

陈贵川, 谌芸, 乔林, 等. 重庆“5.6”强风雹天气过程成因分析[J]. 气象, 2011, 37(7): 871-879.

重庆“5.6”强风雹天气过程成因分析^{* 1}

陈贵川¹ 谌芸² 乔林³ 刘德¹ 李强¹ 张亚萍¹ 王文芳⁴ 张焱¹

1 重庆市气象台, 重庆 401147
2 国家气象中心, 北京 100081
3 北京市气象台, 北京 100089
4 重庆梁平县气象局, 梁平 405200

提 要: 利用常规观测、NCEP 分析场及雷达、自动站等资料对重庆“5.6”强风雹天气的成因进行了分析, 结果表明: 冷锋和副热带高空急流在风雹发生地近乎重叠的配置结构促进了次级环流的形成并有利于上升运动的强烈发展; 风暴天气发生前, 下垫面强烈加热、低层增温增湿、中高层干冷对大气对流不稳定性增强的作用显著; 对流有效位能(CAPE)、K 指数、SI 指数高值区边缘的强指数梯度区、对流抑制(CIN)的小值区以及较强的垂直风切变对大风冰雹的预报有重要的指示意义; 雷达回波显示多单体风暴具有三体散射、弱回波区等冰雹回波特征, 中层径向辐合和反射率因子核心的反复上升下降也是形成地面大风和冰雹的重要特征; 四川盆地东部东北—西南向山脉对冷空气的移动有阻挡作用, 山脉之间的槽状地形为多单体风暴的持续发展保留了较大的空间, 明月山南麓的地形起到了强迫抬升和触发的作用, 由于地形的阻挡形成狭管效应, 加强了下击暴流形成的地面大风, 是形成 11 级大风的重要因素。

关键词: 风雹, 冷锋, 副热带高空急流, 多单体风暴, 三体散射, 中层径向辐合, 槽状地形

The Causation Analysis of the 6 May 2010 Severe Windstorm Weather Process in Chongqing

CHEN Guichuan¹ CHEN Yun² QIAO Lin³ LIU De¹ LI Qiang¹
ZHANG Yaping¹ WANG Wenfang⁴ ZHANG Yan¹

1 Chongqing Meteorological Observatory, Chongqing 401147
2 National Meteorological Centre, Beijing 100081
3 Beijing Meteorological Observatory, Beijing 100089
4 Liangping Meteorological Station, Chongqing 405200

Abstract: The causes for the 6 May 2010 severe windstorm were analyzed in Chongqing by using conventional observations, NCEP analysis fields, radar and AWS (automatic weather station) data, etc. The results showed that the almost overlapping configuration structure of the cold front and the subtropical upper jet promoted the formation of secondary circulation with contributing to the development of strong upward motion near the windstorm area. It was significant that the atmospheric convective instability was strengthened by the underlying surface strong heating, the low temperature and humidity increasing and the dry-cold air in the middle-high level in the day before the storm, which made for the formation of thunderstorm. The strong index gradient areas at the edge of the CAPE, K, SI high-value area and the CIN small-value regions were significant indicators to forecast the strong wind and hail. The radar echo was characterized by three-body scattering, weak echo area, and hail echo. The mid-level radial convergence

^{*} 公益性行业(气象)科研专项“中尺度对流性天气诊断分析方法研究”(GYHY200906003)、“闪电活动特征及其在灾害性天气预警中的应用方法研究”(GYHY201006005)和中国气象局预报员专项“强冷锋和地形对重庆春季雷雨大风的作用分析”(CMAYBY2011-043)共同资助

and the reflectivity core up and down repeatedly were also the important features of the surface gale and hail formation. The northeast-southwest oriented mountain range blocked the cold air moving direction in eastern Sichuan Basin. The trough-shaped terrain provided a larger space for the sustained development of multi-cell storm between the mountains. The south terrain of Mingyue Mountain played a role of uplifting and triggering. The narrow tube effect of terrain blocking enhanced the formation of downburst leading to the surface high wind, which was the important reason for the formation of 11 rank gales.

Key words: windstorm, cold front, the subtropical upper-level jet stream, multi-cell storm, three-body scattering, mid-level radial convergence, trough-like topography

引言

2010 年 5 月 5 日夜间至 6 日白天,重庆出现了强烈的风雹暴雨天气过程。过程中,重庆中部和东南部产生了区域性暴雨,但是主要灾害是大风,垫江沙坪镇、梁平回龙镇分别于 6 日 01 时 12 分和 01 时 23 分出现了瞬时最大风速达 11 级(分别为 $31.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $30.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)的大风,均创造了当地有气象记录以来的大风极值,过程中冰雹直径 $1 \sim 2 \text{ cm}$ 。灾害造成垫江、梁平等地共 32 人死亡(其中因大风死亡 27 人),383 人受伤,8014 间房屋垮塌,电力、通信等基础设施和工矿商贸企业不同程度受损,直接经济损失 6 亿余元。

关于雷暴大风,国内外许多专家在形成机制、风暴潜势预报指数、地形作用等方面都做了大量研究工作^[1-18]。Fujita 等^[1]将形成于地面附近且风速 $> 17.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 呈向外爆发性辐散状出流的雷暴内强烈下沉气流定义为下击暴流,并指出雷暴大风是由强对流单体内的下击暴流所导致,俞小鼎等^[2,4]、廖晓农等^[5]、漆梁波等^[7]通过大量个例分析了雷暴大风和龙卷等强对流天气的单体结构和多普勒雷达回波特征,周后福等^[8]通过大量的数值模拟研究证实近地层增温增湿、对流层中层干燥度加大、对流层中低层风切变较大是雷暴大风形成和加强的有利条件,朱乾根、许小峰、刘健文、竹利等^[19-22]详尽地分析了强天气的各种物理量指数及其应用,经过对比实践,对流有效位能(CAPE)与对流抑制能量(CIN)、K 指数、SI 指数、风切变是风暴潜在强度的重要指标,目前在对流天气分析中应用较为广泛;林必元、李子良、隋迎久等^[23-25]揭示了地形在对流性天气中的触发和增强的作用。

重庆地形复杂,新一代多普勒雷达和自动站的建立时间都很短,具有详细分析资料的雷雨大风的研究个例很少,高低层影响系统的配置结构、强对流

天气的发展过程、地形的具体影响方式等都还需要深入的探讨和分析。本文利用常规观测、NCEP 分析场及雷达、自动站等资料分析了重庆“5.6”强风雹天气的天气背景、冷锋和高空急流配置结构、热力变化特征、多单体风暴发展过程及其与地形的作用,试图为重庆复杂地形情况下大风和冰雹预警提供有益启示,并为做好防灾减灾气象服务工作提供参考依据。

1 天气背景分析

这是一次在中高纬“一脊一槽”环流形势下,高空短波槽引导冷空气在重庆中部触发的强风雹天气过程。过程开始前 5 日 08—20 时,200 hPa 欧亚环流为一脊一槽,高脊位于乌拉尔山,贝加尔湖向南延伸到华北为槽区,乌拉尔山东部到长江流域为大范围的西北气流,中高纬有南北两支急流,北支急流(极锋急流)位于青藏高原北侧至华北地区,南支急流(副热带急流)从青藏高原南侧经四川盆地向华东移动,重庆在 20 时位于南支急流轴的入口区。500 hPa 与 200 hPa 形势相似,也是一脊一槽,湿度很小,温度露点差达 20°C 以上,重庆上空环流变化快,08 时为一明显的小高压环流控制,到 20 时迅速转为短波槽前的西南偏西气流;700 hPa 四川盆地东北部为切变线,西部有西南低涡生成。850 hPa 重庆中部和东南部主要受倒槽控制,有明显的水汽辐合。地面图上,冷空气首先沿青藏高原西北侧进入四川盆地北部,至 5 日夜间,冷锋前沿移到重庆西部,强风雹就发生在 200 hPa 北支急流轴南侧 $7 \sim 9$ 纬度、南支急流入口区、高空短波槽、西南低涡东南侧、850 hPa 倒槽及地面冷锋前沿配合较好的区域(图 1)。

2 冷锋和高空急流的配置结构

天气系统造成的系统性上升运动是对流性天气的触发机制之一,锋面造成的辐合上升运动是较强

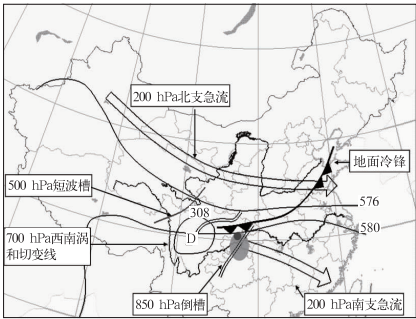


图 1 2010 年 5 月 5 日 20 时综合分析图
黑色阴影为大风冰雹区，
灰色阴影为暴雨落区
Fig. 1 The synthesized analysis
at 20:00 BT 5 May 2010
The black shaded means the gale and
hail area, the gray shaded denotes
the rainstorm region

的系统性上升运动。低层辐合、高层辐散是强雷暴发生发展的有利条件，高空急流在层结不稳定区域通过往往会产生严重的对流性天气^[16]。在沿 107°E 的 θ_{se} 、全风速、垂直速度等物理量的经向垂直剖面图上(图 2)：极锋急流(Jp)从青藏高原北侧移动过来(40°~50°N)，急流轴中心风速达 60 m·s⁻¹ 以上，CD 连线即是地面到高空的冷锋锋区。副热带急流(Js)从青藏高原东南侧移动过来(30°N 附近)，中心风速也达 45 m·s⁻¹ 以上，其南侧是副热带高压。5 日 20 时，地面冷锋到达四川盆地北部地区，

由于 5 日白天四川盆地南部增温，冷锋锋区 CD 连线附近的等 θ_{se} 最大梯度达 30 K·km⁻¹，斜压性强，锋生作用强烈；在地面冷锋的上方 500 hPa 附近存在 θ_{se} 相对低值区，根据 $-\frac{\partial \theta_{se}}{\partial p} < 0$ 分析，对流不稳定层深厚而且范围大。副热带急流(Js)位于地面冷锋的正上方。从 5 日 20 时到 6 日 02 时，由于 500 hPa 西北气流上短波槽快速东移，700 hPa 西南低涡向东北方向发展，西南气流增强，四川盆地南部中低层的高能区 F 向北伸展的同时向上扩展，两支急流轴中心风速增强，风速垂直切变加大，促进对流不稳定层结强烈发展。在垂直运动上表现为：锋区北侧的冷空气在向南运动中下沉，触发强烈的上升运动，上升运动直达副热带急流入口区右侧的强辐散区，然后向偏南方向运动并下沉，在中低层经偏南风再返回上升运动中，形成很强的南北向次级环流圈，表明地面冷锋和副热带急流在风雹发生地近乎重叠的配置结构促进了次级环流的形成并有利于上升运动的强烈发展，产生强对流性天气。

3 对流不稳定性分析

根据国内外众多关于强对流指数的应用研究^[16-19]，CAPE 和 CIN 分别表征对流有效位能和对流抑制能量的强弱(注：文中 CAPE 和 CIN 均指从

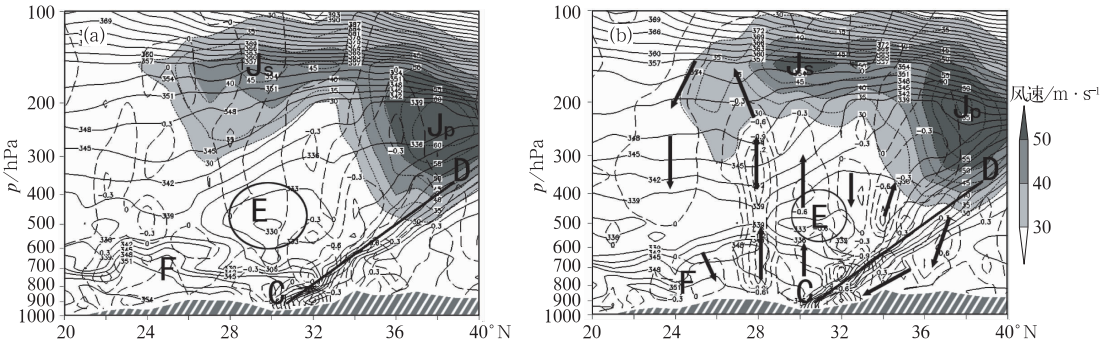


图 2 沿 107°E 的垂直剖面图
(a) 2010 年 5 月 5 日 20 时；(b) 2010 年 5 月 6 日 02 时
CD:冷锋锋区;Jp:极锋急流;Js:副热带急流;F:对流层中低层 θ_{se} 高能区;E:对流层中高层 θ_{se} 相对低能区;实线:等 θ_{se} 线
(单位:K);点线:等风速线(单位:m·s⁻¹);长断线:垂直速度(单位:Pa·s⁻¹);黑箭头:垂直运动;斜杠阴影区:地形
Fig. 2 The zonal temperature, potential pseudo-equivalent temperature in vertical
cross section along 107°E
(a) 20:00 BT 5 May 2010, (b) 02:00 BT 6 May 2010
CD: the cold front zone; Jp: the jet stream of polar front; Js: the jet stream of subtropical, F: the high energy area of
potential pseudo-equivalent temperature at middle and low level troposphere, E: the relative low energy
area of potential pseudo-equivalent temperature at middle and high level troposphere, the solid lines: potential
pseudo-equivalent temperature(unit: K), the dotted lines: wind speed (unit: m·s⁻¹), the long break lines: the
vertical velocity (unit: Pa·s⁻¹), the black arrow: vertical movement, the slash shaded area: terrain

地面起始抬升),肖沃特指数(*SI*)反映大气稳定度,*K* 指数和垂直风切变指示强对流天气,综合判断这些物理量对预报强对流天气是有重要指示意义的。首先分析风雹发生地附近达州的层结和对流性特征。2010 年 5 月 5 日 08 时(见图 3),达州 700 hPa 以上大气相当干燥,温度露点差都在 20℃ 以上,850 hPa 以下湿度较大,由于近地面层有逆温,因而地面气温低,对流不稳定能量还很弱。但是,由于 5 日白天四川盆地大部受 500 hPa 反气旋环流的影响,晴热升温,到 20 时达州的中高层湿度继续减小,

而中低层受热低压作用,增温增湿非常明显,抬升凝结高度以下气层近于干绝热状态,混合层高度明显增厚,混合层顶达 850 hPa 左右,湿层向上扩展,对流不稳定能量迅速增强。*CAPE* 值(见表 1)从 08 时的 $75\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 上升到 20 时的 $2440\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,*K* 指数从 14 上升到 30,*CIN* 从 $-921\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$ 减弱到 $-87\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,*SI* 指数则略有下降,925~500 hPa 垂直风切变一直较强,维持在 $3.3\times 10^{-3}\text{ s}^{-1}$,表明对流有效位能急剧增强,大气对流不稳定度增加,强对流天气的可能性大为增强。

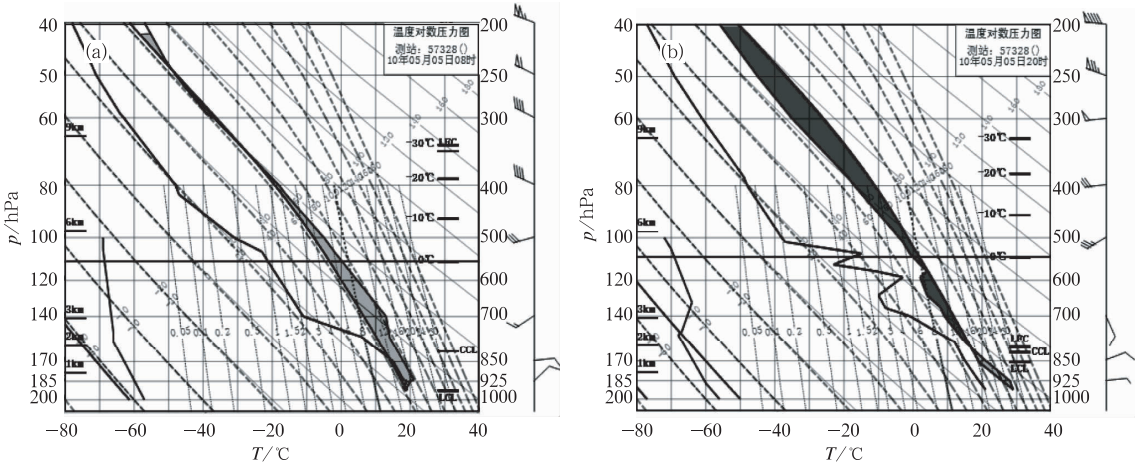


图 3 达州 *T-log p* 图 5 日 08 时 (a) 和 5 日 20 时 (b)
浅灰色阴影:负能量区;深灰色阴影:正能量区

Fig. 3 *T-log p* diagram in Dazhou (a) 08:00 BT 5 May, and (b) 20:00 BT 5 May 2010
The light gray shadow: the negative, the dark gray shadow: the positive energy area

表 1 2010 年 5 月 5 日 08 时、20 时达州的几种物理量变化
Table 1 The changes of several physical quantities in Dazhou
at 08:00 BT and 20:00 BT 5 May 2010

物理量 地名	<i>CAPE</i> / $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$	<i>K</i> 指数	<i>SI</i> 指数	<i>CIN</i> / $\text{J}\cdot\text{kg}^{-1}$	925~500 hPa 垂直风切变/ s^{-1}
达州(57328)—08 时	75	14	0.45	-921	3.3×10^{-3}
达州(57328)—20 时	2440	30	0.2	-87	3.3×10^{-3}

分析 5 日 20 时重庆周边 *CAPE*、*K* 指数和 *SI* 指数的平面分布图(见图 4):*CAPE*、*K* 指数和 *SI* 指数高值区边缘的强指数梯度区位于重庆与四川交界区域。在对流抑制能量(*CIN*)图上,重庆西部和东北部都有明显对流抑制能量,而重庆中部和东南部几乎没有对流抑制能量。这些物理量的水平分布反映对流发展的主要区域就在 *CAPE* 和 *K* 指数大、*SI* 指数为负的地区,即重庆大部地区,而强对流则首先发生在靠近冷锋一侧,*CAPE*、*K* 指数和 *SI* 指数的梯度都很大而对流抑制能量弱的区域,即重庆中部偏北区域。

4 多普勒雷达回波特征

由于强风雹发生地离最近的两部多普勒雷达(重庆、万州)都在 100 km 以上,单部雷达不能反映整个过程的全貌,因此,通过两部雷达的拼图来更好地分析整个过程。从重庆和万州雷达 3 km 高度反射率因子拼图来看,在 5 日 23:12 左右在重庆长寿附近生成多单体风暴 A(见图 5a),该多单体风暴以 $50\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ 左右的速度向东北方向快速运动。6 日 00:42(见图 5c)左右多单体风暴 A 发展到最强(反

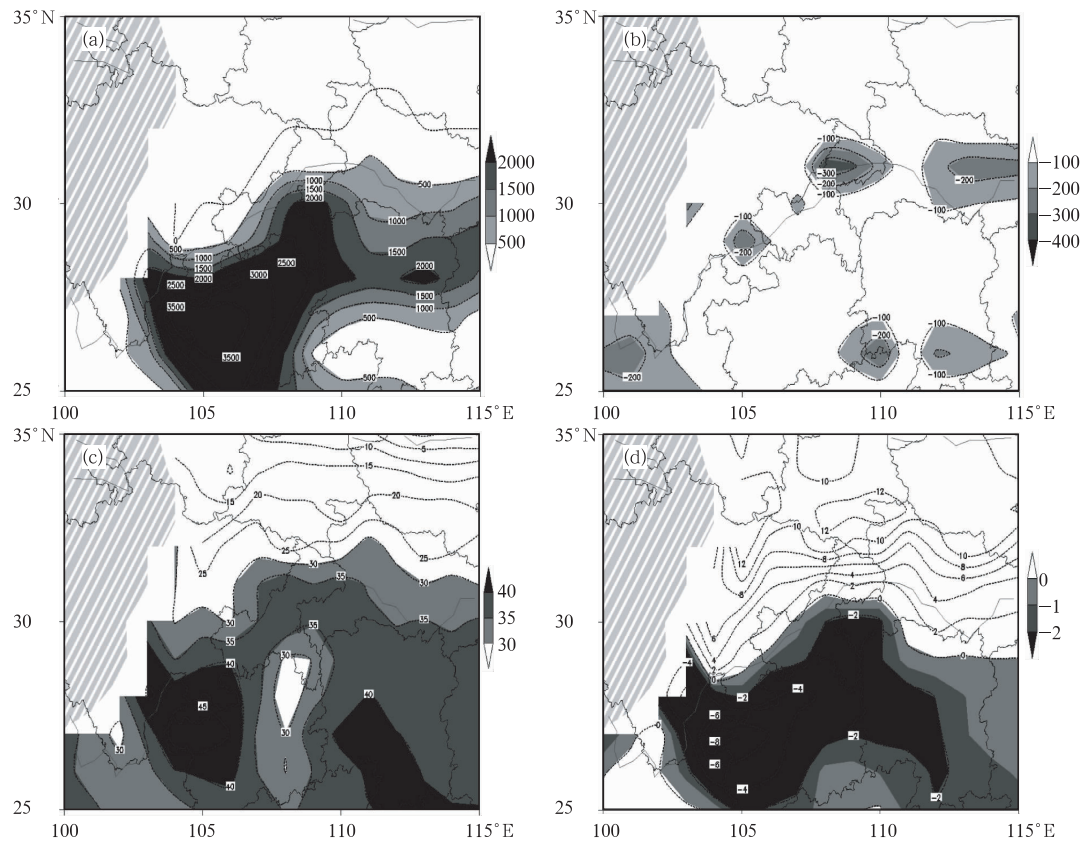


图 4 2010 年 5 月 5 日 20 时对流不稳定物理量分布图
(a) 对流有效位能(CAPE; 单位: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$); (b) 对流抑制能量(CIN; 单位: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$);
(c) K 指数; (d) SI 指数
斜杠阴影区:海拔 3000 m 以上高原

Fig. 4 The convective instability index distributions at 20:00 BT 5 May 2010
(a) CAPE (unit: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$), (b) CIN (unit: $\text{J} \cdot \text{kg}^{-1}$), (c) K index, (d) SI index
The slash shaded area: the plateau above 3000 m altitude

射率因子回波最强达 55 dBz)并随后减弱。多单体风暴 A 移动过程中未出现大风和冰雹,地面最大风速约 $13 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,表明它并非强风暴。6 日 00:18,多单体风暴 A 移到垫江澄溪附近,其左侧触发了一个快速发展的更强的多单体风暴 B(见图 5b),这个多单体风暴 B(见图 5d~5h)形成后同样以 $50 \text{ km} \cdot \text{h}^{-1}$ 左右的速度向东北方向快速运动,并很快发展成强风暴。由于风雹发生地大气层结表现为低层温度高湿度大,中高层干冷,当多单体风暴发展的时候,从中层卷入的干冷空气因为对流单体中下沉气流的蒸发、融化和凝华的冷却作用大于下沉气流的绝热增温作用,导致下沉气块负浮力加大,加速下沉,到达地面即形成大风。同时,强的垂直风切变可以增强中层干冷空气的吸入,加强风暴中的下沉气流和低层冷空气外流。多单体风暴 B 在 6 日 01:06—01:30(图 5e~5g)达强盛阶段,反射率因子回波最强均达到 65 dBz 以上,01:12 和 01:23 在垫

江沙坪镇、梁平回龙镇分别产生了 $31.2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 $30.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的瞬时最大风速,过程中也形成了冰雹。从大风发生最强时段的剖面图上也可以看到(见图 5i~5l),反射率因子从低层到高层向前倾斜,并持续了至少 30 min,强反射率因子有反复上升下降的过程,最高回波顶高达到 18 km 左右,表明多单体风暴发展非常旺盛,不断在发展和移动过程中形成冰雹和下击暴流。到 02 时左右,强回波减弱,逐渐消亡。多单体风暴 B 历时约 1 个半小时,产生灾害性大风的时间大约持续了 30~50 min。

单独分析 6 日 01:06 重庆天气雷达(SA)资料(图 6),可见多单体风暴 B 的重要回波特征:(1)在 1.5° 仰角反射率因子图(图 6a),有伴随冰雹的“三体散射”回波特征;(2)在垂直剖面图(图 6b)上,风暴向前倾斜,强反射率因子核心低,风暴运动方向的低层有弱回波区,50 dBz 回波顶为 10 km 左右,在 -20°C 等温线高度(7.8 km 左右)以上,有利于较

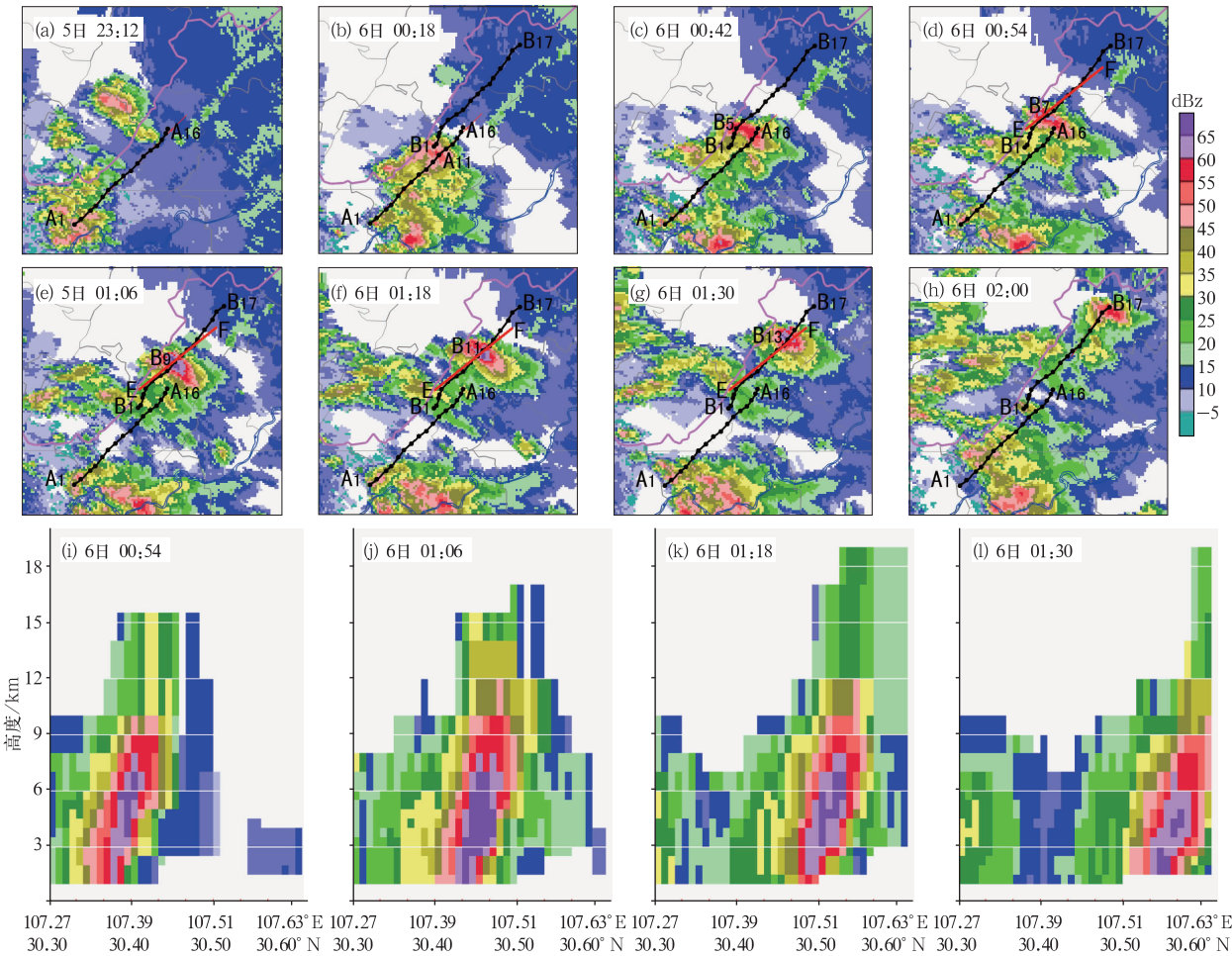


图 5 重庆(CINRAD-SA)和万州(CINRAD-SB)雷达 3 km 高度反射率因子拼图及反射率因子剖面图
(a)~(h):反射率因子拼图,时间分别从 5 日 23:12 至 6 日 02:00; A 和 B 表示多单体风暴;连线分别表示多单体风暴移动路径,连线上的圆点表示某时刻多单体风暴中心位置;EF 连线为剖面路径;
(i)~(l):反射率因子剖面图,时间从 6 日 00:54 至 6 日 01:30

Fig. 5 The radar mosaic puzzles and the profiles of the reflectivity factor at 3 km height between Chongqing (CINRAD-SA) and Wanzhou (CINRAD-SB)
(a)~(h): the puzzles of reflectivity from 23:12 BT 5 May to 02:00 BT 6 May,
A and B respectively show multi-cell storm, the connection lines express the multi-cell storm moving path, the dots on the line indicate the center location of multi-cell storm at a moment, EF connection lines mean the section path,
(i)~(l):the reflectivity factors from 00:54 BT 6 May to 01:30 BT 6 May 2010

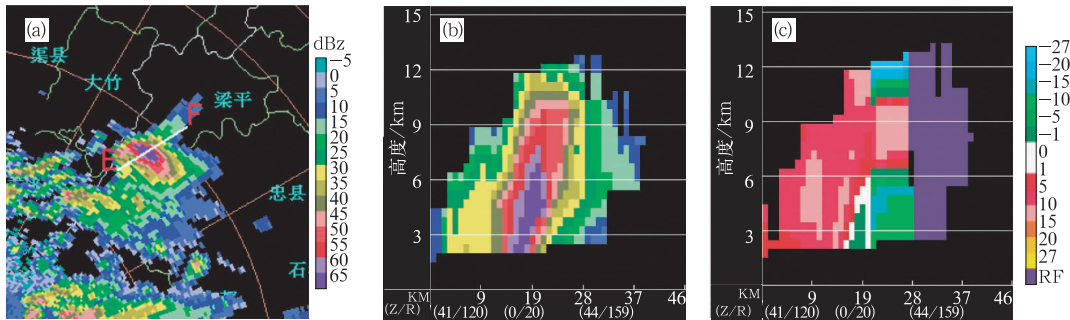


图 6 2010 年 5 月 6 日 01:06 重庆天气雷达(SA)分析
(a) 1.5°仰角反射率因子图(单位:dBz);(b) 反射率因子剖面(单位:dBz);(c) 经向速度剖面(单位:m·s⁻¹)
Fig. 6 The weather radar analysis in Chongqing at 01:06 BT 6 May 2010
(a) The reflectivity map at 1.5° (unit: dBz), (b) the reflectivity section (unit: dBz),
(c) the radial velocity profile (unit: m·s⁻¹)

大冰雹形成;(3)在速度图(图 6c)上,3~6 km 有强烈的中层径向辐合,在 4.5 km 高度辐合速度超过 $30\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。中层径向辐合和反射率因子核心的反复上升下降不断促成冰雹和下击暴流的形成,这是造成地面大风和冰雹的重要原因。

5 地形的作用

此次过程观测到的最大风速为 $31.2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,就风速而言,达到了 F0 级龙卷标准($18\sim33\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)^[2]的上限,是发展得很强的对流性天气。在诸多对流单体中,为什么会在垫江和梁平之间产生强风雹呢?下面结合自动站资料分析地形在其中所起的重要作用。

大地形对低层冷空气有明显阻挡作用。四川盆地四周环山。5 日中午冷空气首先经川西高原东北侧的嘉陵江谷地进入四川盆地(图略),冷锋前有风的辐合线,进入盆地后东南移,受华蓥山、明月山等东北—西南向山脉的地形阻挡,冷锋北段移速减慢,南段移速较快,20 时左右到达重庆西部地区,并开始触发对流单体发展;23 时左右冷锋移到重庆垫江和梁平西部的明月山附近。地面冷锋的温度梯度小,但是温度露点差的梯度大,最强处达 $20\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(100\text{ km})^{-1}$,表现为明显的露点锋特征(图 7)。从图 7 和图 8 可见,冷锋与明月山走向非常吻合。

强风雹形成与局地地形有重要关系。明月山海拔 900 m 左右,冷锋北段的冷空气受明月山的阻挡,在山的西侧堆积,南段冷空气绕过明月山南部地势较低处,在长寿附近触发 A、C 和 D 等多单体风暴(见图 8)。C 和 D 多单体风暴受黄草山的阻挡作用,停滞在涪陵附近形成较强降水。多单体风暴 A 的运动方向介于 700 hPa 和 500 hPa 气流方向之间向东北移动(图 9),与明月山东侧的东北—西南向的槽状地形方向基本一致。由于地面冷空气不能很快翻过明月山,明月山东侧维持相对的暖区,多单体风暴 A 移动方向上的地形是相对平坦的长条形区域(宽度 30 km 左右,长度 120 km 左右),同时,又是具有强对流不稳定能量和风速切变的区域。当多单体风暴 A 移动到垫江澄溪附近的时候,其左侧触发产生的多单体风暴 B 迅猛发展。地形对于多单体风暴 B 的作用主要体现在两个方面:一方面,从多单体风暴 B 移动的前方来看,在东北—西南向的槽状地形中,多单体风暴 B 向东北的移动发展中没有大地形的阻挡,有很大的发展空间,下击暴流也随

着多单体风暴 B 的增强而加大,40 分钟内,从澄溪到沙坪风速由 $16.9\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 增加到 $31.2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (见表 2),并产生了冰雹,当移过梁平回龙,受低层冷空气侵入和前方地形的阻挡作用,在梁平礼让附近减弱为一般对流,另一方面,从多单体风暴 B 移动方向的左侧来看(见图 8 和图 9),风矢端图上 950~

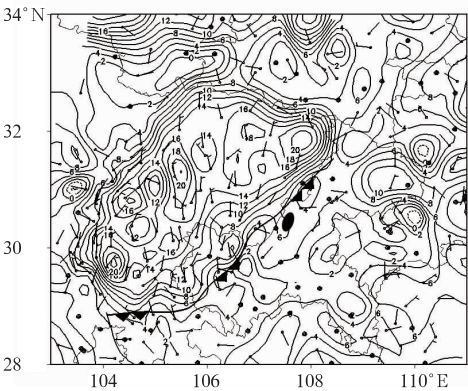


图 7 2010 年 5 月 5 日 23 时自动气象站的温度露点差和风场分析
黑色阴影: 风雹区

Fig. 7 The $T-T_d$ and wind field analysis of the automatic weather stations at 23:00 BT 5 May 2010
The black shadow: the severe windstorm region

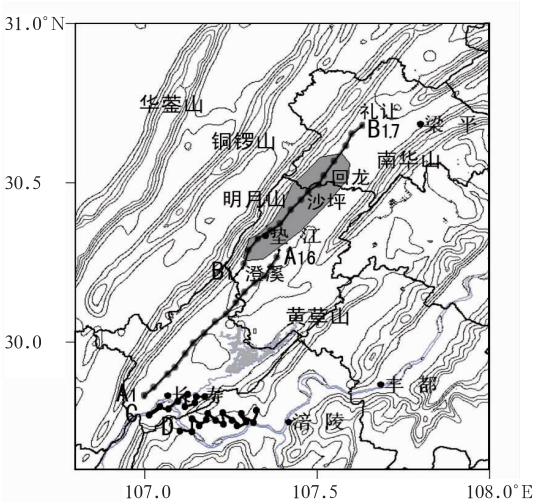


图 8 地形与多单体风暴的发生位置演变图
A、B、C、D 分别表示多单体风暴;连线表示多单体风暴移动路径,连线上的圆点表示某时刻多单体风暴中心位置
Fig. 8 Topography and the location evolution of multi-cell storm
A、B、C、D respectively indicate multi-cell storm, The connection lines denote the path of multi-cell storm, the dots of lines indicate the center location of multi-cell storm at a moment

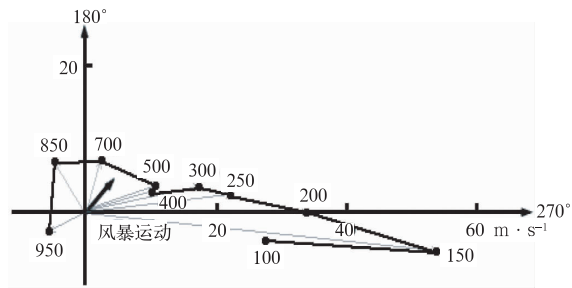


图 9 2010 年 5 月 5 日 20 时风雹发生地附近
(31°N、108°E)的风矢端图
圆点处数据为等压面高度,单位:hPa;
资料来源于 NCEP

Fig. 9 The wind vector end chart of
the severe windstorm region
(30°N,107°E) at 20:00 BT 5 May 2010
The dots express pressure height data,
unit: hPa; the data comes from NCEP

表 2 风暴沿途经过自动站的瞬时最大风速
及最大风速出现时间

Table 2 The maximum wind speed occurred
schedule and the maximum instantaneous wind
of the AWS while windstorm passing

地名	时间	风速/ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$
澄溪	00:24	16.9
垫江	00:48	18.9
沙坪	01:12	31.2
回龙	01:23	30.0
礼让	01:44	16.0

850 hPa 风由东北偏北风顺转为西南风,而明月山为东北—西南向,低层的风有很强的与山势走向相垂直的分量,地形对强对流的发展有抬升和触发作用,有利于强对流发展持续,同时,多单体风暴 B 移动方向一直靠着明月山山麓右侧,下击暴流形成过程中,由于左侧明月山的阻挡形成狭管效应,加强了地面大风,是出现 11 级大风的重要因素。

6 结论与讨论

- (1) 重庆“5·6”强风雹天气是在中高纬一脊一槽型的天气尺度经向环流形势下,乌拉尔山高脊前西北气流中的短波槽快速东南移,引导冷空气南下触发的强风暴天气过程。
- (2) 冷锋和副热带高空急流在风雹发生地近乎重叠的配置结构促进了次级环流的形成并有利于上升运动的强烈发展。
- (3) 风暴天气发生前 1 天日照强,下垫面升温

快、低层增温增湿、中高层干冷对大气对流不稳定性增强的作用显著,有利于形成雷暴大风;CAPE、K 指数、SI 指数高值区边缘的强指数梯度区、CIN 的小值区以及较强的风切变对大风冰雹的预报有重要的指示意义。

(4) 雷达回波显示形成风雹的多单体风暴具有三体散射、弱回波区等冰雹回波特征,中层径向辐合和反射率因子核心的反复上升、下降是造成地面大风和冰雹的重要原因。

(5) 四川盆地东部东北—西南向山脉的地形对冷空气的东移有阻挡作用,也间接决定了过程开始对流单体的初生位置;重庆垫江和梁平之间东北—西南向的槽状地形为大面积长条形的平坦区域,槽状地形的伸展方向与中高层气流方向的一致性,为强对流的持续发展保留了较大的发展空间;明月山南麓的地形对多单体风暴起到了强迫抬升和触发的作用,由于地形的阻挡形成狭管效应,加强了下击暴流形成的地面大风,是出现 11 级大风的重要因素。同时,关于此次过程中地形对强对流(大风、冰雹)的具体影响程度还需要深入的探讨和数值模拟研究。

致谢:最后对中国气象局培训中心俞小鼎教授的悉心指导表示深深的谢意!

参考文献

[1] Fujita T T, Byers H R. Spearhead echo and downbursts in the crash of an airliner[J]. Mon Wea Rev, 1977, 105: 129-146.

[2] 俞小鼎,姚秀萍,熊延南,等. 多普勒天气雷达原理与业务应用[M]. 北京:气象出版社,2006:130-163.

[3] 俞小鼎,张爱民,郑媛媛,等. 一次系列下击暴流事件的多普勒天气雷达分析[J]. 应用气象学报,2006,17(4):385-393.

[4] 俞小鼎,郑媛媛,张爱民,等. 安徽一次强烈龙卷的多普勒天气雷达分析[J]. 高原气象,2006,25(5):914-924.

[5] 廖晓农,俞小鼎,王迎春,等. 北京地区一次罕见的雷暴大风过程特征分析[J]. 高原气象,2008,27(6):1354-1361.

[6] 姚叶青,俞小鼎,张义军,等. 一次典型飊线过程多普勒天气雷达资料分析[J]. 高原气象,2008,27(2):373-381.

[7] 漆梁波,陈永林. 一次长江三角洲飊线的综合分析[J]. 应用气象学报,2004,15(2):162-173.

[8] 周后福,郑媛媛,李耀东,等. 强对流天气的诊断模拟及其预报应用[M]. 北京:气象出版社,2009:50-82.

[9] 杨晓霞,李春虎,杨成芳,等. 山东省 2006 年 4 月 28 日飊线天气过程分析[J]. 气象,2007,33(1):74-80.

[10] 高坤,张大林. 非绝热物理过程在模拟飊线系统中尺度结构中的作用[J]. 气象学报,1994,52(3):321-331.

[11] 张腾飞,段旭,鲁亚斌,等. 云南一次强对流天气冰雹过程的环

流及雷达回波特征分析[J]. 高原气象, 2006, 25(3): 531-538.

[12] 伍志芳, 张春良, 张沛源. 一次强对流天气的多普勒特征分析[J]. 高原气象, 2001, 20(2): 202-207.

[13] 付双喜, 王致君, 张杰. 甘肃中部一次强对流天气的多普勒雷达特征分析[J]. 高原气象, 2006, 25(5): 932-941.

[14] 林锡怀, 钱家声. 我国东部沿海地区“高后型飚线”的一种形成机制[J]. 应用气象学报, 1996, 7(3): 330-335.

[15] 刘勇, 刘子臣, 马廷标, 等. 一次飚线过程中龙卷及飚锋生成的中尺度分析[J]. 大气科学, 1998, 22(3): 326-335.

[16] 吴芳芳, 王慧, 韦莹莹, 等. 一次强雷暴阵风锋和下击暴流的多普勒雷达特征[J]. 气象, 2009, 35(1): 55-64.

[17] 陶岚, 戴建华, 陈雷, 等. 一次雷暴冷流出流中新生强脉冲风暴的分析[J]. 气象, 2009, 35(3): 29-35.

[18] 钟利华, 曾鹏, 李勇, 等. 广西雷暴大风环流特征和物理量诊断分析[J]. 气象, 2011, 37(1): 59-65.

[19] 朱乾根, 林锦瑞, 寿邵文, 等. 天气学原理和方法(第三版)[M]. 北京: 气象出版社, 2000: 422-461.

[20] 许小峰, 郭虎, 廖晓农, 等. 国外雷电监测和预报研究[M]. 北京: 气象出版社, 2003: 235-245, 340-349.

[21] 刘键文, 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: 77-217.

[22] 竹利, 王厚伯. 川东北一次西北气流型强冰雹天气的成因分析[J]. 暴雨灾害, 2008, 27(3): 242-247.

[23] 林必元, 张维桓. 地形对降水影响的研究[M]. 北京: 气象出版社, 2001: 1-24, 76-126.

[24] 李子良. 地形降水试验和背风回流降水机制[J]. 气象, 2006, 32(5): 11-15.

[25] 隋迎久, 蔡丽娜, 王昌双, 等. 一次山地环流激发对流天气的数值模拟[J]. 气象, 2010, 36(5): 78-84.