

# 雷暴大风环境特征及其对风暴结构影响的对比研究<sup>\*1</sup>

王秀明 周小刚 俞小鼎  
WANG Xiuming ZHOU Xiaogang YU Xiaoding

中国气象局气象干部培训学院,北京,100081

China Meteorological Administration Training Centre, Beijing 100081, China

2012-12-03 收稿,2013-05-21 改回.

王秀明,周小刚,俞小鼎.2013.雷暴大风环境特征及其对风暴结构影响的对比研究.气象学报,71(5):839-852

Wang Xiuming,Zhou Xiaogang,Yu Xiaoding. 2013. Comparative study of environmental characteristics of a windstorm and their impacts on storm structures. *Acta Meteorologica Sinica*, 71(5): 839-852

**Abstract** Thunderstorm high wind occurs on 3 June 2009 in the two adjacent regions under the influence of the subsynoptic scale trough, which is in the rear part of a cold vortex. These two wind areas are significantly different in terms of storm structure, surface high wind distribution and severity degree. The storm structure analysis results show that the Jinshan strong winds are caused by single-cell storms and pulse storms, and Shangqiu high winds are caused by typical bow echoes. Environmental factors of these two wind storms are investigated based on the observation and numerical simulation, and the composite environmental temperature and humidity profiles are built. The results show that: (1) The Jinshan environment temperature and humidity profile is the "inverted V" profile, which is the typical sounding of dry microbursts. This kind of sounding is common at China's western plateau area in summer time. (2) The Shangqiu temperature and dew point profile is similar to typical wet downburst sounding. The high resolution numerical simulation results show the structure of a single-cell storm, that is, the outflow from old convection triggers new cells on its leading edge. The cold pool is generated by the cold downdrafts of multiple isolated convection cells in relatively dry environment. High wind occurred at the position where cold pool density airflow is overlapped with downdraft divergence airflow of a relatively strong single-cell. The bulk vertical wind shear is weak in the two windstorm regions, and the strong vertical wind shear concentrate at low levels. The numerical simulation results show that under this vertical wind shear, lower humidity conditions determines the storm structure. Under a medium to high moisture environment, it is highly organized as squall lines. Under a low humidity environment, poorly organized single-cell storms or pulse storms are generated. The formation processes with respect to the different storm structures are described in detail at the last part of this article.

**Key words** Thunderstorm high wind, Downburst, Bow echo, Pulse storm

**摘要** 2009年6月3日,受冷涡后部次天气尺度横槽的影响,在相邻的两个区域先后出现雷暴大风天气,造成两地强风的风暴类型、地面大风分布及灾害程度差异显著。风暴结构分析表明:产生晋陕大风的雷暴类型为一般单体风暴和脉冲风暴,而产生商丘致灾大风的则为典型的弓形回波。结合观测和数值模拟资料分析产生上述两类雷暴大风的环境要素,并构建其环境温、湿度廓线,结果表明:(1)晋陕大风区环境探空温、湿度廓线呈倒V形,为典型的干下击暴流探空廓线,类似探空在中国西部高原地区夏季常见;(2)商丘雷暴大风区环境温、湿度廓线类似典型湿下击暴流探空。数值模拟给出了典型的一般单体特征结构,老雷暴单体出流在其前方触发新单体。在中低层相对干的环境下多个对流单体的冷下沉形成冷池,强风由对流

\* 资助课题:国家自然科学基金项目(41005002,41175043,41075078)和气象行业专项(GYHY200906003)。

作者简介:王秀明,主要从事强对流短期临近预报和强对流数值模拟研究。E-mail:wangxm@cma.gov.cn

单体下沉辐散气流叠加在冷池密度流上造成。两类雷暴大风环境风垂直切变特点为:深层环境风垂直切变较弱、强水平风垂直切变集中在中低层。数值模拟表明:在这种风垂直切变配置下,低层湿度成为风暴结构的决定因素:中-高湿度环境下形成高度组织化的飏线,且其单体具有较强中层旋转;低湿度环境下产生组织程度差的一般单体和脉冲风暴,并基于高分辨率数值模式模拟结果给出了环境影响风暴结构的物理图像。

**关键词** 雷暴大风,下击暴流,弓形回波,脉冲风暴

**中图法分类号** P445

## 1 引言

雷暴大风指由大气对流活动所导致的地面及近地面的强风事件。雷暴大风主要由风暴的强下沉气流造成,有时还有冷池密度流和高空动量下传的作用。下击暴流指由雷暴强下沉气流所导致的地面及地面附近的强辐散风,基于地面大风的水平尺度可分为4 km以下的微下击暴流和4 km以上的宏下击暴流(Fujita, 1981),根据地面降水量和回波强度,还可分为干下击暴流和湿下击暴流。Johns等(1992)总结了微下击暴流温、湿度廓线特征。干微下击暴流温、湿度廓线呈倒V形:云底高、云下干且为深厚的近干绝热层,云层浅薄。湿微下击暴流的边界层湿度大,湿层深厚,可以伸展到离地4—5 km高度,湿层以上相对湿度小,白天辐射增温可在1.5 km以下出现干绝热层。Fujita(1981)最初提出的下击暴流包括了4—400 km尺度的非龙卷强风事件(雷暴大风),且指出可分为下沉辐散的下击暴流和地面直线型风害,实际上已经注意到前者由下沉气流主导,后者冷池密度流与动量下传的作用明显。目前一般将水平尺度10 km以下的强风称为下击暴流(Wakimoto, 2001; Markowski, et al, 2010),将大范围的地面强风事件称为线状风暴(Derecho)。线状风暴指由快速移动的强飏线(常常呈现出弓形回波)所造成的大范围长时间维持的地面强风事件(Johns, et al, 1987)。观测表明暖季型线状风暴常在异常高的低层露点温度下产生(Johns, et al, 1990)。王秀明等(2012)研究表明:2009年6月3日傍晚至夜间河南东部到江苏北部的区域致灾雷暴大风即为线状风暴事件,地面湿池是风暴强烈发展不可或缺的因子。微下击暴流环境温、湿度廓线特征(Johns, et al, 1992)实质上给出了强下沉气流发展的两种不同环境,是研究雷暴大风热力作用的基础。实际出现的下击暴流是介于干、湿下击暴流之间的混合型下击暴流,干、湿下击暴流可视为下击暴流谱的两端。

从风暴结构看,产生雷暴大风的风暴可以是无

组织的孤立的一般单体,也可以是高度组织化的超级单体和弓形回波。弱风垂直切变下通常由一般单体和脉冲风暴造成,强风范围小,仅若干千米,主要影响飞机起飞和降落。当出现在人群聚集区时,脉冲风暴产生的强风也可致灾(俞小鼎等,2006a;陶岚等,2009)。强风垂直切变下一般由有组织的飏线或弓形回波造成,常为大范围致灾强风,极端地面大风多由弓形回波造成。中国对弓形回波/飏线等产生的地面灾害性大风研究较多(谢健标等,2007;刘淑媛等,2007;陈明轩等,2012;潘玉洁等,2012;戴建华等,2012;梁建宇等,2012;王秀明等,2012),其结果有助于理解飏线或飏线内超级单体的结构、演变及维持原因。强风垂直切变下还可由超级单体风暴产生雷暴大风(郑媛媛等,2004)。以上研究多基于多普勒天气雷达观测,随着模式的发展,基于高分辨率数值模拟的雷暴大风研究也逐渐增多(陈明轩等,2012;梁建宇等,2012;郭学良等,2003)

2009年6月3日傍晚至夜间的线状风暴事件造成河南商丘及其东部下游地区25人死亡,已有众多研究者对其产生的环境条件、风暴结构演变、地面大风产生及维持原因进行了深入研究(孙虎林等,2011;梁建宇等,2012;王秀明等,2012)。当日午后至傍晚,晋陕中南部、河北河南交界处亦出现了大范围雷暴大风,其中,25 m/s以上达3站次,由图1可见差异明显的商丘大风区和晋陕大风区,商丘大风为一致的西北风,大风带朝东偏南方向连续移动,持续近10 h,为线状风暴;晋陕大风风向多变且相对分散,时间上亦不连续,显然是由多个尺度相对小的风暴造成。本研究结合观测及高分辨率数值模拟结果,在对比分析两地风暴结构特征的基础上,深入分析了两类风暴产生的环境特征,并构建了雷暴发生时的环境温、湿度廓线。通常认为风垂直切变决定风暴类型和组织程度,但两地均为深层风垂直切变弱,低层风垂直切变较强,而产生的风暴结构差异显著。本研究试图通过高分辨的数值模拟揭示环境对风暴结构影响的物理图像。

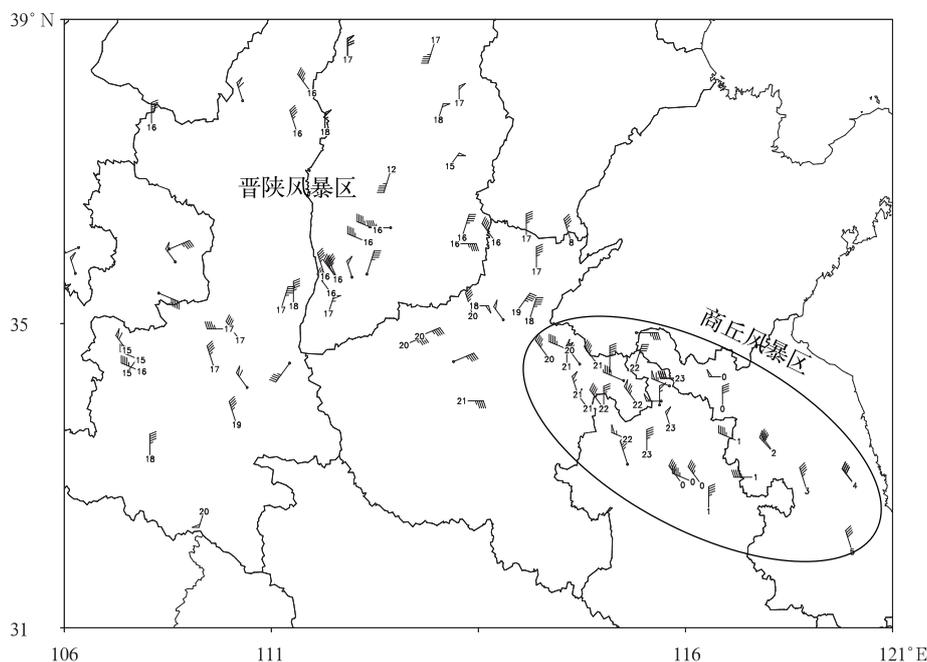


图1 2009年6月3日地面大风分布(数字表示大风发生时间,北京时间)

Fig. 1 Distribution of surface high wind on 3 June 2009 (The figures show the local time in Beijing)

## 2 资料及方法

使用的资料包括:(1)常规的地面、探空观测;(2)6个多普勒天气雷达(太原、三门峡、郑州、商丘、徐州、蚌埠)探测资料;(3)FY-2C卫星水汽、红外和可见光(星下点分辨率1.25 km)资料;(4)地面自动站加密观测资料;(5)美国环境预报中心(NCEP)分析资料;(6)以NCEP  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 分析资料为初边条件,三重双向嵌套的WRF模式数值模拟结果,数值模拟初始时刻为2009年6月3日08时(北京时间,下同),积分24 h。大区域网格数  $150 \times 150$ ,格距27 km;第二重嵌套区域网格数  $184 \times 151$ ,格距9 km;第三重嵌套的子区域有2个,晋陕大风区网格数  $163 \times 151$ ,商丘大风区网格数  $151 \times 151$ ;格距3 km。物理方案选择:长波辐射:RRTM方案;短波辐射:Dudhia方案;边界层方案:YSU方案;陆面过程:Noah陆面模式;积云对流参数化方案:Kain-Fritsch(new Eta)方案,其中,3 km网格不使用积云参数化方案;微物理方案:WSM 6类霰方案。

第3节的风暴结构分析基于卫星、多普勒天气雷达和地面加密观测资料,数值模拟结果主要用来给出更为精细的风暴结构。第4节的环境特征分析以探空为基础,结合地面观测、雷达径向风及NCEP

再分析和数值模拟资料,构建了雷暴发生时环境温、湿度廓线,其中晋陕大风区基于太原探空,商丘大风区基于徐州探空。第5节环境对风暴结构影响研究主要基于3 km分辨率的数值模式模拟结果。

风垂直切变用上、两层风矢量差的绝对值除以两层间的距离计算,单位为  $1.0 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$  (即  $\text{m}/(\text{s} \cdot \text{km})$ )。深层风垂直切变上层取500 hPa,下层取探空的第一层;低层风垂直切变层次的选取在4.4节详述。

## 3 风暴结构及地面强风形成原因对比分析

6月3日午后在晋陕中部有积云形成并逐渐向东向南发展,14时高分辨率可见光云图(图2)上可见多个白亮的近圆形对流云,对流云团大致呈东东北—西西南向排列成一长达数百千米的对流云带,云带上积云单体清晰。从周边雷达站组合反射率因子图可知,卫星云图上的圆形对流云团水平尺度10—30 km,回波强度一般在50 dBz以下,个别强单体回波强度达55 dBz,其云顶高度约在10 km,垂直累积液态水含量小于  $25 \text{ kg}/\text{m}^2$ ,大多为一般单体雷暴,内嵌个别较强单体。卫星云图上近乎圆团状说明环境风垂直切变弱,与之对应08时太原站的500 hPa风速仅为12 m/s。弱风垂直切变下能致灾的

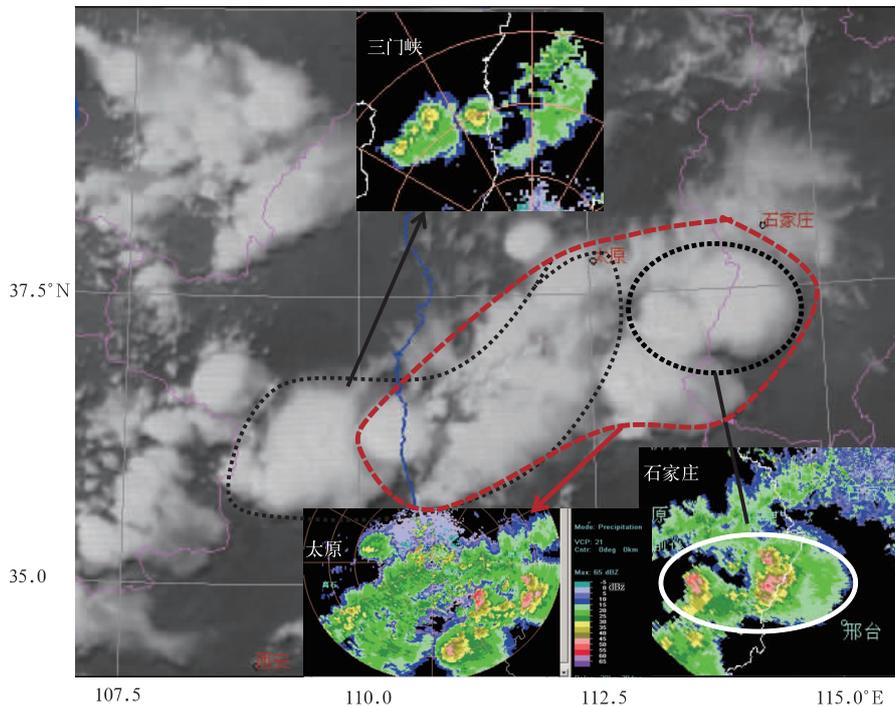


图2 2009年6月3日14时卫星和雷达观测的晋陕风暴  
(可见光云图和组合反射率因子)

Fig. 2 Jinshan windstorm observed by the satellite and  
Doppler weather radar at 14:00 BT 3 June 2009  
(visible image and composite reflectivity)

强风暴为脉冲风暴,主要灾害为小范围强风,即下击暴流,偶尔会伴有小冰雹和短时强降水(俞小鼎等, 2006b)。高原对流带内嵌的强单体很可能是脉冲风暴。晋陕区小时降水量在 2 mm 以下,仅个别站点超过 2 mm,但均在 5 mm 以下,可知其雷暴大风以干下击暴流为主。14 时后对流带朝南偏东方向缓慢发展,速度约 30 km/h,其上有雷暴不断生消。17 时 05 分回波带位于山西高原南部(图 3a)。带状回波内嵌多个较强对流单体,强单体造成低层较强下沉气流,速度图(图 3b)上可见与强单体对应的北风扰动,其中一单体(图 3a 白圆圈处)中高层还有弱的辐合式旋转,说明其产生了较强下沉气流。回波带以南 80—100 km、距郑州雷达站 50 km 处可见窄带回波(图 3a),对应速度图(图 3b)上有 5—10 m/s 朝向雷达(北风)的风,为山西高原带状回波的阵风锋。50 min 后商丘风暴在此阵风锋上触发。伴随着对流带活动,地面监测到超过 17 m/s 的大风。16—18 时地面自动站监测到了风暴带前方有 10 m/s 以上的偏北风。回波带北缘与 5.5 km 高度上的辐合

线(图 3c)重合。20 时短波槽所对应的中空扰动位于山西高原与平原交界处(王秀明等, 2012),与图 3c 上的辐合线位置基本一致,表明带状回波是短波槽直接影响产生的。数值模拟的带状回波也在槽线附近产生(图略)。高层辐合线(图 3d,约 8 km)位于中层辐合线(图 3c, 5.5 km)南侧,说明槽线略前倾。

图 4a 为 3 km 分辨率数值模式模拟的处于不同生命期的 2 个风暴单体。单体 B 处于成熟阶段,单体 A 处于衰亡阶段。A 单体内上升和下沉气流中心上下叠置,下沉气流在融化层附近发展,中心在 2 km 左右,且下沉速度比上升速度强。下沉出流前方有 2 m/s 的抬升,但抬升的暖湿空气不再进入 B 单体,显然 B 单体将很快衰亡,为短生命史的一般单体。B 单体伴有弱降水:及地的雨水含量仅 0.3 g/kg(图 4a 中蓝色实线)。A 单体处于消亡阶段,单体内上升气流小于 1.5 m/s,仅有少量固态水凝物粒子,3 km 以下均为下沉气流。数值模拟给出了清晰的下击暴流,10 m 高风速达 14 m/s(图 4b)。图 4a 的风暴 A 单体在辐散中心, B 单体即 45 dBz 回

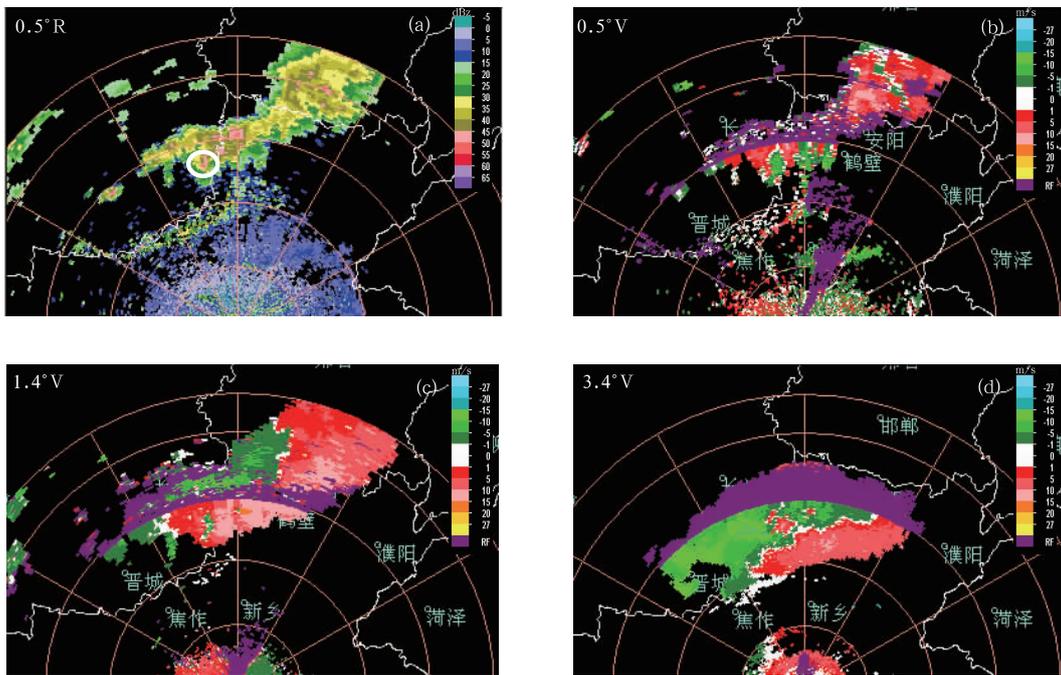


图3 2009年6月3日17时05分郑州雷达0.5°仰角反射率因子(a)以及0.5°(b)、1.4°(c)、和3.4°(d)仰角径向速度

Fig.3 Reflectivity at 0.5° elevation (a) and radial velocity at 0.5° (b) 1.4° (c) and 3.4°(d) elevation at 17:05 BT 3 June 2009 from the Zhengzhou radar

波区,均位于冷区内。冷中心比区域平均温度低8℃,常被称为冷池,其前方暖中心较平均温度高6℃,温度梯度产生了较强密度流。冷池外围最强风出现在单体强下沉气流前方,由冷池密度流叠加单体下沉辐散气流形成。冷池是多个雷暴活动在低层相对干的环境下由水凝物粒子蒸发等形成,是多个雷暴单体活动累积的效果,冷池密度流本质上是气压梯度力作用产生的风。以上观测和数值模拟表

明,晋陕地面大风由多个一般雷暴/脉冲风暴活动产生的冷池叠加对流单体下沉辐散气流所致。

17时54分商丘风暴在高原带状风暴出流阵风锋上触发并强烈发展,由超级单体演变成弓形回波,产生了大范围、持续性的地面强风,地面大风由风暴下沉辐散气流、冷池密度流和动量下传共同造成(王秀明等,2012)。晋陕区和商丘区风暴特征对比见表1。

表1 风暴特征对比  
Table 1 Comparison of windstorm

	晋陕大风区	商丘大风区
回波强度	一般在50 dBz以下	60 dBz以上
强单体结构	一般单体和脉冲风暴	超级单体或具有中层气旋式辐合的单体
风暴结构	由中层辐合线组织的带状积层混合云,低层可见多个单体辐散(下沉气流发展,同时风暴加速衰亡)	回波结构紧密,风暴低层偏南风入流强,出流边界紧贴风暴(风暴稳定维持);风暴中层径向辐合清晰,低层有大风区(下沉气流发展)
演变	雷暴以脉冲方式,此消彼长,发展成带状积层混合云	超级单体合并发展成弓形回波
生命史	单体风暴生命史1h以下	弓形回波生命史大于7h
降水量	几乎无降水,一般小于2 mm/h	伴有短时强降水,中心值20—25 mm/h
灾害性大风	下击暴流,分散,风向多变	线状风暴

#### 4 环境条件对比分析

##### 4.1 影响系统及其作用

斜压性东北冷涡后部的次天气尺度横槽是主要

影响系统。上述分析表明,晋陕大风区风暴沿横槽发展,槽略有前倾。6月3日08—20时横槽从内蒙古地区移到山西南部(图5),晋陕对流云带随之从晋陕中部南移至河南与陕、晋、冀三省交界一线。另

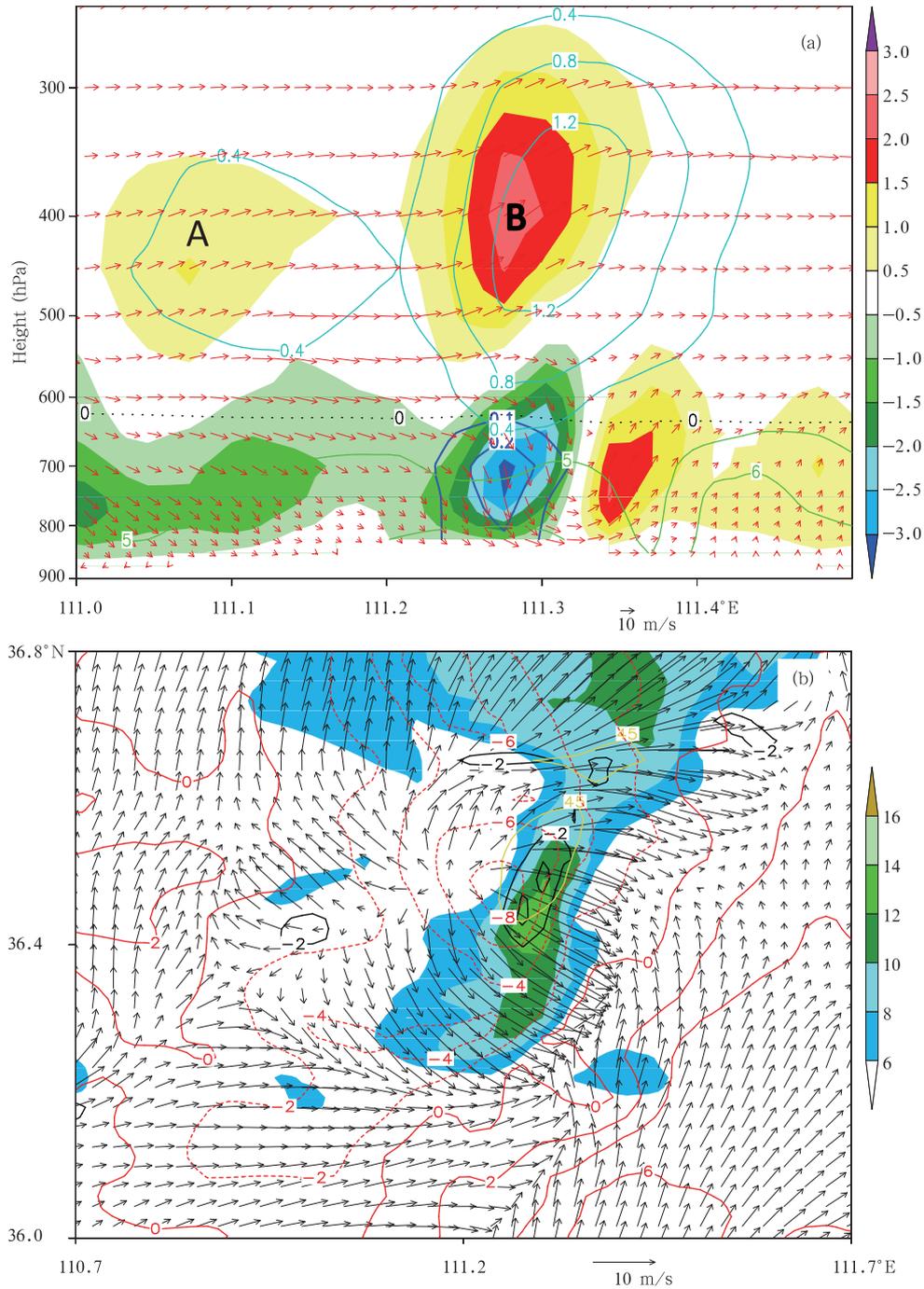


图4 模拟的(3 km 格距)一般单体雷暴垂直剖面(a)和下击暴流(b)

(图(a)阴影为垂直速度,单位:m/s;绿色粗实线为等比湿线,蓝(紫)色细实线为固(液)态水凝物粒子含量,单位:g/kg;黑色粗虚线为0°C线,图(b)风矢为地面10 m高风,阴影表示风速大小,单位:m/s;红色等值线为扰动温度(°C),黄色实线为700 hPa 45 dBz 等效反射率因子,黑色实线为最大下沉速度,单位:m/s)

Fig. 4 Vertical-latitude cross section of a simulated single-cell storm (a) and the downburst (b) with the resolution of 3 km

(Shading denotes vertical velocity (m/s), green solid lines are specific humidity, blue (purple) thin solid lines denote solid (liquid) hydrometeors (g/kg), the thick black dash line is 0°C line in (a) Vectors represent the surface 10 m wind and shading denotes wind speed (m/s), red contours denote perturbation temperature (°C), yellow line is 700 hPa 45 dBz equivalent reflectivity, black solid lines indicate the maximum downdraft (m/s) in (b))

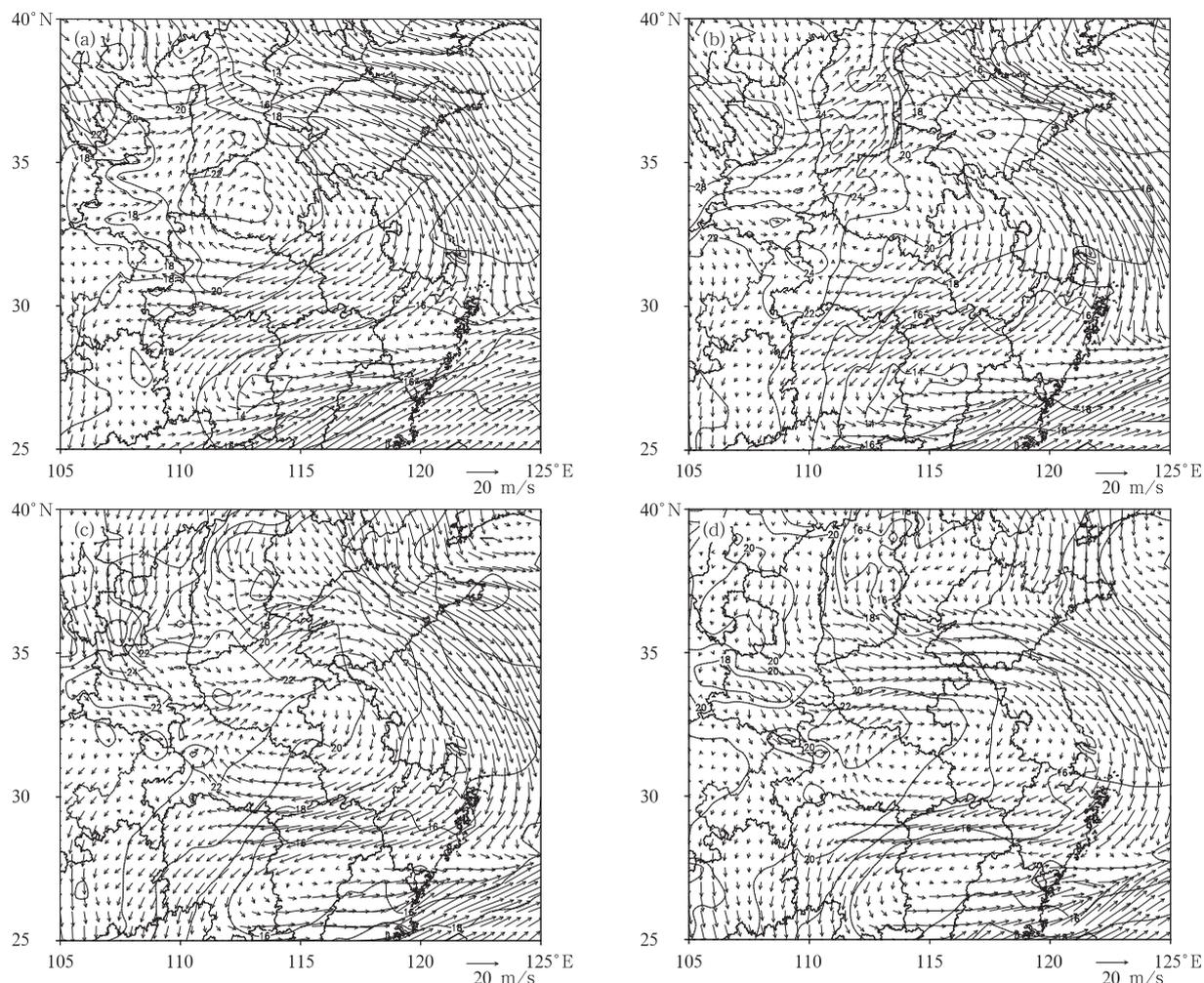


图5 2009年6月3日NCEP再分析资料(格距 $0.5^\circ$ )08时(a)、14时(b)、20时(c)和次日02时(d)的700 hPa风(矢线)与850 hPa温度(等值线, $^\circ\text{C}$ )

Fig. 5 700 hPa wind (arrow) and 850 hPa temperature (isoline,  $^\circ\text{C}$ ) based on the  $0.5^\circ$  NCEP reanalysis data at 08:00 (a), 14:00 (b), 20:00 BT 3 June (c) and 02:00 BT 4 June (d) 2009

一个重要的影响系统是600 hPa以下中心位于河南南部的暖性反气旋(图5)。晋陕大风区和商丘大风区位于冷槽和暖性反气旋之间。随着横槽下摆,反气旋缓慢向南移动并向东扩展,冷的横槽和暖的反气旋间温度梯度增大,斜压性增强,风速随之增大。晋陕风暴强烈发展时(14时,图5b)处于反气旋东北侧强西南气流中,商丘风暴强烈发展时(20—02时,图5c、d)处于反气旋北侧的强偏西气流中。横槽对晋陕区的影响是直接的,对商丘区的影响是间接的。由于反气旋强盛,20时后横槽减弱消亡,未直接影响商丘区。由横槽直接影响产生的晋陕带状风暴的出流触发了商丘风暴。

## 4.2 温、湿度廓线特征及形成过程分析

### 4.2.1 晋陕区

08—13时,2 km以下低层水汽含量显著增大,13时晋陕区平均水汽为4—5 g/kg,较08时增大1—1.5 g/kg(图6)。观测与数值模拟结果对比表明:08时山西高原1 km以下模式偏干1—1.5 g/kg,1—2 km高度及河谷地区差异不大,据此推断14时晋陕区2 km以下平均比湿为5—6 g/kg,与干下击暴流0—1 km平均比湿接近(Donald, 1994)。合成探空基于位于河谷的太原探空,河谷低层水汽含量相对高原其他地方高(比湿为7—8 g/kg),较均值大1—2 g/kg。晋陕区较强风暴多出现在河谷地



大。这种倒V形探空在水汽含量相对低的高原地区很常见,图7b给出了新疆吐鲁番盆地周围一次雷暴大风过程的临近探空,其边界层混合层高达3 km,3 km以下温度直减率近乎干绝热,比湿约5 g/kg,为干下击暴流的典型探空。北方的平原地区有时也会出现这种倒V形探空,如廖晓农(2009)给出的北京“干雷暴”温、湿度廓线。干下击暴流产生的物理过程为:从相对浅薄的积云中下落的水凝物粒子在云下蒸发,使云下温度降低,即初始的负浮力由蒸发造成,在随后的下沉过程中,即使无水凝物粒子蒸发,气块干绝热下沉,由于环境温度近乎干绝热递减率,气块与环境的温差得以保持,即由热浮力维持下沉。近乎干绝热递减率的环境还有利于中层动量下传。这种环境下,对流有效位能一般不大,深层风垂直切变也常较弱,是一种易漏报的局地强风暴。

#### 4.2.2 商丘区

20时商丘区合成探空廓线形态类似湿下击暴流探空(图8a):地面高温高湿,大气层结极不稳定,2 km以下的温度直减率近乎干绝热,湿层高度达2 km,边界层之上相对湿度很小,干层清晰。湿下击暴流的1 km以下平均比湿通常大于12 g/kg (Donald,1994),商丘合成探空低层比湿为12 g/kg。湿下击暴流一般伴有短时强降水,降水强度常超过30 mm/h,而商丘区大多在20 mm以下,仅个别站达25 mm。为了对比说明,图8b给出了上海一次典型的湿下击暴流探空,这次过程伴有92 mm强降

水,其比湿大于12 g/kg的高度超过2 km,8 g/kg高度达3 km,湿层厚度达6 km,对流有效位能近5000 J/kg。温度直减率较小,700—500 hPa温差仅16℃,而商丘区>22℃,温度直减率为8.3℃/km。综上,商丘区环境温、湿度廓线较之典型下击暴流,低层湿度偏小1—2 g/kg且温度直减率偏大1℃/km左右。湿下击暴流产生的物理过程为:水凝物粒子的拖曳产生初始下沉扰动,由蒸发导致的负浮力维持下沉。商丘区全天无云,显著晴空辐射增温使傍晚边界层温度直减率近乎干绝热。20时700—500 hPa温度直减率较08时略有增大,主要由500 hPa降温造成。NCEP资料表明:由于弱冷平流作用,08—20时500 hPa有2℃降温。

位于山西高原南侧的郑州站,大气温、湿度廓线与太原站类似,不同之处为风暴发生处低层湿度较山西高原大,850 hPa比湿较之大2 g/kg,地面温度高2—3℃,因而风暴发展较高原更为强烈。

#### 4.3 风垂直切变

这次过程总体来说,天气尺度系统强迫比较弱,深层风垂直切变弱(图7a、图8a);观测的500 hPa风速为8—12 m/s,徐州和太原站风垂直切变分别为2.2 m/(s·km)和1.6 m/(s·km)。雷暴发生前2—3 h,27 km分辨率数值模拟表明:500 hPa风速10—12 m/s,0—6 km风垂直切变10—14 m/s,即2—2.3 m/(s·km),中等偏弱。值得注意的是,强风垂直切变集中在中低层的特点突出:20时徐州

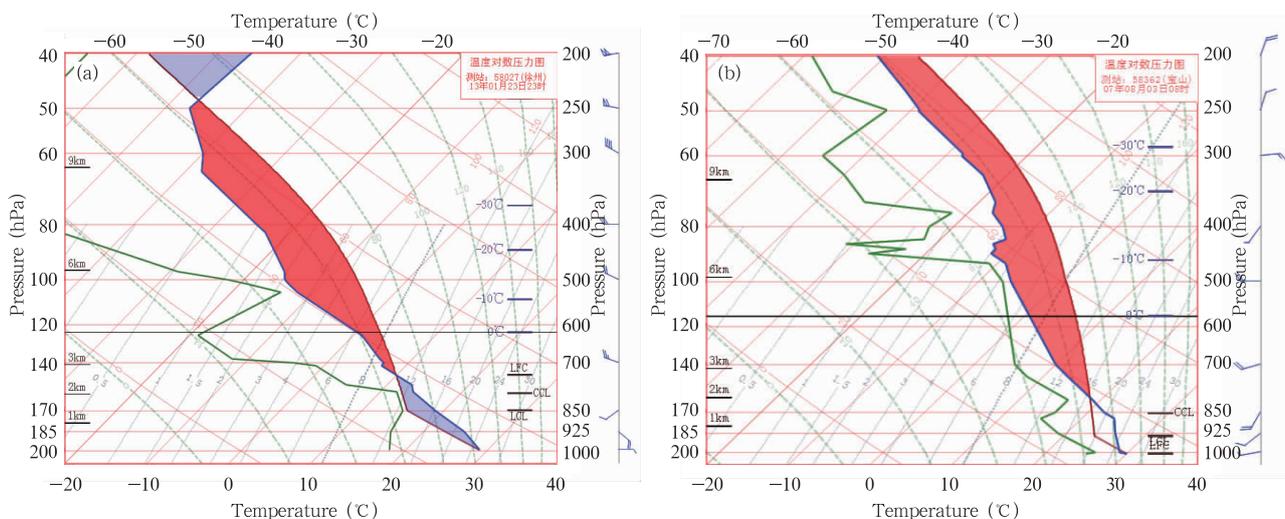


图8 2009年6月3日20时商丘区合成探空(a)和2007年8月3日08时上海探空(b)  
 Fig. 8 Composite sounding for the Shangqiu area at 20:00 BT 3 June 2009 (a)  
 and the sounding of Shanghai at 08:00 BT 3 August 2007 (b)

站 925—700 hPa 风垂直切变达  $7.5 \text{ m}/(\text{s} \cdot \text{km})$ ; 太原站 08 时 700 hPa 以下风垂直切变达  $11 \text{ m}/(\text{s} \cdot \text{km})$ 。数值模拟结果也给出了强风垂直切变集中在 3—4 km 以下中低层的特点(表 2), 主要集中在 600—800 hPa, 商丘区为  $4\text{—}5 \text{ m}/(\text{s} \cdot \text{km})$ , 晋陕风暴区为  $5\text{—}6 \text{ m}/(\text{s} \cdot \text{km})$ 。王秀明等(2012)解释了商丘区出现超级单体的原因: 环境中低层的风垂直切变与风暴强上升气流相互作用产生风暴内的中气旋。但同样强风垂直切变集中在中低层的情况下, 商丘区出现了高度组织化的超级单体和弓形回波, 山西高原出现的却为组织化程度较差的一般单体风暴和脉冲风暴, 这一点令人疑惑, 第 5 节试图分析其可能的原因。

### 5 环境参量对风暴结构影响的数值模拟

表 2 给出了两区环境参量的对比。一般来说, 风暴的组织程度由环境风垂直切变决定。两区温度

直减率、风垂直切变强度差异不大而水汽差异明显, 风暴的组织程度差异明显。下文将通过数值模拟结果, 给出环境影响风暴结构的物理图像。

晋陕区因低层水汽含量低, 自由对流高度(LFC)高(650 hPa), 云底高度应略高于 650 hPa。模拟的云底高度(相对湿度 80% 区域为云区)为 600 hPa(图 9a), 在  $0^\circ\text{C}$  层之上为冷云。云下为下沉气流。强风垂直切变集中在云下, 指向东的风垂直切变与下沉气流相互作用, 将水平涡度扭曲为垂直涡度, 形成了云下呈南北向排列的正负涡度对, 负涡度在南侧, 正涡度在北侧。由于相对风暴的风为北风, 涡度向北平流, 负涡度与下沉气流区基本吻合(图 10a)。关于风垂直切变与风暴内垂直运动相互作用形成风暴内涡旋的相关理论详见 Markowski 等(2010)。雷暴单体上升气流区水平风垂直切变弱, 因而水平涡度小, 几乎没有水平涡度转化为风暴内的垂直涡度。山西高原 500 hPa 存在正涡度带, 正

表 2 风暴环境特征对比

Table 2 Comparison of the storm environment between the Jinshan and Shangqiu high wind areas	晋陕大风区	商丘大风区
500—700 hPa 温差	$24\text{—}25^\circ\text{C}$ ( $9^\circ\text{C}/\text{km}$ )	$22^\circ\text{C}$ ( $8.3^\circ\text{C}/\text{km}$ )
地面—2 km 温度直减率	$9^\circ\text{C}/\text{km}$ 以上	$8.4\text{—}8.9^\circ\text{C}/\text{km}$
近地层比湿	$< 8 \text{ g}/\text{kg}$	$12 \text{ g}/\text{kg}$
2 km 以下平均比湿	$5\text{—}6 \text{ g}/\text{kg}$	$8\text{—}9 \text{ g}/\text{kg}$
融化层附近水汽	$< 2 \text{ g}/\text{kg}$	$< 2 \text{ g}/\text{kg}$
对流有效位能	约 $1000 \text{ J}/\text{kg}$	$> 2000 \text{ J}/\text{kg}$
温湿廓线型	典型的倒 V 形干下击暴流探空	类似湿下击暴流探空
0—6 km 风垂直切变	$2\text{—}2.3 \text{ m}/(\text{s} \cdot \text{km})$	$2\text{—}2.3 \text{ m}/(\text{s} \cdot \text{km})$
最强风垂直切变	$4\text{—}5 \text{ m}/(\text{s} \cdot \text{km})$ ; 西	$5\text{—}6 \text{ m}/(\text{s} \cdot \text{km})$ ; 西北

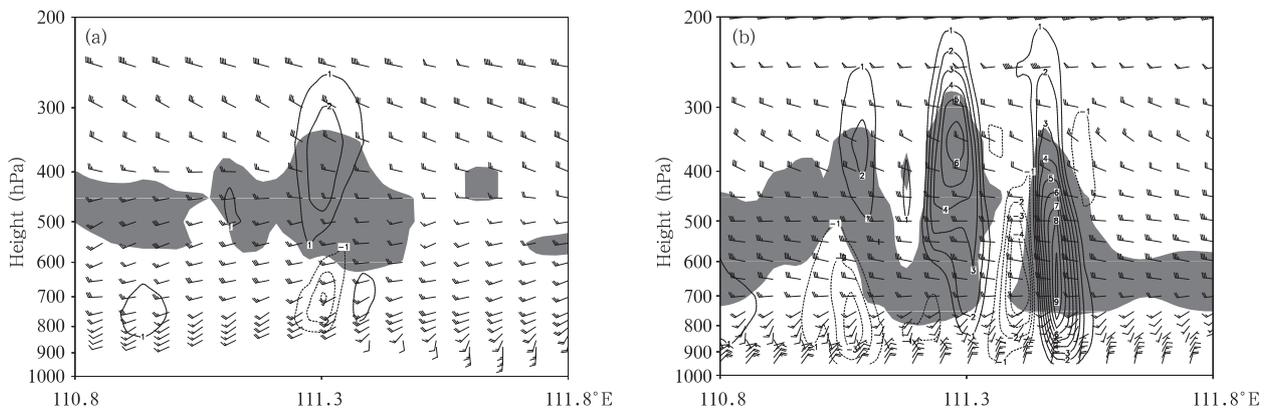


图 9 一般单体雷暴(a)和飑线(b)垂直剖面

(风为 2 h 前的环境水平风矢量, 黑色实(虚)线为正(负)垂直速度(单位:  $\text{m}/\text{s}$ ), 阴影区相对湿度大于 80%, 表征云区)  
 Fig. 9 Height-latitude cross section of the ordinary single-cell thunderstorm (a) and the squall line (b) environmental wind 2 h before overlapped (solid (dash) black line is positive (negative) vertical velocity ( $\text{m}/\text{s}$ ), relative humidity more than 80% (shaded area) means cloud area)

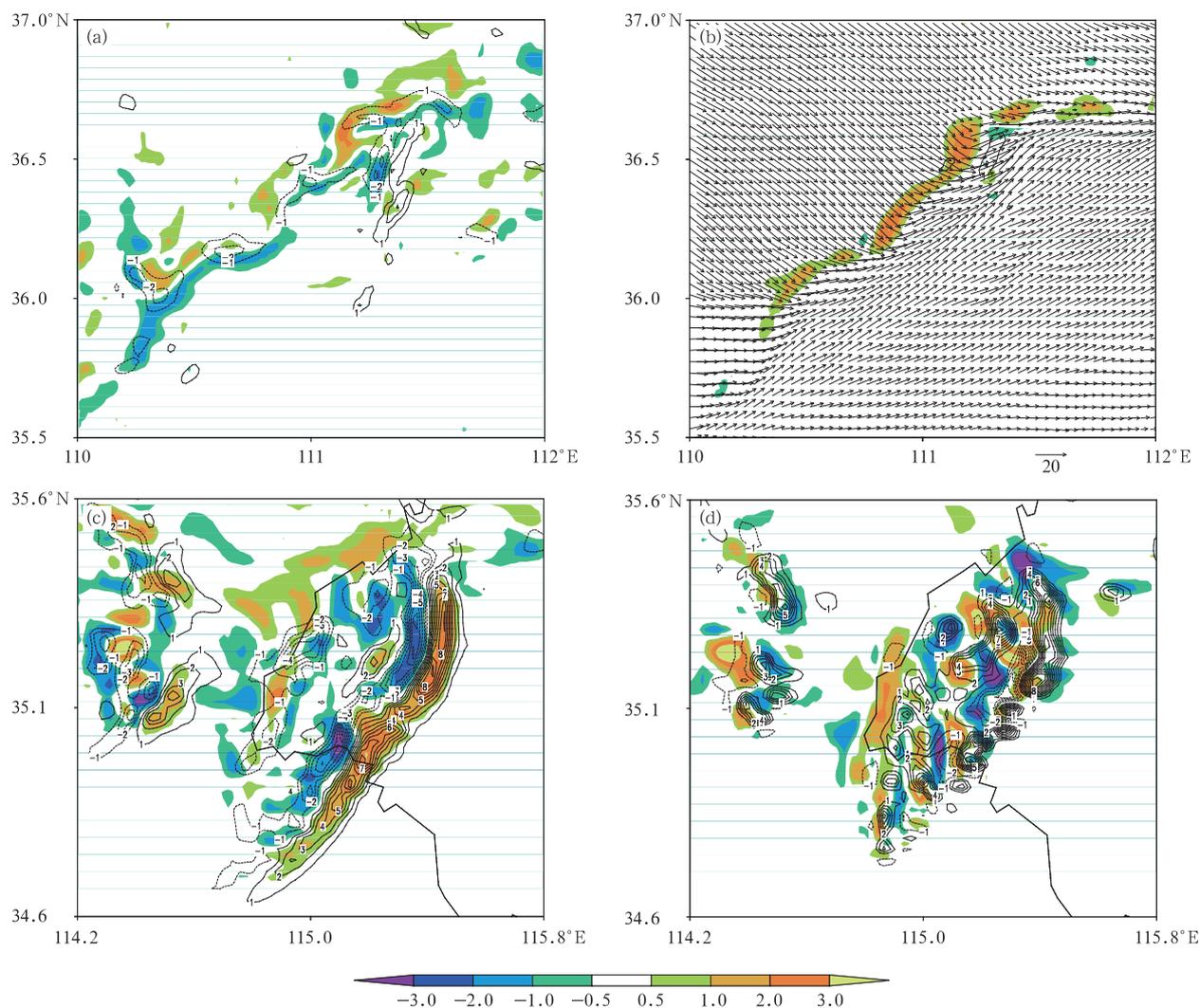


图 10 一般单体雷暴(a,b)和飏线(c,d)的 700 hPa(a,c)和 500 hPa(b,d)垂直涡度(阴影,单位: $10^{-3} s^{-1}$ )和垂直速度(黑色等值线,单位:m/s)(b 图叠加了 500 hPa 风)

Fig. 10 Vertical vorticity (shaded area) and vertical velocity (black contour) of the single-cell convection (a,b) and the squall line (c,d) at 700 hPa (a,c) and 500 hPa (b,d) (in (b) 500 hPa wind is overlapped)

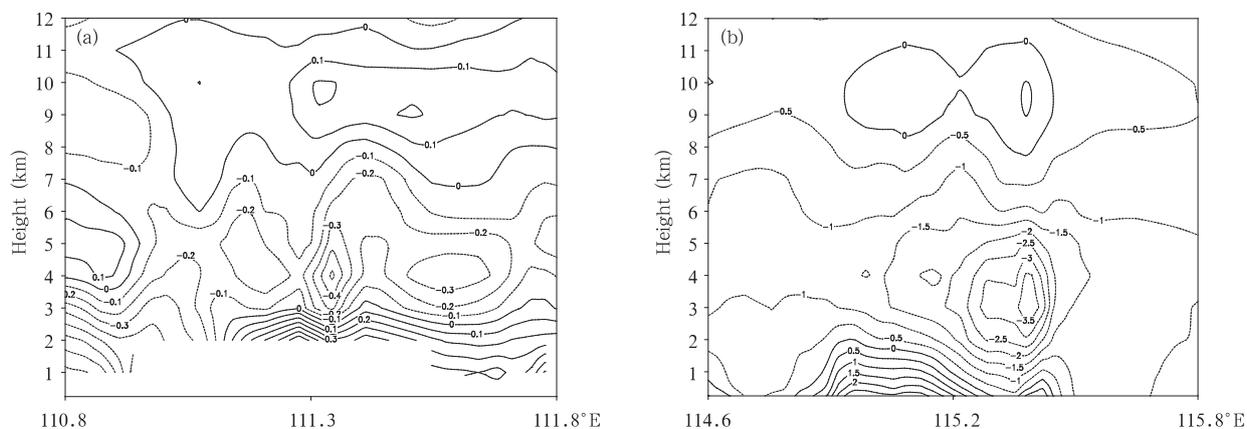


图 11 一般单体雷暴(a)和飏线(b)的扰动气压(单位:hPa)

Fig. 11 Perturbation pressure (unit: hPa) in the ordinary single-cell thunderstorm (a) and the squall line (b)

涡度带与环境切变辐合线对应,即正涡度带是环境短波槽的表现,不是雷暴单体内垂直运动与环境风垂直切变相互作用产生的。总之,在低层低湿的环境下,上升气流与风垂直切变高度分离,800—600 hPa强风垂直切变对增加云内垂直涡度、提供对流云暖湿入流几乎没有作用,难以形成有组织的对流风暴。由于中低层干,凝结潜热释放产生的浮力扰动弱,因而其强迫的扰动低压也弱。由凝结潜热释放和负涡度共同产生的扰动低压仅 0.6 hPa(对应1 h 变高 6 gpm),对加速上升气流的发展几乎没有作用(图 11a)。但这一强风垂直切变或有利下沉气流发展,许焕斌(1995)研究表明,低层风垂直切变使下沉气流倾斜,能增强下曳气流。另外,低层强风垂直切变通过增加环境相对干空气入流,影响水凝物粒子蒸发或可加速下沉冷出流。

商丘区水汽含量充沛,自由对流高度相对低,云底高度约 800 hPa,强风垂直切变在 800—600 hPa(图 9b),云内强上升气流与环境水平风切变相互作用。同样由于水汽充沛(较之高原地区),商丘区对流有效位能大,因而上升运动强。3 km 网格数值模拟表明,高原雷暴最大上升气流多在 10 m/s 以下且维持时间短;而飏线内 15—20 m/s 强上升气流维持 3—4 h。风暴强烈的上升气流将水平涡度扭转为垂直涡度,并由上升气流向上输送,使飏线内的单体具有强烈旋转,形成有组织的风暴单体,单体生命史更长。数值模拟给出了云内 4—7 km 深厚的涡度对。商丘区风垂直切变指向东南,因而水平涡线指向东北,在上升气流的作用下,正负涡度对呈西南东北向排列,且上升气流区多为正涡度区,模拟的风暴内涡旋涡度值达  $5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ (图 10d)。这与观测一致,多普勒天气雷达观测的风暴单体内有旋转辐合结构,强烈发展的单体出现了较强的中气旋,为超级单体(王秀明等,2012)。飏线内上升下沉气流均较强且飏线风暴的上升和下沉气流不似高原单体般上下叠置,而是前侧上升后侧下沉(图 9b)。低层强烈垂直运动与强风垂直切变作用产生了强旋转,由于垂直运动呈带状分布而表现为正、负涡度带,正涡度带与上升气流区对应,负涡度区与下沉运动区对应(图 10c),这是平流和扭转共同作用的结果。650 hPa 垂直运动最强,其与风切变相互作用强迫的旋转也最强,因而扰动低压也最强。650 hPa(4 km)有 -3.5 hPa 的云内低压扰动(图 11b)。该低压是旋

转和凝结潜热释放产生的正浮力扰动共同的结果。正浮力扰动会在其上下产生强度相等的气压扰动(Markowski, et al, 2010),云顶正变压为 1 hPa(图 11b),可以推断由正浮力导致的云底部负压也为 1 hPa,因而旋转导致的低压扰动为 -2.5 hPa。650 hPa 的低压扰动使其上的下沉气流、其下的上升气流加速发展,同时加速了云外后侧干气流向云内的入流,使后侧入流急流发展。同时云外入流导致的蒸发又加速下沉气流和冷池的发展,而后侧入流急流和强冷池是弓形回波形成的关键因素。由此可见,当风垂直切变集中在低层时,低层水汽充沛则环境风切变与风暴相互作用能形成高度组织化的超级单体和弓形回波;水汽含量低形成组织程度差的一般单体和脉冲风暴,水汽成为风暴类型的决定性因素。需要强调的是,一般来说脉冲风暴是在弱的风垂直切变下产生的一种强风暴,多在高湿环境下产生。4.3 节提到的上海脉冲风暴就是在高湿环境下产生的脉冲风暴。干环境下出现组织程度差的脉冲风暴而湿环境下发生高度组织化的长生命史风暴的结论仅限于深层风垂直切变偏弱且强风垂直切变仅集中在中低层的特殊情况。

## 6 结论与讨论

在冷涡后部次天气尺度横槽和低层暖性反气旋影响下,山西高原和商丘地区先后出现了大范围地面强风。造成两地大风的风暴类型差异明显。山西高原大风由生命史短的一般单体和脉冲风暴造成,商丘区致灾大风由超级单体和飏线造成。一般单体风暴/脉冲风暴造成的地面大风产生的物理过程为:多个脉冲风暴/一般单体产生的地面冷池与前方热低压形成的密度流,叠加单体下沉辐散气流。其风速可超过 25 m/s,最大风出现在二者叠加处。商丘风暴由超级单体合并而成的弓形回波造成,地面强风由冷池密度流、中空动量下传和下沉辐散共同造成,大风强度高、影响范围广,致灾严重。

观测与数值模拟合成探空表明:山西高原环境探空为典型的干下击暴流探空,仅低层略偏湿;平原的商丘区环境探空型类似湿下击暴流探空,较之典型下击暴流,低层湿度偏小且温度直减率偏大。高原倒 V 形探空在中国内蒙古、新疆及青藏高原地区颇为常见,产生这些地区冰雹、雷暴大风等灾害性天气是否主要由这种温、湿度廓线型下的脉冲风暴造

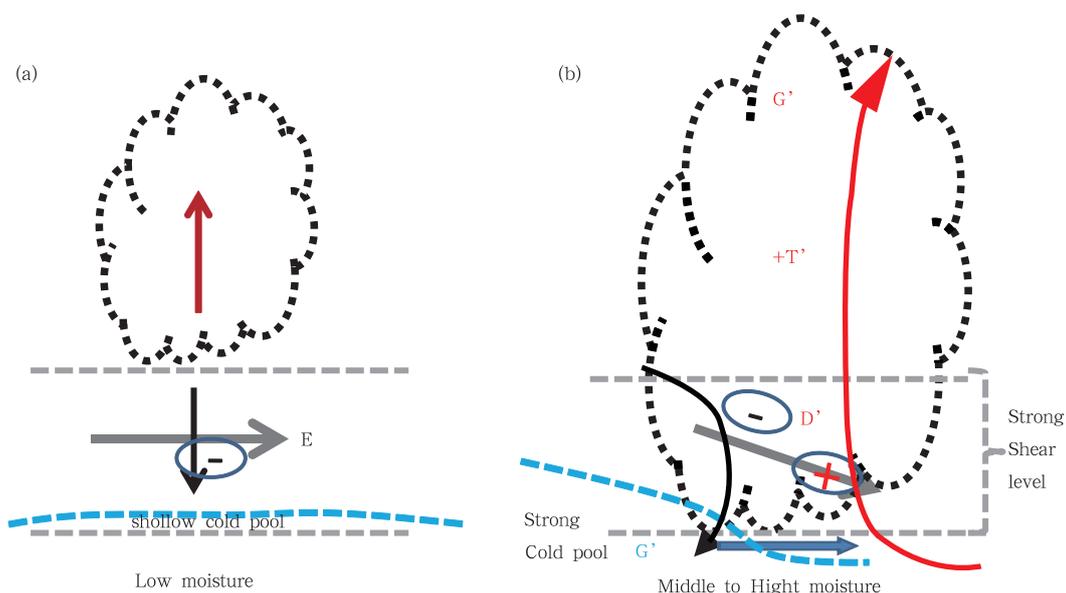


图 12 当强风垂直切变集中在低层时,不同湿度条件下不同类型的风暴形成过程示意

(a. 低湿环境下形成的一般单体雷暴, b. 中-高湿环境下形成的具有强烈旋转单体的飚线;  
点线围成的区域为云区;红(黑)箭头表示上升(下沉)运动;灰箭头代表低层强水平风垂直切变;  
D'(G'): 风暴扰动低(高)压; + (-): 正(负)垂直涡度; + T': 正的扰动温度

Fig. 12 Schematic diagram of the different types of storm formation under the different humidity conditions when strong vertical wind shear concentrated at the low levels

(a. ordinary single-cell thunderstorm under low moisture at the low levels, b. squall with high rotation cells under middle to high moisture. Dot line indicates cloud area, red (black) arrow is updraft (downdraft), grey arrows represent strong vertical wind shear at the low levels, D' (G') indicates positive (negative) pressure perturbation, + (-) denotes vertical velocity, + T' indicate positive temperature perturbation)

成值得深入研究。

2009年6月3日的大风过程,500 hPa强迫弱,风速小,深层风垂直切变弱,强风垂直切变仅集中在800—600 hPa。晋陕区和商丘区风垂直切变强度和垂直分布基本相同却产生了强度和组织化程度差异明显的风暴类型。图12给出了同样风垂直切变配置下,因水汽差异而产生的水平风垂直切变与云内垂直运动相互作用产生不同类型风暴的物理图像。低湿环境下,云底高,上升运动较弱,云内弱上升气流与环境风垂直切变不在同一高度上,两者没有相互作用,因而上升气流无旋转;扰动低压弱;近地层浅薄冷高压切断暖湿入流,为无组织的短生命史风暴。高湿环境下,云底高度低,强烈垂直运动(包括上升和下沉)与中低层强风垂直切变之间有强烈的相互作用,使风暴形成高度组织化的长生命史强风暴,其组织性体现在:(1)单体具有类似超级单体的较强中层旋转;(2)强的风暴扰动低压使整个带状风暴组织程度增强:扰动低压使后侧入流急流发展,冷

池加强,从而形成弓形回波和地面强风。扰动低压的形成因素有两个:风暴内 $\gamma$ 中尺度旋转和凝结潜热释放,其中前者的作用更显著。

### 参考文献

陈明轩,王迎春. 2012. 低层垂直风切变和冷池相互作用影响华北地区一次飚线过程发展维持的数值模拟. 气象学报, 70(3): 371-386  
戴建华,陶岚,丁杨等. 2012. 一次罕见飚前强降雹超级单体风暴特征分析. 气象学报, 70(4): 609-627  
郭学良,付丹红. 2003. 北京一次典型灾害性雹暴、大风的形成过程与云物理特征. 科学通报, 48(增2): 65-69  
梁建宇,孙建华. 2012. 2009年6月一次飚线过程灾害性大风的形成机制. 大气科学, 36(2): 316-336  
廖晓农. 2009. 北京雷暴大风日环境特征分析. 气候与环境研究, 14(1): 54-62  
刘淑媛,孙健,杨引明. 2007. 上海2004年7月12日飚线系统中尺度分析研究. 气象学报, 65(1): 84-92  
潘玉洁,赵坤,潘益农等. 2012. 用双多普勒雷达分析华南一次飚线系统的中尺度结构特征. 气象学报, 70(4): 736-751

- 孙虎林, 罗亚丽, 张人禾等. 2011. 2009年6月3—4日黄淮地区强  
    飇线成熟阶段特征分析. 大气科学, 35(1): 105-120
- 陶岚, 戴建华, 陈雷等. 2009. 一次雷暴冷流出流中新生强脉冲风暴  
    的分析. 气象, 35(3): 29-36
- 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
- 谢健标, 林良勋, 颜文胜等. 2007. 广东2005年“3·22”强飇线天  
    气过程分析. 应用气象学报, 18(3): 321-329
- 许焕斌. 1995. 下击暴流的数值模拟研究. 气象学报, 53(2): 168-  
    176
- 俞小鼎, 张爱民, 郑媛媛等. 2006a. 一次系列下击暴流事件的多普  
    勒天气雷达分析. 应用气象学报, 17(4): 385-393
- 俞小鼎, 姚秀萍, 熊廷南等. 2006b. 多普勒天气雷达原理与业务应  
    用. 北京: 气象出版社, 102-103
- 郑媛媛, 俞小鼎, 方翀等. 2004. 一次典型超级单体风暴的多普勒  
    天气雷达观测分析. 气象学报, 62(3): 317-328
- Donald W M. 1994. Windex-a new index for forecasting microburst  
    potential. Wea Forecasting, 9(4): 532-541
- Fujita T T. 1981. Tornadoes and downbursts in the context of gen-  
    eralized planetary scales. J Atmos Sci, 38(8): 1511-1534
- Fujita T T, Wakimoto R M. 1981. Five scales of airflow associated  
    with a series of downbursts on 16 July 1980. Mon Wea Rev,  
    109(7): 1438-1456
- Johns R H, Hirt W D. 1987. Derechos: widespread convectively in-  
    duced windstorms. Wea Forecasting, 2(1): 32-49
- Johns R H, Howard K W, Maddox R A. 1990. Conditions associat-  
    ed with long-lived derechos- An examination of the large scale  
    environments// Preprints 16th Conf. on Severe Local Storms.  
    Kananaskis Park, AB, Canada, Amer Meteor Soc, 408-412
- Johns R H, Doswell III C A. 1992. Severe local storms forecasting.  
    Wea Forecasting, 7(4): 588-612
- Markowski P, Richardson Y. 2010. Mesoscale Meteorology in Mid-  
    latitudes. Chichester, West Sussex, UK: Wiley-Blackwell Pub-  
    lication, 27-31
- Wakimoto R M. 2001. Convectively driven high wind events// Do-  
    swell C A. Meteor Monogr, Amer Meteor Soc, Boston. 50:  
    255-299