郭大梅,章丽娜,王秀明,等,2018.2016年初冬陕西一次高架雷暴天气过程分析[J]. 气象,44(11):1404-1413.

2016年初冬陕西一次高架雷暴天气过程分析*

郭大梅1 章丽娜2 王秀明2 胡启元1

1 陕西省气象台,西安 710014
2 中国气象局气象干部培训学院,北京 100081

提 要:利用常规地面高空观测资料、西安和安康多普勒天气雷达观测资料、欧洲中心细网格模式预报等资料对 2016 年 11 月 22 日发生在陕西地区的一次雷暴过程进行诊断分析,结果表明:陕西中南部雷暴区位于地面冷锋后 350~500 km 的区域 内,雷暴区 3 km 以下是深厚的冷垫,同时中低层存在明显的逆温层,低层是绝对稳定的大气层结,这说明此次雷暴天气为高 架雷暴。通过诊断饱和假相当位温、假相当位温、湿位涡和绝对涡度表明不同地区不稳定机制是不同的。西安地区不稳定机 制为条件性对称不稳定,安康地区不稳定机制为条件性不稳定。在条件性对称不稳定区域,降雪回波呈现出数个平行带状回 波,与 0~6 km 风切变矢量(西西南风)平行;在条件性不稳定区域,降水回波为小尺度的块状回波。强垂直风切变表明大气 斜压性强,中高层暖湿气流增强了大气的湿斜压性,从而使中高层形成条件性对称不稳定,产生倾斜对流;中低层偏南气流输 送暖平流和水汽,使得大气较为暖湿,中高层温度平流较弱,大气较干,形成位势不稳定,锋面抬升中低层暖湿大气使其饱和, 位势不稳定转化为条件性不稳定,产生垂直对流。不稳定与上升运动及回波高度有着较好的对应关系。

关键词:高架雷暴,逆温层,强垂直风切变,条件性对称不稳定

中图分类号: P456,P458 **文献标志码:** A **DOI:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2018.11.003

Analysis on Elevated Thunderstorm in Shaanxi in Early Winter of 2016

GUO Damei¹ ZHANG Lina² WANG Xiuming² HU Qiyuan¹ 1 Shaanxi Central Meteorological Observatory, Xi'an 710014

2 China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081

Abstract: Based on conventional observation data, Xi'an and Ankang Doppler weather radar observation data and ECMWF numerical model data $(0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ})$, an elevated thunderstorm process in Shaanxi in early winter of 2016 is analyzed. The results show that the thunderstorm area in the center and south of Shaanxi Province was located in the area of 350-500 km after surface cold front. Deep cold air cushion existed under 3 km in thunderstorm area. At the same time, there was temperature inversion in middle-low level and absolute stability of atmospheric stratification in low level. All these make clear that the thunderstorm was an elevated one. Through analyzing moist potential vorticity, saturated pseudo-equivalent potential temperature and absolute vorticity, we found that the unstable mechanism is different in different regions. Unstable mechanism for Xi'an Region is conditional symmetric instability area there are a number of parallel snowfall echoes, parallel with vertical wind shear vector from 0 to 6 km. In conditional instability area there are small scale echoes. The strong vertical wind shear indicates that the atmospheric baroclinic is strong. Warm moist air flows between middle-high layers enhance atmospheric baroclinicity, thus producing conditional symmetric instability which results in

* 国家自然科学基金项目(41475042)资助
2017 年 5 月 26 日收稿; 2018 年 8 月 30 日收修定稿
第一作者:郭大梅,主要从事天气预报及强对流天气研究.Email:271801757@qq.com

slantwise updraft. Southerly airflow in the low-middle level convey warm advections and water vapor which makes the atmosphere moister and warmer, making the atmosphere moister and warmer, but highlevel temperature advection is weak and the atmosphere is relativerly dry. So potential instability is formed. When the front surface uplift warm moist air makes it saturated, potential instability changes into conditional instability, resulting in vertical convection. Thus, there is a good correspondence between the instability and the ascending motion and the echo height.

Key words: elevated thunderstorm, temperature inversion, strong vertical wind shear, conditional symmetric instability

引 言

雷暴根据其发生高度的不同,可分为地基雷暴 和高架雷暴(吴乃庚等,2013)。大部分雷暴属于地 基雷暴,即被来自地面附近的上升气块触发。气象 工作者对此进行了大量的研究,取得许多新成果和 观测事实(沈杭锋等,2016;覃靖等,2017;黄晓龙和 高丽,2016;徐芬等,2016;段亚鹏等,2017;薛谌彬 等,2017;侯淑梅等,2018;肖安和许爱华,2018)。但 有一部分雷暴是在大气边界层以上被触发,被称为 高架雷暴。高架雷暴发生前地面附近通常为稳定的 冷空气,有明显的逆温,来自地面的气块很难穿越逆 温层而获得浮力,而逆温层之上的气块绝热上升获 得浮力导致雷暴产生(俞小鼎等,2016;吴乃庚等, 2013)。高架雷暴这个概念由美国学者 Colman (1990a;1990b)最早引入,其研究发现高架雷暴常发 生在无对流有效位能(CAPE)、但具有条件性对称 不稳定(CSI)的区域附近。Grant(1995)通过3年 11个高架雷暴个例统计研究指出,逆温层以上的不 稳定是造成高架雷暴的原因。近年来我国气象工作 者对高架雷暴也有研究。盛杰等(2014)统计分析了 2010-2012年我国春季冷锋后高架雷暴的时空分 布特征和强对流天气特点。同时一些工作开展了机 理研究。鲍媛媛等(2015)对 2009 年早春南方地区 一次高架雷暴的机理分析中指出,低空急流造成暖 湿气流输送和高空急流造成冷平流侵入是高架对流 的触发机制。农孟松等(2013)给出了早春广西高架 雷暴可能的触发机制:中层强西南暖湿气流在低层 强锋区上,高空槽前负变温使得中层垂直温度递减 率加大,层结对流不稳定加强,锋面坡度变陡,当低 槽移至强锋区上空时,上升运动加强。张一平等 (2014)给出早春河南高架雷暴模型,并指出西南暖 湿低空急流为高架雷暴的产生提供了充足的水汽和

能量,并使低层逆温层顶以上出现弱条件不稳定层 结和较高的露点,两者结合导致弱的最不稳定 CAPE。黄小刚等(2017)对 2013 年冬季长江中下 游地区一次高架雷暴过程的成因分析表明:在对流 稳定的环境大气条件下,由于地形强迫和锋面抬升、 绝对地转动量差调整、辐合切变线和高低空急流耦 合以及对称不稳定等机制的联合作用激发了倾斜对 流运动的强烈发展,使倾斜 CAPE 大量累积并释 放,最终形成了冬季高架雷暴天气过程。以上研究 虽然都聚焦高架雷暴,但侧重于华南、华中、华东地 区,关于西北地区初冬高架雷暴的研究较为少见。

本文利用常规地面高空观测资料、闪电定位资料、西安和安康多普勒天气雷达观测资料以及欧洲中心(EC)细网格 0.25°×0.25°逐 3 h 预报资料,对2016 年 11 月 22 日发生在陕西中南部的高架雷暴 天气过程和产生机制进行分析,以期为初冬高架雷暴预报提供有价值的思路。

1 高架雷暴

2016年11月22日08时至23日08时,陕西的 关中、陕南地区出现了一次较大范围的降水过程,包 含暴雪、冰雹、雨夹雪、雨等多种降水类型。此次过 程降水量如下:关中0.0~16.6 mm,陕南0~ 32.8 mm。其中22日10—17时关中中东部、陕南 中东部部分地区伴有雷暴,出现闪电(图1,22日 10—11时陕西地区只有安康紫阳出现1次闪电,其 他闪电主要发生在22日11—17时)和雷声。22日 11时前后,在安康的汉阴、紫阳、汉滨3个县、区交 界处(图1),出现十几分钟的冰雹天气,根据视频资 料估测冰雹直径约10 mm。商洛、关中中东部暴雪 与闪电落区基本一致,强降水时段主要发生在22日 11—17时。陕西的雷暴、冰雹多出现在4—10月, 11月出现雷暴和冰雹非常罕见,预报难度较大,而



雷暴及冰雹发生后受到了公众的广泛关注,社会影 响也较大。本文针对此次天气过程中的雷暴是常见 的地基雷暴还是高架雷暴开展研究。

在 2016 年 11 月 22 日 08 时地面图(图略)上, 冷空气从蒙古国南下,冷锋已移至长江中上游以南 及重庆北部地区,22 日 11 时(图 11b)陕西雷暴发生 区距离冷锋后 350~500 km区域内。受冷锋后冷 气团控制,陕西地面气温较前期偏低,22 日 11—17 时雷暴发生时关中地面气温-3~-1℃,陕南地面 气温在 3~6℃。

对比分析西安和安康(雷暴发生区)探空站 22 日 08 时雷暴发生前的层结特征(图 2a 和 2b)。从 图中可见,两个探空低层都有明显的逆温层。其中 西安站 740~639 hPa 出现两段逆温层,740~ 700 hPa 为逆温层,逆温层底和顶的温度分别在 -14、-9°,冷垫内平均温度为-11°,653~ 639 hPa 也是逆温层,冷垫内平均稳定为-6°C。安 康站在 738~700 hPa 约有 300 m 厚度的逆温层,逆 温层底和顶的温度分别为-6°C、0°C,冷垫内温度在 -5°C 左右。西安探空站从地面到逆温层顶的冷垫 厚度(俞小鼎等,2016)超过 3 km,安康站冷垫厚度 约 3 km。

西安站 925~500 hPa 温度露点差均为 1℃,表 明大气接近饱和。905~740 hPa 的 $\gamma > \gamma_s$,大气层 结是绝对稳定的。740~700 hPa 为逆温层,是绝对 稳定层结;700~653 hPa 大气层结接近中性;653~ 639 hPa 的逆温层仍是绝对稳定的大气层结。根据 条件性不稳定的判据,若饱和假相当位温随高度增 大,则大气层结是绝对稳定的(王秀明等,2014)。计 算得到西安站 925、850、740、700 hPa 的饱和假相当 位温分别为 8、9、14、34℃,因此 905~700 hPa 的大 气层结是绝对稳定的。安康站 850 hPa 以下为条件 性不稳定层结, $\gamma_d > \gamma > \gamma_s$,饱和假相当位温随高度 增加而减小。850~557 hPa 的 $\gamma > \gamma_s$,大气为绝对 稳定的层结,饱和假相当位温随高度增加而增加, 850 hPa 为 17℃,557 hPa 为 49℃。可见西安站、安 康站低层为绝对稳定的大气层结。



进一步计算表征层结稳定度条件的物理量

Fig. 2 T-lnp profile in (a) Xi'an Station and (b) Ankang Station at 08:00 BT 22 November 2016

若改变抬升高度,沿着逆温层以上抬升气块时,计算的 CAPE 为 0。从 K 指数、SI 指数以及对流不稳定指数等表征层结不稳定条件的参数来看,并不利于地面 雷暴的发生。

表 1 2016 年 11 月 22 日 08 时实况及 EC 细网格模式资料计算的西安站和安康站强对流物理量指数 Table 1 The severe convective parameters of Xi'an Station and Ankang Station and ECMWF numerical model at 08:00 BT 22 November 2016

		物理量参数			
探空站		CAPE/J・kg ⁻¹ (逆温层以上抬升)	K 指数/℃	SI 指数/℃	$\theta_{\mathrm{se},850-500}$ / °C
西安	实况	0	-6	27.6	-39.33
	EC 预报	0	-12	30.36	-38.33
安康	实况	0	4	21.92	-27.03
	EC 预报	0	-1	25.68	-34.95

由以上分析可知,陕西中南部雷暴区位于地面 冷锋后 350~500 km 区域内,雷暴区 3 km 以下是 深厚的冷垫,同时中低层存在明显的逆温层,低层是 绝对稳定的大气层结,边界层没有高温高湿的不稳 定能量积累,不利于地面雷暴发生,这说明此次雷暴 天气为高架雷暴。

2 不稳定机制分析

2.1 欧洲中心细网格数值预报产品的检验

EC 细网格数值预报水平分辨率为 0.25°×

0.25°,时间间隔为3h。图3b为11月21日20时 起报的22日11—17时的6h降水量分布。预报的 关中、陕南降水量位置和强度与实况(图3a)比较一 致。预报和实况降水量超过4mm的落区均在关 中、陕南中东部地区。这种较大的降水落区与高架 雷暴发生的区域较为一致。可见,关中、陕南中东部 地区的降水与高架雷暴的发生密切相关。此外,EC 细网格21日20时起报的22日的形势场、流场、温 度场等与实况均较吻合,不再详述。

将 22 日 08 时 EC 细网格预报资料插值到西安 站和安康站,得到两站的 *T*-ln*p* 图(图 4a 和 4b)。 模式预报出了大气的基本层结特征,尤其对温度



图 3 2016 年 11 月 22 日 11—17 时实况(a)和预报(b)降水量(单位: mm) Fig. 3 Accumulated observation precipitation (a) and accumulated precipitation from ECMWF numerical model (b) from 11:00 BT to 17:00 BT 22 November 2016 (unit: mm)

象



图 4 2016 年 11 月 22 日 08 时 EC 细网格绘制的西安站(a)和安康站(b)*T*-ln*p* 图 Fig. 4 *T*-ln*p* profile from ECMWF numerical model at (a) Xi'an Station and (b) Ankang Station at 08:00 BT 22 November 2016

廓线和风向风速有着较好的预报。但露点廓线偏差 相对较大,西安站 500 hPa 的露点预报较实况偏低, 而安康站 500 hPa 以上的露点预报比实况偏高。进 一步计算主要的对流参数(表 1),与实况计算的对 流参数相比,抬升逆温层以上气块得到的 CAPE 值,SI 指数、对流稳定度指数都比较接近,但 K 指数 因为受露点影响较大,差异最大。

当 0~6 km 垂直风切变为 15~20 m·s⁻¹时属 于中等强度垂直风切变,超过 20 m·s⁻¹为强垂直 风切变(俞小鼎等,2010)。利用 EC 细网格预报资 料计算出西安站 0~6 km 的垂直风切变为 16 m·s⁻¹,比实况 25 m·s⁻¹偏低;而安康站为 26 m·s⁻¹,略高于实况的 25 m·s⁻¹。可见模式对 0~6 km 垂直风切变有较好的预报能力,说明关中、 陕南的大气有很强的热成风和较强的斜压性。西安 站 850~600 hPa 大气层结 $\gamma > \gamma_s$,大气为绝对稳定 层结,600~300 hPa 的 γ 接近 γ_s ,大气又接近中性 层结。安康站逆温层以上 850~500 hPa 的 $\gamma > \gamma_s$, 大气为绝对稳定层结,500~300 hPa 大气层结接近 中性层结,与实况接近。

可见,EC 细网格预报模式对环流形势、降水落 区和量级、大气的层结曲线、强垂直风切变、大气接 近中性或稳定的层结都有着较好的预报能力。总的 来说,利用 EC 细网格资料做诊断分析是可信的。

2.2 不稳定机制分析

第一节的分析已经表明这次天气过程中出现了 高架雷暴,那么其发生的不稳定机制是什么呢?寿 绍文等(2003)指出,垂直风切变越大表示等绝对动 量面愈平缓,即斜率越小,愈有利于条件对称性不稳 定的发展。而大气层结愈接近中性,假相当位温的 斜率越大,愈有利于条件对称不稳定的发展。11月 22日 08时的西安站探空观测具有以下特征:整层 较湿、500hPa以下接近饱和、700~400hPa风随高 度顺转(有暖平流)、0~6km为大于 20m・s⁻¹的 强垂直风切变,大气接近中性或稳定的层结。从探 空分析来看大气层结是有利于条件性对称不稳定的 发生发展。为了研究本次高架雷暴是否存在条件性 对称不稳定,利用 EC 数值预报产品来计算湿位涡 (MPV)、假相当位温(θ_{se})、绝对涡度(ζ_{a})等。

在 P 坐标中,大气垂直速度的水平变化远小于 水平速度的垂直切变,当忽略其变化时,MPV(寿绍 文,2010)可以表示为:

$$MPV = -g\left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} + f\right)\frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} + g\left(\frac{\partial v}{\partial p}\frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p}\frac{\partial \theta_{se}}{\partial y}\right)$$
(1)

将其写成正压湿位涡和斜压湿位涡两部分:

$$MPV1 = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_{se}}{\partial p}$$
(2)

$$MPV2 = g\left(\frac{\partial v}{\partial p}\frac{\partial \theta_{se}}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p}\frac{\partial \theta_{se}}{\partial y}\right)$$
(3)

式中, ζ 为垂直涡度(单位: 10^{-5} s⁻¹),f 为科氏参数, θ_{se} 为假相当位温(单位:K),g 是重力加速度,u和v为风速(单位:m·s⁻¹),p为气压(单位:hPa)。

式(2)表示惯性稳定度和对流稳定性的作用, 式(3)表示湿斜压性和垂直风垂直切变的贡献。若 ζ_a 为正,则说明大气是惯性稳定的,若 $\partial\theta_{se}/\partial p \leq 0$, 说明大气是对流稳定或中性,此时对应 MPV1大于 或等于 0,若 MPV 小于 0,则大气是条件性对称不 稳定的。

在具有风速切变、处于地转平衡的平均气流中, 判断其惯性稳定度的扰动位移为南北向(寿绍文等, 2003)。高架雷暴发生前,500 hPa 陕西上空为偏西 风,中高纬度 500 hPa 基本满足地转西风条件, 月 08 时西安的探空观测(图 2a)表明,在西安上空整层 大气的温度露点差为1℃,整层大气几乎是饱和的。 利用 EC 细网格预报模式资料,绘制 11 月 22 日 11 时沿着雷暴发生区经向(108.5°E)的 θ_{se} 、MPV垂直 剖面图(图 5a)及绝对涡度(ζ_a)垂直剖面图(图略)。 高架雷暴区域(33°~34°N),结合西安站探空曲线可 知,700 hPa 以下是逆温层,大气是绝对稳定的,600 ~400 hPa 的 θ_{se} 较为陡立, $\partial \theta_{se}/\partial p \leq 0$, 大气层结接 近中性,这有利于条件对称不稳定的发生。图 5a 中 33°~34°N区间内,600 hPa以下为绝对稳定的大气 层结,在 600~400 hPa, MPV<0, 此区域的 ζ₂>0, 并且 ∂θ_{se}/∂p≤0,即 MPV1 大于或等于 0,表明大气 同时满足惯性稳定和对流稳定或中性。因此在 33° ~34°N 附近 600~400 hPa 湿位涡<0 区域,大气是 条件性对称不稳定的。此外,根据俞小鼎等(2016)条 件性不稳定的判据:在垂直于热成风方向(或深层风 垂直切变矢量的方向)的横截面内饱和相当位温的坡 度大于地转绝对动量的坡度。图 5b 给出了沿经向 108.5°E 做垂直于深层风垂直切变或热成风方向(东 西方向)的南北方向垂直剖面,在剖面内给出绝对地转动量(*M_g*)和*θ_{se}*的等值线,西安站探空曲线(图 2a)显示整层大气几乎饱和,因此假相当位温与饱和相当位温几乎相等,同样可以大致判断出高架雷暴区(33°~34°N)600~400 hPa有假相当位温等值线坡度大于绝对地转动量,大气是条件性对称不稳定的。

分别计算 MPV1 和 MPV2,发现 600~400 hPa 的 MPV1>0, 而南北向的扰动位移使得 MPV2 主 要取决于 $-\partial u/\partial p$ 与 $\partial \theta_{se}/\partial y$ 的乘积,假相当位温 向北是逐渐减小的,即 $\partial \theta_{se}/\partial y < 0$,在 600 ~ 400 hPa 西风分量随高度的增大而增加,即 ∂u/∂p <0,因此 $-\partial u/\partial p$ 与 $\partial \theta_{se}/\partial y$ 的乘积<0,即 MPV2 <0,说明大气有着较强的垂直风切变和湿斜压性。 从临近雷暴发生时刻经向(108.5°E)的温度平流剖 面图(图 6)可以看到,33°N 附近 700~400 hPa 存在 较强的暖平流,在 500 hPa 附近有 2×10⁻⁴ K • s⁻¹暖 平流中心,中高层较强的暖平流增强了大气的斜压 性。结合 MPV1 和 MPV2 的分布特征,可见条件性 对称不稳定的条件判据中湿位涡 MPV 的负值区取 决于 MPV2 的贡献。锋面强迫 700 hPa 以上的暖 湿空气倾斜向上爬升到 600~400 hPa 条件性对称 不稳定区域,大气在惯性稳定区域和对流稳定区(或 中性)会出现加速,即出现倾斜对流。



(a)θ_{se}(实线,单位:K)和 MPV(蓝色阴影,单位:10⁻⁷ m²・K・kg⁻¹・s⁻¹),
(b)θ_{se}(实线,单位:K)和 M_g(虚线,单位:m・s⁻¹)

(灰色阴影表示地形)

Fig. 5 The vertical cross-section along 108.5°E at 11:00 BT 22 November 2016

(a) θ_{se} (solid lines, unit: K) and MPV (blue shaded area, unit: 10^{-7} m² · K · kg⁻¹ · s⁻¹),

(b) θ_{se} (solid lines, unit: K) and M_{g} (dashed line, unit: m • s⁻¹)

(Grey shaded area represents terrain)

气

象



advection along 108. 5°E at 08:00 BT 22 November 2016 (unit: 10⁻⁴ K • s⁻¹) (Grey shaded area represents terrain)

Markowski and Richardson(2010)指出:条件 性对称不稳定导致的雨带或雪带几乎沿着热成风排 列,与热成风夹角通常不超过15°。因此从雷达回 波特征也可以进一步印证不稳定的机制。西安雷达 组合反射率因子表明,西安附近在22日11—16时 降雪回波呈现出数个平行带状回波(图7),其走向 为西西南,回波中心强度多为30~35 dBz,回波顶 高在7~9 km(图 8a)。平行带状走向与0~6 km 风切变矢量西西南风平行,因此这种平行带状降雪 回波应由条件性对称不稳定产生的倾斜对流所致。

此外,西安雷达南部安康北部柞水附近11—13 时出现了小尺度的块状回波(图7a,7b),安康雷达

Carrier and the second se

11 时前后在其西南部侧出现小尺度的块状回波 (图 9),最强回波强度均达 55~60 dBz,回波顶高在 7~9 km (图 8b 和 8c),导致了安康的汉阴、紫阳、 汉滨 3 个县、区交界处出现冰雹天气。

第一节针对图 2b 安康 11 月 22 日 08 时的探空 分析可知,安康站上空为强垂直风切变,在热力不稳 定环境中,强垂直风切变通常能导致对流更强和生 命史更长的风暴的产生和发展(俞小鼎等,2006),安 康站强垂直风切变有利于对流发展。850~700 hPa 大气为绝对稳定的大气层结,700~557 hPa 温度露 点差基本为1或2℃,大气接近饱和。500~300 hPa 温度露点差在 20℃及以上,中高层大气较干。 从临近雷暴发生时刻 108.5°E 的温度平流剖面图 (图 6)可以看到,安康地区 32°~33°N 700 hPa 有着 较强的温度平流,中高层温度平流较弱。这种中低 层大气暖湿、中高层大气干,形成了位势不稳定。中 低层暖湿大气被锋面抬升,使得大气达到饱和,位势 不稳定转化为条件性不稳定。进一步分析此时探空 饱和假相当位温曲线发现,503 hPa 饱和假相当位 温 53℃高于 361 hPa 的 50℃,饱和假相当位温随高 度减小,503~361 hPa 大气为条件性不稳定层结。 分析 11 时 EC 预报插值的探空也发现在 500~ 400 hPa 为条件性不稳定层结,但抬升层结高度,不 管是 08 时实况还是 11 时的 EC 预报都没有发现明 显的 CAPE,这可能是因为饱和假相当位温随高度 递减率太小的原因(图略)。但真实的情况 10-13 时大气层结有可能变化,块状回波尺度特别小,出现 对流地点并没有探空资料,地形复杂地区探空代表 性局限性较大,选取 08 时安康探空或 11 时 EC 细 网格插值探空计算CAPE误差较大。但仍可以大致



图 7 2016 年 11 月 22 日 11:52(a)和 12:26(b)西安雷达组合反射率因子(单位: dBz) Fig. 7 Radar composite reflectivities (unit: dBz) from Xi'an Radar at 11:52 BT (a) and 12:26 BT (b) 22 November 2016







图 8 2016 年 11 月 22 日 11:52(a)、10:26(b)、12:26(c)的西安雷达(a,c)和 安康雷达(b)反射率因子剖面(单位:dBz)

Fig. 8 Cross-section of radar reflectivities (unit: dBz) from Xi'an Radar (a, c) and Ankang Radar (b) at 11:52 BT (a), 10:26 BT (b), 12:26 BT (c) 22 November 2016



图 9 2016年11月22日10:26安康 雷达组合反射率因子(单位:dBz) Fig. 9 Radar composite reflectivities from Ankang Radar at 10:26 BT 22 November 2016 (unit; dBz)

判断出块状回波为条件不稳定层结产生的垂直对流 所致。

22日11时沿高架雷暴区 108.5°E 做垂直速度 垂直剖面(图 10),发现西安附近雷暴区域(33°~ 34°N)700~500 hPa 均为上升运动,最大上升速度 为 0.5 Pa \cdot s⁻¹。安康雷暴区 32.5°N 附近 700~ 300 hPa 均为上升运动,最大上升速度可达 1.0 Pa \cdot s⁻¹。做 10:26 安康雷达反射率因子剖面 图(图 8b),发现回波顶高达到 8 km。11—16 时西 安雷达反射率因子剖面上回波顶高达到 9 km(图 8a 和 8c)。EC 细网格模式资料计算的条件对称不稳 定毕竟与实况不可能完全一致,但总的来说,条件性 对称不稳定、条件性不稳定区域与上升运动、雷达回 波有着较好的对应关系。

由分析可知,中高层条件性对称不稳定使得上 升气流倾斜发展,中高层条件性不稳定使得其垂直 发展。西安附近中高层条件性不稳定、安康附近中 高层条件性对称不稳定与其雷达组合反射率因子、



(填色表示地形)



反射率因子及上升运动间均有着较好的对应关系。 中高层条件性对称不稳定、条件性不稳定是产生高 架雷暴的不稳定机制。

3 高低空系统配置对高架雷暴产生所 起的作用

21日20时(图11a),500 hPa 亚洲中高纬的咸 海一巴尔喀什湖地区和黑龙江以北地区分别有两个 低涡中心。我国黑龙江中西部地区至北京为跨5个 纬度的低槽。亚洲中纬度地区以纬向气流为主,多 短波槽活动,甘肃东部至陕南西部有一浅槽,高原上 青海西南部有一西风槽。700 hPa 从南海一广西一 贵州一重庆一西安有一支西西南气流,甘肃与关中 西部、陕南西部交界处有一切变线,西安上空风速较 小为4m・s⁻¹。安康风速2m・s⁻¹。关中南部至 陕南有暖平流。在850hPa上,蒙古国西部及以北 地区有一冷高压,西安位于冷高压前部的西北风中, 陕南的汉中和安康位于冷高压底部(偏东风);陕西 均为冷平流,关中南部、陕南等温线较为密集,锋区 较为明显。地面图上,蒙古国西部及以北地区有一 中心气压值为1060hPa的冷高压中心,冷锋已移到 长江附近地区。重庆西南部一四川东南部有一弱的 倒槽,气压值为1012.5hPa,倒槽向北伸展至陕南 安康地区,陕西地区由于受秦岭的阻挡,冷锋移动比 东部地区慢,冷锋移到陕南秦巴山区。

22日08时,500 hPa 黑龙江以北地区的低涡缓 慢东移南压,低涡底部低槽东移至黑龙江中东部至 石家庄地区,槽后西北气流引导地面冷空气东移南 下。高原上浅槽东移至甘肃东南部,仍为一浅槽(图 11b),浅槽前部有利于辐合上升运动,浅槽前部西 安为西南风,风速增大到24m・s⁻¹,其西南风带来 较强的暖平流,使得大气湿度较大;而安康地区位于 槽前,风速增大到20m・s⁻¹的西风,温度平流较 弱,温度露点差为20℃,安康站上空大气较干。 700 hPa 南海至陕南偏南风有所加强,切变线仍维 持在关中西部、陕南西部地区(图 11b),为大气辐合 上升提供了有利的条件,切变线的右侧,西安的西南 风风速 2 m \cdot s⁻¹,为关中东部带来暖湿气流。安康 西南风增大到 16 m • s⁻¹,为安康地区带来暖湿气 流,使得安康700 hPa 湿度较大。850 hPa 冷高压东 移南压至蒙古国及河套地区,陕西汉中、安康位于冷 高压的底部为东北风,西安仍为偏北风。陕西均为 冷平流,关中南部、陕南等温线仍较为密集,锋区仍 较为明显。地面图上倒槽仍位于重庆西南部一四川 东南部地区,等压线值增大到 1017.5 hPa, 1012.5 hPa 线南移至南海一广西一越南地区。22 日11时地面冷锋继续南压,陕南安康地区为等压线 密集区,冷锋南移至重庆南部,陕西高架雷暴区距离 冷锋 350~500 km 区域内。因此,高架雷暴发生在 冷锋后部,地面至 850 hPa 的冷空气为陕西高架雷 暴提供了冷垫。

分析 850、700、500 hPa 等温线的密集区发现, 锋区从低到高、自南向北逐渐倾斜,西安站上空的 700~400 hPa 暖湿气流使得大气湿斜压性增强,为 条件性对称不稳定提供了有利条件,当暖湿气流被 锋面抬升到条件性对称不稳定区域,产生倾斜对流; 安康 700 hPa 为暖湿大气,500 hPa 大气较为干,大 气为位势不稳定层结,当暖湿大气被锋面抬升,达到





(棕色为 500 hPa 槽线,蓝线为地面冷锋,红线为 850 hPa 温度场,红色双实线为 700 hPa 切变线,
图 11b 中 ⇔ 为冰雹区,黄色实线所围区域为闪电区)

Fig. 11 The 850 hPa wind field, temperature field and configuration of major weather systems at high and low levels at 20:00 BT 21 (a) and 08:00 BT 22 (b, surface cold front at 11:00 BT 22) November 2016

(Brown line represents 500 hPa trough, blue line is for surface cold front, and red double solid line is for 700 hPa shear line; the $\frac{\triangle}{27}$ in Fig. 11b is the hail area, and yellow solid line is the lightning area)

饱和,位势不稳定转化为条件性不稳定。条件性对称不稳定使得关中中东部产生倾斜对流,安康地区条件性不稳定区域,产生垂直对流,强垂直风切变使得对流发展,产生高架雷暴。

初冬的高架雷暴预报中,当地面冷锋移过 350 ~500 km,地面至 850 hPa 为冷空气控制,700 hPa 以下有逆温层时,应重点分析:0~6 km 探空站是否 有强垂直风切变,700~400 hPa 是否有暖平流、大 气是否接近饱和;700 hPa 是否有较强的暖平流、 700~300 hPa 大气的饱和度。若可能满足发生条 件性对称不稳定或条件性不稳定时,可能产生高架 雷暴。

4 结 论

(1)陕西中南部雷暴区位于地面冷锋后 350~ 500 km 的区域内,雷暴区 3 km 以下是深厚的冷垫,同时中低层存在明显的逆温层,低层是绝对稳定的 大气层结,边界层没有高温高湿的不稳定能量积累, 不利于地基雷暴发生,这说明此次雷暴天气为高架 雷暴。

(2)中高层条件性对称不稳定和条件性不稳定 是产生本次高架雷暴的不稳定机制。

(3) 0~6 km 强垂直风切变说明大气斜压性 强,中高层暖湿气流有利于增强大气的湿斜压性,从 而使中高层形成条件性对称不稳定,产生倾斜对流。 中低层偏南风输送暖平流和水汽,中高层温度平流 较弱,大气较干,形成位势不稳定,锋面抬升中低层 暖湿大气达到饱和,位势不稳定转化为条件性不稳 定,产生垂直对流。强垂直风切变有利于对流的发 展。不稳定与上升运动及回波高度有着较好的对应 关系。

(4) 雷达回波组合反射率因子表明:条件性对称不稳定区域,降雪回波呈现出数个平行带状回波, 与 0~6 km 风切变矢量西西南风平行,回波中心强 度多在 30~35 dBz,回波顶高在 7~9 km。条件性 不稳定区域为小尺度的块状回波,最强回波强度达 55~60 dBz,回波顶高在 7~9 km。

(5) 在初冬的高架雷暴预报中,冷锋已过境,地 面至低空为冷垫,700 hPa 以下有逆温层时,当 0~ 6 km 探空站为强垂直风切变,700~400 hPa 有暖 平流并接近饱和,或 700 hPa 有着较强的暖平流,接 近饱和,而 500 hPa 以上较干时,有可能产生高架雷 暴。

参考文献

- 鲍媛媛,康志明,李伦,等,2015.2009年早春南方地区一次高架雷暴 天气过程的机理分析[J].高原气象,34(2):515-525.
- 段亚鹏,王东海,刘英,2017."东方之星"翻沉事件强对流天气分析及数值模拟[J].应用气象学报,28(6):666-677.
- 侯淑梅,王秀明,尉英华,等,2018.山东省初秋一次大范围强对流过 程落区和抬升触发机制分析[J]. 气象,44(1):80-92.
- 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.
- 黄晓龙,高丽,2016.2014年3.19台州冰雹过程中尺度分析[J].气象,42(6):696-708.
- 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
- 沈杭锋,张红蕾,高天赤,等,2016.浙江盛夏一次强对流天气的特征 及其成因分析[J]. 气象,42(9):1105-1113.
- 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.
- 寿绍文,2010.位涡理论及其应用[J].气象,36(3):9-18.
- 寿绍文,励申申,姚秀萍,2003.中尺度气象学[M].北京:气象出版 社:153-154.
- 覃靖,潘海,刘蕾,2017.柳州"4•09"致灾冰雹的超级单体风暴过程 分析[J]. 气象,43(6):745-755.
- 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.
- 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.
- 肖安,许爱华,2018. 三小时负变压异常指数及对强对流天气的预报 意义[J]. 气象学报,76(1):78-91.
- 徐芬,郑媛媛,慕熙昱,等,2016. 江苏沿江地区一次强冰雹天气的中 尺度特征分析[J]. 气象,42(5):567-577.
- 薛谌彬,陈娴,吴俞,等,2017. 雷达资料同化在局地强对流预报中的 应用[J]. 大气科学,41(4):673-690.
- 俞小鼎,姚秀萍,熊廷南,等,2006.多普勒天气雷达原理与业务应用 [M].北京:气象出版社:95-96.
- 俞小鼎,周小刚,Lemon L,等,2010.强对流天气临近预报[M].北 京:中国气象局培训中心:5-6.
- 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.
- 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.
- Colman B R, 1990a. Thunderstorms above frontal surfaces in environments without positive CAPE. Part I:a climatology[J]. Mon Wea Rev, 118:1103-1121.
- Colman B R, 1990b. Thunderstorms above frontal surfaces in environments without positive CAPE. Part II: organization and instability mechanisms[J]. Mon Wea Rev, 118:1103-1122.
- Grant B N,1995. Elevated cold-sector severe thunderstorms: a preliminary study[J]. Natl Wea Dig,19(4):25-31.
- Markowski P, Richardson Y, 2010. Mesoscale Meteorology in Midlatitudes[M]. Chichester, Wiley-Blackwell: 407.