

文章编号: 1006-4354 (2013) 02-0001-07

2012 年 7 月陕西北部连续 3 次大暴雨过程对比分析

李 强

(榆林市气象局, 陕西榆林 719000)

摘 要: 利用常规气象资料和 NCEP $1^{\circ}\times 1^{\circ}$ 再分析产品以及雷达回波资料, 对陕西北部榆林市 2012 年 7 月 14—28 日 3 次大暴雨天气过程进行分析表明, 华北冷涡后有强冷平流, 850 hPa 偏南风较大, 气层有较强的垂直风切变, 可引起陕西北部局地突发性大暴雨; 雷达回波显示反射率突然增强到 60 dBz 以上, 并有中气旋出现; 副高西伸北抬, 其外围形成较强的西南风急流到达陕西北部, 当有西风槽东移或有北路冷空气下滑时, 触发陕西北部区域性大暴雨; 大暴雨前期对应有假相当位温高能区、高位涡和能量锋, 散度、涡度、垂直速度均较一般暴雨量级明显偏大; 来自东海、南海及孟加拉湾的水汽均是大暴雨的水汽来源。

关键词: 陕西北部; 大暴雨; 中气旋

中图分类号: P458.1

文献标识码: A

陕西省榆林市地处西北内陆腹地, 暴雨年均不足一次, 大暴雨出现概率极低, 而且局地性强, 所以预报难度更大。研究表明^[1-5], 盛夏 7—9 月副高北抬到 $25^{\circ}\text{N}\sim 30^{\circ}\text{N}$, 中低层水汽和能量输送比较充沛, 当有西风槽或高原槽东移时与副高外围的西南暖湿气流相遇, 容易在本地产生局地暴雨, 造成洪涝灾害。

2012 年 7 月 14—15 日, 陕西北部榆林市出现强对流天气 (以下简称 7·14 暴雨), 绥德县 15 日 00—03 时, 义合、满堂川两个乡镇降水量分别达到 100.4 mm、111.0 mm。7 月 20—21 日, 陕北再降大到暴雨 (以下简称 7·21 暴雨), 榆林市 16 个乡镇降水量超过 100 mm, 神木中鸡镇最大降水量 142.5 mm, 府谷县城降水量达 125.2 mm。27—28 日 (以下简称 7·27 暴雨), 榆林市 26 个乡镇雨量大于 100 mm, 榆林城区雨量 156.8 mm, 佳县县城雨量最大, 达 279.2 mm, 其中 27 日降水量 221.9 mm, 是榆林市有气象观测记录以来的最大日降水量。半月内连续 3 次大暴雨在陕北历史上较为少见, 也造成重大洪涝灾害和人员财产

损失。通过分析这 3 次大降水的环流形势、水汽输送、物理量等特征, 有助于进一步认识陕西北部大暴雨的形成机理。

1 环流形势

1.1 7·14 暴雨

7 月 14 日 08 时, 亚洲中高纬度 500 hPa 为一高两低型, 新疆到河西为高脊, 脊线位于 100°N 附近, 巴湖和华北为低涡, 冷中心最低气温分别为 -13°C 和 -9°C , 榆林处于华北冷涡后部偏北气流中, 环流径向度较大, 偏北风速达到 $8\sim 12\text{ m/s}$, -8°C 线位于延安以北。700 hPa 榆林上空也维持 $6\sim 8\text{ m/s}$ 的北风, 榆林北部形成 306 dagpm 闭合低中心, 配合有 8°C 的冷中心。850 hPa 榆林西部有 23°C 暖中心, 并在榆林中部形成横切变。300 hPa 高空急流分为两支, 一支位于 45°N , 一支位于 35°N , 副高位于 130°E 以东。14 时地面图上, 榆林为热低压控制, 北部有弱冷空气活动。14 日 20 时, 新疆高脊东移, 华北冷涡加深, 陕北上空处于涡后脊前较强的偏北气流, 冷平流加强 (图 1a), 延安探空站 $T-\ln p$ 图显示,

收稿日期: 2012-10-18

作者简介: 李强 (1963—), 男, 陕西榆林人, 工程师, 从事气象基础业务研究。

700~250 hPa 均为对流不稳定区,湿对流有效位能 CAPE 达 $1\,241.4\text{ J/kg}$,700 hPa 以下为较弱的稳定层结,非常有利于对流的触发和加强。850 hPa 以下为暖湿气团,低层暖平流与高层冷平流叠加,使对流不稳定加强,地面有弱冷锋过境,触发形成局地突发性大暴雨。

1.2 7·21 暴雨

7月20日08时300 hPa 高空图,亚洲 40°N 附近为平直西风气流。20时,河套北部形成高空急流 $\geq 40\text{ m/s}$,陕北处于急流南侧。500 hPa 贝湖有低涡南压,副高 588 dagpm 线西伸到 116°E ,584 dagpm 线西伸到 95°E (图 1b)。700 hPa 陕北形成风速 $\geq 15\text{ m/s}$ 的西南风低空急流,高低空急流耦合,有利于暴雨区的垂直运动发展,同时贝湖冷涡底部冷空气南下,与副高外围西南暖湿气流在陕北北部交汇,形成斜压不稳定的大气层结。21日14时,700 hPa 低空急流左侧形成 306 dagpm

闭合中尺度低压,中心位于榆林北部的府谷和神木县,低压中心强烈的上升运动和强辐合形成了本次大暴雨。

1.3 7·27 暴雨

7月26日08时300 hPa 中纬度为平直气流,高空急流位于 95°E 以西,27日02时,高空急流向东发展,风速增大到 35 m/s ,陕北位于高空急流的南侧。500 hPa 副高 588 dagpm 线西伸到 110°E ,脊线位于 35°N ,584 dagpm 线穿过陕北 (图 1c),同时西风带有短波槽东移。700 hPa 副高外围西南低空急流风速达 12 m/s ,并在陕北形成风向风速辐合。850 hPa 有较强的东南风配合,风速 $> 8\text{ m/s}$,500 hPa 槽前正涡度与低层风场辐合叠加,形成了低层辐合高层辐散的垂直分布,再加上副高外围持续的水汽输送,是持续性大暴雨天气形成的主要物理条件。

3次大暴雨的环流形势共同点是都有高空急

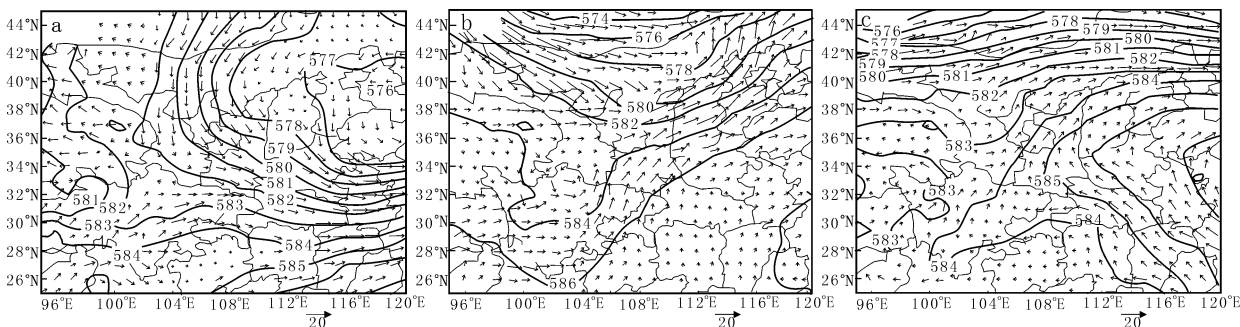


图 1 2012 年 7 月榆林 3 次大暴雨 500 hPa 环流形势 (单位: dagpm) 及风场 (单位: m/s)

(a 14T20; b 21T08; c 27T08)

流,后两次大暴雨都有低空急流。不同点是:7·14 下暖上冷的对流不稳定层结,导致强对流天气形成局地大暴雨;7·21 暴雨是副高冷涡型,即副高加强西伸,其外围形成西南低空急流,与贝湖冷涡底部冷空气在陕北北部形成对峙,导致 700 hPa 有低值系统生成,触发陕北北部区域性大暴雨。7·27 暴雨是副高西风槽型,即副高 588 dagpm 线稳定在 118°E ,其外围有较强的西南风急流维持在陕北,西风带为平直西风气流多短波槽活动,冷空气较弱,大暴雨形成的主要物理机制是中低层水汽和热量丰富,并在较强的风场辐合。850 hPa 偏东气流为暴雨区提供了更多的高能高湿

条件,形成持续两天的大暴雨。

2 低空急流

以往的研究表明,大暴雨通常有低空急流输送水汽^[2]。3次大暴雨过程中,7·14 暴雨没有低空急流,副高偏东,陕北地区处在华北低涡底部的偏北气流中,700 hPa 以上均为西北气流,只有 850 hPa 有 $> 8\text{ m/s}$ 的偏南风 (图 2a),大暴雨出现在南风大风区的东侧。7·21 暴雨副高西伸加强,其外围形成 $> 11\text{ m/s}$ 的西南风急流 (图 2b),大暴雨出现在低空急流的北侧;7·27 暴雨低空急流最大达到 16 m/s (图 2c),先有急流建立,然后降水开始,降水区位于急流的东北侧,由于急

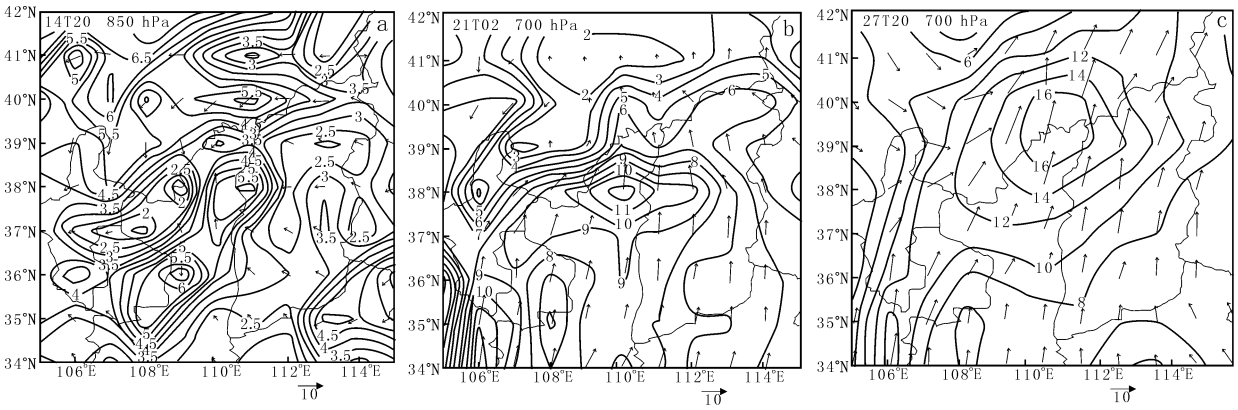


图 2 2012 年 7 月榆林 3 次大暴雨中低层风场及全风速 (单位: m/s)

流持续时间长, 而且强度一直维持 16 m/s, 所以大暴雨持续时间长达 2 d。

3 水汽输送

大暴雨需要较强的水汽辐合^[6-7], 陕北地处西北内陆腹地, 海洋水汽很难远距离输送, 3 次大暴雨范围、强度、持续时间均不相同, 与水汽通量及水汽辐合密切相关。

7 月 14 日 20 时 700 hPa 从四川到陕北有一条水汽通道, 最大水汽通量 7 g/(cm·hPa·s), 水汽通量辐合偏南, 位于陕北南部, 辐合值达 -1.5×10^{-7} g/(cm²·hPa·s) (图 3)。850 hPa 水汽通量辐合达 -4×10^{-7} g/(cm²·hPa·s), 正好位于陕北。7·21 暴雨在 700 hPa 明显有两条水汽通道, 一是西南急流携带大量水汽到达陕北, 水汽通量最大值达 16 g/(cm·hPa·s), 二是南风气流携带的水汽与西南气流在陕北合并, 水汽

通量辐合达到 -14×10^{-7} g/(cm²·hPa·s), 700 和 850 hPa 都有辐合区与大暴雨区对应, 辐合层较厚 (图 4)。7·27 暴雨有 3 条水汽通道 (图 5), 分别来自西南、南和东南, 水汽通量最大层在 850 hPa, 通量最大值为 14 g/(cm·hPa·s), 主要辐合层在 700~500 hPa, 辐合最强为 -1.5×10^{-7} g/(cm²·hPa·s)。

可以看出, 7·14 暴雨只有一条水汽通道, 水汽通量并不大, 但是辐合较强, 辐合层在 850 hPa, 所以大暴雨范围很小; 7·21 暴雨有两个水汽通道, 水汽通量最大, 辐合特别强, 辐合层在 850~700 hPa 之间, 所以暴雨范围较大, 量级也较大; 7·27 暴雨有 3 个水汽通道, 水汽辐合没有前两次强, 但辐合层较厚, 850~500 hPa 均为辐合层, 而且 500 hPa 辐合最强, 该次过程降水量最大, 持续时间最长。

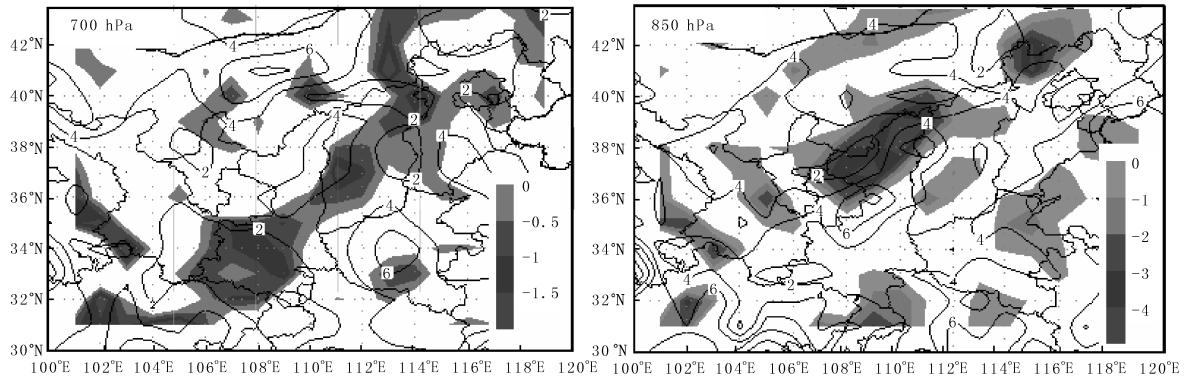


图 3 2012-07-14T20 水汽通量 (g/(cm·hPa·s)) 和水汽通量散度 (阴影区 10^{-7} g/(cm²·hPa·s))

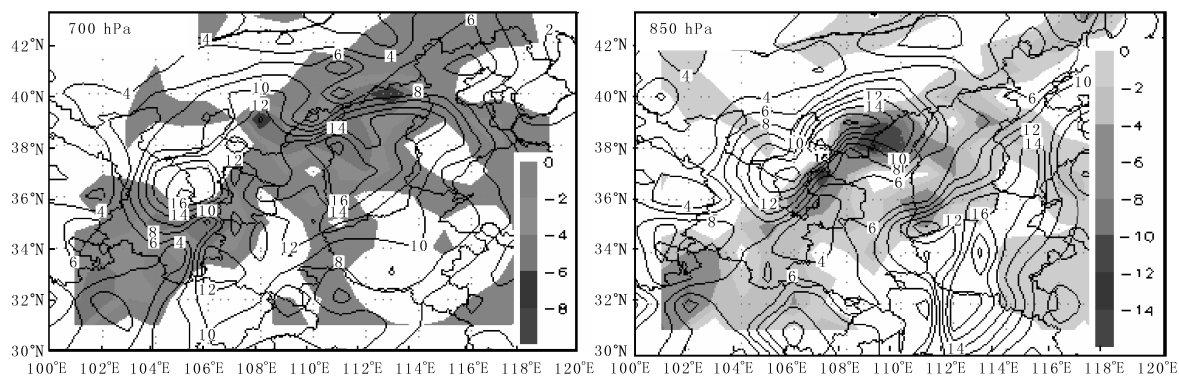


图4 2012-07-21T08 水汽通量 ($\text{g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$) 和水汽通量散度 (阴影区 $10^{-7} \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$)

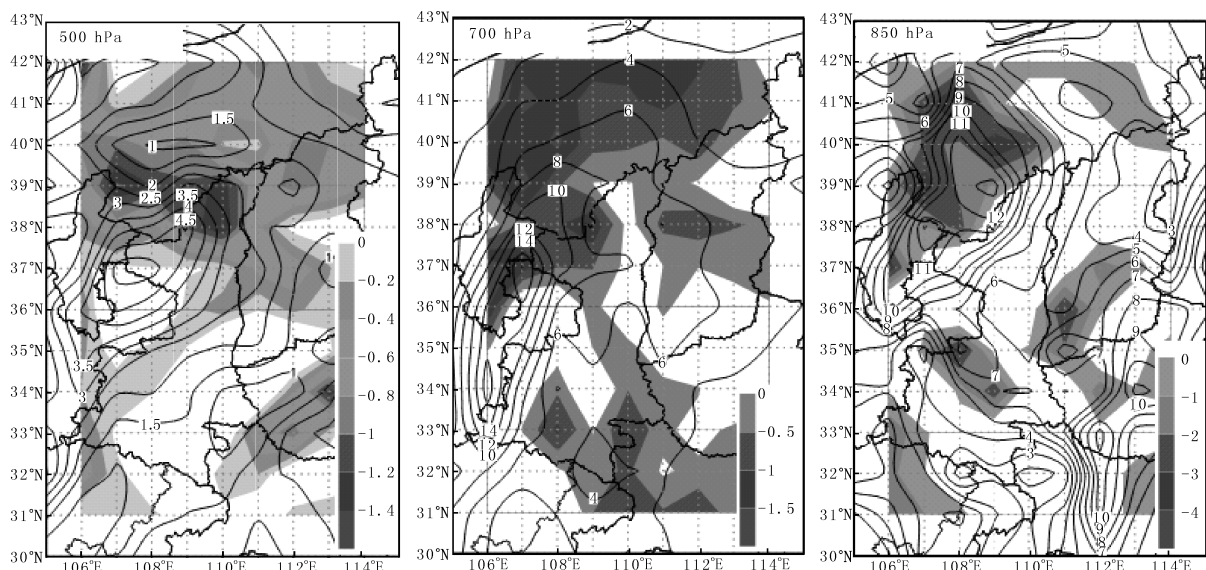


图5 2012-07-27T08 水汽通量 ($\text{g}/(\text{cm} \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$) 和水汽通量散度 (阴影区 $10^{-7} \text{ g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{hPa} \cdot \text{s})$)

4 物理量场

4.1 散度和涡度

7·14暴雨前期850~500 hPa散度均为辐合,20时达到最大为 $-30 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$,高层300 hPa有辐散中心 $>20 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (图6a)。7·21暴雨散度场表现为21日02时850~500 hPa各层辐合显著增强,辐合区位置基本重叠,各层辐合值均 $<-40 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。具有辐合层厚,辐合强的特点,同时高层300 hPa辐散值达到 $60 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (图6b)。7·27暴雨低层到500 hPa均为较强辐合,300 hPa辐散 $>20 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ (图6c),低层辐合高层辐散的配置从27日08时持续到20时,暴雨区随着辐合辐散区的位置从佳

县向北移动到府谷。

3次大暴雨均对应有高层辐散低层辐合,而且辐合中心与辐散中心基本重合,7·14暴雨中心位于辐合区左侧,7·21暴雨中心位于辐合区中心,7·27暴雨中心位于辐合区东侧,辐合辐散的量级越大,降水越大。暴雨的强度基本与辐合辐散增强同步。

500 hPa涡度场上,3次大暴雨均对应有较强的正涡度中心,而且量级也比较大(图略),7·14暴雨500 hPa涡度为 $70 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$,7·21暴雨涡度达 $100 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$,7·27暴雨涡度达 $80 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 。

与普通暴雨相比,大暴雨在散度和涡度场表

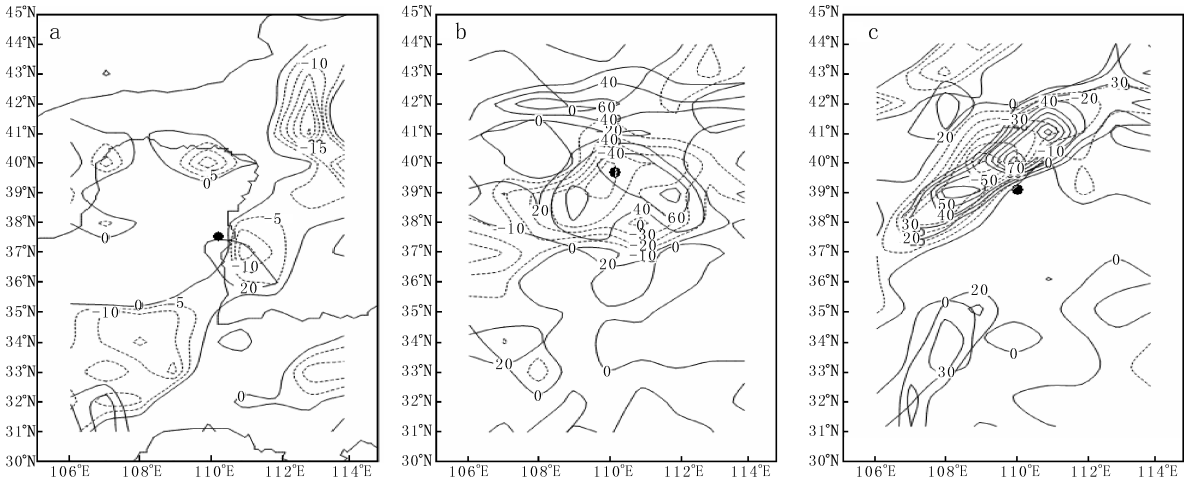


图 6 2012 年 7 月榆林 3 次大暴雨过程 700 hPa 散度场 (点线) 和 300 hPa 散度场 (实线) 叠加图 (a 14T20, b 21T02, c 27T20; 单位为 10^{-6} s^{-1} ; 黑点为大暴雨中心位置)

现为更明显的辐合和气旋性旋转, 量级也较大, 特别是高层辐散的抽吸作用对气柱垂直运动的影响较大。

4.2 垂直速度

7·14 暴雨在垂直运动场表现为地面至 400 hPa 均为上升运动, 垂直速度为 -1.1 Pa/s , 最大垂直运动中心位于 $850 \sim 700 \text{ hPa}$ 。7·21 暴雨期间的垂直运动表现为整层均为上升运动, 最大值

达到 -2 Pa/s , 中心位于 $400 \sim 600 \text{ hPa}$ 之间。7·27 暴雨表现为从低层到高层垂直速度增大, 低层为 -0.4 Pa/s , 高层为 -1.8 Pa/s , 垂直运动伸展高度更高。

3 次大暴雨均表现为较强的上升运动, 垂直速度均小于 -1 Pa/s , 比普通降水大一个数量级。7·14 和 7·27 暴雨有明显的次级环流, 加强了垂直运动发展 (图 7)。

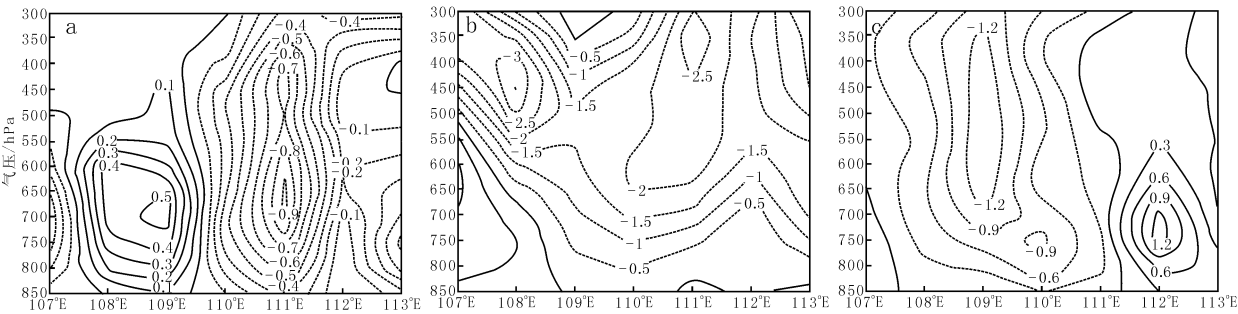


图 7 2012 年 7 月榆林 3 次大暴雨过程沿 39°N 垂直速度剖面图 (a 14T14, b 21T08, c 27T20; 单位为 Pa/s)

4.3 假相当位温和位涡

盛夏大暴雨的发生常常对应中低层有高能区^[8-9]。分析 3 次大暴雨发生期间的假相当位温场可以看出, 7·14 暴雨在发生前期即 14 日 08 时就有高能舌从四川伸向陕北, 中心假相当位温达 65°C 以上, 高能舌一直稳定在陕西北部。7·21 和

7·27 暴雨假相当位温达 80°C 。3 次大暴雨发生前期都有相对湿度 $< 50\%$ 的干冷空气从高层侵入到 500 hPa 高能区, 形成斜压不稳定或者能量锋区, 成为大暴雨的触发机制。

7·14 暴雨在 14 日 20 时, 高层到 650 hPa 有高位涡区向下传递, 并在暴雨区上空 650 hPa 附

近与假相当位温高值区形成小尺度的斜压不稳定层结(图8a),加上垂直上升运动的发展,形成了局地大暴雨。7·21大暴雨在20日20时,600 hPa以下为高能区,假相当位温 $>70^{\circ}\text{C}$,高位涡侵入到700 hPa,中心 >0.3 PVU(图8b),比7·14暴雨位涡数值大,范围也大,斜压扰动更

强,产生的大暴雨范围大,持续时间长。7·27暴雨在26日20时,40°N附近有明显的能量锋区向南斜升到400 hPa,冷区一侧既是能量低值区,也是位涡高值区,水平方向表现为斜压不稳定,垂直方向表现为位势不稳定(图8c),在它们的共同作用下,导致了大暴雨天气。

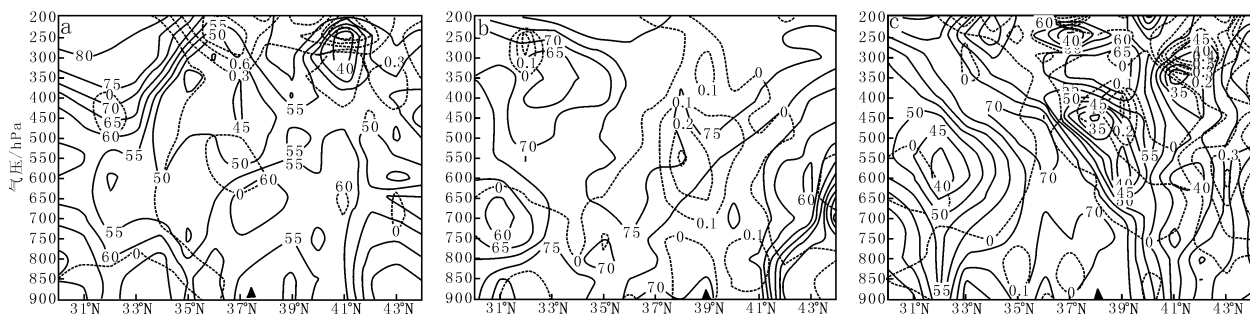


图8 2012年7月3次大暴雨过程假相当位温(实线,单位为 $^{\circ}\text{C}$)和位涡(虚线;单位为PVU)

沿暴雨中心经向剖面叠加(a 14T20, b 20T20, c 26T20; 黑三角为大暴雨中心)

3次大暴雨均表现为具有高位涡特征的冷空气与低层暖湿空气的配置,形成有利于暴雨的中尺度热力和动力系统。

5 雷达回波

7·14大暴雨在雷达回波上表现为3个单体回波依次加强影响暴雨区(图9),第一个回波在14日14:17(本小节时间为世界时)于绥德局地生成的单体对流回波a,反射率 <50 dBz;14:47在其左侧新生一单体对流回波b,反射率强度 >60 dBz,对应地面出现冰雹和强降水;15:18单体a减弱,b增强,反射率 >65 dBz,15:48回波b向后侧传播增强,16:01回波达到最强, >55 dBz区域有 $20\times 10\text{ km}^2$,回波b造成绥德部分乡镇出现冰雹和局地暴雨,其中满堂川2小时降水量达97.2 mm;17:21从上游移来 >65 dBz回波单体再次影响绥德县部分乡镇。

回波b在径向速度场上表现出了中气旋的特征(图10),15:48回波b向后传播增强,速度场上对应中气旋开始生成,15:55中气旋发展成熟,16:01减弱,中气旋直径为12 km,最大风速 >20 m/s,垂直高度位于2.5~4.5 km,0.5°和1.5°仰角可见,维持时间3个体扫,即 >13 min。

7·21暴雨和7·27暴雨的雷达回波为大片层状云回波(图略),组合反射率最大为55 dBz,回波大值区呈列车效应经过大暴雨区,速度场上可以明显地看到急流存在,回波大值区出现在急流轴上。

6 小结

6.1 陕北北部盛夏大范围大暴雨与西太平洋副热带高压西伸北抬密切相关,3次大暴雨中2次都有副高的作用,华北冷涡后部强冷平流与地面偏南气流叠加引发局地突发性大暴雨。

6.2 大暴雨在物理量场对应较强的辐合辐散及垂直运动,比一般暴雨大一个数量级,通过分析假相当位温和位涡可知能量场上表现为高能舌和能量锋,能级 $>80^{\circ}\text{C}$,具有高位涡特征的干冷空气侵入高能区,形成强的斜压不稳定层结,有利于大暴雨的产生。

6.3 大暴雨的水汽来源有3条,分别是东海、南海和孟加拉湾,都是通过副高外围形成的低空急流输送,水汽辐合层位于850~500 hPa。

6.4 突发性大暴雨在雷达回波上表现出中气旋特征。

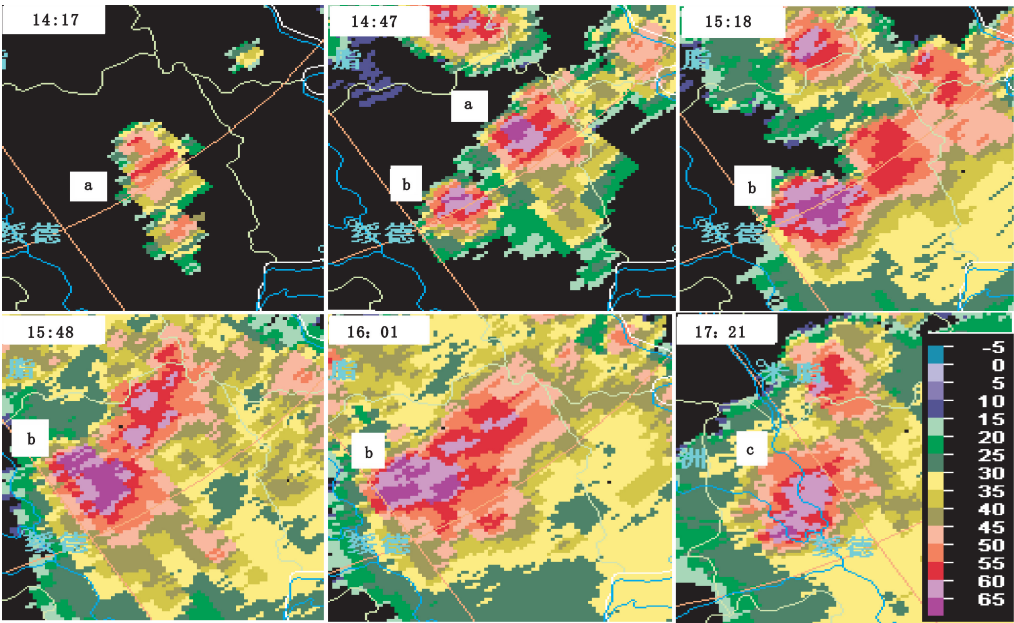


图 9 2012-07-14 榆林多普勒雷达组合反射率（单位为 dBz，世界时）

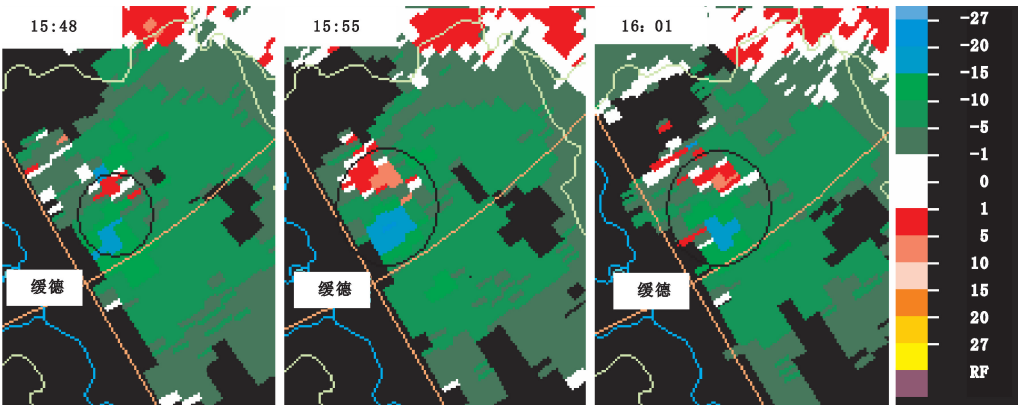


图 10 2012-07-14 榆林多普勒雷达径向速度（单位为 m/s，仰角 0.5°，世界时）

参考文献：

[1] 刘勇, 杜川利. 黄土高原一次突发性大暴雨过程的诊断分析 [J]. 高原气象, 2006, 25 (2): 302-308.

[2] 刘勇, 王川, 王楠, 等. 低空急流对黄土高原大暴雨的作用 [J]. 陕西气象, 2006 (5): 1-4.

[3] 刘子臣, 梁生俊, 张健宏. 登陆台风对黄土高原东北暴雨的影响 [J]. 高原气象, 1997, 16 (4): 402-409.

[4] 张弘, 陈卫东, 孙伟. 一次台风与河套低涡共同影响的陕北暴雨分析 [J]. 高原气象, 2006, 25 (1): 52-59.

[5] 刘慧敏. 陕北地区一次突发性暴雨综合分析 [J]. 陕西气象, 2008 (2): 27-30.

[6] 赵世发, 王俊, 周军元, 等. 陕南两次罕见的特大暴雨对比分析 [J]. 气象, 2001, 27 (10): 28-31.

[7] 张维桓, 董佩明, 沈桐立. 一次大暴雨过程中急流次级环流的激发及作用 [J]. 大气科学, 2002, 24 (1): 45-57.

[8] 杜继稳, 李明娟, 张弘, 等. 青藏高原东北侧突发性暴雨地面能量场特征分析 [J]. 高原气象, 2004, 23 (4): 453-457.

[9] 张弘, 孙伟. 初夏青藏高原东侧一次特大暴雨的综合分析 [J]. 高原气象, 2005, 24 (2): 232-239.