

网络优先数字出版时间:2015-05-27

网络优先数字出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/45.1075.N.20150527.1604.002.html>

# 华南西部高架冰雹强对流天气过程的特征及成因分析\*

## Characteristic and Cause Analysis of Elevated Thunderstorm Hail Severe Convection Weather in Western South China

董良森<sup>1</sup>, 农孟松<sup>1</sup>, 梁俊聪<sup>2</sup>, 李佳颖<sup>1</sup>, 赖珍权<sup>1</sup>, 苏 洵<sup>1</sup>

DONG Liang-miao<sup>1</sup>, NONG Meng-song<sup>1</sup>, LIANG Jun-cong<sup>2</sup>, LI Jia-ying<sup>1</sup>, LAI Zhen-quan<sup>1</sup>, SU Xun<sup>1</sup>

(1. 广西区气象台, 广西南宁 530022; 2. 梧州市气象台, 广西梧州 543002)

(1. Guangxi Meteorological Observatory, Nanning, Guangxi, 530022, China; 2. Wuzhou Municipal Meteorological Service, Wuzhou, Guangxi, 543002, China)

**摘要:**利用常规观测资料、NCEP再分析资料及雷达资料,综合分析2001年以来华南西部3次高架冰雹强对流天气过程的环流形势、温湿风特征、触发机制、抬升机制、雷达的回波特征及成因,得到以下结论:(1)该类过程出现在春天,发生在地面锋面北侧冷气团后约600 km以上区域,发生时地面气温较低。(2)发生期间空气下湿上干,低层存在逆温,850~700 hPa为强风垂直切变,有利于对流风暴生长和维持,而且高空槽前正负变温使700 hPa与500 hPa处的垂直温度递减率加大,加剧对流不稳定性。(3)高原槽前正涡度平流东移导致强烈上升运动是触发对流的条件之一;过程的暖湿气流在850 hPa附近才开始抬升,而不是从地面开始。(4)较低的0℃、-20℃等温线高度,较厚的冻结层厚度,极小的对流有效位能CAPE值导致雹体较小。(5)冰雹云系的雷达回波特征是,基本反射率不强,无明显的倾斜或悬垂回波;回波高度不高且VIL值较低,沿径向在最大反射率后部有相对较大的谱宽值。

**关键词:**高架冰雹 逆温 触发机制

**中图分类号:**P458 **文献标识码:**A **文章编号:**1002-7378(2015)02-0139-09

**Abstract:** Based on conventional observation data, NCEP/NCAR reanalysis data and radar data since 2001, the characteristics of elevated thunderstorm hail severe convection weather in western South China, such as general circulation, temperature, moisture, wind, trigger mechanism, uplift mechanism, radar echo features, are analyzed. The results show that: (1) This weather usually occurred in the cold-air mass where was more than 600 km to the north of the frontal surface and surface air temperature was low in spring. (2) Dry in high levels and wet in low levels, low-level inversion and strong vertical wind shear between 700 hPa and 850

hPa made for the development and maintenance of convective storm. Positive and negative temperature in front of Plateau trough bringing about the increase of vertical temperature lapse rate enhanced convective instability. (3) A strong ascending motion caused by positive vorticity advection eastward-moving in front of Plateau

收稿日期:2015-04-10

修回日期:2015-04-30

作者简介:董良森(1973-),女,高级工程师,主要从事天气预报及相关技术研究。

\*2013年中国气象局预报员专项(CMAYBY2013-050)和广西自然科学基金项目(2012XNSFAA053191)资助。

trough was one of the condition which triggered off the convection. Warm moist air lifted near 850 hPa, not surface. (4) Lower height of  $0^{\circ}\text{C}$  level and  $-20^{\circ}\text{C}$  level, thicker frozen layer fraction and little or no CAPE led to small hailstones. (5) There was not very large base reflectivity, not obvious tilt or overhang echo, high echo height and low VIL. Moreover, in the back of maximum reflectivity along the radial was relatively large spectral width value.

**Key words:** elevated thunderstorm hail, temperature inversion, trigger mechanism

## 0 引言

近年来,随着天气预报理论日趋完善,气象观测手段日益丰富,数值分析和模拟技术日渐提高,人们对雷暴冰雹天气的预测水平也有了明显进步,取得不少新的研究成果<sup>[1~4]</sup>。这些新成果为冰雹强对流天气的预报预警提供了重要的参考依据。然而,目前所研究的冰雹天气个例大多发生在锋前暖区或锋面附近,针对锋面后部中高层、湿冷环境下的冰雹(高架冰雹)研究还不多见。

一般来说,冰雹天气过程是一个小概率事件,而高架冰雹强对流过程发生的概率更小。这种强对流过程与传统的由边界层内不稳定气层强迫抬升后产生的强冰雹强对流天气过程不同,它的雷暴云底并不在边界层内,而是明显位于锋面逆温层以上。由于来自近地面层的气块很难穿越逆温层,引发高架冰雹强对流过程的主要能量来源是逆温层以上不稳定气层受扰动后绝热上升所释放出不稳定的能量。20世纪90年代初,Colman首次提出高架雷暴的概念,此后国内外许多气象学者对高架雷暴进行了研究。而近几年国内学者针对中国南方的锋面后部湿冷环境下产生的冰雹进行了研究,已取得了一些成果。如,杨秀庄等<sup>[5]</sup>对贵州2009年2月26日晚出现的冰雹天气形成机制进行分析,结果表明:冷空气势力加厚、增强进而抬升相对较暖的空气到中层,造成中层出现对流不稳定;加之低空的急流脉动效应,以及其最大风速中心前的辐合上升运动的共同影响,导致高架对流过程的产生和发展。黄元森等<sup>[6]</sup>指出:高架雷暴过程发生、发展时,其近地层一直存在的逆温层,是因地面冷锋已过境而高空中低层出现强回暖造成的;逆温层之上有强的西南暖湿气流辐合和强垂直风切变,导致强的辐合上升运动发生在逆温层之上。徐爱华等<sup>[7]</sup>利用环流形势和环境场特征,对高架冰雹雷暴过程的形成机理进行了分析,得出有利于我国南方锋面北侧冷气团中连续降雹发生的天气条件是,中低层有强温度锋区,中层700 hPa有不低于20 m/s的西南急流,存在较强的风垂

直切变,对流层中层较大的温度直减率以及 $0^{\circ}\text{C}$ 层高度较低(4 km)等。针对2012年2月发生在华南北部地区的典型高架冰雹强对流过程,吴乃庚<sup>[8]</sup>和农孟松<sup>[9]</sup>分别运用不同的技术手段(前者利用天气学分析及物理量诊断方法,后者在此基础上还加入了雷达资料分析)进行研究,结果表明:500 hPa高空冷槽东移为高架强对流的发生提供了触发条件;此类冰雹云在雷达速度图中无明显的气旋性辐合,最大反射率以及液态含水量均不大,但基本谱宽较周边区域更为明显。总的来说,由于高架雷暴冰雹个例较少、研究数据不够充分,导致对其形成及发展变化机理的认识不够充分,因而这类天气预报难度较大,漏报情况容易出现。

2012年2月27日上午至28日夜,广西区域出现了一次高架冰雹天气过程,这次强对流过程主要发生在广西东北部,其中全州、兴安、灌阳、桂林等14站出现冰雹。时值冬末初春时节,尽管此次过程中的降雹尺寸较小,未造成严重危害,但因其影响范围大,依然受到政府部门和社会公众的广泛关注。广西气象台2012年2月26日发布的短期天气预报未能准确报出这次冰雹天气过程,后续开展的短时临近预警服务也未能对该过程的发生发展进行及时的冰雹预警指导,只发布了雷暴预警信号。鉴于此,本文利用常规观测资料,NCEP再分析资料及雷达资料,再结合广西区域2012年2月27~28日强对流天气个例及其相关研究成果,对2001年以来华南西部地区发生在锋区后部的强对流(高架冰雹)天气的环流形势、温湿风特征、触发机制、抬升机制、雷达的回波特征进行综合分析,试图总结归纳出高架雷暴冰雹过程的特征及成因,以加深对相关系统发生发展变化机理的认识,为今后开展此类天气的预报预警服务工作提供一些思路。

## 1 统计特征

根据2001~2012年3月广西89个站点的WS资料统计,12年间只观测并记录到了3次高架冰雹强对流天气过程(后简称过程)。由表1可看出,3

次过程出现的时间都在 3 月上旬之前,正值广西春季;降雹地点全在广西东北部,冰雹直径多在 3~8 mm,未观测到大于 10 mm 的冰雹。

表 1 2001~2012 年 3 月高架冰雹强对流天气统计

Table 1 Elevated thunderstorm hail from 2001 to 2012

日期 Date	地点 Site	站数/个 Station number	冰雹最 大直径 Max hail Diameter (mm)	冰雹点与锋面位置 Distance between the hail and the front
2002-01-25	广西东北部 Northeast of Guangxi	1	5	锋后 750 km 750 km after the front
2009-03-03	广西东北部 Northeast of Guangxi	2	5	锋后 600 km 600 km after the front
2012-02-27	广西东北部 Northeast of Guangxi	13	8	锋后约 1000 km About 1000 km after the front

## 2 系统特征分析

分析 3 次过程的环流形势(图 1),在地面上,冰雹发生时地面受冷空气补充影响,冷锋已移到南海中北部,距离落雹地域约 600~1000 km(表 1)。徐爱华等<sup>[7]</sup>对我国南方锋面北侧冷气团中连续降雹过程的分析中指出:冰雹发生在锋面北侧冷气团中,距地面锋面 300~600 km。与之相比,广西 3 个个例的冰雹落区与锋面位置的距离更远,均超过 600 km,其中 2012 年的过程最远,达 1000 km。这些过程发生时,广西地面受冷高压脊控制,大部分地区出现小雨,并伴有雷暴天气;地面吹东北风,温度较低,中北部地区的气温大多在 10℃ 以下,降雹地气温甚至只有 2~4℃。此种阴冷的环境下出现冰雹天气的几率一般很低。

从 850 hPa 天气演变可见,华南上空的温度锋区(海口与桂林的温度差)存在增大的过程,锋区超过 10℃,这表明广西上空低层存在强的水平温度梯度。还可以看出,广西大部温度露点差为 0~2℃,空气接近于饱和,切变线南压到贵州南部到广西北部一带,切变线北侧受高压底部东北到偏东气流控制,南部受西南或偏南急流控制,表明切变线附近存在较强的风向、风速辐合,斜压性明显,冰雹就出现在切变线附近距离南北两侧约 200 km 范围。

700 hPa 天气演变则显示,在四川东部到云南中北部一带都有低槽存在,槽前有明显的西南急流横穿整个广西,广西上空有 1~4℃ 升温,这表明大气中层有暖平流。对比 3 次气流过程可发现,2012 年 2 月这次过程的暖平流较前两个过程更为明显,

冰雹强度和范围也更为明显。

从 500 hPa 天气演变可明显看出,高原东南侧有低槽快速东移。24 h 变温中,贵州到广西北部一带都出现负变温,由此可看出高空槽前有冷平流存在。其中 2002 年和 2009 年这两次过程中降冰雹的广西东北部最大负变温为 3~4℃,而 2012 年过程中的最大负变温高达 9℃,此过程 24 h 的负变温范围也扩大到广西大部地区。

3 次冰雹过程均可观测到广西东北上空 700 hPa 有正变温,而 500 hPa 有负变温,使得广西上空的垂直温度递减率加大,为对流的发展提供了不稳定条件,这有利于高架冰雹的产生。其中,2012 年 2 月底的气流过程 700 hPa 正变温和 500 hPa 负变温最明显,而且此过程共观测到 13 站次的冰雹,比前两次过程(仅出现 1~2 站次)强度大很多。

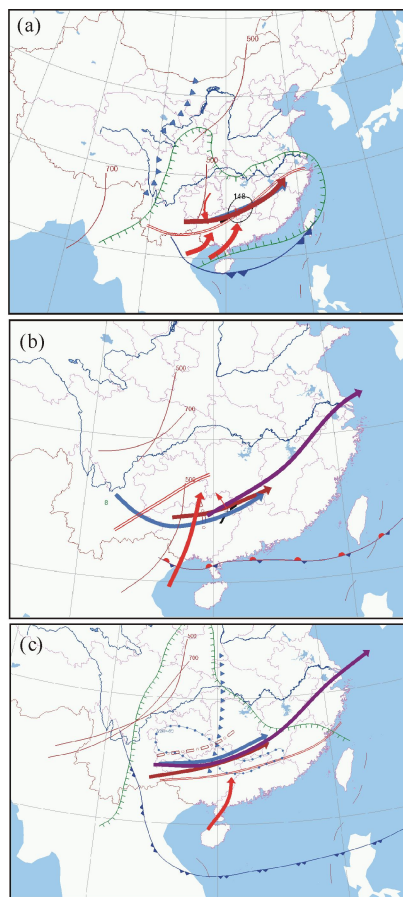


图 1 中尺度系统分析

Fig. 1 Analysis of mesoscale systems

(a) 2002 年 1 月 25 日 08 时, (b) 2009 年 3 月 3 日 08 时, (c) 2012 年 2 月 27 日 08 时。

(a) at 8:00 BT 25 January 2002, (b) at 8:00 BT 3 March 2009, (c) at 8:00 BT 27 February 2012.

200 hPa 天气演变发现,广西位于急流轴入口区右侧的辐散区中,这也有利于气流垂直上升运动。

### 3 T-lnP 图分析

分析3次过程的桂林探空图(图2a、b、c)可明显看出,K指数都小于 $20^{\circ}\text{C}$ ,SI指数都大于10,地

面层结稳定。一般来讲,气体从地面抬升,出现冰雹时K指数 $\geq 35^{\circ}\text{C}$ ,SI指数 $\leq 0$ ,所以地面资料对这类高架雷暴天气的预报价值不大。

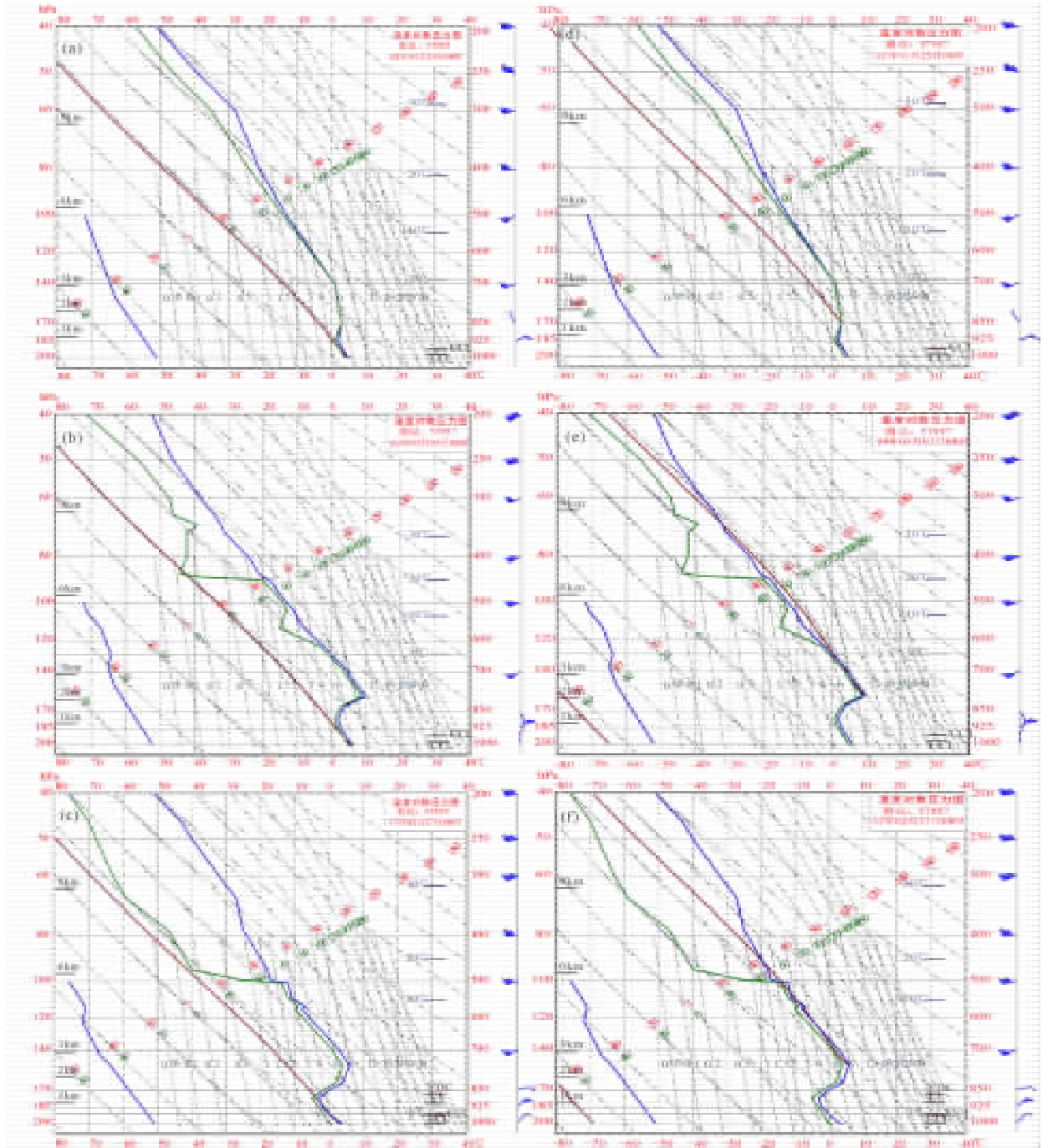


图2 桂林站 T-lnP 图

Fig. 2 Emagrams of Guilin station

(a,b,c)实况分析,(d,e,f)假定气块从最强逆温层顶绝热上升的分析;(a)2002年1月25日08时,(b)2009年3月3日08时,(c)2012年2月27日08时;(d)2002年1月25日08时,(e)2009年3月3日08时,(f)2012年2月27日08时。

Real data analysed(a,b,c)and analysed after assumed gas block rose adiabatically from the strongest inversion layer(d,e,f);(a) at 8:00 BT 25 January 2002,(b) at 8:00 BT 3 March 2009,(c) at 8:00 BT 27 February 2012,(d) at 8:00 BT 25 January 2002,(e) at 8:00 BT 3 March 2009,(f) at 8:00 BT 27 February 2012.

3次过程中边界层附近均为冷平流控制,中低层有逆温,逆温层以上为明显的暖平流控制。由于逆温层以上部分暖湿,层结接近湿绝热,故对状态曲线进行订正(图2d、e、f),把起始抬升高度定在逆温层顶。发现经过订正后的对流有效位能(CAPE)仍都小于20,与出现大冰雹时几百甚至上千的CAPE值比较,其值明显偏小。CAPE500 hPa以下温度露点差在 $0\sim 1^{\circ}\text{C}$ ,露点曲线与温度曲线相差很小且几乎平行,说明大气基本上处于饱和状态。500 hPa以上露点曲线与温度曲线呈喇叭口状,为上干下湿的状态,说明中上层有干冷空气入侵,触发了不稳定能量的释放,其中2012年上干下湿的状态更为明显,因此天气变化也更为剧烈。

从垂直风向看,3次过程中近地层为东北风,以上逐渐转西南风,700 hPa以上存在强的西南急流。3次过程850 hPa与700 hPa垂直风切变分别为21 m/s,20 m/s和23 m/s(2012年)。这种强的中低层垂直风切变,有利于对流风暴生长和维持。

比较700 hPa与500 hPa温差值 $T_{700-500}$ 与假相当位温差值 $\Delta\theta_{se\ 700-500}$ 比较, $T_{700-500}$ 为 $14\sim 19^{\circ}\text{C}$ , $\Delta\theta_{se\ 700-500}$ 为 $-3\sim 10$ ,这表明广西东北部上空逆温层之上对流不稳定,在逆温层之上有利于发生强的气流垂直上升运动。2012年过程的温差及假相当位温差值最大,因此此次强对流天气最为明显。

冰雹一般都在 $0^{\circ}\text{C}$ 层和 $-20^{\circ}\text{C}$ 层高度适宜的情况下发生,因为 $0^{\circ}\text{C}$ 等温线至 $-20^{\circ}\text{C}$ 等温线之间主要由过冷水滴、雪花及冰晶组成,这个区域是冰雹生成的“雹源区”<sup>[10~12]</sup>。3次高架冰雹强对流天气过程的 $0^{\circ}\text{C}$ 层高度均不超过4 km, $-20^{\circ}\text{C}$ 层高度均在7.1 km以下,与春末夏初广西典型冰雹 $0^{\circ}\text{C}$ 层高度4.5 km, $-20^{\circ}\text{C}$ 高度7~8 km相比,略偏低;另外,冻结层厚度值( $-20^{\circ}\text{C}$ 层与 $0^{\circ}\text{C}$ 层间的垂直温度梯度)越小,表明垂直温度梯度越大,大气层结越不稳定,越有利于产生冰雹<sup>[13]</sup>。反之,则不利于大冰雹的产生。3次过程的冻结层厚度分别为3.9 km,3.0 km,3.2 km,比平均值(2.6~3.0 km)略大。由此看出,3次高架冰雹强对流过程的冰雹直径较小,不超过8 mm,可能与较厚的冻结层厚度,偏低的 $0^{\circ}\text{C}$ 和 $-20^{\circ}\text{C}$ 层高度,以及极小的对流有效位能CAPE有关。

## 4 触发条件和抬升动力条件分析

### 4.1 涡度分析

冰雹发生前,500 hPa高空槽东移位于贵州到广西西部一带,广西东北部处在槽前西南气流中,涡度(图3)逐渐由负转正,或正涡度中心明显增大到 $20\times 10^{-5}\sim 40\times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ ,这有利于激发强烈的上升运动。正涡度增大的过程与冰雹等强对流发生的时段吻合,说明高原槽前正涡度平流东移导致强烈气流上升运动产生是触发对流的条件之一。

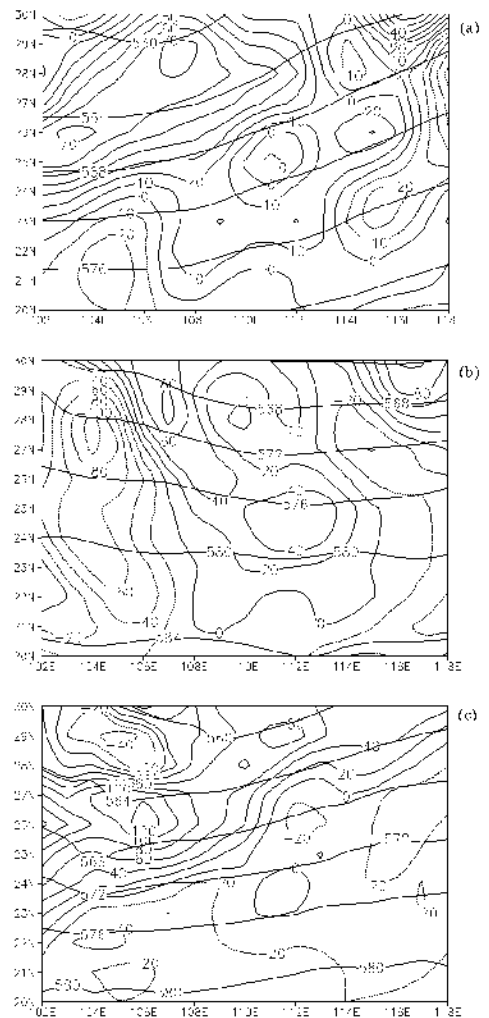


图3 500 hPa高度场(蓝,10 gpm)和涡度场(黑, $10^{-5}\text{s}^{-1}$ )

Fig. 3 Height fields (blue, unit: 10 gpm) and vorticity fields (black, unit:  $10^{-5}\text{s}^{-1}$ ) at 500 hPa

(a) 2002年1月25日08时, (b) 2009年3月14时, (c) 2012年2月27日14时。

(a) at 8:00 BT 25 January 2002, (b) at 14:00 BT 3 March 2009, (c) at 14:00 BT 27 February 2012.

### 4.2 垂直速度、假相当位温和水平风场分析

沿 $110^{\circ}\text{N}$ 作剖面(图4)可以看到,对流层边界

层明显的等 $\theta_{se}$ 线密集带对应有较强的锋区;边界层基本被下沉气流控制;由南至北,锋区高度逐渐增大;与锋区相对应,有等风速线密集带,锋区之下(850 hPa或925 hPa以下)为偏北风,锋区之上(700 hPa或850 hPa以上)转为偏南风,一般达到急流强度,在锋区附近有较强的垂直风切变,有利于强对流天气的发生。

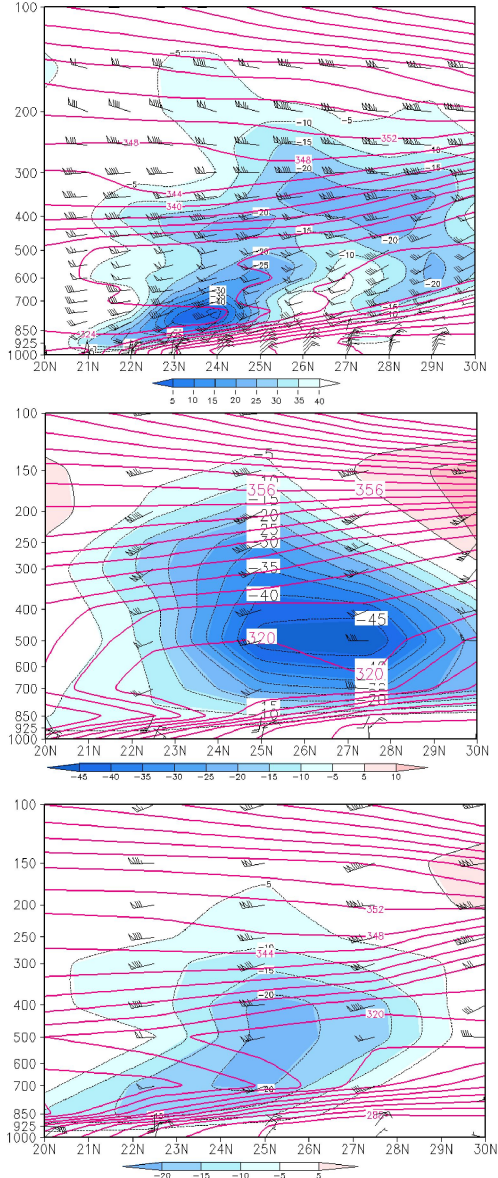


图4 沿 $110^{\circ}\text{E}$ 垂直速度(阴影, $10^{-2}\text{Pa/s}$ ),假相当位温(紫,K)和水平风场(黑,m/s)的垂直剖面

Fig. 4 Height-latitude cross-sections of vertical velocity (shaded, unit:  $10^{-2}\text{Pa/s}$ ), pseudo-equivalent potential temperature (purple, unit: K) and (black, unit: m/s) along  $110^{\circ}\text{E}$

(a)2002年1月25日08时,(b)2009年3月3日08时,(c)2012年2月27日08时。

(a) at 8:00 BT 25 January 2002, (b) at 8:00 BT 3 March 2009, (c) at 8:00 BT 27 February 2012.

850 hPa  $24^{\circ}\text{N}$ (或 $25^{\circ}\text{N}$ )以北为偏北风控制,以南则为偏南风,表明广西北部(或中部)有切变线存在,气体在此处辐合,冰雹就落在切变线附近或其南侧200 km内。700 hPa出现明显西南急流,中低层有明显的暖舌向北伸展,传输暖湿空气,加强对流不稳定,当有触发机制时,就可产生强对流天气。

垂直运动显示,与典型的冰雹天气不同,高架冰雹过程是从锋区上部开始抬升,即暖湿气流从850 hPa附近才开始抬升,而不是从地面开始。3次过程强上升中心及上升发展高度略有差异,2002年的强上升中心较低,为850~700 hPa,强度最小,上升运动发展到400 hPa附近。2009年强上升中心高度位于500 hPa附近,强度最强,上升运动可向上发展接近200 hPa。2012年的强上升中心高度也是位于500 hPa附近,强度居中,上升运动向上发展接近300 hPa。可看出,并不是最强的上升运动产生最剧烈的天气,但强上升运动还是有利于将中层暖湿空气自锋区抬升,加强大气不稳定。同时从图4也可以看出强上升运动的起始高度较高。另外,广西东北部还处在正负垂直速度的交汇区,即此处存在垂直速度锋区,这种形势有利于西南暖湿气流到达广西东北部时,在逆温层上产生辐合抬升运动,引起高架雷暴的发生<sup>[6]</sup>。

## 5 雷达回波特征形态分析

鉴于2002年1月25日过程发生时,广西还没有可以探测到相关系统回波,生成可用资料的天气雷达,故以下仅对其他两个过程进行雷达资料分析。

### 5.1 基本反射率

两次过程在基本发射率上的平面显示(图5)略有不同的,2009年的过程只有零星的回波,在其向东北移动的过程中,回波不断加强成为密实块状,回波的强度不断加强,最后达到65 dBz,整个过程从发展到消亡持续时间不到1 h。2012年的过程,开始也是以零散回波为主,其后逐渐加强,发展合并为大范围的回波群,反射率强度有所加强,分散的积状云回波夹杂在大片层状云回波中,积状云回波最大反射率因子未超过55 dBz,变化过程从上午持续到晚上。从两次过程的剖面图上看,回波的垂直结构没有出现明显的倾斜,没有出现悬垂回波,回波顶高不超过9 km,强回波中心高度也不超过5 km。表明此类强对流天气的基本反射率强度不强,回波内部的上升气流不强。另外,从雷达回波持续时间看,2012年过程时间更长,因此强对流的范围更广。

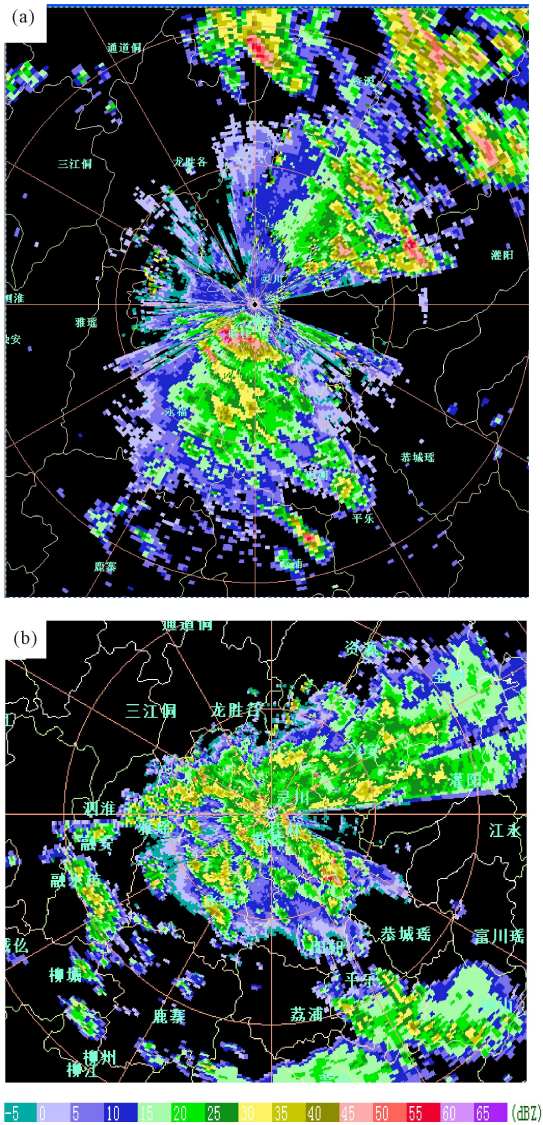


图5 雷达基本及射率

Fig. 5 Base reflectivity of Radar

(a)2009年3月3日13:22桂林雷达1.5°仰角;(b)2012年2月27日16:00桂林雷达2.4°仰角基本反射率。

(a)1.5° elevation of Guilin Radar at 13:22 BT 3 March 2009. (b)2.4° elevation of Guilin Radar at 16:00 BT 27 February 2012.

### 5.2 基本径向速度与风廓线

基本径向速度图(图6)上呈现出明显的高低空不连续性,还可看到在1.5 km(2009年过程)或2 km(2012年过程)以下,低层为明显的偏东北气流控制,而在1.5 km或2 km以上,则为西南气流,并在700 hPa附近能看到24 m/s(2009年过程)或30 m/s(2012年过程)左右的径向速度大值区,由此可知此处西南急流极为强盛。相应地,从风廓线(图7)上,也可看到相同的特征,即在700 hPa附近,存在着一支强盛的西南急流。近地面为冷气团,暖空

气在850 hPa附近以上抬升,与典型冰雹的从地面抬升有明显的不同。

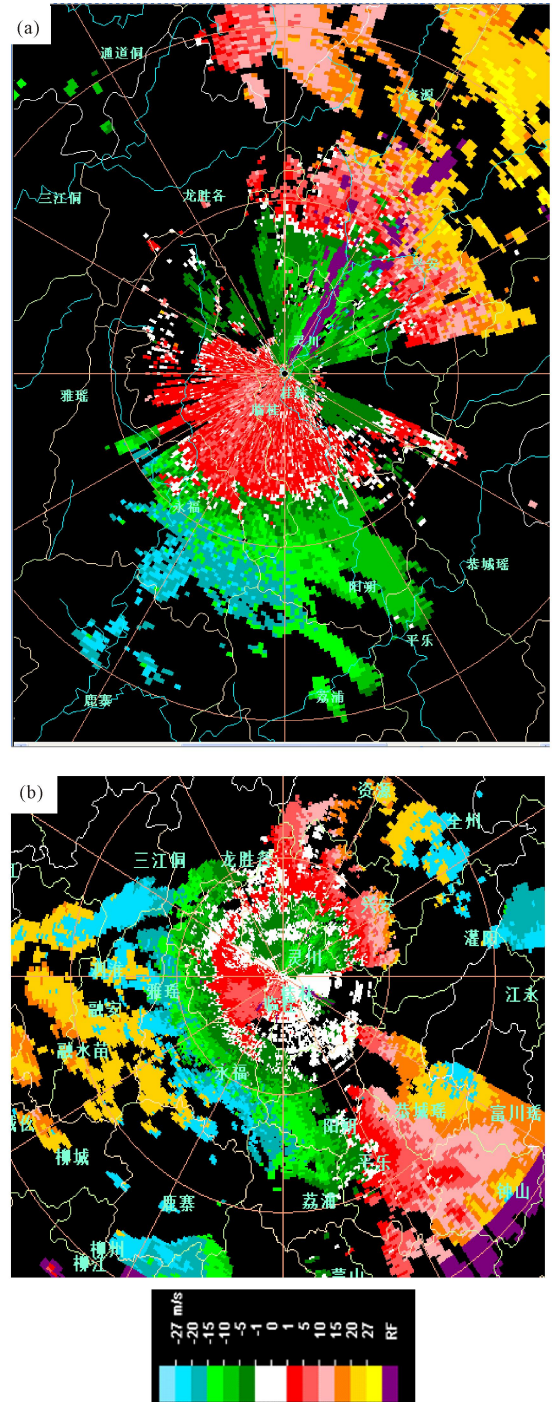


图6 基本径向速度图

Fig. 6 Base radial velocity

(a)2009年3月3日13:22桂林雷达1.5°仰角基本径向速度;(b)2012年2月27日14:37桂林雷达2.4°仰角基本径向速度。

(a)Base velocity of 1.5° elevation of Guilin Radar at 13:22 BT 3 March 2009, (b)Base velocity of 2.4° elevation of Guilin Radar at 14:37 BT 27 February 2012.

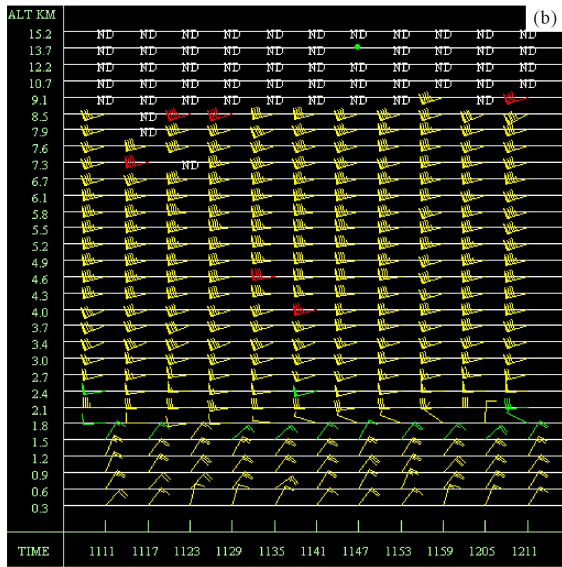
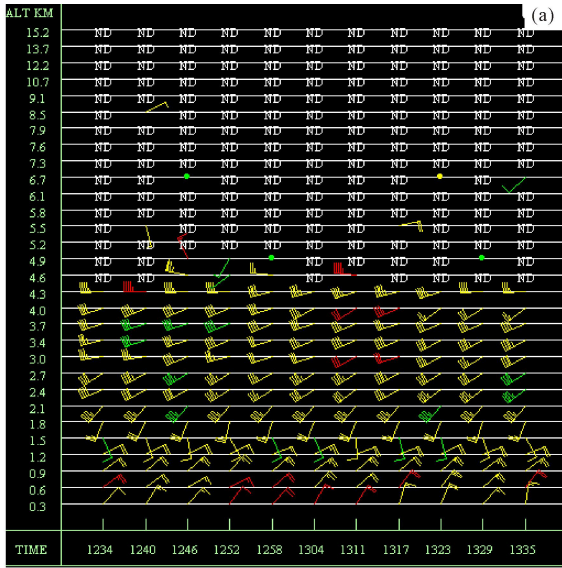


图7 2009年过程(a)和2012年过程(b)桂林雷达反演风廓线

Fig. 7 Inversion radar wind profile of Guilin Station in (a)2009 and (b)2012

### 5.3 风暴追踪信息

从2012年过程的风暴追踪信息(图8)可发现,回波呈现出以下几个特点。首先风暴生成高度很高,其生成时的质心均在5~6 km,最大反射率的高度与质心高度相差不大。风暴生成后,随着时间的推移逐渐向低层发展,最大反射率的高度与质心高度相差不大。其次回波的垂直发展不是很旺盛,回波顶的高度始终在6~8 km,未突破10 km。最后垂直积分液态含水量VIL较低,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。

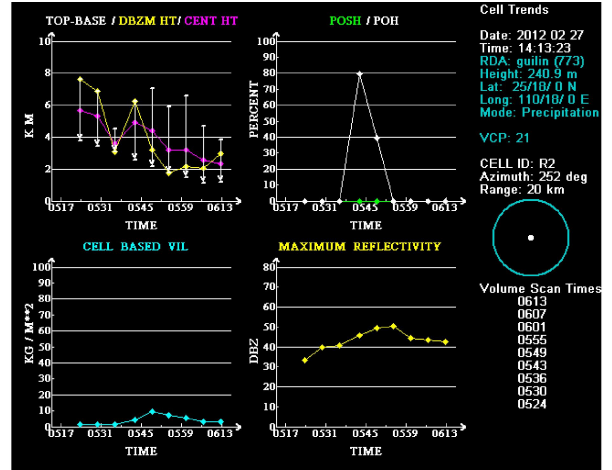


图8 2012年2月27日桂林雷达风暴追踪信息(编号R2)

Fig. 8 Storm track information of Guilin Radar on 27 February 2012 No. R2

### 5.4 谱宽

由于高架冰雹强对流云在基本反射率及基本径向速度图中的特征并不明显,而从2012年过程谱宽的垂直剖面结构(图9)可以看到,沿着径向在最大反射率的后部,还是出现了相对较大的谱宽值。这可能是此处的对流比周围要明显,识别出来的谱宽值比其它地方要大的缘故。

与典型的冰雹云雷达回波的高反射率因子,出现有界弱回波区,三体散射,中气旋等特征相比,高架冰雹天气过程大多并没有观测到,但是我们关注到2012年过程中风暴生成的高度较典型的高,虽然垂直积分液态含水量较低,但是在降雹的前2~3个体扫中,液态含水量的值还是有一定程度的增长且沿径向在最大反射率后部有相对较大的谱宽值。

### 6 结论

分析2001年以来华南西部3次高架冰雹强对流天气过程,得到以下主要结论:

- (1)华南西部高架冰雹强对流过程多出现在春天;冰雹发生在地面锋面北侧冷气团后约600~1000 km处,850 hPa切变线南北两侧200 km内都可能发生,边界层以下为东北到偏北气流冷气团控制,地面气温较低,一般在10℃以下。



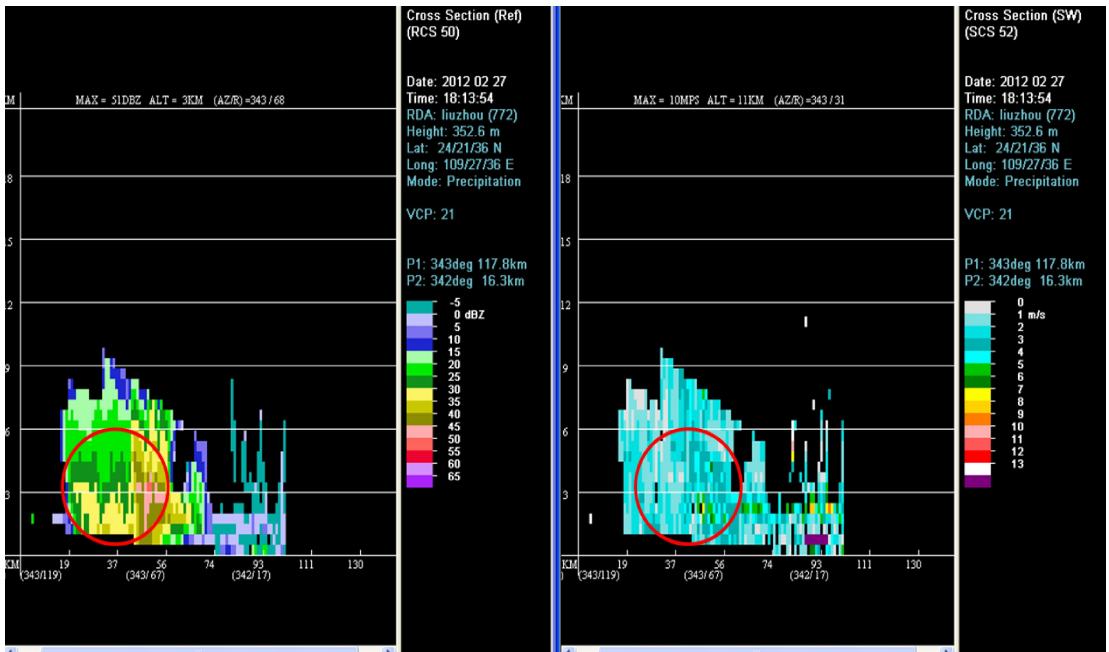


图9 2012年2月27日18:13 桂林雷达基本反射率、谱宽对比

Fig. 9 Base reflectivity and spectral width of Guilin Radar at 18:13 BT 27 February 2012

(2)冰雹发生期间的环境场特征是下湿上干,低层强锋区和低层存在逆温,700 hPa 有大于  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的强西南急流,暖平流明显,850~700 hPa 有大于  $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  的强风垂直切变,而中低层的强垂直风切变,有利于对流风暴生长和维持。

(3)500 hPa 高原东南侧有低槽快速东移,槽前有明显的负变温,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;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。

(4)高原槽前正涡度平流东移导致强烈上升运动是触发对流的条件之一,高架雷暴过程的暖湿气流是 850 hPa 附近才开始抬升,而不是从地面开始,强上升运动气流能达到的高度不高。

(5)较低的  $0^{\circ}\text{C}$ ,  $-20^{\circ}\text{C}$  等温线高度,较厚的冻结层厚度和极小的对流有效位能 CAPE 导致高架冰雹强对流直径较小。

(6)雷达资料显示,基本反射率强度不强,垂直结构上没有出现明显的倾斜或悬垂回波;基本径向速度呈现出明显的高低空不连续性,低层为明显的偏东北气流控制,在 700 hPa 附近有明显的西南急流;回波生成高度较高,自高往低发展,但回波顶不高,垂直液态含水量 VIL 值及最大反射率强度均较低,但是在降雹的前 2~3 个体扫中,VIL 的值有一

定程度的增长。从谱宽产品的垂直剖面结构上可以看到,沿着径向在最大反射率的后部,出现了相对较大的谱宽值。

#### 参考文献:

- [1] 魏东,孙继松,雷蕾,等.三种探空资料在各类强对流天气中的应用对比分析[J].气象,2011,37(4):412-422.  
Wei D, Sun J S, Lei L, et al. Comparative analysis of three kinds of sounding data in the application of the severe convective weather[J]. Meteorological Monthly, 2011, 37(4): 412-422.
- [2] 潘留杰,张宏芳,王楠,等.陕西一次强对流天气过程的中尺度及雷达观测分析[J].高原气象,2013,32(1): 278-288.  
Pan L J, Zhang H F, Wang N, et al. Mesoscale and doppler radar observation analyses on a severe convective weather process in middle Shanxi province in september 2010[J]. Plateau Meteorology, 2013, 32(1): 278-288.
- [3] 李江波,王宗敏,王福侠,等.华北冷涡连续降雹的特征与预报[J].高原气象,2011,30(4):1119-1131.  
Li J B, Wang Z M, Wang F X, et al. Characteristic and forecasting of continuous hail shooting processes caused by the North China cold vortex [J]. Plateau Meteorology, 2011, 30(4): 1119-1131.

(下转第 154 页 Continue on page 154)

- [3] 戴乐. 让化学史走进课堂——历史探究教学模式的建构与实践[J]. 化学教育, 2005(2):15-17.  
Dai L. Let the chemistry history into the classroom——construction and practice of teaching mode of historical inquiry [J]. Chemical Education, 2005(2): 15-17.
- [4] 李凤艳. 化学史教育的理论和实践研究[D]. 重庆: 西南师范大学, 2005.  
Li F Y. A Research on the Theory and Practice of Chemistry History Education[D]. Chongqing: Southwest China Normal University, 2005.
- [5] 白冬君. 化学史在高中化学教学中的应用策略研究[D]. 石家庄: 河北师范大学, 2015.  
Bai D J. A Research on the Applicational Strategies of Chemistry History in Chemistry Teaching of High School [D]. Shijiazhuang: Hebei Normal University, 2015.
- [6] 魏冰. 让科学史走进课堂——介绍一种科学史教学模式[J]. 化学教育, 2000(2):39.  
Wei B. Let the history of science into the classroom——a teaching mode of history of science [J]. Chemical Education, 2000(2):39.
- [7] 戴琪. 开展探究式教学课例分析——氯气化学性质的研究[J]. 化学教学, 2003(10):28-29.  
Dai Q. Start the analysis the inquiring teaching lesson——the research of chemical properties of chlorine [J]. Chemical Teaching, 2003(10):28-29.
- [8] 刑健. 在新课程理念下运用化学史进行探究教学的研究[D]. 昆明: 云南师范大学, 2008.  
Xing J. The Research of Applying the History of Chemistry into Inquiry Teaching Research Under the New Curriculum [D]. Kunming: Yunnan Normal University, 2008.

(责任编辑:尹 闯)

(上接第 147 页 Continue from page 147)

- [4] 谢义明, 解令运, 沙维茹, 等. 江苏中部一次强对流天气的物理机制分析[J]. 气象科学, 2008, 28(2):212-216.  
Xie Y M, Xie L Y, Sha W R, et al. Mechanism analysis of a severe convection process in middle Jiangsu [J]. Scientia Meteorology Sinica, 2008, 28(2):212-216.
- [5] 杨秀庄, 彭芳, 汪超. 贵州中东部地区一次锋后强对流天气成因分析[J]. 贵州气象, 2010, 34(1):8-12.  
Yang X Z, Peng F, Wang C. A cause analysis leading to a convective weather in rear of the front in the middle of Guizhou [J]. Journal of Guizhou Meteorolog, 2010, 34(1):8-12.
- [6] 黄元森, 丁光义, 陈小梅. 2012年2月23日一次冰雹过程的中尺度特征分析 [J]. 福建气象, 2012(2):6-10.  
Hang Y S, Ding G Y, Cheng X M. Mesoscale analysis of a hail process on february 23, 2012 [J]. Fujian Meteorolog, 2012(2):6-10.
- [7] 徐爱华, 陈云辉, 陈涛, 等. 锋面北侧冷气团中连续降雹环境场特征及成因 [J]. 应用气象学报, 2013, 24(2):197-206.  
Xu A H, Chen Y H, Chen T, et al. Environment characteristics and causes of a continuous hail fall event occurred within the cold air mass to the north of a cold front [J]. Journal of Applied Meteorological Science, 2013, 24(2):197-206.
- [8] 吴乃庚, 林良勋, 冯业荣, 等. 2012年初春华南“高架雷暴”天气过程成因分析 [J]. 气象, 2013, 39(4):409-417.  
Wu N G, Lin L X, Feng Y R, et al. Analysis on the causes of an elevated thunderstorm in early - spring of South China [J]. Meteorological Monthly, 2013, 39(4):409-417.
- [9] 农孟松, 赖珍权, 梁俊聪, 等. 2012年早春广西高架雷暴冰雹天气过程的分析 [J]. 气象, 2013, 39(7):939-947.  
Nong M S, Lai Z Q, Liang J C, et al. Analysis on elevated hail in Guangxi in early spring of 2012 [J]. Meteorological Monthly, 2013, 39(7):939-947.
- [10] 陆忠汉, 陆长荣, 王婉馨. 实用气象手册 [M]. 上海: 上海辞书出版社, 1984.  
Lu Z H, Lu C R, Wang W X. Practical Meteorological Handbook [M]. Shanghai: Shanghai Cishu Publishing House, 1984.
- [11] 张霞, 周建群, 申永辰, 等. 一次强冰雹过程的物理机制分析 [J]. 气象, 2005, 31(4):15-17.  
Zhang X, Zhou J Q, Shen R C, et al. Physical mechanism analysis of a heavy hail event [J]. Meteorological Monthly, 2005, 31(4):15-17.
- [12] 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 天气学原理与方法 [M]. 北京: 气象出版社, 2000:449-453.  
Zhu Q G, Lin J R, Shou S W, et al. Synoptics Principle and Method [M]. Beijing: China Meteorological Press, 2000:449-453.
- [13] 刘健文, 郭虎, 李耀东, 等. 天气分析预报物理量计算基础 [M]. 北京: 气象出版社, 2005:198-200, 215-217.  
Liu J W, Guo H, Li Y D, et al. Computation Basis of Weather Analysis and Forecasting Physics [M]. Beijing: China Meteorological Press, 2005:198-200, 215-217.

(责任编辑:尹 闯)