# 一次夜间弓形回波特征分析\*'

陶 岚<sup>1</sup> 袁招洪<sup>2</sup> 戴建华<sup>1,3</sup> 孙 敏<sup>1</sup> TAO Lan<sup>1</sup> YUAN Zhaohong<sup>2</sup> DAI Jianhua<sup>1,3</sup> SUN Min<sup>1</sup>

1. 上海中心气象台,上海,200030

2. 上海市气象局,上海,200030

3. 南京大学大气科学学院,南京,210093

1. Shanghai Central Meteorological Observatory, Shanghai 200030, China

2. Shanghai Meteorological Service, Shanghai 200030, China

3. School of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China

2013-08-26 收稿, 2013-12-27 改回.

陶岚,袁招洪,戴建华,孙敏. 2014. 一次夜间弓形回波特征分析. 气象学报, 72(2): 220-236

Tao Lan, Yuan Zhaohong, Dai Jianhua, Sun Min. 2014. Analysis of the characteristics of a nocturnal bow echo. Acta Meteorologica Sinica, 72(2): 220-236

Abstract A nocturnal bow echo under the warm and moist environment in front of the upper trough caused short-term severe rainfall and gust on 13 – 14 July 2012 is analyzed and simulated using a mesoscale model. The bow echo with high precipitation efficiency merged from two thunderstorms of multiple cells in the high humidity and strong low-level vertical wind shear environment. The long distance gust appeared along the bow echo's path from Jiaxing to Qingpu and Baoshan, Shanghai. The mid-level entrainment of dry and warm air which came from the southern subtropical high was the critical environmental element that strengthened downdraft through evaporation and cooling. The maintained sloping-downward rear inflow jets (RIJ) in the rear part of bow echo together with the downdraft strengthed the pressure gradient of the leading edge of the bow echo, which were the critical causes of the strong gust of the bow echo. Two mechanisms for the bow echo's develpoment and maintenance are found: the strong low level environmental wind shear prevented the cold pool from leaving the bow echo; and a vortex pair caused by strong outflow (gust front) and strong environmental vertical wind shear made the new convection develop vertically at the leading edge of the bow echo.

Key words Bow echo, Gust front, Cold pool, Rear inflow jet, Entrainment of dry and warm air

**摘 要** 针对 2012 年 7 月 13—14 日一次发生在高空槽前暖湿环境中产生短时强降水和 7—9 级雷雨大风的夜间弓形回波系统,进行了天气过程分析和数值模拟,发现弓形回波系统由两个多单体雷暴合并发展,强降水特征明显,在弓形回波的弓形顶 点经过的浙江北部的嘉兴到上海青浦、宝山等一线出现了长距离的直线大风。分析表明,在整层湿度较大的环境中,来自对 流系统南侧的中高层干暖气流卷入,加强了雷暴中降水的蒸发冷却作用,导致雷暴中的下沉运动明显增强,是产生长距离直 线大风的关键环境因素;弓形回波系统后侧维持向前、向下倾斜的后侧入流急流,与雷暴内的下沉运动共同作用增强了风暴 前侧的气压梯度,是产生此次弓形回波大风的主要原因;强低空环境风垂直切变阻止了冷池快速离开风暴主体,弓形回波前 侧的阵风锋与低层环境风垂直切变形成的匹配涡对使得前侧新生对流垂直发展,是该弓形回波系统发展、维持的关键机制。 关键词 弓形回波,阵风锋,冷池,后侧入流急流,干暖气流卷入

中图法分类号 P445

 <sup>\*</sup> 资助课题:国家自然科学基金面上项目(41175050)、气象行业专项(GYHY201006002,GYHY201306010)。
 作者简介:陶岚,主要从事中尺度天气研究。E-mail:fairylan1123@126.com
 通讯作者:袁招洪,主要从事大气探测和数值预报应用技术研究。E-mail:zhaohong.yuan@smb.gov.cn

## 1 引 言

雷暴大风是最常见的强对流天气。产生雷暴大风的对流风暴种类很多,尺度相差也很大,其中,弓形回波是产生直线型雷暴大风的典型对流回波之一。Fujita(1978)首先发现了强风暴的弓状特征,并给出了弓形回波产生和发展的概念模型。弓形回波常与破坏性的直线型大风或下击暴流相联系(No-len,1959;Fujita,1978;Przybylinski, et al,1983),往往造成人员伤亡和财产损失,一直是强对流天气研究的重点和难点。

很多弓形回波的观测和机理研究重点关注弓形 回波生成和发展的环境条件。Weisman(1993)通过 数值模拟表明弓形回波倾向于在强的对流不稳定 (对流有效位能(CAPE)>2000 J/kg)和强风垂直切 变(0-2.5 km 或 0-5 km 大于 20 m/s)的环境下 生成,当风垂直切变局限于 0-2.5 km 的低层大气 时,对模拟出强烈的弓形回波最为有利。但也有一 些研究发现,低层风切变(0-5 km)小于 20 m/s 时 也会产生弓形回波(Evans, et al, 2001; Coniglio, et al,2004),而产生于弱强迫背景下的暖季弓形回波 还与低层的高湿环境条件密切相关(Johns, et al, 1987,1990)。中国专家对弓形回波也开展了大量的 研究,基于观测事实,从天气学的角度对弓形回波进 行了系统分析。例如,2005年7月12日山东中西 部一次弓形回波过程(王俊等,2011)、2005 年 7 月 16日淮北地区的一次弓形飑线回波带过程(刘娟 等,2007)、2006年6月24日北京地区的镶嵌在飑 线回波带中的弓形回波过程(廖晓农等,2008)、2008 年5月3日湖北东部的3个不同空间尺度的弓形回 波造成的强对流天气(吴涛等,2009)。这些研究得 出的共性结论是:产生这些弓形回波的环境条件是 中等以上的风垂直切变和强的对流不稳定条件。

上述研究主要针对发生在不稳定条件下的弓形 回波,而对于发生在夜间相对稳定条件下弓形回波 的观测和模拟研究相对较少。Trier等(1993)的观 测表明,昼夜调整的低空急流有利于夜间强中尺度 对流复合体(MCC)的发展。一些数值试验研究 (Parker,2008;French, et al,2010)表明,边界层稳 定条件下生成的夜间飑线系统也与夜间的低空急流 密切相关,较强的低空急流意味着较强的低层风垂 直切变,低空风垂直切变的增强有利于低层抬升条 件的改变。王秀明等(2012)对 2009 年 6 月 3 日发 生在河南商丘、经历了超级单体风暴阶段(3日19-21 时,北京时,下同)和弓形回波阶段(3日21时-4 日 02 时)的长时间持续的风暴个例进行了研究,认 为由于弓形回波发生在夜间,风暴移动前方的地面 气团热力不稳定度显著减小,弓形回波的自组织结 构及其与环境(低层高湿,风垂直切变大)的相互作 用是其继续发展和维持的主导因子。通常认为,雷 暴内产生强烈下沉气流的环境条件包括:(1)对流层 中层存在一个相对干的气层;(2)对流层中下层的环 境温度递减率较大,越接近于干绝热越有利(俞小鼎 等,2012)。上述几次弓形回波的产生均与对流层中 层的干冷空气有关, 且中低层温度递减率都接近于 干绝热。然而,发生在夜间的弓形回波系统并不具 备上述条件,因此,对于发生在夜间的弓形回波系 统,除了低空急流可能是其维持的重要条件外,依然 需要研究和回答为弓形回波系统提供能量的不稳定 能源来自哪里、地面大风是如何产生的、系统维持的 机制等问题。

本研究以 2012 年 7 月 13—14 日发生在长三角 地区的一次夜间弓形回波系统为例,重点探讨夜间 弓形回波系统发生、发展的机制。区别于典型弓形 回波系统的生成环境和产生雷暴内强烈下沉气流的 背景条件,该弓形回波系统发生在槽前暖湿和边界 层稳定的环境中。2012年7月13日20时上海宝 山整层湿度大(500,700 和 850 hPa 的温度露点差 分别为2、4和4℃),中低层温度递减率接近于湿绝 热,边界层稳定,对流有效位能值仅为424 J/kg。 该回波系统在东移过程中造成了上海的西部和中北 部地区出现 15-28 mm/h 不等(7 个自动站)的短 时强降水和 7-9 级雷雨大风(17 个自动站)天气。 利用常规天气资料,结合上海青浦、南汇多普勒雷达 和自动气象站等探测资料,并配合中尺度数值模式 WRF 对 2012 年 7 月 13 日 20 时—14 日 20 时长三 角地区的强雷暴事件进行的数值模拟,对此次夜间 弓形回波系统产生的强对流天气进行了分析,并对 弓形回波系统产生和维持的机制进行了重点分析。

## 2 雷暴生成天气形势背景分析

#### 2.1 天气形势背景分析

2012 年 7 月 13 日 20 时,500 hPa 中高纬度地 区为两槽一脊形势,在黑龙江东北部和新疆西北部 分别有一个低涡中心,在中纬度地区陕西东部和河 南交界处有一个低涡中心,高空槽从低涡中心向南 伸展到贵州中部(位于110°E附近);西太平洋副热 带高压(副高)脊线在24°N左右,上海、安徽南部和 浙江北部以南的华东大部分地区位于副高边缘地 带,以西南偏西气流为主,且位于湿度锋区中,其南 侧为副高的干暖区域;700和850hPa江苏北部到 安徽中部有偏东气流和西南气流的切变线,850hPa 切变线南侧的西南气流较强,形成了一支西南急流, 急流轴位于湖南怀化、湖北武汉到安徽安庆一线;地 面图上,华东大部分地区位于低压槽区内。上海中 尺度自动站观测网显示上海地区地面风力较弱,以 偏东风1-2级为主,没有明显的辐合和温度锋区。

因此,受高空槽前和副高边缘的暖湿气流共同 影响,配合中低层较好的系统辐合抬升条件,有利于 安徽南部、浙江北部、上海等地产生短时强降水等强 对流天气。



图 1 2012 年 7 月 13 日 20 时 500 hPa 高度场 (曲线为槽线)、850 hPa 风场和温度场 (双实线和带箭头实线分别表示 700、 850 hPa上的切变线和急流, 阴影区为 500 hPa 相对湿度≥60%)

Fig. 1 500 hPa geopotential height and 850 hPa wind and temperature at 20:00 BT 13 July 2012 (trough is marked with curve line, shadings represent the areas with relative humidity ≥ 60% at 500 hPa, the double line and curve vectors represent

the shear lines and jets at 700 and 850 hPa)

#### 2.2 强对流发生、发展的条件分析

此次天气过程雷暴单体在安徽南部新生,东移 过程中影响上海的西部和中北部地区,因此,在分析 雷暴的发生、发展条件时,除了上海宝山站的探空 外,还分析了安徽安庆站、浙江杭州和浙江衢州站的 探空。

2.2.1 不稳定条件分析

图 2 为 7 月 13 日 20 时安徽安庆、上海宝山、浙 江杭州和衢州的探空分析曲线。由于露点较高,4 站的 K 指数均为高值(表 1),分别为 43、37、35 和 38℃。1000—700 hPa 的温度递减率分别为 5.0、 5.7、6.0 和 7.7 ℃/km(1000—700 hPa 温差分别为 15、17、18 和 23℃),对流有效位能分别为 373、424、 268 和 306 J/ kg,处于较低水平。此外,4 站的自由 对流高度都较高。由于此次过程发生在夜间,无地 面加热升温,因此,对流系统发生时中低空的温度递 减率和对流有效位能值不会有明显的变化。

此外,下沉对流有效位能( $E_{DCAP}$ )为气块受到负 浮力从某起始高度下沉到地面时该气块增加的动能 最大值(Emanuel,1994),常用来估算负浮力的大 小,并作为下沉运动的一种度量。下沉对流有效位 能的大小随相对湿度的降低而增大,对流层中层环 境大气越干冷(有干冷空气侵入),则产生强下沉气 流的潜势越大(Emanuel,1994)。负浮力做功引起 的下沉气流速度  $-w_{max} = \sqrt{2E_{DCAP}}$ 。对于正在做下 沉运动的气块来说,下沉对流有效位能越大,则它到 达中性浮力层或地面时的速度越大,越有利于地面 强阵风的出现。

此次过程中,由于杭州和衢州站位于副高边缘, 中层环境大气相对较干(500 hPa 相对湿度最小仅 为 60%和 55%),而安庆和宝山则整层湿度较大(总 可降水水汽(Pww)分别为 71.2和 63.9 mm),因此, 杭州和衢州下沉对流有效位能和下沉气流最大速度 相对更大(表 1)。而当存在较为有利的辐合抬升条 件时,安徽安庆一上海一线可能出现短时强降水或 雷雨大风等强对流天气。

2.2.2 风垂直切变

环境风随高度的变化通常可揭示风暴发生、发展的形态和移动趋势。风垂直切变一般有两种计算 方法:第一种,直接计算地面和某高度间的风矢量 差,常常称为(粗)风切变(Weisman, et al,1986);第 二种则采用逐层计算法,分别计算各个薄层的切变 并求和,该切变一般称为总切变或者累积切变(Rasmussen, et al,1983)。对于风矢端不随高度变化的 风场,(粗)风切变等于总切变,否则,总切变总是大 于(粗)风切变,因此当总切变明显大于(粗)风切变 时,表明风随高度有明显的旋转。4站的0-3和



图 2 7月13日20时安徽安庆(a)、上海宝山(b)、浙江杭州(c)和浙江衢州(d)探空分析

Fig. 2 Skew  $T - \lg p$  sounding diagrams and the convective indices for Anqing, Anhui (a), Baoshan, Shanghai (b), Hangzhou, Zhejiang (c), and Quzhou, Zhejiang (d) at 20:00 BT 13 July 2012

表 1	7月13日20时安徽安庆、	上海宝山	、浙江杭州和浙江衢州的对流参数

Table 1	The list for the convective	parameters of Anging.	Baoshan.	Hangzhou and	Ouzhou at 20.00	) BT 13	July 2012
I abit I		parameters or ringing,	Dausnan,	Trangznou anu v	Quanou at 20:00	) DI IU	July 2012

		1	18,	8	•	
	站名	CAPE (J/ kg)	K 指数(℃)	Li 指数(℃)	$E_{ m DCAP}({ m J}/{ m kg})$	$-w_{\rm max}({\rm m/s})$
	安庆	373.00	43.00	- 3.10	209.72	10.24
	宝山	424.00	37.00	- 1.80	226.91	10.65
	杭州	268.00	35.00	- 0.80	443.37	14.89
	衢州	306.00	38.00	- 0.70	603.36	17.37
_						

表 2 7月13日20时安徽安庆、上海宝山、浙江杭州和浙江衢州风垂直切变(m/s)

Table 2	The vertical	wind shears of	of Anging,	Baoshan,	Hangzhou and	Quzhou at 20:0	)0 BT	13 July	2012(m/s)
---------	--------------	----------------	------------	----------	--------------	----------------	-------	---------	-----------

站名	0—3 km(粗)切变	0—3 km 总切变	0—6 km(粗)切变	0—6 km 总切变
安庆	13.37	17.83	16.27	20.84
宝山	16.02	16.88	5.99	27.06
杭州	12.97	17.38	15.58	20.61
衢州	8.79	11.68	6.81	13.68

0—6 km风垂直切变计算结果见表 2。由于上海宝 山站 500 hPa 的风速较小,计算出来的 0—6 km (粗)切变仅为 5.99 m/s,但由于低层的风切变较 大,计算出来的总切变可以达 27.06 m/s。上海的 的风场明显增大,0—6 km(粗)风垂直切变增大为 12.17 m/s。因此,较强的风垂直切变条件有利于弓 形回波系统的发展和加强(Weisman,1993)。

## 3 弓形回波特征

此次弓形回波系统的发展演变主要包括以下几 个阶段(图 3):(1)7月13日23时36分,两个雷暴 单体合并形成的线状多单体雷暴与南侧另一新生的 雷暴单体在浙江北部合并,共同向东北偏东方向移 动;(2)14日00时06分起,多单体雷暴演变成弓形 回波系统;(3)01—02时经过上海地区,01时48分, 雷达观测到低层反射率因子图上的后侧入流缺口及 后侧入流急流(Lemone,1983;Lemone,et al,1984; Weisman,1991)达到最强,0.5°仰角径向速度图上 入流达到26 m/s,而在2.4°和3.4°仰角速度图上的 入流甚至达到47 m/s。

## 3.1 多单体风暴到弓形回波系统的演变

7月13日20时许,安徽南部、浙江北部有雷暴 单体不断生成,并逐渐往东北偏东方向快速移动。 23时36分,由两个雷暴单体合并形成的线状多单 体雷暴与浙江临安、德清交界处新生的雷暴单体合 并,共同向东北偏东方向移动。

23 时 48 分,在 2.4°仰角青浦雷达径向速度图 上首先观测到多单体风暴达到 26 m/s 的后侧入流 急流,高度约在3.8 km;至14日00时2.4°仰角径 向速度图上,后侧入流急流已达到 40 m/s(出现了 速度模糊),后侧入流急流的核心就在回波向前突出 之处。00时06分,2.4°、3.4°仰角径向速度图(图 4c、d)上后侧入流急流的速度都达到了 40 m/s,高 度为 2.1-2.9 km。后侧入流急流使得中层气流加 速进入对流体,导致在系统中心部位的对流单体更 快速地向前运动,有助于弓形回波系统的形成(Fujita,1978)。此时,回波最大反射率因子达到 60 dBz,南北尺度约为50 km,前侧有较大的反射率因 子梯度,过回波顶点做垂直剖面,在弓形回波的入流 一侧存在弱回波区(图 4b 白色椭圆处),回波顶位 于弱回波区之上,这些都是弓形回波共同的特征。 垂直方向上强反射率因子核心(≥50 dBz)的高度达 到 5-6 km,回波顶高约为 12 km。此时,多单体风 暴发展为弓形回波系统。

### 3.2 弓形回波系统的强盛阶段特征

多单体风暴演变成弓形回波系统后,弓形回波 系统继续向东北偏东方向移动。14日00时48分, 弓形回波系统的前沿已到达上海最西部(青浦商 塌),南汇雷达(00时42分时,弓形回波系统的前端



图 3 对流回波移动路径("+"号显示)叠加 13 日 23 时 36 分、14 日 00 时 06 分、 01 时 06 分、01 时 48 分雷达反射率因子(≥35 dBz)和上海大风实况 Fig. 3 Storm reflectivity, storm path and surface high wind around Shanghai

at 23:06, 00:06, 01:06, and 01:48 BT 13 - 14 July 2012 from the WSR-88D

距离青浦雷达仅为10 km,此后采用南汇雷达资料 进行分析)低层反射率因子图上,弓形回波系统的前 侧仍然存在大的反射率因子梯度,南北尺度约 50 km,回波顶高达12 km左右,垂直累积液态水含 量(VIL)为25—30 kg/m<sup>2</sup>。1.5°—2.4°仰角后侧入



流急流仍然存在,高度为2.6—4.2 km,1.5°和2.4° 仰角径向速度图观测到弓形回波前沿的辐合带 (0.5°仰角由于距离模糊未观测到),01时06分,低 层反射率因子图上弓形回波最前沿的弱窄带回波显 得清晰起来(阵风锋,图5)。一方面,由于阵风锋远离



图 4 7月14日青浦雷达00时06分1.5°反射率因子(a)、过图 a 白色虚线的反射率因子 垂直剖面(b)及 2.4°(c)、3.4°(d)径向速度分布
Fig. 4 (a) Base reflectivity at 1.5°, (b) cross section of bow echo at 1.5°, (c) radial velocity at 2.4° and (d) radial velocity at 3.4° at 00:06 BT 14 July 2012 from the QP-98D





图 5 7月14日南汇雷达 0.5°反射率因子(a.01时06分,b.01时24分) Fig. 5 Base reflectivity at (a) 01:06 and (b) 01:24 BT 14 July 2012 at 0.5° of the WSR-88D, Nanhui

雷暴,将环境中的暖湿空气推离雷暴,切断了雷暴的 水汽供应,雷暴逐渐减弱;另一方面,由于雷暴的减 弱,阵风锋(弱窄带回波)才在低层反射率因子图上 显现出来。同时,阵风锋的北侧还与弓形回波的北 端相连,并不断将其前侧低层的暖湿空气抬升,并输 送到弓形回波系统中去;南汇雷达1.5°仰角径向速 度图上弓形回波的后侧急流有所增强,出现了 40 m/s的后侧入流急流,并持续了3个体扫。

01时48分(图6b),回波形态相较前一时刻明 显呈现出弓形并向外突起,突起的顶点在宝山顾村 附近,同时可观测到低层反射率因子图上的后侧入 流缺口,但是由于弓形回波位于南汇雷达的西北侧, 而后侧入流缺口指向东北方,与该处的径向方向基 本垂直,因此,没有观测到后侧入流缺口对应的速度 大值区。此时,分析青浦雷达的观测资料发现,从 01时12分开始,2.4°仰角上观测到弓形回波系统





47 m/s的后侧入流急流,此后该后侧入流急流的面积不断增大,至01时48分达到最大,而低层0.5°仰角速度图上有26 m/s的出流,2.4°(图6d)和3.4°仰角(图略)的出流甚至达到了47 m/s。弓形回波系统的凸起造成了上海宝山(01时46分)、浦东凌桥(01时48分)出现了7级西南大风,01时49分,吴淞口出现了26 m/s的西南阵风(吴淞口的自动站站点高度10 m)。这与Przybylinski等(1983)提出的"弱回波通道"的出现或许意味着下击暴流和下击暴流导致的龙卷的理论一致。过弓形回波的顶点做剖面分析(图略),由于该弓形回波系统移速快(50 km/h),并没有观测到强反射率因子明显的减弱和下降。此后,该弓形回波系统东移到海上,由于海上的温、湿条件较好,到海上后仍持续发展了3 h, 才逐渐减弱消失。

后侧入流急流是飑线系统的重要特征,后侧入



图 6 7月14日南汇雷达 0.5°反射率因子(a.01时42分,b.01时48分)及 青浦雷达 2.4°径向速度(c.01时42分,d.01时48分) Fig. 6 Base reflectivity at (a) 01:42, and (b) 01:48 BT 14 July 2012 at 0.5° of the WSR-88D, Nanhui and radial velocity at (c) 01:42 and (d) 01:48 BT 14 July 2012 at 2.4° of the QP-98D, Qingpu 流急流通过将干、冷的中层空气引导到地面,造成并加强了对流风暴尺度的下沉运动(Smull, et al, 1987)。Weisman(1991)模拟研究了不同结构类型的后侧入流急流对长生命史中尺度对流系统演变的影响,发现后侧入流急流的强度和所处的高度受环境的对流有效位能和风垂直切变共同影响。在弱一中等切变和弱一中等对流有效位能的环境中,后侧入流急流一般表现为从飑线系统后侧向前侧的倾斜向下,正好到达飑线前侧的阵风锋处,随后的对流将趋于减弱;而在强风垂直切变和高对流有效位能的环境中,后侧入流急流到达对流系统前沿时仍维持在较高的高度,并导致阵风锋上有强烈对流单体发展并维持。

此次过程中,后侧入流急流一直处于较高位置 (高度为 2—4 km),仅在阵风锋前侧及地(图 7d)。 由于 0—3 km 的风垂直切变达到 16 m/s,因此风垂 直切变对冷池的维持和后侧入流急流的高度起到了 关键作用(Weisman,1993)。强低空风垂直切变阻 止了冷池快速离开风暴主体,适当的对流浮力使得 后侧入流急流维持在 2—4 km,使得风暴维持了较 长的生命史。

由于暖湿上升气流爬升在低层冷池之上,因此 在低层雷暴高压(冷池)的上空就存在一个低气压。 由于气流在低层辐散,必然在中空形成了辐合的补 偿气流,正是这个从雷暴后侧的补偿气流形成了后 侧入流急流。后侧入流急流的强度和冷池有关,冷 池越强,即雷暴高压越强,则中空的低气压越强,相 应的补偿气流就会越强。此次过程中,由于对流有 效位能值处于较低水平,冷池强度中等,后侧入流急 流持续较强的原因之一是由于弓形回波系统整体发 展的高度不高,因此在同样的雷暴顶部辐散和底部 下沉气流辐散情况下,雷暴后侧中层的补偿气流就 强,从而加剧了后侧入流急流。



图 7 2012 年 7 月 14 日 01 时 08 分南汇雷达 0.5°的反射率因子(a)及其 过图 a 中白色虚线的垂直剖面(b),径向速度(c)及其过图 c 中白色虚线的垂直剖面(d) (图中白色圆圈和箭头分别代表中层径向辐合和后侧入流急流) Fig. 7 The reflectivity (a) and radial velocity (c) and their respective cross sections along the white dotted lines (b and d) at 01:08 BT 14 July 2012 from the WSR-88D (the circle and arrows depict the MARC and the RIJ, respectively) 中层径向辐合是弓形回波系统的一个特征,被 假定为代表由前向后的强上升气流和后侧入流急流 之间的过渡区(Przybylinski,1995),如果在 3— 7 km的范围内速度差值达到 25—50 m/s,则中层径 向辐合特征被认为是显著的。图 7d 中可观测到此 次过程中的中层径向辐合(白色圆圈),高度约在 4—6 km,最大正负速度差值达到了 25 m/s。

近年来的研究表明,在弓形回波系统产生的直 线大风中,中尺度涡旋起到了非常重要的作用。中 尺度涡旋是  $\gamma$  中尺度的涡旋 (Orlanski,1975),形成 于弓形回波前侧阵风锋后。一些观测研究(Atkins, et al,2005; Wakimoto, et al,2006; Wheatley, et al, 2006)表明,F0—F1 级的直线型大风是由弓形回波 系统的中尺度涡旋造成的,通常位于弓形回波系统 顶点的北侧。在 Trapp 等 (2003)的理想实验中,低 空的中尺度涡旋倾向在中一强的风垂直切变(0— 2.5 km切变≥15 m/s)和强的层结不稳定条件下 (CAPE≥2000 J/kg)生成。

此次过程中,WSR-88D中气旋识别算法分别在 01时06分、12分、24分、30分和42分识别出中气 旋(图8白色圆圈)。由低层风垂直切变形成的水平 涡管,由于阵风锋后侧强下沉运动将其前侧的上升 运动抬升,吸收低层的涡度后加强了上升运动的旋 转程度,在弓形回波两侧形成了一对正反旋转的涡 旋,与中尺度涡旋形成的机理基本相同(Atkins, et al,2009)。其中北侧的气旋(图8白色圆圈)被识别 为中气旋,南侧的反气旋(图8粉色圆圈)由于强度 相对较弱,没有被识别出。

此外,对比分析自动气象站的雨量,由于弓形回 波系统前侧的反射率因子较强(≥50 dBz),强回波 经过时的降水强度约为 12 mm/(10 min)(即 72 mm/h),但是由于强反射率因子的范围较窄, 甩 弓形回波系统移速较快,因此此次过程中自动气象 站最大小时降水量和累积降水量分别为28.0和 28.8 mm。虽然在中低层弓形回波系统有较强的反 射率因子,但弓形回波系统的顶高不高,目强反射率 因子核心(≥50 dBz)主要集中在5 km 以下,由于垂 直累积液态水含量和整层的反射率因子有关,因此垂 盲累积液态水含量不大,始终在 25-30 kg/m<sup>2</sup>(由于 弓形回波系统移速较快,可能会有所低估),这与文献 (毕旭等,2007:吴涛等,2009)中弓形回波系统的垂直 累积液态水含量大值有一定的区别。此外,由于强反 射率因子核心主要集中在5 km 以下,冰相粒子较少, 此次弓形回波系统过程的闪电活动也不密集。

## 3.3 双雷达反演风场分析

利用上海南汇 WSR-88D 和青浦 QP-98D 双雷 达资料对此次弓形回波系统的三维风场进行了反演 分析。风场反演首先采用美国国家大气研究中心 (NCAR)开发的 SPRINT (Sorted Position Radar INTerpolation)软件将雷达资料插值到水平分辨率 和垂直分辨率分别为1和0.5 km的笛卡尔坐标系 下,其中数据插值采用双线性插值法,并对径向速度 进行了局地退模糊;然后利用 NCAR 发展的 CED RIC(Custom Editing and Display of Reduced Information in Cartesian Space)软件进行风场的反演,原 理见Ray等(1978),垂直速度场由积分非弹性连续





图 8 2012 年 7 月 14 日 01 时 24 分南汇雷达 2.4°反射率因子(a)及其径向速度(b) (白色和粉色圆圈分别代表中气旋算法已识别出和未识别出的中气旋) Fig. 8 The reflectivity (a) and radial (b) velocity at 01:24 BT 14 July 2012 at 2.4° of the WSR-88D (the white and pink circle represent the identified and unindentified mesocyclone by the algorithm from the WSR-88D) 方程求得,其中,以上海青浦雷达体积扫描时间为 准,选择两部雷达观测时间一致(相差小于3 min) 的体扫进行风场反演。为计算系统相对运动,在双 多普勒雷达反演的水平风场中减去了系统移动的速 度(估计值)。 图 9 是 2012 年 7 月 14 日 01 时 23 分(图 9a)和 01 时 48 分(图 9b)双多普勒雷达反演的低层 2 km 的风暴水平相对速度叠加反射率因子分布。两个时 次弓形回波系统的后侧入流急流特征明显,最大速 度分别达到了26和28 m/s。图10是01时23分双



图 9 2012 年 7 月 14 日 01 时 23 分(a)和 1 时 48 分(b)2 km 反射率因子(灰阶)和反演风暴相对风场(矢线) Fig. 9 Reflectivity (shaded) and the storm-relative wind retrieved (vector) from the WSR-88D and QP-98D at 2 km for (a) 01:23 and (b) 01:48 BT 14 July 2012



and storm-relative wind flow field (flow line) retrieved

from the WSR-88D and QP-98D at 3 km for 01:23 BT 14 July 2012

多普勒雷达反演的低层 3 km 的反射率因子叠加风 暴水平相对速度的风场(图 10a)和流场(图 10b)。 从图中可见反射率因子前侧的涡旋(图 10 黑色圆 圈),由此可验证图 8 中的弓形回波前侧的中尺度涡旋。

## 4 WRF 模式模拟结果分析

为了揭示暖湿环境、稳定边界层以及强的风垂 直切变等环境条件下,弓形回波系统产生和发展的 机制以及产生雷暴大风的原因,本研究用中尺度数 值天气预报模式 WRF V3(2008年4月WRF模式 第三版本)对 2012年7月13日20时—14日20时 长三角地区的强雷暴事件进行了数值模拟。

## 4.1 WRF 模式系统简介

中尺度数值模式 WRF V3 采用三重嵌套,水平 分辨率分别为 9、3 和 1 km,模式范围如图 11 所示。 模式顶为 50 hPa,垂直方向为 36 层。使用美国 NCEP 全球数值预报模式(GFS)0.5°×0.5°分辨率、 6 h间隔的模式输出作为初值,同化高空、地面观测 资料后形成模式初始场和侧边界条件。模式积分时 间步长 50 s,采用显式积云参数化方案,选用 WSM6 微物理方案,长波和短波辐射方案分别采用 了 RRTM 和 Dudhia 方案,每 10 min 调用一次辐射 过程。陆面和边界层选用 unified Noah land-surface 模式和 YSU 方案。WRF 模式以 NETCDF 格 式每 10 min 输出结果供分析诊断使用。

## 4.2 WRF 模式模拟结果分析

4.2.1 模式模拟结果与实况对比

WRF 模拟的结果显示,21 时在中低层切变线 南侧西南偏西的急流轴附近(长江中下游安徽南部 一线)不断有雷暴单体新生,并向东北偏东方向移 动,这与安徽合肥雷达显示的雷达回波实况较为一 致。雷暴单体在东北偏东移动过程中,不断生消,7 月 14 日 00 时 50 分(图 12e),多单体雷暴经过太湖,





图 12 上海南汇 WSR-88D 多普勒雷达 7 月 13 日 23 时 36 分(a)、14 日 00 时 06 分(b)、01 时 06 分(c)、 01 时 48 分(d)0.5°反射率因子及 WRF 3 km 数值模拟的 00 时 50 分(e)、01 时 50 分(f)、02 时 50 分(g)、03 时 50 分(h) 在 850 hPa 的反射率因子(色阶)、地面 10 m 风(矢线,m/s)和地面温度(红线,℃) Fig. 12 Observed 0.5° reflectivity at (a) 23:36 13 July, (b) 00:06 14 July, (c) 01:06 and (d) 01:48 14 July and WRF-3 km simulated base reflectivity at 850 hPa (shaded) with ground temperature (red line, ℃) and surface wind (vector, m/s) for (e) 00:50, (f) 01:50, (g) 02:50 and (h) 03:50 BT 14 July 2012 01 时 50 分即将进入上海(图 12f)。该多单体雷暴 进入上海前后演变为弓形回波系统(图 12g、h),自 西向东影响上海大部分地区。与实况相比(图 12a-d),回波整体移动略偏南。

4.2.2 风暴环境特征及演变

分析雷暴进入上海时的环境场发现,雷暴初生 在 500 hPa 湿度锋区附近(图 13a),此时上海为整层 高湿区,在雷暴东移的过程中,500 hPa 杭州湾以南 有相对干区(相对湿度为 50%—70%)不断向北推 进(图 13b),由于安徽南部到上海一线位于副高边 缘,因此,相对干区应为副高的干暖空气,这与 20 时 浙江杭州(图 2c)和浙江衢州(图 2d)探空中层 (700—400 hPa)有明显干层的实况一致,因此,该干 暖空气向东北方向的平流可为弓形回波系统形成和 大风的产生提供使得降水强烈蒸发的干空气。此 外,模式预报的探空显示,在弓形回波系统进入上海 时,上海东部(31.21°N,120.60°E)仍然是整层高湿 (图略)。0—3 和 0—6 km 的风垂直切变均较大,约 为 18.3 m/s。

4.2.3 近风暴环境与风暴结构演变

图 14—16 为 WRF 3 km 模拟的结果。对流风 暴首先从浙北山区发展起来,其前侧为大范围的稳 定性降水云系(图 14)。沿图 14a 红线位置(近似为 风暴的移动方向)做垂直剖面可见,对流风暴后侧的 相对湿度约为 60%,小于其前侧的 90% 左右(图 14c)。以 5.0 km 高度为例,风暴后侧的气温为 2— 3℃,而其前侧约为 0℃,表明风暴后侧为来自副高 的相对干暖的空气(图 14b、c 白色箭头表示该中层 暖干空气流入风暴系统内)。

风暴继续向东北偏东方向移动,7月13日23 时 30 分,对流风暴弓形回波特征逐渐显现(图 15a)。如风暴沿前进方向的垂直剖面(图 16a)显 示,对流风暴的强反射率因子区(≥50 dBz)主要位 于0℃层以下,可见其重心低的暖云主导特征。风 暴相对风场和相对湿度的剖面(图 16b)显示在风暴 的后侧,从5 km 左右高度上有一支相对干暖的气 流,沿箭头方向不断降低高度、进入风暴后侧的中 层,并与风暴内的干冷下沉运动合并一起到达地面, 形成了一支干空气通道。在暖湿的环境中,由干整 层湿度大,不利干降水的蒸发,风暴内的下沉运动主 要来源于降水的拖曳作用。而该于暖空气通道的建 立,表明干暖空气进入风暴后侧中层的降水区内,在 原来的湿环境中降低了风暴中该层的湿度,加剧了 降水的蒸发,进而引起风暴中该气块温度降低、密度 增大,并与降水的拖曳作用一起加剧了下沉运动,下 沉运动使得更多干冷空气到达更低的相对暖湿的环 境,负浮力明显增大,从而加大了原来暖湿环境中风 暴的下沉运动。

14 日 02 时 30 分风暴发展成为具有明显弓形 回波特征的中尺度对流系统(图 15b)。图 16c、d 显 示了该时刻风暴结构和环境场特征。对流风暴前沿 的强反射率因子区(≥50 dBz)仍然位于 0℃层以 下,维持其重心低的暖云主导特征;前侧主要对流区 风暴的高度仅达 8 km。另外,风暴后侧中高空原来 那支相对干暖的气流已经消失(图 16d),仅在风暴 主要降水区的中低层形成相对干的区域,对应了加 强的冷池。





图 13 WRF 3 km 模拟的 500 hPa 相对湿度(灰阶)叠加反射率因子(≥35 dBz,黑色实线) (a.7月13日21时,b.14日00时)

Fig. 13 WRF 3 km simulation of relative humidity (shaded) with reflectivity (reflectivity ≥ 35 dBz, black solid line) of 500 hPa at (a) 21:00 BT 13 July and (b) 02:30 BT 14 July 2012





relative humidity (shaded) and storm-relative wind (vector) and temperature (contour ) (c) (the cross sections are made) along the red line in Fig. 14 (a)) for 21:00 BT 13 July 2012 (the white arrows represent the drier and warmer air flow from the rear side of the storm)

度;此外,对流层中下层的环境温度递减率仅为5.7 ℃/km(1000—700 hPa),由于没有地面加热升温作 用,对流层中下层的环境温度递减率没有明显的变 化,下沉气流在下沉增温过程中与环境温度的负温 差较小,不利于下沉气流保持向下的加速度。

强反射率因子核心(≥50 dBz)主要集中在5 km 以下(0和-20℃层高度分别在5和8 km),其重心



## 5 弓形回波系统产生大风的原因和维持机 制分析

## 5.1 弓形回波系统产生大风的原因

此次过程中,整层高湿的环境(P<sub>wv</sub> = 63.9 mm)并不利于降水的蒸发,因此不利于下沉气流温度降低到明显低于环境温度而产生向下的加速



 5
 10
 15
 20
 25
 30
 35
 40
 45
 50
 55
 60
 65
 70
 75
 dBz

 5
 10
 15
 20
 25
 30
 35
 40
 45
 50
 55
 60
 65
 70
 75
 dBz

 8
 15
 WRF 3
 km 模拟的
 2012
 年7月
 13
 H
 23
 tH
 14
 H
 02
 tH
 D
 26
 30
 35
 40
 45
 50
 55
 60
 65
 70
 75
 dBz

 8
 15
 WRF 3
 km 模拟的
 2012
 年7月
 13
 H
 23
 tH
 14
 H
 10
 15
 20
 25
 30
 35
 40
 45
 50
 55
 60
 65
 70
 75
 dBz

 10
 13
 H
 23
 tH
 13
 H
 10
 14
 13
 13

and 02:30 BT 14 July (b) 2012. Red lines represent storm track that is also used as the cross section direction, and blue rectangles are selected as the area for enlargement



图 16 WRF 3 km 模拟的 2012 年 7 月 13 日 23 时 30 分和 7 月 14 日 02 时 30 分温度(等值线, ℃)、 风暴相对风场(矢线, m/s)与(a,c)反射率因子(色阶)垂直剖面、(b,d)相对湿度(色阶)垂直剖面(垂直截面选取沿图 15a,b 中红线) Fig. 16 Cross sections of the WRF-3 km simulated temperature (contour, ℃), storm-relative wind (vector, m/s) and (a,c) reflectivity, and (b,d) relative humidity, which are made along the red line in Fig. 15 (a,b) at 23:30 BT 13 July and 02:30 BT 14 July 2012

低的暖云主导特征明显,闪电活动不够密集,可见此 次过程中冰相粒子的数量不多,因此,冰相粒子在下 沉过程中的融化、蒸发吸热作用对下沉运动的贡献 不明显。

WRF模式模拟结果显示,在风暴东移过程中, 一个重要特征是其南侧有来自副高的干暖空气不断 向北推进,同时弓形回波系统后侧维持持续较强的 向前、向下倾斜的入流急流。因此,虽然中低层环境 湿度大,不利于降水的蒸发,但是,从弓形回波系统 南侧中高空夹卷以及后侧入流急流引导进入风暴的 相对干的气流,增大了水成物的蒸发,从而导致风暴 内气块的降温,并与降水的拖曳作用一起加剧了下 沉运动,下沉运动使得更多干冷空气到达低层相对 暖湿的环境,负浮力明显增大,从而增大了原来暖湿 环境中风暴的下沉运动,有利于风暴底部地面高压 的增强。

因此,弓形回波系统南侧来自副高的干暖空气 的夹卷以及持续较强的后侧入流急流的共同作用, 加强了此次夜间弓形回波系统的下沉气流,使得地 面雷暴高压强度增强,从而增大了其与弓形回波前 侧气压场的气压梯度,再叠加 50 km/h 的东北东的 移动速度,导致了此次上海夜间弓形回波系统的大 风过程。

### 5.2 弓形回波系统维持机制分析

图 17 是此次弓形回波发展的概念模型。反射

率因子水平分布上,强回波区及高梯度区集中在系 统移动的前侧,而在其后侧也有强回波区,其间有弱 的回波区,该弱回波区对应了风暴内下沉干区,干区 位于冷池前侧,与冷池的辐散气流一起,加强了冷池 前侧的下沉运动,并压制原来维持在 2-4 km 高度 的后侧入流急流向地面输送,下沉运动和后侧入流 急流的叠加,形成了系统前侧狭窄的阵风锋。该风 暴系统前侧的阵风锋的出现,是系统维持发展的机 制,阵风锋与低层环境风垂直切变形成的匹配涡对 使得前侧新生对流垂直发展(Rotunno, et al, 1988; 姚建群等,2005),从而维持了该飑线系统的生命演 变。此外,0-3 km 高度上的强风垂直切变也使得 飑线系统中后侧入流急流的位置达到 2-4 km 高 度,同时还起到了阻止该冷池快速离开飑线系统的 作用(Xue,1990),使得飑线前侧低空冷池与风垂直 切变的相反涡对匹配机制得以维持。

## 6 小结与讨论

通过对 2012 年 7 月 13—14 日在槽前暖湿环境 中形成的夜间弓形回波系统的强天气过程分析,可 以得到以下结论:

(1)区别于典型的弓形回波系统生成环境和产 生雷暴内强烈下沉气流的背景条件,此次弓形回波 系统发生在槽前暖湿和边界层相对稳定的夜间,没 有低层升温加热的作用,对流有效位能维持在较低



图 17 2012 年 7 月 14 日弓形回波的结构概念模型 Fig. 17 Illustration of the conceptual model of the structure of a bow echo on 14 July 2012

的水平,整层湿度和风垂直切变较大;弓形回波由 两个多单体雷暴合并发展,强反射率因子核心(≥ 50 dBz)的高度主要在5 km 以下,其重心低的暖云 主导特征明显,垂直累积液态水含量值始终在25— 30 kg/m<sup>2</sup>,闪电活动不够密集,也区别于常见的弓 形回波系统结构特征(刘娟等,2007;毕旭等,2007; 廖晓农等,2008;吴涛等,2009)。

(2)在整层湿度较大的环境中,来自对流系统南侧中高层的干暖气流卷入雷暴,加强了雷暴中降水的蒸发冷却作用,导致雷暴中的下沉运动明显增强, 是整层暖湿环境中产生长距离直线大风的关键环境 因素;弓形回波系统后侧维持向前、向下倾斜的入流 急流,与雷暴内的下沉运动共同作用加强了风暴前 侧的气压梯度,是产生此次弓形回波系统大风的主 要原因。

(3)强低空环境风垂直切变阻止了弓形回波冷 池快速离开风暴主体;风暴系统前侧的阵风锋与低 层环境风垂直切变形成的匹配涡对使得前侧新生对 流垂直发展,是该弓形回波系统发展、维持的关键机 制。

通过对此次弓形回波天气过程的分析,类似本 次过程的高空槽前暖湿天气背景条件下,即使不稳 定能量相对较低,仍应关注低层的风垂直切变和动 力抬升条件;针对弓形回波等飑线系统,需要关注雷 达捕捉的后侧入流急流(高度、强度)、阵风锋对弓形 回波系统的维持发展的影响,以提高临近预报预警 的准确性和预报时效。

对比其他的研究,如 Srivastava(1985)利用一 维云模式的模拟表明,高的环境相对湿度虚位温是 增加的,因此有利于强的下沉气流,这与通常认为的 较高的环境相对湿度将减少蒸发的潜势,因而产生 较小的下沉气流速度的概念是相反的。Proctor (1989)利用三维数值模式模拟得到了类似的结果, 即增加低层环境大气的湿度将增加下沉气流的强 度,而融化层附近的湿度的增加将略微减小下沉气 流的强度。也就是说,除了较高的融化层高度和深 厚的干绝热层结外,融化层附近的干空气和低层相 对湿的环境将产生强的下沉气流。此外,模拟的下 击暴流的强度将随着地面降水强度的增加而增强, 主要是因为有更多的降水粒子蒸发吸热,降低环境 温度。因此,整层高湿的环境是否有利于强的下沉 气流,还需通过敏感试验等进行进一步讨论。

## 参考文献

- 毕旭, 罗慧, 刘勇. 2007. 陕西中部一次下击暴流的多普勒雷达回 波特征. 气象, 33(1): 70-73
- 廖晓农,俞小鼎,王迎春.2008.北京地区一次罕见的雷暴大风过 程特征分析.高原气象,27(6):1350-1362
- 刘娟, 宋子忠, 项阳等. 2007. 淮北地区一次强风暴的弓形回波分 析. 气象, 33(5): 62-68
- 王俊,龚佃利,刁秀广等.2011.一次弓状回波、强对流风暴及合并 过程研究I:以单多普勒雷达资料为主的综合分析.高原气 象,30(4):1067-1077
- 王秀明,俞小鼎,周小刚等. 2012. "6.3"区域致灾雷暴大风形成及 维持原因分析. 高原气象,31 (2): 504-514
- 吴涛,张火平,吴翠红.2009.一次初夏强对流天气的弓形回波特 征分析.暴雨灾害,28(4):306-312
- 姚建群,戴建华,姚祖庆. 2005. 一次强飑线的成因及维持和加强 机制分析.应用气象学报,16(6):746-754
- 俞小鼎,周小刚,王秀明. 2012. 雷暴与强对流临近天气预报技术 进展. 气象学报,70(3):311-337
- Atkins N T, Bouchard C S, Przybylinski R W, et al. 2005. Damaging surface wind mechanisms within the 10 June 2003 Saint Louis bow echo during BAMEX. Mon Wea Rev, 133: 2275-2296
- Atkins N T, Laurent M S. 2009. Bow echo mesovortices. part II: their genesis. Mon Wea Rev, 137: 1514-1532
- Coniglio M C, Stensrud D J, Richman M B. 2004. An observational study of derecho-producing convective systems. Wea Forecasting, 19(2): 320-337
- Evans J S, Doswell III C A. 2001. Examination of derecho environments using proximity soundings. Wea Forecasting, 16(3): 329-342
- Emanuel K A. 1994. Atmospheric Convection. Oxford: Oxford University Press, 172-173
- French A J, Parker M D. 2010. The response of simulated nocturnal convective systems to a developing low-level jet. J Atmos Sci, 67(10): 3384-3408
- Fujita T T. 1978. Manual of downburst identification for project NIMROD. SMRP Research paper No. 156. Chicago: University of Chicago, 104pp
- Johns R H, Hirt W D. 1987. Derechos: Widespread convectively induced windstorms. Wea Forecasting, 2(1): 32-49
- Johns R H, Howard K W, Maddox R A. 1990. Conditions associated with long-lived derechos-an examination of the large-scale environment// Preprints, 16th Conf. on Severe Local Storm. Kananaskis Park, AB, Canada, Amer Meteor Soc, 408-412
- Lemone M A. 1983. Momentum transport by a line of cumulonimbus. J Atmos Sci, 40(7): 1815-1834
- Lemone M A, Barnes G M, Zipser E J. 1984. Momentum flux by lines of cumulonimbus over the tropical oceans. J Atmos Sci, 41

(12): 1914-1932

- Nolen R H. 1959. A radar pattern associated with tornadoes. Bull Amer Meteor Soc, 40: 277-279
- Orlanski I. 1975. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. Bull Amer Meteor Soc, 56: 527-530
- Parker M D. 2008. Response of simulated squall lines to low-level cooling. J Atmos Sci, 65(4): 1323-1341
- Proctor F H. 1989. Numerical simulations of an isolated microburst. part II: Sensitivity experiments. J Atmos Sci, 46(14): 2143-2165
- Przybylinski R W, Gery W J. 1983. The reliability of the bow echo as an important severe weather signature // Preprints, 13th Conf. on Severe Local Storms. Tulsa, OK, Amer Meteor Soc, 270-273
- Przybylinski R W. 1995. The bow echo: Observations, numerical simulations, and severe weather detection methods. Wea Forecasting, 10(2): 203-218
- Rasmussen E N, Wilhelmson R B. 1983. Relationships between storm characteristics and 1200 GMT hodographs, low level shear, and stability // Preprints, 13th Conf. on Severe Local Storms. Tulsa, OK, Amer Meteor Soc, J5-J8
- Ray P S, Wagner K K, Johnson K W, et al. 1978. Triple-Doppler observations of a convective storm. J Appl Meteor, 17(8): 1201-1212
- Rotunno R, Klemp J B, Weisman M L. 1988. A theory for strong, long-lived squall lines. J Atmos Sci, 45: 463-485
- Smull B F, Houze R A. 1987. Rear inflow in squall lines with trailing stratiform precipitation. Mon Wea Rev, 115(12): 2869-2889

- Srivastava R C. 1985. A simple model of evaporatively driven downdraft: Application to microburst downdraft. J Atmos Sci, 42 (10): 1004-1023
- Trapp R J, Weisman M L. 2003. Low-level mesovortices within squall lines and bow echoes. part II: Their genesis and implications. Mon Wea Rev, 131(11): 2804-2823
- Trier S B, Parsons D B. 1993. Evolution of environmental conditions preceding the development of a nocturnal mesoscale convective complex. Mon Wea Rev, 121(4): 1078-1098
- Wakimoto R M, Murphey H V, Davis C A, et al. 2006. High winds generated by bow echoes. part II: The relationship between the mesovortices and damaging straight-line winds. Mon Wea Rev, 134(10): 2813-2829
- Weisman M L, Klemp J B. 1986. Characteristics of isolated convective storms// Ray P S. Mesoscale Meteorology and Forecasting. Amer Meteor Soc, 331-358
- Weisman M L. 1991. The role of convectively generated rear-inflow jets in the evolution of long-lived mesoconvective systems. J Atmos Sci, 49(19): 1826-1847
- Weisman M L. 1993. The genesis of severe, long-lived bow echoes. J Atmos Sci, 50(4): 645-670
- Wheatley D M, Trapp R J. Atkins N T. 2006. Radar and damage analysis of severe bow echoes observed during BAMEX. Mon Wea Rev, 134(3): 791-806
- Xue M. 1990. Towards the environmental condition for long-lived squall lines: Vorticity versus momentum // Preprints, 16th Conf. on Severe Local Storms. Kananaskis Provincial Park, Alberta, Canada, Oct. 22-26, Amer Meteor Soc, 24-29