

# 辽东半岛大暴雨的雷达回波及数值模拟分析

朱 晶<sup>1,2</sup> 寿绍文<sup>1</sup> 何玉科<sup>2</sup>

(1. 南京信息工程大学大气科学系, 210044; 2. 辽宁省大连市气象局)

**提 要:** 利用常规资料、多普勒雷达回波资料和数值模拟结果对2004年8月3日辽东半岛大暴雨进行了中尺度分析,并应用湿位涡理论对此次过程进行了诊断。结果表明:产生本次大暴雨的中尺度系统是低空急流、切变线和中尺度低压。雷达观测的中 $\gamma$ 尺度回波、带中带回波、中尺度气旋、低空急流和弓状回波均产生了对流性强降水。数值模拟结果分析表明:低空急流及高低空急流两次不同方式的耦合形成的强烈上升运动对大暴雨有重要贡献。等熵面由水平变为陡立且密集导致湿斜压涡度的激烈增长,促使降水增幅。低层强对流不稳定和斜压不稳定为这次大暴雨的发生提供了条件。

**关键词:** 大暴雨 中尺度分析 雷达回波 数值模拟 湿位涡

## Analysis of a Torrential Rain over Liaodong Peninsula Based on Radar Data and Simulation Output

Zhu Jing<sup>1,2</sup> Shou Shaowen<sup>1</sup> He Yuke<sup>2</sup>

(1. Department of Atmosphere Science, Nanjing University of Information Science & Technology, 210044; 2. Dalian Meteorological Office, Liaoning Province)

**Abstract:** Based on the routine meteorological observations, Doppler radar data and the numerical simulation outputs, a mesoscale analysis of a torrential rain event over Liaodong Peninsula on 3 August 2004 is made. And a diagnosis of the event is made by using the theory of moist potential vorticity. The results show that the mesoscale systems causing the torrential rain are a low level jet (LLJ), a shear line and a mesoscale depression. The meso- $\gamma$  scale echoes, band-in-band echo, mesoscale cyclone, LLJ and bow echo detected by Doppler radar cause strong convective rainfall. The analysis of simulation outputs indicates that LLJ and the two different upper level jet-LLJ couplings made an important contribution to the torrential rain by producing strong ascending motion. The horizontal moist isentropes turning to very stiff and dense state led to the development

of moist slantwise vorticity and the amplification of the precipitation. The strong convective instability and the baroclinic instability in the low level provided the conditions of the torrential rain.

**Key Words:** torrential rain mesoscale analysis radar echoes numerical simulation moist potential vorticity

## 引 言

陶诗言<sup>[1]</sup>分析指出,暴雨是几种尺度天气系统相互作用的产物,而中尺度天气系统是直接造成暴雨的天气系统。随着对对流层天气尺度系统研究的深入,中尺度系统对暴雨的作用越来越受到重视<sup>[2-4]</sup>。2004年8月上旬前期,整个亚洲中高纬西风带环流平直,低槽的东移只造成了我国北方几次弱的降雨过程,但辽东半岛8月3日却出现了一次大暴雨过程,此次大暴雨过程中,因雷击和洪水造成人员的死亡和失踪,房屋、农田、道路、河堤、水产养殖地被大面积冲毁,航班被延误,船只被冲走,死亡牲畜家禽不计其数,造成严重的经济损失。本文运用雷达回波和数值模拟结果对此次大暴雨的中尺度成因加以分析。

## 1 降水实况和影响系统分析

### 1.1 降水实况

此次辽东半岛的降水从最南端的大连旅顺开始,向东北逐渐遍及整个半岛,从3日凌晨开始至3日夜间降水结束。辽东半岛南部的大连地区共59个雨量站中,有43个站点出现 $\geq 50\text{mm}$ 的暴雨,17个站点出现 $\geq 100\text{mm}$ 的大暴雨,最大降雨中心出现在庄河北部的蓉花山,降雨总量为218mm。辽东半岛北部的营口、鞍山境内也出现了 $\geq 50\text{mm}$ 的暴雨,半岛东北部的丹东市降水量达到103mm。强降水主要发生在8月3日白天,瓦房店市和庄河市都出现了1小时雨量超过40mm的强降水,

其它地区也都有1小时雨量超过10mm的降水,同时伴有强雷暴。瓦房店的1小时雨量实况有2个最大值,一个在09时(北京时,下同),雨量为24.9mm,另一个在12时,雨量为40.2mm。而庄河主要以一个最大值为主,出现在14时,雨量为40.5mm。

### 1.2 影响系统分析

2004年7月末500hPa高度场上,乌拉尔山的高压脊东移南压,高空大槽从巴尔喀什湖移至贝加尔湖附近,同时大槽中不断分裂小槽东移。8月1日起,整个亚洲高纬地区为一宽阔的低值区,从巴尔喀什湖到鄂霍茨克海维持一个平直西风环流,副热带高压呈块状,主体在日本以东洋面上,同时我国中纬度地区由纬向型环流逐渐向经向型环流调整,由巴尔喀什湖大槽分裂出来的小槽并入河套西部很弱的小槽成为本次暴雨的影响槽,之后新疆高压脊和东北高压脊发展加强,新疆脊前不断有冷空气向东南下,使河套弱槽加强经向度加大,在我国中纬度地区形成两脊一槽的形势。8月2日20时,东移的贝加尔湖高空槽南段与河套槽相衔接,3日08时在内蒙古东部发展成 $50\sim 35^\circ\text{N}$ 南北跨度较大高空大槽,副热带高压在东海形成了弱的高压中心。这种环流形势为中尺度系统和暴雨的产生提供了有利的环流背景。

850hPa上与高空槽的发展相对应,在内蒙古东部形成了一个低涡,低涡南部偏南气流与副高后部西南气流叠加,3日08时在从南海到辽东半岛的偏南风场中,山东半岛到大连的风速达到了 $11\sim 13\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,形成了中尺度的低空急流。地面上与850hPa偏南气

流的发展相对应,形成了一个南北向的低压倒槽。3日08时低压倒槽内在渤海中部形成了一个中尺度的低压环流,其前部有偏东风与偏南风切变线位于辽东半岛南端,11时低压环流发展成1001hPa的中尺度低压,14时低压中心1000hPa位于长海。低空急流和地面倒槽内的切变线、中尺度低压是产生此次大暴雨的中尺度天气系统。

## 2 多普勒雷达回波特征分析

### 2.1 多普勒雷达回波强度演变分析

8月3日02时56分大连多普勒雷达观测发现,大连观测站西南方向和东南方向50km处的海面上有零散的对流云回波生成,05时34分观测发现(图1a,见彩页)零散的对流云回波逐渐发展成东西向的带状回波,以 $30\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$ 的速度向北偏东方向移动。带状回波的长度达200km,宽度达35km,最强处强度达45dBz,这是一个中 $\beta$ 尺度降水系统,内由3个中 $\gamma$ 尺度降水回波组成,一个在瓦房店市西南方向的渤海东部的海面上、另2个是在黄海北部的海面上。08时01分(图1b,见彩页)带状回波已发展成350km长、80km宽,继续以 $30\text{km}\cdot\text{h}^{-1}$ 的速度向北偏东方向移动,其内位于渤海东部的中 $\gamma$ 尺度回波(图1c,见彩页)在08~09时给瓦房店带来了24.9mm的强降水。

之后,由于渤海中部的中 $\gamma$ 尺度回波移速加快,与其前部的回波汇合,整个带状回波收缩成强度不均的片状结构,已有中气旋在发展,成为强度很强的对流回波,此强回波区10时43分接近瓦房店,使瓦房店11—12时的1小时降水量达40.2mm。

而后回波迅速转竖,由原来的横向分布转为纵向分布,即变为东北—西南向的带状回波,与西方在渤海中部新移来的带状回波一起向东偏北方向移动(图1d、e,见彩页)。

由于前期登陆的带状回波移动减慢,而后部的回波东移较快,两条带状回波于13时53分在大连地区汇合(图1f,见彩页),此时回波面积扩大,宽度加宽,覆盖了整个辽东半岛,这一宽带状回波西部是比较温和的层状云降水,东部沿海一带的回波发展成一条很窄的强对流回波带,此窄的带状回波南起山东半岛北到辽宁的丹东一线,回波最强处达42dBz,高度达13km,这就是所谓的“带中带”回波,此带状回波的最大特点是回波单体在带上是纵向移动的,它和系统的移动产生 $90^\circ$ 的角度差,如果系统移动的速度慢它可产生更大量的降水,它也是产生这次强降水的主要回波,它向东北方向移动,影响辽东半岛的东部沿海地区。19时25分整个回波减弱入黄海,辽东半岛除东北部外,降水过程逐渐结束,历时约16小时。

### 2.2 多普勒雷达径向速度场分析

从多普勒雷达径向速度场也可以反映出中尺度系统和暴雨的发生发展。大连多普勒雷达观测发现,8月3日09时03分在渤海中北部一带有一明显的切变线(图2a,见彩页),在切变线的东部靠近陆地一侧有一个中 $\gamma$ 尺度气旋,与之相配合的是地面降水的加大,瓦房店市产生第一次强降水。之后这个中 $\gamma$ 尺度气旋向东偏北方向移动并减弱,而渤海中北部的切变线逐渐发展成一个更强的中 $\gamma$ 尺度气旋,10时43分这个发展的中 $\gamma$ 尺度气旋移到瓦房店市上空(图2b,见彩页),随之而来的是地面的第二次强降水。

13时以后在速度场中可以看出有一较强的西南风低空急流,位于辽东半岛东海岸线附近上空,在2km高度处的急流风速达 $30.9\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ,低空急流触发了强对流,造成辽东半岛的东部沿海地区降水急增,庄河13—14时1小时降水量达40.5mm。14时24分的速度场还可以看出(图2c,见彩页),

辽东半岛东部沿海出现低空急流的同时,大连本站速度场的零速度线还呈现出了“弓”形,从14时出现到14时50分曲率逐渐达到最大值,说明地面辐合带在不断加强,同时对应的地面降水也达到了最大,大连本站13—14时的降水量是23.1mm。随着暴雨的产生,大气能量的逐渐释放,回波逐渐减弱,18时以后急流减弱,降水也基本停止。

### 3 数值模拟结果分析

本文采用二重嵌套MM5模式3.5版对此次大暴雨过程进行模拟,用T213的格点场( $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ )作为初估场,利用常规地面和探空资料对初估场进行再分析。显式方案采用混合冰相方案,隐式方案采用Kain-Fritsch方案。行星边界层采用MRF方案,辐射采用云辐射方案,采用多层土壤温度模式,关闭浅对流方案。积分初始时间是2004年8月2日20时,积分36小时。

将模式积分结果与实况比较(图略),3日08时的500hPa高度场与实况比较接近,西风槽均位于 $115 \sim 120^\circ \text{E}$ 附近,经向度较大;850hPa也模拟出了偏南风中尺度急流,急流中心也位于山东半岛到大连之间,中心风速也达到了 $12 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ;地面风场也模拟出了偏东风与偏南风切变。3日14时模拟出了位于辽东半岛南部的中尺度低压,其形成和发展演变情况也与实况一致。3日08时—4日08时的24小时降水量模拟出了辽东半岛的主要暴雨区,也模拟出了其内的2个 $\geq 100 \text{mm}$ 的大暴雨中心,降雨带都呈东北—西南走向。模拟的瓦房店1小时最大降水量为40.1mm,与实况非常一致,只是最大值出现时间落后3小时。模拟的强降水的落区和强度与实况基本一致。

因此,此次数值模拟较好地模拟了此次大暴雨的高空和地面影响系统及其发展演变情况,成功地模拟了此次大暴雨过程<sup>[5]</sup>。以下就

用数值模拟结果对此次大暴雨的中尺度成因加以分析。

#### 3.1 高低空急流分析

图3是沿大连( $38.9^\circ \text{N}, 121.6^\circ \text{E}$ )和瓦房店( $39.7^\circ \text{N}, 121.8^\circ \text{E}$ )站附近做的经向垂直剖面图,由图3a可见,8月3日08时在925hPa附近从山东半岛到辽东半岛南端( $36 \sim 38.5^\circ \text{N}$ )有一个风速大于等于 $12 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏南风超低空急流,中心风速达到 $14 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,在急流前部等风速线密集,有风速辐合。在800~600hPa从渤海海峡到辽东半岛南部( $37 \sim 39^\circ \text{N}$ )有一个风速大于等于 $12 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的偏南风低空急流,最大风速出现在700hPa,达到 $16 \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。同时在200hPa在辽东半岛以北有一个西风风速大

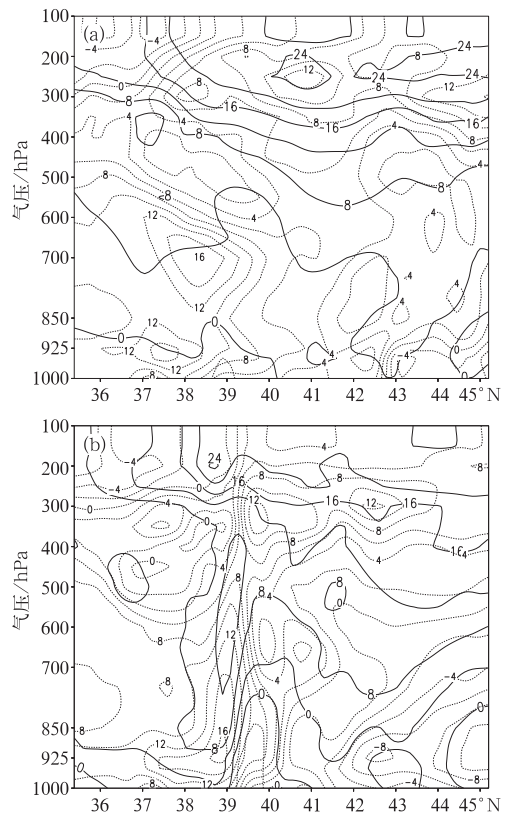


图3 2004年8月3日沿 $121.6^\circ \text{E}$ 的纬向风( $u$ )和经向风( $v$ )垂直剖面图  
(a) 08时,(b) 14时,实线为 $u$ ,虚线为 $v$ ,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$

于等于  $24\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  的西南风高空急流。辽东半岛大暴雨区是处在低空和超低空南风急流的北侧以及高空西南风急流的南侧。

14 时(图 3b),超低空和低空偏南风急流上下连通,山东半岛到辽东半岛从近地面到 600hPa 是一个较深厚的南风急流区,原  $16\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  的最大风速中心下移到  $850 \sim 925\text{hPa}$  之间,850hPa 以下的急流向北移动了接近 1 个纬距,急流前部的风速水平切变明显增强,在  $39^\circ\text{N}$  附近 500hPa 以下维持较强的南风等风速线密集区。而 200hPa 的高空急流中心南移,变为西风急流。

研究 200hPa 流场(图略)发现,8 月 3 日 08 时在  $39^\circ\text{N}$  附近  $105 \sim 115^\circ\text{E}$  之间有一个西风急流中心,它离辽东半岛还比较远,影响不大。在辽东半岛以北是较强的西南风急流,其急流轴与低空偏南风急流轴近似平行,其入口区右侧的辐散区与低空急流左前侧的辐合区重合,低空急流与高空急流形成耦合。此后,西南风急流逐渐逆时针旋转并且强度减弱,上游的西风急流虽然强度减弱但逐渐向东移动,14 时西风急流到达  $120^\circ\text{E}$ ,西风急流出口区左侧的辐散区和西南风急流入口区右侧的弱辐散区叠加,辐散值增强到  $28 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ ,辽东半岛正是处于此叠加的辐散区的下方。此时低空急流北进,低空急流轴与西风急流轴交叉,高、低空急流形成新的不同方式的耦合。

8 月 3 日 08 时在 850hPa 低空急流的左前侧即渤海海峡上空有  $-8 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$  的弱辐合中心,产生  $15 \times 10^{-2}\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  的辐合上升运动。此区域对应 200hPa 高空是弱辐散区,高空辐散作用产生了  $18 \times 10^{-2}\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  的上升运动。由于低空急流与高空急流耦合,形成从低空到高空一致的上升运动,中心位于  $38^\circ\text{N}$  上空的  $750 \sim 700\text{hPa}$  之间,达到  $32 \times 10^{-2}\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。3 日 14 时,由于 850hPa 低空急流加强,中心风速达到  $18\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ,其左侧

的辐合值增强到  $-30 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$ ,由此产生的辐合上升运动随之剧增到  $80 \times 10^{-2}\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。同时,200hPa 高空急流辐散区产生的上升运动也超过  $20 \times 10^{-2}\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。由于高、低空急流形成新的耦合,在  $39^\circ\text{N}$  的垂直上升运动中心数值猛增到  $200 \times 10^{-2}\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$  以上,出现在  $550 \sim 450\text{hPa}$  之间。辽东半岛大暴雨区正是处于此强上升运动区的下方。在上升运动的变化中,高空上升运动的增加幅度远小于低空上升运动的增加幅度,因此低空急流的贡献更大一些。同时高、低空急流的耦合起到更主要的作用。

### 3.2 湿位涡诊断分析

湿位涡可以反映大气的动力、热力和水汽属性对暴雨生成的综合作用。在  $p$  坐标系中,忽略垂直速度的水平变化,引进静力近似,其表达式为:

$$MPV = -g(\zeta + f) \frac{\partial \theta_e}{\partial p} + g \left( \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta_e}{\partial y} \right),$$

其中  $\zeta$  为  $p$  坐标系垂直涡度,  $f$  为地转涡度,  $\theta_e$  为相当位温。第一项为湿正压项(MPV1),表示惯性稳定性和对流稳定性的作用,负值表示对流不稳定;第二项为湿斜压项(MPV2):包含了湿斜压性( $\nabla_p \theta_e$ )和水平风的垂直切变的贡献。

#### 3.2.1 相当位温分析

从图 4a 中看到,暴雨发生前的 3 日 08 时,渤海及其西侧( $121^\circ\text{E}$  以西)600hPa 以下为对流不稳定区,辽东半岛( $121 \sim 123^\circ\text{E}$ )700hPa 以下为对流不稳定区,等  $\theta_e$  线呈水平分布,相当位温的垂直梯度大。渤海海面( $119 \sim 121^\circ\text{E}$ )上空等  $\theta_e$  线向上倾斜凸起,  $\frac{\partial \theta_e}{\partial p} > 0$ ,为高温高湿的对流不稳定区,其西侧上空有干冷空气向东向下侵入。

暴雨开始发生的 14 时(图 4b),相当位温的垂直分布有了显著的变化。渤海西侧的

冷空气到达地面,向东侵入渤海,在渤海暖湿空气下方形成冷空气垫,迫使暖湿空气上升,触发对流不稳定能量释放。倾斜上升的暖湿空气与高空的高  $\theta_e$  值暖空气连通,形成一个对流稳定的高  $\theta_e$  柱。在辽东半岛上空东侧冷空气与西侧暖空气之间等  $\theta_e$  线陡立密集,  $750 \sim 925 \text{hPa}$  等  $\theta_e$  线几乎与等压面垂直,  $\frac{\partial \theta_e}{\partial p} \approx 0$ 。等  $\theta_e$  线从水平状态转入垂直状态,说明对流稳定度大幅度减小。

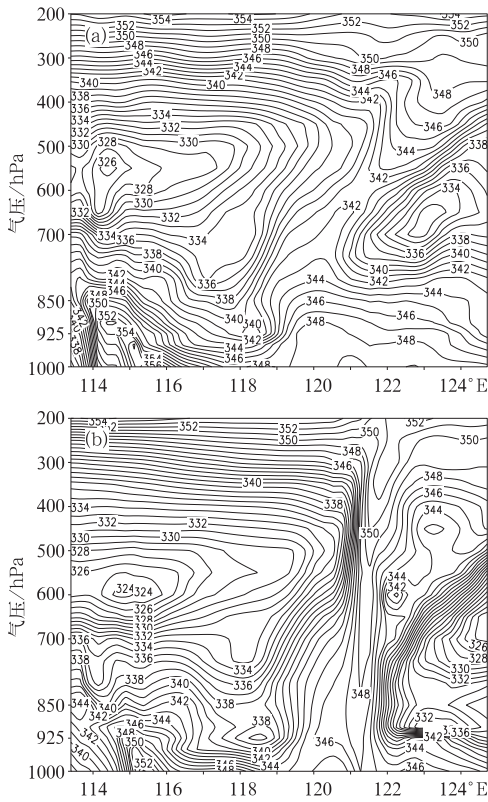


图 4 2004 年 8 月 3 日 08 时(a)和 14 时(b)沿  $39^\circ \text{N}$  的  $\theta_e$  垂直剖面图(单位:K)

吴国雄等<sup>[6]</sup>曾证得绝热无摩擦的饱和湿空气具有湿位涡守恒的特性,并研究了湿斜压过程中倾斜涡度的发展。由  $MPV$  的公式可知,当等熵面与等压面近似平行时,  $\nabla_p \theta_e$  近似为零,湿位涡的斜压项可以忽略不计,湿

位涡的正压项是其主要部分,在湿位涡守恒的约束下,当等  $\theta_e$  面发生倾斜时,对流稳定度的减小会导致气旋性涡度的显著增长,随着湿等熵面倾斜增大,气旋性涡度增长亦越激烈,这种涡度增长称为倾斜涡度发展。辽东半岛气旋性涡度的激烈增长,促使上升运动显著增强,前文描述的强烈的上升运动也证实了这一点,强烈的上升运动非常有利于暴雨的发生,暴雨就产生在等  $\theta_e$  线陡立密集区内。

### 3.2.2 稳定度分析

暴雨发生前辽东半岛大部分为弱的  $MPV1$  负值区,处于弱的对流不稳定状态,只有北部山区因空气干冷而为弱的对流稳定,  $MPV1$  显示为弱正值区。暴雨开始发生时,其涡度和对流不稳定度明显增强,从图 5 a 看到,辽东半岛转为较强的  $MPV1$  负值

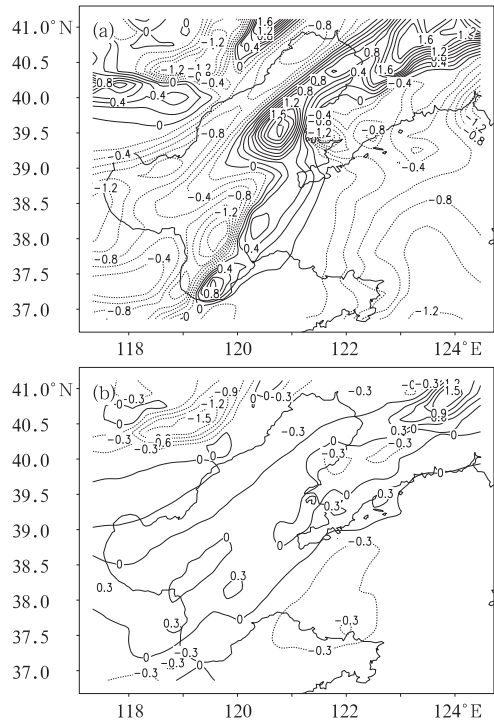


图 5 2004 年 8 月 3 日 14 时 925hPa  $MPV1$ (a)和  $MPV2$ (b)的分布(单位:PVU)

区控制,出现 2 个负值中心,与 2 个大暴雨中心位置对应,中心值分别为  $-1.2\text{PVU}$  ( $1\text{PVU}=10^{-6}\text{m}^2\cdot\text{K}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{kg}^{-1}$ ) 和  $-0.8\text{PVU}$ ,说明大暴雨是在低层强对流不稳定条件下发生的。暴雨发生后,由于不稳定能量的释放,辽东半岛大部分地区为  $MPV1$  正值区控制,出现较强的正值中心(图略)。

由于辽东半岛大暴雨发生前几乎没有湿斜压性,因此  $MPV2$  近乎为零。图 5b 是暴雨开始发生时的  $MPV2$ ,正负  $MPV2$  区呈带状分布,都呈东北—西南走向,与暴雨区走向一致,正  $MPV2$  带从莱州湾经辽东半岛西南端伸向半岛东北,其内有若干个  $0.3\text{PVU}$  的正值中心,其中 2 个正值中心与大暴雨位置吻合,说明大暴雨的发生也具备斜压不稳定条件。

#### 4 结论与讨论

(1) 本次大暴雨的天气尺度影响系统是高空大槽,直接产生此次大暴雨的中尺度天气系统是低空急流和地面倒槽内的切变线、中尺度低压。

(2) 多普勒雷达观测出了分别对应切变线和低空急流的横向和竖向带状回波,在带状回波中的中  $\gamma$  尺度回波产生了强降水,“带中带”回波是中尺度回波与其所在系统的相对运动,可使对流性强降水增强。径向速度图上中尺度气旋、低空急流及弓状回波与对流性强降水对应。

(3) 低空急流与 2 支高空急流分别形成不同方式的耦合。低空急流、高低空急流耦

合对形成强烈的上升运动有重要贡献,从而对辽东半岛大暴雨的发生有重要作用。

(4) 大暴雨发生前等熵面由水平变为陡立且密集,导致湿斜压涡度的激烈增长,促使上升运动显著增强,暴雨就产生在等熵面陡立密集区内。

(5) 湿位涡诊断分析表明,本次大暴雨是在低层强对流不稳定和斜压不稳定条件下发生的。湿正压位涡负值中心对应大暴雨区,湿斜压位涡的正值中心与大暴雨位置吻合。

这次降水过程,主观预报和客观预报均预报出来,但预报量级明显偏小,主要原因是中尺度系统的生成发展与降水的发生发展几乎同步,而利用常规资料甚至数值预报产品难以提前 12 小时以上预报出中尺度系统的生成。只能利用雷达等监测手段做好短时临近预报,及时发布预警。

#### 参考文献

- [1] 陶诗言. 中国之暴雨[M]. 北京:科学出版社,1980:25-32.
- [2] 崔晶,张丰启. 山东半岛东部中尺度大暴雨过程成因分析[J]. 气象,2003,29(10):33-37.
- [3] 毛冬艳,乔林,陈涛,等. 2004 年 7 月 10 日北京暴雨的中尺度分析[J]. 气象,2005,31(5):42-46
- [4] 矫梅燕,毕宝贵. 夏季北京地区强地形雨中尺度结构分析[J]. 气象,2005,31(6):9-14.
- [5] 朱晶,寿绍文. 渤海对辽东半岛大暴雨影响的数值试验[J]. 海洋学报,2006,28(6):12-20.
- [6] 吴国雄,蔡雅萍,唐晓菁. 湿位涡和倾斜涡度发展[J]. 气象学报,1995,53(4):387-404.

# 朱 晶等：辽东半岛大暴雨的雷达回波及数值模拟分析

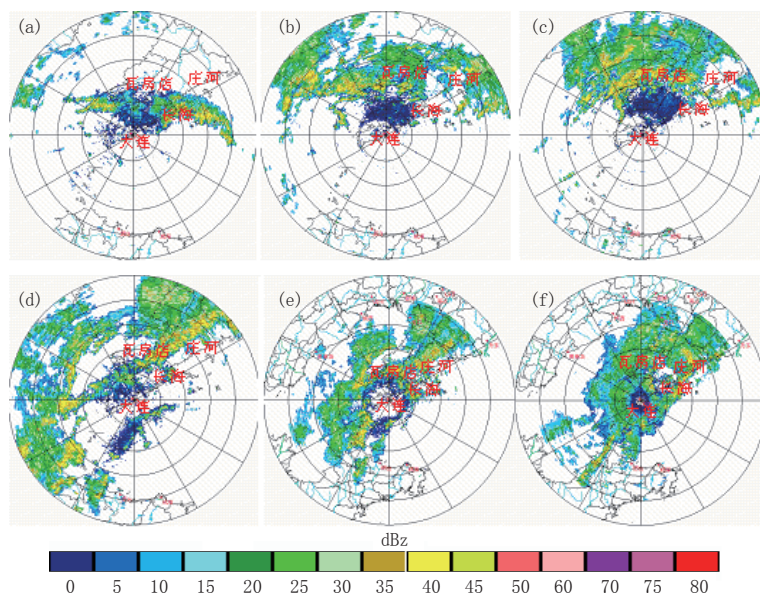


图1 2004年8月3日多普勒雷达0.5°仰角基本反射率PPI图  
 (a) 05时34分(圈距40km), (b) 08时01分(圈距40km), (c) 09时03分(圈距40km)  
 (d) 11时35分(圈距40km), (e) 12时25分(圈距60km), (f) 13时53分(圈距60km)

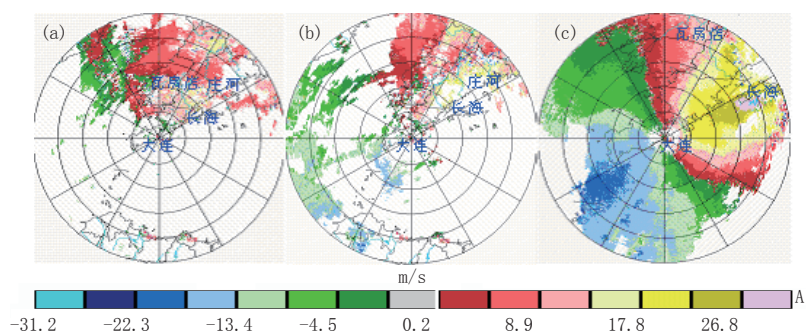


图2 2004年8月3日多普勒雷达径向速度PPI图  
 (a) 09:03(圈距40km, 仰角0.5°), (b) 10:43(圈距、仰角同a), (c) 14:24(圈距20km, 仰角1.5°)