

基于模糊逻辑的分步式超折射地物回波识别方法的建立和效果分析^{*1}

刘黎平¹ 吴林林² 杨引明³

1 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京, 100081

2 安徽省气象局, 合肥, 230061

3 上海市气象局, 上海, 200030

摘 要

超折射地物是影响雷达定量探测降水和其他产品的重要因素, 文中使用合肥、广州、温州、天津的 SA 多普勒雷达和上海的 WSR-88D 资料分析了混合性暴雨降水、对流性降水、地物回波的回波强度、径向速度、速度谱宽的取值范围、水平垂直变化及其地物回波与地形海拔高度的关系等特征, 并确定了模糊逻辑识别超折射地物的隶属函数。在 Kessinger 方法基础上, 考虑到雷达径向速度的距离模糊问题和地物回波与方位的关系, 提出了基于模糊逻辑的分步式地物回波识别方法, 通过调整已被严格标准识别为地物和非地物的邻近区域回波点的判据, 来减小地物的漏判和降水回波的误判。利用降水回波、地物回波的个例资料分析了回波强度、径向速度和速度谱宽资料在识别地物回波中的贡献, 分析了分步方法对地物回波识别效果的改善。结果表明: 该方法能较好识别地物回波和降水回波, 径向速度和速度谱宽资料在地物识别中作用明显, 利用分步方法明显改善了在速度模糊区暴雨过程对流云团被误判为地物的概率。

关键词: 地物回波, 模糊逻辑识别, 雷达资料, 质量控制。

1 引 言

地物和海浪回波是影响降水估测的很重要因素, 它经常使降水估测出现很大的误差, 并造成回波跟踪的失败。为此, 人们利用凹槽滤波器等硬件方法来处理地物回波, 但大面积的地物滤波往往会造成径向速度为零的降水回波的误差, 为此, 美国的 WSR-88D 雷达、中国的 SA 雷达等采用了事先规定区域的滤波方法, 只在规定的区域进行滤波, 从而尽量减小对降水回波的影响, 这种方法对于雷达波正常传播(NP)情况下的地物处理效果比较好。但当观测区温度和湿度发生变化时, 如出现高湿度的逆温层时, 雷达波比正常传播时更折向地面, 从而出现比平时更多、更强的地物和海浪超折射回波(AP), 它是不可预测的严重影响降水观测的因素, 使地物

回波的位置发生变化, 原来没有地物的区域会出现新的地物, 常常引起某些区域降水的严重高估, 使雷达估测降水资料可信度下降。为此, 人们研究了多种地物回波的识别方法, 如早期的 WSR-88D 软件中地物回波识别主要依靠回波的垂直变化^[1], 综合使用回波强度、径向速度和速度谱宽识别地物、海浪回波模糊逻辑方法已在 WSR-88D 的 OPEN ORPG 系统试用^[2]。英国气象局的业务雷达为常规天气雷达, 仅仅利用雷达回波强度的特征来逐点识别地物比较困难, 为此他们结合卫星和地面降雨资料进行地物的识别和消除^[3]。瑞士发展了业务雷达的资料质量控制方法以获取到可靠的降水产品^[4], 其他地物识别方法还有根据回波的三维结构来识别降水回波包围的地物回波^[5]。

刘黎平等^[6]开展了基于双线偏振雷达的地物回

* 初稿时间: 2006 年 3 月 28 日; 修改稿时间: 2006 年 5 月 10 日。

资助课题: 国家自然科学基金项目(40375008)和国家重大基础研究项目(2004CB418305)。

作者简介: 刘黎平, 主要从事雷达气象研究。E-mail: lpliu@cma.gov.cn

波识别方法研究。中国新一代天气雷达正在加紧建设的同时,已建成的雷达系统逐步投入业务运行,并在此基础上,开展了灾害性天气监测、风场反演、定量估测降水和临近预报等工作^[7-8]。但在新一代雷达上如何提高雷达资料的质量,特别是利用软件的方法有效识别地物回波还没有开展。未经质量控制的雷达资料用于天气过程的定性分析和使用问题还不大,有经验的预报员能凭经验判别地物,但对于雷达资料的定量应用,如雷达资料的同化、水文预报等,地物回波和降水回波必须进行处理,否则会出现严重的误差。

本文首先分析了合肥、广州、温州、天津的 SA 雷达和上海 WSR-88D 雷达的降水回波、地物的特征,给出了识别地物的隶属函数,在 Kessinger 使用的识别地物的模糊逻辑方法的基础上,提出了分步式识别地物的方法,改进了地物回波识别的效果。

2 基于模糊逻辑的分步式地物回波识别方法

本文参考 Kessinger 提出的模糊逻辑方法,提出了基于模糊逻辑的分步式地物回波识别方法。简单讲,模糊逻辑方法就是从雷达资料(回波强度、径向速度和速度谱宽)中提取用于区分不同雷达回波如降水回波、地物和海浪回波等的物理量,然后根据降水回波、地物和海浪回波的特征设置隶属函数,对这些物理量进行模糊化处理,得到所有物理量对于不同类型回波的 0-1 取值范围的判据,该判据越大,该回波点属于这种类型回波的可能就越大。对这些判据进行加权累加,当某点的地物回波的判据超过事先给定的阈值时,该点就被识别为地物。

这里我们采用了与 Kessinger 方法相同的反映地物和降水回波差异的物理量,它们包括:从回波强度中提取的 4 个物理量:回波强度的纹理(T_{DBZ})、垂直变化(G_{DBZ})、沿径向方向的变号(S_{IGN})、沿径向的库间变化程度(S_{PIN});从径向速度和速度谱宽中提取的 3 个物理量:径向速度的区域平均值(M_{DVE})、方差(S_{DVE})、速度谱宽的区域平均值(M_{DSW})。这些量的定义如下:

$$T_{DBZ} = \frac{\sum_{i=1}^{N_A} \sum_{j=1}^{N_R} (Z_{i,j} - Z_{i,j+1})^2}{N_A \times N_R} \quad (1)$$

$$G_{DBZ} = W(R)(Z_{up} - Z_{low}) \quad (2)$$

$$S_{PIN} = \frac{\sum_{i=1}^{N_A} \sum_{j=1}^{N_R} M_{S_{PIN}}}{N_A \times N_R}$$

$$M_{S_{PIN}} = \begin{cases} 1 & |Z_{i,j} - Z_{i,j-1}| > Z_{thresh} \\ 0 & |Z_{i,j} - Z_{i,j-1}| \leq Z_{thresh} \end{cases} \quad (3)$$

$$S_{IGN} = \frac{\sum_{i=1}^{N_A} \sum_{j=1}^{N_R} M_{S_{IGN}}}{N_A \times N_R}$$

$$M_{S_{IGN}} = \begin{cases} 1 & Z_{i,j} - Z_{i,j-1} > 0 \\ 0 & Z_{i,j} - Z_{i,j-1} < 0 \end{cases} \quad (4)$$

$$S_{DVE} = \left[\frac{\sum_{i=1}^{N_A} \sum_{j=1}^{N_R} (M_{DVE,i,j} - \overline{M_{DVE}})^2}{N_A \times N_R} \right]^{1/2} \quad (5)$$

其中 N_A 、 N_R 表示在方位和距离方向定义的计算范围, $Z_{i,j}$ 为任意点的回波强度, T_{DBZ} 主要反映回波强度的局地变化大小; Z_{up} 、 Z_{low} 为对应的本层和上层 PPI 的回波强度, $W(R)$ 表示与距离有关的权重, G_{DBZ} 反映了回波强度的垂直变化; Z_{thresh} 为库间回波强度变化的阈值,一般取 2—5 dB, S_{PIN} 反映了回波强度沿径向方向变化的一致性; S_{IGN} 表示回波强度沿径向变化的变号; $M_{DVE,i,j}$ 表示某点经过中值滤波处理的径向速度值, M_{DVE} 表示这一径向速度在这一范围的平均值, S_{DVE} 为径向速度的方差。对于与回波强度有关的物理量,我们规定 $N_A=3$, $N_R=3$;对于径向速度和速度谱宽 $N_A=3$, $N_R=9$ 。在这些范围内,有效数据超过一定范围的才进行参量计算。

我们用这些来表示地物和降水回波强度、径向速度和速度谱宽的取值范围及其水平和垂直方向的变化特征。一般来讲,地物回波的径向速度 M_{DVE} 接近零,速度谱宽(M_{DSW})比较小, T_{DBZ} 比较大,而水平比较均匀的层状云降水的该值比较小。因为地物经常出现在低层,而且上一层的回波强度远远小于本次的回波强度,所以地物的 G_{DBZ} 为负,且绝对值比较大;而较强的对流性降水的 G_{DBZ} 的绝对值就较小,接近零; S_{PIN} 表示在这一范围内,相邻距离库的回波强度差异大于这一阈值所占的比例, S_{IGN} 表示沿径向方向增加的回波强度所占比例。

在 SA 雷达和美国 WSR-88D 的业务扫描模式中,第 1 层和第 2 层 PPI 用了两个不同脉冲重复频率(PRF)进行扫描,第一次用低的脉冲重复频率,以探测大范围的回波强度,第 2 次用高的脉冲重复频

率,以探测径向速度。在观测大范围降水过程中,经常出现径向速度资料的距离模糊问题,即在很多回波区,有回波强度,没有可用的径向速度资料,这种情况对地物识别造成了很大的影响。经过分析地物和地形海拔高度的关系我们发现:超折射地物出现的区域具有方向性,在一些方向由于中尺度系统的移入,造成了大气环境的温度和湿度的垂直变化的改变,使这些方向上出现大面积的地物回波,而另外的方向就没有超折射地物,即使海拔高度高于出现地物回波的地方也如此。主要考虑到超折射地物具有方向相关性,在任意方向某一段出现地物回波,那么,这一方向出现地物回波的可能性也很大。为此,我们提出了分步式识别地物的思路,就是首先采用严格的标准,进行第一次识别地物回波和降水回波,然后对已经识别为地物和降水回波周围同一径向的回波点的判据进行调整,靠近已判断为地物的点增加判据值,判断为非地物回波的周围点减小判据值,利用调整后的判据和标准阈值再进行第二次识别,最后得出识别结果。

在实际计算这些参数过程中,针对 SA 雷达观测模式的特点,我们采取了如下计算方法:

(1) 资料的配对

由于 SA 雷达和 WSR-88D 雷达在第 1 层和第 2 层是分别获取回波强度和径向速度的,回波强度和径向速度的资料不是一一对应的,而且,在计算 G_{DBZ} 参量时还要对比上下两层的回波强度,为此,我们将两层的回波强度、径向速度和速度谱宽资料进行径向处理,按照严格的 1° 间隔顺次排列这些资料,以满足同一回波点回波强度、径向速度和速度谱宽资料的对应,以及不同层次回波强度的对应。

(2) 资料预处理和参量计算

为了滤掉噪声对径向速度和速度谱宽有关参量计算的影响,我们用中值滤波的方法,处理径向速度和速度谱宽资料,并用于计算区域的径向速度平均值(M_{DVE})。根据式(1)~(5),我们可以计算各个回波点的 T_{DBZ} 、 G_{DBZ} 、 S_{IGN} 、 S_{PIN} 、 M_{DVE} 、 S_{DVE} 和 M_{DSW} ,并根据隶属函数,计算各自的判据,对每个点的判据进行累加平均,在这里我们对每个隶属函数均给予一样的权重,这样就得到了每个点地物的判断值(0—1),该值越大,是地物的可能性就越大,反之,是降水回波或其他回波的可能性就越大。对于径向速度的距离模糊区,只计算前 4 个量。

(3) 分步式地物判断步骤

第 1 步,设定 3 个阈值 T_1 、 T_s 、 T_2 ($T_1 < T_s < T_2$),其中 T_s 为标准的阈值(例如 0.5), T_1 为第 1 步判断非地物回波的阈值(例如 0.4), T_2 为第 1 步判断为地物的阈值(0.6), T_1 和 T_2 用于第 1 步判断,判据大于 T_2 的为地物,判据小于 T_1 的为非地物回波,判据介于这两个阈值之间的在下一步判断。

第 2 步,设定作用半径库数 n (可设为 10 km),对应每个判据介于这两个阈值之间的点,在径向方向影响距离库数 n 范围内,计算已判断为地物和非地物回波的加权判据与 T_s 的差:

$$\Delta T = \frac{\sum_{i=-n}^n (R_i - R)^2 T_i}{\sum_{i=-n}^n (R_i - R)^2} - T_s \quad (6)$$

其中 n 为待判断点的距离库数, T_i 和 R_i 为已判断为地物或非地物点的判据和距离。然后用 ΔT 和待判断点的判据之和与 T_s 比较来判断是否为地物回波。

该方法与 Kessinger 方法相比主要改进是:原方法就确定一个阈值(如 0.5),大于该阈值的为地物回波,小于该阈值的为非地物回波(降水和其他回波)。本方法采用变化的阈值,并通过调整已经用严格标准判断为地物或非地物回波周围点的判据的方法,减少地物的漏判和降水回波的误判。

利用实际的雷达降水、地物和海浪资料,分析这些回波的上述物理量特征,在此基础上确定隶属函数。

选用合肥雷达 2003 年 7 月 23 日的地物、2005 年 5 月 27 日温州的地物;合肥雷达 2005 年 9 月 2 日混合性降水过程、2005 年温州的台风降水回波、2002 年 5 月 27 日合肥的对流过程资料、2005 年 3 月 22 日广州的对流性降水资料、2005 年 5 月 1 日温州的强对流回波,分析降水回波和地物回波的特征差异。

利用人为方法对资料进行判断,确定地物降水回波的“真值”。判断的依据是:地物回波主要出现在低层,径向速度和速度谱宽很小,没有明显的移动,为了区别晴空条件下地物回波中夹杂的晴空回波,我们设定回波强度大于 10 dBz 的为地物回波;对于降水回波,可以从回波形状、垂直结构、演变和移动等方面加以判断,而且我们还将降水回波区别为混合性降水和对流性降水。应该注意的是:用人工方法严格区分地物回波和降水回波有时也是非常困难的,特别是对应晴空回波和远处的弱降水回波

更是如此。

图 1 给出了地物、混合性降水和对流性降水的 M_{DVE} 、 S_{DVE} 、 M_{DSW} 、 T_{DBZ} 、 G_{DBZ} 和 S_{PIN} 的概率分布。从图中可以看到:地物回波的径向速度和速度谱宽在零附近概率最大,地物回波和降水回波这两个物理量差异比较大;地物回波的垂直变化明显高于降水回波,地物回波的 T_{DBZ} 值和 S_{PIN} 也明显大于降水回波,用这些物理量来区分降水回波和地物回波效果应该不错。但 S_{IGN} 两者却相差不大,虽然地物回波在零附近分布的概率也略大于降水回波,所以本参

量不参与地物的识别。另外,对于不同类型降水回波,这些物理量也略有差异,对流性降水的速度谱宽和 T_{DBZ} 分布更加宽。从这些物理量的分布也可以看出,降水回波和地物回波在很多区域是重叠的,如在径向速度接近零的区域,也有相当多的降水回波,回波垂直变化比较大的区域也有降水回波。所以,利用单一的量来识别地物回波是很困难的。

根据这些参量的概率分布,我们就可以确定用梯形折线表示的各个量的隶属函数(图 2)。

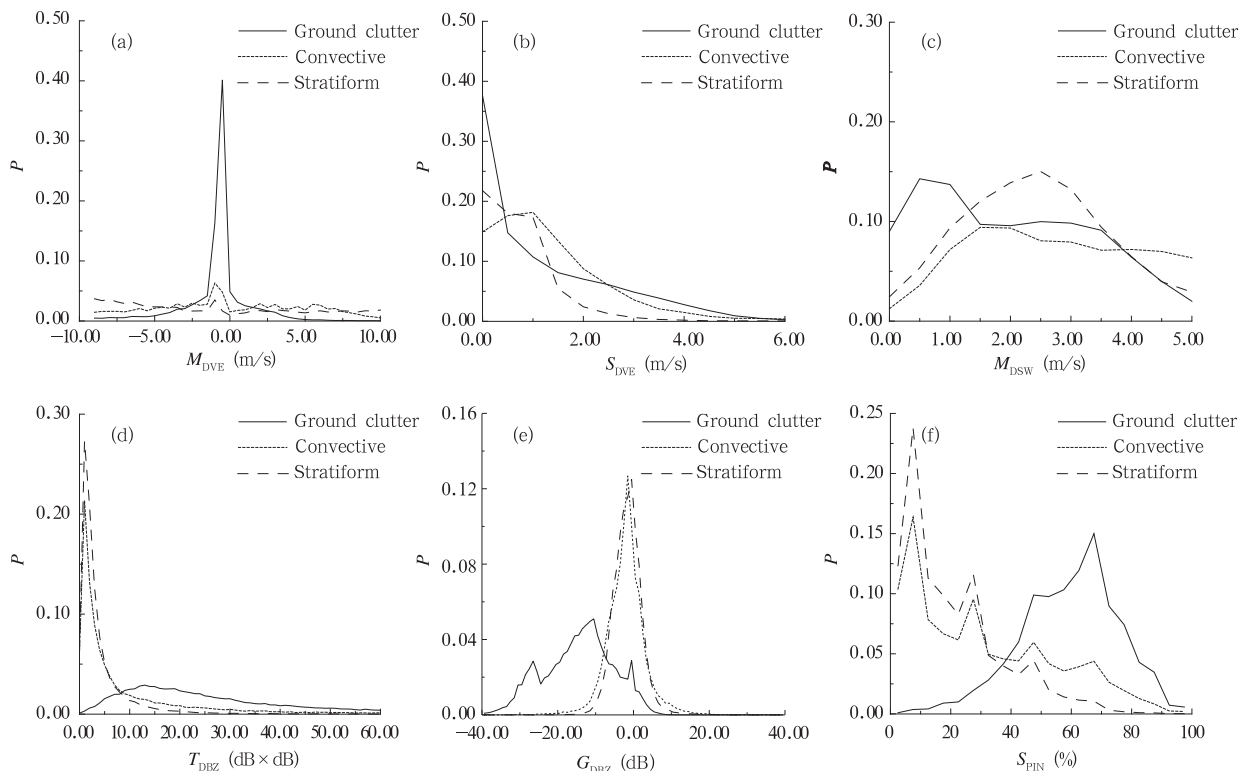


图 1 地物、对流云和混合性降水回波的 M_{DVE} (a)、 S_{DVE} (b)、 M_{DSW} (c)、 T_{DBZ} (d)、 G_{DBZ} (e) 和 S_{PIN} (f) 的概率分布

Fig. 1 Probability distributions of M_{DVE} (a), S_{DVE} (b), M_{DSW} (c), T_{DBZ} (d), G_{DBZ} (e), S_{PIN} (f) for ground clutter (solid line), convective (dot line) and stratiform (dash line) precipitation

3 地物回波和海拔高度的关系及识别效果分析

3.1 地物回波和海拔高度的关系

以合肥 SA 雷达资料为例,分析超折射地物回波与海拔高度的关系。图 3 给出了以合肥雷达为中心,范围 460 km 内的地形高度和雷达站高度差的分布,2003 年 7 月 24 日 04:13 出现的地物回波。合肥雷达附近高地形是雷达西南方向的大别山、东

南方向的黄山等,雷达北部地势比较平坦,大部分地区的高度都小于雷达天线的高度。从图中可以看出:在 200 km 范围内,超折射地物回波主要发生在西南方向,比较同一距离的地物回波和海拔高度可以看出:地物回波有很强的方向性,地物回波出现在西面地形比较低的区域,也就是说西面发生了比较严重的温度和湿度的逆温层,而且东苗相同海拔高度的地区并没有出现地物。图中标有虚线区的地物回波与局地高地形有关,但在这些方向,与西南强地

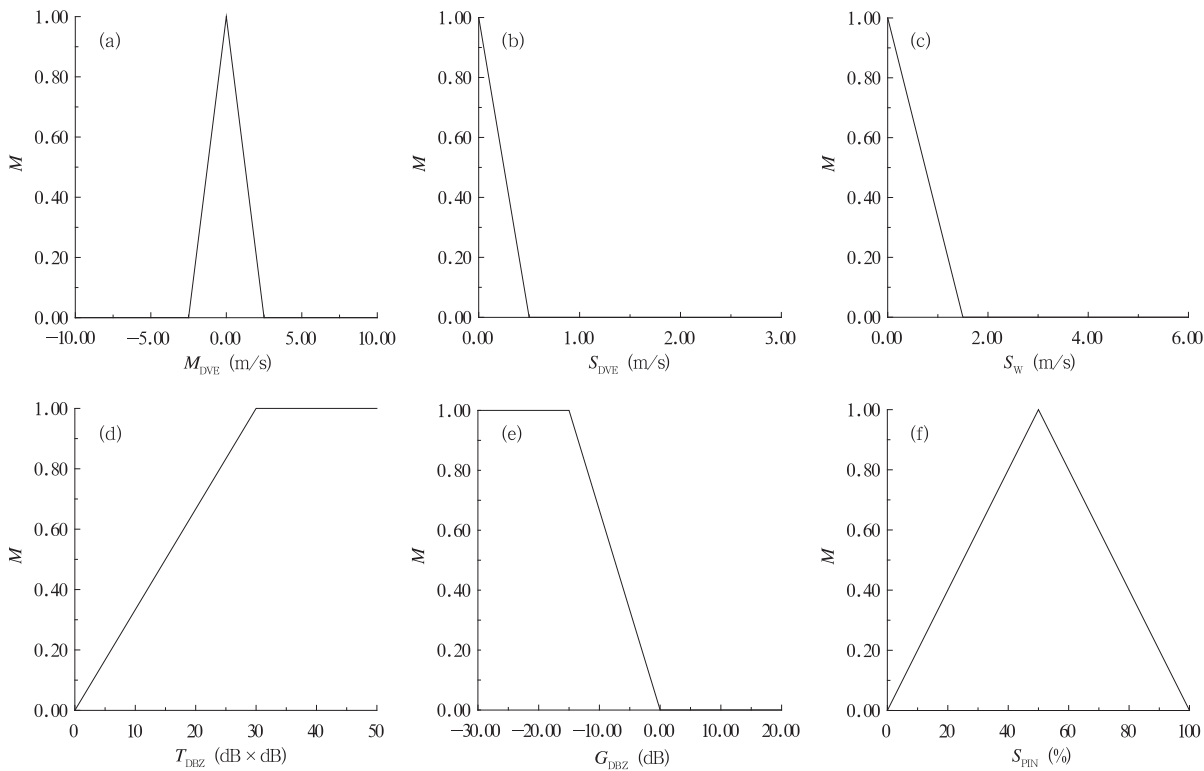


图 2 地物识别的 M_{DVE} (a)、 S_{DVE} (b)、 M_{DSW} (c)、 T_{DBZ} (d)、 G_{DBZ} (e) 和 S_{PIN} (f) 的隶属函数
Fig. 2 Membership functions of M_{DVE} (a), S_{DVE} (b), M_{DSW} (c), (d) T_{DBZ} , G_{DBZ} (e), and S_{PIN} (f) for ground clutter detection

物相同海拔高度的地方并没有出现地物。此外,地物回波这种方向性特征在其他个例中也表现得比较明显,可以确定哪些方向更容易出现地物。据此,设计了分步法识别地物回波。

3.2 识别效果分析

利用所得到的“真值”资料,分析了地物识别的效果。特别是分析了回波强度、径向速度和速度谱宽资料在识别过程中起的作用。

我们以“真值”资料为目标,分别对地物和降水回波进行识别,以准确率、误判率和漏判率来分析识别的效果。即对地物回波资料,该方法正确地识别为地物点数目占整个资料数的比例为识别准确率,没有识别出地物的点的比例为漏判率,降水回波识别为地物为误判率。

首先分析阈值及其径向速度和速度谱宽对识别结果的影响。表 1 给出了不同阈值情况下,对地物、对流云和混合性降水识别的准确率和误判率。

另外,我们分别统计了全部采用回波强度、径向速度和速度谱宽时,地物识别的准确率和只采用回

表 1 对地物、对流云和混合性降水识别的准确率和误判率

Table 1 Hit and miss rate of discrimination for ground clutter, convective and mixed precipitation

阈值	地物识别 准确率	对流云识别 误判率	混合性降水 识别误判率
0.40	0.92	0.09	0.05
0.45	0.87	0.07	0.04
0.50	0.79	0.04	0.03
0.55	0.72	0.03	0.01
0.60	0.65	0.02	0.01

波强度时的识别准确率,发现径向速度和速度谱宽对地物识别准确率的提高起非常重要的作用,如到阈值为 0.45 时,采用径向速度资料和不采用径向速度资料准确率分别为 0.98 和 0.63,同样,对于阈值为 0.50,这两个值分别为 0.87 和 0.62。

分析 2003 年 7 月 24 日 04:13 合肥雷达观测的一次超折射地物回波的识别效果(图 4)可见,从第 2 层回波强度与第 1 层回波强度的对比及其径向速度

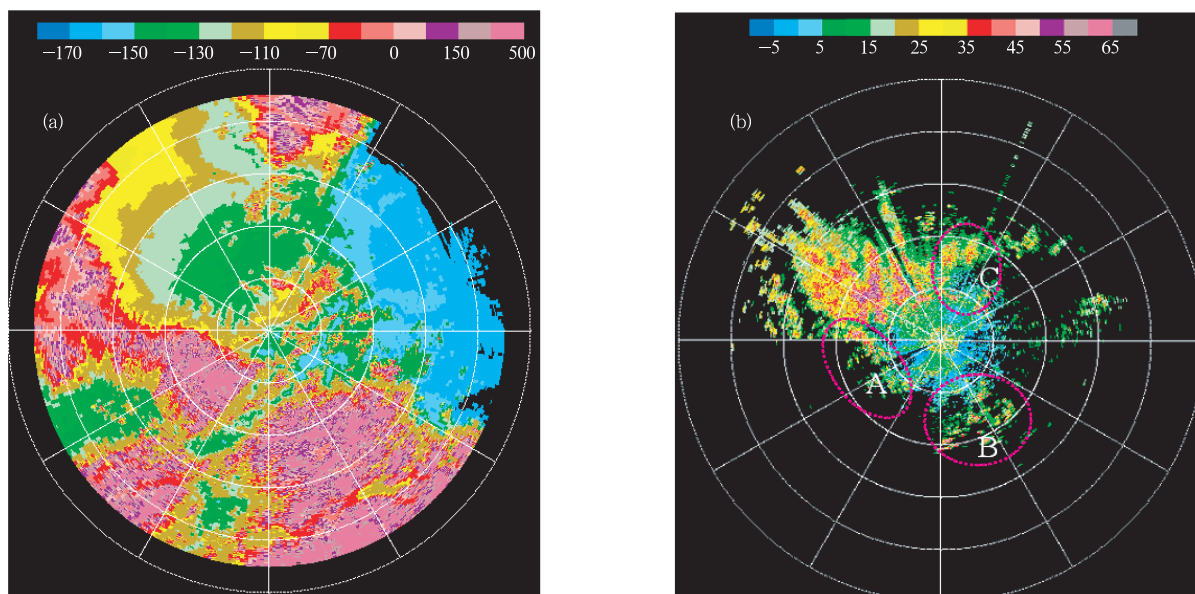


图3 合肥雷达站460 km范围内的相对于雷达天线的地形高度 (a) 和2003年7月24日04:13的地物回波 (b)
(每个距离圈为100 km, 用虚线标注的区域的地物与局地高地形有关)

Fig.3 (a) Altitudes of topography relative to the antenna of Hefei radar
and (b) ground clutter echo observed at 04:13BST 24 July 2004
(shown with range rings at 100 km intervals)

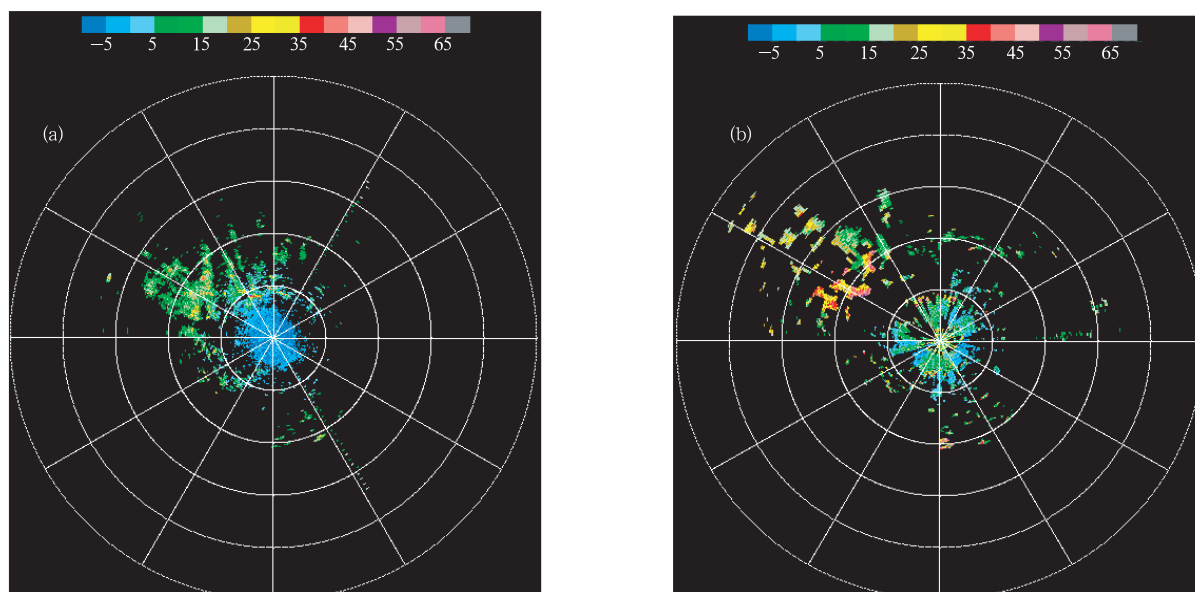


图4 2003年7月24日04:13回波强度的第2层PPI (a; 1.5°) 和第1层回波强度地物识别后的结果 (b)
(每个距离圈为100 km。原始资料的第1层PPI见图3b)

Fig.4 The reflectivity at second scan (a; 1.5° elevation angle) before ground clutter detection and the
echo at first scan (b) after ground clutter detection (its original PPI is Fig.3b) at 04:13BST 24 July 2004
(The data are shown with range rings at 100 km intervals)

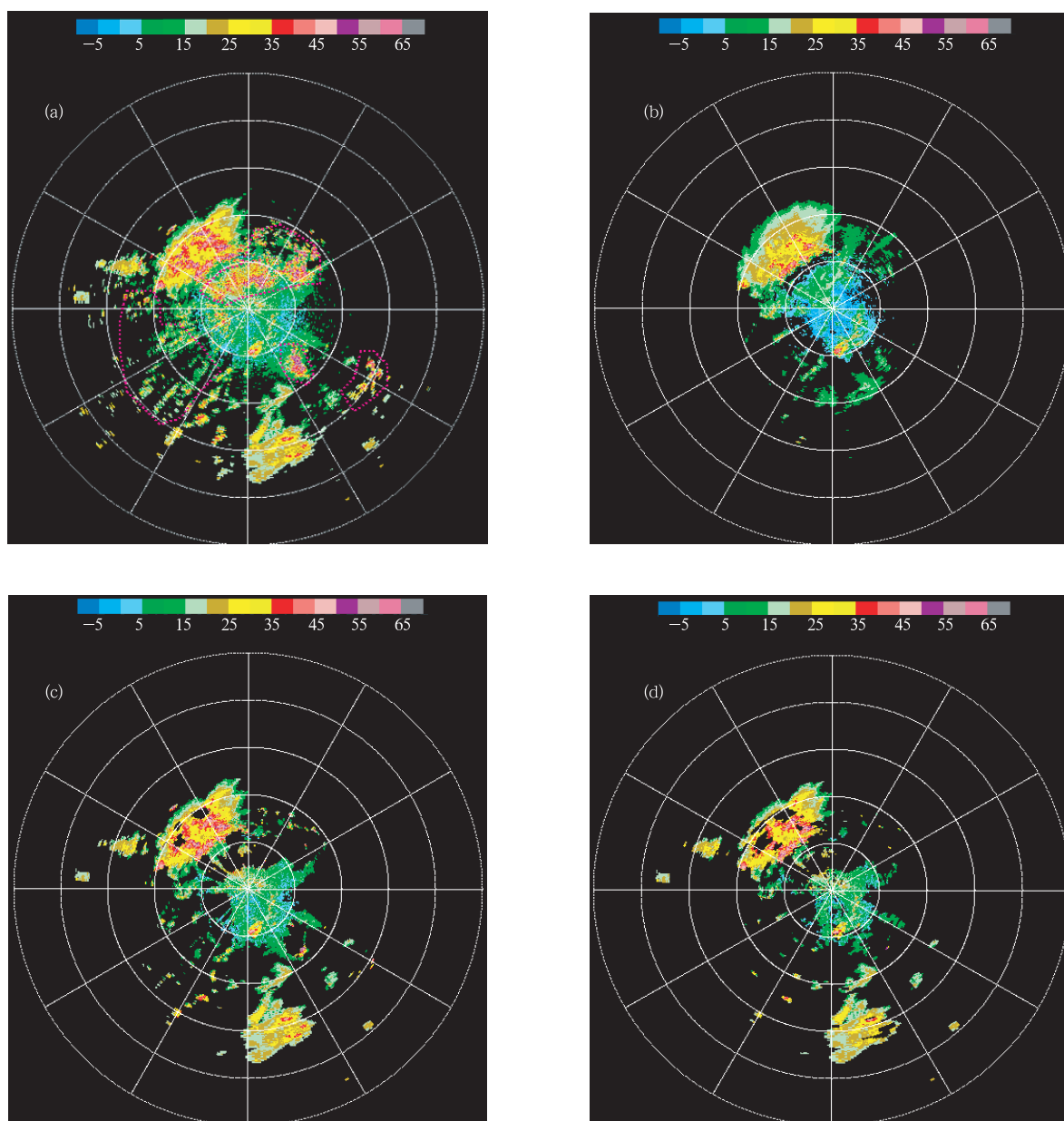


图5 2005年8月3日08:05天津雷达观测的暴雨和地物回波的雷达原始资料的回波强度第1层PPI (a) 和第2层PPI (b)、利用该方法识别的结果 (c) 和没有采用分步方法的识别结果 (d) (虚线部分为主要的地物回波)

Fig.5 Radar data of heavy rainfall and ground clutter at 08:05BST 3 August 2005 observed by the Tianjin SA radar

(a) reflectivity at first scan, (b) reflectivity at second scan, (c) the echo after AP clutter detection using the two-step approach, (d) the echo after AP clutter detection using one-step approach (The region enclosed with dotted line is ground clutter)

场来看,这些回波大部分为地物回波,该方法能将大部分地物回波识别处理,特别是西北方向大面积地物和西南方的点状地物。其中,在方位 300° 和距离 200 km 处,两块小的回波没有被识别为地物,主要原因是这两块回波对应的径向速度为 4 m/s 左右,且在第 2 层还有比较强的回波存在。

为了更好地分析降水和地物同时存在时该方面识别地物的效果,下面我们分析 2005 年 8 月 3 日天津一次与暴雨过程伴随的地物回波的演变及其识别结果。从这次过程分析,8 月 3 日 08:05,在天津雷达站西南方 300 km 左右和西北方 200 km 处各有一对流云体发展,东南方的对流云体以很快的速度向西北方移动,而西北方的云体基本维持在原地不动,在两个回波带之间有大块的超折射地物回波,其中雷达北部 150 km 内的地物最强,呈块状,回波强度达 55 dBz,与燕山和太行山脉对应;而雷达西南部的地物回波为条状,回波强度也比较弱。

分析不同时刻的地物回波变化,可以明显看出:在太阳辐射的作用下,随着地面温度的增高,温度和湿度层结发生了变化,地物回波越来越少,超折射现象逐渐变轻最后消失。图 5 给出了天津 2005 年 8 月 3 日 08:05 回波强度原始资料和地物回波的结果(0.5° 仰角),其中被识别为地物没有显示。从第 1 层径向速度和第 2 层回波强度 PPI 来看,本次过程 150 km 范围内大部分径向速度接近零,在第 2 层 PPI 上,地物区有弱的云存在,但回波强度垂直变化非常大,回波强度主要为地物回波的贡献。这些回波基本被准确识别,应该注意的是:在降水回波中,强回波的外沿部分也被误判为地物回波,主要原因是该区域回波强度变化比较大,没有径向速度和速度谱宽观测资料,而且垂直变化也很大。

比较本文研究的方法和没有采用分步方法识别结果可以看出:采用分步方法后, 170° 、300 km 和 310° 、200 km 处的两块降水回波“回波洞”数量和面积减小,被误判为地物回波的情况明显改善,同时,被识别为地物的回波面积基本没有发生变化。同样,在雷达周围弱回波区识别效果也优于没有采用分步式的结果。从这一个例可以看出:采用分步式地物识别方法,明显改善了降水回波特别是回波强度水平和垂直变化梯度很大的区域被误判为地物的现象,而地物回波的面积基本没有变化,明显改善了地物识别效果。

4 结论和讨论

本文根据中国 SA 雷达观测的降水和地物回波强度、径向速度和速度谱宽资料,研究了地物识别 7 个物理量的统计特征,讨论了地物回波的方向特征,提出了基于模糊逻辑的分步式地物回波识别方法,并利用实际观测的雷达资料进行了地物和降水回波的识别试验,结果表明:

(1) 降水回波和地物回波的 M_{DVE} 、 S_{DVE} 、 M_{DSW} 、 T_{DBZ} 、 G_{DBZ} 和 S_{PIN} 这 6 个参量取值范围有明显的区别,但 S_{IGN} 参量区别不多,用这 6 个参量能够反演地物和降水的回波特征并加以识别。

(2) 当天气过程移入雷达观测区时,地物回波具有明显的方向性,在某些方向出现地物回波的可能性要远远大于其他方向。

(3) 该方法能够有效识别地物和降水回波,分步方法能进一步改善地物回波的识别效果,特别是减小没有径向速度资料的水平和垂直变化梯度比较大的强降水回波被误判为地物的现象。

同时,我们也应该注意到雷达资料的质量控制是非常困难的问题,仅仅依靠专家和雷达资料,准确区别地物和降水回波有时是非常困难的。为此,进一步发展综合利用卫星和雷达资料来减小地物、海浪和晴空回波的识别是非常必要。

参考文献

- [1] Fulton R A, Breidenbach J P, Seo D J, et al. The WSR-88D rainfall algorithm. *Wea Foreca*, 1998, 13: 377-395
- [2] Kessinger C, Ellis S, Vanandel J, et al. The AP clutter mitigation scheme for the WSR-88D. *Preprints of 31st Conference on Radar Meteorology*, Seattle Washington. Amer Meteor Soc, 2003, 526-529
- [3] Pamment J A, Conway B J. Objective identification of echoes due to anomalous propagation in weather radar data. *J Atmos Oceanic Tech*, 1998, 15: 98-113
- [4] Joss J, Lee R W. The application of radar-gauge comparisons to operational precipitation profile corrections. *J Appl Meteor*, 1995, 34: 2612-2630
- [5] Steiner M, Smith J A. Use of three-dimensional reflectivity structure for automated detection and removal of nonprecipitating echoes in radar data. *J Atmos Oceanic Tech*, 2002, 19: 673-686
- [6] 刘黎平,王致君. 双线偏振雷达探测的云和地物回波的特性及其识别方法. *高原气象*, 1996, 15(3): 303-310
- [7] 郑媛媛,俞小鼎等. 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*, 2004, 62(3): 317-328
- [8] 周海光,王玉彬. 2003 年 6 月 30 日梅雨锋大暴雨 β 和 γ 中尺度结构的双线偏振雷达反演. *气象学报*, 2005, 63(3): 301-312

DEVELOPMENT OF FUZZY-LOGICAL TWO-STEP GROUND CLUTTER DETECTION ALGORITHM

Liu Liping¹ Wu Linlin² Yang Yinming³

1 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

2 Anhui Provincial Meteorological Bureau, Hefei 230061

3 Shanghai Meteorological Bureau, Shanghai 200030

Abstract

Radar echo from AP clutter is an unpredictable event which often contaminates the precipitation measurement and other radar products. The radar data observed by SA Doppler radars in Hefei, Guangzhou, Wenzhou, Tianjin and the WSR-88D radar in Shanghai are used to develop and examine the AP detection algorithm. The reflectivity, radial velocity, spectrum width of velocity, and their spatial variations for ground clutter and different precipitations are examined to determine the membership functions in fuzzy-logical based AP detection algorithm. The relationships between AP echo and ground surface altitude are analyzed. The two-step approach for ground clutter detection is developed, the first step detection is based on the method developed by Kessinger, and thresholds in the second step are adjusted in the vicinity areas of the distinguished clutter and precipitation points detected at the first step with strict standards, considering the range folding of velocity data and clutter distributions in radial direction. The detection results and contributions of reflectivity, radial velocity and spectrum width data to ground clutter detection are analyzed by using the radar data for AP cases and precipitation cases. The analyses results show that most of AP clutters are detected by the algorithm. The radial velocity and spectrum width data are key factors for AP clutter detection. In comparison with the one step detection approach, the two-step approach has obviously reduced the possibility of the convective cloud clusters in heavy rain processes misidentified as ground clutters.

Key words: Ground clutter, Fuzzy-logical discrimination, Quality control, Radar data.