

双线偏振雷达识别冰雹的数值研究*

漆梁波** 肖辉 黄美元 洪延超

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

P4 A

摘要 利用中国科学院大气物理研究所的三维冰雹云模式, 详细地讨论了云雨衰减作用和云中各粒子共存于同一空间给双线偏振雷达识别冰雹带来的影响。在实际工作中, 分析双线偏振雷达的回波时, 这些讨论结果对分析和理解云降水过程有帮助。另外, 本工作能为改装双线偏振雷达提供有益的理论参考。

关键词: 双线偏振雷达; 冰雹; 数值研究

1 引言

天气雷达一直是监测冰雹云活动的强有力工具。为了准确地识别和预报冰雹云的发生, 各国都在不停地探索新的方法和新技术。自20世纪70年代以来, 雷达的多参量化趋势开始明显, 人们都尝试赋予一部雷达多种功能(多波长化、偏振化、多普勒化), 使其能收集到云中粒子的更多信息, 以便更准确地识别冰雹云。目前国内外的多参量雷达能提取的雷达参量主要有以下几种: Z 、 Z_{DR} 、 L_{DR} 、 ρ_{HV} 、 K_{DP} 等等。其中, ρ_{HV} 是水平极化和垂直极化回波功率的相关系数; K_{DP} 为差相漂移常数, 表示不同偏振分量的相位传播漂移差; Z_{DR} 为差分反射率因子, 主要表征粒子的空间取向及长短轴之比; L_{DR} 为退偏振比, 与粒子的翻转、倾斜有关, 冰雹(特别是湿雹)有较大的 L_{DR} 值; ρ_{HV} 和 K_{DP} 与粒子的相态关系较大, 液态水滴的 ρ_{HV} 接近于1且 K_{DP} 值也较大, 冰相粒子的 ρ_{HV} 小于1且 K_{DP} 值较小。近10年来, 国外学者的工作主要可以分为两种类型: (1)对降水粒子的形状、密度、谱分布作假设, 分别作散射计算, 得到它们的雷达参量(包括 Z 、 Z_{ER} 、 L_{DR} 、 ρ_{HV} 、 K_{DP} 等等)的特性, 然后结合雷达观测的资料来进行冰雹的识别^[1,2]。(2)结合水成物在云中的发展演变模式(降落、融化等)或云模式的结果进行散射计算, 分析云中粒子的时空分布变化^[3,4]。我国自20世纪80年代中期以来, 也进行了多波长雷达、偏振雷达探测冰雹云的研究。蔡启铭等^[5]用扩展边界条件法计算了椭圆形雨滴的散射和衰减特性, 特别是雨滴的 Z_{DR} 特性, 为我国第一部双线偏振雷达的改装打下了基础。刘黎平等^[6,7]利用扩展边界条件法计算了不同相态的模型雹块对C波段雷达波的散射和衰减特性, 并在此基础上建立了C波段双线偏振雷达识别冰雹区的方法, 填补了国内空白。钱永甫等^[8]利用上述理论计算结果, 分析两次降水过

2000-03-27收到, 2001-03-14收到再改稿

* “九五”国家科技攻关96-020-01-07课题, 中国科学院大气物理研究所所长1998年重点基金项目“冰雹云识别的理论和研究方法”, 国家自然科学基金资助项目49675247及国家重点基础研究发展规划项目G1998040907-02-03共同资助

** 现在工作单位: 上海中心气象台

程中云内粒子的相态及大小的空间分布得出; 负值 Z_{DR} 对应于大冰雹, 正值 Z_{DR} 对应于小雹融化所形成的大雨区。总的来说, 国内外学者在这一领域取得了很多成果, 但是由于冰雹云的微物理和动力过程非常复杂, 而现有技术水平又无法直接观测到云中的各种过程, 因此, 上述工作多是个例分析或对云的微物理过程做较简单的假设, 如单粒子散射特性分析(而云中的真实环境为多种粒子群共存), 球形假设(而云中粒子有不同的形态), 无回波衰减(回波衰减对粒子的散射特性影响较大)。偏振雷达对冰雹云的探测(识别)研究虽已开展几十年, 却仍处在半经验半理论阶段, 未能达到业务可用的水平, 特别是对冰雹云中粒子的识别和定量化。

近年来, 中国科学院大气物理研究所、北京市气象局等单位都着手将常规雷达改装为双线偏振雷达, 以便及时识别冰雹云, 利于人工防雹作业。因此, 偏振雷达识别冰雹云是亟需研究的问题, 以便为实际观测(识别)冰雹云提供理论依据。从前人的工作中不难发现, 对冰雹云的探测研究工作, 目前在向两个方面努力: 一是雷达的多参量化, 另外就是云模式的使用。雷达多参量化的用处是显而易见的。就目前的科技水平, 人们无法得知实际云中粒子的演化过程(相态、大小、运动等), 甚至地面降水(雹)信息的收集也是很困难的。冰雹云模式则可以提供降雹的完整过程(包括冰雹在云中形成、增强、降落), 相对真实的云内环境(各类粒子共存于同一空间)。所以, 本文将通过对冰雹云模式中的5种粒子(冰晶、雪花、水滴、霰粒、冰雹)进行散射计算(考虑衰减作用), 得到模式云的雷达参量分布, 与模式云中粒子的演变作比较和分析, 从理论上探讨双线偏振雷达识别冰雹的可能性和局限性。

2 雷达参量的说明

本文所采用的三维冰雹云模式是由中国科学院大气物理研究所孔凡铎及洪廷超等发展、建立的, 详细的模式介绍见文献[9]、[10]、[11]和[12]。

在进行散射计算时, 对云中粒子的形态所作的假设与我们前一篇文章^[13]一样。

由于本文中假设雨滴和冰雹的形状为扁旋转椭球粒子, 故而引用扩展边界条件法来计算粒子的散射场^[5]。目前我国已有或正在改装的天气雷达多为多波长及双线偏振雷达, 波长大致分为X波段(约为3cm)、C波段(约为5cm)、S波段(约为10cm), 能接收的雷达参量为雷达反射率因子(Z)、差分反射率因子(Z_{DR})、退偏振比(L_{DR})、反射率因子差(D_Z), 其定义如下:

$$Z_{HH} = 10^6 \cdot \frac{\lambda^4}{\pi^5} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^{-2} \int \sigma_{HH} \cdot N(D) dD, \quad (1)$$

$$Z_{VV} = 10^6 \cdot \frac{\lambda^4}{\pi^5} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^{-2} \int \sigma_{VV} \cdot N(D) dD, \quad (2)$$

$$Z_{HV} = 10^6 \cdot \frac{\lambda^4}{\pi^5} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 2} \right|^{-2} \int \sigma_{HV} \cdot N(D) dD, \quad (3)$$

$$Z_{DR} = 10 \lg \left(\frac{Z_{HH}}{Z_{VV}} \right), \quad (4)$$

$$Z = 10 \lg(Z_{HH}), \quad (5)$$

$$L_{DR} = 10 \lg\left(\frac{Z_{HV}}{Z_{HH}}\right). \quad (6)$$

其中 λ 为波长, m 为粒子的复折射指数, $N(D)$ 为粒子的谱分布函数, σ_{HH} 为粒子对水平偏振波的水平后向散射截面, σ_{VV} 为粒子对垂直偏振波的垂直后向散射截面, σ_{HV} 为粒子对水平偏振波的垂直后向散射截面, Z_{HH} 为水平偏振波的水平雷达反射率因子, Z_{VV} 为垂直偏振波的垂直雷达反射率因子, Z_{HV} 为水平偏振波的垂直雷达反射率因子。式 (1)、(2)、(3) 中的 σ_{HH} 、 σ_{HV} 、 σ_{VV} 可由扩展边界条件法计算得出。

以下主要介绍 Z_{DR} 和 L_{DR} 雷达参量。

2.1 差分反射率因子 (Z_{DR})

差分反射率因子是双线偏振雷达所能接收的最常见雷达参量。通过对降水粒子的散射特性分析可知: 在冰雹粒子群平均直径较大的情况下 (X 波段, >0.75 cm; C 波段, >0.96 cm), 其 Z_{DR} 值为负, 这是冰雹粒子区别于其他粒子的特性, 也是利用 Z_{DR} 参量识别冰雹的依据。但云中各种粒子共存, 其总的 Z_{DR} 值受较多因素制约:

$$Z_{DR} = 10 \lg\left(\frac{Z_{HH_1} + Z_{HH_2} + Z_{HH_3} + Z_{HH_4} + Z_{HH_5}}{Z_{VV_1} + Z_{VV_2} + Z_{VV_3} + Z_{VV_4} + Z_{VV_5}}\right), \quad (7)$$

其中 Z_{HH_1} 、 Z_{VV_1} 、 Z_{HH_2} 、 Z_{VV_2} 、 Z_{HH_3} 、 Z_{VV_3} 、 Z_{HH_4} 、 Z_{VV_4} 、 Z_{HH_5} 、 Z_{VV_5} 分别是冰晶、雪花、雨滴、霰粒、冰雹粒子的水平 (HH) 偏振雷达反射率因子和垂直 (VV) 偏振雷达反射率因子。显然, 如果希望云体 (含有冰雹的) 的 Z_{DR} 表现为其中的冰雹粒子的特性, Z_{HH_2} 、 Z_{HH_3} 、 Z_{HH_4} 、 Z_{HH_5} 远小于 Z_{HH_1} 和 Z_{VV_2} 、 Z_{VV_3} 、 Z_{VV_4} 、 Z_{VV_5} 远小于 Z_{VV_1} 才能根据云体的 Z_{DR} 特性来判别冰雹存在与否。冰雹粒子的 Z 一般要比雨、霰及其他粒子大 5 dBZ~10 dBZ 以上, 才能满足上述条件。但是, 在冰雹形成初期或云中冰雹含量较小处, 冰雹粒子的 Z 值与雨、霰相差不大, 此时, 冰雹粒子的 Z_{DR} 受雨、霰的影响, 很难在总的 Z_{DR} 中得到体现。

考虑衰减作用之后, 云体的 Z_{DR} 定义变为

$$Z_{DR} = 10 \lg\left[\frac{(Z_{HH_1} + Z_{HH_2} + Z_{HH_3} + Z_{HH_4} + Z_{HH_5}) \cdot K_{HH}}{(Z_{VV_1} + Z_{VV_2} + Z_{VV_3} + Z_{VV_4} + Z_{VV_5}) \cdot K_{VV}}\right], \quad (8)$$

由于雨滴和冰雹的形状为扁旋转椭球, 其 Z_{HH} 与 Z_{VV} 、 Q_{HH} (水平衰减截面) 与 Q_{VV} (垂直衰减截面) 都不同。而云中某处的 K_{HH} 、 K_{VV} (衰减因子) 为云中一段路程上各粒子衰减截面的积分结果。故而, 即使我们观测的目标为球形粒子, 若在它的衰减路程上, 有其他非球形的粒子, 同样会使此粒子的 K_{HH} 不等于 K_{VV} , 即经过衰减后, 我们将得到一个大于零的 Z_{DR} (当 $K_{HH} < K_{VV}$ 时) 或小于零的 Z_{DR} (当 $K_{HH} > K_{VV}$ 时)。由此可见, 衰减作用会导致不指示冰雹存在的负值 Z_{DR} 出现。本文分别讨论波长为 3.2 cm、5.6 cm、10.7 cm 约差分反射率因子在冰雹识别中的应用, 记 3.2 cm 波的差分反射率因子为 Z_{DR3} , 5.6 cm 波的差分反射率因子为 Z_{DR5} , 10.7 cm 波的差分反射率因子为 Z_{DR10} 。

2.2 退偏振比 (L_{DR})

云体的 L_{DR} 同样是云中各种粒子 L_{DR} 的综合体现, 其定义式如下:

$$L_{DR} = 10 \lg \left(\frac{Z_{HV_i} + Z_{HV_s} + Z_{HV_r} + Z_{HV_g} + Z_{HV_h}}{Z_{HH_i} + Z_{HH_s} + Z_{HH_r} + Z_{HH_g} + Z_{HH_h}} \right) \quad (9)$$

其中 Z_{HV_i} 、 Z_{HV_s} 、 Z_{HV_r} 、 Z_{HV_g} 、 Z_{HV_h} 分别是冰晶、雪花、雨滴、霰粒、冰雹对水平偏振波的垂直雷达反射率因子; Z_{HH_i} 、 Z_{HH_s} 、 Z_{HH_r} 、 Z_{HH_g} 、 Z_{HH_h} 的定义同上。通过散射计算发现: 冰雹的 Z_{HV} 远远大于其他粒子的 Z_{HV} , 所以, 云中某处若存在冰雹, 其总的 L_{DR} 值就体现冰雹的特性。冰雹的 L_{DR} 值在-35 dB至-10 dB之间, 而其他粒子的 L_{DR} 值都小于-150 dB。由于衰减作用不可能改变云中粒子的 Z_{HH} 和 Z_{HV} 的量级, 所以衰减作用不会改变冰雹的 L_{DR} 值与其他粒子的区别。本文中记3.2 cm波的退偏振比为 L_{DR3} , 5.6 cm波的退偏振比为 L_{DR5} , 10.7 cm波的退偏振比为 L_{DR10} 。

3 双线偏振雷达识别冰雹的数值研究

为了研究多参量雷达识别冰雹云的可能性及局限性, 为改装多参量雷达提供理论参考, 国家“九五”攻关项目“农业气象灾害防御技术研究”中的“人工防雹减灾技术研究”专题组与陕西省人工影响天气中心合作, 选择陕西省旬邑地区为防雹研究试验区。以下仅对该实验区中的出现在1997年7月8日和28日的两次降水过程作双线偏振雷达识别冰雹云的模拟研究。这两次降水过程的详细情况, 我们已在前一篇文章^[12]中作了介绍, 这里不再赘述。

3.1 Z_{DR} 参量的应用

图1是雷达较弱(7月8日)的实例雹云模拟中, 冰雹含量 Q_h 演变与 Z_{DR3} 演变的比较, 其中左列为云中冰雹区的演变, 右列为与之对应的冰雹粒子的 Z_{DR3} 值(未考虑衰减作用, 无其他粒子的回波贡献)。从图1中容易发现: 冰雹出现(16 min)时, 其 Z_{DR3} 值最小为-0.2 dB, 到18 min时出现上下两个中心, 其中心的 Z_{DR3} 值分别变为0.4 dB和零值附近。根据雹云模式输出的冰雹粒子的谱参数, 我们分别计算出上述冰雹中心的冰雹粒子的平均直径 \bar{d} 。16 min时 \bar{d} 分别为0.734 cm(6~7 km的中心, 此中心的冰雹含量小于 0.1 g m^{-3})和0.752 cm(3~4 km的中心), 18 min时为0.718 cm和0.737 cm。根据前文的计算, 只有在冰雹粒子群的平均直径较大的情况下(X波段, $>0.75 \text{ cm}$; C波段, $>0.96 \text{ cm}$), 其 Z_{DR} 值才为负值。而在此例中, 14~18 min时, 云中冰雹粒子的平均直径不大, 使得其对应的 Z_{DR3} 值大多为正值, 特别是在冰雹的增强阶段(16~18 min), 其平均直径都小于0.75 cm, 故而其 Z_{DR3} 在0.4 dB附近, 而雨水的 Z_{DR3} 的取值也能在0.4 dB附近, 因此无法将其与雨滴相区别。显然, 对于此例在冰雹形成初期, 很难依据“负值 Z_{DR3} ”来识别冰雹。

图2是云体的 Z_{DR3} 演变图(考虑衰减), 其中左列图为包含所有粒子的回波贡献, 右列图为不包含冰雹的回波贡献。很明显, 14 min时, 云中并无冰雹出现, 此时位于6~7 km高度处的负值 Z_{DR3} 区是由衰减作用所致; 16 min时, 冰雹区仍对应较小的负值区(3~4 km处); 以后, 由于冰雹粒子的平均直径较小, 其对应的 Z_{DR3} 值为大于零。值得注意的是, 18 min时, 在2~3 km处, 云体的 Z_{DR3} 回波出现了一个大于1.5 dB的区域, 而此处恰好存在一个小的冰雹含量中心(由图1可知, 其对应的 Z_{DR3} 值为零附

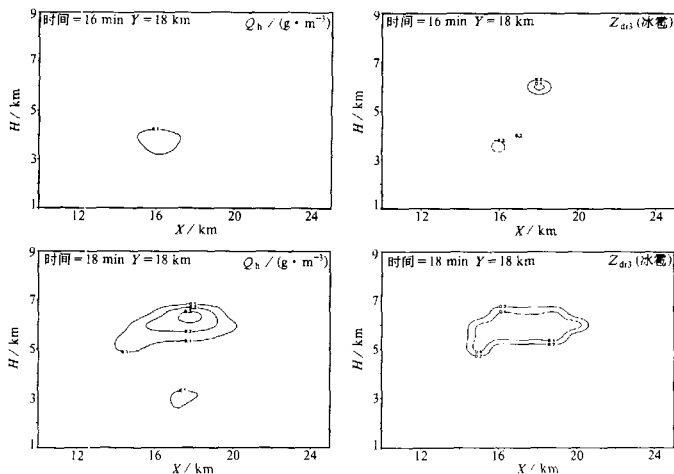


图1 冰雹演变与其 Z_{DR3} 演变的比较(未考虑衰减)

近)。显然，这是因为此处的雨水回波较强，以致云体的 Z_{DR3} 值表现为雨水的特性。由于衰减作用是一段路程上的粒子对电磁波散射和吸收的总和，故而在图2上，由衰减所致的负值 Z_{DR3} 大都出现在回波的后沿，此处衰减值较大，因而由衰减造成的 Z_{HH} 与 Z_{VV} 的差异也大。此外，在图2中右列的18 min时，负值区的最小值达到 -0.8 dB，这是雨水的衰减作用所致，说明无冰雹的云中，雨水的衰减也能导致较小的负值 Z_{DR3} 。这一点，是分析 Z_{DR3} 回波必须注意的。

由于本例中冰雹的平均直径大多在 0.75 cm以下，很显然，我们更无法用“负值 Z_{DR5} ”判据从 Z_{DR5} 回波中识别冰雹。由于C波段的衰减作用小于X波段，故而 Z_{DR5} 回波上出现由衰减所致的回波后沿负值区的几率和强度均小于 Z_{DR3} 回波(图略)。而对于 Z_{DR10} 回波，此例中冰雹区对应的 Z_{DR10} 回波为正值，其值在 $0.6\sim 1.2$ dB之间，无法与雨水的 Z_{DR10} 相区别。另外， Z_{DR10} 回波受衰减的影响较小，回波后沿出现的负值区很小，强度也小(图略)。

以下来分析降水较强(7月28日)的实例，通过计算发现：冰雹初始出现(25 min时，其 Z_{DR3} 值为 0.2 dB ~ 0.4 dB；26 min时，冰雹中心对应的 Z_{DR3} 开始出现负值，最小为 -0.8 dB；到27 min时，最小值已达到 -1.0 dB，与之对应的冰雹粒子平均直径分别为：25 min时，平均直径为 0.732 cm；26 min时，为 0.791 cm；27 min时，为 0.827 cm。显然，对于此例，在冰雹形成初期，由于冰雹粒子的平均直径大于 0.75 cm，有可能依据“负值 Z_{DR3} ”来识别冰雹。

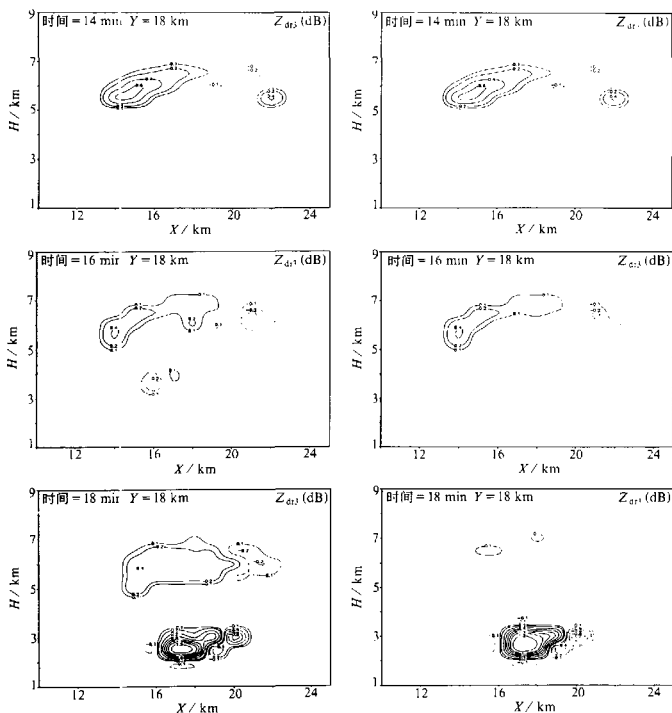


图2 云体的 Z_{DR3} 演变(右列图为不包含冰雹的回波贡献)

图3是云体的 Z_{DR3} 演变图(考虑衰减)。其中左列图为包含所有粒子的回波贡献,右列图为不包含冰雹的回波贡献。很明显,24 min时,云中并无冰雹出现,此时位于云波后沿的负值 Z_{DR3} 回波区是由衰减作用所致;25 min时,由于冰雹粒子的出现,此负值区向回波内部扩张;26 min时,负值区裂变为两个中心,位于 $X=20$ km附近的负值中心(最小值为 -1.5 dB)为冰雹区所致,后沿的负值区则为衰减作用所致。

图4是云体为 Z_{DR3} 回波与冰雹区演变的对比。从图4中不能简单地依据“负值 Z_{DR3} ”来识别冰雹,但我们能依据负值区在云中的位置来识别冰雹。在25 min, 26 min,我们注意到,回波中心区域出现的负值 Z_{DR3} 是指示冰雹存在的,负值越大,冰雹越强。显然,我们无法建立 Z_{DR3} 负值与冰雹强度之间的定量关系,因为负值的大小

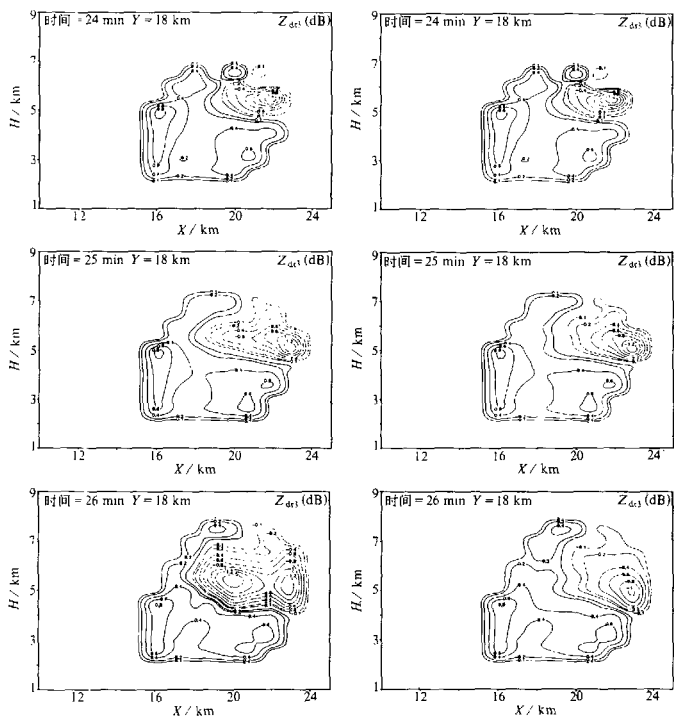
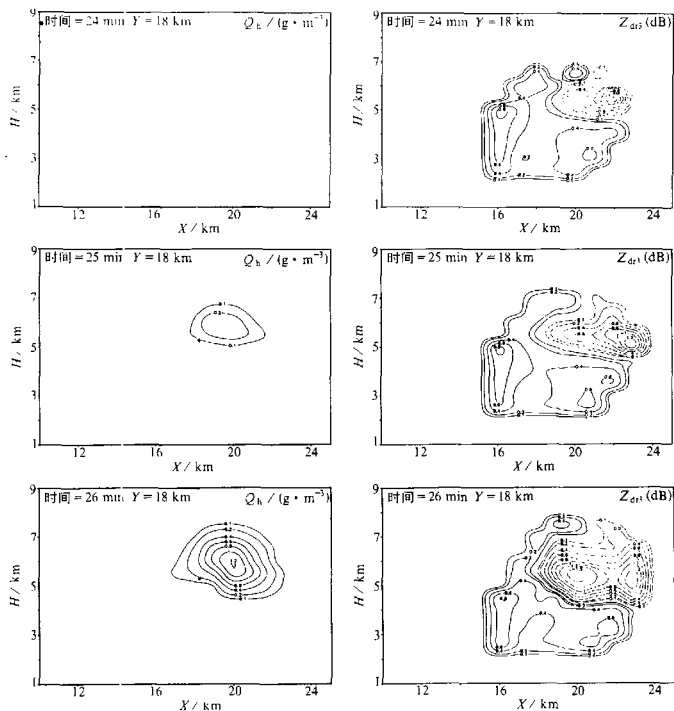


图3 云体的 Z_{DR} 演变(右列图不包含冰雹的回波贡献)

还取决于云中的衰减分布。例如, 26 min 时, 冰雹粒子本身的 Z_{DR3} 为 -0.8 dB, 由于衰减, 实际云中的 Z_{DR3} 变为 -1.5 dB (见图3)。

由于本例中冰雹的平均直径在 0.96 cm 以下, 很显然, 无法用“负值 Z_{DR5} ”判据从 Z_{DR5} 回波中识别冰雹。由于C波段的衰减作用小于X波段, 故而 Z_{DR5} 回波上出现由衰减所致的回波后沿负值区的几率和强度均小于 Z_{DR3} 回波。同样, 冰雹区对应的 Z_{DR10} 回波为正值, 其值在 $0.6\sim 1.2$ dB 之间, 无法与雨水的 Z_{DR10} 相区别。另外, Z_{DR10} 回波受衰减的影响较小, 回波后沿出现的负值区很小、强度也小(图略)。

从上面的分析可知, 当冰雹的平均直径较小的时候, 无法利用负值 Z_{DR3} 或负值 Z_{DR5} 来识别冰雹, 而衰减会在回波后沿形成负值 Z_{DR} 值, 导致虚假的冰雹指示。另

图4 冰雹演变与云体的 Z_{DR} 演变的比较

外, 同样的计算还表明, 无法利用 Z_{DR10} 回波来识别冰雹。

3.2 L_{DR} 参量的应用

先看降雹较弱(7月8日)的实例。图5是考虑衰减时, 14 min至16 min云中 L_{DR3} 回波的演变, 左列图为包含所有粒子的回波贡献, 右列图为不包含冰雹的回波贡献。对比可知, 无冰雹存在时(右列图中), 云中的 L_{DR3} 值在-150 dB以下; 而冰雹存在时(左列图中), 云中的 L_{DR3} 大于-35 dB的区域的演变与冰雹含量中心的演变完全一致。即“ L_{DR3} 大于-35 dB”这一判据识别冰雹并不受云雨衰减的影响。

同样, 能依据“ L_{DR5} 大于-35 dB”和“ L_{DR10} 大于-35 dB”来识别冰雹。这一判据在 L_{DR5} 和 L_{DR10} 回波中同样不受衰减的影响(图略)。

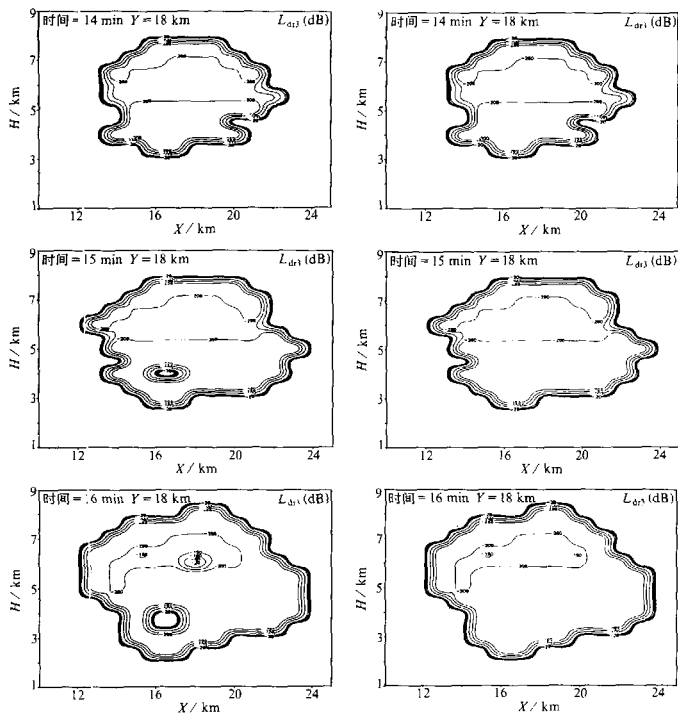


图5 云体的 L_{DR3} 演变(右列图不包含冰雹的回波贡献)

在降雹较强(7月28日)的实例中,“ L_{DR} 大于 -35 dB”同样能很好地识别云中的冰雹区。显然, L_{DR} 参量识别冰雹的效果是很好的。

4 结论与讨论

本文对陕西旬邑地区发生的两次降雹过程进行了双线偏振雷达识别冰雹的模拟研究。与冰雹云模式的结果作对比分析时,选取了不同波长的雷达参量,主要包括两类:差分反射率因子(Z_{DR})、退偏振比(L_{DR})。通过分析发现:(1)在满足以下两个条件:(a)冰雹粒子的平均直径较大(X波段, >0.75 cm; C波段, >0.96 cm);(b)

冰雹粒子的 Z 远大于其他粒子的 Z ; 才有可能在冰雹粒子初始出现时, 利用冰雹粒子的负值 Z_{DR} 将其与其他粒子区别出来, 因为此时冰雹粒子的 Z_{DR} 值才为负值, 并且不致被其他粒子的 Z_{DR} 值淹没。云体后沿出现的负值 Z_{DR} 往往是云雨衰减作用所致, 这些负值并不指示冰雹粒子的存在, 这是分析 Z_{DR3} 和 Z_{DR5} 回波时必须注意的。我们只能依据云中心区域出现的负值 Z_{DR3} 或 Z_{DR5} 来判断冰雹的存在。同样, 这些区域中的负值 Z_{DR} 的大小也受衰减作用的影响, 由于衰减在云中的大小和分布对每次降水过程都不同, 因此, 无法根据观测到的负值 Z_{DR} 的大小来定量计算冰雹粒子的大小和强度。此外, 冰雹粒子的 Z_{DR10} 回波为正值, 与雨滴无法区别, 不能利用 Z_{DR10} 来识别冰雹。(2) 由于冰雹的 L_{DR} 远远大于云中其他粒子, 而且也不受衰减影响, 在各波段, 能利用“ $L_{DR} > -35$ dB”这一判据去识别冰雹。

虽然 L_{DR} 参量能较好地识别云中冰雹区, 但是, 接收 L_{DR} 参量对雷达收发开关的工艺要求较高, 能接收到 L_{DR} 参量的雷达造价很高, 因此, 在我国推广的难度较大。可见, 由于云雨衰减作用和云中各粒子共存于同一空间的影响, 偏振雷达预警和识别冰雹的准确率受到很大限制。只有综合多个雷达参量, 包括雷达反射率因子、反射率因子差、差分反射率因子、退偏振比, 才有可能使得冰雹云的探测研究更深入。当然, 本工作有大量需要改进之处: 如对冰晶、雪花、冰雹的形状作了较简单的假设, 实际云中粒子的形态千差万别, 而不同形态粒子的雷达参量特性是不同的, 因而, 不同的假设可能导致不同的结论。鉴于此, 今后进行散射计算时, 应当对云中粒子的形态作更符合实际的假设。

参 考 文 献

- 1 Aydin, K., Polarimetric C-band radar observations in melting hail: a computational study, 25th Conf. on Radar Meteor., Amer. Meteor. Soc., 1991, 733~736.
- 2 Holler, H., Life cycle and precipitation formation in a hybrid-type hailstorm revealed by polarimetric and Doppler radar measurements, *J. Atmos. Sci.*, 1994, 51, 2500~2522.
- 3 Tuttle, J. D., Multiparameter radar study of a microburst: comparison with model results, *J. Atmos. Sci.*, 1989, 46, 601~620.
- 4 Vivekanandan, J., Polarimetric radar modeling of mixture of precipitation particles, *IEEE Trans. On Geosci. & Remote Sensing*, 1993, 31(5), 1017~1029.
- 5 蔡启铭等, 降雨强度、雨区衰减与双线偏振雷达观测量关系的研究, *高原气象*, 1990, 9(4), 347~355.
- 6 刘黎平等, 不同相态的模式雹块对5.6 cm雷达波散射及衰减特性的研究, *高原气象*, 1991, 10(1), 26~33.
- 7 刘黎平等, 用C波段双线偏振雷达研究冰雹云, *大气科学*, 1992, 16(3), 370~376.
- 8 钱水雨等, 用双线偏振雷达研究云内粒子相态及尺度的空间分布, *气象学报*, 1996, 54(5), 590~598.
- 9 孔凡铎等, 对流云中冰相过程三维数值模拟 I: 模式建立及冷云参数化, *大气科学*, 1990, 14(4), 441~453.
- 10 孔凡铎, 冰雹云三维数值模拟研究, 中国科学院大气物理研究所博士学位论文, 北京, 1991.
- 11 洪延超, 积层混合云数值模拟研究(1)——模式及其微物理过程参数化, *气象学报*, 1996, 54(5), 544~557.
- 12 洪延超, 三维冰雹云催化数值模拟, *气象学报*, 1998, 56(6), 641~653.
- 13 漆梁波, 黄美元, 肖辉, 洪延超, 多波长雷达识别冰雹的数值研究, *大气科学*, 2002, 26(1), 30~40.

A Numeric Study of Hail Identification Using Dual-Polarization Radar

Qi Liangbo, Xiao Hui, Huang Meiyuan and Hong Yanchao

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract Based on a 3D hailstorm model developed by the Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, how cloud attenuation and all particles coexist in the same space affect hail-identification by using dual-polarization radar is discussed in detail. The results can help analyze echo of dual-polarization radar and understand process of cloud precipitation correctly. Furthermore, this work can give essentially theoretic references for remodeling dual-polarization radar.

Key words: dual-polarization radar; hail; numerical study