

基于多普勒天气雷达产品的降雪及冻雨综合分析^{* 1}

何彩芬¹⁾²⁾ 黄旋旋²⁾ 卢晶晶²⁾

¹⁾(兰州大学大气科学院,兰州 730000) ²⁾(浙江省宁波市气象局,宁波 315012)

摘 要

利用常规观测资料、探空资料、多普勒雷达资料从天气背景、温度层结及雷达回波特征等方面对宁波 2004—2008 年的 7 次降雪过程进行综合分析。结果表明:中层西南气流、低层逆温、低层转偏北风及地面气温低于 4 ℃ 是宁波降雪的必要条件,西南气流的强弱与范围很大程度上决定降雪强度;冻雨要求中低空存在高于 0 ℃ 的融化层,下垫面温度低于 0 ℃,降雪则要求冻结层厚度远大于融化层或者没有融化层;降雪回波特征中,回波强度一般低于 30 dBz,与降雪量对应关系不明显,水平和垂直反射率因子梯度小,结构均匀,一般谱宽小于 4 m/s,回波顶高低于 6000 m;零度层亮带所在高度的降低、消失与雨雪转换时间基本吻合,可以利用零度层亮带高度的变化来判断降水性质的转变;600 hPa 以下零速度线随高度的变化,对雪止临近预报有一定的指示意义。

关键词: 降雪; 冻雨; 温度层结; 回波特征; 零度层亮带

引 言

随着多普勒雷达的广泛应用,其在冰雹、龙卷、雷雨大风及短时暴雨等强对流监测和预警中发挥了越来越重要的作用。在强对流回波特征上也进行了大量的分析和总结^[1-3],但对冬季降雪方面的应用研究展开相对较少。近年来,苗爱梅等^[4]、王丽荣等^[5]利用改进的 EVAD 技术应用雷达基数据分析降雪动力条件,认为降雪强度和散度、垂直速度关系密切,辐合层厚度加大,辐散抬高,则降雪加强;辐合、辐散层高度降低,则降雪减弱。张腾飞等^[6]、梁卫芳等^[7]、东高红等^[8]总结了强降雪回波特征:回波强度普遍较小,中空存在西南急流等。杨柳等^[9]、王东勇等^[10]、杨成芳等^[11]、李建华等^[12]则结合中尺度数值预报模式对降雪进行了分析总结,认为低空垂直切变明显,有很强的斜压性;强降雪集中出现在运动增强和逆风区维持的阶段;云中霰含量和上升速度的垂直分布进一步证实了冷流降水的低空性等。Roy 等^[13]则利用实时雷达反射率因子与降雪量对降雪展开临近预报研究。

2008 年初宁波经历了两次强降雪过程,市区普遍出现大到暴雪、山区大暴雪天气,测站最大积雪深

度为 25 cm,山区为 40 cm,持续时间 36 h,为 50 年以来最强,导致受灾人口达 46 万,农、林业总损失达 7.8 亿。本文结合宁波 2004 年底到 2005 年初 5 次降雪过程,试图从天气背景、温度层结、多普勒雷达回波特征等方面进行总结,为今后预报提供有益的参考。

1 天气背景分析

本研究分析个例共 7 个,分别为 2004 年 12 月 27 日夜里到 28 日上午大到暴雪、12 月 30 日小雪,2005 年 2 月 10 日中雪、18 日小雪、3 月 11—12 日上午大到暴雪,2008 年 1 月 26—29 日山区冻雨(海拔 300 m 以上)和大到暴雪、平原小到中雪;2 月 1—2 日大到暴雪。

这 7 次降雪过程天气形势共同特征是中高纬度地区 500 hPa 为一槽一脊或两槽一脊型,贝加尔湖地区为高压脊控制,鄂霍次克海或黑龙江到蒙古东北侧为低压中心,在这种西高东低的形势下,不断有小槽东移南下,长江中下游地区存在明显的西南或西南偏西气流,700 hPa 中纬度地区为低槽或切变,浙江、江西一带均有 12 m/s 以上的西南气流,850 hPa 则是偏北气流控制。分析这 7 次降雪过程

* 宁波市应急联动系统科技专项(2007C10042)资助。

2008-10-07 收到,2009-05-06 收到再改稿。

的温度层结,发现除1次小雪过程925~850 hPa之间温差为 0°C 外,其他个例850~700 hPa都存在 2°C 以上的逆温,地面温度则在 4°C 以下。

分析发现,降雪量级与中空西南气流的强度和范围有关,4次大到暴雪个例,500 hPa到700 hPa西南气流从长江中下游地区一直到云贵高原一带,在其中最强的降雪个例中,孟加拉湾一带也存在着明显低槽,500 hPa和700 hPa的西南急流分别达到了36 m/s和32 m/s,源源不断的西南气流给大到暴雪过程提供了充足的水汽条件。而在小到中雪个例中,南支气流明显偏弱,如2004年冬季的1次中雪个例,虽然500 hPa的西南气流也延伸到了云南省一带,但700 hPa南支范围较小,只在江西、浙江一带。

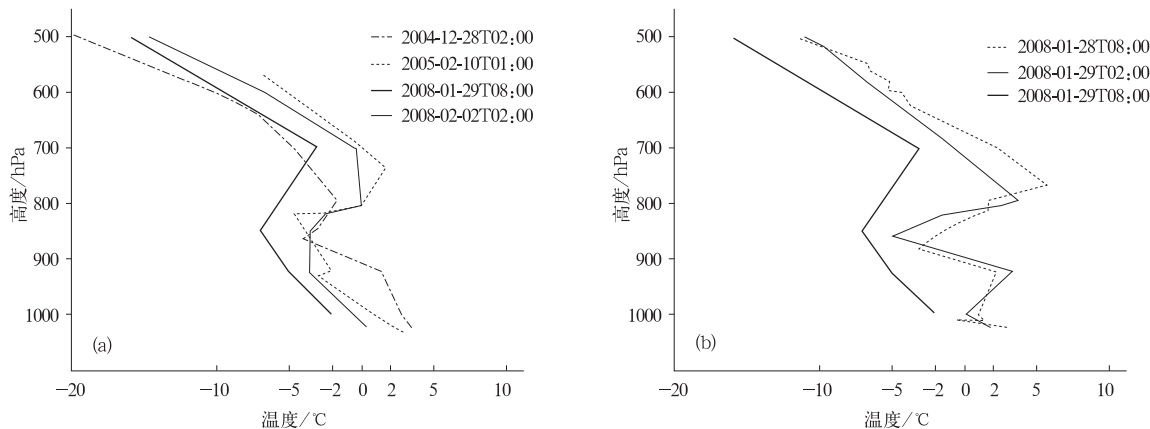


图1 宁波4次降雪个例(a)和1次雨雪转换个例(b)温度层结曲线

Fig. 1 The charts of temperature stratification curves in four snowfall cases (a) and a case of the precipitation character changed from rain to snow (b) of Ningbo

图1b的虚线、细实线、粗实线分别表示2008年1月28日08:00(北京时,下同)、1月29日02:00,08:00,这3种温度层结曲线分别对应海拔300 m以上山区的降水类型为雨、冻雨及雪。从图1b可看出,在冻雨阶段,800~700 hPa之间存在一个高于 0°C 的融化层,而800~900 hPa间则为低于 0°C 的冻结层,加上近下垫面的一个融化层,总体融化层的厚度大于冻结层的厚度,使得接近下垫面的降水粒子能保持过冷水滴状态,在碰到低于 0°C 的下垫面时直接凝结。而在降雪阶段,可看出原融化层已转化成冻结层。图1a给出了4次降雪的温度层结曲线,其中虚线为1次中雪个例,其他3次则是大到暴雪个例,与图1b相比,最明显的区别就是超低空逆温不存在。除中雪个例外,其余都不存在中空的

2 温度层结曲线分析

在2008年初的全国性的低温、冻雨、雪灾过程中,冻雨造成的灾害甚至超过雪灾。在2008年1月28—29日的大到暴雪过程中,宁波海拔300 m以上的山区出现了雨—冻雨—雪的降水类型转换,因此,本文对冻雨和降雪过程的温度层结一并进行分析。图1a和1b分别给出了宁波4次降雪和1次雨—冻雨—降雪转换过程的温度探空资料,这里需要说明的是,探空资料来自宁波庄桥机场,实况海拔300 m以上出现冻雨的山区在1月28日下午开始气温低于 0°C ,而海平面气压则在1020 hPa左右。

融化层。在中雪个例中,虽然700~800 hPa之间存在高于 0°C 的融化层,但由于800 hPa以下都是深厚的冻结层,因此地面仍以降雪为主。另外,这几次降雪的共同特征是850~700 hPa存在明显的逆温层,近地面温度低于 4°C 。

从以上分析可得,形成冻雨最基本的条件是中低空要有高于 0°C 的融化层,同时下垫面要求低于 0°C 。而降雪除了要求中低空存在逆温外,也要求冻结层的厚度远大于融化层或者没有融化层,地面温度则要在 4°C 以下。另外,两者在温度层结曲线上的最大不同就是冻雨个例除了700~800 hPa之间存在强逆温外,在近地面900~1000 hPa也存在一个逆温层,这个逆温层的存在,对于江南地区海平面高度较低区域维持过冷水滴有很重要作用。

3 降雪的回波特征分析

3.1 反射率因子和谱宽特征

由于冰晶和雪片对微波的散射能力比水滴小得多,对微波的衰减作用也较小,因此雪的回波强度比连续性降水回波弱^[14]。分析宁波的7次降雪过程发现,降雪时的回波强度一般低于30 dBz,15 dBz对应的回波顶高一般低于6000 m,较强回波中心一般低于3000 m;回波强度的强弱与降雪量级对应不明显;水平和垂直反射率因子梯度小,降雪回波的顶比较平整,回波顶相差比较小,一般小于1000 m;降雪

的谱宽值一般低于4 m/s,在降雪区的边界、风场辐合辐散区域、急流区域的上下层边界处及产生速度模糊的区域对应的谱宽值相对较强。

3.2 零度层亮带在判断降水性质中的应用

零度层亮带是层状云降水回波的重要特征之一,它反映了层状云降水存在着明显的冰水转化区。在层状云降水的云体中,亮带之上以冰晶、雪花为主,亮带以下为融化后的水滴^[15]。分析4次降雪过程中雨转雪时段的雷达反射率因子结果表明:在雨转雪的过程中,存在零度层亮带下降减弱的现象,到降雪时刻,零度层亮带基本消失。图2给出了其中3次过程的零度层亮带高度随时间下降的曲线图。

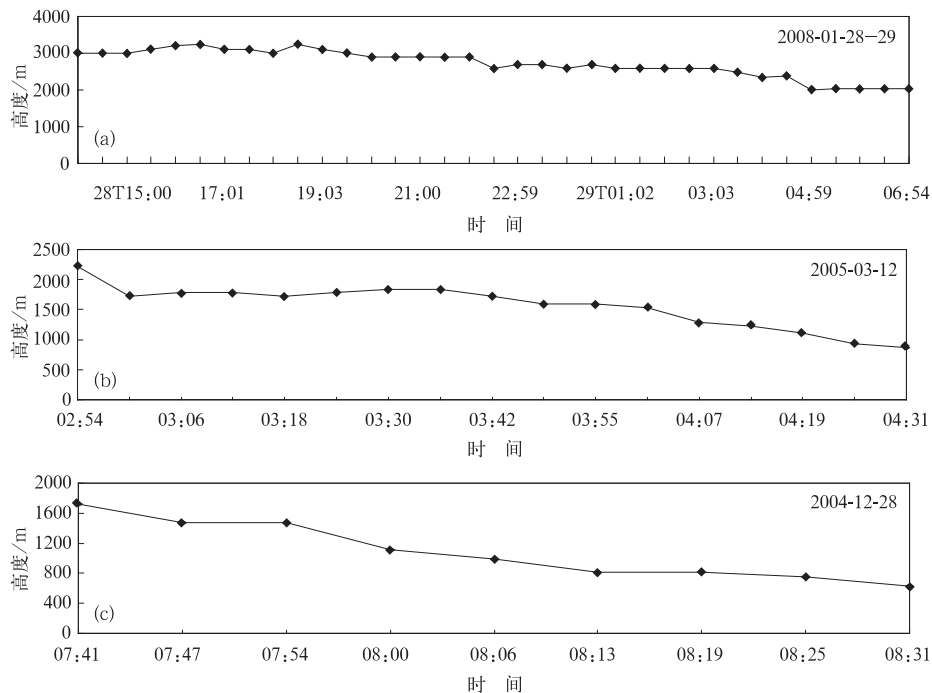


图2 2008年1月28日14:00—1月29日06:54(a)、2005年3月12日02:54—04:31(b)和2004年12月28日07:41—08:31(c)零度层亮带高度随时间变化
Fig. 2 Variations of 0 °C-layer bright band height with time from 01:30 28 Jan to 07:00 29 Jan 2008(a), from 02:54 to 04:31 12 Mar 2005 (b) and from 07:30 to 08:30 28 Dec 2004 (c)

在冷空气南下时,南、北面的零度层亮带成不对称分布,为了前后分析一致,统一选取雷达站西侧的零度层亮带所在高度作为研究高度(下同)。2008年1月28日下午部分山区开始出现冻雨,对应14:00—15:00零度层亮带高度为3000 m左右。18:00开始到29日05:00,零度层亮带高度由3000 m下降到2043 m,05:00—07:00逐渐减弱消失。1月29日04:00—07:00宁波自北向南转为降雪。对应

图1b中的粗实线,29日08:00中低层气温都降到0 °C以下。

2005年3月12日02:54—04:31,零度层亮带高度从2218 m下降到871 m,宁波后半夜转雪。

2004年12月28日这次过程雨转雪时间比较短。在零度层亮带出现前,宁波实况为小雨或雨夹雪。07:41—08:31,零度层亮带高度从1719 m迅速下降到633 m,对应于08:00左右宁波开始自北

向南依次转为降雪。

从以上分析比较可得出,零度层亮带高度的变化与雨雪的转换趋势基本吻合,说明零度层亮带对临近预报降水性质的转变有一定指示意义。

3.3 多普勒雷达平均径向速度图中零风速线分布及演变

分析平均径向速度产品,除小雪个例外,其余都在4000 m以上高空出现速度模糊,且存在速度对,风向为西南偏西或西南气流。根据零风速线在600 hPa以下的特征基本上可分为3种类型。

类型A 顺—逆:低层以北到东北风为主,风向随高度出现很强的顺转,即对应暖平流;从中层到高层逐步逆转为西南气流,即对应冷平流(如图3a所示)。相关个例有2004年12月28日,2004年12月30日,2005年2月18日,2008年2月1日。

类型B 顺—逆—顺—逆:低层以北到西北风为主时,风向随高度先顺转,再逆转,到中低层,由于逆温的存在,又出现暖平流,风向为随高度再次顺转,到600 hPa则又是风随高度逆转(如图3b所示)。相关个例有2005年3月12日,2008年1月29日。

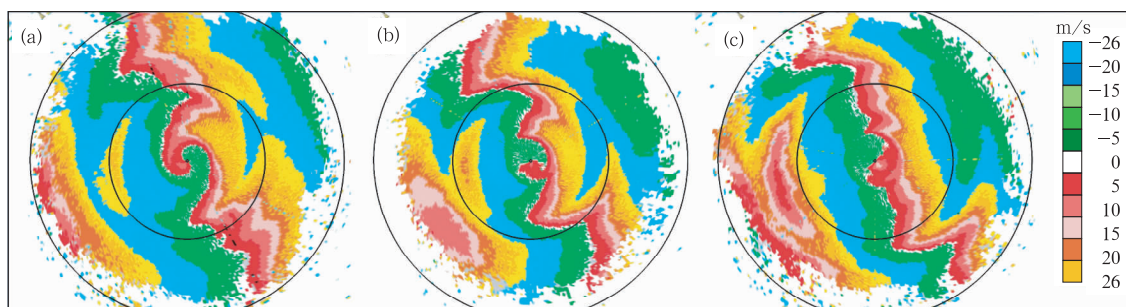


图3 2008年2月2日02:00(a)、2008年1月29日02:00(b)和2008年1月29日08:00(c) 0.5°平均径向速度图(相邻距离圈为50 km)

Fig. 3 The mean radial velocity diagram in elevation 0.5° at 02:00 2 Feb 2008(a), 02:00 29 Jan 2008(b), 08:00 29 Jan 2008(c)(the distance between adjacent circles is 50 km)

类型C 逆—顺—逆:这种类型多数是前两者的中间过程,在这些个例中,当出现这种类型后,降雪往往在2~3 h后渐止(如图3c所示)。

分析这些个例发现,一般降雪过程的初期,速度图都反映出类型B,而后的演变则取决于冷暖空气的强弱,如果冷空气势力较强,则易于直接转换为类型C,对应降雪维持时间相对较短,如2008年1月29日,转成类型C后,降雪在3 h后停止;如果中空暖平流较强,则易从类型B转换为类型A,降雪维持时间也相对较长,如2008年2月1—2日,降雪时间从2月1日05:00开始一直到2日17:00,后期转换成类型C后,降雪在2 h后停止。

综上所述,零风速线的分布情况可以很好地反映高空冷暖平流的变化情况;当中低空逆温减弱消失时,也即中低层零速度线随高度顺转区域逐步变薄或消失时,往往意味着降雪将停止;当零风速线的分布特征由类型A或B演变成类型C时,降雪往往在2~3 h内停止,这对临近预报雪止有一定的指导意义。

4 结论和讨论

1) 2004—2008年宁波的7次降雪过程普遍存在中层西南气流、低层逆温、低层转偏北风及地面气温低于4℃,而西南气流的强弱与范围很大程度上决定降雪量级。

2) 通过高空探测资料对比分析冻雨和降雪个例的温度层结曲线,发现两者都存在逆温,不同在于:冻雨要求中低空存在高于0℃的融化层,同时下垫面温度要求低于0℃;而降雪则要求冻结层厚度远大于融化层或者没有融化层,而地面温度则要求低于4℃。

3) 零度层亮带的降低消失与雨雪的转换趋势基本吻合,利用其变化对雨转雪临近预报有指示意义。

4) 600 hPa以下零风速线随高度的分布大致可分为3种类型:顺—逆,顺—逆—顺—逆,逆—顺—逆。前者降雪维持时间明显比后两者长,在降雪个例后期,往往会演变为最后一种类型,且出现这种类

型后,降雪往往在 2~3 h 内雪止,这对临近预报雪止有一定的指示意义。

以上结论基于宁波的 7 次降雪及 1 次冻雨过程,相关结论有待以后作进一步的验证。

参 考 文 献

- [1] 何彩芬,姚秀萍,胡春蕾. 一次台风前部龙卷的多普勒天气雷达分析. 应用气象学报, 2006, 17(3): 67-72.
- [2] 朱龙彪,郑铮,何彩芬. 0414 号台风“云娜”多普勒雷达探测. 应用气象学报, 2005, 16(4): 500-508.
- [3] 何彩芬,朱龙彪,董杏燕. 宁波夏季强对流和台风短时暴雨的雷达回波特征对比分析. 气象, 2005, 31(7): 59-61.
- [4] 苗爱梅,安炜,刘月丽,等. 春季一次暴雪过程的多普勒雷达动力学诊断. 气象, 2007, 33(2): 57-61.
- [5] 王丽荣,汤达章,胡志群,等. 多普勒雷达的速度图像特征及其在一次降雪过程中的应用. 应用气象学报, 2006, 17(4): 452-458.
- [6] 张腾飞,鲁亚斌,张杰,等. 2000 年以来云南 4 次强降雪过程的对比分析. 应用气象学报, 2007, 18(1): 64-72.
- [7] 梁卫芳,刘珍芳,江敦双,等. 青岛一次中到大雪过程的综合分析. 气象, 2006, 32(1): 89-94.
- [8] 东高红,张志茹,李胜山,等. 一次大雪天气过程的多普勒雷达特征分析. 气象, 2007, 33(7): 75-81.
- [9] 杨柳,苗春生,寿绍文,等. 2003 年春季江淮一次暴雪过程的模拟研究. 南京气象学院学报, 2006(6): 379-384.
- [10] 王东勇,刘勇,周昆,等. 2004 年末黄淮暴雪的特点分析和数值模拟. 气象, 2006, 32(1): 30-35.
- [11] 杨成芳,李泽椿,周兵,等. 渤海南部沿海冷流暴雪的中尺度特征. 南京气象学院学报, 2007(12): 857-865.
- [12] 李建华,崔宜少,单宝臣. 山东半岛低空冷流降雪分析研究. 气象, 2007, 33(5): 49-54.
- [13] Roy Rasmussen, Michael Dixon, Steve Vasiloff, et al. Snow nowcasting using a real-time correlation of radar reflectivity with snow gauge accumulation. *J Appl Meteor*, 2003, 42: 20-36.
- [14] 张培昌,杜秉玉,戴铁丕. 雷达气象学. 北京:气象出版社, 2001: 314-320.
- [15] 章国材,矫梅燕,李延香,等. 现代天气预报技术和方法. 北京:气象出版社, 2007.

Comprehensive Analysis on Snow and Freezing-rain Events Based on Doppler Weather Radar in Ningbo

He Caifen¹⁾²⁾ Huang Xuanxuan²⁾ Lu jingjing²⁾

¹⁾ (College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000)

²⁾ (Ningbo Meteorological Bureau, Zhejiang Province, Ningbo 315012)

Abstract

Seven snow processes in Ningbo are analyzed using conventional observational data, sounding and Doppler radar data in aspects of weather background, temperature stratification, and characteristics of radar echo and so on. The necessary conditions for snowfall are summarized as follows: The temperature inversion in the lower and middle level, the northerly winds in the lower and the surface temperature is below 4 °C. The strength and influencing ranges of southwest current determine the strength of the snowfall. When freezing rain occurs, it is above 0 °C in the lower-middle level forming a melting layer, and the surface temperature is below 0 °C. During snow weather, the depth of freezing layer is much thicker than the melting layer or there is no melting layer at all. Generally speaking, the reflectivity of snow is less than 30 dBz, the horizontal and vertical gradient of reflectivity is small and the structure is uniform. The spectrum width is below 4 m/s and the echo top is basically below 6000 m. It is found the height of 0 °C-layer bright band is closely related with the precipitation nature. The distribution of the zero velocity line under the layer of 600 hPa can be divided into three types: Forward-inverse, forward-inverse-forward-inverse, and inverse-forward-inverse. And the analysis on the distribution of the zero velocity line is of great significance to forecast the end time of snow precipitation.

Key words: snowfall; freezing rain; temperature stratification; echo characteristics; 0 °C-layer bright band