李瑞萍，王秀明，夏扬，等，2019. 一次夏季冷锋后暴雨的形成机制探析[J]. 气象，45(1)：50-60. Li R P，Wang X M，Xia Y，et al，2019. Study on formation mechanism of a summer cold sector torrential rainfall[J]. Meteor Mon，45(1)：50-60(in Chinese).

一次夏季冷锋后暴雨的形成机制探析*

李瑞萍[1] 王秀明[2] 夏 扬[2] 周晋红[1]

1 山西省太原市气象局，太原 030082

2 中国气象局气象干部培训学院，北京 100081

提 要：利用常规观测资料，卫星、雷达及 NCEP 再分析资料，对 2013 年 7 月 9 日山西太原至河北石家庄一带的暴雨成因分析表明：(1)山西太原附近的暴雨发生在持续性层云弱降水持续 6 h 之后，层云中镶嵌积云并伴有弱雷电活动，暴雨区位于地面冷锋北侧低层冷区中，距离地面锋面 120 km 以上，极易漏报；(2)850 hPa 东北风显著增强，低层假相当位温小的干冷空气随东北风向西南方向伸展，低层稳定层持续增厚，不稳定区位于稳定的边界层之上，强降水由高架对流造成；低层东北风和高层西南风同时增强，锋区斜压性显著增强，锋面抬升加强，锋面抬升和与 500 hPa 西南气流相伴的干平流使得锋区上空大气层结由近中性的绝对稳定转化为位势不稳定，锋区抬升使得位势不稳定转化为条件性不稳定；(3)午后河北中西部大气层结绝对稳定，石家庄雷达监测到其附近数条平行于热成风方向的水平尺度几十千米的对流云带是由条件性对称不稳定导致的倾斜对流。

关键词：暴雨，位势不稳定，条件性对称不稳定，高架雷暴

中图分类号：P458 **文献标志码**：A **DOI**：10.7519/j.issn.1000-0526.2019.01.005

Study on Formation Mechanism of a Summer Cold Sector Torrential Rainfall

LI Ruiping[1] WANG Xiuming[2] XIA Yang[2] ZHOU Jinhong[1]

1 Taiyuan Meteorological Service of Shanxi Province, Taiyuan 030082

2 China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

Abstract: By using conventional meteorological data, satellite data, radar data and NCEP reanalysis data, the instability formation process of a torrential rainfall from Taiyuan to Shijiazhuang on 9 July 2013 is studied. The results show that the torrential rainfall near Taiyuan occurred after light stratiform precipitation existed for six hours. The convective precipitation with weak thunder and lightning was embedded in the stratiform and it was located behind the cold front, more than 120 km away from surface front. Such cold sector torrential rainfall is easy to be missed. From 08:00 BT to 14:00 BT, depth of planetary boundary layer (PBL) cold air was continuously deepening, the dry and cold air mass with low pseudo-equivalent potential temperature extended from northeast to southwest, and the unstable atmosphere was situated over the stable boundary layer, so the torrential rain was caused by elevated convection. The northeast wind at 850 hPa and the southwest wind at 500 hPa were strengthened at the same time, baroclinicity of frontal zone got stronger, the atmospheric stratification was transformed from absolute stability, which was almost neutral, to potential instability by the dry advection in 400—500 hPa and was moistened at lower level by frontal lifting. The potential unstable layer changed to conditional unstable layer by the frontal lifting of warm and humid air layer. In the afternoon, the atmosphere was absolutely stable near Shijiazhuang.

* 国家自然科学基金项目(41475042)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201506006)和中国气象局预报员专项(CMAYBY2017-092)共同资助

2017 年 9 月 30 日收稿； 2018 年 9 月 12 日收修定稿

第一作者：李瑞萍，主要从事短期天气预报及研究. Email：lirp246@163.com

通信作者：王秀明，主要从事雷暴与强对流天气短时临近预报、中尺度数值模拟研究. Email：wangxm@cma.gov.cn

The convective lines parallel to the thermal wind were observed near Shijiazhuang Radar Station. The mesoscale parallel convective lines were forced by conditional symmetric instability.

Key words: torrential rainfall, potential instability, conditional symmetric instability, elevated thunderstorm

引　言

盛夏冷锋后即冷锋北侧暴雨相对少见,研究亦少,其形成机理和预报着眼点尚不清晰。秋季冷锋后暴雨和伴随雷暴的暴雪研究或有一定的借鉴意义。刘勇等(2013)分析一次秋季连阴雨中区域性暴雨成因时指出,暴雨发生在稳定的大气层结状态下,低层冷空气形成冷垫,低层锋区附近强水汽辐合是产生暴雨的主要机制。孔凡超等(2015)研究表明,华北冷季一次大范围暴雪所伴随的雷暴,俗称"雷打雪",是低层冷空气堆之上的高架雷暴。吴庆梅等(2014)分析北京地区一次回流暴雪过程指出,中低层暖湿空气在回流干冷空气之上爬升造成锋生从而导致高架雷暴。以上研究表明,冷区的暴雨与高架雷暴关系密切。俞小鼎等(2012;2016)建议将中国高架雷暴界定为在锋面的冷空气一侧,包括冷锋后和暖锋前,距离锋面 110 km 以上的边界层稳定层以上被触发的雷暴。高架雷暴/对流(elevated thunderstorms)概念最早由 Colman(1990a;1990b)引入。Grant(1995)认为美国暖季许多强对流属于高架雷暴,逆温层以上的浮力不稳定是高架雷暴发生的原因。Moore et al(2003)研究 21 个暖季高架强降水个例表明,抬升稳定层之上最不稳定层的气块的对流有效位能(CAPE)大于 1000 J·kg^{-1}。中国的高架雷暴常发生于早春和深秋季节(俞小鼎等,2012),因而迄今为止绝大部分高架雷暴相关的研究均基于早春和深秋的高架雷暴,俗称"冷季"高架雷暴:农孟松等(2013)、吴乃庚等(2013)、盛杰等(2014)分析了南方春季冷锋后高架雷暴个例;张一平等(2014)、黄小刚等(2017)分析了中国东部 2—3 月冷锋后的高架雷暴;俞小鼎等(2016)分析的三个高架雷暴个例均为冷季高架雷暴,结果表明三次高架雷暴均发生在强斜压性环境下,不稳定机制和触发机制不同因而对流强度不同。王秀明等(2014)明确了高架雷暴产生的对流分为垂直对流和倾斜对流两种,前者基于浮力不稳定而后者源于条件性对称不稳定。冷锋后高架雷暴过程普遍存在一支强低空(850～700 hPa)急流,伴随暖湿平流输送,不稳定机制的形成与暖湿平流及锋面抬升密切相关。近年来有研究表明(Morcrette and Browning,2006,黄小刚等,2017)绝对动量距平调整有可能产生对称不稳定。

2013 年 7 月 9 日,山西、河北境内出现区域性暴雨。冷空气从低层自东北向西南入侵,9 日 08 时地面冷锋已过太原—石家庄一线,锋后低层为冷垫,08 时山西太原探空和河北邢台探空低层均为稳定层。一般来说冷锋后为稳定性降水,08—14 时山西中北部也确为层云降水,而午后到傍晚却出现了多测站小时雨强大于 20 mm·h^{-1}的短时强降水且有雷暴记录,太原附近的暴雨主要由对流降水造成。冷锋后暴雨的关键问题为:在稳定性降水持续期间,大气层结稳定度发生了何种变化?为何会发生变化?是哪种不稳定机制主导了此次暴雨过程?文章首先明确了此次过程为冷锋后暴雨,由高架对流造成,然后重点围绕不稳定机制展开讨论,包括锋后暴雨的不稳定机制及其形成物理过程。

1　资料与方法

本文利用常规观测资料,卫星、多普勒天气雷达以及 NCEP 1°×1°再分析资料,分析暴雨的中尺度对流系统的结构特征、不稳定机制及其形成物理过程。由于山西太原雷达遮挡严重,特别是太原以南地区,故采用 2.4°仰角反射率因子,并结合长治 C 波段、石家庄 S 波段多普勒天气雷达数据进行了分析。为分析不稳定机制,将探空数据用 Cresman 插值到 1°×1°格点上以便沿低层冷空气入侵方向(亦为风垂直切变方向)做垂直剖面。

2　冷锋后积层混合云降水分析

2.1　降水特点分析

2013 年 7 月 9 日 08—20 时(图 1a)山西中部 12 h 降水量超过 50 mm 的测站有 8 个,其中 4 站出现雷暴,5 站出现大于等于 20 mm·h^{-1}的短时强降

水，出现在太原附近及其以东与河北接壤处，相邻的河北中西部有2站出现雷暴，1站12 h降水量超过50 mm；山西南部有4站出现大于等于20 mm·h^{-1}的短时强降水并伴有雷电，集中在晋东南的长治附近(图1a)。从单站逐时雨量分布(图1b)可以看出，此次暴雨过程在山西北部、中部和南部表现出不同的特点：北部(定襄)为层云降水，小时雨强在5 mm·h^{-1}以下；以太原为代表的中部为积层混合云降水，出现在稳定性降水持续8 h后，最大雨强为27.9 mm·h^{-1}；而山西南部襄垣则为明显的积云对流性降水，降水持续时间小于2 h，最大雨强达50.9 mm·h^{-1}。

2.2 影响系统分析

此次降水过程为副热带高压边缘西风槽型(图2)：9日08时西太平洋副热带高压(以下简称西太副高)控制华东大部，588 dagpm线位于长江以南，115°E以东，华北处在西太副高西北侧，500 hPa受强盛的西南气流控制。影响山西、河北的西风带系统表现为700 hPa低涡和东北西南向切变，850 hPa切变线和地面冷锋。由于西太副高势力较强，西风带扰动移动缓慢。08时700 hPa切变线刚刚进入山西西北界。山西、河北中部位于850 hPa偏南急流带(急流核16 m·s^{-1})左前侧温度小于20℃的相对冷区中，亦是24 h负变温区(图2a)。偏南急流北侧850 hPa切变线从河北西部向西南折至山西南部，太原距离切变线150 km以上(图3a)。9日白天，850 hPa切变线北侧的东北风持续增强，冷空气随东北风从低层入侵，20时切变东段明显南压，东西向切变线位于河南北部至山西南部，太原距切变线200 km左右(图3b)。地面冷锋9日08时已南压至山西南部，山西大部均受偏北气流控制，处于锋后相对的冷区中，锋面切变线两侧温度梯度不大，08—14时地面锋面辐合线稳定少动，山西中部和河北中部的暴雨区位于锋面北侧120 km以上(图2b)。

2.3 对流云结构特征分析

图4显示从7月9日09—16时云的形状、结构以及云顶亮温变化情况。9日09时，华北大部为大范围层云覆盖，云带呈东北—西南走向，有纤维状结构，云顶温度普遍在－40℃以上，是稳定的层状云，此时降水为稳定性降水，山西南部为晴空区。14时后云形发生变化，河北中西部及太原西部、北部云顶颜色更加白亮，云顶亮温普遍降至－50～－40℃。TBB大值出现在太原西部地区，中心值为－53℃，显现出积云特征。层云南缘在太原以南50～60 km，层云自北向南逐渐变薄。15时镶嵌于大尺度的云带之中积云的区域扩大，云顶多起伏并伴有暗影，云顶亮温继续下降，中心值为－54℃，TBB低

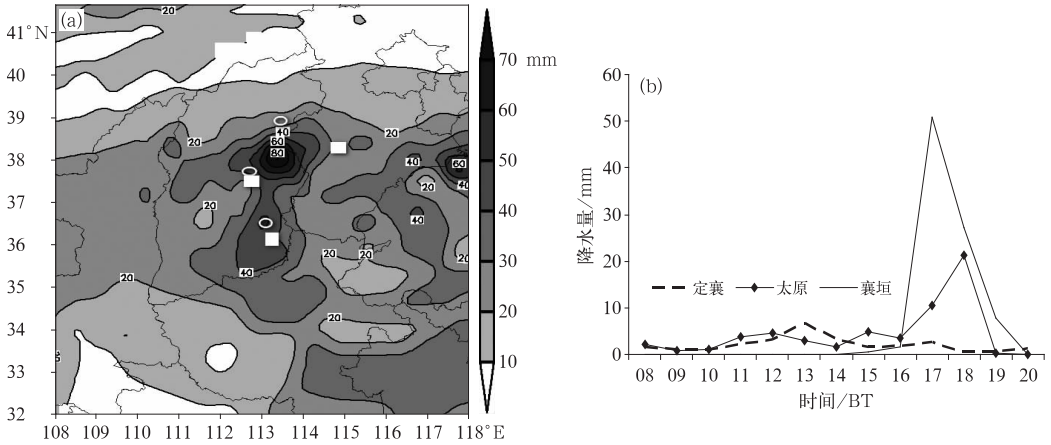


图1 2013年7月9日08—20时雨量分布(a)和单站逐时降水量(b)

(图1a中白色圆圈标注降水站点，自北向南依次为定襄、太原、襄垣测站位置；白色正方形标注雷达站点位置，从上至下依次为河北石家庄S波段、山西太原C波段和长治C波段)

Fig. 1 The accumulated precipitation (a) and single-station hourly rainfall (b) in 08:00 BT－20:00 BT 9 July 2013

(White circles in Fig. 1a are Dingxiang, Taiyuan, Xiangyuan Stations from north to south, white squares are weather radar stations in Shijiazhuang, Taiyuan and Changzhi from top to bottom)

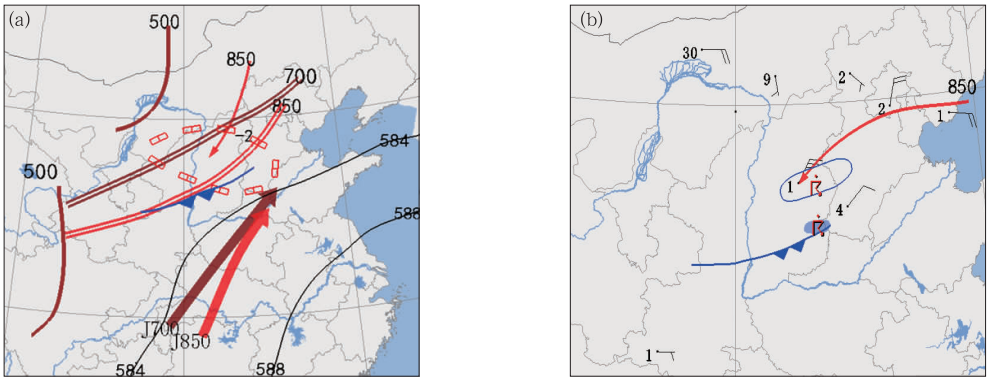


图 2　2013 年 7 月 9 日 08 时(a)和 14 时(b)综合分析图

(图 2a 中□□□□：850 hPa 24 h 降温＞2℃；图 2b 中风羽：850 hPa 加密观测实况，单位：m·s^{-1}；数字：$T-T_d$，单位：℃，实线：15—20 时积层混合暴雨区，阴影区：强对流区)

Fig. 2　Integrated analysis chart at 08:00 BT (a) and 14:00 BT (b) 9 July 2013

(in Fig. 2a, □□□□: temperature drop ＞2℃; in Fig. 2b, wind barb: 850 hPa dense observation data, unit: m·s^{-1}; values: $T-T_d$, unit: ℃; solid line: mixed torrential rain area; shadow: severe convection)

值中心位于山西中部偏东与河北接壤地区，表明对流开始在锋后层云中出现。16 时中部层云之中的积云排列更加组织化，TBB 大值中心向东移动，此时山西中部偏东与河北接壤区域出现雷暴和短时强降水。15 时开始山西南部和河北南部相对孤立的积云开始发展，如：长治附近的相对独立的团状积云迅速发展，山西东南角、河北南部也出现了雷暴和短时强降水。云图上太原至石家庄一带的积层混合云中的雷暴与山西南部的孤立积云雷暴差异显著。

图 5、图 6 给出了太原雷达(C 波段)2.4°仰角和长治雷达(C 波段)0.5°仰角，以及石家庄雷达(S 波段)0.5°仰角观测到的 7 月 9 日 14—17 时回波的演变。14:06(图 5a)太原及其周边有大范围层云，太原测站西部及北部层云中有积云出现，回波强度＞35 dBz，太原南部层云中也有零散的积云回波，地面冷锋距离太原 120 km 以上。15—16 时层云中生成

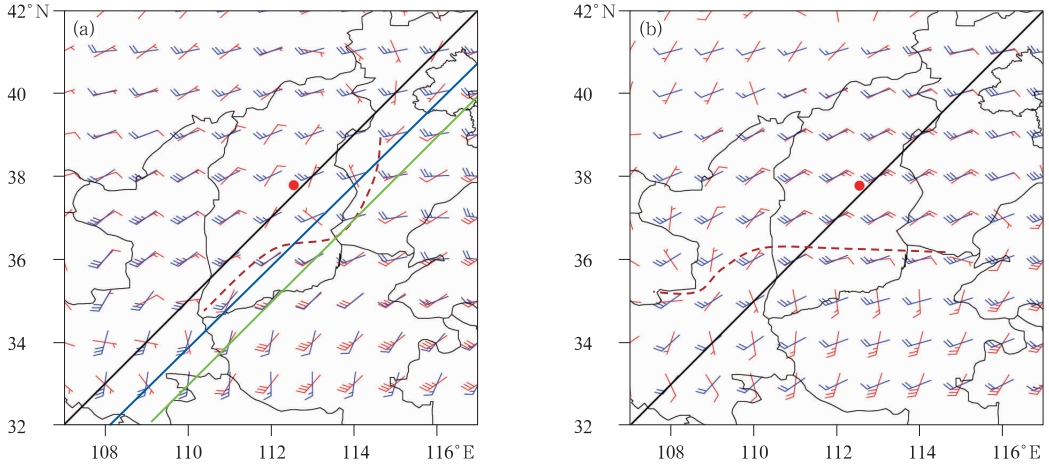


图 3　2013 年 7 月 9 日 08 时(a)和 20 时(b)850 hPa(红色)和 500 hPa(蓝色)风场

(由探空资料插值而得的 1°×1°格点资料，棕色粗虚线表示 850 hPa 切变线位置，红色实心点为太原位置，图 3a 中黑、蓝、绿实线为图 9 剖面位置)

Fig. 3　The 850 hPa (red) and 500 hPa (blue) wind at 08:00 BT (a) and 20:00 BT (b) 9 July 2013

(Based on sounding interpolation 1°×1° grid data, brown thick dashed line: 850 hPa horizontal wind shear, red solid circle: the location of Taiyuan, black line, blue line and green line in Fig. 3a indicate the section position in Fig. 9)

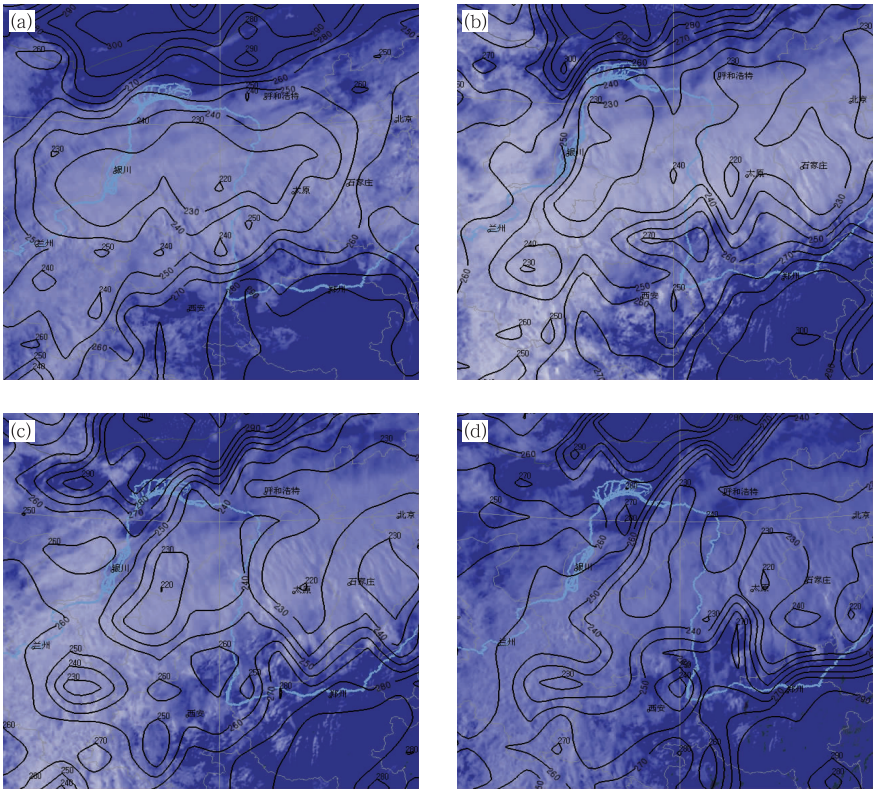


图 4 2013 年 7 月 9 日 09 时(a)、14 时(b)、15 时(c)和 16 时(d)
可见光云图与 TBB(单位:K)叠加

Fig. 4 Satellite visible imagery and TBB (unit: K) at 09:00 BT (a), 14:00 BT (b), 15:00 BT (c), 16:00 BT (d) 9 July 2013

的积云持续发展,强回波的范围在不断扩大,回波强度多在 45 dBz 以下,16 时后太原雷达站南侧、积层混合云带南缘还出现了 50 dBz 以上的相对强的回波(图 5c 和 5d),此时太原周边多个测站出现短时强降水。15—17 时太原附近有 4 个测站出现雷暴(图中白色方框标记)。15—16 时太原雷达站南部 120 km 外隐约可见积云新生,新生积云为孤立团状回波,在长治雷达(图 5e 和 5f)上更为清晰,回波位于锋前及锋线附近,发展迅速,最强回波强度超过 60 dBz,并很快出现了分布不均的雷电、短时强降水等强对流天气。

午后石家庄附近开始出现东北—西南向的带状积层混合云回波,回波强度为 35～50 dBz,14—15 时组合反射率因子图上石家庄雷达站东部维持 2～3 条东北—西南向的带状回波,14:48,0.5°仰角的反射率因子图上(图 6c)有 4～5 条平行排列的带状回波,从剖面图上(图 6d)可见南侧的两条回波带伸展高度约 6 km,35～50 dBz 的较强回波区约 2～3 km,回波带间隔 20 km,北侧的两条带状回波伸展高度仅 2 km 左右,间隔约 30 km。此时热成风方向为东北—西南向,带状回波与热成风方向平行,极似 Markowski and Richardson(2010)给出的条件性对称不稳定导致的对流云。15 时前后积云带上出现了雷电记录。在雷达上看到的对流带呈西南—东北向(图 6),而在可见光云图上(图 4)看到是西北—东南向的条状纹理,两者看似矛盾。实际上,雷达看到的是中低层对流云,其对流云带与热成风方向平行,应是条件性对称不稳定导致的;而卫星看到的是高空卷云,在高空存在急流时,这种与高空急流轴垂直的条状纹理比较常见,可能与急流内的重力波波动有关,也可能是高空辐散在云图上的表现。综上所述,山西太原附近的强降水为锋后积层混合云降水,回波强度介于 35～45 dBz,石家庄附近平行的带状积云极似条件性对称不稳定导致的平行于热成风方向的积云带,上述冷锋后的强降水回波均比长治附近锋面抬升的积云回波显著弱。下文将分区域对锋后两处强降水区的不稳定机制进行分析。

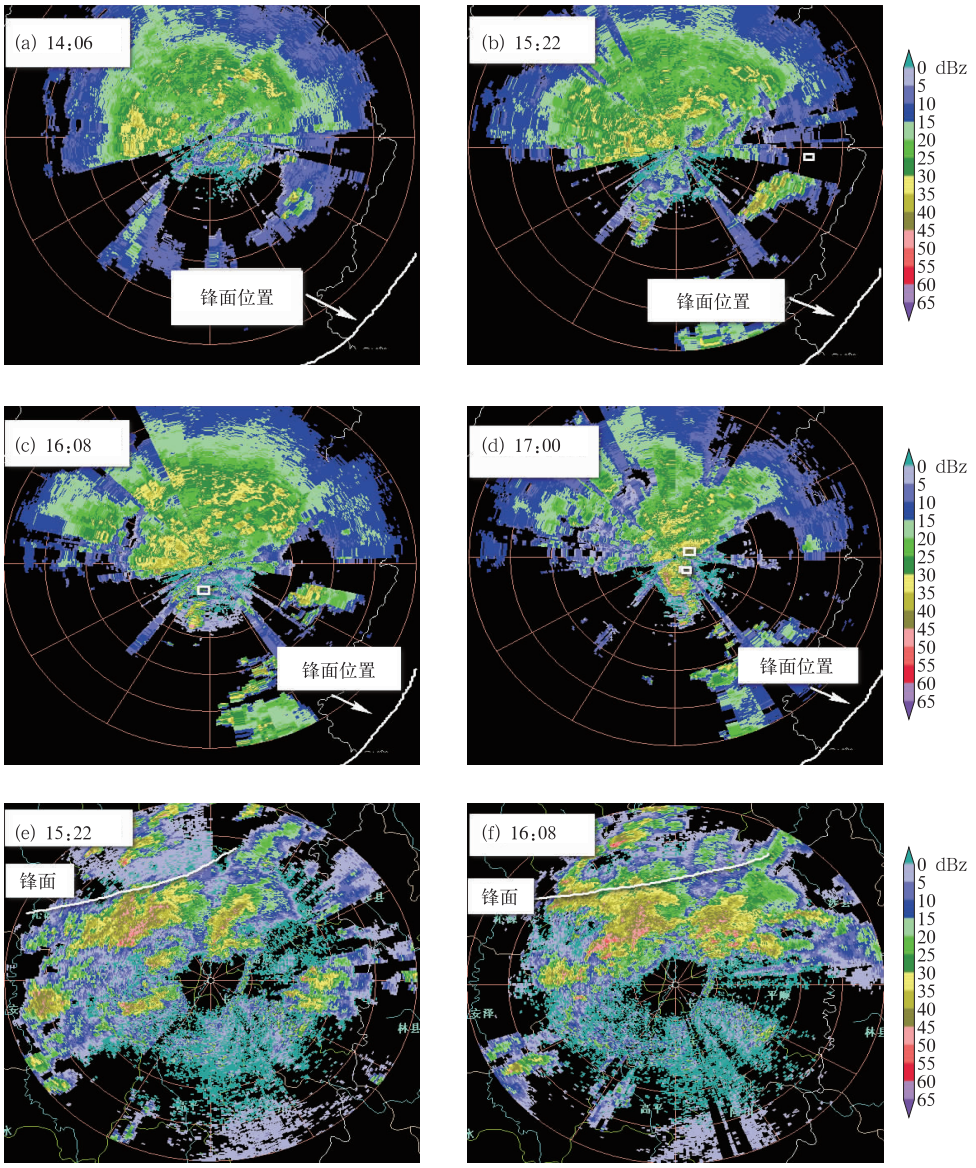


图 5　2013 年 7 月 9 日 14:06(a)、15:22(b)、16:08(c)和 17:00(d)太原雷达 2.4°仰角反射率因子,以及 15:22(e)和 16:08(f)长治雷达 0.5°仰角反射率因子

(图中白色方框标记记录到雷暴的测站)

Fig. 5　Reflectivity from Taiyuan Radar at 2.4° elevation at 14:06 BT (a), 15:22 BT (b), 16:08 BT (c), 17:00 BT (d) 9 July, and reflectivity from Changzhi Radar at 0.5° elevation at 15:22 BT (e), 16:08 BT (f) 9 July 2013

(White rectangle marks stations with thunderstorm)

3　不稳定机制及其形成物理过程分析

3.1　太原附近积层混合云的不稳定机制

7 月 9 日 08 时太原站抬升地面气块的 CAPE 为 59.2 J·kg^{-1},但由于 865 hPa 之上存在明显的逆温层,气块显然难以冲破逆温层。从逆温层顶抬升的气块 CAPE 值为 0 J·kg^{-1};14 时抬升稳定层(720 hPa)之上的气块 CAPE 为71 J·kg^{-1},表明太原上空逆温层之上大气层结由稳定变为不稳定。稳定层之上气块 CAPE 从无到有,变化原因主要是由于 850～700 hPa 大气增湿显著:08 时该层为显著干层,逆温层顶相对湿度＜70%,14 时 850～700 hPa 大气达到近乎饱和状态,比湿由 10 g·kg^{-1}增至12 g·kg^{-1}以上。变化的另一个原

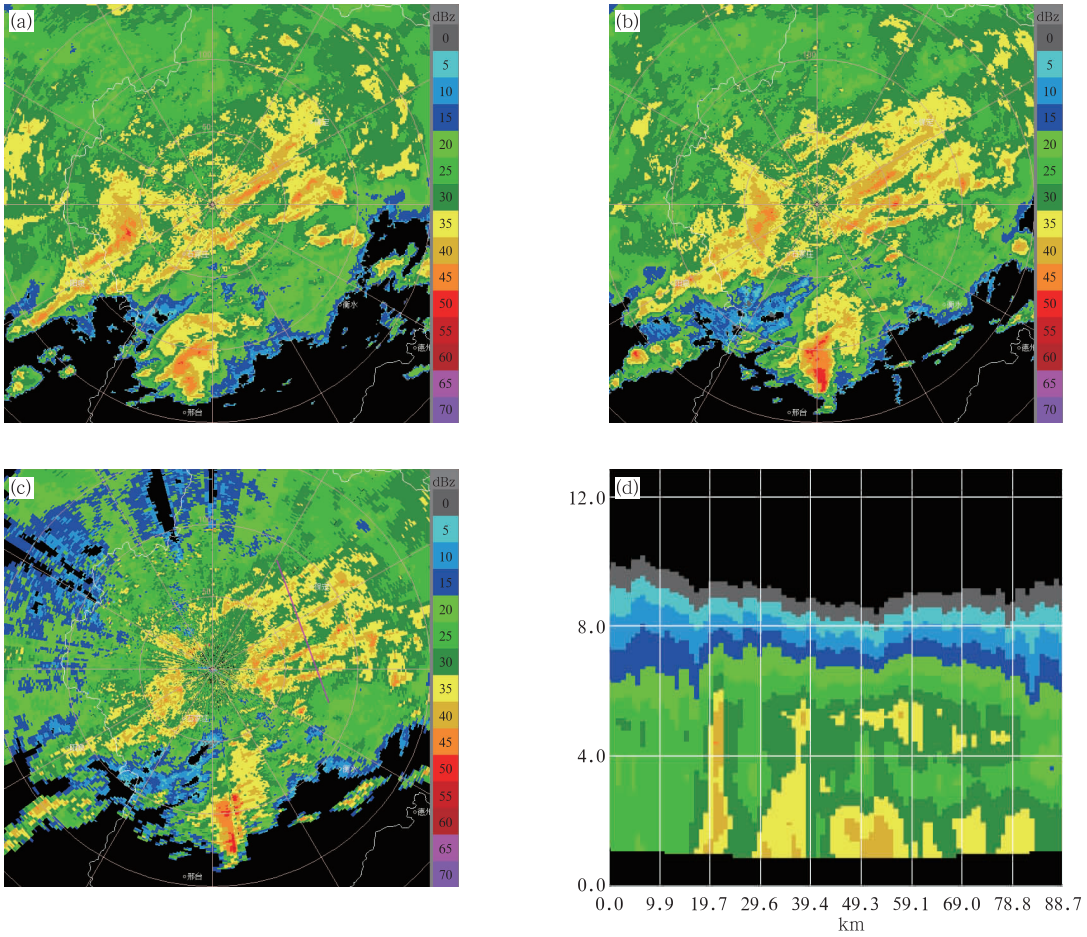


图 6 2013 年 7 月 9 日 14:00(a)和 14:30(b)石家庄多普勒天气雷达组合反射率因子，14:48 的 0.5°仰角反射率因子(c)和过图 6c 中棕红色细线的反射率因子垂直剖面图(d)

Fig. 6 The composite reflectivity from Shijiazhuang radar at 14:00 BT (a) and 14:30 BT (b) 9 July, reflectivity at 0.5° elevation at 14:48 BT 9 July 2013 (c) and the reflectivity vertical section (d) along the brown red thin line in Fig. 6c

因是稳定层之上的大气层结状态发生了变化：700～500 hPa 温差由 11℃增至 13℃。对比图 7e 和 7f 可见用假相当位温随高度变化诊断不稳定度的变化更为清晰：08 时 $\Delta\theta_{se(511-700)}=5.6$℃，14 时 $\Delta\theta_{se(560-700)}=-7.6$℃，即层结由绝对稳定转化为位势不稳定，大气层结变化显著，从 700 hPa 附近高度的 θ_{se} 线出发画平行于气压坐标的直线(图 7f 中粗虚线所示)，与饱和假相当位温线有 2 个交点，表明有正浮力且对流抑制能量近乎为 0 J·kg^{-1}，因此太原附近出现的对流降水是由浮力不稳定导致的垂直对流产生的。如果用 850－500 hPa 假相当位温，则因 08 时 $\Delta\theta_{se(500-850)}=9.4$℃，14 时 $\Delta\theta_{se(500-850)}=0$℃，得到的结论是大气层结由绝对稳定转为中性，尽管层结稳定度发生了变化，但掩盖了 700～500 hPa 的不稳定层结，无法解释太原附近的对流性降水。

3.2 太原附近层结稳定度变化物理过程分析

7 月 9 日 08 时山西中北部已处于地面冷锋北侧冷区中，太原雷达垂直风廓线图(图 8)给出了低层东北风、中高层西南风持续加强、锋区加强过程。08—14 时 850 hPa 东北风由 6.0 m·s^{-1} 增至 10.0 m·s^{-1}，500 hPa 西南风由 10.0 m·s^{-1} 增至 16.0 m·s^{-1}，即 850 hPa 东北风和 500 hPa 西南风同时显著增大，15 时后，低层维持风速≥12 m·s^{-1} 的东北风急流，3.0 km 以上则为一致的西南风，500 hPa 高度风速维持在 20 m·s^{-1}。0～6 km 垂直风切变较 08 时增加了 8.0～9.0 m·s^{-1}，达到 21.1 m·s^{-1} 的强风垂直切变，说明锋区的斜压性显

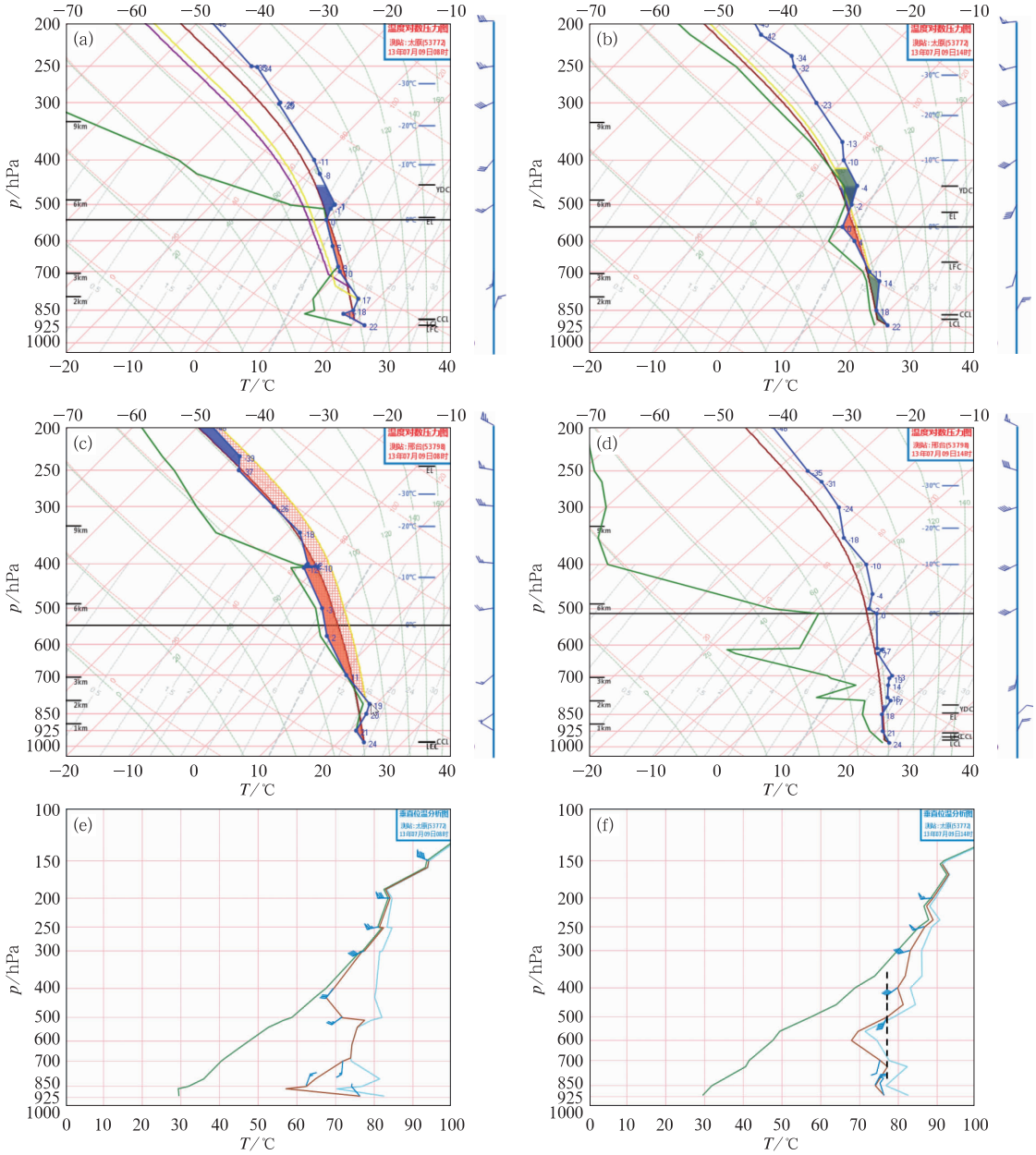


图 7　2013 年 7 月 9 日 08 时(a,c)、14 时(b,d)太原站(a,b)和邢台站(c,d)T-ln$p$ 图，9 日 08 时(e)和 14 时(f)太原站位温(蓝绿色)、假相当位温(黄色)和饱和假相当位温(蓝色)垂直廓线分析

Fig. 7　Skew T-ln$p$ plot of the Taiyuan (a, b) and Xingtai (c, d) upper-air sounding at 08:00 BT (a, c) and 14:00 BT (b, d) 9 July 2013, and vetical profiles of potential temperature (blue-green line), pseudo-equivalent potential temperature (yellow line) and saturation pseudo-equivalent potential temperature (blue line) at 08:00 BT (e) and 14:00 BT (f) at Taiyuan Sounding Station

著增强。9 日 11:17,低层偏北风高度在1.5 km 以下,之后偏北风高度由 1.5 km 升至1.8 km;14 时后偏北风高度再度升至 2.1 km,一直持续至对流/雷暴发生。风向发生突变的高度为2.1～2.4 km,东北风增强增厚及高空急流发展,形成明显的锋面抬升。下文将用 NCEP 再分析资料分析稳定度的演变并定量诊断锋面抬升对稳定度的影响。

9 日 08 时从沿着风垂直切变方向且过太原站的假相当位温剖面图上可见假相当位温低的干冷空气从 850 hPa 以下低层入侵影响 36°～38°N(图 9a

蓝色阴影),08 时冷空气前沿已侵入到 36°N 以南。由于假相当位温低值气团入侵低层,36°～38°N 的 500 hPa 以下为下冷上暖的绝对稳定层结。08—14 时 850～700 hPa 高度的干冷气团(图 9b 蓝色阴影)随东北风向西南方向伸展,低层假相当位温小的干冷气层增厚,从 08—20 时 850～700 hPa 附近干冷气团前锋由 40°N 南移至 38°N,假相当位温梯度增大,锋区加强,锋面抬升增强。08—14 时锋面附近的抬升中心值由 1.4 Pa·s^{-1}增至 1.6 Pa·s^{-1},1 Pa·s^{-1}以上即 10 cm·s^{-1}以上较强上升气流范围明显增大(图 9 黑色虚线)。抬升一方面使得温度直减率增大,同时锋面抬升形成的层云降水使得大

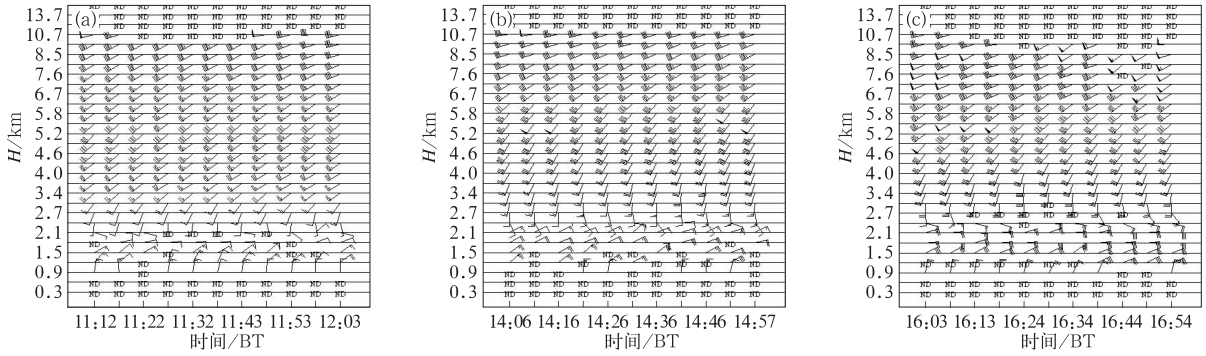


图 8 2013 年 7 月 9 日 11:12—12:03(a)、14:06—14:57(b)和 16:03—16:54(c)太原雷达垂直风廓线演变

Fig. 8 Vertical wind profile derived from Taiyuan Doppler weather radar at 11:12 BT—12:03 BT (a), 14:06 BT—14:57 BT (b), 16:03 BT—16:54 BT (c) 9 July 2013

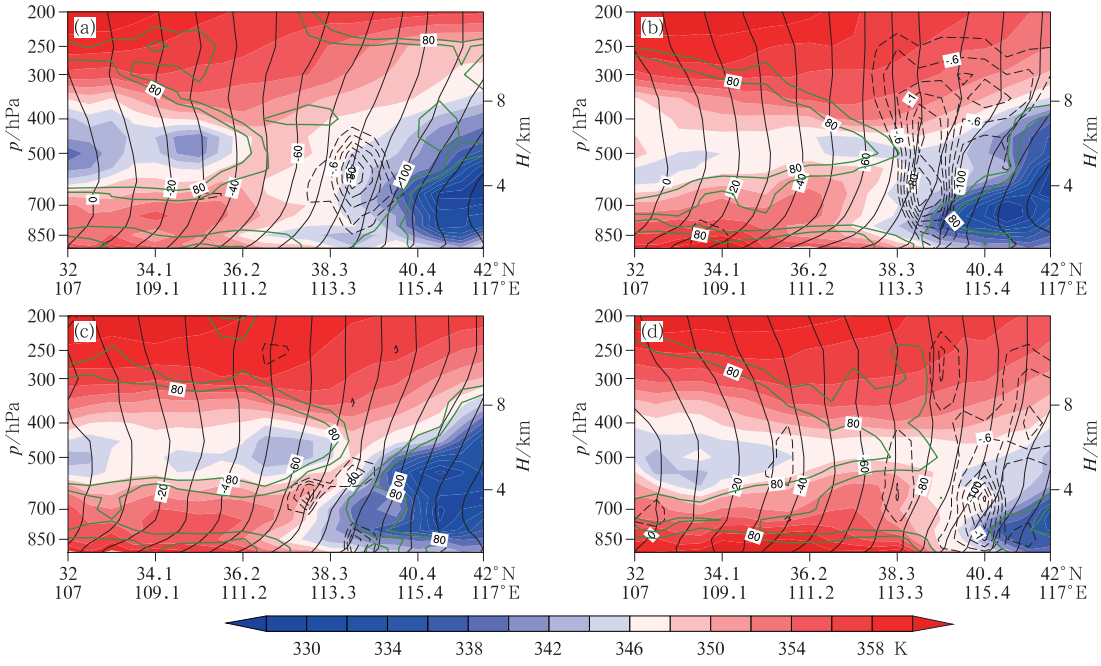


图 9 2013 年 7 月 9 日 08 时(a)、14 时(b)、20 时(c)过图 3a 中黑色实线,14 时(d)过图 3a 中蓝色实线的垂直剖面

(基于 1°×1° NCEP 资料,填色:假相当位温;黑色实线:等动量面;绿色实线:80%以上的相对湿度,间隔 10%;黑色虚线:垂直速度,单位:Pa·s^{-1})

Fig. 9 The reflectivity vertical section (based on NCEP 1°×1° data) at 08:00 BT (a), 14:00 BT (b), 20:00 BT (c) along black solid line, and 14:00 BT along blue solid line (d) of Fig. 3a on 9 July 2013

(color shadow: θ_{se}, black solid line: angular momentum; green solid line: relative humidity above 80%, interval: 10%; black dashed line: verticle velocity, unit: Pa·s^{-1})

气低层 700～850 hPa 增湿显著并达到近乎饱和,锋区位于山西中部和河北中部,850 和 700 hPa 有切变线与之对应。另外,500 hPa 附近的西南气流是干的,其相对湿度小于 80%,中心值为 30%,对应假相当位温低值区(图 9 中 500 hPa 附近蓝色阴影),随着偏南气流加强并向北伸展,锋区上空 400～500 hPa 假相当位温降低。锋面抬升相对暖湿的气团加之高层的干平流形成较大范围的位势不稳定区,位势不稳定位于稳定层之上,锋面持续抬升低层饱和气层使得位势不稳定转化为条件不稳定。可见,对层结变化起关键作用的是锋面抬升和高层干平流。

上述不稳定机制分析表明,14 时后冷锋北侧强降水的不稳定层位于低层稳定层之上,产生的对流是高架对流。由太原探空资料计算得到,08 时冷垫厚度为 74 hPa,逆温层温差为 1℃;14 时冷垫厚度增至 196 hPa,逆温层转为温度直减率小于湿绝热递减率的绝对稳定层。可见此次夏季冷锋后高架对流逆温不强,远不如冷季高架对流锋面逆温显著(盛杰等,2014)。这很可能是由于夏季冷空气势力较弱,锋区温度梯度小。与冷季高架对流边界层之上显著暖平流主导形成的位势不稳定不同,本次过程高层干平流是位势不稳定形成的关键,700 hPa 南风急流轴距离山西中部在 2 个纬距以上,14 时太原探空站 700 hPa 西南风速仅为 4.0 $m \cdot s^{-1}$,没有明显的暖湿气流,这也是此次暴雨漏报的主要原因之一。由于锋面抬升,位势不稳定转化为条件性不稳定,积云对流形成于饱和的层云内,抬升气块不会因混合而使得 CAPE 值减小,所以尽管 CAPE 仅为 71 $J \cdot kg^{-1}$,其垂直速度可达米每秒量级,有利于产生强降水。

3.3　河北中部平行带状积云不稳定机制分析

7 月 9 日 08 时位于石家庄南面的邢台 925 hPa 已转北风,表明 08 时地面锋面已经过邢台探空站,石家庄附近地区处于锋后,抬升稳定层顶(约 2 km)气块 CAPE 约为 1000 $J \cdot kg^{-1}$(图 7c)。14 时邢台大气层结转为绝对稳定(图 7d),抬升任何高度的气块 CAPE 值均为 0,表明此时环境不具备出现垂直对流的不稳定机制。08—14 时大气层结由条件不稳定转化为绝对稳定主要是因为随着锋面南下,上午河北东北部出现较强降水。

14 时河北中部产生较强降水的回波呈现出带状,与热成风方向平行,极似条件性对称不稳定产生的倾斜对流。由图 9d,14 时石家庄附近(37.5°～38.5°N)假相当位温面近乎直立,即气层近中性,略往西北(图 9b)气层为近乎中性的弱稳定层结,而等动量面向北倾斜,因此等熵面(假相当位温面)比等动量面更陡,为条件性对称不稳定,加之气层接近饱和,满足条件性对称不稳定的条件能够较好地解释与风垂直切变方向平行的带状较强回波。条件不稳定气层在 500 hPa 以下,这亦能解释雷达探测的回波伸展高度不超过 6 km 原因。

4　结论与讨论

通过对华北中部一次冷锋后暴雨回波特征及不稳定机制研究,得到如下结论:

(1) 这是一次发生在副高边缘西风槽影响下的暴雨。山西太原至河北中西部的强降水区位于地面冷锋北侧,导致暴雨的对流系统出现在地面冷锋后一个纬距以上(约 120 km),低层大气层结稳定,不稳定层位于稳定层之上,强降水由高架对流造成。山西太原高架对流的不稳定机制为条件不稳定,强降水回波形态为 50 dBz 以下积层混合云回波。河北中部高架对流的不稳定机制为条件性对称不稳定,强降水回波形态为平行带状回波。

(2) 08 时太原探空显示稳定层之上大气层结近中性,午后转化为条件不稳定,综合探空实况和 NCEP 再分析资料,太原附近大气层结由稳定转化为不稳定的主要原因为:500～400 hPa 附近干的西南气流向东北方向伸展,使得锋区上空假相当位温下降,低层由于锋面抬升和层云降水增湿显著,假相当位温增大,形成位势不稳定层结。随着低层东北风和中高层偏南风加大,锋区斜压性增强,锋区抬升加强使得位势不稳定转化为条件不稳定。值得一提的是,不管是稳定还是不稳定,都未偏离中性层结状态太多,或者说,稳定是易转化为不稳定的稳定状态,产生对流降水的不稳定层结亦是 CAPE 不大的弱不稳定层结。午后河北大部大气层结绝对稳定,NCEP 资料在河北中西部诊断到了条件性对称不稳定,石家庄雷达监测到几十千米尺度的平行带状回波,强降水由条件性对称不稳定下的倾斜对流产生。

(3) 与一般冷季高架雷暴/对流相比,此次夏季高架雷暴过程边界层逆温不明显,表现为温度直减率小于湿绝热递减率的稳定层,冷空气势力较弱,冷

暖空气交界的锋区温度梯度较小，主要表现为假相当位温梯度。一般来说冷季高架雷暴不稳定层结的形成由850～700 hPa强暖湿气流主导，本次过程暖湿平流不明显，中层干平流非常重要。

参考文献

黄小刚，费建芳，孙吉明，等，2017. 2013年冬季长江中下游地区一次高架雷暴过程的成因分析[J]. 气象学报，75(3)：429-441. Huang X G，Fei J F，Sun J M，et al，2017. Analysis on the formation mecnanism of an elevated thunderstorms over the middle and lower Yangtze Basin in February 2013[J]. Acta Meteor Sinica，75(3)：429-441(in Chinese).

孔凡超，李江波，张迎新，等，2015. 华北冷季一次大范围雷暴与暴雪共存天气过程分析[J]. 气象，41(7)：833-841. Kong F C，Li J B，Zhang Y X，et al，2015. Diagnostic analysis of one widespread thunderstorms coexisting with snowstorm in North China in March 2003[J]. Meteor Mon，41(7)：833-841(in Chinese).

刘勇，徐娟娟，李明娟，等，2013. 陕西中南部一次秋季连阴雨中区域性暴雨的成因分析[J]. 高原气象，32(3)：739-749. Liu Y，Xu J J，Li M J，et al，2013. Analysis on regional torrential rainstorm during a consecutive autumn rain event in central and southern Shaanxi[J]. Plateau Meteor，32(3)：739-749(in Chinese).

农孟松，赖珍权，梁俊聪，等，2013. 2012年早春广西高架雷暴冰雹天气过程分析[J]. 气象，39(7)：874-882. Nong M S，Lai Z Q，Liang J C，et al，2013. Analysis on elevated thunderstorms hail in Guangxi in early spring of 2012[J]. Meteor Mon，39(7)：874-882(in Chinese).

盛杰，毛冬艳，沈新勇，等，2014. 我国春季冷锋后的高架雷暴特征分析[J]. 气象，40(9)：1058-1065. Sheng J，Mao D Y，Shen X Y，et al，2014. Analysis on characteristics of elevated thunderstorms behind cold fronts in China during spring[J]. Meteor Mon，40(9)：1058-1065(in Chinese).

王秀明，俞小鼎，周小刚，2014. 雷暴潜势预报中几个基本问题的讨论[J]. 气象，40(4)：389-399. Wang X M，Yu X D，Zhou X G，2014. Discussion on basical issues of thunderstorms potential forecasting[J]. Meteor Mon，40(4)：389-399(in Chinese).

吴乃庚，林良勋，冯业荣，等，2013. 2012年初春华南“高架雷暴”天气过程成因分析[J]. 气象，39(4)：410-417. Wu N G，Lin L X，Feng Y R，et al，2013. Analysis on the causes of an elevated thunderstorms in early-spring of South China[J]. Meteor Mon，39(4)：410-417(in Chinese).

吴庆梅，杨波，王国荣，2014. 北京地区一次回流暴雪过程的锋区特征分析[J]. 高原气象，33(2)：539-547. Wu Q M，Yang B，Wang G R，2014. Analysis of the frontal characteristics of the backflow snowstorm process in Beijing area[J]. Plateau Meteor，33(2)：539-547(in Chinese).

俞小鼎，周小刚，王秀明，2012. 雷暴与强对流临近天气预报技术进展[J]. 气象学报，70(3)：311-337. Yu X D，Zhou X G，Wang X M，2012. The advances in the nowcasting techniques on thunderstorms and severe convection[J]. Acta Meteor Sinica，70(3)：311-337(in Chinese).

俞小鼎，周小刚，王秀明，2016. 中国冷季高架对流个例初步分析[J]. 气象学报，74(6)：902-918. Yu X D，Zhou X G，Wang X M，2016. Preliminary case study of elevated convection in China[J]. Acta Meteor Sinica，74(6)：902-918(in Chinese).

张一平，俞小鼎，孙景兰，等，2014. 2012年早春河南一次高架雷暴天气成因分析[J]. 气象，40(1)：48-58. Zhang Y P，Yu X D，Sun J L，et al，2014. Analysis on weather causes of an elevated thunderstorm in Henan in early spring 2012[J]. Meteor Mon，40(1)：48-58(in Chinese).

Colman B R，1990a. Thunderstorms above frontal surfaces in environments without positive CAPE. Part I：a climatology[J]. Mon Wea Rev，118(5)：1103-1121.

Colman B R，1990b. Thunderstorms above frontal surfaces in environments without positive CAPE. Part Ⅱ：organization and Instability Mechanisms[J]. Mon Wea Rev，118(5)：1123-1144.

Grant B N，1995. Elevated cold-sector severe thunderstorms：a preliminary study[J]. Natl Wra Dig，19(4)：25-31.

Markowski P，Richardson Y，2010. Mesoscale Meteorology in Midlatitudes[M]. Hoboken：John Wiley & Sons，Ltd.：407.

Moore J T，Glass F H，Graves C E，et al，2003. The environment of warm-season elevated thunderstorms associated with heavy rainfall over the central united states[J]. Wea Forecasting，18(5)：861-878.

Morcrette G J，Browning K A，2006. Formation and release of symmetric instability following Delta-madjustment[J]. Quart J Roy Meteor Soc，132(617)：1073-1089.