

杨成芳, 阎丽凤, 周雪松. 利用加密探测资料分析冷式切变线类大暴雨的动力结构[J]. 气象, 2012, 38(7): 819-827.

利用加密探测资料分析冷式切变线类大暴雨的动力结构^{* 1}

杨成芳¹ 阎丽凤² 周雪松¹

1 山东省气象台, 济南 250031
2 山东省气象局, 济南 250031

提 要: 利用风廓线雷达、多普勒天气雷达、地面加密自动站和闪电定位仪等非常规观测资料, 对发生在山东东南部沿海青岛的一次大暴雨天气的动力结构进行了分析, 以探索如何综合应用新资料追踪暴雨的演变过程。结果表明: (1) 此次大暴雨过程的影响系统是冷式切变线, 冷空气从对流层低层入侵, 切变线在 850 hPa 以下层次明显, 地面冷锋逐渐演变为静止锋。(2) 暴雨过程经历了两个强降雨和一个弱降雨时段, 1 小时 30 mm 以上的短历时强降雨发生在冷空气刚入侵阶段, 并伴随雷电。(3) 强降雨主要发生在 925 hPa 切变线附近, 降雨分布在 925 hPa 切变线的东北风与 850 hPa 切变线的西南风叠置区域。大暴雨的分布与切变线走向基本一致。(4) 在切变线移动和发展过程中, 水平风有明显不同: 冷空气刚影响时, 对流层低层产生了明显的中尺度低压环流, 是导致对流性短历时强降雨的关键因素; 静止锋形成的时段内, 从低层至高层, 低压环流消失, 代之以较强西南风与弱西北风之间的切变线; 在静止锋维持的后期, 低层和高层均转为西北风, 仅在中层有西南风与偏北风之间的切变线, 从而产生稳定性弱降雨。(5) 风廓线对降雨的起止、盛衰有较强信号, 风向风速自上而下顺序变化, 当中层西南风风速增大且不断向下扩展, 持续 4 h 后西南低空急流明显加强, 当近地面转为东北风时, 强降雨开始, 强降雨阶段的显著特点是在风廓线雷达上表现为中低层强西北风和强西南风交替出现, 降雨强度与交替的高度有关; 当各层均转为稳定的西北风时预示降雨结束。

关键词: 风廓线雷达, 多普勒天气雷达, 加密探测, 动力结构, 冷式切变线

Analysis on Dynamic Structure of Cold Wind Shear Heavy Rainstorm by Intensified Observational Data

YANG Chengfang¹ YAN Lifeng² ZHOU Xuesong¹

1 Shandong Meteorological Observatory, Jinan 250031
2 Shandong Provincial Meteorological Service, Jinan 250031

Abstract: With observational data from wind profiler, Doppler weather radar, surface automatic weather station (AWS) and lightning position finder, the dynamic structure of a heavy rainstorm is analyzed to search how to follow a rainstorm case by kinds of new data. This case occurred in Qingdao, the coastal city in the southeast of Shandong Province. The results are as the following. Cold wind shear is the prevailing weather system to cause the rainstorm. Cold air comes first from the lower troposphere and then cold front becomes stationary. Wind shear is obvious below 850 hPa. There are three rainfall phases. The heaviest rainfalls with strong lightning produced when cold air bursts near wind shear in 925 hPa. Rainfall was distributed in the over lapping area between northeast wind at 925 hPa and southwest wind at 850 hPa. Heavy rainfall is in accord with wind shear. Horizontal wind is obviously different during the wind shear developing. Mesoscale cyclonical circulation that is the key factor to produce convective heavy rainfall is remarka-

^{*} 国家自然科学基金(41175044)、山东省科技发展计划项目(2010GSF10805)和山东省气象局重点课题(2010sdqxz10 和 2010sdqx16)共同资助
2011 年 9 月 28 日收稿; 2012 年 5 月 1 日收修定稿
第一作者: 杨成芳, 主要从事降雪及新资料应用的研究. Email: cf_yang70@hotmail.com

ble at the beginning of cold air bursts. But it disappeared and is replaced by the wind shear at the forming of stationary front. In the end of stationary front, the wind shear only preserves in the mid troposphere so that stable and weak rainfall can be seen. Wind profiler data are good signal for rainstorm development. Rainfall begins with southwest wind strengthening 4 hours later and wind direction turns northeast near the surface. Strong north and south winds change by turn, which is the significant features of the heavy rain. Rain ends when wind turns north in every altitude.

Key words: wind profiler, Doppler radar, intensified observational data, dynamic structure, cold wind shear

引 言

切变线暴雨是我国南方和北方均可出现的一类暴雨。关于此类暴雨的发生发展机制、天气尺度特征、暴雨落区的判据等,已涌现出不少研究成果^[1-3]。朱乾根等认为,在江淮地区急流切变线暴雨过程中,选取 700 hPa 切变线位置、里查森数极大值轴位置、假相当位温高值轴和数据以及压能密集带作为雨区及有无暴雨的判据较好^[1]。北方的切变线暴雨中,形成内蒙古中西部切变线类暴雨的降水过程可能有两个阶段^[2];天津的强降水出现在“人”字型回波带的头部及 MCC 中冷云顶区的右后侧^[3];张少林等^[4]指出山东“7.18”冷式切变线大暴雨过程中,地面存在中尺度辐合中心或辐合线的生成和发展,是这次大暴雨产生的启动机制。在暴雨研究资料方面,近年来随着综合探测业务系统的大力建设获得了一些宝贵的探测资料,被不同程度地应用到暴雨研究中^[5-8]。如,利用包括风廓线雷达在内的多种探测资料分析北京的局地强降雨,孙继松等^[5]证实了地形与城市热岛共同作用可导致北京 β 中尺度暴雨,曹晓岗等^[6]认为,对流云团的后侧是降水最强的地方。郭虎等^[7]得出了暴雨落区附近单体风暴、逆风区辐合带、中气旋等中小尺度回波系统的活动和发展是暴雨落区形成重要因素的结论。何立富等^[8]的研究发现对流回波区和径向速度场所反映的中尺度辐合线与中尺度对流系统的演变有密切的关系。基于多普勒天气雷达产品或其反演风场,也取得了丰富的成果^[9-14]。以上成果加深了对暴雨发生机制的认识。

就新探测资料的综合应用而言,如何将“点”和“面”结合起来研究暴雨天气的精细结构及其发生发展过程,还有很多工作可以做。与风场有关的探测

资料中,地面加密自动站、多普勒天气雷达径向速度可获得不同高度的水平风场,而风廓线雷达和多普勒天气雷达的 VAD 风廓线可提供垂直方向上的风场,这些观测资料各有优势,形成互补,可构成高时空分辨率的三维风场,为暴雨天气的短时临近预报提供了可靠依据。本文利用青岛风廓线雷达、多普勒天气雷达和全省加密自动气象站等非常规资料,试图剖析 2011 年 7 月 2—3 日冷式切变线大暴雨的精细结构及其发生发展过程,捕捉此类暴雨的短时临近预报信号。

1 降雨实况及天气背景

2011 年 7 月 2—3 日,山东出现了一次强降雨过程。全省平均降雨量达 56.6 mm,大暴雨有 15 个县(市),主要分布在鲁中和半岛地区。青岛市是本次暴雨过程的最大降雨中心,市区过程降雨量为 184 mm,其所属的胶州最大达 191.3 mm。降雨过程发生在 2 日 13 时—3 日 17 时(北京时,下同),其中 2 日 16 时—3 日 02 时为强降雨时段,期间辖区测站的每小时降雨量多在 20 mm 以上,其中青岛站 17—18 时的降雨量达到 50.4 mm。3 日 04—17 时,降雨强度明显减小,1 h 降雨量多低于 3 mm(图 1)。

本次大暴雨过程是由冷式切变线造成的。环流形势上表现为,地面冷锋移入山东后演变为静止锋,对流层低层存在移动缓慢的冷式切变线。探空资料显示,2 日 08 时 850 hPa 图上,东北冷涡的低槽移至华北地区,槽后的河套北部高压与西太平洋副热带高压之间形成了近东北—西南向的切变线。切变线在 850 hPa 及 925 hPa 较为明显,至 2 日 20 时,850 hPa 切变线穿过鲁中地区,逐渐演变为近东西向。同时,700~925 hPa 的低空急流逐渐增强,2 日

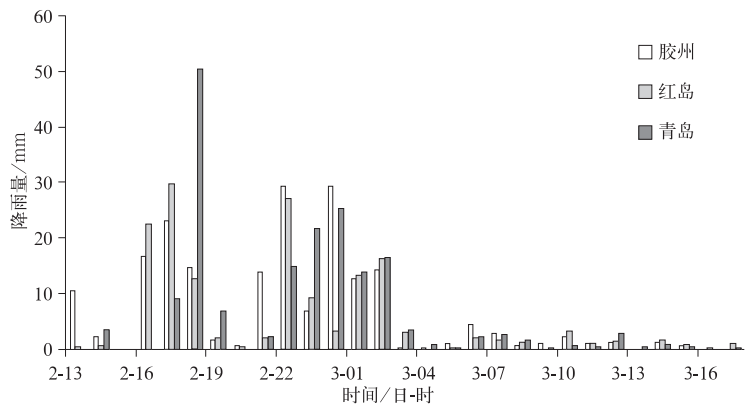


图 1 2011 年 7 月 2 日 13 时至 3 日 17 时青岛地面自动站逐时降雨量

Fig. 1 Hourly rainfall at Qingdao AWS from 13:00 BT 2 to 17:00 BT 3 July 2011

20 时山东南部的西南风风速达到了 $14\sim16\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,将暖湿气流源源不断地输送到山东境内。在温度场上,等温线表现为近纬向分布,降雨过程中(2 日 08 时至 3 日 20 时),青岛站 700 hPa 温度基本无变化,850 hPa 以下降温明显,其中 925 hPa 降温 6°C ,说明冷空气集中在对流层低层。通过全省地面加密自动站的逐时风场资料分析(图略),2 日 00 时首先从山东东北部的无棣、河口与渤海的交界处开始转为东北风,冷空气开始入侵山东。冷锋移动相当缓慢,2 日 15 时,移至山东中部,接近青岛,此后在该区域近乎停滞,演变为近东西向的静止锋。冷锋在山东境内维持了 32 个小时,至 3 日 11 时才进入安徽和江苏。

上述环流形势为暴雨的产生提供了有利的环境条件。就稳定度而言,2 日 08 时降雨发生前,青岛的 $T\text{-}\log p$ 图上(图略),状态曲线和层结曲线十分接近,表明整层水汽充足,虽然湿对流有效位能只有 $84.7\text{ J}\cdot\text{kg}^{-1}$,但 K 指数达到了 37°C , SI 指数为 -0.25 ,说明大气层结已经处于不稳定状态。2 日 20 时,在第一阶段强降雨(16—18 时)之后,青岛的探空曲线形态与 08 时类似,只是 K 指数升高为 42°C , SI 指数达 -2.47 ,说明青岛仍然处在高温高湿的不稳定条件下,能量尚未完全释放,预示在夜间有可能还出现较强降雨。

从雨区与高低空天气系统的配置来看,强降雨主要发生在 925 hPa 切变线附近,降雨分布在 925 hPa 切变线的东北风与 850 hPa 切变线的西南风叠置区域(图 2)。

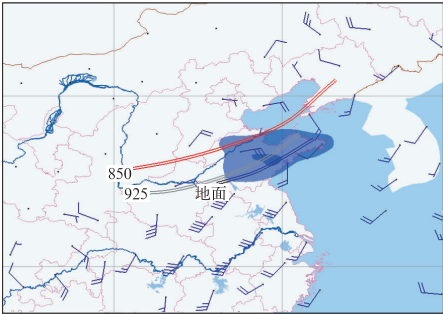


图 2 2011 年 7 月 2 日 20 时天气系统与雨区的配置图

(图中风矢量为 925 hPa 风场,3 条双线分别为 850 和 925 hPa 切变线及地面辐合线,阴影部分为 20 时降雨区)

Fig. 2 Weather system and rain area at 20:00 BT 2 July 2011

(Wind vector is at 925 hPa; three double lines are wind shears at 850 and 925 hPa and the surface, respectively; and the shaded is rainfall distribution at 20:00 BT 2 July 2011)

2 雨强与闪电的关系

分析闪电定位资料,发现青岛地区第一阶段强降雨伴随雷电发生(图略)。2 日 14—18 时为雷电集中发生的时段,其中 15—16 时的正闪和负闪总数达到了 956 个。分析该时段内青岛的各区域自动站逐时降雨量与雷电的分布,可见雷电密集区的测站

1 小时降雨量一般在 40 mm 以上。2 日 19 时以后,雷电发生频率急剧减小,至 23 时雷电数为 0,表明降雨性质逐渐趋于稳定。而该阶段内,不再出现 1 小时雨量 40 mm 以上的降雨,降雨强度均低于 $20 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ 。因此,从本次过程来看,1 小时 40 mm 以上的短历时强降雨发生在伴有雷电活动强的强对流条件下,雷电弱则降雨强度降低,没有雷电发生的稳定性降雨强度较小,每小时降雨量一般不足 20 mm。

3 风场垂直廓线的演变

3.1 风廓线雷达

为了得到降雨开始、对流性、稳定性和结束等不同时段更高层次的风场变化,利用青岛风廓线雷达的风场和多普勒天气雷达的反射率因子资料进行精细分析。

强降雨开始前期(2 日 15 时前):在 50~55 dBz

的降雨强回波 15:29 时到达红岛(风廓线雷达所在地)的 2.5 个小时之前,西南低空急流明显加强,即自 13:01 开始,1.56 km 及其高度以上的西南风风速达到 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。强降雨期间,4 km 以下风场为风速 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上的强东南风(或南风)和风速低于 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的西北风交替出现,4 km 以上则以大于 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的西南风为主(图 4)。

第一强降雨阶段(2 日 15—18 时):该阶段降雨强度大,青岛市区 17—18 时的降雨量达到了 50.4 mm,风廓线雷达站所在地 15—17 时两小时降雨 52.2 mm。15:27—17:32 是青岛的最强降雨时段,期间雷达反射率因子达到了 45~55 dBz(图 3)。该时段的风廓线垂直风场最显著的特征为:风速大于 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的强西北风和西南风交替出现,且高度伸展到近 7 km(风廓线的最大探测高度),西北风风速最强达到 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上。这表明有冷空气侵入,垂直运动增强,可能有强对流。17:36,当各高度的风转为一致的西南风时,强回波移出风廓线所在地。

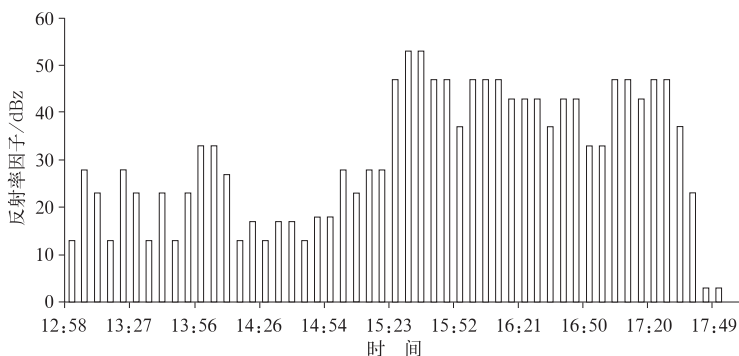


图 3 2011 年 7 月 2 日青岛最强降雨时段的雷达反射率因子演变图

Fig. 3 Reflectivity evolution during the heaviest rainfall period in Qingdao on 2 July 2011

第二较强降雨阶段(2 日 21 时—3 日 02 时):2 日 20:32—3 日 02:38,风廓线上空的反射率因子强度以 35~45 dBz 为主,回波强度较第一阶段有所减弱,降雨强度也相应降低,红岛站最大小时降雨量为 27.2 mm(22 时)。风廓线上(图略),18:36 7 km 高度上西南风风速增强达到 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上,并向下扩展,20:06 3.12 km 的西南风风速也增强至 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,20:16 3.12 km 附近出现低涡,此后风场出现了南北风交替,第二阶段降雨开始了。与第一阶段强降雨的风场相比,该阶段南北风交替的高度降低,多在 2 km 以下,说明垂直运动有所减弱,

对应回波强度为 35 dBz 左右,当南北风的高度达到 6 km 以上时,相应回波强度可达到 45 dBz 以上。3 日 3:11,4 km 以下各层均转为西北风,意味着冷空气再次加强入侵,强回波移出红岛,是本阶段强降雨结束特征。

稳定性弱降雨阶段(3 日 04—17 时):此阶段风廓线上的显著特点是 5 km 以上为西南偏西风,以下以西北风为主,表明中低层冷空气势力增强(图略)。在稍强回波阶段(30~35 dBz),南北风交替的高度一般在 1.5 km 以下,明显低于前面的强降雨时段。可见,南北风交替的高度与降雨强度有关,高

度高降雨强度大,否则小。实际上交替高度表明垂直运动强度的强弱。07:06,1.5 km 以下层次转为东北风(925 hPa 最大),以上层次为偏西风。08:16—14:56,东北风风速维持在 $10\sim14\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 之间,期间为稳定性降雨。值得注意的是,降雨全部

停止发生在风廓线雷达上从低层至高层(6 km)均转为西北风且不再出现风向、风速的波动时。但是 3 日 14:26 以后,3~6 km 高度上已转为明显的西北风,3 km 以下为东北风,地面有降雨。如果仅从风廓线雷达资料来分析,各层均无偏南风出现,为什么仍然

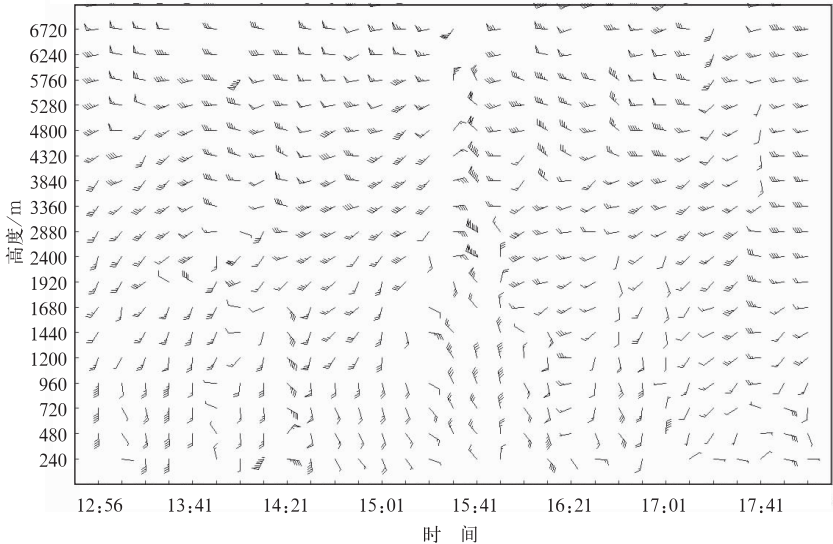


图 4 2011 年 7 月 2 日 12:56—18:01 青岛风廓线时间-高度剖面图
Fig. 4 Height-time cross section from the wind profiler in Qingdao from 12:56 BT to 18:01 BT 2 July 2011

有降雨呢? 这需要结合其他资料进行进一步分析。

3.2 多普勒天气雷达 VAD 风廓线

多普勒天气雷达 VAD 风廓线的高度可达 13 km 以上,可获得对流层高层的风场资料。

低层风:2 日 15:41 之前低层(最低为 0.3 km)为西南风,16:39—18:01 0.3 km 高度为东北风(同时对应 50~55 dBz 的强回波经过雷达站),18:36—3 日 03:02 为东南风,3 日 03:07—04:00 为西南风,04:05—09:19 为西北风;09:25—15:19 0.3~1.2 km 高度上为东北风,1.5 km 以上层次为西北风;15:25 开始 0.3 km 又转为西北风。比较梯度风塔所测风场与 VAD 风廓线 0.3 km 高度上的风场,发现两者风向的演变基本一致,反映了近地面层风场情况。

中高层风:2 日 10:56,5.8 km 以上开始出现西北风,8.5~13.7 km 之间为西北风,表明高层有冷空气向下扩散。1.5 km 高度以上为 $12\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 以上的西南风,可见中层西南暖湿气流开始增强。其中,在降雨最强盛时段,西南风高度达到了 7.9 km。

19:34,当 7.9 km 以上的西北风风速加强且低层也开始加强时,第二阶段的强降雨开始。与第一阶段相比,第二阶段强降雨过程中西南风的高度有所降低,最高达到 6.1 km。高层首先转为西北风,中层到低层顺序转风,至 3 日 02 时,5.5 km 高度也转为西北风,至 02:50,当 0.6 km 高度以上均转为西北风时,降雨回波移出雷达站,强降雨暂时结束。此后,各层以西北风为主,3 日 04:11,5.2~6.7 km 之间由西北风转为西南偏西风时,30~40 dBz 回波又影响雷达站,降雨开始,07:57 当高层西北风再次增强且中低层均转为西北风时降雨结束。

总结起来,多普勒天气雷达 VAD 风廓线上,强降雨开始的标志为 0.3 km 高度转为东北风;强降雨持续期间,1.5~7.9 km 之间为强盛的西南风,当 0.3 km 转为东南风且 7.9 km 以上的西北风风速加强时,仍然维持强降雨,只是降雨强度有所降低;高层西北风再次增强,至 0.6 km 高度以上均转为西北风时降雨结束。稳定性弱降雨阶段的风场特点是各层以西北风为主,只有 5.2~6.7 km 之间为西南偏西风。

VAD廓线表现出了可以分析出对流层高层风场的优势,而对流层风廓线雷达的最大探测高度为6~7 km,显然无法观测到更高层次的风场。VAD廓线上降雨开始、由弱到强、由强到弱及结束似乎首先是从高层风场开始变化中低层紧随其后引起的,风廓线雷达上则主要表现为南北风交替出现,南北风变化的高度与降雨强度有关,高则强,低则弱。

4 水平风场的演变

以上利用风廓线雷达和多普勒天气雷达的VAD风廓线产品分析了暴雨过程起止、强盛阶段在垂直方向上的风场结构特征及其演变。为了解地面以上各层的水平风场是如何变化的,下面采用多普勒天气雷达的径向速度及反演风场进行分析。本部分将利用多普勒天气雷达径向速度和反演风场分析水平风场的结构及其与降雨的关系。

4.1 雷达径向速度

通过雷达径向速度定性分析可以大致分析水平风场情况。从雷达径向速度上,可以看到自2日14:42起,青岛雷达站西北方向50 km处的高密一带有朝向雷达的负速度带向东南方向推进,接近青岛时负速度与离开雷达的正速度区边缘逐渐清晰。16:04(图5a),1.5 km高度以下出现了负速度被正速度区包围,这表明在青岛附近区域的低层出现了西北风、西南风等多种气流,构成了气旋性环流,从而取代了之前一致的偏南风,而1.5 km高度以上却为西南风,西南风风速达到 $27 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。在15:00—18:00,青岛周边的山东半岛东南部沿海基本上维持类似的径向速度形态,期间有的区域还出现了小范围的逆风区,说明该阶段冷空气刚刚入侵,在低层产生了中尺度低压环流,触发不稳定能量释放,从而产生短历时强降雨。2日20:00至3日02:00,第二较强降雨阶段的径向速度与第一阶段有所不同(图略),主要表现为:低层为东南风,中层为西南偏西风。3日04:00—17:00的弱降雨阶段,低层表现为偏北风,中层(2.0 km)以上为西南偏西风(图5b),可见从多普勒天气雷达的径向速度图上可以分析出偏南风的存在,表明有暖湿气流输送,以此可以解释为什么在3日17时之前青岛仍然有降雨。从这一点来看,多普勒天气雷达径向速度对风场的反应能力优于风廓线雷达。

4.2 雷达风场反演

为了获得不同高度的水平风场,利用青岛多普勒天气雷达的基数据,采用EVAP方法进行风场反演。EVAP方法^[15]是在忽略上升速度而考虑粒子下落速度影响的条件下,导出不同高度上的水平径向速度计算公式,然后利用VAP方法^[16]来反演等高面上二维水平风场。与传统的VAP方法仅利用最低仰角的PPI资料反演出在同一锥面上的不同高度二维风场相比,该方法充分利用了多普勒雷达的多个仰角径向速度资料并能反演出不同等高面上的风场。本文反演的格距为 0.0096° ,垂直分层间隔0.2 km,共30层,因此可得到最高为6.0 km的水平风场。

4.2.1 结果检验

将反演的风场与探空、雷达VAD廓线资料进行对比检验。

(1) 925 hPa探空资料与0.6 km高度反演风场的对比。图6a为2日20时925 hPa的风场,青岛为西北风,位势高度为66 dagpm,北部的两个站为东北风。19:57,0.6 km高度的反演风场上(图6b),青岛北部的区域为东北风,南部则为西北风,与同高度探空风场的风向分布基本一致,只是反演的风速较实况略偏小。比较3日08时的850 hPa探空与反演的1.6 km高度风场(图略),两者的风场也基本吻合。

(2) 雷达VAD风廓线3.0 km高度上的风场与同高度上反演风场的对比。分别选取2日17时和3日11时分别代表强降雨和弱降雨两个时段进行分析(图略)。2日17时,VAD风廓线的3.0 km高度处为 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的西南风,反演的青岛同高度风为 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的西南风;3日11时,VAD风廓线的3.0 km高度处为 $14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的西北风,反演风为 $6 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的西北风。由此可见,在不同时段反演风的风向与雷达VWP的风向一致,但反演风速较小。

通过以上对比检验,可见EVAP反演风场的风向与实况相当一致,只是风速略小。在利用水平风场做动力结构分析中,主要使用风向,因此反演风场具有可用性。下面将利用反演的风场分析暴雨几个阶段的对流层中低层风场变化情况。

4.2.2 中低层水平风场分析

2日下午第一强降雨时段内,2.0 km高度以下层次存在明显低压环流,如,2日16:04,在0.8 km

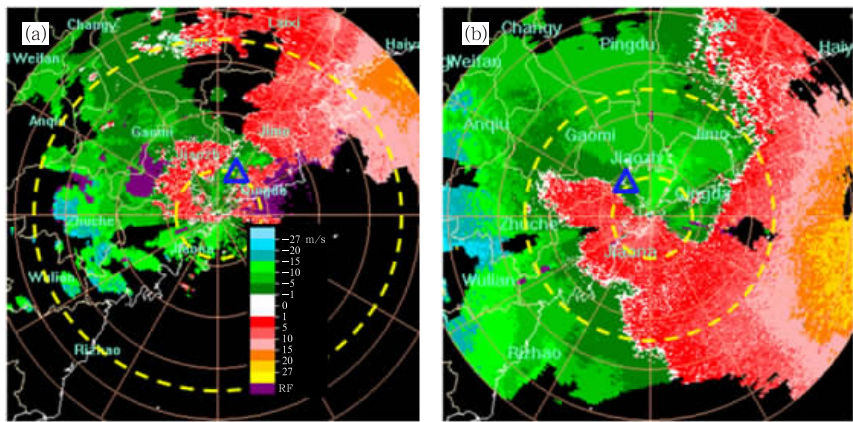


图 5 2011 年 7 月 2 日 16:04(a)和 3 日 10:58(b)雷达 1.5°仰角径向速度
(黄色圆圈为反演高度,蓝色三角形为与强降雨对应的辐合中心,

图 a 自内而外分别为 0.8 km 和 3.0 km,图 b 自内而外分别为 0.8 km 和 2.0 km)

Fig. 5 Radial velocities at 1.5° elevation angle at 16:04 BT 2 (a)
and 10:58 BT 3 (b) July 2011

(Yellow circle denotes equivalent altitude, the dashed line in (a) from inside to
outside is at 0.8 km and 3.0 km, and the dashed line in (b) from inside to
outside is at 0.8 km and 2.0 km)

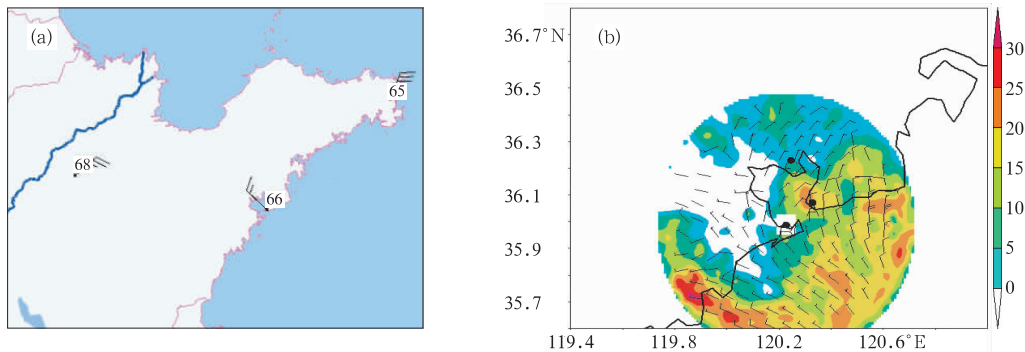


图 6 2011 年 7 月 2 日 20 时 925 hPa 探空风场(a)和 19:57,0.6 km 高度的反演风场(b)
(图 a 中数值为 925 hPa 的高度,单位:dagpm;图 b 中阴影为反射率因子,单位:dBz)

Fig. 6 Wind field at 925 hPa at 20:00 BT (a) and retrieved
wind of 0.6 km altitude at 19:57 BT (b) 2 July 2011

[The data are altitudes of 925 hPa in (a), unit: dagpm,
and the shaded is reflectivity in (b), unit: dBz]

高度上(图 7a₁),青岛的西南和东北两侧出现两个
低压环流中心,与强回波相对应。在 3.0 km 高度
上(图 7b₁),低压环流消失,代之以回波带的北侧为
西北风,南侧为西南风,两种风在强回波带上交汇,
形成切变线。随着高度的升高,回波带上逐渐演变
为西北风,只有在强回波中心的南侧还存在西南风。
这说明,在冷空气影响初期,冷空气从低层侵入强大
的暖气团中,在低层产生了明显的中尺度低压环流,
而中层则表现为切变线,使得低层垂直上升运动强,

从而产生强对流天气,引发短历时强降雨。
2 日夜间,冷空气在鲁中至鲁东南沿海一带近
乎停滞,2 日 20 时起进入第二较强降雨时段。从反
演的结果来看,该时段的风场与第一强降雨时段有
明显不同。表现为从低层至高层,无低压环流,仅存
在较强西南风与弱西北风之间的切变,其中回波带
上为较强西南风,弱西北风位于回波带的西侧及北
侧(图 7a₂、b₂)。说明在静止锋维持阶段,低层冷空
气势力较弱,相对强盛的西南暖湿气流带来充沛的

水汽,弱北风与强南风之间形成的切变为有利的动力条件,继续触发不稳定能量释放,从而仍可产生 1 小时雨量在 20 mm 以上的较强降雨。

3 日 04 时以后,进入稳定性弱降雨阶段,以青岛雷达站为界大致有两块回波,其中北部的较弱,南部的较强。0.8 km 高度以下以东北风为主(图 7a₃),3.2 km 高度以上均为西北风,而 1.0~3.0 km 之间的高度上(图 7b₃),北部回波存在东北

风和西南风的切变线,南部的回波则存在西北风与西南风之间的切变线。可见,在该阶段,持续的东北风已在边界层形成冷空气垫,低层的西南暖湿气流沿着冷垫爬升,产生了降雨。由于西南暖湿气流层浅薄(仅存在于 1.0~3.0 km 高度之间),水汽条件差,导致回波强度弱,基本反射率因子强度多在 35 dBz 以下,降雨强度明显减小。3 日 17 时,当各层均转为西北风时,降雨结束。

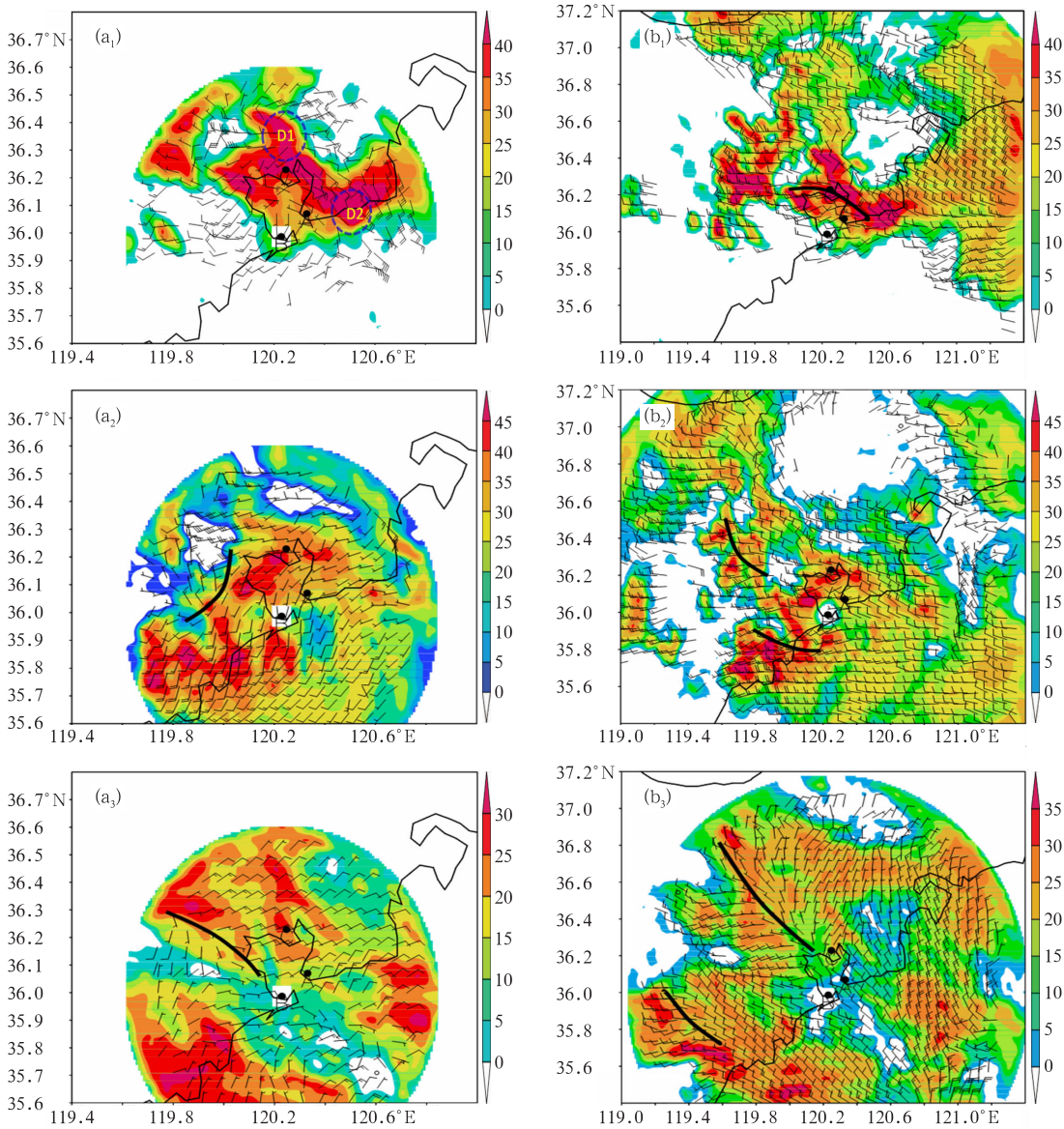


图 7 反演的 2011 年 7 月 2 日 16:04(a₁, b₁)、21:12(a₂, b₂)、3 日 10:58(a₃, b₃)
3.0 km (a₁, a₂, a₃)和 0.8 km(b₁, b₂, b₃)高度风场
(图中阴影为反射率因子,单位: dBz)

Fig. 7 Retrieved winds at different altitudes
(a₁) 0.8 km at 16:04 BT 2, (b₁) 3.0 km at 16:04 BT 2, (a₂) 0.8 km at 21:12 BT 2,
(b₂) 3.0 km at 21:12 BT 2, (a₃) 0.8 km at 10:58 BT 3, (b₃) 2.0 km at 10:58 BT 3 July 2011
(The shaded is reflectivity, unit: dBz)

5 结 语

主要利用风廓线雷达、多普勒天气雷达和地面加密自动站等非常规资料,并采用 EVAP 反演获得的不同高度风场,对发生在山东东南部沿海青岛的一次大暴雨天气的三维动力结构及其与降雨的发生、发展、维持的关系进行分析。主要得出以下结论:

(1) 本次大暴雨过程的影响系统是冷式切变线,切变线在 850 hPa 以下层次明显,配合地面静止锋。大暴雨的分布与切变线走向基本一致,落区在 925 hPa 切变线的东北风与 850 hPa 切变线的西南风叠置区域。暴雨过程分为三个阶段,其中小时雨量在 40 mm 以上的短历时强降雨发生在冷空气刚入侵时,伴有雷电。

(2) 切变线移动和发展过程中,对流层低层切变线上是否生成低压环流及切变线上西南气流的强弱决定了降雨强度。冷空气刚影响时,低层切变线上产生明显的中尺度低压环流,是导致对流性短历时强降雨的关键动力因素;静止锋形成阶段,低压环流消失,代之以较强西南风与弱西北风之间的切变线;静止锋维持后期,低层和高层均转为西北风,仅在中层有弱西南风与偏北风之间的切变线,产生稳定性弱降雨。

(3) 风廓线雷达的风场对降雨的起止、盛衰有较强信号。风向、风速自上而下顺序变化。对流层中层西南风风速增大且不断向下扩展,持续约 4 小时后西南低空急流明显加强,当近地面转为东北风时,强降雨开始;强降雨阶段的显著特点是中低层强西北风和强西南风交替出现,南北风交替出现的高度与降雨强度呈正比;各层均转为西北风时则降雨结束。

通过以上几种风场观测资料进行综合分析,可以发现它们各有优点。在风场的水平分布方面,大范围的地面加密自动站风场可用来分析地面冷空气的行踪、低压环流及地面辐合线的动态等,利用多普勒天气雷达的径向速度进行定性分析和风场反演,可获得对流层中低层不同高度的水平风场;测站风

场的垂直分布,可通过风廓线雷达和多普勒天气雷达的 VAD 风廓线获得。这些资料从低空到高空形成互补,能够刻画出暴雨发生前至少 1~4 小时内对流层中低层的风场即出现风向或风速的转变,降雨发生后的强盛、减弱、结束等阶段也各有特点。由此形成了点与面的风场资料,将它们结合起来分析对暴雨的短时临近预报和认识暴雨中尺度天气系统的精细动力结构是非常有帮助的。

致谢:青岛市气象局为本文提供了雷达资料,特此感谢!

参考文献

- [1] 朱乾根,周军. 江淮地区急流切变线暴雨的物理机制及诊断分析[J]. 南京气象学院学报,1986,9(4):315-324.
- [2] 温市耕. 切变线类暴雨发生的天气背景和触发机制[J]. 气象,1999,25(2):44-48.
- [3] 东高红,解以扬,于莉莉. 一次局地大暴雨的落区分析与预报[J]. 气象,2010,36(6):50-58.
- [4] 张少林,王俊,周雪松,等. 山东“7.18”致灾暴雨成因分析[J]. 气象科技,2009,37(5):527-532.
- [5] 孙继松,杨波. 地形与城市环流共同作用下的 β 中尺度暴雨[J]. 大气科学,2008,32(6):1352-1364.
- [6] 曹晓岗,张吉,王慧,等. “080825”上海大暴雨综合分析[J]. 气象,2009,35(4):51-59.
- [7] 郭虎,段丽,杨波. 0679 香山局地大暴雨的中小尺度天气分析[J]. 应用气象学报,2008,19(3):265-275.
- [8] 郑媛媛,张小玲,朱红芳,等. 2007 年 7 月 8 日特大暴雨过程的中尺度特征[J]. 气象,2009,35(2):3-7.
- [9] 何立富,陈涛,湛芸. 大气探测资料在中尺度暴雨中的分析和应用[J]. 应用气象学报,2006,17(增刊):88-97.
- [10] 黄小玉,姚蓉,叶成志,等. 梅雨锋引发的“03.7”特大暴雨雷达回波分析[J]. 气象,2008,34(8):45-50.
- [11] 周海光. 强热带风暴碧利斯“0604”引发的特大暴雨中尺度结构多普勒雷达资料分析[J]. 大气科学,2008,32(6):1289-1308.
- [12] 易笑园,李泽椿,姚学祥,等. 一个锢囚状中尺度对流系统的多尺度结构分析[J]. 气象学报,2011,69(2):249-262.
- [13] 张家国,岳阳,牛淑贞,等. 一次长历时特大暴雨多普勒雷达中尺度分析[J]. 气象,2010,36(4):21-26.
- [14] 段丽,卞素芬,俞小鼎,等. 用 SA 雷达产品对京西三次局地暴雨落区形成的精细分析[J]. 气象,2009,35(3):21-32.
- [15] 王俊. 单多普勒天气雷达反演二维风场的方法研究[D]. 中国海洋大学,2004.
- [16] 陶祖钰. 从单 Doppler 速度场反演风矢量场的 VAP 方法[J]. 气象学报,1992,50(1):81-90.