

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.

2012 年早春广西高架雷暴冰雹天气过程分析^{*1}

农孟松 赖珍权 梁俊聪 董良淼 刘国忠

广西气象台, 南宁 530022

提 要: 利用常规观测资料和雷达资料, 对 2012 年早春广西高架强雷暴冰雹天气过程进行分析, 得出以下结论: (1) 冰雹伴随雷暴发生在地面锋后约 1000 km, 边界层为冷高压控制。850 hPa 风速较小, 700 hPa 以上层有强急流, 700~850 hPa 有强的垂直风切变, 500 hPa 高空冷槽东移为对流的发生提供触发条件。(2) 冰雹发生在 850 hPa 切变线南北两侧约 200 km 范围, 等压面锋区强度大; 高空槽前正负变温使 700~500 hPa 垂直方向温度差大, 导致层结对流不稳定性加大。当 500 hPa 低槽移至强锋区上空时, 锋面坡度变陡, 上升运动加强, 不稳定性增大, 使得冰胚在对流层中层增长而形成冰雹。(3) 风暴追踪信息显示风暴生成高度高, 在垂直方向上倾斜增长; 质心均在 5~6 km, 风暴生成后, 随着时间的推移逐渐向低层发展, 最大反射率以及液态含水量均不大, 具有明显高架雷暴特征。

关键词: 高架雷暴, 冰雹, 高空冷槽, 垂直温度递减率

中图分类号: P458

文献标志码: A

doi: 10.7519/j.issn.1000-0526.2013.07.008

Analysis on Elevated Thunderstorm Hail in Guangxi in Early Spring of 2012

NONG Mengsong LAI Zhenquan LIANG Juncong DONG Liangmiao LIU Guozhong

Guangxi Meteorological Observatory, Nanning 530022

Abstract: Based on conventional observational data and radar data, the elevated thunderstorm hail process in Guangxi in early spring of 2012 is analyzed. The results show that: (1) Hail accompanied by thunderstorm occurs on the surface about 1000 km away from the front, and boundary layer is controlled by cold high pressure. The smaller winds at 850 hPa, strong jet stream at 700 hPa and above layer, strong vertical wind shear between 700 hPa and 850 hPa and eastward move of cold trough at 500 hPa provide the trigger condition for the occurrence of the convection. (2) Hail occurs in the range of approximately 200 km away from the shear line at 850 hPa, where there is strong intensity of the pressure surface frontal zone. The negative variable temperature in front of the upper trough increases the temperature difference in vertical direction between 700 hPa and 500 hPa, resulting in the increase of stratification convective instability. When the trough at 500 hPa moves up to the air above the frontal zone, the frontal slope becomes steep, and the upward movement strengthens while the instability increases. All of these make the ice embryo grow in the troposphere and form hail. (3) The storm tracking information displays that storms are generated in high altitudes, and the centroids are 5-6 km high. After the storm is generated, the centroids gradually develop to lower layer with time going. The maximum reflectivity and liquid water content are not large, showing the significant characteristics of the elevated thunderstorms.

Key words: elevated thunderstorm, hail, upper cold trough, vertical temperature lapse rate

* 广西科技厅项目(桂科攻 0993002-1)、广西自然科学基金项目(2012GXNSFAA053191)和中国气象局预报员专项(CMAYBY2013-050)共同资助

2013 年 1 月 23 日收稿; 2013 年 5 月 20 日收修定稿

第一作者: 农孟松, 主要从事天气预报和中尺度灾害性天气研究. Email: nmsong1997@163.com

引言

冰雹是广西晚冬、春和初夏季出现的一种灾害性天气,它往往给农业、交通、电力部门和人民生活带来较大的影响。近几年由于冰雹造成的灾害越来越严重,引起社会高度关注,因而对冰雹动力条件研究逐渐开展起来。谢义明等(2008)对江苏2002年一次强对流天气物理机制分析,认为高空急流显著加强引发低层锋区增强,加速低层锋区南压是其触发因素;低层的对流不稳定和中层的条件性对称不稳定叠加是其不稳定机制;而强的垂直风切变则使得强对流风暴得以维持和加强。王晓玲等(2010)研究春季冰雹触发条件,地面干线及锋面是不稳定能量释放的主要触发条件。另外,在冰雹发生的气候背景、数值模拟等方面也有许多研究,多侧重于环流形势、水汽和动力条件方面(谢梦莉等,2002;纪文君等,2005;周后福等,2010;张涛等,2012;苏永玲等,2011;许爱华等,2011;仇娟娟等,2013),对锋面后部(高架雷暴)冰雹的研究较少。高架雷暴是在大气边界层以上被触发的,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,2011;吴乃庚等,2013)。目前对高架雷暴引发的冰雹过程研究仍较少,且预报难度较大。

2012年2月27日下午至上半夜,广西出现了一次因高架雷暴引起的冰雹强对流天气过程。这次强对流天气主要发生在广西东北部,其中全州、兴安、灌阳和桂林等14站出现冰雹,测站观测记录中,冰雹直径最大为8 mm,最小为3 mm,南宁市市区也出现了冰雹,但站点无观测记录。此次冰雹过程伴随55站出现雷暴。这次强对流天气发生在早春季节,冰雹尺度较小,没有造成较大危害,但影响范围比较大。

本文利用常规观测资料和非常规资料,对高架雷暴冰雹发生环境的温湿风垂直结构、触发条件、中尺度系统及雷达资料特征分析,希望为这一类天气的临近预警提供有价值的思路。

1 天气系统特征

在地面图上,从2012年2月24日开始,北方强

冷空气从东路南下影响广西,受冷空气不断补充影响,27日08时(北京时,下同),高压中心位于山东半岛,地面静止锋在海南岛三亚以南,广西大部地区出现了小雨。地面气温:广西东北部为 $2\sim 4^{\circ}\text{C}$,其他大部地区为 $5\sim 8^{\circ}\text{C}$,接近当年的最低气温。气压场上,广西大部的海平面气压在 $1020\sim 1026\text{ hPa}$ 之间,从中午开始,广西北部地区有雷雨出现,雷雨向东传播,雷雨带呈东北—西南走向,在广西境内长宽分别为400和250 km,最北端位于桂林市,最南端延伸至南宁市。冰雹主要出现在广西东北部地区,位于冷锋北部约1000 km处,有13个测站观测到冰雹,时间从上午10时到晚上20时,冰雹直径在 $3\sim 8\text{ mm}$ 之间。20时的地面图上,地面气温仍然很低,湖南南部、广东北部也有雷暴出现,但范围不及广西大。广西西北部、南宁市南部—玉林—贵港—梧州等市地区以南一线也出现了阵雨,雨量为小到中雨,没有雷电。

27日08时(图1a),925 hPa广西为东北气流控制;850 hPa切变线位于广西中部—广东北部,广西北部受高压底部偏东气流控制,桂林探空站风速为 $4\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,南部受偏南急流控制,梧州探空站风速为 $14\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,广西东部存在强的风向、风速辐合,斜压性明显;广西上空有4根间隔 4°C 的等温线,北海与桂林的温差达 13°C ;温度露点差 $1\sim 2^{\circ}\text{C}$,空气接近于饱和。700 hPa低槽位于四川东部至云南西北部,西南急流轴穿过广西北部,风速 $\geq 22\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,广西6个探空站有 $2\sim 4^{\circ}\text{C}$ 的升温,暖平流明显。500 hPa高原东部低槽位于四川东部至贵州西部, $\geq 32\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 的西南急流穿越广西北部;河池以东大部地区有明显的负变温,24 h变温 $\leq -6^{\circ}\text{C}$,其中桂林24 h降温达 -9°C ,高空槽前冷平流明显;桂林700与500 hPa温差等于 19°C ,中层有较大的垂直温度递减率;200 hPa广西位于急流轴入口区右侧的强辐散区中,有利于垂直上升运动。

20时(图1b),850 hPa切变线西段少动,东段北抬到湖南南部—江西南部,华南沿海的偏南急流加强,冰雹出现在切变线附近南北两侧约200 km范围。700和500 hPa急流轴南压到广西中部,24 h负变温区也扩展到广西大部地区。

由以上分析可知,冰雹发生在地面冷锋后约1000 km处,边界层以下为东北气流控制,850 hPa上有切变线和明显温度锋区,强斜压性为对流发展提供抬升条件;700 hPa以上有强急流穿过,明显的

700 hPa 正变温与 500 hPa 负变温,使得垂直温度递减率加大,从而加大了对流性不稳定,这是高架雷暴

产生的一个重要条件;对流层顶急流轴入口区右侧的强辐散加强了垂直上升运动。

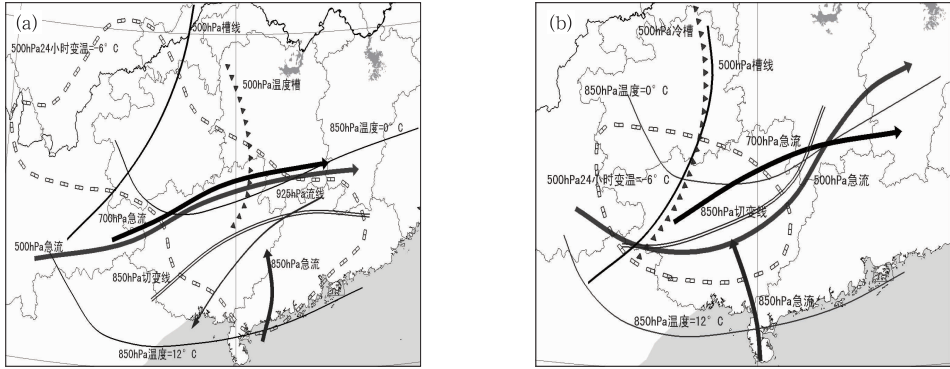


图 1 2012 年 2 月 27 日 08(a)和 20 时(b)中尺度系统分析

Fig. 1 Meso-scale system analysis at (a) 08:00 and (b) 20:00 BT 27 February 2012

2 T-lnp 图分析

图 2a 为 2012 年 2 月 27 日 08 时桂林探空站 $T-\ln p$ 图。从图中可见, $CAPE$ 仅为 $10 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。884~752 hPa 有一明显逆温层,逆温达到 9°C ,地面到 850 hPa 风向随高度逆转,有冷平流,受冷空气控制;700 hPa 到 400 hPa 风向随高度顺转,有暖平流输送。925 hPa 到 500 hPa 桂林上空温度露点差为 $1\sim 2^\circ\text{C}$,环境大气基本处于饱和状态。由于逆温层非常强和深厚,逆温层以上部分很暖湿,层结接近湿绝热,对状态曲线进行订正,假定气块从最强逆温层顶 752 hPa 开始绝热上升,从图 2b 可见,订正后的

对流有效位能亦很小,主要集中在 $-10\sim -20^\circ\text{C}$ 高度之间。垂直方向的风向,桂林近地层为东北风,850 hPa 为东北风 $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,700 hPa 逆转为西南风,风速陡增至 $26 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,500 hPa 为 $32 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,400 hPa 以上为西南风 $48 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。700 hPa 以上存在强急流,700~400 hPa 的垂直风速切变达到 $22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,如此强的垂直风切变有利于对流风暴的发生和维持。可见,本次冰雹过程,有较小的对流有效位能与很强的垂直风切变配合,对应着范围大和小冰雹天气出现。

08 时桂林站探空有 3 个 0°C 层,分别在 955、850 和 670 hPa,最高 0°C 层高度为 3356 m, -20°C 层高度 6540 m, 0°C 到 -20°C 层之间的冻结层厚

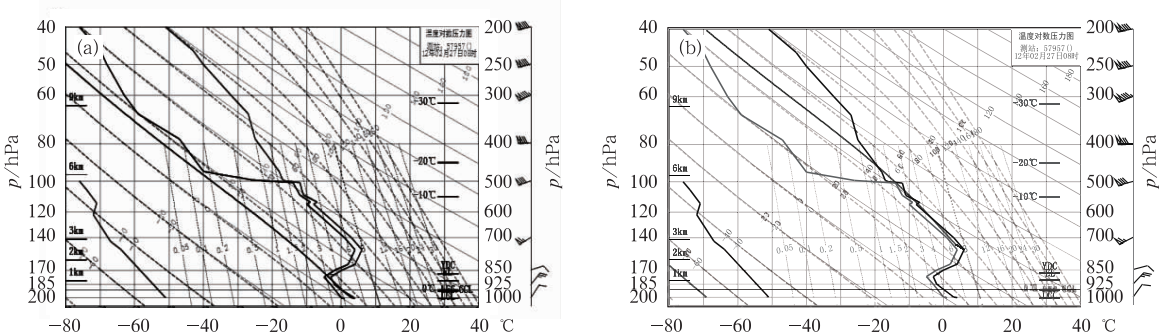


图 2 2012 年 2 月 27 日 08 时桂林 $T-\ln p$ 图(a)和假定气块从最强逆温层顶绝热上升的桂林 $T-\ln p$ 图(b)

Fig. 2 Emagrams of Guilin at 08:00 BT February 2012 (a) and after assumed gas block rose adiabatically from the strongest inversion layer (b)

度有 3.2 km。与春末夏初广西冰雹相比, 0 和 -20℃ 层高度偏低, 但冻结层厚度比平均值(2.6~3.0 km)略厚。值得注意的是, 在最高 0℃ 层以下, 670 与 850 hPa 之间, 有约 1.8 km 厚的融化层, 它的存在使冰胚在下降过程中融化, 可能是导致小冰雹的原因之一。

订正后的自由对流高度从 1002.9 hPa 抬升至 500 hPa, 预示着需要有外力做功克服一定的负浮力, 气块才可以依靠热浮力绝热上升。

通过以上分析, 此次过程边界层附近为冷平流控制, 中低层有明显的逆温, 逆温层以上为暖平流控制, 层结接近饱和; 中层有强垂直风切变, 有利于对流风暴生长和维持; 有较厚的冻结层厚度, 0℃ 层以下有较厚的融化层和小的对流有效位能可能是导致小冰雹形成的主要原因。

3 对流触发条件及物理量分析

3.1 高原槽前负变温且东移加深

27 日 08 时, 500 hPa 高原东部低槽位于四川东部至贵州西部, 冷温槽落后于高度槽约 10 个经度, 高度槽将要加深发展。最大 24 h 负变温在桂林, 达到 -9℃, 河池 -6℃, 南宁 -4℃, 梧州 -4℃, 槽前负变温是垂直温度递减率增大原因之一, 使层结对流不稳定加大。20 时, 高空槽东移加深, 急流轴贯穿广西中东部。当 500 hPa 低槽移至强锋区上空时, 锋面坡度变陡, 上升运动加强, 不稳定性增大, 使得冰胚在对流层中层增长而形成冰雹。

3.2 高空槽前正涡度平流

图 3 为 27 日 20 时沿 110°E 涡度平流的垂直剖面图。在 25°~26°N, 850 hPa 以下有弱的正涡度平流, 而 700 hPa 为负的涡度平流, 700 hPa 以上, 正涡度平流急剧增加, 500 hPa 有大值中心, 正涡度平流随高度增加, 根据准地转 ω 方程, 700 hPa 以上有垂直上升运动发生。而 700 hPa 以下层有下沉运动。从以上分析可知, 虽然 700 hPa 以下层结为稳定层结, 但 700 hPa 以上有强劲的西南暖湿气流输送, 加上 500 hPa 负变温的叠加, 导致层结对流不稳定增大; 高原槽前有正涡度平流导致强烈上升运动, 从而触发对流的发生发展。

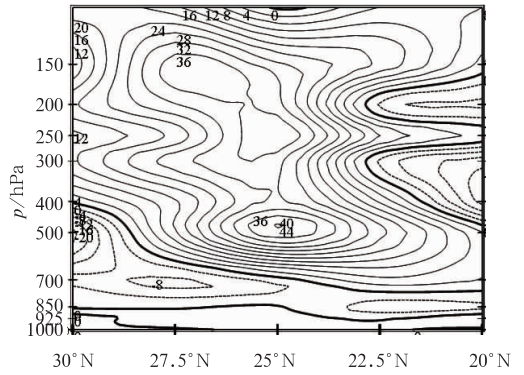


图 3 2012 年 2 月 27 日 20 时沿 110°E 涡度平流的垂直剖面(单位: 10^{-5} s^{-1})

Fig. 3 Vertical cross section of vorticity advection along 110°E at 20:00 BT February 2012 (unit: 10^{-5} s^{-1})

3.3 垂直速度

图 4 是 27 日 14 时沿 110°E 垂直速度 ω 和合成垂直流场的垂直剖面图, 从图中可以看到, 21°~27°N, 边界层被下沉气流控制, 存在 3 个弱的下沉运动中心; 而在 700 hPa 以上, 转为偏南气流控制, 从 24°N 开始, 气流明显加大, 高度一直延伸到 300 hPa 以上, 强劲的偏南气流, 在桂东北即 24°~26°N 造成一个强的上升运动中心, 其中心高度位于 600~500 hPa, 强度为 $-70 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$, 上升运动向北伸展到 300 hPa; 20 时, 强上升运动中心东移, 桂东北上空整层仍为上升运动, 但最大上升运动位于 600~500 hPa, 强度约为 $-45 \times 10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$; 强上升运动有利于将中层暖湿气流在低层锋区上抬

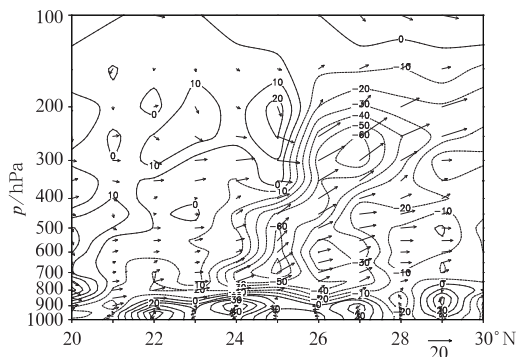


图 4 2012 年 2 月 27 日 14 时沿 110°E 的 ω 和合成垂直流场的垂直剖面(单位: $10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 4 Vertical cross section of ω and synthetic vertical flow field along 110°E at 14:00 BT 27 February 2012 (unit: $10^{-3} \text{ hPa} \cdot \text{s}^{-1}$)

升,形成不稳定,但同时也可看到,强上升气流能到达的高度不高,是由于正涡度平流中心所在高度不高所致。

4 对流云团活动

图 5 为 FY2E 沿 110°E TBB 值的时间变化的经向剖面图,可以看到,主要对流发生在 $25^{\circ}\sim 26^{\circ}\text{N}$;27 日 12 时开始发展,14 时有最大值,之后稍减弱,18 时又再次发展并北抬到湖南南部一带,22 时减弱消亡。整个强对流发生时段里,TBB 值均较小,最大约为 $-30\sim -25^{\circ}\text{C}$,说明云顶较低,对流伸展高度不高,这可能是垂直上升运动中心偏低,强上升气流所能到达的高度不高所致。

高架雷暴的可能触发机制: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 500 hPa 低槽移至强锋区上空时,上升运动加强,使得冰胚在对流层中层增长而形成冰雹。强的垂直风切变有利于对流风暴的发展和维持。对流有效位能小,最高 0°C 以下有较厚的融化层及强上升运动所到达的高度较低,是落到地面冰雹直径较小的主要原因。

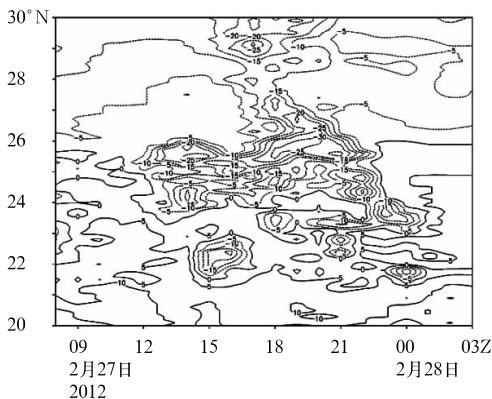


图 5 沿 110°E TBB 的时间和纬度的分布(单位: $^{\circ}\text{C}$)

Fig. 5 Time-latitude cross section of the TBB along 110°E (unit: $^{\circ}\text{C}$)

5 雷达资料分析

5.1 基本反射率

27 日中午,桂林周边的回波开始加强发展。

14:01(图 6a),桂林市南部的阳朔、荔浦和平乐为较完整的块状回波,而在桂林的北面和西面,则以零散回波为主。而后,南部的块状回波逐渐东移减弱,西面以及北面的零散回波则逐渐加强、发展和合并,至 15 时合并为东北—西南走向的带状回波,带状回波强度为 $35\sim 45\text{ dBz}$,带状回波中夹杂有 50 dBz 左右的单体东移与桂林、灵川、临桂等地的小冰雹出现的时间一致。此时的环境风场,高层为偏西南风,回波主要往西南方向发展,两者夹角较大,回波随时间缓慢南压,同时在其南侧及后部不断有新回波生成。16:00(图 6b),在带状回波的南侧,即柳州附近,又有新的回波生成,回波生成时呈零散的块状,反射率强度不强,强度为 $10\sim 15\text{ dBz}$;随着时间推移,零散的块状回波逐渐相互连接,呈长条状,且反射率强度有所加强,强度达到 $20\sim 30\text{ dBz}$ 。新生成的回波不断合并至带状回波之中,形成更大范围的回波群,夹杂在大片层状云回波中最大反射率因子 50 dBz 的单体是导致桂东北小冰雹天气的主要回波,回波持续至 21 时左右,才逐渐消散。

5.2 基本径向速度

从桂林及柳州多普勒雷达的基本径向速度图可以看出,本次过程的环境风场,其基本径向速度呈现出明显的高低空不连续性,在 2 km 以下,东北面为负值区,西南面为正值区,零线呈现出西北—东南走向,由此可见,低层(即 2 km 以下)为明显的偏东北气流控制,而在 2 km 以上,正、负径向速度则与 2 km 以下完全相反,东北面为正值区,西南面为负值区。在 2 km 高度附近,高、低空的风场在此处出现极大的不连续性,以雷达为圆心,出现一环形的零径向速度线。同时在 2 km 以上的高度层,出现明显的速度模糊,表明此处有显著的西南急流,径向速度值达到 $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上(图 7a 和 7b)。相应地,在风廓线产品上,也可看到相同的特征,即在 2 km 以上,存在着一支强盛的西南急流(图 8a 和 8b)。

分析对应冰雹出现时刻的基本径向速度图,并未发现明显的逆风区,可能是由于强大的环境风场,以及冰雹云强度不大而共同造成的。

5.3 风暴单体垂直结构

桂林冰雹出现时间在 16:36,直径 8 mm ,通过对降雹前风暴单体追踪,16:12 在雷达站西 264° 追踪到单体在 1.5° 基本反射率最大达到 50 dBz ,抬高

仰角到 2.4°和 3.4°,35~45 dBz 的较强回波面积扩大,且向东南方向倾斜。从雷达站沿 264°做基本反

射率和基本速度的垂直剖面,如图 9a 和 9b,随着高度上升对流风暴单体呈现明显的向偏东方向倾斜,

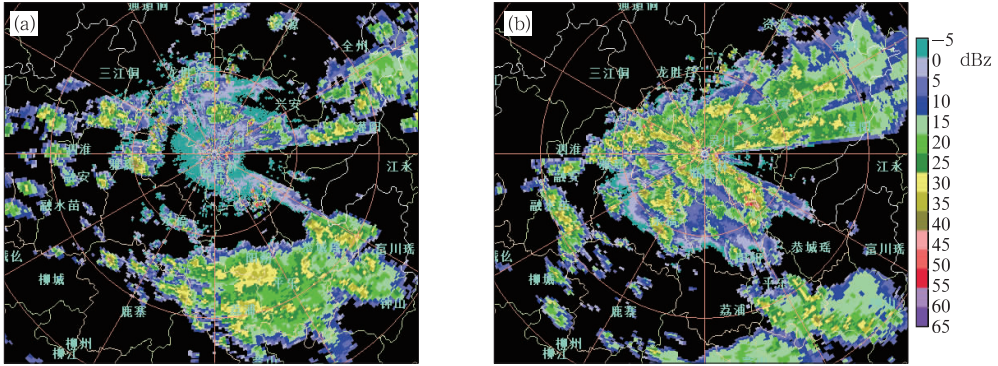


图 6 2012 年 2 月 27 日桂林雷达 2.4°仰角基本反射率 (a) 14:01, (b) 16:00

Fig. 6 Base reflectivity of 2.4° elevation angle of Guilin Radar at (a) 14:01 BT and (b) 16:00 BT 27 February 2012

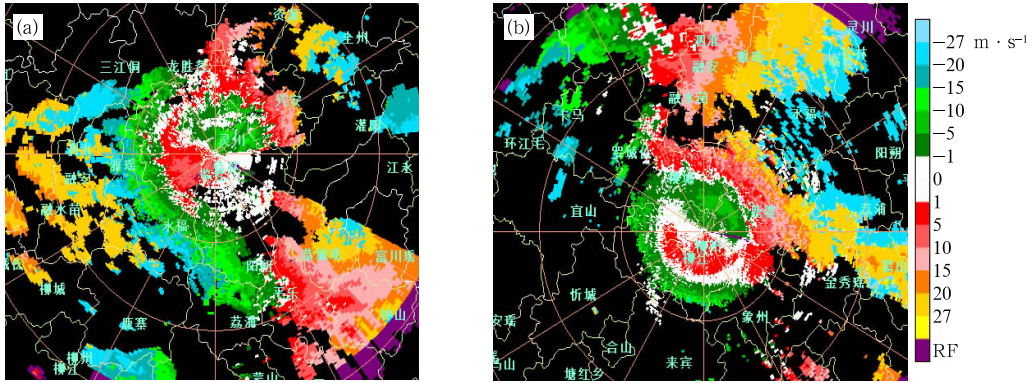


图 7 2012 年 2 月 27 日 2.4°仰角基本径向速度 (a) 14:37 桂林, (b) 20:01 柳州

Fig. 7 Base radial velocity of 2.4° elevation angle of (a) Guilin Radar at 14:37 BT and (b) Liuzhou Radar at 20:01 BT 27 February 2012

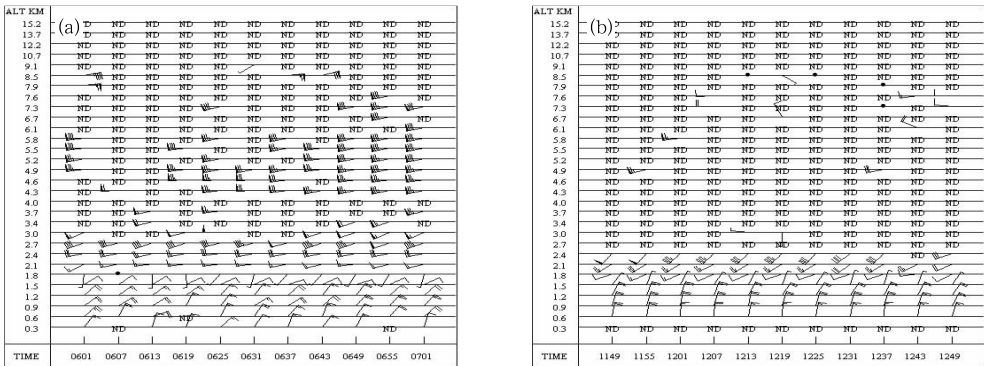


图 8 2012 年 2 月 27 日反演风廓线 (a) 桂林, (b) 柳州

Fig. 8 Inversion wind profile of (a) Guilin Radar and (b) Liuzhou Radar on 27 February 2012

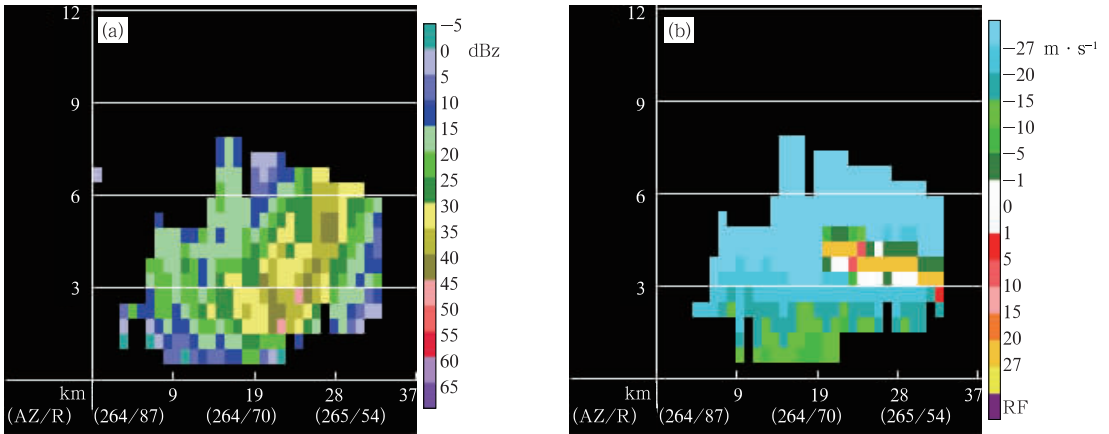


图 9 2012 年 2 月 27 日 16:12 桂林雷达剖面

(a) 基本反射率, (b) 基本速度

Fig. 9 Base reflectivity (a) and base radial velocity (b) of vertical cross section of Guilin Radar at 16:12 BT 27 February 2012

主要是由于 2 km 以上垂直风切变很大造成的;从基本速度上可见,风暴的入流也是偏西气流,而且风速很大,甚至在 4.5 km 左右高度出现速度模糊。50 dBz 反射率因子高度在 3 km 附近,可见冰雹的高度和强度都不大;30 dBz 回波伸展到 7 km 以上,超过探空 -20℃ 层的高度,大量冰晶生成是导致大片雷暴产生的主要原因。

5.4 基本谱宽

本次过程,由于基本反射率以及基本径向速度所呈现出来的冰雹云的特征并不明显,冰雹云并非独立的超级单体,而是夹杂在大范围的雷暴群中,所以谱宽值的分析显得特别重要。虽然本次过程冰雹云的回波强度较弱,但是依靠基本谱宽值仍可识别到相对较强的回波块(图略),如融水的冰雹云,在基本反射率上并不存在强回波,但在基本谱宽上,可以看到,沿着径向在最大反射率的后部,出现了相对较大的谱宽值,这是由于此处辐合、辐散和反气旋、气旋结构比周围回波要明显,识别出来的谱宽值比其他地方要大。

5.5 风暴追踪信息

从风暴追踪信息可发现,柳州几个雷暴的风暴追踪信息存在着十分相似的特征,首先是雷暴生成高度较高。追踪编号为 H5 和 Y5 的两个风暴,发现其生成阶段,风暴底高度约 5 km,风暴顶为 7 km 左右,风暴质心均在 6 km,随着发展,风暴底以及风暴质心逐渐降低。其次是风暴整体的垂直积分液态含

水量较低,均在 $10 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 以下,但是在降雹的前 2~3 个体扫,液态含水量的值还是有一定程度的增长。第三是最大反射率强度并非十分强,主要在 50~55 dBz 之间(图 10a 和 10b)。

对比桂林的冰雹云追踪信息,风暴生成阶段,其风暴底的高度较柳州的低,但是风暴质心仍处于 5 km 高度,与柳州的风暴信息十分相似。另外其液态含水量也较低,最大反射率强度也与柳州的冰雹云相当。

从上述风暴追踪信息可看出,此次过程具有十分明显的高架雷暴特征。风暴生成高度很高,其生成时的质心均在 5~6 km,风暴生成后,随着时间的推移逐渐向低层发展。风暴的垂直积分液态含水量均不大,在 $10 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-2}$ 以下,最大反射率的强度相对于经典的冰雹云也略小,为 50~55 dBz 之间。这是由于冰雹体积较小,雷达识别出来的最大反射率以及液态含水量均不会特别强,但是冰雹毕竟是固体,其相态已经产生了变化,所以在液态含水量上依然能看到一定程度的增大,但并不明显。

识别此类冰雹云的着眼点。对于典型的冰雹云,其多普勒雷达回波特征十分明显,主要表现在以下几个方面。一是十分强的基本反射率,且对应着明显的三体散射特征;基本径向速度图上能看到气旋性辐合,甚至中气旋,垂直剖面上能看到明显的一支上升气流,对应着基本反射率上的有界弱回波区;垂直积分液态含水量在降雹前的几个个体扫会出现明显的跃增。本次冰雹过程,由于冰雹体积小,雷达并没有识别出上述的大多数特征,识别此类冰雹云,需

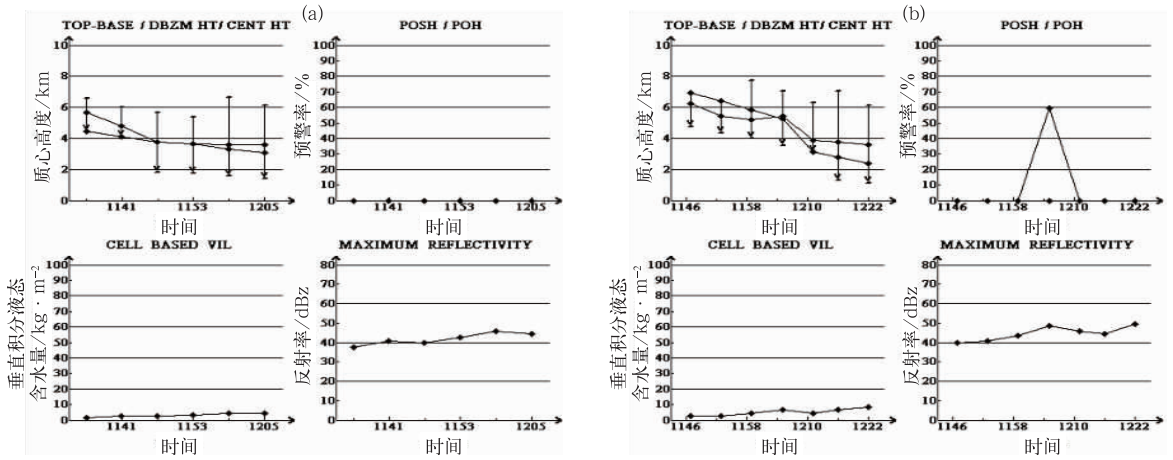


图 10 2012 年 2 月 27 日桂林雷达风暴追踪信息

(a) 编号 H5, (b) 编号 Y5

Fig. 10 Storm track information of Guilin radar on 27 February 2012

(a) No. H5, (b) No. Y5

要基本谱宽值帮助。

6 对比分析

为了对近年冬末到初春季节广西冰雹个例的影响系统和温湿风结构特征做进一步了解,表 1 统计了 2001—2012 年 1 月 1 日至 3 月 10 日广西冰雹过程中的风垂直切变、垂直温度差和温度露点差的情况。将地面有无冷空气影响分为:锋后冰雹(高架雷暴冰雹)类、高压后部偏南气流冰雹类和锋面过境或

锋面前暖区冰雹类。通过对比,得出以下结论:

(1) 早春冰雹多发生在广西东北部和西北部,有明显的地域特征。冰雹直径均在 20 mm 以下,锋前冰雹和高压后部冰雹在 16 mm 以下,高架雷暴冰雹为 3~8 mm。

(2) 早春冰雹均发生在中层急流轴下方,高架雷暴冰雹和锋面冰雹均伴有低层切变线和高空槽东移影响。高架雷暴冰雹落在切变线两侧约 200 km 范围。出海高压后部冰雹低层有偏南风速辐合,中层为强劲偏南急流控制。

表 1 2001—2012 年 1 月 1 日至 3 月 10 日广西早春冰雹影响系统及温湿结构统计

Table 1 Statistics of affecting system and the temperature and humidity structure of the early spring hail in Guangxi (1 January to 10 March, 2001—2012)

类别	日期	SHR/m · s ⁻¹		$\Delta T/^\circ\text{C}$			$T_d/^\circ\text{C}$	
		700~850 hPa	700~500 hPa	850~700 hPa	500 hPa	700 hPa	850 hPa	
高架雷暴	20020125	22	17	16	1	1	1	
	20120227	22	19	23	5	2	2	
	20090303	20	19	20	2	1	1	
高压后部	20070215	6	16	28	2	3	2	
	20120303	6	18	27	4	2	2	
锋面过境 或锋前	20030211	10	18	26	8	8	2	
	20100301	4	22	30	28	16	2	
	20050215	0	16	25	11	6	1	

(3) 高架雷暴冰雹由于 850 hPa 以下层为冷平流控制,700 hPa 以上有强劲的偏南急流输送,700~850 hPa 风垂直切变很强,均在 20 m · s⁻¹ 以上,而锋面冰雹和出海高压后部冰雹对流层低层均为偏南急流控制,风垂直切变很小,在 10 m · s⁻¹ 以下。

(4) 8 次冰雹过程前 500 hPa 气温在 -16~-10℃ 之间(500 hPa 气温气候平均:桂林 -9℃,百色 -8℃,南宁 -7℃),并有 24 h 2~9℃ 降温,由于中层降温而导致垂直温度递减率加大,层结不稳定加大;700~500 hPa 垂直温度差:高架雷暴冰雹在

17~19℃之间,比其他类要大 1~2℃;但 850~700 hPa 垂直温度差区别比较明显,高架雷暴冰雹在 16~23℃之间,而其他两类冰雹则在 25~30℃之间。

(5) 高架雷暴冰雹和高压后部冰雹中低层温度露点差均在 4℃以下,湿层较深厚,伸展到 500 hPa;而锋面冰雹只有 850 hPa 温度露点差小于 4℃,700 hPa 以上层温度露点差大于 8℃,湿度呈“上干下湿”结构。

7 小 结

(1) 冰雹发生在地面冷锋后约 1000 km 处,边界层以下为东北气流控制,850 hPa 上有切变线和明显温度锋区,强斜压性为对流发展提供抬升条件,冰雹发生在 850 hPa 切变线南北两侧约 200 km 范围;700 hPa 以上有强急流穿过;500 hPa 有明显的负变温,明显的 700 hPa 正变温与 500 hPa 负变温,使得垂直温度递减率加大,从而加大了对流性不稳定,这是高架雷暴产生的主要条件。

(2) 边界层附近为冷平流控制,中低层有明显的逆温,逆温层以上转为暖平流,层结接近饱和;中低层有强垂直风切变,有利于对流风暴生长和维持;较厚的冻结层厚度对冰雹增长有利。对流有效位能小,最高 0℃以下有较厚的融化层及强上升运动所到达的高度较低,是落到地面冰雹直径较小的主要原因。

(3) 高架雷暴的可能触发机制: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 500 hPa 低槽移至强锋区上空时,上升运动加强,使得冰胚在对流层中层增长而形成冰雹。

(4) 雷达资料显示,过程中冰雹单体夹杂在大

片层状云回波中,最大反射率因子为 50 dBz 左右;速度图中无明显的气旋性辐合;由于冰雹直径小垂直液态水含量不高,但有一定的增长。中低层强垂直风切变,使风暴在垂直方向上倾斜增长。回波顶高度超过-20℃高度,有大量冰晶产生而导致大范围的雷暴出现。

(5) 风暴追踪信息显示风暴生成高度高,质心均在 5~6 km,风暴生成后,随着时间的推移逐渐向低层发展,最大反射率以及液态含水量均不大,具有明显高架雷暴特征。

参 考 文 献

- 纪文君,张羽. 2005. 雷州半岛强对流及触发机制分析. 海洋气象, 22(3):1-4.
- 仇娟娟,何立富. 2013. 苏沪浙地区短时强降水与冰雹天气分布及物理量特征对比分析. 气象, 39(5):577-584.
- 苏永玲,何立富,巩远发,等. 2011. 京津冀地区强对流时空分布与天气学特征分析. 气象, 37(2):177-184.
- 王晓玲,龙利民,王珊珊. 2010. 一次春季冰雹过程的成因分析. 暴雨灾害, 29(2):160-165.
- 吴乃庚,林良助,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.
- 谢梦莉,黄京平,俞炳,等. 2002. 一次罕见的飑线天气过程分析. 气象, 28(7):51-54.
- 谢义明,解令运,沙维茹,等. 2008. 江苏中部一次强对流天气的物理机制分析. 气象科学, 28(2):212-216.
- 许爱华,马中元,叶小峰. 2011. 江西 8 种强对流天气形势与云型特征分析. 气象, 37(10):1185-1195.
- 俞小鼎. 2011. 强对流天气临近预报. 全国气象部门预报员轮训系列讲义, 99-100.
- 张涛,方翀,朱文剑. 2012. 2011 年 4 月 17 日广东强对流天气过程分析. 气象, 2012, 38(7):814-818.
- 周后福,郭品文,翟菁. 2010. 两类强对流天气过程的模式模拟及其比较. 热带气象学报, 26(3):379-384.