

赵强,韩洁,陈小婷.黄土高原一次副高外围暴雨的对流环境及触发条件分析[J].陕西气象,2020(3):1-8.

文章编号:1006-4354(2020)03-0001-08

黄土高原一次副高外围暴雨的对流环境及触发条件分析

赵强^{1,2},韩洁³,陈小婷²

(1. 秦岭和黄土高原生态环境气象重点实验室,西安 710016;2. 陕西省气象台,西安 710014;
3. 宝鸡市气象局,陕西宝鸡 721006)

摘要:利用常规气象观测资料、EC-interim 逐 6 h $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 再分析资料、卫星云图和雷达资料,对 2017 年 7 月 25—26 日陕北大暴雨过程成因进行了综合诊断分析,结果表明:河套地区西风东移与副高外围暖湿气流在陕西交汇,为暴雨提供了有利的环流形势;陕北暴雨区有两支水汽输送带,700 hPa 上西南风急流水汽输送以及 850 hPa 上偏东风急流水汽输送,为暴雨提供了充沛的水汽和能量;700 hPa 上榆林东部水汽辐合抬升,加之 850 hPa 偏东风在东部河谷辐合爬升,造成榆林东部地区的大暴雨天气;对流条件分析发现,暴雨发生前陕北地区中低层湿度较好,850 hPa 比湿达到 15~17 g/kg,大气不稳定性强,850 hPa 和 500 hPa 的温差达到 28 °C,假相当位温相差 18 °C,CAPE 值达到了 2 354 J/kg,充沛的水汽、能量条件为对流提供了十分有利的条件;河套东北侧弱干冷空气与西南暖湿气流在陕北形成假相当位温密集带,大气湿斜压性增强,锋生触发陕北地区不稳定能量释放,形成强降水;不稳定分析表明,在降水前期及初期,大气对流不稳定性高,随着降水的产生,对流不稳定能量释放,强降水凝结潜热对中层大气的加热作用,又使得大气斜压不稳定性增强,中层大气锋生造成的垂直运动使得陕北地区的强降水持续,造成大暴雨天气。

关键词:大暴雨;大气不稳定性;MCC;锋生

中图分类号:P458.1211

文献标识码:A

陕西北部地处黄土高原,为半干旱季风气候,全年雨量分布不均,降水主要集中在夏季,暴雨具有来势猛、强度大、降水时段集中的特点。对于陕北黄土高原的暴雨分析表明,西风槽和高原槽发展东移,配合副高外围的西南气流及低层低涡切变是造成黄土高原盛夏暴雨的主要影响形势^[1-5]。在台风与河套低涡的共同影响下,低空台风低压环流北侧偏东风气流形成水汽和能量通道在陕北地区产生强水汽辐合,并导致不稳定能量的释放,造成了台风外围远距离暴雨的发生^[6]。700 hPa 的西南急流及 850 hPa 的偏东急流为暴雨区提供了水汽和能量供应,高低空急流造成的垂直次级

环流增强上升运动,形成大暴雨天气^[7]。冷锋是陕北暴雨的重要触发机制,锋面抬升触发不稳定能量的释放造成暴雨天气^[8]。此外,中尺度对流云团在陕北的移动缓慢造成的“列车效应”是黄土高原暴雨的重要原因^[9-10]。王楠研究表明^[11],中层西路冷空气引导干侵入加强层结不稳定性,地面东路冷空气楔形抬升,使得不稳定能量释放,在陕北形成中尺度对流云团,造成暴雨天气。

2017 年 7 月 25—26 日榆林南部出现了区域性暴雨、大暴雨天气,造成子洲县水库溃坝,绥德县城被水淹,公路坍塌、路基被冲毁、房屋损毁,造成严重的人员伤亡和经济损失。此次暴雨过程雨

收稿日期:2019-07-29

作者简介:赵强(1981—),男,汉族,陕西商南人,硕士,高级工程师,主要从事天气预报及研究。

基金项目:秦岭和黄土高原生态环境气象重点实验室开放研究课题基金(2019Z-1)

量大,雨强大,最大小时降水量超过 50 mm。降水集中在 25 日夜间,对流性强,加之大尺度模式预报效果较差,具有一定的突发性,因此利用常规气象观测资料、EC-interim 逐 6 h $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 再分析资料、卫星云图和雷达资料,对该次大暴雨过程成因进行了综合诊断分析,研究该地区此类暴雨天气的成因,讨论降水过程的对流条件和不稳定条件及触发机制,进而总结此类暴雨天气过程的预报思路,有助于预报员对黄土高原的对流性暴雨有更深入理解和认识,准确及时做好暴雨的预报、预警。

1 降水实况及模式预报情况

1.1 降水实况

2017 年 7 月 25 日 08 时—26 日 08 时,陕西各地出现不同程度的降水,其中北部地区出现大范围暴雨天气过程(图 1a),榆林地区出现暴雨 7 站、其中 5 站大暴雨,降水强度之大,为历史少见。横山为 111.1 mm、米脂为 140.3 mm、子洲为 218.7 mm,3 站日降水量均突破历史极值。从子洲逐小时雨量变化来看(图 1b),强降水时段主要

集中在 25 日 22 时—26 日 03 时,最大小时雨强为 26 日 02 时子洲站的 52 mm。此次暴雨过程累计雨量大,小时雨强大,致使榆林地区出现近年来最严重的暴雨洪涝灾害,交通、通信等基础设施严重损坏,人民财产损失严重。

1.2 EC 模式预报情况检验

从 EC 模式 24 日 20 时起报的总降水量可以看出,模式预报的暴雨落区位于陕西以北的内蒙古境内,最大累积降水量为 100 mm,EC 预报的对流性降水与总降水位置基本一致,范围和强度略小。与降水实况相比,EC 预报的降水落区较实况偏北 3 个纬距;从降水量级来看,模式预报的最大降水量较实况最大值偏小 50 mm 左右。因此,EC 模式预报显示此次降水以对流性降水为主,与实况较为一致,但是暴雨落区较实况偏北,降水强度预报偏小。

2 暴雨过程的环流形势演变特征

2.1 高空环流形势演变特征

在 500 hPa 天气图(图 2a)上,7 月 25 日 08 时,副热带高压 588 dagpm 线西伸至 107°E ,北抬至 36°N 附近,陕西位于 584 dagpm 控制之下,西南气流发展强盛,中纬度贝加尔湖至我国西部地区均为低值系统,河套以西有一低槽,温度槽落后于高度槽,低槽东移发展。至 20 时(图略),副高西伸,北部受低槽东移影响略有南压,陕北地区位于低槽与副热带高压外围的西南暖湿气流交汇区,为此次陕北地区大暴雨天气提供了有利的环流背景。

在 25 日 08 时 700 hPa 天气图(图 2b)上,副高外围云贵高原—四川—陕西有西南急流发展,最大风速达 16 m/s,向陕北地区源源不断地输送水汽和能量,陕北北部有西南风与偏东风形成的横切变,至 20 时(图略),陕北地区位于西南急流左前侧和切变线的右侧,强的水汽辐合和上升运动,造成榆林地区强降水。

25 日 08 时在 850 hPa 天气图上(图略),陕北地区存在偏北风与东南风之间的风切变,自东南沿海至陕西东部地区有偏东风水汽输送。至 20 时(图 2c),偏东风水汽输送迅速增强,最大风速达 18 m/s,偏东风在榆林东部河谷辐合爬升;

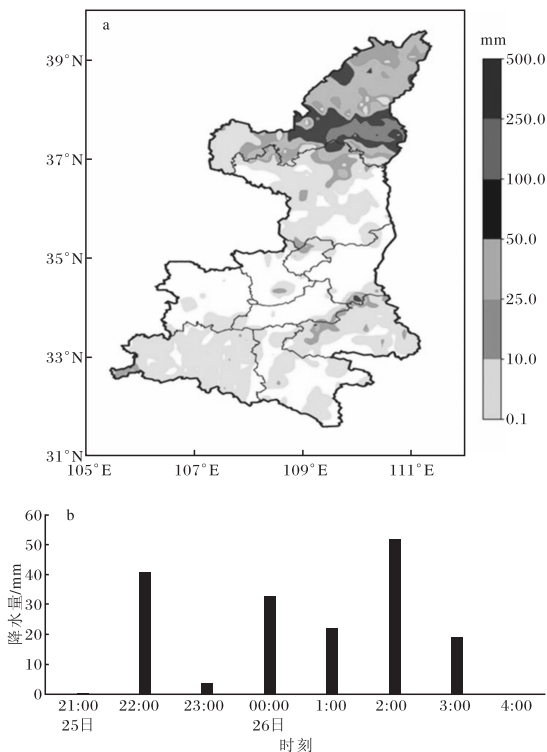


图 1 2017-07-25T08—26T08 陕西降雨量(a)及 2017-07-25T21—26T04 子洲小时降雨量(b)

同时切变线附近的偏北风加大,在河套地区出现中心强度为 $28\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的暖中心,低层增暖增湿明显,有利于不稳定层结的建立。切变线附近的辐合抬升,水汽的强烈输送以及低层的增湿增暖,均有利于暴雨的产生。

在 200 hPa 天气图(图 2d)上, 40°N 以北有风

速大于 30 m/s 的高空急流存在,陕北地区位于高空急流的右侧,高空辐散,有利于低层上升运动增强;从高低空急流的配置来看,陕北地区位于高空急流的南侧,低空急流的左前侧,高低空急流耦合区形成垂直次级环流,有利于垂直运动的增强和维持,形成陕北北部的大暴雨天气。

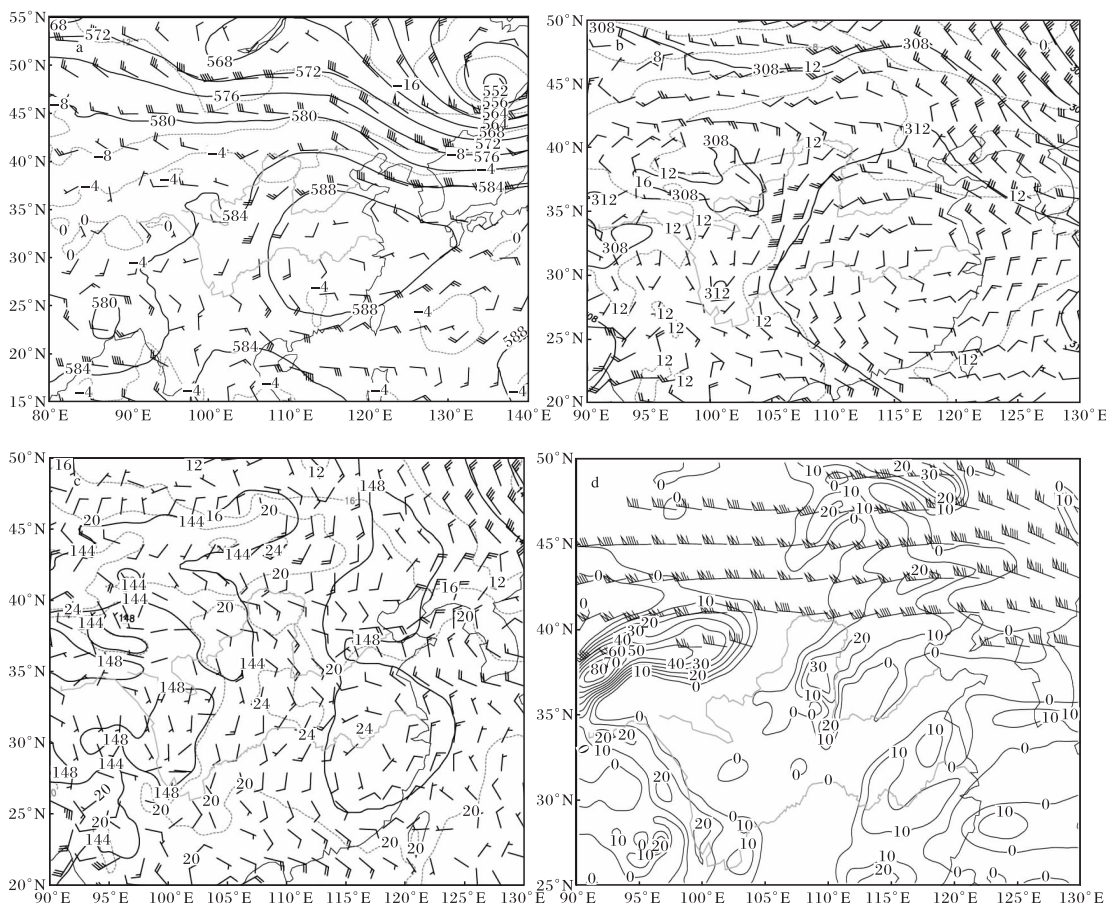


图 2 2017-07-25T08 500 hPa (a)、 700 hPa (b)及 2017-07-25T20 850 hPa (c)高度场(等值线,单位为 dagpm)、温度场(虚线,单位为 $^{\circ}\text{C}$)、风场(m/s), 200 hPa 高空急流(d, 风速大于 30 m/s)、等风速线(单位为 m/s)

2.2 地面形势特征

在地面图上(图略),25日08时,我国的东北部地区有一中心强度为 1010 hPa 的弱冷高压,甘肃陇南地区为暖低压控制。20时,暖低压中心强度下降至 995 hPa ,并向东北方向伸展。25日20时至26日05时陕北地区均处于高、低压之间的锋区中,锋区长时间的维持,有利于强降水的产生。25日夜间,榆林地区有明显的风速辐合中心存在,从25日22时地面风场和小时降水量大于 10 mm 的分布图可以看到(图 3a),榆林西部有偏北风和偏南风的辐合,在榆林东南部为西北风和

东南风的辐合线,东西部地面风向的不同可能与榆林东南部的河谷地形有关,在辐合线中心有小时降水量超过 10 mm 的降水中心,榆林 1 h 降水量达 23 mm ;到26日00时(图 3b),榆林地面风场仍维持辐合形势,其西部转为东北风与偏西风的辐合,东南部仍维持西北风与东南风的辐合,在风场辐合区,有强降水中心,最大横山 1 h 降水量达到了 46 mm ,地面辐合线造成的垂直上升运动有利于对流的触发,从地面风场辐合与 1 h 降水量对应关系看,强降水与风场辐合中心对应关系较好。

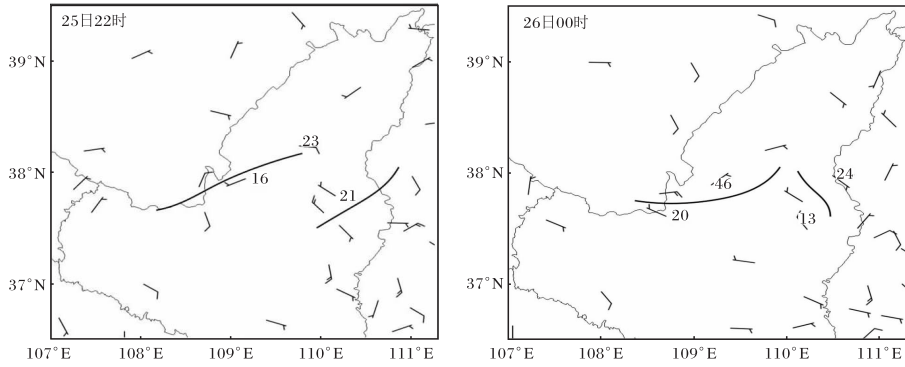


图3 2017-07-25—26 地面风场(黑色实线为风场辐合线)和小时降水量(单位为 mm)

3 副高外围中尺度云团及雨带的演变特征

3.1 中尺度云团特征

从强降水时段的 FY2E 红外云图(图 4)可以看出,25 日 20 时(图 4a),陕北地区存在多个对流云团,其中榆林北部的对流云团尺度大,云顶红外亮温(TBB)达 -70°C ,其南侧的对流云团尺度较小,水平尺度为 200 km,两个对流云团在东移过程中合并加强。至 23 时(图 4b)水平尺度达到

500 km,此时,TBB 小于 -32°C 的冷云盖面积达到 10^5 km^2 ,TBB 小于 -52°C 的冷云区面积超过 $5 \times 10^4\text{ km}^2$,对流云团呈椭圆形,离心率大于 0.7,中尺度对流复合体(MCC)形成。26 日 01—02 时,MCC 发展强盛,冷云区 TBB 最低值达到 -70°C , -52°C 的冷云区面积最大为 $9 \times 10^4\text{ km}^2$,此时佳县、横山、靖边、米脂、子洲先后出现小时雨强大于 25 mm 的短时强降水,其中子洲

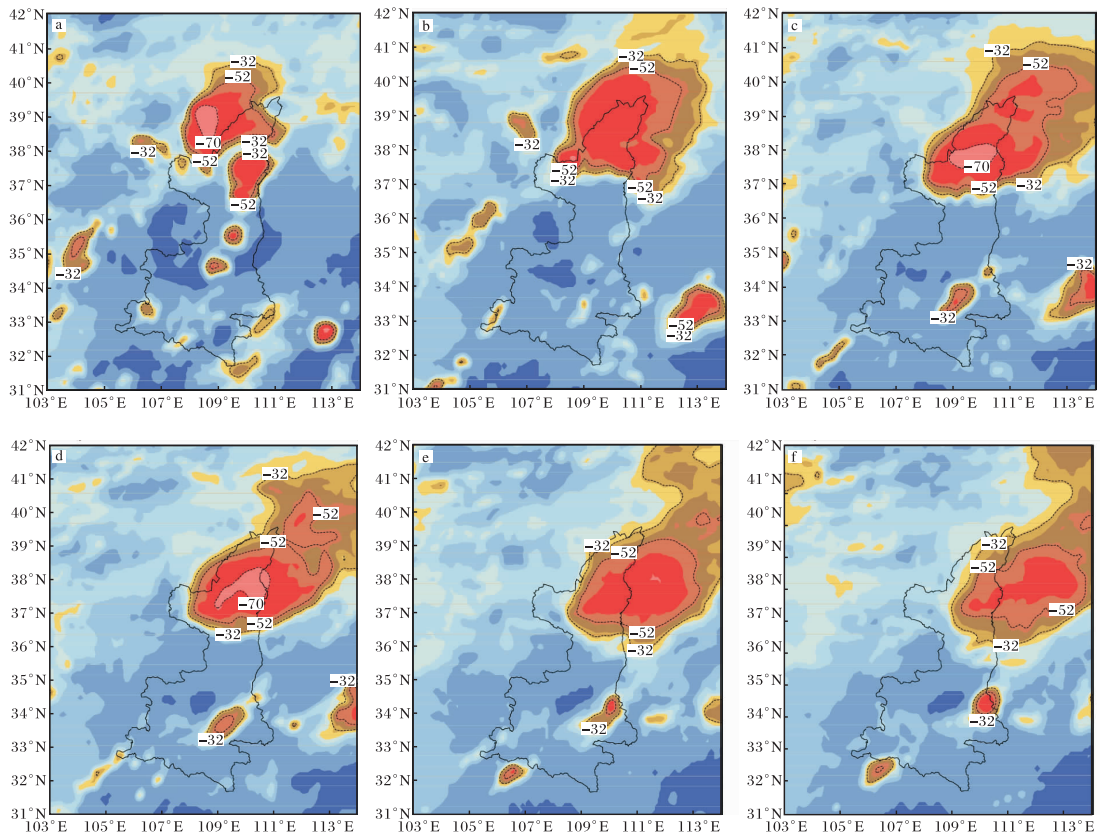


图4 2017-07-25—26 FY2E TBB 黑体亮温(单位为 $^{\circ}\text{C}$)

(a 25 日 20 时;b 25 日 23 时;c 26 日 01 时;d 26 日 02 时;e 26 日 04 时;f 26 日 05 时)

站 02 时降雨量达到 52 mm。03 时开始, TBB 小于 -32°C 的冷云盖面积不断扩大, 但 TBB 小于 -52°C 的冷云区面积逐渐缩小, MCC 云团也从陕北北部地区逐渐东移。06 时, TBB 小于 -52°C 的冷云区面积小于 $5 \times 10^4 \text{ km}^2$, 不满足 MCC 形成条件。

从红外卫星云图的演变过程可以看出, 这是一次典型的由 MCC 引发的短时致洪暴雨天气过程, 具有典型的 MCC 特征, 持续时间长达 8 h, MCC 在陕北北部地区移动缓慢。

3.2 雷达图特征

从榆林站多普勒雷达组合反射率图(图 5)上可以看出, 雷达回波特征主要分为两个阶段。第一阶段与云图上对流云团合并相对应, 主要出现在 25 日 20 时至 23 时; 第二阶段与 MCC 维持相对应, 主要出现在 25 日 23 时至 26 日 06 时。在

第一阶段, 榆林西北侧有一飚线, 长宽之比大于 $5:1$, 中心强度超过 55 dBz 。在榆林站的南部有 2 个强回波单体, 中心强度超过 60 dBz , 西北侧的飚线与南部强回波单体均自西向东移动, 飚线移速大于强回波单体, 至 23 时合并。这一阶段米脂出现 40 mm/h 的短时强降水。在第二阶段, 组合反射率图上的强回波带与云图上 TBB 小于 -52°C 的冷云区相对应, 26 日 00 时至 05 时, 在子洲和绥德附近, 回波整体向东偏北方向缓慢移动, 新生单体在强回波后部生成, 具有后向传播的特征, 新生单体移动方向与回波主体移动方向一致, 强回波中心不断经过该地区, 具有“列车效应”的特征, 导致子洲、绥德等地的累计降水量超过历史极值。05 时以后, 回波主体减弱并加快东移, 榆林南部地区短时强降水过程结束。

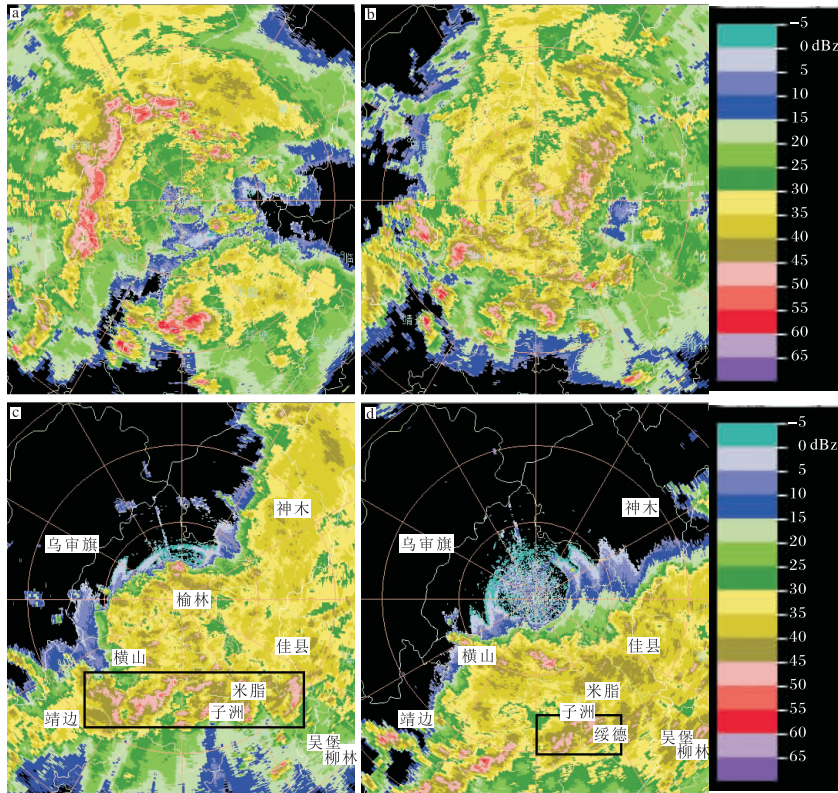


图 5 2017-07-25—26 榆林雷达站组合反射率(a 25 日 21:00; b 25 日 22:56; c 26 日 00:58; d 26 日 03:25; 图中黑框分别表示经过子洲(图 4c)、绥德(图 4d)的带状强回波)

在基本速度图(图略)上, 存在明显的速度模糊、辐合区和中气旋。26 日 01:53 的 2.4° 仰角上, 子洲和绥德出现中气旋, 旋转速度为 $16 \sim 20 \text{ m/s}$, 维持 4 个体扫, 对应 26 日 02:00 的地面

风场(图略), 在榆林东南部有西北风和东南风的辐合中心, 说明小尺度的气旋比较深厚, 辐合上升运动强烈, 此时该地区出现两个 10 min 雨量分别为 13.5 mm 和 12.8 mm 的短时强降水。

4 暴雨过程中大气环境条件及触发机制分析

4.1 水汽条件分析

强烈的水汽输送与辐合有利于暴雨的产生。分析暴雨的环流形势发现,此次暴雨有两支明显的水汽输送带,一支是700 hPa西南风水汽输送,一支是850 hPa上偏东风水汽输送;这两支水汽输送带在25日20时水汽输送最强,700 hPa、850 hPa的水汽通量达到了 $12\sim 16\text{ g}/(\text{cm}\cdot\text{s}\cdot\text{hPa})$,强烈的水汽输送为暴雨区提供了源源不断的水汽供应。从26日02时700 hPa水汽通量及其散度图(图6)上可以看出,四川至陕北地区有明显的偏南风水汽输送,在榆林东南部水汽通量散度达到 $-20\times 10^{-7}\text{ g}/(\text{hPa}\cdot\text{cm}^2\cdot\text{s})$,表明该地区上空存在强烈的水汽辐合抬升,有利于陕北大暴雨的出现。

4.2 探空特征分析

利用东胜站和延安站的探空资料,分析暴雨

区的大气环境条件。由于前期低空急流的水汽输送,河套地区水汽条件转好,在7月25日20时东胜站的探空图(图7a)上,整层大气已经达到了饱和状态,近地面层的比湿为 $15\text{ g}/\text{kg}$,能量也由25日08时的 $0\text{ J}/\text{kg}$ 增加到 $435\text{ J}/\text{kg}$,说明前文分析的急流增强不仅带来了水汽输送,也带来了能量输送。20时延安站探空图(图7b)上,中低层大气接近饱和,850 hPa与500 hPa温差达到 $28\text{ }^\circ\text{C}$,沙氏指数达到 $-2.1\text{ }^\circ\text{C}$,大气热力不稳定性高,K指数达到 $44\text{ }^\circ\text{C}$,说明了大气不仅不稳定性高,而且中低层水汽条件好,CAPE值达到了 $1922\text{ J}/\text{kg}$,不稳定能量强。通过对东胜站、延安站探空资料分析发现,陕北地区在前期副高外围暖湿气流的输送影响下,大气中的水汽含量增加,中低层大气达到饱和,同时急流输送了能量,大气不稳定性高、能量充沛。在有利的水汽、能量条件下,地面东路弱冷空气触发对流,产生本次暴雨过程。

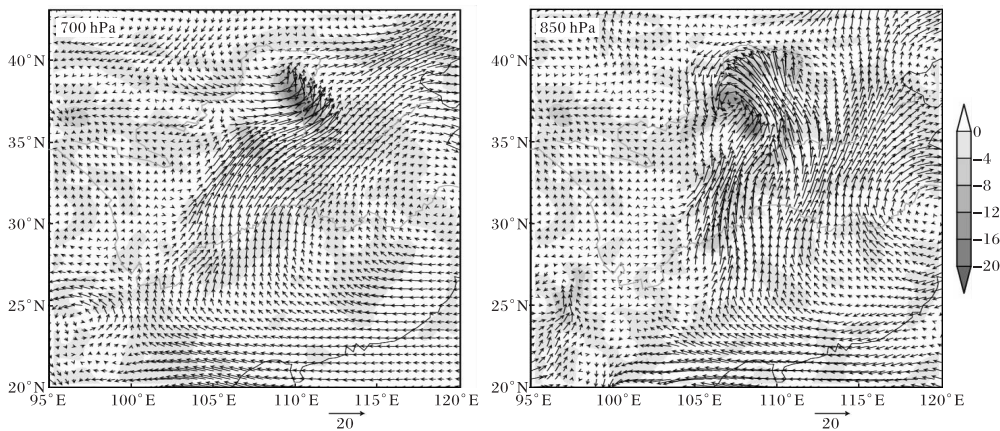


图6 2017-07-26T02水汽通量(箭头,单位为 $\text{g}/(\text{cm}\cdot\text{s}\cdot\text{hPa})$)及其散度(阴影,单位为 $10^{-7}\text{ g}/(\text{hPa}\cdot\text{cm}^2\cdot\text{s})$)

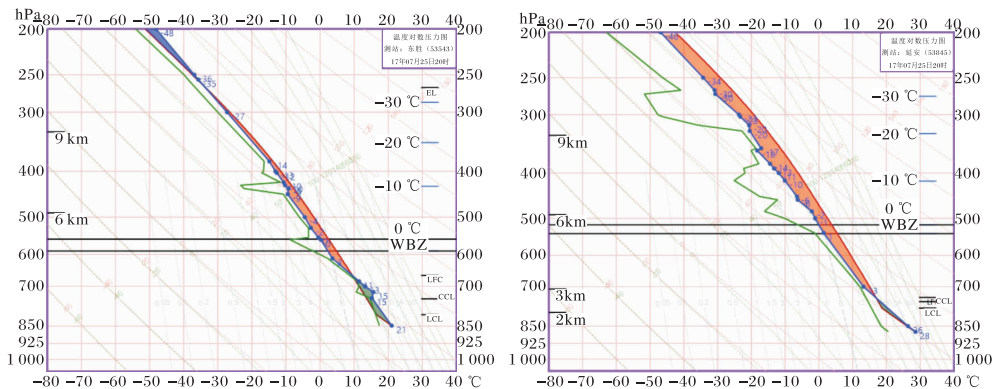


图7 2017-07-25T20东胜(a)、延安(b)探空图

4.3 大气不稳定性及暴雨的触发条件分析

下面通过假相当位温(θ_{sc})及锋生函数进一步分析陕北暴雨的大气不稳定性及触发条件。从2017年7月25日20时沿 37°N 的 θ_{sc} 垂直剖面图(图8a等值线)可以看到,在陕北暴雨区近地面层, θ_{sc} 在370 K左右,说明低层大气高温高湿,能量充沛。随着高度增加, θ_{sc} 迅速减小,到500 hPa附近只有344 K,850 hPa和500 hPa的 θ_{sc} 的差值达到了25 K以上,表明陕北暴雨区在对流发生前大气不稳定性高。同时,在 θ_{sc} 图上,陕北的东侧为低值区,说明雨区东侧为冷空气,在水平方向上,陕北东部有 θ_{sc} 等值线的密集区,说明在暴雨区东侧为冷暖空气交汇区。进一步计算锋生函数,分析其垂直分布发现(图8a填色图),冷暖空气交汇区有明显锋生,从近地面层到600 hPa都为锋生,最强的锋生位于近地面层到850 hPa,达

到了 $6 \times 10^{-9} \text{ K}/(\text{m} \cdot \text{s})$,从垂直速度(图8c)分布上看到,沿着锋区两侧,有垂直次级环流,在暖区对流不稳定区上升,上升运动深厚,最强位于600 hPa附近,达到 -0.9 Pa/s 。近地面层的东路冷空气造成的锋生触发不稳定能量的强烈释放,形成强的上升运动,造成强对流暴雨天气。同时从风场可以看到,近地面到850 hPa的偏东风急流沿着黄河河谷的地形爬升,也是降雨增幅原因之一,25日20时到26日02时6 h降雨量有3站大于100 mm,其中子洲站高达152.6 mm。26日02时,东路冷空气南压,从 θ_{sc} 的分布图(图8b)上看到,陕北以东的低值 θ_{sc} 明显西移,在 111°E 地面到500 hPa都为340~345 K的低值,说明冷空气进一步向西南方向渗透,大的 θ_{sc} 区明显随冷空气侵入而西移,从 θ_{sc} 垂直分布看,大气对流不稳定区强度明显减弱,位置西移,说明前期对流性强

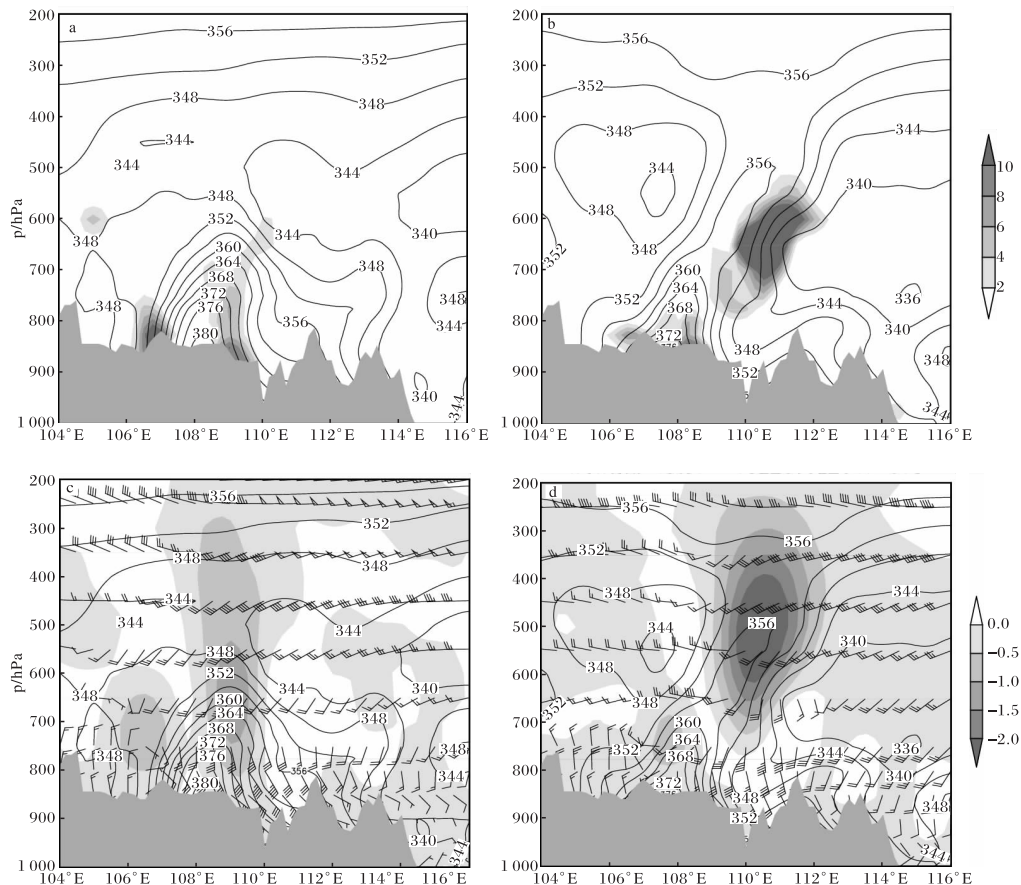


图8 2017-07-25—26 锋生函数(a,b,填色为正值,单位为 $10^{-9} \text{ K}/(\text{m} \cdot \text{s})$)、假相当位温(等值线,单位为K)及垂直速度沿 37°N 剖面(c,d,填色为上升运动区,单位为 Pa/s)

(a,c为2017-07-25T20;b,d为2017-07-26T02)

降水耗散不稳定能量,26日02时之后雨区范围明显减小。在中低层,大气 θ_{se} 水平梯度大,陕北地区仍然处于东路冷空气和西路暖湿空气的交汇区,中低层大气有明显锋生,同时由于前期强降水造成凝结潜热释放,使得中层大气的锋生更为显著。从锋生函数看,700~600 hPa大气锋生显著,锋生值达到了 $(8\sim 10)\times 10^{-9}$ K/(m·s)。比较而言,锋生强度较20时有明显增强。从同时次垂直速度剖面图(图8d)上可以看到,强烈锋生造成强上升运动,与最强锋生相对应,26日02时的强上升运动高度更高,700~300 hPa都为强上升运动,600~400 hPa的上升速度都达到了 -0.9 Pa/s,在充沛的水汽条件下,锋生造成强烈上升运动,使得强降水得以维持。26日02时到08时吴堡出现了102.2 mm,绥德出现了99.8 mm的强降水。通过上面的分析可以看出,本次暴雨发生前,大气的对流不稳定能量大,低层弱东路冷空气触发不稳定能量释放,造成对流暴雨;随着降水持续,冷空气南压和中层大气凝结潜热释放造成锋生,使暴雨维持,最终产生了本次罕见的大暴雨天气。

5 结论与讨论

(1)河套地区西风槽东移与副高外围暖湿气流在陕西交汇,是本次暴雨的有利环流背景。陕北暴雨区有两支水汽输送带,700 hPa西南风急流和850 hPa上偏东风急流,为暴雨提供了充沛的水汽和能量输送。

(2)700 hPa上风速辐合以及850 hPa偏东风在东部河谷辐合爬升,造成水汽辐合抬升,形成榆林东部地区的暴雨天气。

(3)对流条件分析发现,暴雨发生前陕北地区中低层湿度较好,850 hPa比湿达到 $15\sim 17$ g/kg,大气不稳定度强,850 hPa和500 hPa温差达到 28 °C,假相当位温差达到 18 °C,CAPE值达到了 $2\ 354$ J/kg。充沛的水汽、能量条件为对流提供了十分有利的条件。

(4)河套东北侧弱干冷空气与西南暖湿气流在陕北形成假相当位温密集带,大气湿斜压性增强,锋生触发陕北地区不稳定能量释放,形成强降水。不稳定分析表明,在降水前期及初期,大气对流不稳定度高,随着降水的产生,对流不稳定能量释放,凝结潜热对中层大气的加热作用,又使得大气斜压不稳定增强,中层大气锋生造成的垂直运

动使得陕北地区强降水持续,造成大暴雨天气。

本次暴雨过程大尺度模式降水量预报偏差较大,强降水主要出现在700 hPa切变线的南侧暖区,对流性强,大尺度模式对水汽、能量和切变线的预报效果较好,而大尺度模式对于风场上小范围的气旋式切变的预报偏差及对流的触发机制预报不准确是降水预报偏差的主要原因。本次暴雨主要由地面的弱东路冷空气触发对流造成。此类对流性暴雨过程在水汽、能量充足的情况下,更应关注低层的辐合线或辐合中心等触发条件。此类暴雨过程往往大尺度模式预报效果一般^[12],在预报时更应给予关注。

参考文献:

- [1] 张晓露,李照荣,周筠珺,等. 西北地区东部夏季一次典型暴雨的分析和数值模拟[J]. 干旱气象, 2015,33(4):616-625+658.
- [2] 井喜,井宇,陈闯,等. 黄土高原 β 中尺度致洪暴雨特征及成因[J]. 气象,2014,40(10):1183-1193.
- [3] 梁生俊,王培,高守亭. 一次陕西初夏暴雨过程的数值模拟及诊断分析[J]. 气候与环境研究,2013,18(1):12-22.
- [4] 刘慧敏,王云,张建康,等. 陕西北部连续对流性大暴雨水汽条件分析[J]. 陕西气象,2018(2):1-9.
- [5] 马晓华,马青,刘嘉慧敏,等. “7·11”陕西区区域性暴雨诊断分析及预报着眼点[J]. 陕西气象,2019(4):1-7.
- [6] 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(1):52-59.
- [7] 赵强,王楠,李萍云,等. 两次陕北暴雨过程热力动力机制诊断[J]. 应用气象学报,2017,28(3):340-356.
- [8] 赵强,王楠. 一次陕北区域性暴雨过程的诊断分析[J]. 陕西气象,2016(1):1-7.
- [9] 井宇,陈闯,马晓华,等. 黄土高原一次 γ 中尺度致洪大暴雨环境场特征分析[J]. 沙漠与绿洲气象, 2017,11(6):17-25.
- [10] 井宇,陈闯,井喜,等. 黄土高原一次引发短时致洪暴雨MCC的特点及成因[J]. 高原山地气象研究,2016,36(3):7-13.
- [11] 王楠,李萍云,井宇,等. 黄土高原一次超级单体短时强降水中尺度分析[J]. 气象科学,2016,36(6):742-751.
- [12] 董全,胡海川,代刊. 数值模式预报调整趋势分析[J]. 气象,2016,42(12):1483-1497.