

编者按:

2005年12月初,陕西省气象学会在西安召开了全省气象学术交流会。会议共征集论文85篇,内容涵盖了气象科技及相关专业的各个领域,比较充分地反映了近年来陕西气象科技发展的成果。为了让更多的读者能够阅读、研究、利用和参考这些成果,我们编辑出版了2005年陕西省气象学术交流会论文专辑。

由于《陕西气象》容量有限,专辑只能收入部分会议论文,大部分论文只好割爱,入选本专辑的论文:具有较高的学术水平或应用价值;未在公开出版发行的刊物上刊载;并征得作者的同意。根据国家有关科技期刊编辑规范的要求,部分论文在收入专辑时做了必要的修改、加工和校订。

在编辑出版本专辑的过程中,得到了有关领导和单位、论文作者的大力支持和协助,在此表示衷心的感谢!

文章编号:1006-4354(2006)02-0001-04

## 稳定性层状云降雨量的估算研究

李金辉<sup>1</sup>, 罗俊颀<sup>2</sup>

(1. 宝鸡市人工影响天气办公室, 陕西宝鸡 721006; 2. 陕西省人工影响天气办公室, 西安 710014)

**摘要:**利用5 a 711 雷达观测的稳定性层状云降雨回波, 结合雨滴谱和地面雨量自计资料, 使用统计方法, 分析了引起稳定性层状云降雨量大小改变的因子, 得出稳定性层状云降雨量大小除与雷达回波强度关系最为密切外, 还和云顶高度、暖云厚度等因素有关。分析了产生误差的原因, 建立了多元回归方程, 为利用雷达回波对降雨量的估算提供了一种方法。

**关键词:** 雷达回波; 层状云; 降雨量; 估算

**中图分类号:** P426.6

**文献标识码:** A

利用雷达回波定量测量区域降雨, 国内外作了不少研究, 具有代表性的方法有 $Z-R$ 关系法、平均校准法、卡尔曼滤波校准法、最优差值法、泰森多边形法等<sup>[1-2]</sup>, 这些方法基于雷达-雨量计联合测定区域降水, 误差一般不小于50%。最常用的是 $Z-R$ 关系法, 它利用 $Z=AI^B$ 确定 $A$ 、 $B$ 参数进行估算, 计算公式单点取样的标准误差至少在±50%, 估算降雨量时产生的误差更大<sup>[3]</sup>。随着计算机技术的发展, 我国大部分711 雷达进行了数字化改造, 图像色彩分辨率采用每档5 dBz, 反算的 $Z$ 值误差在3倍左右, 远大于所需要的精度。另外, 由于电磁波在降雨云层中衰减明显, 同一位置、不同类别的云层, 电磁波的衰减不同, 雷

达回波的强度也不同, 因此用雷达回波强度估算降雨量方法应用于实际时误差较大。但是雷达具有直观、探测范围大的特点, 研究利用雷达回波的其他参数来估算降雨量的方法非常必要。通过对雷达资料细致分类, 分析每类云层的回波特征<sup>[4]</sup>, 得出降雨量的大小可能与云顶高度、15 dBz 高度、0°C层高度、0°C层厚度、0°C层回波强度、冷云高度、暖云厚度等因素有关, 通过建立降雨量与这些因素之间的多元回归方程, 估算降雨量并对误差进行分析, 是一种有益的尝试。

资料是利用2000—2004年5 a 711 雷达观测的33 d、60个个例(其中, 春季38个, 夏季12个, 秋季10个)的稳定性层状云降雨回波。

收稿日期: 2005-10-11

作者简介: 李金辉(1967-), 男, 陕西眉县人, 学士, 高工, 从事人工影响天气研究。

## 1 雷达回波的分类

降雨的雷达回波按云层温度结构、空间延展和存在时间等可分为：冷云、暖云、对流云、层状云 4 大类<sup>[5]</sup>。冷云主要降雪，多出现在冬、春季节，量级较小，无与之配套的地面每小时降雪量；暖云在宝鸡出现较少；对流云结构复杂，降雨时空分布更为复杂；层状云降雨可分为混合性层状云和稳定性层状云，混合性层状云中有对流泡存在，精确估算存在困难，而稳定性层状云降雨，融化层明显且融化层上下均无强回波区，瞬间雨强变化不大，降雨均匀，云层结构简单，寻找各种参数与降雨量之间的关系，对于评估人工增雨效果有参考意义。

## 2 回波强度 $P$ 与地面雨强 $I$ 的关系

宝鸡雷达站海拔高度 630 m，离地面雨量观测站约 150 m。雨滴谱观测点在此下方约 10 m 处。雨滴谱观测方法仍采用吸水纸色斑法，读数面积  $S=28 \times 28 \text{ cm}^2$ ，取样时间间隔不等，如 2003-05-15-03:00—11:00 连续观测时段内，降水开始时，每 10 min 取一次样，持续 1 h。降水稳定后的第 2、第 3 小时，每 30 min 取一次样，3 h 后 1 h 取一次样，直至降雨结束。为保证获取的雨滴粒子谱代表性和稳定性，取样时要目测雨滴色斑不少于 200 个。计数处理时，考虑了吸水纸的分辨率和减少溅散小滴影响<sup>[6-9]</sup>，最小雨滴尺度从 0.5 mm 起计数，直径间隔  $\Delta D=0.2 \text{ mm}$ ，得平均直径  $\bar{D}$  为 0.6 mm, 0.8 mm, ..., (0.6 mm +  $K\Delta D$ ) 的单位体积雨滴数浓度  $n(\bar{D}_i)$ ,  $n(\bar{D}_i) = \frac{N(\bar{D}_i)}{V(\bar{D}_i) \cdot S \cdot \Delta t}$ 。式中  $N(\bar{D}_i)$  为吸水纸上平均直径为  $\bar{D}_i$  的雨滴数 (个)， $\Delta t$  是吸水纸承接雨滴的时间 (s)， $V(\bar{D}_i)$  雨滴静止大气中下降落速 ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ )。为方便运算采用了两种落速表达式： $\bar{D}_i < 1.0 \text{ mm}$  时， $V(\bar{D}_i) = 9.663 \times \bar{D}_i^{1.1} \cdot e^{-(230 \times \bar{D}_i)}$ ；当  $\bar{D}_i > 1.0 \text{ mm}$  时， $V(\bar{D}_i) = 4.854 \times \bar{D}_i^{1.1} \cdot e^{-(196 \times \bar{D}_i)}$ 。与此对应的雨滴谱计算雨强：

$$I_C = 3.6 \times 106 \times \frac{\pi}{6} \cdot \sum n(\bar{D}_i) \cdot V(\bar{D}_i \cdot \bar{D}_i^3) \quad (\text{mm} \cdot \text{h}^{-1})$$

雷达反射率因子  $Z$  计算，球形水滴十分简

单， $Z = \sum n_i(\bar{D}_i) \cdot \bar{D}_i^6 \text{ (mm}^6 \cdot \text{m}^{-3})$ 。非球型、非均质 (表面部分为水，部分为冰) 计算相当困难。假定在融化层中非球型冰相粒子基本融化成球形水粒子，可近似用  $Z = \sum n_i(\bar{D}_i) \cdot \bar{D}_i^6$  表示。它和融化层雷达回波强度  $P_m$  关系： $P_m = 10 \log Z_m$ ，即由  $P_m$  (dBz) 可求得  $Z = 10^{\frac{P_m}{10}}$ 。其中  $m$  表示融化层。由雨滴谱计算反射因子为  $Z_C = \sum n(\bar{D}_i) \cdot \bar{D}_i^6$ 。考虑到降水粒子从融化层降落到地面的时间滞后和云体的移动速度，以雷达站上风向 10 km 融化层回波作为  $P_m$ 。对应地面自计雨量是雷达观测开始后 20~30 min 的平均雨量值  $I_R$ 。计算得稳定性层状云降水部分宏微观量  $P_m$ 、 $Z_m$ 、 $I_R$ 、 $I_C$ 。典型实测值列于表 1、表 2。

### 2.1 $Z$ 与 $I$ 的关系

表 1、表 2 表明：尽管 711 雷达虽经数字化改造升级，但因设备老化，又未经严格标定校准，

表 1 2003-05-15 回波强度反算与雨滴谱计算的  $Z$  值及雨强比较

时间	$P_m$ / dBz	$Z_m$ /( $\text{mm}^6$ $\cdot \text{m}^{-3}$ )	$Z_C$ /( $\text{mm}^6$ $\cdot \text{m}^{-3}$ )	$I_R$ /( $\text{mm}$ $\cdot \text{h}^{-1}$ )	$I_C$ /( $\text{mm}$ $\cdot \text{h}^{-1}$ )
03:40	50	$10^5$	1 644.2	7.8	6.1
03:50	50	$10^5$	1 439.3	4.8	5.3
04:00	40	$10^4$	964.3	4.2	4.3
05:56	45	$3 \times 10^4$	1 31.1	4.8	4.6
11:00	20	$10^2$	112.2	0.2	0.7

表 2 2003-04-01 雷达观测回波强度、最大强度及雨强比较

时间	$P_m$ /dBz	$P_{\max}$ / dBz	$I_C$ / $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$	$I_R$ / $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$
00:11	55	70	7.1	4.9
00:27	50	70	6.6	4.0
02:00	45	70	1.6	1.1
03:00	15	35	0.3	0.4
04:00	25	50	1.3	1
05:00	20	55	0.6	0.3
06:00	15	30	0	0
08:00	5	45	0.3	0.1

加之融化层粒子并未完全融化为球形水滴，综合结果导致  $P_m$  值偏大，与之对应的  $Z_m$  明显高于  $Z_C$ 。但它们同总趋势仍呈幂指数关系  $Z = AI^B$ 。如表 2， $Z_m$ 、 $Z_C$  与  $I_R$  或  $I_C$ ，相关系数均高于 0.967。

表 2 和表 3 样本综合统计, 仍呈高相关,  $Z-I_R$  和  $Z-I_C$ , 相关系数均高于 0.93;  $B$  值相近,  $A$  值差异明显, 分别为  $Z=735.1I_R^{2.625}$ ,  $Z=1112.1I_C^{2.644}$ 。

## 2.2 $I_R$ 与 $I_C$ 的关系

$I_R$  与  $I_C$  存在明显的相关关系。若以  $I_C=a+bI_R$  形式回归表 2、表 3 样本化, 相关系数  $R=0.948$ ,  $a=0.2537$ ,  $b=0.7514$ ,  $b$  值和文献 [7] 中全省 4 个测点有差异。其原因一是云系部位不同; 二是由微量量向宏观量转化的不唯一性所致。

## 3 稳定性层状云降雨量的估算

### 3.1 各种参数与降雨量的相关系数

选取雷达回波参数的标准<sup>[8-9]</sup>为:  $P_m$  为融化层 10 km 处的回波强度;  $P_{max}$  为融化层回波最大强度;  $H$  为云顶高度;  $H_{15}$  为云层衰减 15 dBz 回波高度;  $H_{融厚}$  为融化层厚度;  $H_{零}$  为 0°C 层高度;  $H_{暖}$  为暖云厚度, 零度层以下;  $H_{冷}$  为冷云厚度,  $H_{冷}=H-H_{零}$ 。对 60 个稳定性层状云个例统计结果见表 3。

表 3 稳定性层状云降雨量与各种因子之间的相关系数

因子	春季	夏季	秋季	4—9月
$P_m$	0.604 7	0.684 3	0.485 7	0.616 0
$P_{max}$	0.485 3	0.858 0	0.671 2	0.594 9
$H_{15}$	0.476 1	0.490 8	0.583 1	0.490 6
$H$	0.515 2	0.255 9	0.584 9	0.444 4
$H_{暖}$	0.523 0	0.373 4	0.271 6	0.408 8
$H_{零}$	0.523 0	0.373 4	0.271 6	0.408 8
$H_{融厚}$	0.139 6	0.371 2	0.377 7	0.250 4
$H_{冷}$	0.261 6	0.117 2	0.510 0	0.288 3
平均 0°C 层高度	2.82	4.50	3.65	3.29
复相关系数	0.760 0	0.854 0	0.873 5	0.706 1

4—9 月, 稳定性层状云降雨量大小与上述 8 个因子均呈正相关。与雷达回波 10 km 处零度层回波强度  $P_m$  关系最为密切, 相关系数达 0.616 0; 与回波最大强度, 相关系数达 0.594 9; 此外还与云层的高度 (15 dBz 回波高度、云顶高度) 关系密切; 与暖云厚度和 0°C 层高度关系较密切; 而与融化层厚度、冷云厚度关系不密切。可见降雨是一个非常复杂的过程, 与云层的回波强度、云

顶高度、零度层关系最为密切, 单一因子很难准确估算降雨量。

将雷达资料分开按季度求相关系数, 引起春季与夏季降雨的因子可能不同, 春季降雨量的大小除与 10 km 处 0°C 层回波强度关系密切外, 还与暖云厚度关系密切, 相关系数为 0.523 0, 而秋季降雨量的大小与冷云厚度关系密切, 相关系数为 0.510 0, 可能是春季近地层大气由冷向暖过度, 降雨量的大小主导因子为暖空气, 而秋季近地层大气由暖空气向冷空气转变, 降雨量的大小主导因子为冷空气。

夏季, 稳定性层状云降雨量的大小与最大回波强度关系最为密切, 相关系数达 0.858 0, 其次为雷达回波 10 km 处 0°C 层回波强度相关系数达 0.684 3, 再次为 15 dBz 回波高度, 暖云的厚度对降雨量的贡献较冷云厚度大。

春季 0°C 层平均高度较低, 0°C 层高度与降雨量的相关系数较大, 秋季 0°C 层高度与降雨量的相关系数不密切。

各季节的复相关系数较高, 秋季复相关系数最高, 优于总体的相关系数。

### 3.2 误差分析

稳定性层状云降雨建立的多元回归方程的误差见表 4。

表 4 稳定性层状云降雨建立的多元回归方程平均误差

季节	春季	夏季	秋季	4—9月
平均误差 /mm	0.604 5	0.544 6	0.710 0	0.679 4
平均误差率 * 平均误差 /mm	46.06%	31.42%	36.66%	46.43%
* 平均误差率	0.451 6	0.458 1	0.282 0	0.589 0
* 平均误差率	27.44%	22.68%	13.39%	33.11%

\* 为去掉 0.3 mm 以下的降雨量

分季节建立多元线性回归方程, 1 h 降雨量平均误差小于 0.71 mm, 夏季平均误差最小, 秋季平均误差最大。而平均误差率较大, 达 46.43%, 夏季平均误差率较小, 为 31.42%。

由于降雨量越小雨滴谱计算的降雨量与实际日记雨量产生的误差越大, 去掉降雨量小于每小

时 0.3 mm 的个例, 利用多元线性回归方法建立的方程, 平均误差率为 33.11%, 平均误差和误差率有所降低, 按季节建立的回归方程效果较好, 最大误差率为 27.44%。

#### 4 利用建立的多元线性回归方程对降雨量的估算

利用建立的春季多元线性回归方程, 结合雷达回波对 2003-03-31—04-01 稳定性层状云降雨进行降雨量估算。各雷达观测时次后 1 h 实测

值之和为 37.4 mm, 估算值之和为 33.3 mm, 误差 4.1 mm, 平均误差率 10.96%, 降雨量越小相对误差越大(表 5)。用  $P_m$  雷达回波强度反算  $Z$ , 用上述经验的  $Z-I$  关系估算降雨量时, 各个 dBZ 值对应的雨强是确定的, 估算值之和为 66.4 mm, 误差 29.0 mm, 平均误差率 77.54%, 回波强度越大相对误差越大, 多元线性回归方法的优越性明显。

表 5 稳定性层状云 2003-03-31-23:00—04-01-06:00 雷达观测各因子与降雨量的估算

雷达观测时间	23:04	23:06	23:48	23:48	00:11	00:27	00:28	04:01	05:08
方位/°	270.9	126.7	88.5	270	90.8	270	34.4	31.8	56.8
$P_m$ /dBz	50	45	60	55	55	50	65	30	25
$P_{max}$ /dBz	70	65	70	70	65	70	70	50	55
$H$ /km	9.5	9.0	7.8	7.6	7.5	6.0	7.8	4.3	5.0
$H_{15}$ /km	6.6	8.0	6.5	6.0	6.2	5.8	6.5	3.7	3.2
$H_{暖}$ /km	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	3.0	2.8	2.5
$H_{融厚}$ /km	0.4	0.5	0.6	0.3	0.8	0.4	0.8	0.5	0.5
$H_{冷}$ /km	6.5	6.0	4.8	4.6	3.5	3.2	5.0	1.5	2.5
观测站	渭滨区	陈仓区	陈仓区	渭滨区	陈仓区	渭滨区	凤翔	凤翔	凤翔
实测值/mm	6.0	4.7	5.6	6.8	4.4	4.0	5.0	0.7	0.3
回归估算值/mm	4.7	4.3	4.8	4.8	3.8	4.3	5.0	0.9	0.7
$Z-I$ 关系估算/mm	5.5	3.5	13.1	8.5	8.5	5.5	20.2	1.0	0.6

## 5 结论

5.1 由于数字化雷达探测的回波强度误差较大, 靠  $Z-I$  关系对降雨量估算产生较大的误差, 而多元回归方法考虑了回波强度、云顶高度、暖云厚度、 $0^\circ\text{C}$  层高度、融化层厚度等参数对降雨量的综合影响, 其物理意义更加明确。

5.2 稳定性层状云降雨, 利用多元线性回归方法建立的方程复相关系数较高, 估算降雨量优势明显, 准确率比使用  $Z-I$  关系估算降雨量有所提高, 业务运行是可行的。

#### 参考文献:

- [1] 张国君, 徐永胜, 贾旋云, 等. 湖南夏秋季雨滴谱的  $Z-I$  关系分析 [J]. 气象, 2002, 28 (增刊): 56-57.
- [2] 叙晶, 林建, 姚学祥, 等. 七大江河流域面雨量计

算方法及应用 [J]. 气象, 2001, 27 (11): 13-16.

- [3] B J 梅森. 云物理学 [M]. 北京: 科学出版社, 1978: 502.
- [4] 李金辉, 陈保国, 罗俊颖. 陕西关中中层状云雷达回波特征 [J]. 气象, 2004, 30 (12): 53-56.
- [5] 李金辉, 陈保国, 罗俊颖. 陕西省中北部人工增雨适宜时段及层状云特征 [J]. 气象科技, 2005, 33 (1): 87-89.
- [6] 严采繁, 陈万奎. 对流层下部雨滴谱分布 [J]. 应用气象学报, 1990, 1 (2): 191-198.
- [7] 严采繁, 陈万奎. 国外雨滴谱分布函数的数值试验结果 [J]. 气象, 1988, 19 (9): 14-18.
- [8] 陈万奎, 严采繁. 雨滴谱及其特征值水平分布的个例分析 [J]. 气象, 1988, 14 (1): 8-11.
- [9] 罗俊颖, 樊鹏, 李金辉, 等. 陕西春季层状云降水雨滴谱部分特征 [G]. // 樊鹏. 陕甘宁人工增雨技术开发研究. 北京: 气象出版社, 2002: 123-127.