

文章编号: 1006-4354 (2004) 06-0014-03

河套西部一次局地大暴雨成因分析

李生袖

(延安市气象局, 陕西延安 716000)

摘 要: 利用数值预报产品以及物理量的诊断对 1999-07-13 吴旗、盐池大暴雨过程进行系统分析, 得出这次局地对流性暴雨产生的有利环流背景、中小尺度系统及动力学特征。前期中高层的下沉扩散运动、对流层内温度扰动及下界层内中小尺度系统产生, 对局地性暴雨形成起到了重要作用。特殊的地理环境与暴雨落区有着密切的关系。

关键词: 大暴雨; 中尺度系统; 露点锋; 地形

中图分类号: P458.121.1

文献标识码: B

1999-07-13 陕西的吴旗、盐池出现 12 h 降水量大于 100 mm 的局地大暴雨。这次大暴雨局地性强、降水集中。在高空场上, 暴雨区出现在欧亚大槽底部的弱西北气流中。冷空气活动、水汽输送条件在前期形势图征兆不明显, 给大降水预报带来一定的难度。

1 天气形势及垂直环流

1999 年 7 月中旬欧亚中高纬度为两槽两脊型, 乌拉尔山以西为一高脊区, 从中亚到蒙古国中部为一高压脊, 日本海为一切断低压涡, 冷空气从中路南下。位于日本东海南洋面副热带高压, 逐渐缓慢西伸北抬, 水汽输送明显加强, 导致我国中部和东部出现大范围的降水过程。7 月 13 日 08 时高空图上, 副热带高压西伸北抬后又一次东退, 500 hPa 蒙古冷槽开始加深并向东伸展。700 hPa 河套地区北部有反气旋环流生成, 青藏高原上空的暖性闭合低压东移, 其前部偏南风气流加强。近地面层 (850 hPa) 还有一支重要的气流“冷输送带”(CCB), 位于东北部的反气旋高压外围的东风气流里, 把东北方的冷空气向延安西部的暴雨区输送 (36°N, 110°E, 温差达 7°C)。地面图上暴雨区处于冷高压后部, 对应有一条东北风与东南风的切变线。

这次暴雨前期大尺度系统的垂直环流特征

(图 1), 12 日 08 时暴雨区上空为一致性弱下沉气流 (图 1a), 20 时 500 hPa 上空下沉气流有所增加, 受蒙古冷槽的南压, 冷空气随下沉气流扩散作用而下滑。边界层内产生较强的垂直上升运动, 对应在暴雨区东侧有达 $-16 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 的散度中心。对流层中层的下沉辐散运动有助于整个边界层内的增温增湿, 起到冷盖的作用, 造成位势不稳定度加大 (图 1 b)。12 日暴雨区的西部整层为强烈的上升运动, 最大辐散中心在 200 hPa, 达 $48 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$, 随着高度的降低散度值由正变负, 最大辐合中心在 700~800 hPa, 为 $-40 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$ 。雨团发展, 对应地面有大范围的降水产生。

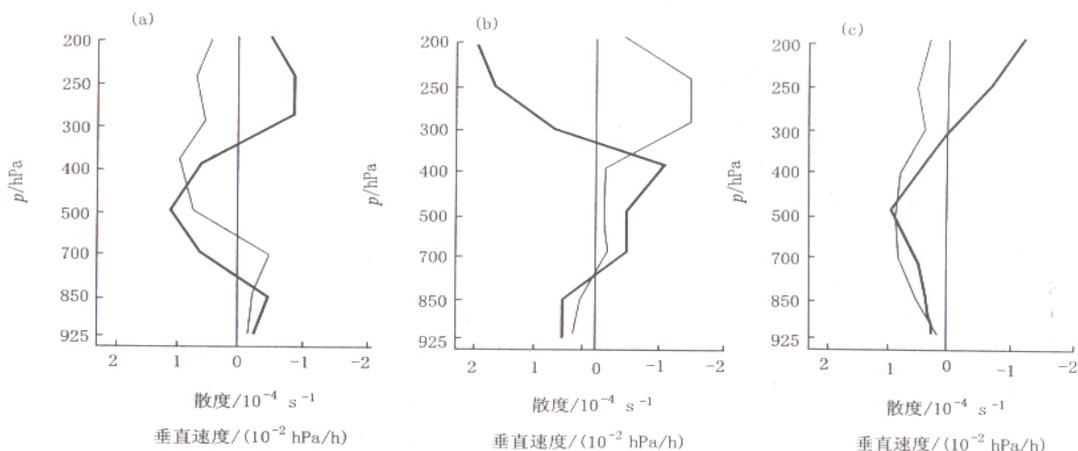
2 中尺度系统特征

在暴雨过程前期, 对流层中 400~300 hPa 脊前有较强的温度平流 (暖平流), 对应暴雨区上空 (延安西部) 出现强的温度扰动 (24 h 达 6~7°C), 表现出明显的中尺度特征, 东侧有明显的冷空气活动, 配合强辐散区。受强烈温度扰动影响, 13 日 08 时暴雨区上空产生中尺度强上升气流 (垂直速度 $\omega = -20 \times 10^{-3} \text{hPa/h}$)。700 hPa 暴雨区的西南方形成一个中尺度低压, 高、低空中尺度扰动中心的配合 (图 2), 具有局地对流特征。

500 hPa 高度河套上空涡度场呈现一条南北向的负涡度带, 暴雨区北侧和南侧各有负涡度中

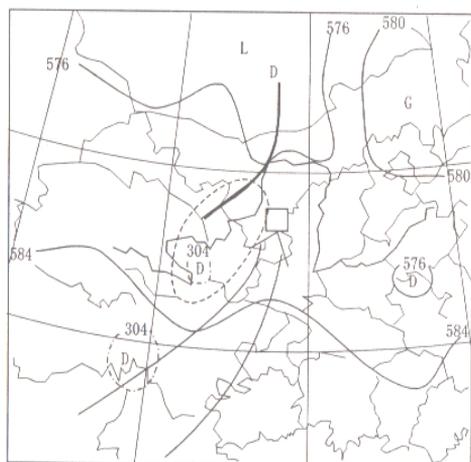
收稿日期: 2004-06-21

作者简介: 李生袖 (1962-), 男, 陕西子长人, 工程师, 从事应用气象及预报服务工作。



(粗线为散度, 细线为垂直速度)

图 1 1999-07-12-08—13-08 各层散度和垂直速度曲线



虚线为正涡度增长区；点划线为 700 hPa 低涡；
方框为暴雨落区

图 2 1999-07-13-08 500 hPa 形势、700 hPa 低涡配置

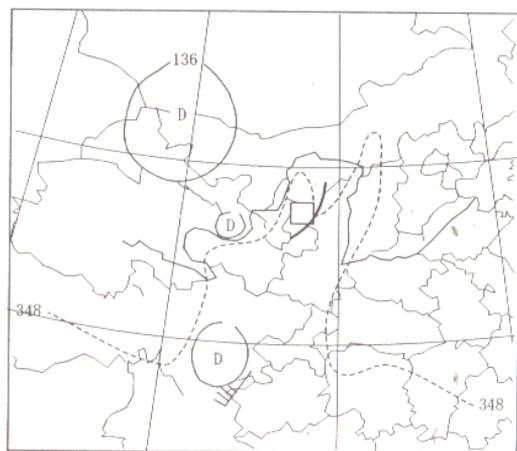
心。西侧较强的正涡度中心 ($\xi = 48 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) 与垂直上升相对应。暴雨生成前 12 h 内, 300~500 hPa 河套西北部有明显的正涡度增长 (图 2), $\Delta \xi = 15 \times 10^{-5} \sim 23 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$, 表征气旋性环流的生成与发展。

13 日 08 时大气层结不稳定性增大, 气团指标 $K = 41 \text{ }^\circ\text{C}$, 沙氏指数 $SI = -4.9 \text{ }^\circ\text{C}$, 对流云团开始剧烈发展, 上升气流不断向上伸展, 冲破冷盖, 位势不稳定能量释放 (图 1c), 对应 700 hPa 前沿偏南气流加强 (暖湿平流), 西南涡形成, 低

空急流与中尺度低压的配合, 有利于南部水汽输送到暴雨区并在此堆积 (水汽压 $e = 22.0 \text{ hPa}$, 比湿 $q = 15.3 \text{ g/kg}$) (图 2)。

3 边界层内的中尺度特征

边界层主要是指 1 500 m 以下的大气层, 暴雨前 12 h, 边界层内在高原东侧形成的暖湿气流反映在 θ_{se} 场中为南北向的高能舌 (图 3)。受北测冷空气的下沉作用, 动能下传, 低层干区一侧风速加大, 在延安西部形成强辐合中心, 并触发高能比轴附近的不稳定能量释放。



虚线为 θ_{se} ; 粗短线为露点锋; 方框为暴雨落区

图 3 1999-07-13-08 地面 θ_{se} 场、850 hPa 低涡配置

分析看到,暴雨前 12 h 的降水云团在风速脉动区前生成并随风速脉动辐合线由西部向东移动发展,到达延安西部后,暴雨出现在脉动辐合线前部东南侧的高能区内。12 日 20 时,整个边界层内维持由南向北的偏南风气流,形成垂直高能舌,并随着高度向西倾斜,在延安西部形成斜压不稳定区,因此边界层整层都是高能的;这支偏南气流具有强烈的位势不稳定;这股偏南气流在流向暴雨区时是辐合上升的,与暴雨的负散度区相对应。边界层内河套西侧的风场扰动进入河套,直接促使低层动量的辐合和能量锋生,为雨团发展提供了初始动力。

4 地形与暴雨落区

东北高压南侧的偏东风气流爬坡进入河套,与边界层内的偏南风气流形成气旋性环流。13 日 08 时边界层有明显的正涡度生成有利于水汽与能量辐合抬升。当西北冷空气下滑南压受阴山山脉阻挡,越山后以高空冷平流的形式推进时,暴雨区大气层趋于不稳定,暖湿空气强迫抬升,不稳定层结加强,冷暖空气在暴雨区内不断的交汇,促使降水云团发展,强降水维持。13 日 08 时卫星云图上对流云团主体偏北,其偏南侧的延安降水

量仅为 0.0 mm。

5 小结

5.1 本次暴雨是在上游大尺度上升运动基础上发展起来的。500 hPa 短波槽的形成东移是暴雨形成的有利环流背景,边界层高原低涡的东移,有利于中尺度系统的形成,低空急流和日本切断低涡稳定维持有利于局地暴雨形成。

5.2 高层冷空气的下沉扩散运动,促使延安西部边界层内小范围的垂直运动,使局地整层增温增湿,位势不稳定增大。边界层内能量锋区干线产生及大面积的东风冷平流的正涡度输送,触发位势不稳定能量的释放。

5.3 有利的地形,使水汽集中,促使暖湿气流抬升和低层中尺度气旋生成,边界层内冷暖空气不断交汇,是暴雨持续时间较长的原因之一。

参考文献:

- [1] 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. 86-92.
- [2] 雷崇典, 邓小丽, 杨金海. 2002-07-04 子长特大暴雨中尺度分析 [J]. 陕西气象, 2004, (1): 4-7.

探空气球施放后计算机时间出错的处理

在高空实时探测中,有时会遇到气球施放后才发现计算机时间不对,按照《59-701 微机数据处理系统探测手册》中的处理办法,“重算历史资料”操作时,计算机会出现“该时次资料未发现”的提示,无法继续操作。

经过反复试验对比,摸索了有效的处理方法。步骤:应等球炸后,退出“实时探测处理”(即将资料存盘),打开“我的电脑”→C 盘→SDATA 文件中该月的 SYYYYMM 文件,找到所存的该时次 7 个文件名,将其中的时间组文件 Tmddhh. Dyy 删除。其它 6 个文件名中的

mmddhh 修改为气球施放时正确时间对应的世界时时间,退出 C 盘,回到桌面。

再次进入“实时探测处理中”→“基值测定”→“瞬间要素输入”,校准计算机的时间到正确的施放日期和时间上,立即进行“等待放球”操作,按下 F10,创建正确的 Tmddhh. Dyy 文件,此后计算机提示“是重放球吗? <Yes> <No>”,输入“N”或选择 <No>,即会出现该时次的探空电码和测风数据,对记录重新整理,编发报文,打印出高表。

(曹红丽, 惠 英)