

张晰莹, 吴迎旭, 张礼宝. 2013. 利用卫星、雷达资料分析龙卷发生的环境条件. 气象, 39(6): 728-737.

利用卫星、雷达资料分析龙卷发生的环境条件^{* 1}

张晰莹 吴迎旭 张礼宝

黑龙江省气象台, 哈尔滨 150030

提 要: 利用 FY-2E 静止气象卫星云图和新一代天气雷达资料, 结合常规天气资料对 2010 年 5 月 15 日发生在黑龙江省西部地区的龙卷天气进行分析。通过卫星云图分析环流特征和中尺度特征, 讨论了产生龙卷的雷暴云团的形成环境和触发条件, 利用天气雷达资料详细阐述了雷暴云团的发生发展过程和产生龙卷天气处的云图及雷达回波特征。结果表明: 这次龙卷天气发生在高空槽和地面冷锋前, 由多个小尺度对流发展成为 α 中尺度对流云团所引发的。大的湿度梯度、干侵入、垂直风切变和上干下湿的环境场为龙卷的发生提供了不稳定能量, 地面冷锋提供了触发机制, 雷暴云团在发展过程中不断生消与合并, 在两个云团的交界处产生龙卷。雷达回波上环境大风、入流、下沉气流、中气旋、钩状回波, 有界弱回波区等特征回波明显; 风暴成熟时, 钩状回波、有界弱回波区达到最大, 高、中、低三层大风区清晰, 下沉气流和入流开始相交并产生出流边界, 龙卷就发生在该回波附近。

关键词: 卫星云图, 天气雷达, 龙卷, 触发条件

中图分类号: P458

文献标识码: A

doi: 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2013. 06. 009

Analysis of Tornado Ambient Conditions Based on the FY-2 Satellite and Radar Data

ZHANG Xiying WU Yingxu ZHANG Libao

Heilongjiang Meteorological Observatory, Harbin 150030

Abstract: Based on FY-2E meteorological satellite images and CINRAD data, this paper analyzes the trigger conditions to the tornado weather seen on 15 May 2010 in the west of Heilongjiang Province. By analyzing the circulation and mesoscale characteristics from satellite images, this article reveals the formation conditions of thunderstorm clouds that generate and trigger the tornado. The characteristics of cloud images and radar echoes of the tornado event is illustrated in detail on the basis of CINRAD data. The main results are as follows: The mesoscale convection process occurs in front of the upper trough and surface cold front, and the α -mesoscale convective clouds are developed by multiple small-scale convections. Unstable energy of tornado is provided by humidity gradient, water vapor transportation, vertical wind shear and dry intrusion, and the surface cold front provides the trigger mechanism. The thunderstorm clouds constantly generate and dissipate combining with other thunderstorm clouds during the developing process. The tornado is produced when two clouds amalgamate. The characteristics of the radar echoes are very obvious. At the mature stage of the storm, the hook echo and bounded weak echo regions become the largest, the downdraft begins to interact with the inflow producing the outflow boundary and there is a clear gale area in the high, middle and low levels. The tornado occurs in the vicinity of the echo.

Key words: satellite image, CINRAD, tornado, trigger condition

* 国家自然科学基金项目(41175043)、国家气象关键技术集成与应用项目(CMAGJ2012M17)和中国气象局北方暴雨预报专家创新团队项目共同资助

2012 年 4 月 27 日收稿; 2012 年 12 月 15 日收修定稿

第一作者: 张晰莹, 主要从事卫星、雷达及短时临近预报研究. Email: zhangxiying2001@sina.com

引言

龙卷是对流云产生的破坏力极大的小尺度灾害性天气,表现为直径一般从几米到几百米的漏斗状云柱从对流云云底盘旋而下,可对生命财产、交通安全产生巨大威胁的灾害性天气(俞小鼎等,2006;王毅等,2012;吴芳芳等,2012),每年发生在我国东部的龙卷大约有200~300个(魏文秀等,1998),但由于龙卷的尺度小,历时短,对其监测和预报都具有很大的难度。

随着我国FY-2静止卫星投入使用,基于卫星云图在中、小尺度强对流天气的预报预警技术方面,得到了很大发展,并取得了一定的成果。早期蒋汝康(1997)对龙卷型强风暴有了一定剖析,曹志强等(2008)对2007年7月3日发生在安徽的多个龙卷风的中尺度对流云带发展和演变做了详细阐述,使得利用卫星云图对龙卷风的监测成为了可能;陈忠明(2005)依据低空急流风场特征,研究了急流低层强垂直风切变与对流云团耦合相互作用产生的对流揭示低空急流在云团后部发生、发展的可能机制;有关高纬度地区龙卷方面的研究也有关于东北地区MCC雷达回波特征分析(张晰莹等,2010),主要针对高纬度地区发生龙卷的MCC云图进行分析讨论。龙卷天气的进一步确定离不开多普勒天气雷达的监测。俞小鼎等(2008)利用雷达资料分析了一次产生在安徽的强龙卷的超级单体风暴,对龙卷的生成机制进行了探讨;赵瑞金等(2010)利用多普勒雷达对发生在承德的一次龙卷进行分析,发现低层暖湿、中层干冷空气下传、中低层强气旋性涡旋等特

征;李向红等(2010)也曾利用雷达分析过多种强对流天气,其中包括龙卷。超级单体风暴作为强对流单体特征除了其准稳定状态外,一个重要的雷达回波特征是存在一个弱回波区(WER),或有界弱回波区(BWER)。产生原因是上升气流强烈抑制大的降水粒子无法进入其中造成的。而美国科学家发现不少超级单体风暴并不具有Browning所描述的钩状回波特征,进而在观测的基础上将超级单体风暴分为弱超级单体、经典超级单体风暴及强降水超级单体风暴(俞小鼎等,2006)。

2010年5月15日17时左右至19时,黑龙江省海伦市后九村、兰西荣发村和跃进村发生了一次龙卷风暴,28个乡镇遭受雷雨大风、冰雹灾害,直接经济损失约为1.4736亿元,雨量较小,受影响地区1小时最大雨量为23.8 mm,但风速很大,其中兰西县的极大风速达到 $23.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。受影响村落中所有房屋房顶均被掀掉,直径十几厘米的树木有的被连根拔起,农用机械和小型车辆被掀翻在道路之外。龙卷路径长度在3 km左右,路径宽度30~60 m,经专家实地考察并结合灾情与雷达分析结果确定此次龙卷为F1级。

1 天气背景

1.1 高空天气形势分析

这次强对流天气是由涡底槽引导冷空气南下造成的。图1为2010年5月15日08时流场、温度场与风场的叠加图,低层的西南急流引导北上暖空气与

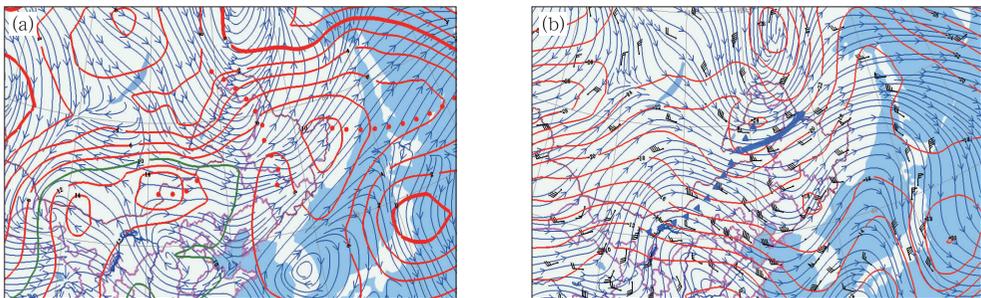


图1 2010年5月15日08:00 850 (a)和500 hPa (b)流场、温度场与风场的叠加图

(·····为850 hPa温度脊,▼▼▼▼为500 hPa温度槽,→为500 hPa急流)

Fig.1 Flow line field, temperature field, wind at 08:00 BT 15 May 2010

(a) 850 hPa, (b) 500 hPa

(····· shows temperature ridge at 850 hPa, ▼▼▼▼ shows temperature trough at 500 hPa, → shows jet flow at 500 hPa)

中空急流引导南下冷空气交汇在黑龙江省的中西部地区,形成了较强的下暖上冷的层结结构。图 1a 850 hPa 槽线位于黑龙江和内蒙古交界处。黑龙江省西南部地区受暖平流影响,由于暖脊控制,流线与等温线夹角接近 90° ,图 1b 为 2010 年 5 月 15 日 08 时 500 hPa 形势,黑龙江处于槽前西南气流控制下,在低槽东南部有明显的冷温度槽存在,强对流天气产生在此西南气流下的强冷温度槽中;西北气流与西南气流交汇在黑龙江省中西部。强烈的冷暖交汇,在黑龙江省西部形成了强烈不稳定区域,导致了槽线附近的大范围对流天气的形成。

1.2 地面形势分析

此次过程是由地面冷锋触发的,2010 年 5 月 15 日 02 时,地面冷锋位于黑龙江与内蒙古交界处。黑龙江大部分地区位于冷锋前,冷锋后冷空气较强,锋后最大日变温达到 4°C ,冷锋两侧温度梯度较大,图 2 为 2010 年 5 月 15 日 14 时地面天气图,图中冷锋暖区部分区域湿度达到饱和,锋线两侧露点温度差超过 10°C ,强的水平温度不连续引起不稳定。

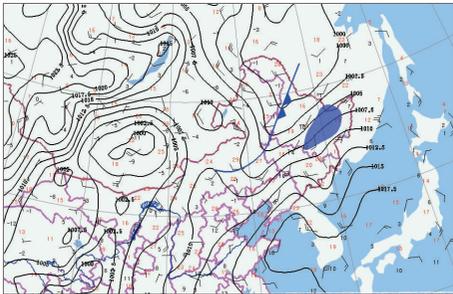


图 2 2010 年 5 月 15 日 14:00 地面天气图
(阴影区的温度露点差小于 4°C)

Fig. 2 Surface synoptic chart at
14:00 BT 15 May 2010
(shaded area shows dew point
deficit less than 4°C)

2 卫星云图环流场分析

2.1 水汽图像分析

水汽图像反映了大气中上层的水汽分布,这次过程中水汽图像上水汽区的分布、干湿区边界、暗区等与对流的发生发展有密切相关。从图 3 水汽图像可见此次过程是一个典型的高空冷涡云型。黑龙江

东部水汽条件较好,云系较宽,东南部有外围云带 A,冷涡内部为干区。冷涡中心附近较灰白,在黑龙江西南部的干区、暗缝之间为湿区。呈气旋性弯曲的云系 F,代表了有新的冷空气补充,同时说明了有高空正涡度平流,F 的北端有向北伸展的水汽羽。从水汽风走向看,在对流云带附近伴随有一个高空的疏散槽,有利于强对流云高空辐散抽吸作用以及大气的垂直运动。

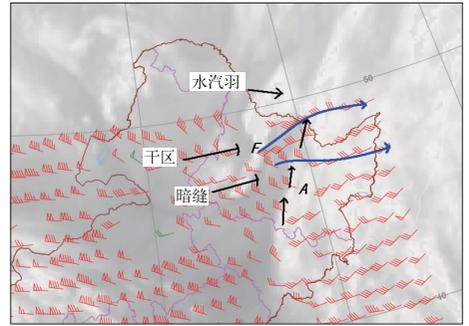


图 3 2010 年 5 月 15 日 14:30 FY-2E
水汽图和 14:00 水汽风叠加

Fig. 3 Superposition of vapor cloud
at 14:30 and vapor wind by FY-2E
at 14:00 BT 15 May 2010

2.2 风的垂直切变

风暴的组织结构和强弱以及雷暴云团的生存时间的关键因子是垂直风切变,强的垂直风切变破坏了雷暴的自毁机制,使对流得以较长时间的维持和发展,在风暴的形成、传播和分裂过程中起关键作用(陈渭民,2003;孙继松等,2012;许新田等,2012),计算 5 月 15 日 08 时黑龙江省 4 个探空站的垂直风切变,如表 1 所示,黑龙江北部和中部地区的风垂直切变较大,嫩江和伊春站超过了 $4.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 。图 4 为发展的雷暴云团与散度场叠加,图 4a 中对流云带附近,低层 850 hPa 有强烈的辐散,增强风暴下沉气

表 1 切变值计算

Tabl 1 Shear values and storm types

站点	切变值(0~500 hPa) $/10^{-3} \text{ s}^{-1}$	参考风暴类型
齐齐哈尔(50774)	0.88	单体或松散多 单体(<2.0)
哈尔滨(50953)	2.44	有组织的多单体 [$2.0 \sim 3.3$]
嫩江(50745)	4.56	超强单体(≥ 3.3)
伊春(50774)	5.15	超强单体(≥ 3.3)

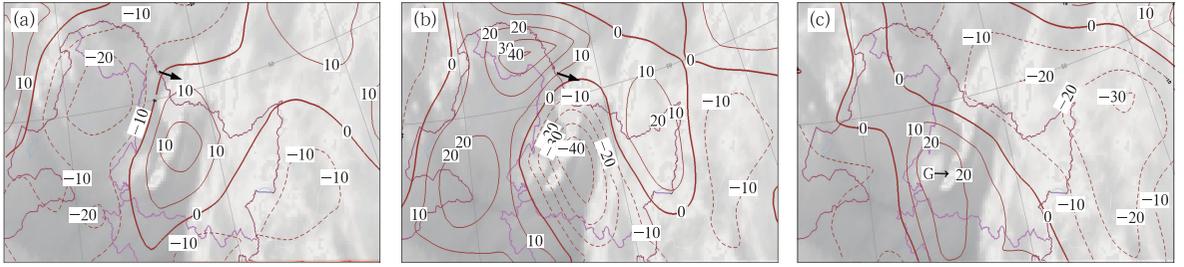


图 4 2010 年 5 月 15 日 08:00 散度场和 14:30 FY-2E 卫星云图叠加

(a) 850 hPa, (b) 500 hPa, (c) 250 hPa

Fig. 4 Superposition of divergence at 08:00 BT and vapor cloud by FY-2E at 14:30 BT 15 May 2010

(a) 850 hPa, (b) 500 hPa, (c) 250 hPa

流,有利于强对流天气特别是下击暴流和大风天气的产生(朱乾根等,2000);图 4b 在中层 500 hPa 有强烈的辐合,增强干冷空气的吸收和上升气流,以维持对流的持续发展;图 4c 在高层 250 hPa 出现了辐散,起到了抽吸作用。强的垂直风切变一般都会伴有显著的卷云砧结构(陈渭民,2003),箭头处可以看到卷云砧结构,本次过程发展旺盛时的卷云砧长度大于 250 km,且位于高空急流轴附近,表明风的垂直切变很大,受高低空风速垂直切变和西南气流影响卷云砧方向为东北向,龙卷发生在雷暴云团入流处 G 点。

3 中尺度分析

这次过程是发生在 500 hPa 槽前,云团的中尺度特征较为明显。其周围的大尺度云系相对强度较弱,结构也松散,而产生龙卷的云团具有明显的积雨云结构,在增强显示的红外云图上的温度梯度很大,可见光图上有明显的“泡”状突起。

3.1 雷暴云团的增长率

对流云区面积增长的速度是强对流天气发生可能性的重要指标,对产生龙卷的整个雷暴云团的云顶亮温在不同时刻所包围的面积进行计算,结果如图 5 所示, -47℃ 和 -65℃ 亮温云团冷区面积从 15:00 到 18:00 持续增长,表明这个时间段内该云团是由对流云单体合并发展形成大的雷暴群,它们相互合并为积雨云团,随着雷暴群的成长,逐渐形成雷暴云团。17:00—18:00 云团的面积剧增,一小时内分别增长 38.2% 和 37.2%,强对流天气在此时段产生,18:30 开始云团面积都有所减小。

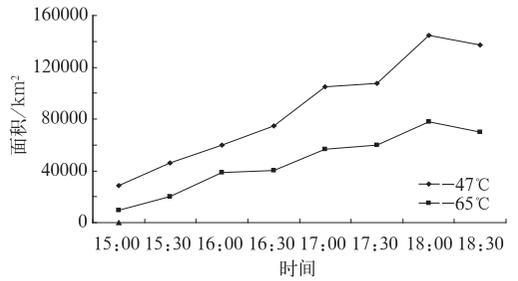


图 5 云顶亮温面积随时间的变化

Fig. 5 TBB area changes with time

3.2 干侵入分析

图 3 中水汽图像的暗区与高空 500 hPa 干区相对应,在其附近是强对流天气最容易发生的地区,高空干区穿过内蒙古东部、吉林西部到黑龙江省中西部,与图 1b 显示的 500 hPa 急流和图 4c 显示的高空辐合区相对应。随着干空气逐渐的入侵,形成上干下湿的对流不稳定层结,随着地面冷锋的抬升作用触发对流不稳定,在图 6 和图 7 中可见冷锋前部产生的若干个小对流云团,这些小对流云团在合并过程中不断增强进一步触发龙卷的产生。

3.3 雷暴云团间的相互作用

雷暴云团的形成或加强离不开云团的相互作用,在云团中不断有新的单体生成、发展和消亡,使对流云团加强。图 8 表现出了雷暴云团的相互作用的特征,图 8a 中云团 B 位于整个雷暴云团的西南部,有暗影,且呈多起伏不均匀的纹理状态,说明内部已经形成一些小对流云团;图 8b 中云团 B 靠近云团 A 处呈很多斑点的纹理特征,同时对流云团 A、B、C 结构更紧凑;图 8c 中云团 A 和 B 基本合并,

其交界处激发出多个“球”状小对流云团(E6~E9)排成一行,结构密实;图 8d 小对流云团 E6~E9 已经合并成一条线状,色调白亮,与云团 A 合并成大的对流云团 D,且与云团 C 的界限也变得模糊,合并后的云团 D 的面积迅速增大。Lee 等(2006a; 2006b)曾指出对流单体的合并对强对流的发展起着重要的作用,而且在合并时容易产生龙卷。本次过程的龙卷发生在 A 与 B 合并时触发的小对流云团 E6~E9 的云线处。

4 强雷暴云团的发展演变

12:00 左右在黑龙江省的中部地区存在比较零散的中低云系和几条云线,随着中层冷空气和地面冷锋的靠近,15:00 前后,这些零散的云系逐步发展成中尺度对流云团。

4.1 雷暴云团的演变过程

4.1.1 雷暴云团初生阶段

图 9 为本次过程雷暴云团的初生阶段。图 9a 中云团 B 有明显的卷云砧结构,在云团 A 的西南部和南部分别有西南—东北向的云线和排列较为规整的多个小对流云团,图 9b 云团 A 西南部的多个对流单体合并形成云团 C,此时云团 C 的结构较为松散。在图 9c 的水汽图像中可以看到云团 A-C 与云线 F 之间有明显的暗沟,暗沟呈气旋性弯曲,这条暗沟是触发对流云形成发展的重要条件。

4.1.2 雷暴云团生成阶段

图 6 为雷暴云团的生成阶段。图 6a 中云团 C 的面积明显增大,在其南部有多个新生的小对流云团呈气旋性排列,与云团 C 组成一条头部椭圆状面积较大且尾部略尖的对流云带。云带与图 9c 中的暗沟相平行,云带的尾部有小对流云团 D1;图 6b 中云带的头部成圆形,南部的小对流云团加强为雷暴云团,结构密实,并与 C 连接到一起,尾部云团 D1 与云带断裂,D1 的西部形成云团 E;图 6c 中云团 C 和 D1 共同组成上部大下部尖的云型结构,云团 D1 的面积增大,呈椭圆形,与云团 E 和云带 C 开始合并。此时云顶温度为 -47°C 的冷区面积为 28410 km^2 , -65°C 的冷区面积为 19992 km^2 。北部卷云砧特征明显。

4.1.3 雷暴云团的发展阶段

图 7 为雷暴云团的发展阶段。图 7a 中云团 E

和 D 的面积都在扩大,云团 D1 由椭圆状不断演变成圆形再到椭圆形,云团 E 由多个排列紧凑的小雷暴云团组成(E1~E5),纹理特征明显;图 7b 中云团 D 和 E 的结构变得紧凑,云团 E 中的一些小雷暴团纹理变得更细更多;图 7c 中云团 E 与 D 合并到一起,形成云团 D2,它们的交界处激发出的多个小雷暴团(E6~E9)发展强大,起伏状更加明显,合并后的云团 D2 的面积迅速扩大,与云带的距离不断缩小,亮温梯度也逐步加大;D2 的南部有新的对流单体开始发展。云顶亮温为 -47°C 的面积迅速增大到 81184 km^2 , -65°C 的面积增大到 51894 km^2 。

4.1.4 雷暴云团的成熟阶段

图 10 是雷暴云团发展旺盛阶段,图 10a 中,卷云砧长度超过了 250 km ,云团 D2 的起伏状明显,面积也进一步扩大,比较同一时间的红外云图 10b,云团 D2 的亮温梯度非常大,并与南部的新生单体合并,D2 和云团 C 的连接处不明显,图 10b 和 10c 是整个雷暴云团的强度达到最强的时段,亮温梯度都达到了最强在 -75°C ,在西南气流的作用下,雷暴云团的东北部有庞大的卷云砧结构,西南部边界光滑整齐,云体向东南移动速度加快,18:00 云顶亮温为 -47°C 的水平尺度在 700 km 以上,面积为 144841 km^2 , -65°C 冷区面积达到 79744 km^2 ,云团的水平尺度为 500 km 左右,属于 α 中尺度对流云团,龙卷便是发生在这个阶段(图中 G 点处)。

4.1.5 雷暴云团消亡阶段

图 11 为雷暴云团的消散阶段,图 11a 和 11b 中,云团 D2 与云带 C 完全合并成云团 F,尽管有新的对流云团 H 被合并到大的雷暴云团中,但是整个云团冷区面积已经开始减小,21:00 云顶亮温为 -47°C 的冷区面积为 62721 km^2 , -65°C 冷区面积为 32234 km^2 ,分别比 18:00 减小了 56.7% 和 59.6% ,云区结构变得有些松散,边界开始模糊,卷云砧结构也渐渐消失,云团移动速度更快,在 $70\text{ km}\cdot\text{h}^{-1}$ 以上。

整个 MCS 雷暴云团从初始到消亡共维持 10 h ,比较水汽图的时序图(图略)与红外云图:在雷暴云团发展过程中红外云团的边界与水汽图中白亮区的边界基本重合,这也从另一个角度说明本次过程中湿层较厚,上升运动强烈(Bradley et al,1993)。

4.2 龙卷发生位置及特征

龙卷产生的必要条件与雷暴产生的必要条件是

一致的,尽管其尺度较小,历时较短,但是在 FY-2E 卫星云图上仍然能发现龙卷发生处的一些环境特征。

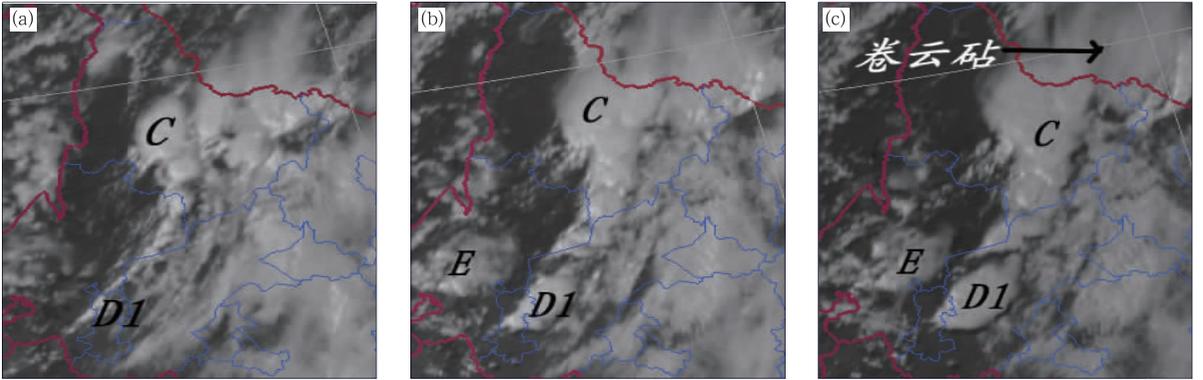


图 6 2010 年 5 月 15 日雷暴云团生成阶段的 FY-2E 可见光云图

(a) 13:30, (b) 14:30, (c) 15:00

Fig. 6 Generation stage of thunderstorm clouds at (a) 13:30, (b) 14:30, (c) 15:00 BT 15 May 2010 (FY-2E)

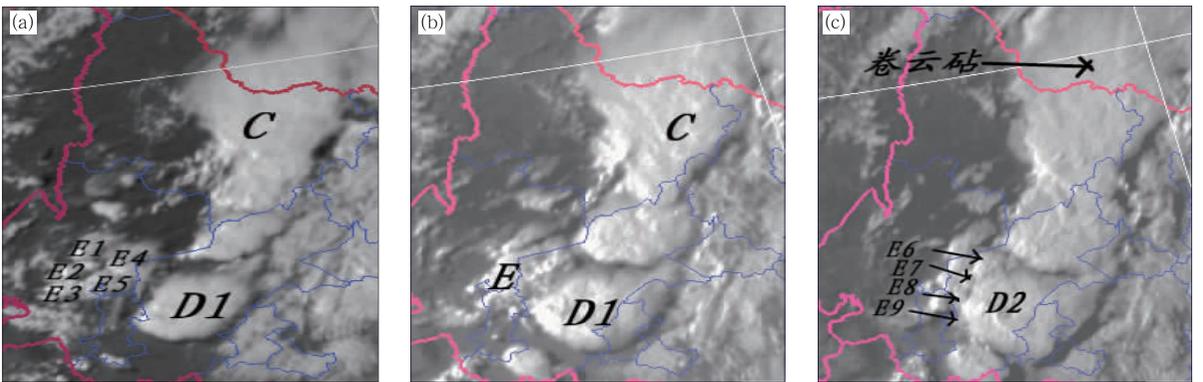


图 7 2010 年 5 月 15 日雷暴云团的发展阶段的 FY-2E 可见光云图

(a) 15:30, (b) 16:30, (c) 17:00

Fig. 7 Development stage of thunderstorm clouds at (a) 15:30, (b) 16:30, (c) 17:00 BT 15 May 2010 (FY-2E)

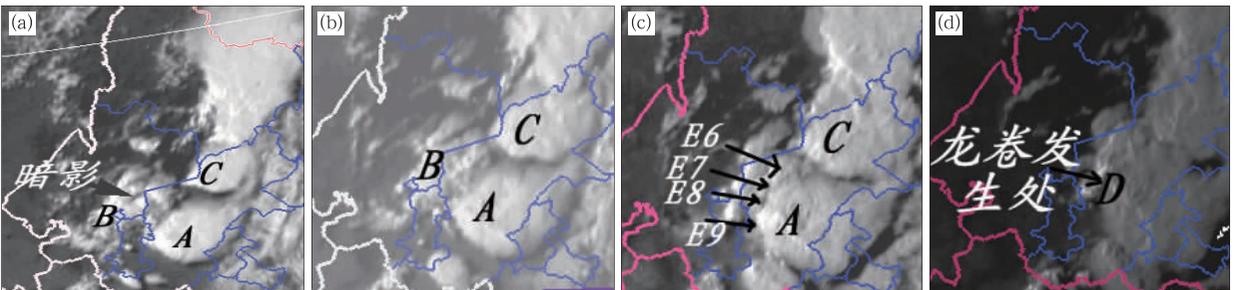


图 8 2010 年 5 月 15 日雷暴云团相互作用的 FY-2E 可见光云图

(a) 16:00, (b) 16:30, (c) 17:00, (d) 17:30

Fig. 8 Interaction of thunderstorm clouds at (a) 16:00, (b) 16:30, (c) 17:00, (d) 17:30 BT 15 May 2010 (The visible cloud image by FY-2E)

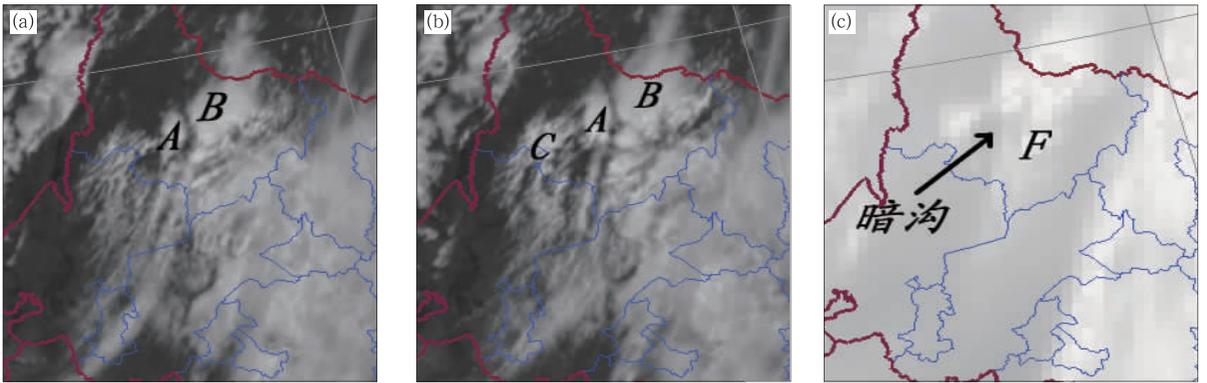


图 9 2010 年 5 月 15 日雷暴云团初生阶段的 FY-2E 云图

(a) 12:00 可见光, (b) 12:30 可见光, (c) 12:30 水汽

Fig. 9 Primary stage of thunderstorm clouds at (a) 12:00, (b) 12:30, (c) 12:30 BT 15 May 2010 (FY-2E)

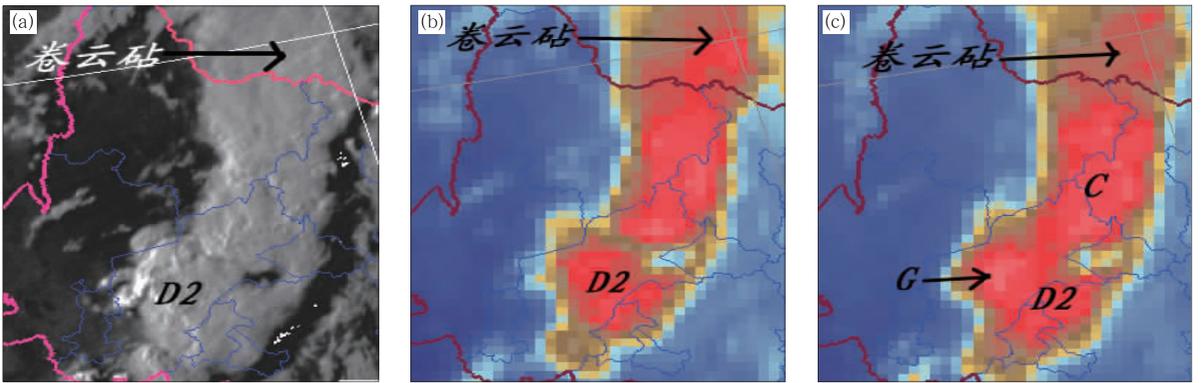


图 10 2010 年 5 月 15 日雷暴云团的发展旺盛阶段的 FY-2E 云图

(a) 17:30 可见光, (b) 17:30 红外, (c) 18:00 红外

Fig. 10 Vigorous stage of thunderstorm clouds at (a) 17:30, (b) 17:30, (c) 18:00 BT 15 May 2010 (FY-2E)

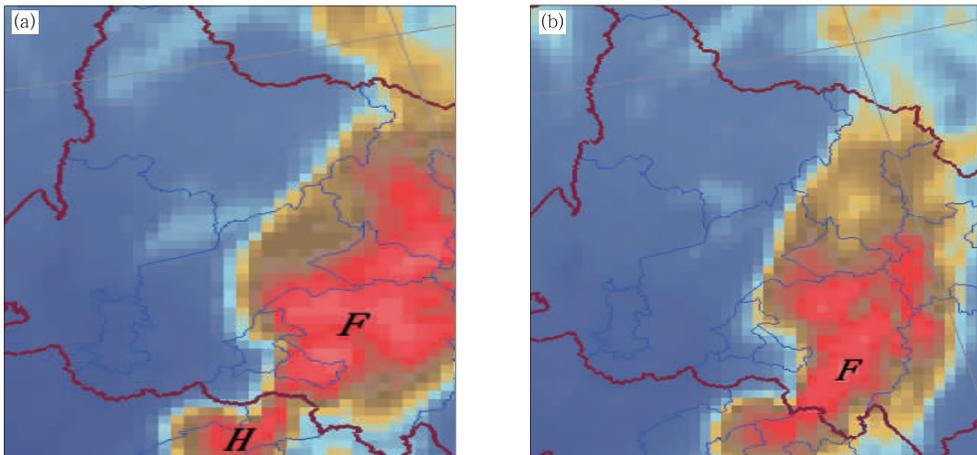


图 11 2010 年 5 月 15 日雷暴云团的消亡阶段的 FY-2E 云图

(a) 20:00, (b) 21:00

Fig. 11 Dying stage of thunderstorm clouds at (a) 20:00, (b) 21:00 BT 15 May 2010 (FY-2E)

4.2.1 湿度梯度大值区

在水汽图上(图 3),从内蒙古东北部到黑龙江省西部有明显的暗区,与云线 F 及西南部的云团形成明显的湿度对比,暗区与图 2 所示的地面的干冷锋结构对应,形成了明显的水平梯度湿度场;在垂直结构上,850~500 hPa 的比湿从 $5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 减小到 $1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 以下,表明围绕着这个干湿区存在着垂直环流即下湿上干的结构。

4.2.2 云顶亮温梯度大

18:00 在龙卷发生附近,云顶亮温达到了 $-73 \text{ }^\circ\text{C}$,表明雷暴云团的垂直高度高。在 120 km 距离内云顶亮温从 $-21 \text{ }^\circ\text{C}$ 降低到 $-73 \text{ }^\circ\text{C}$,表明温度梯度很大。

4.2.3 雷暴云团交界处

图 9 表明,云团 B 内部多个小对流云团不断发展,在发展过程中不断与云团 A 靠近合并,合并后的云团迅速加强发展,此次过程的龙卷就是发生在强风暴的雷暴云团 A 和 B 的交界处。

5 雷达回波特征分析

龙卷的尺度小,历时短,而 FY-2E 静止卫星云图的空间分辨率存在一定局限。此次超级单体风暴在雷达回波上表现出一些明显的特征,入流和下沉气流形成的钩状、中气旋及出流边界等超级单体风暴特征都十分明显。

5.1 “钩状”特征

17:29 单体经过合并成为超级单体风暴时,入流的“V”槽口就不断加深,17:41 钩状回波形成,图 12 为 17:46 的钩状回波,气流从图中箭头方向入流,在入流左侧有突出物,形成钩状回波。钩状回波因超级单体风暴强盛而一直维持,直至 18:43 才结束,维持时间长达 57 min,这表明超级单体风暴强盛维持时间较长,相对出现灾害天气的时间也较长。

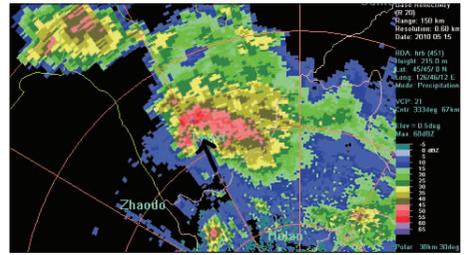


图 12 2010 年 5 月 15 日 17:46 0.5°仰角钩状回波
Fig. 12 Hook echo on 0.5° elevation angle at 17:46 BT 15 May 2010

5.2 中气旋

当超级单体风暴发展到强盛阶段,下沉气流开始出现,当下沉气流与入流相遇时,就会形成尺度较小的中气旋结构,一般来说超级单体风暴都具有一个中层中气旋,持久深厚的中气旋特征是超级单体风暴的必要而非充分条件(冯晋勤等,2010)。并不是所有超级单体风暴都会产生龙卷天气,只有低层出现中气旋的时候才可能伴有龙卷。图 13 为此次过程中的中气旋结构。经分析有 3 个明显特征不同于普通的超级单体风暴的中气旋。首先是龙卷产生于中下层,然后逐渐向上扩展。龙卷首先在 17:35 出现在 1.5° 和 0.5° 仰角层中,高度在 1.1~2.4 km 左右,然后逐渐向上扩展,并在 18:03 出现在 4.3° 仰角层,高度达到了 4.2 km。其次是中气旋的维持时间较长,中气旋结构出现到结束,共维持了 91 min,直到 19:06 才结束。第三是中气旋经历了一个不断加强的过程,中气旋从形成开始,就不断地加强,中心强度从开始的 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 一直增加到 18:20 的 $44 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。正是由于这 3 个特征,表明了这是一个十分危险的中气旋,龙卷、冰雹和大风等强烈的灾害性天气,正式由它引起的。

5.3 下沉气流与出流边界

当风暴成熟出现降水后,降水的拖曳作用就会

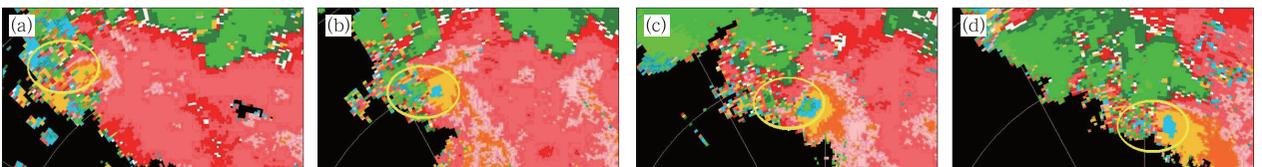


图 13 2010 年 5 月 15 日风暴中的中气旋结构(1.5° 仰角)
(a) 17:35, (b) 17:58, (c) 18:20, (d) 18:43

Fig. 13 Mesocyclone in storm on 1.5° elevation angle at (a) 17:35, (b) 17:58, (c) 18:20, (d) 18:43 BT 15 May 2010

形成下沉气流,当下沉气流达到地面后,有时会与地面附近的暖湿入流相遇,形成出流边界(也称作阵风锋)。图 14 给出了这次过程钩状回波前出现的出流边界(图中黄色箭头所示的回波),超级单体风暴在 18:03 出现出流边界,一共维持了 4 个体扫。出流边界的出现,表明风暴的下沉气流达到了强盛阶段。出流边界刚出现时与母云距离很接近,其后随下沉气流继续增强,开始逐渐远离母云,并最终消失离母云较远的地方。上升和下沉气流交界面附近,是龙卷最易发生的地区。

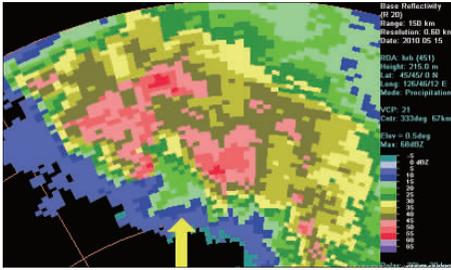


图 14 2010 年 5 月 15 日 18:20
0.5°仰角出流边界

Fig. 14 Outflow boundary on 0.5°

elevation angle at 18:20 BT 15 May 2010

5.4 强度特征

在这次过程中,产生龙卷的超级单体是由多单体合并而成的,从发展到消亡阶段初期,表现出来的回波强度都很强。17:29 超级单体开始形成时,强中心强度已经超过 55 dBz,发展到旺盛时期强度超过了 60 dBz,直到 19:29 强度才有所减弱。

沿入流方向对回波做垂直剖面(如图 15),可看到明显的穹窿存在。穹窿是由于由上升气流强烈,以至于大的降水粒子无法进入该区域中造成的。在钩状回波出现的同时穹窿回波开始出现,至 18:55 穹窿回波基本消失,穹窿回波共维持 74 min 之久。超强的上升气流和超强的维持时间,是本次过程强烈的重要原因之一。

5.5 速度特征

图 16 为超级单体强盛阶段的速度场,可以看到,在低空 1 km 附近、中空 5 km 附近和高空 8 km 附近都有明显的大风区存在。低层大风区为 SSW—NNW 方向,中心最大风速超过 $39 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,方向与风暴入流方向一致,它是一条暖输送带,为超

级单体风暴提供了源源不断的暖湿空气;中层大风区为 W—E 方向,中心最大风速超过 $34 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,它是一条干输送带,主要作用是风暴提供干空气,形成下暖湿、上干冷的环境,为对流持续发展提供必要的环境条件;高层大风区为 NW—SE 方向,中心最大风速超过 $34 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,它的存在主要起到抽吸和辐散的作用,不断地把水汽凝结释放的潜热从风暴中带走,有利于对流云的发展和维持。

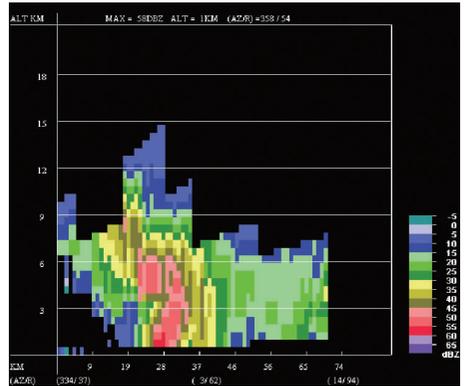


图 15 2010 年 5 月 15 日 17:46 垂直剖面图

Fig. 15 Vertical profile at 17:46 BT

15 May 2010

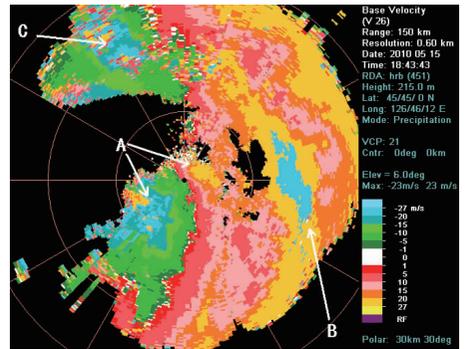


图 16 2010 年 5 月 15 日 18:43 的
6.0°仰角速度场

Fig. 16 Velocity field on 6.0° elevation

angle at 18:43 BT 15 May 2010

6 结论

(1)这次中尺度强对流过程发生在高空槽前和地面冷锋前,由多个小尺度对流发展成为 α 中尺度对流云团。对流云团发展比较旺盛,强大的卷云砧向东北方向延伸,南部前沿边界光滑。

(2)这次过程中湿度梯度大值区、干侵入、垂直

风切变和上干下湿的环境场为龙卷的发生提供了不稳定能量,地面冷锋提供了触发机制。

(3)云团冷区面积的增长使对流单体合并,形成对流云团,随着云团合并冷区面积迅速增长,使雷暴云团发展更为强大,增加了龙卷发生的可能性。龙卷发生在两个云团合并过程中,激发的一系列对流单体处产生。

(4)MCS中雷暴云团从初始到消亡共维持10 h,云团从初生到旺盛阶段移动较慢,旺盛阶段云顶亮温最低温度为 -75°C , -47°C 冷区的水平尺度达到了在500 km以上,面积为 144841 km^2 , -65°C 冷区面积达到 79744 km^2 ,进入消亡阶段后变化比较快。另外,通过将水汽图的时序图与红外云图对比可以看到:在雷暴云团发展过程中红外云团的边界与水汽图中白亮区的边界基本重合,表明湿层较厚,上升运动较强。

(5)在雷达回波上环境大风、入流、下沉气流、中气旋、钩状回波,有界弱回波区等特征回波明显;风暴成熟时,钩状回波、有界弱回波区达到最大,高、中、低三层大风区清晰,下沉气流和入流开始相交并产生出流边界,龙卷就发生在该回波附近。

(6)此次龙卷天气为经典超级单体龙卷天气过程。天气背景条件具有强垂直风切变的特点;雷达回波具有经典超级单体深厚的中气旋、钩状回波、入流、下沉气流、有界弱回波区等特征回波,但并没有龙卷涡旋特征(TVS)出现。

参考文献

曹志强,方宗义,方翔. 2007. 2007年7月皖苏北部龙卷风初步分析. 气象,34(7):15-19.

- 陈渭民. 2003. 卫星气象学. 北京:气象出版社,338-362.
- 陈忠明. 2005. 对流云团与低空急流耦合相互作用研究云团再生和维持的一种机制. 大气科学,36(3):496-502.
- 冯晋勤,汤达章,俞小鼎,等. 2010. 新一代天气雷达中气旋识别产品的统计分析. 气象,36(8):47-52.
- 蒋汝康. 1997. 龙卷型强风暴1995年4月19日洪奇沥龙卷风剖析. 应用气象学报,18(4):492-497.
- 李向红,唐熠,郑传新,等. 2010. 一次多种强对流天气过程的雷达回波特征分析. 气象,36(8):61-71.
- 孙继松,陶祖钜. 2012. 强对流天气分析与预报中的若干基本问题. 气象,38(2):164-173.
- 王毅,郑媛媛,张晓美,等. 2012. 夏季安徽槽前形势下龙卷和非龙卷型强对流天气的环境条件对比研究. 气象,38(12):1473-1481.
- 魏文秀,赵亚民. 1998. 中国龙卷风的若干特征. 气象,21(5):37-40.
- 吴芳芳,俞小鼎,张志刚,等. 2012. 对流风暴内中气旋特征与强烈天气. 气象,38(11):1330-1338.
- 许新田,刘瑞芳,郭大梅,等. 2012. 陕西一次持续性强对流天气过程的成因分析. 气象,38(5):533-542.
- 俞小鼎,姚秀萍,熊庭南,等. 2006. 多普勒天气雷达原理与业务应用. 北京:气象出版社,90-200.
- 俞小鼎,郑媛媛,廖玉芳,等. 2008. 一次伴随强烈龙卷的强降水超级单体风暴研究. 大气科学,32(3):508-521.
- 张晰莹,吴英,王承伟,等. 2010. 东北地区MCC雷达回波特征分析. 气象,36(8):32-39.
- 赵瑞金,郝雪明,杨向东,等. 2010. 2009年7月20日承德龙卷多普勒天气雷达特征. 气象,36(11):68-76.
- 朱乾根,林锦瑞,寿绍文,等. 2000. 天气学原理与方法. 北京:气象出版社,400-460.
- Bradley F S, John A A. 1993. Multiscale analysis of a mature mesoscale convective complex. Mon Wea Rev,121(1):103-132.
- Lee B D, B F Jewett, R B Wilhelmson. 2006a. The 19 April 1996 Illinois tornado outbreak. Prdr I: Cell evolution and supercell isolation. Wea Forecasting,21(4):433-448.
- Lee B D, B F Jewett, R B Wilhelmson. 2006b. The 19 April 1996 Illinois tornado outbreak. Part II: Cell mergers and associated tornado incidence. Wea Forecasting,21(4):449-464.