

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. 气象, 41(7):833-841.

华北冷季一次大范围雷暴与 暴雪共存天气过程分析^{*}

孔凡超 李江波 张迎新 买文明

河北省气象台, 石家庄 050021

提 要: 利用常规气象资料、多普勒雷达及 NCEP 客观分析资料, 对 2013 年 3 月 12 日华北出现的一次比较罕见的大范围雷暴和暴雪共存天气过程进行了诊断分析。结果表明: 本次大范围的雷暴为发生在低层冷空气堆之上的高架雷暴。虽然雷暴区中低层水汽通量辐合较弱, 但中高层 θ_e 平流差造成中层出现条件不稳定, 在 850 hPa 切变线前部西南风中辐合配合冷平流以及切变线的先后触发下, 不稳定能量得以释放, 这是河北中部发生大范围雷暴的主要原因。暴雪区中层较强的水汽通量辐合及辐合层厚度爆发性增长、700 hPa 槽区以及槽前西南气流和偏西气流的强辐合是造成北部暴雪天气的重要原因。此外, 中低层正的差动涡度平流较散度场对暴雪及雷暴区的动力作用的反映更明显。

关键词: 冷季对流, 高架雷暴, 暴雪, 逆温层

中图分类号: P458

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2015.07.005

Diagnostic Analysis of One Widespread Thunderstorm Coexisting with Snowstorm in North China in March 2013

KONG Fanchao LI Jiangbo ZHANG Yingxin MAI Wenming

Hebei Meteorological Observatory, Shijiazhuang 050021

Abstract: A relatively rare process of widespread thunderstorm coexisting with snowstorm was analyzed by adopting conventional meteorological data, CINRAD radar data, and NCEP analysis data. The results are as follows. The widespread thunderstorm was an elevated thunderstorm over the low-level cold air mass. Although low-level convergence of moisture flux was weak over the thunderstorm area, the deep warm advection formed over Hebei, and decreased with height in the middle-upper troposphere, leading to conditional instability. The 850 hPa shear line and convergence zone in the southwest airflow caused convective instability energy to release. Strong moisture flux convergence was suddenly thickened around the middle troposphere in the north of Hebei, and the strong convergence of southwest airflow and west airflow in the front of the 700 hPa trough formed, which led to heavy snowfall in central Hebei. In addition, at the middle-lower level, positive differential vorticity advection was more distinct than divergence in expressing dynamic action.

Key words: cold-season convection, elevated thunderstorm, snowstorm, temperature inversion layer

* 公益性行业(气象)科研专项(GYHY201306008)资助

2014 年 4 月 15 日收稿; 2015 年 4 月 10 日收修定稿

第一作者: 孔凡超, 主要从事暴雨、强对流等灾害性天气研究. Email: fanchaok@163.com

引 言

华北地区冬春或秋冬过渡的冷季,气温虽然多起伏,但总体依然偏低且大气中水汽含量少,层结相对较为稳定,降水云系多以层云为主,天气一般来说较为平稳。因此,大范围雷暴天气在冷季十分少见,而大范围雷暴与暴雪共存的天气则更为少见。Colman(1990)对美国落基山东部的冷季雷暴进行统计发现,几乎所有的雷暴均发生于边界层以上,而地面附近通常为稳定的冷空气,有明显的逆温,并在此基础上提出了高架雷暴的概念。Grant(1995)通过对1992年4月至1994年4月发生的11个冷区高架雷暴过程分析表明,雷暴区上空850 hPa附近存在相当位温平流大值轴且处于最不稳定层结。近几年,在我国,一些学者针对冷季雷暴也开展了大量研究,如2012年2月华南强对流过程(吴乃庚等,2013;农孟松等,2013)、2012年河南一次多种天气现象的过程(张一平等,2014)2010年陕西4月暴雪与雷暴过程(许新田等,2012)、2009年11月北京带有雷电现象的冬季雪暴过程(苏德斌等,2012)都属于高架雷暴。这些高架对流的共同特征是:(1)均发生在冷区,(2)近地层为稳定层结,(3)CAPE值为0或很小,(4)中高层较强的暖平流。此外,针对产生暴雪的天气条件和特征,许多学者也开展了深入的研究(李兆慧等,2011;孟雪峰等,2012;王仁乔等,1990;赵桂香等,2007;张备等,2012;盛杰等,2014;许爱华等,2014)张小玲等(2000a;2000b)认为涡度、散度结构及其演变与“96.1”暴雪切变线的生成和发展密切相关。王文等(2002)进一步研究发现条件性对称不稳定是“96.1”暴雪发生和发展的一种动力机制。针对于华北地区过渡季节的暴雪过程如2007年3月4—5日、2009年11月9—11日、2012年11月3—4日等特大暴雪天气成因及特征,许多学者也从不同角度进行了深入的研究(侯淑梅等,2009;刘宁微等,2009;张迎新等,2011;王东海等,2013),得到了许多有意义的成果。

2013年3月11日夜到12日,京津冀出现了一次雨雪天气过程,河北北部降暴雪、中部地区共有50多个站点出现雷雨天气。这是京津冀地区2013年首场雷暴天气,时间早、范围大,在近20年来比较罕见。针对这次天气过程,业务预报虽然提及有弱降水过程,但暴雪和雷暴漏报。鉴于此,本文利用

NCEP/NCAR的FNL客观分析资料($1^\circ \times 1^\circ$)、多普勒雷达资料、MICAPS常规观测资料对此次大范围雷暴与暴雪共存的天气特征及成因进行了分析,希望为这一类天气的预报提供有参考价值的信息。

1 降水实况和环流背景分析

1.1 降水实况

2013年3月12日00—20时(北京时,下同),京津冀地区出现雷暴、暴雪天气,降雪时段集中在12日02—14时,其中张家口大部、承德的西部和中部出现大到暴雪,涿鹿降雪量最大为13.3 mm(图1),崇礼积雪深度达17 cm。雷暴主要发生在12日00—08时,河北中部普遍出现雷雨,共有58个县(市)观测到雷暴。本次天气过程由于持续时间不长,暴雪范围小但强度大,同时河北中部地区雷暴天气更是发生在 $5\sim 10^\circ\text{C}$ 的低温条件下,因此预报难度较大。

1.2 环流背景分析

降水初期(12日02时),500 hPa上,河套地区有高空槽不断东移,河北大部受槽前西南气流控制,同时蒙古国东部有低槽发展。对应850 hPa形势图上(图2b),吉林西部到内蒙古西部为东西向切变线,在其南侧为东北—西南向切变线,两条切变线交汇于河北西北部,河北大部处于切变线前西南气流中,同时在河北西部和中部地区存在西南风风向辐合。此后,南部切变线快速东移影响河北大部地区。降水末期(12日20时)500 hPa河套地区东移的高空槽与北部低槽结合,形成一东北—西南向大槽,河北大部地区转入槽后。850 hPa东西向切变线的西段减弱消失,东段迅速南压与南部切变线结合并东移至辽宁东部到山东半岛一带,降水结束。

地面图上(图略),2013年3月9日,冷空气由西北路径影响河北,并带来大风降温天气。到11日20时,冷高压中心东移南压至日本南部,河北位于高压的西北部,此时,贝加尔湖西部形成新的高压中心,冷空气前锋位于内蒙古东北部到蒙古国东部一带,两高之间为气旋。12日02时,伴随着地面气旋逐渐向东南方向移动,雷雨及强降雪天气出现在气旋的东部和东北部象限。到12日20时,气旋移出河北,对河北的影响基本结束。

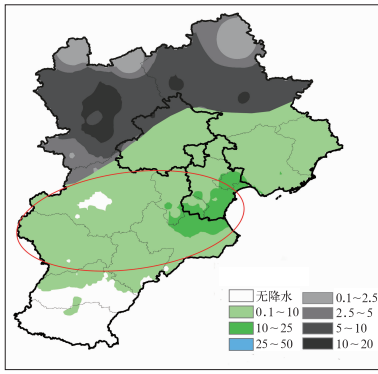


图 1 2013 年 3 月 11 日 20 至 12 日 20 时京津冀降水量分布图(单位:mm)

(灰色为降雪区,彩色为降雨区,红圈为雷暴区)

Fig. 1 Accumulated precipitation in the region of Beijing, Tianjin and Hebei between 20:00 BT 11 to 20:00 BT 12 March (unit: mm)

(Gray stands for snowfall area, green for rain area, and the red circle for thunderstorm area)

由以上可知,此次雷暴、暴雪天气过程主要是在高空槽东移过程中,先受切变线前西南风风向辐合区影响,后受切变线抬升影响,并在地面气旋的东部和东北部象限发生的。但这样的高低空配置在华北冷季也是很常见的,造成冷季出现较大范围雷暴产生的不同之处又是什么呢?

从 11 日 20 时北京站(54511)探空图(图 2a)上可以看出,在 853~756 hPa 存在明显的逆温,逆温达 4℃,在逆温层之上 756~654 hPa 温度露点差相对较小,为暖湿层结。分析 12 日 02 时 850 hPa 温度场(图 2b)分布发现,两条切变线交汇处由西南暖输送造成的暖舌阻止了北部冷空气南下,京津冀地区形成一南北高中间低的相对较冷的低温区。沿 115°E 温度垂直剖面图上(图 2c),900~800 hPa,河北中北部存在一<2℃的空气堆,冷空气堆之上存在明显的逆温层,说明在冷空气堆上方有暖空气爬升,并存在较强的暖平流。

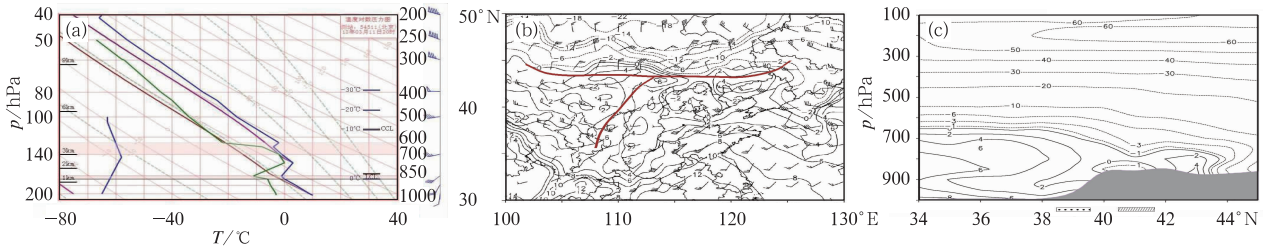


图 2 (a)2013 年 3 月 11 日 20 时北京站探空图(棕色为未经修订的状态曲线,紫色为逆温层顶抬升的状态曲线,粉红色阴影区为条件不稳定层), (b)3 月 12 日 02 时 850 hPa 风场(单位: $m \cdot s^{-1}$)、温度场(单位:℃)与切变线演变, (c)3 月 12 日 02 时温度场(单位:℃)沿 115°E 垂直剖面图(灰色填图区为地形,横坐标下黑点为雷暴区,斜线为暴雪区)

Fig. 2 (a) T - $\ln p$ diagram over Beijing Sounding Station at 20:00 BT 11 March 2013 (Brown is unamended status curve, purple is status curve uplifted on the top of the temperature inversion, pink shaded area presents a conditional instability layer), (b) wind field (unit: $m \cdot s^{-1}$), temperature field (unit: $^{\circ}C$) with shear line at 850 hPa at 02:00 BT 12 March 2013, (c) vertical section of temperature along 115°E at 02:00 BT 12 March 2013 (unit: $^{\circ}C$, gray area stands for terrain, black dots mark thunderstorm area, and slashes refer to snowstorm area)

从地面层抬升,计算 11 日 20 时北京站对流有效位能(CAPE),发现对流有效位能值为 0,对状态曲线进行订正,从逆温层顶抬升开始计算,订正过的状态曲线与层结曲线很靠近,但 CAPE 仍为 0。到 12 日 02 时,北京站附近 NCEP 格点(39°N、116°E)资料制作的探空图(图略)上,在逆温层之上,从 650 hPa 抬升开始订正状态曲线,此时状态曲线与层结曲线更加靠近,且有正的 CAPE,其值为

$15.2 J \cdot kg^{-1}$ 。由此可见,雷暴区上空逆温层之上存在对流有效位能的积聚。

2012 年早春广西高架雷暴冰雹天气过程(农孟松等,2013)及 2009 年北京伴有雷暴的冬季暴雪天气(苏德斌等,2012)均发生在冷锋后,且在边界层附近为冷平流控制,逆温层之上为暖平流。而此次河北中部的雷暴天气发生于地面锋前,从北京站风场垂直结构变化发现,近地层并无明显冷平流,但低层

有相对较冷的冷空气堆,逆温层上方风向顺转明显,雷暴正是由于中空的西南气流在冷空气堆上方爬升所致,属于高架雷暴。

2 水汽条件

分析12日02时700 hPa水汽通量(矢量)和水汽通量散度的分布情况(图3a),可以看出,槽前西南气流是这次强降雪天气过程的主要输送带,京津冀地区上空形成三个辐合中心,分别位于河北西北部、东北部以及东部,由于河北西北部处于槽前西南风与偏西风的结合处,辐合最强,中心强度为 $-3 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$,这为暴雪的产生提供了充足的水汽条件。

分析张家口探空图发现(图略),11日08时整层温度露点差较大,到11日20时700 hPa附近开始出现温度露点差小于 4°C 的湿层。这表明在

700 hPa附近增湿作用明显。115°E水汽通量散度垂直剖面显示,11日20时(图3b),强降雪上空700 hPa附近存在层次较薄的水汽通量辐合大值区,而在河北中部700 hPa以下无明显辐合,水汽条件较差。到12日02时(图3c),河北北部水汽通量辐合厚度较上一时次明显增加, $-1 \times 10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上强度辐合层次高度覆盖800~500 hPa。此时,河北中南部低层虽然也出现水汽通量辐合,但强度较弱。

可见,本次河北北部的暴雪区上空中层的水汽输送较好,水汽通量辐合较强,层次较厚,但由于850 hPa水汽通量无明显辐合,且中层水汽通量辐合厚度从11日20时到12日02时突然跃升,这给预报带来较大难度,也是降雪量级预报偏小的重要原因。而河北中部雷雨区,水汽通量辐合区辐合较弱,水汽条件相对较差,业务预报为小雨,量级把握较为准确。

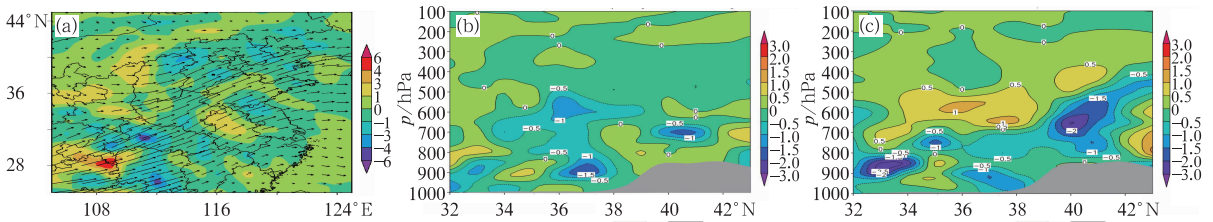


图3 2013年3月(a)12日02时850 hPa水汽通量矢量(单位: $10^{-3} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)和水汽通量散度(填色,单位: $10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$),
(b)11日20时和(c)12日02时水汽通量散度沿115°E垂直剖面

Fig. 3 (a) Vapor flux vector (unit: $10^{-3} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) and vapor flux divergence (unit: $10^{-8} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$) at 850 hPa at 02:00 BT 12 March; the vertical section of vapor flux divergence along 115°E at (b) 20:00 BT 11 March, (c) 02:00 BT 12 March 2013

3 不稳定条件分析

分析11日08时115°E相当位温平流剖面图(图4a),300 hPa以下河北上空自南向北均为深厚的暖平流,最大值位于800~700 hPa,中心强度为 $30 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$,750 hPa以上 θ_e 平流随高度减小,平流差异长时间维持,致使对流层中高层稳定度减弱。

从北京站探空图上可以看出(图2a),11日20时700 hPa以下为稳定层结,而在700~631 hPa为有条件不稳定层结。到12日02时,河北中南部低层仍维持稳定层结($\partial\theta_e/\partial p < 0$),且 $\partial\theta_e/\partial p$ 的大值

中心位于900~800 hPa;但中层700~500 hPa,在 θ_e 平流差异的影响下,出现条件不稳定($\partial\theta_e/\partial p > 0$)(图4b)。因此,对于不稳定能量的释放,稳定层结之上的触发抬升较之地面抬升更加容易。而在河北北部的暴雪区上空中高层稳定度虽然较弱,但整层仍保持稳定层结($\partial\theta_e/\partial p < 0$)。由此可见,河北北部的降雪以稳定性降水为主,而河北省中部雷雨区,中层的不稳定层结是天气相对较为剧烈的重要原因。

从12日02时850 hPa温度平流(图略)显示,切变线西部存在明显冷平流,处于切变线前部西南风风向辐合区的河北西部也有弱的冷平流存在。河北中部的雷暴区先受西南风风向辐合区的冷平流影响,后受切变线后部的冷平流影响。同时刻沿114°E

温度平流的垂直剖面图显示(图 4c),12 日 02 时,在河北中部冷平流主要集中在 800 hPa 附近, $\partial\theta_e/\partial p$ 的负值大值区(即最稳定层)的中上部,平流最大强

度为 $-4 \times 10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$,850 hPa 以下平流不明显,这恰恰反映了河北中部地区雷暴在 850 hPa 之上触发产生。

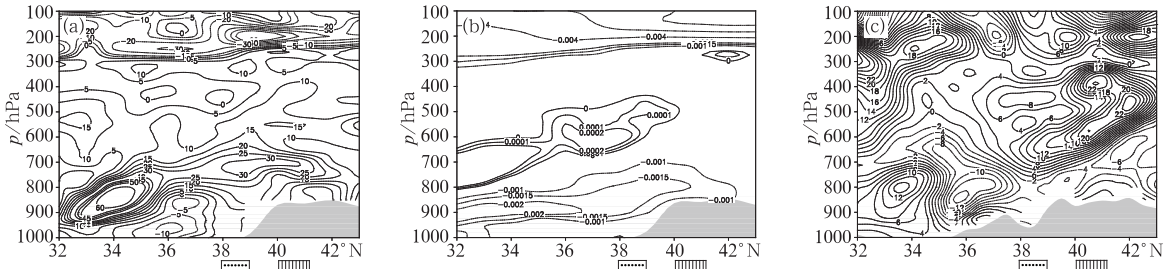


图 4 2013 年 3 月(a)11 日 08 时 θ_e 平流沿 115°E 垂直剖面图(单位: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$), (b) 12 日 02 时 $\partial\theta_e/\partial p$ 沿 115°E 垂直剖面图(单位: $\text{K} \cdot \text{Pa}^{-1}$,其他标记同图 2), (c) 12 日 02 时温度平流沿 114°E 垂直剖面图(单位: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 4 (a) Vertical section of θ_e advection along 115°E (unit: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$) at 08:00 BT 11 March, (b) vertical section of $\partial\theta_e/\partial p$ along 115°E (unit: $\text{K} \cdot \text{Pa}^{-1}$) at 02:00 BT 12 March (other marks are the same as Fig. 2), (c) vertical section of temperature advection along 114°E (unit: $10^{-5} \text{ K} \cdot \text{s}^{-1}$) at 02:00 BT 12 March 2013

4 触发机制

暴雪、雷暴的形成需要合适的环境条件(水汽条件、不稳定条件),同时还需要有一定的触发机制。

4.1 散度场特征

12 日 02 时 850 hPa(图 5a),散度场上,较强辐合区基本位于两条切变线附近,且辐合区已侵入河北西北部,但强度较弱。从同时刻散度场的垂直剖面(图 5b)看,暴雪区上空 750~450 hPa 存在倾斜

的强辐合区,700 hPa 由于处于槽前偏西风与西南风的汇合区,辐合较强,中心强度达 $-2.5 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$,高层对应强辐散区,抽吸作用明显,上升运动较为强烈。相比较而言,该时刻河北中部地区从低层到高层散度场条件相对较弱,且在 850 hPa 上河北中部偏西的地区表现为辐散。由此可见,散度场与 850 hPa 切变线配合较好,同时在散度剖面上对暴雪区上空稳定性降水的动力作用有明显反映,但对 850 hPa 切变线前西南风风向辐合区内河北中部偏西地区此时出现的降水云系没有表现。

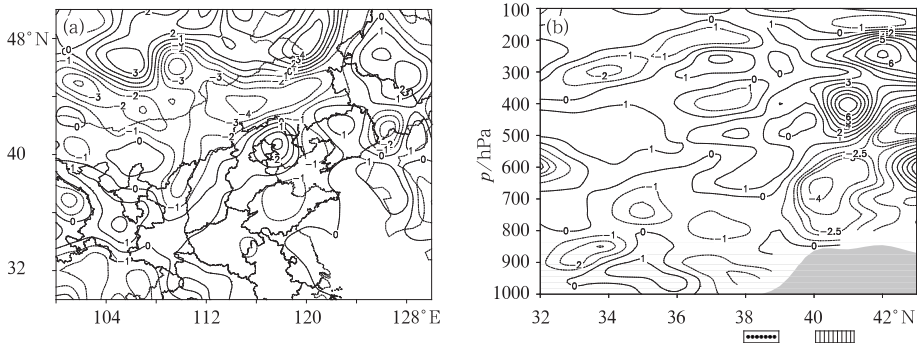


图 5 2013 年 11 月 12 日 02 时 850 hPa 散度(a)和散度沿 115°E 剖面(b) (单位: 10^{-5} s^{-1} ,其他标记同图 2)

Fig. 5 (a) Divergence at 850 hPa and (b) vertical section of divergence along 115°E at 02:00 BT 12 March 2013 (unit: 10^{-5} s^{-1} , other marks are the same as Fig. 2)

4.2 差动涡度平流

准地转 ω 方程是常用的垂直运动诊断方程,其由动力强迫项和热力强迫项两部分组成。

$$(\sigma \nabla^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p}) \omega = f_0 \frac{\partial}{\partial p} [\mathbf{V}_g \cdot \nabla (\frac{1}{f_0} \nabla^2 \phi + f)] + \nabla^2 [\mathbf{V}_g \cdot \nabla (-\frac{\partial \phi}{\partial p})]$$

式中 $\sigma = RT \partial \ln \theta / \partial p$,其他均为气象常用物理量。方程右边第一项为地转涡度平流垂直差异造成的动力强迫引起的垂直运动,如果涡度平流随高度增加,则有 $(\sigma \nabla^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p}) \omega \propto f_0 \frac{\partial}{\partial p} [\mathbf{V}_g \cdot \nabla (\frac{1}{f_0} \nabla^2 \phi + f)] > 0$,从而产生上升运动。第二项为温度平流的拉普拉斯项。以下重点考虑动力强迫作用。

图 6a 给出了 12 日 02 时 500 与 850 hPa 的涡

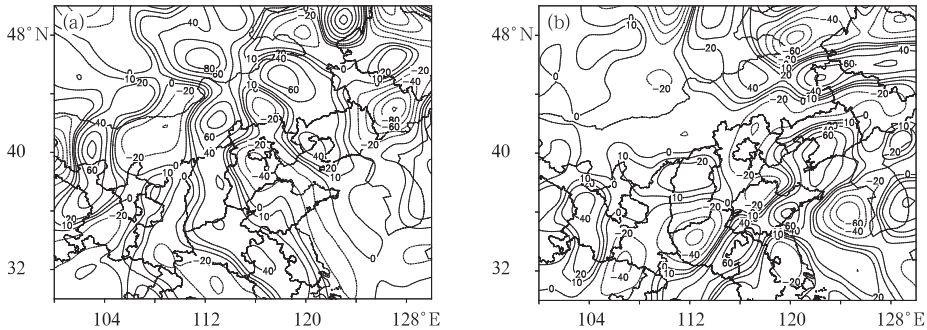


图 6 2013 年 3 月 12 日 02 时(a)和 20 时(b)500 与 850 hPa 的涡度平流差(单位: 10^{-10} s^{-2})

Fig. 6 Vorticity advection difference between 500 hPa and 850 hPa at 02:00 BT (a) and 20:00 BT (b) 12 March 2013 (unit: 10^{-10} s^{-2})

5 雷达资料分析

张北雷达的监测范围覆盖了大部分降雪区,且距处于强降雪区的张家口市市区仅为 40 km,同时大兴雷达也监测到了河北中部及天津的部分雷暴区。因此两站基本反射率、速度场以及风廓线资料可以反映暴雨及雷暴天气系统的演变特征。

5.1 降雪区雷达资料特征

5.1.1 降雪区基本反射率特征

降雪回波在 12 日 01 时进入河北西北部,其在东移过程中表现为片状、范围较大的层状云降水回波。由于冰晶对电磁波的散射作用较弱,因此大部

度平流差,两切变线附近差动涡度平流均表现为正值,特别是在内蒙古中部低层两条切变线的交汇处,存在 $80 \times 10^{-10} \text{ s}^{-2}$ 的差动涡度平流中心,同时处于切变线前部的山西、河北西部也为正的差动涡度平流区。由此可见,500 与 850 hPa 的差动涡度平流不仅对切变线附近的动力作用有清晰的表现,对西南风中散度场较弱的动力作用也有较好的反映。河北中部雷雨区接连受到两条差动涡度平流带影响,促使中层条件不稳定能量得以释放。12 日 20 时(图 6b),原位于甘肃东部的 500 hPa 槽区附近的正的涡度差动平流移至辽宁到山东半岛一线,河北大部转入槽后,受负的差动涡度平流控制,降水天气结束。由此可见,正的差动涡度平流有利于垂直上升运动的维持和加强,有利于不稳定能量的触发(毕宝贵等,2006;矫梅燕等,2006;刘还珠等,1996)。

分回波强度也较弱,回波强度多在 $10 \sim 30 \text{ dBz}$,在大片的弱回波区中有多个 $30 \sim 35 \text{ dBz}$ 的回波团存在(图 7a),但总体看反射率因子梯度不大,且雷达站附近无 0°C 层亮带出现,这表明降水形态以雪为主。由于 25 dBz 以上的较强回波在 12 日 02:29—04:47 长时间维持,同时不断有 $30 \sim 35 \text{ dBz}$ 回波团经过,这是张家口市市区附近降雪强度较大的直接原因。

5.1.2 降雪区径向速度和风廓线特征

12 日 02 时 06 分(图 7b)张北雷达(海拔高度为 1.4264 km),南部 20 km 范围内(2 km 以下)零速度线呈西北—东南走向,表示近地面层以西南风为主,且风向随高度顺转,有暖平流,对应地面天气图,此时,雷达站附近处于锋前地面低压的东北部。雷

达南部 50 km(高度 3 km 左右),张家口市附近零值径向速度线出现明显折角,风向随高度逆转,负速度面积 > 正速度面积,表明此地上空 3 km 高度(700 hPa 附近)存在冷平流加辐合流场。分析同时刻雷达 VAD 风廓线(图 7d)发现,2.4~3.4 km 高度以偏西风为主,因此可以判定雷达站南部 50 km 附近为 700 hPa 槽前偏西风与西南风的辐合区。而距雷达站 50 km 以外风向随高度顺转,仍以暖平流为主。到 12 日 04:59(图 7c)2.5 km 以下风向转为西北风,此时雷达站转入锋前地面低压的北部,其零速度线呈“S”分布,低层仍维持弱的暖平流。但此时 40~50 km 处(高度 2.5~3 km),雷达站的北部

和南部均存在冷平流加辐合。配合同时刻雷达 VAD 风廓线(图 7e),可以判定该高度存在西北风与西南风的辐合,表明 700 hPa 槽区移至雷达站附近。700 hPa 槽区过后,强降雪结束。

以上分析可见,降雪过程中雷达站由锋前地面低压的东北部转向北部,风向由西南风转为西北风,但低层一直存在风向随高度顺转,有暖平流。12 日 02:06—04:59,处于雷达站南部 40 km 附近的张家口市,先是受 700 hPa 槽前偏西风与西南风的辐合区影响,后又受 700 hPa 槽区影响,从而造成较强回波在该地长时间存在,出现较强暴雪天气。

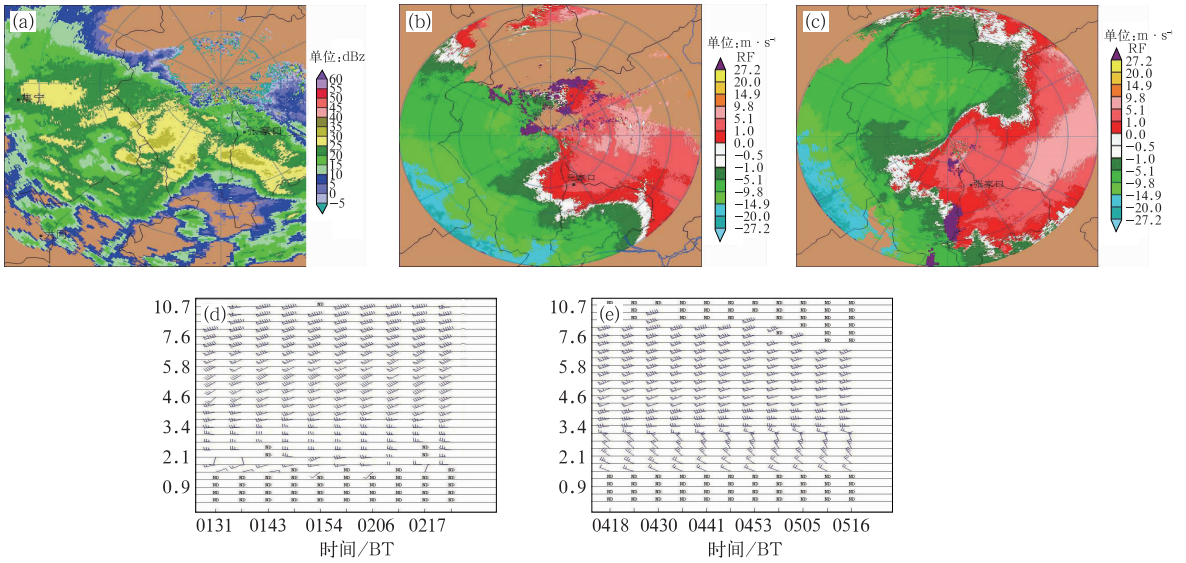


图 7 张北雷达站

(a) 2013 年 3 月 12 日 02:06 1.5°仰角基本反射率, (b) 1.5°仰角径向速度, (c) 12 日 04:59 1.5°仰角径向速度, (d) 12 日 01:31—02:23 垂直风廓线演变, (e) 12 日 04:18—05:16 垂直风廓线演变

Fig. 7 (a) Reflectivity at 1.5° elevation at 02:06 BT 12 March, (b) velocity at 1.5° elevation at 02:06 BT 12 March and (c) at 04:59 BT 12 March, (d) vertical wind profile during 01:31—02:23 BT 12 and (e) 04:18—05:16 BT 12 March 2013

5.2 雷暴区雷达资料特征

5.2.1 雷暴区基本反射率特征

大兴雷达 12 日 02:00 显示,在石家庄北部、保定南部、衡水北部已有几个较为完整的块状回波,但此时,回波强度较弱,一般在 25 dBz 以下。伴随着回波的东移北抬,回波强度逐渐加强,结构更加紧密,反射率因子梯度也逐渐加大。12 日 03:00—04:18 和 05:00—07:18 两个时段,均有 35~40 dBz 的回波单体移至天津附近,到达天津附近时,回波强度

均加强到 40~45 dBz(图 8a 和 8b)。从反射率因子最强时的垂直剖面看(图略),回波顶高达 8 km 以上,且存在明显的多峰结构。

5.2.2 雷暴区径向速度和风廓线特征

12 日 02—03 时,北京站南部风向随高度顺转,基本为一致的西南风,有暖平流。由于此时河北中部的回波距离雷达站相对较远,大部分回波处于负径向速度区,速度特征不明显。04:18(图 8c),0.5°仰角 60 km(0.9 km 以下)范围内低层仍以西南风为主,且配合暖平流。1.3~1.5 km 高度(天津附近)

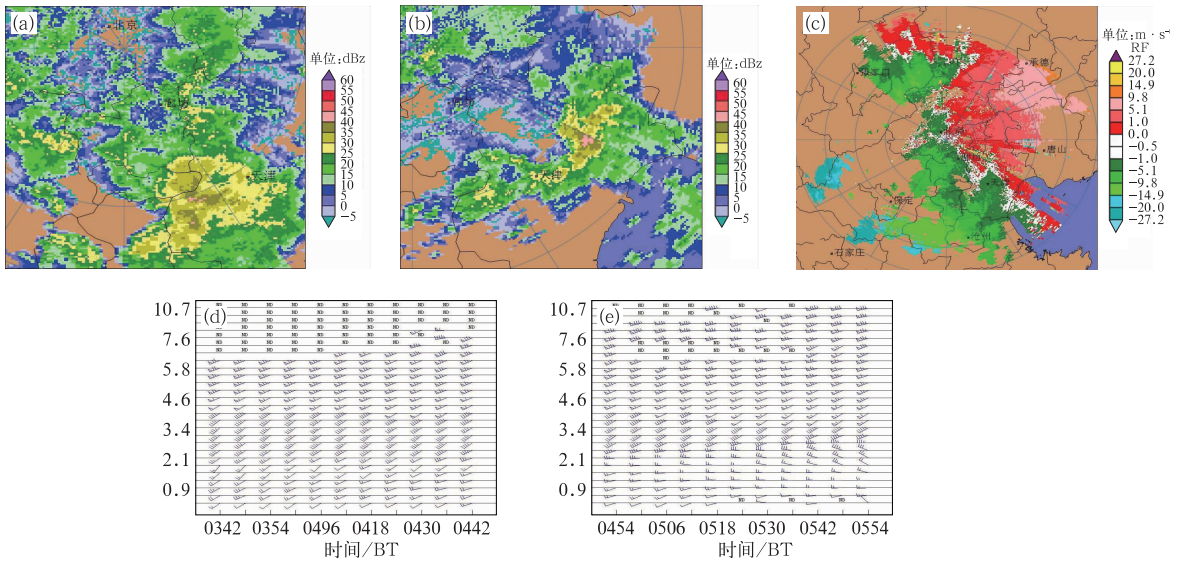


图 8 大兴雷达站

2013 年 3 月 12 日 03:54 (a) 和 06:48 (b) 1.5° 仰角基本反射率, 12 日 04:30 0.5° 仰角径向速度 (c), 12 日 03:42—04:42 (d) 和 04:54—05:54 (e) 垂直风廓线演变
 Fig. 8 Reflectivity at 1.5° elevation at 03:54 BT (a) and 06:48 BT (b) 12 March, velocity at 0.5° elevation at 04:30 BT 12 March (c), vertical wind profile during 03:42—04:42 BT 12 (d) and 04:54—05:54 BT (e) 12 March 2013

出现明显的辐合, 分析此时北京站风廓线 (图 8d), 在该高度上确有西南风小幅的逆转, 表明雷达站上空处于 850 hPa 切变线前部西南风的辐合区中并伴有弱冷平流。到 05:48 风廓线 (图 8e) 显示, 1.5 km 高度转为西北风, 且上方 2.1~2.7 km 高度有明显的西北风转为西南风, 表明 850 hPa 切变线移至北京东部, 从而致使回波在天津附近再次加强。

由以上分析可知, 雷暴发生过程中, 低层平流不明显, 雷达站始终处于锋前的地面低压中, 冷平流加辐合的速度场分布首先出现在 1.5 km 高度 (850 hPa 附近), 在切变线前部西南风辐合区以及切变线的先后触发下, 回波单体在东移发展中两度加强。

6 结 论

通过以上分析, 得到以下结论:

(1) 本次雷暴、暴雪天气过程主要是在高空槽东移过程中, 先受切变线前西南风向辐合区影响, 后受切变线抬升影响, 并在地面气旋的东部和东北部象限发生的。雷暴是由西南气流在冷空气堆上方爬升所致, 属于高架雷暴。

(2) 暴雪区上空中层的水汽输送较好, 水汽通

量辐合较强, 层次较厚, 有利于强降雪产生, 但低层较差, 且中层水汽通量辐合厚度爆发性增长, 这是预报没有考虑到暴雪的主要原因。而河北中部的雷暴区水汽通量辐合区集中在低层, 且强度较弱。

(3) 暴雪及雷暴天气发生前, 京津冀地区上空存在深厚的暖平流, 且中高层 θ_e 平流差异造成雷暴区上空对流层中层出现条件不稳定。雷暴区出现雷雨的第一时段, 河北中部位于 850 hPa 切变线前的西南风中, 分析西南风中是否存在冷平流入侵是考虑不稳定能量能否触发的重要因素; 雷暴区出现雷雨的第二时段则主要是在东移切变线附近的冷平流触发所致。

(4) 散度场对暴雪区上空稳定性降水的动力作用有明显反映, 但对 850 hPa 切变线前西南风中出现的雷雨天气没有表现。而中低层正的差动涡度平流不仅对切变线 (或高空槽) 附近的动力作用有较好的反映, 对切变线前部西南风中散度场较弱的动力作用也有较好的反映, 其对河北中部雷暴区不稳定能量的触发发挥了重要作用。

(5) 雷达资料显示, 暴雪回波覆盖范围广, 分布较为均匀, 且强度多在 10~30 dBz, 其中有 30~35 dBz 的回波团, 而雷暴回波结构紧密, 反射率因子梯度较大, 最大回波强度达到 40~45 dBz。暴雪区冷

平流加辐合流场长时间维持是暴雪产生的重要原因。此外,雷达风廓线清晰地反映了雷暴区先后受到850 hPa切变线前西南风辐合以及850 hPa切变线影响,这是雷暴区在12日03:00—04:18和05:00—07:18两个时段接连出现雷暴的原因。

参考文献

- 毕宝贵,鲍媛媛,李泽椿. 2006. “02.6”陕南大暴雨的结构及成因分析. 高原气象,25(1):34-44.
- 侯淑梅,孙忠欣,盛春岩. 2009. 温带气旋诱发的渤海风暴潮天气分析. 气象科学,29(2):220-224.
- 矫梅燕,毕宝贵,鲍媛媛,等. 2006. 2003年7月3—4日淮河流域大暴雨结构和维持机制分析. 大气科学,30(3):475-490.
- 李兆慧,王东海,王建捷,等. 2011. 一次暴雪过程的锋生函数和急流-锋面次级环流分析. 高原气象,30(6):1505-1514.
- 刘还珠,张绍晴. 1996. 湿位涡与锋面强降水天气的三维结构. 应用气象学报,7(3):275-284.
- 刘宁微,齐琳琳,韩江文. 2009. 北上低涡引发辽宁历史罕见暴雪天气过程的分析. 大气科学,33(2):275-284.
- 孟雪峰,孙永刚,姜艳丰. 2012. 内蒙古东北部一次致灾大到暴雪天气分析. 气象,38(7):877-883.
- 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. 气象,39(7):874-882.
- 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. 气象,40(9):1058-1065.
- 苏德斌,焦热光,吕达仁. 2012. 一次带有雷电现象的冬季雪暴中尺度探测分析. 气象,38(2):204-209.
- 王东海,端义宏,刘英,等. 2013. 一次秋季温带气旋的雨雪天气过程分析. 气象学报,71(4):606-627.
- 王仁乔,宋清翠. 1990. “雷打雪”现象发生机制初探. 气象,16(3):45-47.
- 王文,程麟生. 2002. “96.1”高原暴雪过程三维条件性对称不稳定的数值研究. 高原气象,21(3):225-232.
- 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. 气象,39(4):410-417.
- 许爱华,孙继松,许东蓓,等. 2014. 中国中东部强对流天气的天气形势分类和基本要素配置特征. 气象,40(4):400-411.
- 许新田,李萍云,潘留杰,等. 2012. 2010年春季陕西中南部一次暴雪和雷暴天气的触发条件及中尺度分析. 陕西气象,(3):1-7.
- 张备,尹东屏,严雯莲,等. 2012. 2008年江苏持续性降雪中的水汽和动力抬升机制分析. 灾害学,27(2):29-33,42.
- 张小玲,程麟生. 2000a. “96.1”暴雪期中尺度切变线发生发展的动力诊断Ⅰ:涡度和涡度变率诊断. 高原气象,19(3):285-294.
- 张小玲,程麟生. 2000b. “96.1”暴雪期中尺度切变线发生发展的动力诊断Ⅱ:散度和散度变率诊断. 高原气象,19(4):459-466.
- 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. 气象,40(1):48-58.
- 张迎新,张守保,裴玉杰,等. 2011. 2009年11月华北暴雪过程的诊断分析. 高原气象,30(5):1204-1212.
- 赵桂香,程麟生,李新生. 2007. “04.12”华北大到暴雪过程切变线的动力诊断. 高原气象,26(3):183-191.
- Colman B R. 1990. Thunderstorms above frontal surfaces in environments without positive CAPE. Part 1: A climatology. Mon Wea Rev,118:1103-1122.
- Grant B N. 1995. Elevated cold-sector severe thunderstorms. Natl Wea Dig,19:25-31.