谢启玉,魏国财,张令振,等,2020.西宁强降水的多普勒雷达径向速度图特征研究[J].气象,46(2):269-277. Xie Q Y, Wei G C, Zhang L Z, et al, 2020. Characteristics of Doppler radar radial velocity images for heavy rainfall events in Xining[J]. Meteor Mon, 46(2): 269-277(in Chinese).

西宁强降水的多普勒雷达径向速度图特征研究*

谢启玉[1] 魏国财[2] 张令振[1] 赵 娟[1]

1 青海省西宁市气象台,西宁 810016

2 青海省气象台,西宁 810016

提 要:分析2010—2016年西宁强降水多普勒天气雷达径向速度图特征及预警指标,结果表明:西宁强降水的径向速度图上往往会出现逆风区,且直接受影响的混合性强降水Ⅰ类逆风区略多,对流性强降水多为Ⅱ类,总体上逆风区以东北向移动为最多。逆风区较强降水出现时间有一定的提前量,且强降水落区在逆风区及其移动路径附近,逆风区既是强降水预警的时效性判据,也是识别强降水落区及路径的有用判据。逆风区切变流场的辐合(散),将增强(减弱)强降水的发展,且辐合(散)的出现提前于强降水的开始(结束)时间。强降水前1 h的垂直风切变特征为混合性强降水低层最大、中层最小,对流性强降水各层则均明显大;低—中—高层冷、暖平流配置的混合性强降水主要表现为深厚暖平流,对流性强降水则平流不明显或低、中层有暖平流。对流性强降水最大回波高度和零速度层均较混合性强降水高,但其总体差别较小。综合应用径向速度得到的强降水临近预警指标,其准确率达到78.6%。

关键词:多普勒雷达径向速度,垂直风场,强降水,预警

中图分类号:P412 **文献标志码**:A **DOI**:10.7519/j.issn.1000-0526.2020.02.012

Characteristics of Doppler Radar Radial Velocity Images for Heavy Rainfall Events in Xining

XIE Qiyu[1] WEI Guocai[2] ZHANG Lingzhen[1] ZHAO Juan[1]

1 Xining Meteorological Observatory of Qinghai Province, Xining 810016

2 Qinghai Meteorological Observatory, Xining 810016

Abstract: The characteristics of heavy rainfall events on the Doppler weather radar velocity images and their early warning indicators in Xining from 2010 to 2016 are analyzed. The results show that the adverse wind region (AWR) on radial velocity images often occurs in the case of heavy rainfall events in Xining. Type-Ⅰ-AWR is slightly more for the mixed heavy rainfall and type-Ⅱ-AWR is mostly for the convective heavy rainfall during the directly affected heavy rainfall events. The AWR moves mostly northeastward in general. The occurring times of the AWR have certain lead times before the beginning of heavy rainfall events, and heavy rainfall falls near the AWR and its moving path, that is, the AWR is not only a time-based criterion for issuing early warnings of heavy precipitation but also a useful criterion for identifying falling areas of heavy rainfall. When the shear flow field in the AWR is convergent (divergent), it will enhance (weaken) the development of heavy rainfall, and the time of the convergence (divergence) is ahead

* 青海省西宁市气象局重点项目(201611)和青海省西宁市气象局强降水预报方法研究创新团队共同资助

2018年10月24日收稿; 2019年12月27日收修定稿

第一作者:谢启玉,主要从事短期、短时临近天气预报及空气质量预报. Email: xieqiyu_aa@sina.com

of schedule the beginning (end) of heavy rainfall. At the time 1 h before the beginning of heavy rainfall, the vertical wind shear is the largest in low level and the smallest in middle level of the mixed heavy rainfall. However, it is obviously large in all the levels during convective heavy rainfall. The changes in wind direction mainly show deep and warm advection for the mixed heavy rainfall, while they are not obvious or there is warm advection in the low and middle levels for the convective heavy rainfall. The maximum echo heights and zero speed layers are higher for the convective heavy rainfall than for the mixed heavy rainfall, but there are smaller differences on the whole for the convective heavy rainfall. The indicators for early warning of heavy rainfall by comprehensive application of the radial velocity are obtained, and the accuracy rate reaches 78.6%.

Key words: Doppler radar radial velocity, vertical wind field, heavy rainfall, early warning

引 言

强降水作为主要的气象灾害之一,造成的经济损失较大,因此对于强降水的研究开始较早(陶诗言等,1980)。随着多普勒天气雷达的布网、业务化运行和广泛应用于强对流天气监测及短时临近预报,以雷达数据为基础对强降水的研究和应用也越来越深入(Shao et al,2004;王丽荣等,2006;周文志等,2011;李德俊等,2011;李建通等,2011;程丛兰等,2013;傅朝等,2015;梁维亮等,2016;赵文等,2016;李彦霖等,2018),其中运用雷达径向速度数据进行强降水特征分析、预报预警方面的研究也有很多,张亚萍等(2006)、王改利等(2007)、王彦等(2008)、李红斌等(2009)、张崇莉等(2010)、彭九慧等(2010)、Wang et al(2012)、吴涛等(2012)、张之贤等(2014)、方标(2016)、刁秀广和侯淑梅(2017),认为大范围强降水的多普勒径向速度特征是暖、冷平流和辐合、辐散两种运动相结合的风场。运用径向速度图上的逆风区来进行强降水的研究也取得了相当多的成果,蔡晓云等(2001)、李军霞等(2007)、陈鲍发等(2008)、王福侠等(2014)认为逆风区不仅是强降水天气的判据,也是强对流天气的判定标准之一。陈鲍发等(2008)研究发现,只要逆风区一直存在,强回波的反射率因子就不会减弱,剧烈的天气也会持续;且入流急流导致中低层中尺度辐合和逆风区形成(王福侠等,2014),这是形成短时强降水的根本原因。西宁地区位于青藏高原东北部,受高原地形的影响,强对流天气特别是强降水天气频发(周顺武等,2012),给当地生产、生活带来巨大影响和造成损失。本文利用西宁多普勒天气雷达径向速度数据产品归纳出的预警指标为强降水的提前预警提供了可行性,能提高强降水灾害防御能力。

1 资料选取

本文选用的强降水资料以西宁地区范围内4个国家级观测站(包括市区及所辖大通、湟源和湟中三县)为准,72个区域站为辅助。定义强降水的标准为小时降水量≥8 mm且同一日中有两个国家级观测站达到量级的为一次强降水过程,2010—2016年7年间共收集到14例(2016年8月22日为同一日两次达到强降水标准,统计为2例),根据降水性质的不同,将其划分为混合性强降水和对流性强降水并分析。雷达资料选取西宁CINRAD/CD雷达中基本径向速度(V27号产品)、垂直风廓线(VWP产品)及组合反射率因子(CR产品)。西宁雷达海拔较高(2446.7 m),几个较低仰角上(0.5°、1.5°、2.4°)逆风区均有类似的特征,其他较高的仰角上有的逆风区由于厚度原因并没有明显的反映,而0.5°仰角上地物遮挡的影响较大,因此采用1.5°仰角的数据。

本文主要研究西宁强降水天气过程中多普勒天气雷达径向速度图特征,探索逆风区与强降水关系、强降水前的垂直风场特征,得到径向速度在强降水中的应用预警指标。

2 西宁强降水的多普勒雷达径向速度图特征

2.1 强降水的径向速度特征

强降水径向速度的逆风区主要有两类(张沛源和陈荣林,1995;蔡晓云等,2001;李军霞等,2007;王

彦等,2008):一类逆风区是指多普勒速度场中同一种方向的速度区中出现相反方向的速度区,即一种方向的速度区包围着另一种方向的速度区,两者不能跨越雷达原点,被包围的速度区被称为“Ⅰ类逆风区”;另一类逆风区是指多普勒速度场中一块小的速度区紧贴着另一块反向的速度区,被称为“Ⅱ类逆风区”。表 1 给出了 2010—2016 年西宁强降水的径向速度特征。

由表 1 可见,西宁 14 例强降水过程出现逆风区的有 13 例(有 1 例未出现逆风区而出现辐合线,是由于其辐合较弱,无法确定为逆风区),占比达到 92.9%。以强降水的测站次数来看,出现强降水的 32 站次中有 18 次出现逆风区,即直接受逆风区影响,有 9 次受逆风区移动影响,即处于逆风区移动路径上,有 3 次出现辐合线。综合来看,直接出现或移动受逆风区影响共计 27 次,占总次数的 84.4%;而直接受逆风区影响的 18 次中,Ⅰ类逆风区为 8 次,Ⅱ类逆风区为 10 次,即以两块方向相反速度区构成的逆风区为多。

此外,直接受逆风区影响的混合性强降水Ⅰ类逆风区略多,为 6 次,Ⅱ类为 5 次,对流性强降水多为Ⅱ类逆风区;受逆风区移动扩大影响的混合性强降水为多数,占比为 66.7%,对流性强降水只有 3 次。

逆风区出现之后的移动有四个方向,分别是东北向、东向、东南向及南向。其中以东北向为最多,占所有移向中的 55.6%;其次是东向,为 22.2%;东南向和南向均占 11.1%。混合性强降水以东北向移动为最多,对流性强降水以东向移为主。

综上所述,西宁强降水的径向速度往往会出现逆风区,占比达到 92.9%,且总体以东北向移动为最多,因此,下面主要分析逆风区与强降水的关系。

表 1　2010—2016 年西宁强降水的雷达径向速度特征

Table 1　Characteristics of radar radial velocity of heavy rainfall events in Xining from 2010 to 2016

日期,类型	地区	径向速度特征	日期,类型	地区	径向速度特征
2010 年 7 月 7 日,混合	大通	Ⅰ类逆风区	2013 年 8 月 22 日,混合	大通	辐合线
	湟中	Ⅰ类逆风区		西宁	辐合线
2010 年 9 月 20 日,混合	大通	Ⅱ类逆风区	2013 年 8 月 27 日,对流	湟源	Ⅰ类逆风区
	西宁	逆风区扩大 S 移		西宁	Ⅰ类逆风区
2011 年 8 月 14 日,对流	湟源	Ⅱ类逆风区	2015 年 6 月 28 日,混合	大通	Ⅰ类逆风区
	大通	逆风区扩大 NE 移		湟中	辐合线
2011 年 8 月 15 日,混合	湟中	Ⅰ类逆风区	2015 年 7 月 1 日,混合	湟中	Ⅱ类逆风区
	西宁	逆风区扩大 NE 移		大通	逆风区扩大 NE 移
	大通	逆风区扩大 NE 移	2016 年 7 月 7 日,混合	大通	Ⅱ类逆风区
2012 年 7 月 1 日,对流	大通	Ⅱ类逆风区		湟源	强速度中心
	西宁	Ⅱ类逆风区	2016 年 8 月 18 日,对流	大通	高层辐散
2012 年 7 月 29 日,对流	湟源	Ⅱ类逆风区		湟源	Ⅱ类逆风区
	西宁	逆风区扩大 E 移		西宁	逆风区扩大 E 移
2013 年 5 月 7 日,混合	湟源	Ⅰ类逆风区	2016 年 8 月 22 日,混合	大通	Ⅱ类逆风区
	湟中	Ⅰ类逆风区		大通	Ⅱ类逆风区
	西宁	逆风区扩大 NE 移		西宁	逆风区扩大 SE 移

2.1.1　逆风区与强降水出现的时间和距离

以表 1 中逆风区出现的地区,统计 2010—2016 年西宁逆风区出现或到达的时间与强降水开始时间(资料原因,降水开始时间为 10 min 间隔)、逆风区与强降水中心的距离(表 2)。

逆风区与强降水中心距离 L(单位:km)的计算如式(1)所示(刘治国等,2008):

$$L=\left\{\left[(\alpha_1-\alpha_1)\times 111\times\cos\left(\frac{\beta_1+\beta_2}{2}\right)\right]^2+\left[(\beta_1-\beta_2)\times 111\right]^2\right\}^{\frac{1}{2}} \tag{1}$$

式中,α_1 与 α_2、β_1 与 β_2 分别为两点间的经度和纬度。对于逆风区移动路径附近出现的强降水,统计逆风区到达地区与强降水中心的距离。

由表 2 可知,逆风区的出现或到达较降水的开始有一定的提前量,最短为 20 min,最长的超过 150 min,表明逆风区的出现预示着未来会有强降水天气的发生。其中,逆风区出现的时间较强降水开始时间有 20～152 min 的提前量,逆风区移动到达的时间则提前 25～58 min。

逆风区出现或到达的地区与强降水中心的距离范围为 1.7～25.8 km,其中以 5.0～20.0 km 的次

数为最多，达到20次，占所有逆风区次数的74.1%，大于20.0 km的有3次。逆风区出现的地区与强降水中心的距离相对较近，在1.7～19.7 km，其中5.0～15.0 km的最多，有11次，占逆风区出现站次数的61.1%，大于15.0 km的有3次；逆风区到达的地区与强降水中心的距离相对较远，在7.0～25.8 km，没有出现小于5.0 km的次数，大于10.0 km的占比为77.8%，大于20.0 km的有3次。

表2 2010—2016年西宁逆风区与强降水出现的时间和距离

Table 2 Beginning times and distances of the AWR and heavy rainfall in Xining from 2010 to 2016

日期	逆风区出现时间，到达时间/BT	强降水开始时间/BT	逆风区与强降水中心距离/km
2010年7月7日	20:28出现，22:06出现	23:00，23:00	2.6，7.9
2010年9月20日	18:06出现，19:02到达	18:40，20:00	19.7，7.0
2011年8月14日	23:17出现，23:35到达	00:00，00:00	14.1，15.4
2011年8月15日	22:07出现，00:09到达，00:26到达	23:00，01:00，01:00	3.4，14.8，21.8
2012年7月1日	17:01出现，20:48出现	18:20，21:40	7.7，11.1
2012年7月29日	21:17出现，22:13到达	21:40，22:50	17.6，18.7
2013年5月7日	18:09出现，19:20出现，20:03到达	19:10，20:20，21:00	1.7，13.4，12.1
2013年8月27日	02:17出现，03:27出现	02:40，04:00	4.9，12.1
2015年6月28日	18:55出现	20:00	5.5
2015年7月1日	16:24出现，17:40到达	17:20，18:10	13.6，25.8
2016年7月7日	18:13出现	18:50	9.5
2016年8月18日	05:59出现，07:43到达	06:20，08:40	10.9，22.0
2016年8月22日	08:50出现，20:16出现，22:03到达	09:10，21:00，22:40	9.8，15.8，8.8

注：同一过程中均标注为“出现”是因为逆风区出现在不同地区并未明显移动。

Note: The AWR during the same process is marked as “appearing” because it appeared in different areas and did not move obviously.

综上所述，利用逆风区出现或到达的时间提前量，可预警强降水出现的主要时段，即逆风区可作为发布强降水预警的时效性判据。逆风区出现或到达的地区与强降水中心的距离范围为1.7～25.8 km，即强降水降落在逆风区或其移动路径附近，这样的距离范围具有较高的强降水落区预警的实际价值，因此逆风区也是识别强降水落区及路径的有用判据。

2.1.2 逆风区强度与强降水

逆风区强度计算方法（李军霞等，2007）是以雷达径向速度图上确定逆风区的类型读出正负速度的中心值，记录正负速度中心的方位及距离，通过式(2)和式(3)计算。

正负速度中心方位大致相同而距离不同时，用式(2)计算：

$$f_r = \frac{V_{r_2} - V_{r_1}}{r_2 - r_1} \tag{2}$$

式中：f_r 为逆风区径向切变强度（单位：10^{-3} s^{-1}）；r 为径向距离。$r_2 > r_1$ 时，$f_r > 0$ 为辐散，$f_r < 0$ 为辐合；$|f_r|$ 越大表示径向切变强度越强。

正负速度中心距离大致相同而方位不同时，用式(3)计算：

$$f_\theta = \frac{V_{\theta_2} - V_{\theta_1}}{r\theta_2 - r\theta_1} \tag{3}$$

式中：f_θ 为逆风区径向方位强度，单位：10^{-3} $(° \cdot s)^{-1}$，r 为径向距离，θ 为方位角。$\theta_2 > \theta_1$ 时，$f_\theta > 0$ 为气旋型，$f_\theta < 0$ 为反气旋型；$|f_\theta|$ 越大表示方位切变强度越强。

正负速度中心的方位与距离均不同时，分别计算 f_r 与 f_θ，然后根据 f_r 与 f_θ 的符号综合判定，若 $f_r > 0$ 且 $f_\theta < 0$，逆风区为辐散并呈反气旋式旋转；若 $f_r < 0$ 且 $f_\theta > 0$，则为辐合并呈气旋式旋转。

选取2012年7月29日强降水过程为例说明逆风区强度与降水量大小的关系（表3），降水量、雷达时间选取离逆风区最近的分钟数据，同时，由于逆风区的位置不一定恰好对应有观测点，降水量参考离逆风区最近的点。由表3可知，强降水前21:17—21:30径向速度无论正负均较大，逆风区出现且切变流场为辐合，切变值也较大，但尚无降水出现；21:42逆风区的切变流场不仅辐合且出现气旋式旋转，降水开始出现；22:01虽然径向速度与切变值明显减小，逆风区的切变流场气旋式旋转消失但辐合仍然存在，此时降水持续增大；至23:02径向速度与切变值持续，但逆风区的切变流场转变为辐散，而降水依然较大；23:27虽然径向速度开始明显减小且逆风区切变流场的辐散切变值也明显减小，降水却依然持续，直到30日00:05所有值均显著减小，

表 3　2012 年 7 月 29 日强降水过程逆风区径向速度、切变值及降水量

Table 3　Radial velocity, shear value of the AWR and precipitation during heavy rainfall event on 29 July 2012

时间/BT	$V(+)_{max}$ /(m·s^{-1})	$V(-)_{max}$ /(m·s^{-1})	切变类型	切变值/(10^{-3} s^{-1})	降水量/mm	降水时间/BT
21:17	20	−7	辐合	f_r=−9.3	无	21:00—21:20
21:30	24	−24	辐合	f_r=−7.1	无	21:20—21:40
21:42	24	−24	辐合,气旋	f_r=−7.6,f_θ=21.8	0.8	21:40—21:50
22:01	17	−17	辐合	f_r=−1.7	10.1	21:50—22:00
22:32	24	−7	辐合	f_r=−2.7	5.7	22:00—22:30
23:02	17	−17	辐散	f_r=3.9	9.4	22:30—23:00
23:27	12	−17	辐散	f_r=0.9	9.6	23:00—23:30
次日 00:05	3	−7	消散	f_r=0.2	2.5	23:30—00:00

降水也明显减小。

可见,逆风区出现在强降水开始之前且其切变流场出现辐合,逆风区切变值与径向速度均较大,随着逆风区的切变流场为辐合并气旋式旋转时降水开始,并在此后一段时间降水强度会明显增大,之后径向速度与逆风区切变值略减小,但只要持续存在,降水就会持续,只有径向速度与逆风区切变值明显减小且辐散持续一段时间后降水才会明显减小。因此,若逆风区的切变流场为辐合和气旋型,将增强降水的发展;若逆风区的切变流场转为辐散时,降水将减小;且辐合、辐散的出现提前于强降水的开始和结束时间。

2.1.3　逆风区与强回波中心

选取Ⅰ类和Ⅱ类逆风区的强降水过程各 1 例来分析逆风区与强回波中心的关系。2013 年 5 月 7 日过程为Ⅰ类逆风区(图 1a、1c),18:09 时逆风区出现在湟源测站附近,在同时刻的回波强度图上湟源测站附近也存在较强回波中心;2012年7月29日

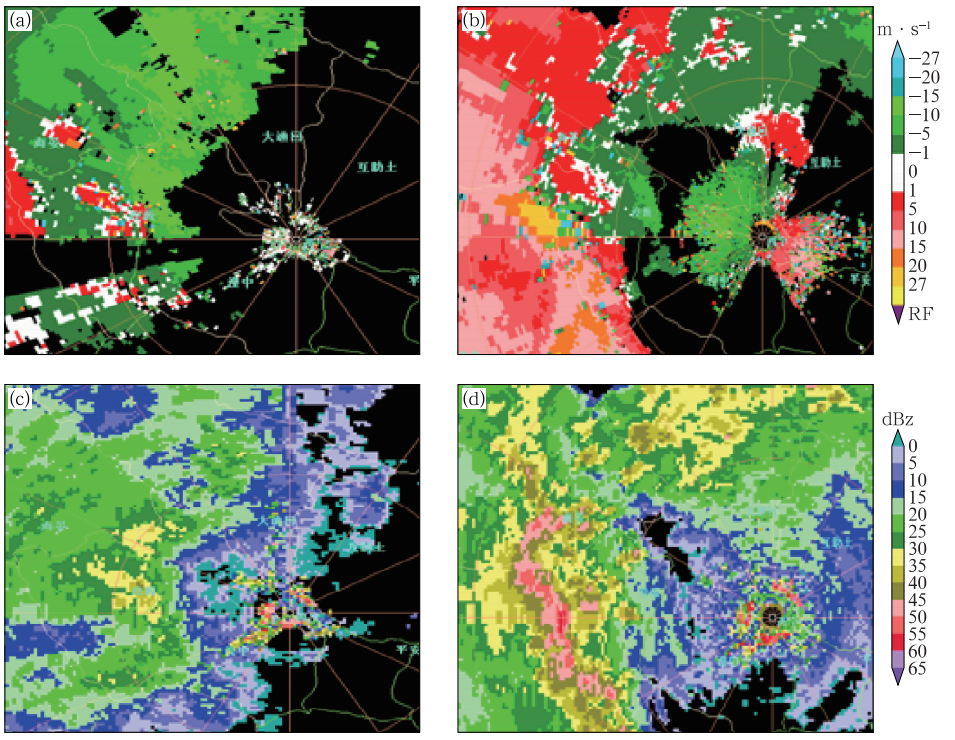

图 1　2013 年 5 月 7 日 18:09(a,c)和 2012 年 7 月 29 日 21:17(b,d)的逆风区与强回波中心位置

(a,b)径向速度,(c,d)回波强度

Fig. 1　Position of AWR and centers of strong echoes during heavy rainfall events at 18:09 BT 5 July 2013 (a, c), 21:17 BT 29 July 2012 (b, d)

(a, b) radial velocity, (c, d) radar echo intensity

过程为Ⅱ类逆风区(图1b、1d),逆风区于21:17出现在湟源西部地区,在同时刻的回波强度图上湟源西部地区也为强回波中心所在地区。可见,逆风区与强回波中心位置是基本一致的,即逆风区出现的地区也是强回波中心所在的地区,这也为预警强降水提供了可行性参考依据。

2.1.4 逆风区对强降水的预警能力检验

由于逆风区一般出现在强降水程开始前,且与强降水中心有很好的对应关系,其强度及切变类型对强降水的发生、发展有关键性作用,下面以2013年5月7日强降水过程为例来检验逆风区对强降水的预警能力(图2)。

2013年5月7日过程共有西宁、湟源、湟中三个国家级测站(多个区域站)达到了强降水标准。18:09湟源站附近首先出现了较强的逆风区,属于负速度包围正速度的Ⅰ类逆风区,逆风区与其后部的环境风速度构成辐合,此时湟源尚无降水出现;18:16湟源附近的逆风区明显扩大并略东移;19:10降水开始,逆风区的出现较强降水开始时间提早了61 min,逆风区与强降水中心的距离只有1.7 km。19:20湟中站西北部出现了负速度包围正速度的Ⅰ类逆风区;20:20湟中降水开始,逆风区的出现较强降水开始时间提早了60 min,逆风区与强降水中心的距离为13.4 km;之后逆风区沿东北方向移动,可推断强降水将继续东北上进入西宁,实况是20:03逆风区进入西宁,21:00西宁降水开始,逆风区到达时间较强降水开始时间提早了57 min,逆风区与强降水中心的距离为12.1 km(表2)。可见,逆风区对强降水的监测和预警具有很好的指示作用,强降水过程中逆风区存在发生、发展过程,即有一个从小变大并移动进而造成强降水的逆风区,不仅逆风区出现或到达的时间均较强降水时间有较明显的提前量,而且根据逆风区可以判断强降水的位置和移动路径,即推断下一时刻强降水的移动方向和出现地区,从而通过逆风区的移动速度和方向外推做出强降水时间及落区预警。

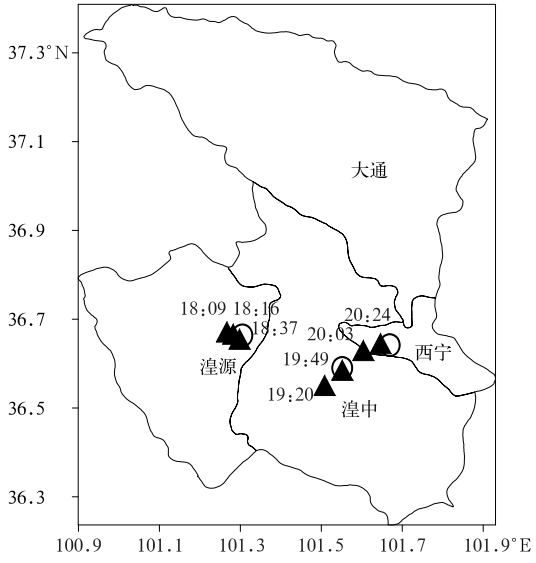

图2 2013年5月7日强水过程逆风区(▲)与强降水中心(○)的时间和位置变化

Fig. 2 Time and position change of AWR (▲) and centers (○) during heavy rainfall event on 7 May 2013

2.2 强降水前的垂直风场特征

2.2.1 垂直风切变及冷暖平流

以多普勒雷达径向速度数据计算的VWP产品来分析西宁强降水前的垂直风切变特征,取2.7～4.0 km为低层、4.0～6.1 km为中层、6.1～9.1 km为高层,这里以强降水前1 h的风场为准(表4)。

垂直风切变$|\Delta V|$(单位:m·s^{-1})的计算如式(4)(徐芬等,2016):

$$|\Delta V| = \sqrt{V_1^2 + V_2^2 - 2V_1V_2\cos D} \qquad (4)$$

式中:V_1、V_2为不同高度层的风速,D为两层的风向差。

西宁强降水前1 h低、中、高层的垂直风切变平均值分别为14.6、9.8、10.0 m·s^{-1},即垂直风切变低层最大、中层最小。其中:混合性强降水垂直风切变低、中、高层平均值分别为12.2、6.3、8.4 m·s^{-1},也是低层最大、中层最小,表明混合性强降水的深厚稳定性;对流性强降水垂直风切变各层均较混合性强降水明显大,尤其是低层和中层,分别达到19.5、16.8 m·s^{-1}。

风向低层多NW、中层以NW和N为主,高层多为N和NE。其中混合性强降水低层多偏W,占比为66.7%,中层以NW和NE为主,高层多为NE;对流性强降水低层均为NW,中、高层多为N。

从风向变化来看,混合性强降水低层为SW转向NW、NW转向N、SE转向S,三种情况均表明有明显的暖平流,中层为偏N转向偏E、S转向偏W,也有明显的暖平流,高层多为偏N转向偏E的暖平流或对中层风向的持续维持,且转向时垂直风切变较大、对中层风向的持续维持时垂直风切变较小,整体上从低—中—高层冷、暖平流的配置主要为深厚

暖平流;对流性强降水低层均为整层的 NW,即暖湿气流输送不明显,或 NW 转向 N 的较弱暖平流,中层以 NW 转向 N 为主,有暖平流,高层多持续 N,整体上各层均为 NW 或 N,即平流不明显或低层和中层有暖平流。

2.2.2　最大回波高度及零速度层

将 VWP 产品上"ND"出现的最高层次定义为最大回波高度(单位:km;王丽荣等,2006),结果如表 4。可见,西宁强降水前 1 h 的最大回波高度均在 9.1 km 以上,最大值达到 15.2 km,且以 10.7～13.7 km 为最多,占比达到 80.0%。其中,混合性强降水最大回波高度均在 13.7 km 以下,平均值为 12.2 km,对流性强降水除 1 例外均较高,平均值为 13.1 km。

零速度层定义为 VWP 产品上风向、风速的垂直切变值最大的层(单位:km;王丽荣等,2006)。由表 4 可见,西宁强降水前 1 h 的零速度层在 3.4～6.7 km,且以 4.9～5.5 km 为最多,占比为 66.7%。其中,混合性强降水零速度层高低并不一致,平均值为 5.1 km,这可能反映了稳定性降水中渗杂对流单体的强度不同;对流性强降水虽然平均值略高,为 5.4 km,但总体上差别较小。

表 4　2010—2016 年西宁强降水前 1 h 的垂直风场特征

Table 4　Characteristics of vertical wind field 1 h before heavy rainfall events in Xining from 2010 to 2016

类型	日期	低层		中层		高层		最大回波高度/km	零速度层/km
		垂直风切变值/(m·s^{-1})	风向变化	垂直风切变值/(m·s^{-1})	风向变化	垂直风切变值/(m·s^{-1})	风向变化		
混合性	2010 年 7 月 7 日	7.0	SE—S	5.9	S—NW	6.0	NW	10.7	5.2
	2010 年 9 月 20 日	12.0	SE—S	8.5	S—SW	13.7	SW—W	13.7	4.9
	2011 年 8 月 15 日	13.8	NW—SW	7.3	SW—NE	4.0	NE	10.7	5.2
	2013 年 5 月 7 日	13.7	NW—N	2.0	N	10.5	N—NE	13.7	4.3
	2013 年 8 月 22 日	17.5	SW—NW	2.0	NW	2.2	NW	12.2	3.4
	2015 年 6 月 28 日	17.4	NW—N	2.3	N—NE	4.0	NE	9.1	4.9
	2015 年 7 月 1 日	9.1	SW—NW	3.8	NW—E	14.3	E—NE	10.7	5.2
	2016 年 7 月 7 日	10.4	SW—NW	4.0	NW	12.8	NW—SE	13.7	6.7
	2016 年 8 月 22 日	5.2	SW—NW	16.9	NW—NE	10.0	NE	13.7	6.7
		15.5	NW	10.2	NW—N	6.5	N—NE	13.7	4.9
对流性	2011 年 8 月 14 日	23.3	NW	25.2	NW—N	7.6	N	13.7	5.5
	2012 年 7 月 1 日	15.6	NW	9.1	NW—N	15.4	N—SE	9.1	5.2
	2012 年 7 月 29 日	10.0	NW—N	7.1	N—NE	12.8	NE—SE	15.2	5.5
	2013 年 8 月 27 日	21.3	NW	25.2	NW—N	10.8	N	13.7	4.9
	2016 年 8 月 18 日	27.2	NW	17.4	NW—N	19.4	N	13.7	6.1

3　西宁强降水的预警指标

经过筛选,对西宁强降水有较好指示效果的雷达径向速度产品主要为径向速度中的逆风区与 VWP 产品。在满足有天气尺度系统辐合的情况下,雷达径向速度的强降水预警指标总结为:(1)站点附近 1.7～25.8 km 雷达径向速度图上有逆风区;(2)混合性强降水低层垂直风切变≥7 m·s^{-1}、中层垂直风切变≥3 m·s^{-1}、高层垂直风切变≥4 m·s^{-1},且有深厚的暖平流;对流性强降水低层垂直风切变≥10 m·s^{-1},中层和高层垂直风切变≥7 m·s^{-1},且平流不明显或低层和中层有暖平流;(3)最大回波高度≥9.1 km、零速度层≥4.9 km。根据该预警指标,西宁 14 例强降水,符合上述判据有 11 例,漏报 3 例,无一空报,准确为 78.6%。分析漏报原因,这 3 例漏报均属于混合性强降水,其中有 2 例是湟中出现逆风区向东北移,1 例是大通出现逆风区后原地消失,而在湟中出现辐合线,3 例均是满足预警指标的 2 项,不满足第二项(低层和中层垂直风切变)或第三项(零速度层高度)条件。因此,当出现混合性强降水时,由于天气系统较稳定致使垂直风切变不明显或零速度层高度不够高时,易造成对强降水的低估和漏报,这也是实际预警中需要特别注意的。

4　结论与讨论

本文分析了西宁强降水的多普勒天气雷达径向速度图特征,主要是逆风区与强降水的关系及强降

水前的垂直风场特征，总结了强降水的预警指标，主要结论：

（1）西宁强降水的径向速度往往会出现逆风区，占比达到92.9%，且直接受影响的混合性强降水Ⅰ类逆风区略多，对流性强降水多为Ⅱ类，总体上以东北向移动为最多，占比为55.6%，其次为东向。

（2）逆风区较强降水有20～152 min的提前量，逆风区出现或经过到达的地方与强降水中心的距离为1.7～25.8 km，逆风区既是强降水预警的时效性判据，也是识别强降水落区及路径的有用判据。若逆风区的切变流场为辐合和气旋型，将促进强降水的发展；若逆风区的切变流场转为辐散时，降水将减小；且辐合、辐散的出现提前于强降水的开始、结束。

（3）西宁强降水前1 h垂直风切变混合性强降水低层最大、中层最小，对流性强降水各层均明显大；低—中—高层冷、暖平流的配置混合性强降水主要表现为深厚暖平流，对流性强降水各层均为NW或N，即平流不明显或低、中层有暖平流。强降水前1 h的最大回波高度以10.7～13.7 km为最多，且对流性强降水略高；零速度层以4.9～5.5 km为最多，也是对流性强降水略高，但其总体的差别较小。

（4）综合应用雷达径向速度产品确定强降水临近预警指标，西宁14例强降水中准确预报11例，漏报3例，无一空报，准确为78.6%。

文中主要通过径向速度分析得到西宁强降水的预警，如与其他判据（如反射率因子、垂直累积液态水含量等）相结合效果可能会更好，这也是下一步研究的重点。

参考文献

蔡晓云，焦热光，卞素芬，等，2001. 多普勒速度图暴雨判据和短时预报工具研究[J]. 气象，27(7)：13-15. Cai X Y，Jiao R G，Bian S F，et al，2001. On heavy rain signature recognition by radar velocity images and a nowcasting utility[J]. Meteor Mon，27(7)：13-15(in Chinese).

陈鲍发，魏鸣，柳守煜，2008. 逆风区的回波演变与强对流天气的结构分析[J]. 暴雨灾害，27(2)：127-134. Chen B F，Wei M，Liu S Y，2008. The echo evolution of adverse wind area and the structure of the strong convection weather[J]. Torr Rain Dis，27(2)：127-134(in Chinese).

程丛兰，陈明轩，王建捷，等，2013. 基于雷达外推临近预报和中尺度数值预报融合技术的短时定量降水预报试验[J]. 气象学报，71(3)：397-415. Cheng C L，Chen M X，Wang J J，et al，2013. Short-term quantitative precipitation forecast experiments based on blending of nowcasting with numerical weather prediction[J]. Acta Meteor Sin，71(3)：397-415(in Chinese).

刁秀广，侯淑梅，2017. 4次大暴雨过程雷达径向速度和超低空西南急流特征分析[J]. 海洋气象学报，37(3)：46-53. Diao X G，Hou S M，2017. Analysis on radial velocity and ultra-low-level jet characteristics of four torrential rain processes[J]. J Mar Meteor，37(3)：46-53(in Chinese).

方标，2016. 2015年春末梵净山东侧特大暴雨雷达径向速度特征[J]. 干旱气象，34(6)：1064-1070. Fang B，2016. Analysis of radial velocity features of Doppler radar on a torrential rainstorm in eastern Fanjing mountain in late spring of 2015[J]. J Arid Meteor，34(6)：1064-1070(in Chinese).

傅朝，杨晓军，周晓军，等，2015. 2013年6月19—20日甘肃陇东南暖区暴雨多普勒雷达特征分析[J]. 气象，41(9)：1095-1103. Fu Z，Yang X J，Zhou X J，et al，2015. Analysis on Doppler radar characteristics of warm area rainstorm in southeastern Gansu during 19－20 June 2013[J]. Meteor Mon，41(9)：1095-1103(in Chinese).

李德俊，唐仁茂，熊守权，等，2011. 强冰雹和短时强降水天气雷达特征及临近预警[J]. 气象，37(4)：474-480. Li D J，Tang R M，Xiong S Q，et al，2011. Radar features and nowcasting of severe hail and short-time heavy rainfall[J]. Meteor Mon，37(4)：474-480(in Chinese).

李红斌，胡志群，张家伟，等，2009. 多普勒天气雷达速度场特征及在人工增雨中的应用[J]. 气象科学，29(4)：564-568. Li H B，Hu Z Q，Zhang J W，et al，2009. Analyses of radar radial velocity and application in precipitation enhancement operation[J]. Sci Meteor Sin，29(4)：564-568(in Chinese).

李建通，高守亭，郭林，2011. 基于雷达回波最大重叠率的一种临近降水预报方法[J]. 大气科学，35(3)：519-530. Li J T，Gao S T，Guo L，2011. The nowcasting method of precipitation based on the maximum overlap rate of radar echo[J]. Chin J Atmos Sci，35(3)：519-530(in Chinese).

李军霞，汤达章，李培仁，等，2007. 中小尺度的多普勒径向速度场特征分析[J]. 气象科学，27(5)：557-563. Li J X，Tang D Z，Li P R，et al，2007. Analysis of meso and small scale Doppler velocity features[J]. Sci Meteor Sin，27(5)：557-563(in Chinese).

李彦霖，张述文，田程，等，2018. 基于雷达回波的贵阳地区对流性降水特征分析[J]. 气象，44(6)：752-758. Li Y L，Zhang S W，Tian C，et al，2018. Statistics characteristics of radar echoes of convective precipitation in Guiyang[J]. Meteor Mon，44(6)：752-758(in Chinese).

梁维亮，黄荣，翟丽萍，等，2016. 广西短时强降水雷达定量降水估测方法试验[J]. 灾害学，31(2)：59-62. Liang W L，Huang R，Zhai L P，et al，2016. An experiment of radar-based quantitative precipitation estimate method for short time heavy rain in Guangxi Province[J]. J Catastrophol，31(2)：59-62(in Chinese).

刘治国，毛玉琴，杨建才，等，2008. 对甘肃中部局地最大冰雹直径识别的对比分析[J]. 干旱区研究，25(4)：592-599. Liu Z G，Mao Y Q，Yang J C，et al，2008. Contrastive analysis on the discrimination of local maximal hailstone diameter in central Gansu

Province[J]. Arid Zone Res,25(4):592-599(in Chinese).

彭九慧,易永力,吴显春,等,2010.河北省承德市短时强降水的多普勒雷达特征分析[J].干旱气象,28(2):184-189,197. Peng J H, Yi Y L,Wu X C,et al,2010. Analysis of Doppler radar characteristic of short-time strong precipitation in Chengde of Hebei Province[J]. J Arid Meteor,28(2):184-189,197(in Chinese).

陶诗言等,1980.中国之暴雨[M].北京:科学出版社:225. Tao S Y, et al,1980. Heavy Rain in China[M]. Beijing:Science Press:225 (in Chinese).

王福侠,俞小鼎,王宗敏,等,2014.河北暴雨的多普勒天气雷达径向速度特征[J].气象,40(2):206-215. Wang F X,Yu X D,Wang Z M,et al,2014. Characteristics of Doppler rader velocity field in severe rainstorms in Hebei[J]. Meteor Mon,40(2):206-215(in Chinese).

王改利,刘黎平,阮征,2007.多普勒雷达资料在暴雨临近预报中的应用[J].应用气象学报,18(3):388-395. Wang G L,Liu L P,Ruan Z,2007. Application of Doppler radar data to nowcasting of heavy rainfall[J]. J Appl Meteor Sci,18(3):388-395(in Chinese).

王丽荣,汤达章,张艳刚,2006.春季强降水过程的多普勒天气雷达图像特征剖析[J].气象科技,34(1):88-92. Wang L R,Tang D Z, Zhang Y G,2006. Analysis of characteristics of Doppler weather radar images during a precipitation process in spring[J]. Meteor Sci Technol,34(1):88-92(in Chinese).

王彦,吕江津,周海光,等,2008.暴雨的多普勒天气雷达速度辐合风场特征[J].气象,34(3):63-68. Wang Y,Lü J J,Zhou H G, et al,2008. Echo characteristics of Doppler velocity in a torrential event[J]. Meteor Mon,34(3):63-68(in Chinese).

吴涛,万玉发,王珊珊,2012.多雷达反演参量联合的短时强降水识别方法研究[J].高原气象,31(5):1393-1406. Wu T,Wan Y F, Wang S S,2012. Research of very short-term heavy precipitation identification method combinated multi-radar retired parameters[J]. Plateau Meteor,31(5):1393-1406(in Chinese).

徐芬,郑媛媛,肖卉,等,2016.江苏沿江地区一次强冰雹天气的中尺度特征分析[J].气象,42(5):567-577. Xu F,Zheng Y Y,Xiao H,et al,2016. Mesoscale characteristics of a severe hail event over the area along Yangtze River in Jiangsu[J]. Meteor Mon, 42(5):567-577(in Chinese).

张崇莉,李淑华,赖云华,等,2010.滇西北高原局地暴雨雷达回波特征[J].气象科技,38(2):197-200. Zhang C L,Li S H,Lai Y H, et al,2010. Radar echo features of a rainstorm over northwestern Yunnan[J]. Meteor Sci Technol,38(2):197-200(in Chinese).

张沛源,陈荣林,1995.多普勒速度图上的暴雨判据研究[J].应用气象学报,6(3):373-378. Zhang P Y,Chen R L,1995. A study of heavy rain signature recognition by radar velocity images[J]. Quart J Appl Meteor,6(3):373-378(in Chinese).

张亚萍,程明虎,夏文梅,等,2006.天气雷达回波运动场估测及在降水临近预报中的应用[J].气象学报,64(5):631-646. Zhang Y P,Cheng M H,Xia W M,et al,2006. Estimation of weather radar echo motion field and its application to precipitation nowcasting[J]. Acta Meteor Sin,64(5):631-646(in Chinese).

张之贤,张强,赵庆云,等,2014.陇东南地区短时强降水的雷达回波特征及其降水反演[J].高原气象,33(2):530-538. Zhang Z X, Zhang Q,Zhao Q Y,et al,2014. Analysis on radar echo and precipitation retrieve of short-duration heavy precipitation in Southeast Gansu[J]. Plateau Meteor,33(2):530-538(in Chinese).

赵文,张强,赵建华,2016.陇东南地区强降水过程与雷达 VIL 产品的定量关系研究[J].高原气象,35(2):528-537. Zhao W,Zhang Q,Zhao J H,2016. Study on the quantitative relationship between the heavy precipitation process and VIL product of radar in Southeast Gansu Region[J]. Plateau Meteor,35(2):528-537 (in Chinese).

周顺武,王传辉,吴萍,等,2012.青藏高原强降水日数的时空分布特征[J].干旱区地理,35(1):23-31. Zhou S W,Wang C H,Wu P, et al,2012. Temporal and spatial distribution of strong precipitation days over the Tibetan Plateau[J]. Arid Land Geogr,35(1): 23-31(in Chinese).

周文志,唐熠,王艳兰,等,2011.低空急流暴雨天气概念模型及其雷达回波特征分析[J].灾害学,26(4):14-18. Zhou W Z,Tang Y, Wang Y L,et al,2011. Conceptual model of low level jet rainstorm weather and analysis on its radar echo characteristics[J]. J Catastrophol,26(4):14-18(in Chinese).

Shao A M,Qiu C J,Liu L P,2004. Kinematic structure of a heavy rain event from dual-Doppler radar observations[J]. Adv Atmos Sci,21(4):609-616.

Wang G L,Liu L P,Ding Y Y,2012. Improvement of radar quantitative precipitation estimation based on real-time adjustments to *Z-R* relationships and inverse distance weighting correction schemes[J]. Adv Atmos Sci,29(3):575-584.