图略)。850 hPa 水汽通量图上, 随低空偏南风急流的发展和推移, 河套东部有一南北向的高舌, 21 日 05 时达到 $16 \text{ g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$ (图略), 将大量水汽

$\cdot \text{s})$ (图略)。与强上升运动相对应, 20 日 20 时, 低层出现水汽辐合, 其后辐合急速加强, 但无辐合层随高层上升运动减弱而下降; 21 日 08 时 850 hPa 增强到 $10 \times 10^{-7} \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$; 14 时后随整层上升运动的减弱而转变为整层辐散(图 4b), 降水随之迅速结束。

3.4 不稳定层结条件分析

强对流发生发展需要源源不断地补充不稳定能量。从 K 指数场分析可见, 20 日到 21 日白天, 河套东部地区一直处于 $\geq 35^\circ\text{C}$ 的高舌区, 其后部配合有 $\geq 10^\circ\text{C}$ 的强能量锋区(图略)。分析假相当位温场 θ_{se} 垂直剖面发现, 强对流发生前已经聚集了大量的不稳定能量, θ_{se} 场形成了典型的“鞍形”场结构^[3], 在河套地区上空形成倒“V”型(图略), 500 hPa 以下为位势不稳定层, 500 hPa 以上大气呈对流性稳定。随着强对流冰雹天气向暴雨的转变, 位势不稳定明显减弱, 21 日 08 时倒“V”型消失, 400 hPa 以下转变为深厚的中性层结。

4 小结

4.1 Grapes __ meso 中尺度非静力模式对 500 hPa 高度场、风场实况和降水的模拟接近实况, 能够比较真实地模拟中尺度系统的发展过程。

4.2 这次强对流天气的发展过程是由高层辐散激发正涡度发展, 从而形成深厚的中- α 低涡环流, 是一次比较特殊的河套中尺度低涡型强对流天气。

4.3 高、低空急流耦合的不同方式决定了强对流天气表现形式的转变。

4.4 强对流发生前, 河套地区已聚集了大量不稳定能量并有强能量锋配合。

4.5 假相当位温场倒“V”型的消失预示着强对流天气过程的结束。

参考文献:

- [1] 陶诗言, 丁一汇, 周晓平. 暴雨和强对流天气的研究 [J]. 大气科学, 1979, 3 (3): 227-238.
- [2] 李晓霞, 寿绍文, 张铁军, 等. 8.19 西北东部大到暴雨诊断分析和数值模拟 [J]. 气象, 2006, 32 (2): 81-86.
- [3] 慕建利, 杜继稳, 梁生俊, 等. 中 β 尺度系统造成的大暴雨过程数值模拟与诊断分析 [J]. 气象, 2006, 32 (8): 23-29.

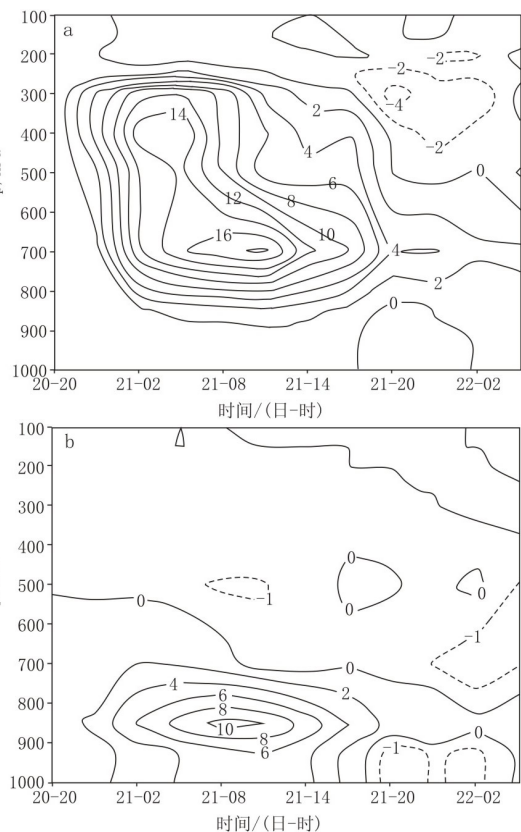


图 4 强对流中心垂直速度(a)(单位: 10^{-1} m/s)和水汽通量散度垂直时间剖面图(b)(单位: $10^{-7} \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$)

持续输送到陕北地区, 保证了暴雨期的水汽供应。对应河套地区有一大于暴雨区面积 10 倍以上的水汽通量辐合区, 中心达到 $12 \times 10^{-7} \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa}$