

明虎,王敏仲,阮征,等. 2014. 风廓线雷达对天山中部一次层状云降水过程的探测分析. 气象, 40(12):1513-1521.

风廓线雷达对天山中部一次层状云降水过程的探测分析^{* 1}

明 虎^{1,2} 王敏仲¹ 阮 征³ 高联辉² 魏 刚¹

1 中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所, 乌鲁木齐 830002
2 中国民用航空西北地区空中交通管理局, 西安 710082
3 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 北京 100081

提 要:应用边界层风廓线雷达对天山中部巴音布鲁克 2012 年 8 月 8 日 22:00 到 8 月 9 日 04:00 的层状云降水过程进行探测试验研究。利用垂直速度功率谱数据计算得到谱参数,根据谱参数的变化特点确定了 0℃层高度为 1100~1900 m。并对 0℃层以下 600~1100 m 进行了雨滴谱的反演,反演结果说明了中粒子和大粒子浓度的多少是引起回波强度大小的主要因素。由雨滴谱计算得到了此次降水过程的降水强度和液态水含量的时空演变图,在变化趋势上和回波强度是一致的,建立回波强度和降水强度的关系为: $Z=76.5I^{1.6}$ 。

关键词: 风廓线雷达, 零度层亮带, 雨滴谱, 降水强度

中图分类号: P412 **文献标志码:** A **doi:** 10. 7519/j. issn. 1000-0526. 2014. 12. 010

Analysis on Wind Profiler Radar Observation of Stratiform Cloud Precipitation Event in Middle Part of Tianshan Mountain

MING Hu^{1,2} WANG Minzhong¹ RUAN Zheng³ GAO Lianhui² WEI Gang¹

1 Institute of Desert Meteorology, China Meteorological Administration, Urumqi 830002
2 Northwest Regional Air Traffic Management Bureau of CAAC, Xi'an 710082
3 State Key Laboratory of Severe Weather, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081

Abstract: Using the boundary layer wind profile radar (WPR), a stratiform cloud precipitation event was observed and studied, which occurred in Bayinbluke in the central part of Tianshan Mountain from 22:00 BT 8 August to 04:00 BT 9 August 2012. The spectral parameters were obtained by calculating the data of vertical velocity power spectrum. The height of 0℃ layer evaluated by the change characteristics of spectral parameters is from 1100 m to 1900 m. By analyzing raindrop size distributions from 600 m to 1100 m, it is found that different size reflectivity depends on the concentrations of mid-sized particles and large-sized particles. The tempol and spatial trends of rainfall intensity and water content evaluated by raindrop size distributions are the same as the trend of reflectivity evaluated by the power spectral density. By analyzing the relationship between raindrop intensity and reflectivity, the equation is established: $Z=76.5I^{1.6}$.

Key words: wind profiler radar, bright band in 0℃ layer, raindrop size distributions, rainfall intensity

^{*} 中央级公益性科研院所基本科研业务费项目 (IDM201002)、国家自然科学基金项目 (41075023) 和国家科技支撑计划项目 (2012BAC23B01) 共同资助
2013 年 9 月 5 日收稿; 2014 年 9 月 12 日收修定稿
第一作者: 明虎, 主要从事风廓线雷达数据处理与分析方向的研究. Email: minghu0538@126. com
通信作者: 王敏仲, 主要从事风廓线雷达探测与应用研究. Email: yurenkeji@sina. com

引 言

降水云体的雨滴谱分布是研究云降水的重要问题,也是进行人工影响天气作业的必要前提和基础。20 世纪中期国内(顾震潮等,1962;周秀骥,1963;游来光等,1964)就开始对雨滴谱进行测量和研究。进入 21 世纪后党娟等(2009)、于丽娟等(2009)、高茜等(2011)和辛乐等(2011)对降水机理和降水云体中的微物理过程进行了进一步的研究,这些研究主要采用的是地面观测和飞机探测的方法,很难获得降水云体的雨滴谱垂直分布的完整描述。风廓线雷达通过多次时间相干积累、谱变换和谱平均等一系列信号处理,可以在时间上连续的探测到垂直空间的回波强度和径向速度分布图;降水期间,降水回波强度远大于晴空大气湍流散射强度,晴空回波淹没在降水回波中,由此可用来研究降水云体的时空演变特点,得到雨滴谱和降水强度时空分布图。Wakasugi 等(1986)和 Ohno 等(1999)就先后做过类似的研究。Kirankumar 等(2007)利用反卷积和非线性最小二乘法反演出了雨滴谱。Rajopadhyaya 等(1998)采用 VHF 和 UHF 两个频段的风廓线雷达联合探测降水云体,VHF 雷达获取环境大气的垂直速度功率谱分布,从 UHF 雷达获取的降水返回信号速度谱中剔除大气运动速度的影响后,获得静止大气时降水回波速度谱分布。黄伟等(2002)、王晓蕾等(2010)也通过多种试验进行了雨滴谱的反演。

中国天山位于新疆境内,是世界干旱区域的多雨山地之一。天山对当地气温影响巨大,是北疆和南疆气候的分界线,即山北准噶尔盆地是中温带气候,山南塔里木盆地是暖温带气候,研究天山的降水云体对有效缓解新疆水资源短缺和改善生态环境具有重要的理论和实际意义。

本文利用天山中部巴音布鲁克 CFL-03 风廓线雷达垂直波束速度功率谱数据,对 2012 年 8 月 8 日 22:00 到 8 月 9 日 04:00 的一次典型层状云降水过程进行谱参数的计算、0℃层的确定、雨滴谱的反演和分析。

1 探测设备及资料

数据使用天山中部巴音布鲁克(43°02′N、

84°09′E)的 CFL-03 边界层风廓线雷达,海拔高度为 2459 m,探测参数详见表 1。

选 2012 年 8 月 8 日 21:00 至 8 月 9 日 04:00 的一次层状云降水时段的风廓线雷达 99 次探空资料,反演中主要使用了高模式的速度功率谱数据。起始高度 600 m,终止高度 4900 m。对功率谱数据进行谱参数的计算、0℃层高度的判断,并对 0℃层高度以下降水粒子区进行雨滴谱的反演和降水强度、液态水含量的计算。

表 1 风廓线雷达《FL-03》参数
Table 1 Parameters of wind profiler radar

项目	参数	
波长/mm	227	
探测模式	高	低
脉冲重复周期/Hz	16666.67	30000.00
脉冲宽度/μs	0.66	0.33
发射功率/kW	2.36	2.36
天线增益/dB	25	25
相干积分次数	64	100
谱平均数	12	6
谱变换数	512	256
距离库长/m	100	50
噪声系数/dB	2	2

2 雨滴谱反演方法

2.1 谱参数的计算

风廓线雷达探测的原始数据是速度功率谱数据,根据速度功率谱数据与回波强度、径向速度和谱宽的阶矩关系(何平,2006)得到相应的谱参数(图 1)。图 1 中可以看出回波功率是谱密度的零阶矩,径向速度是谱密度的 1 阶矩,速度谱宽是谱密度的 2 阶矩;用公式表示为:

$$P_r = \int \psi(f) df \tag{1}$$

$$\bar{f} = \frac{\int f \psi(f) df}{\int \psi(f) df} = \frac{1}{P_r} \int f \times \psi(f) df \tag{2}$$

$$\sigma^2 = \frac{\int (f - \bar{f})^2 \times \psi(f) df}{\int \psi(f) df}$$
$$= \frac{1}{P_r} \int (f - \bar{f})^2 \times \psi(f) df \tag{3}$$

式中, P_r 为回波功率、 $\psi(f)$ 为功率谱、 \bar{f} 为径向频

移、 σ^2 为频移谱宽;再进一步计算得到回波强度、径向速度和速度谱宽。

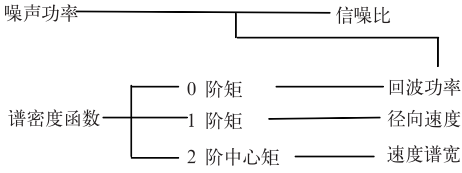


图 1 谱参数与功率谱密度的关系

Fig. 1 Relationship between the power spectral density and spectral parameters

2.2 0℃层高度的确定

0℃层亮带是层状云降水的一个主要特征(王扬锋等,2007),它的出现表明降水云体中大气垂直运动微弱,降水质点的冰水转换过程压缩在一个狭窄的高度区域内,确定 0℃层高度是保证反演雨滴谱垂直区间为液态降水区域的前提。White 等(2002)、黄钰等(2011)利用风廓线雷达降水时段的探空资料识别出了 0℃层亮带。

粒子的散射能力与物质状态的介电常数有很大关系(黄钰等,2013),当介电常数越大时粒子的散射能力越强,由于水的介电常数远大于冰粒子,亮带以上为固态冰粒子区回波强度小;在亮带内部,上半部分由于融化引起的介电常数改变和粒子碰并作用导致回波强度剧烈增大,而在亮带下半部分,由于冰晶框架瓦解,粒子数密度浓度减小,回波强度减小;0℃层以下为液态粒子区,回波强度趋于稳定。降水粒子的垂直径向速度在 0℃层顶部,冰晶落入融化层开始融化,密度变大,下降速度增大,速度下降的变化率增大;而冰晶粒子经过融化层之后,完全融为水滴,下降速度增大到一定范围趋于稳定。

根据降水时段的平均回波强度和垂直径向速度在 0℃层的变化特点便可以确定 0℃层高度。

2.3 大气垂直速度的确定

Ulbrich 等(1994)统计出大气垂直运动在较为稳定的情况下,利用降水返回信号强度估算环境大气垂直速度 w :

$$w(h) = 3.5Z(h)^{0.084}[\rho_0/\rho(h)]^{0.4} \quad (4)$$

式中, $Z(h)$ 是高度 h 上的回波强度, $[\rho_0/\rho(h)]^{0.4}$ 是校正因子, $\rho(h)$ 和 ρ_0 分别是高度 h 和海平面的大气密度,根据 Foote 等(1969)对空中降水末速度的研

究计算中 $\rho_0/\rho(h) \approx e^{h/9.58}$ 。

雷达探测的垂直速度 v_i 由降水粒子重力下落末速度 v_{oi} 和环境大气垂直速度 w_i 组成,降水粒子重力下落末速度的功率谱分布 $S(v_{oi})$ 与返回信号功率谱密度分布 $S(v_i)$ 在包络上相同的,因此:

$$S(v_{oi}) = S(v_i - w_i) \quad (5)$$

2.4 雨滴谱的反演

雨滴谱的反演是对液态降水区在单位体积内不同直径降水粒子浓度的计算,确定了 0℃层高度后,结合图 2(8 月 9 日 00:56 风廓线雷达探测 800 m 高度的资料)说明雨滴谱的反演步骤为:

第一步:利用风廓线雷达探测的速度功率谱数据图 2a $S(v_i)$ 利用式(1)计算谱参数回波强度 Z ,然后通过式(4)得到环境大气垂直速度 $w_i \approx 1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,将 $S(v_i)$ 通过式(5)得到液态降水粒子重力下落末速度的功率谱分布图 2b $S(v_{oi})$ 。

第二步:利用 Gunn 等(1949)提出了雨滴下降末速度 V 和直径 D 的关系:

$$V(D_i) = 9.65 - 10.3e^{-0.6D} \left[\frac{\rho(h)}{\rho_0} \right]^{-0.4} \quad (6)$$

从降水粒子重力下落末速度功率谱分布 $S(v_{oi})$ 计算得到对应的图 2c $S(D_i)$ 降水粒子直径的功率谱分布。

第三步:根据雷达气象方程(张培昌等,2010)得到直径为 D_i 的单个降水粒子散射回波功率 P_{ri} 为:

$$P_{ri} = \frac{\pi^3}{1024 \ln 2} \frac{P_i \tau c G^2 \theta \rho}{2 \lambda^2 R^2 L} \left| \frac{m^2 - 1}{m^2 + 1} \right|^2 D_i^6 \quad (7)$$

式中参数的意义和本次探测的实际取值见表 2。

第四步:最后利用降水粒子直径的功率谱分布 $S(D_i)$ 、单个雨粒子的散射回波功率 P_{ri} 和雨滴谱 $N(D_i)$ 之间的关系:

$$N(D_i) = S(D_i)/P_{ri} \quad (8)$$

得到图 2d 雨滴谱 $N(D_i)$ 。

3 资料分析

3.1 谱参数特征和 0℃层高度

利用垂直波束的速度功率谱计算得到此次降水的回波强度、径向速度和速度谱宽 3 个谱参数随时间演变的垂直分布图 3。

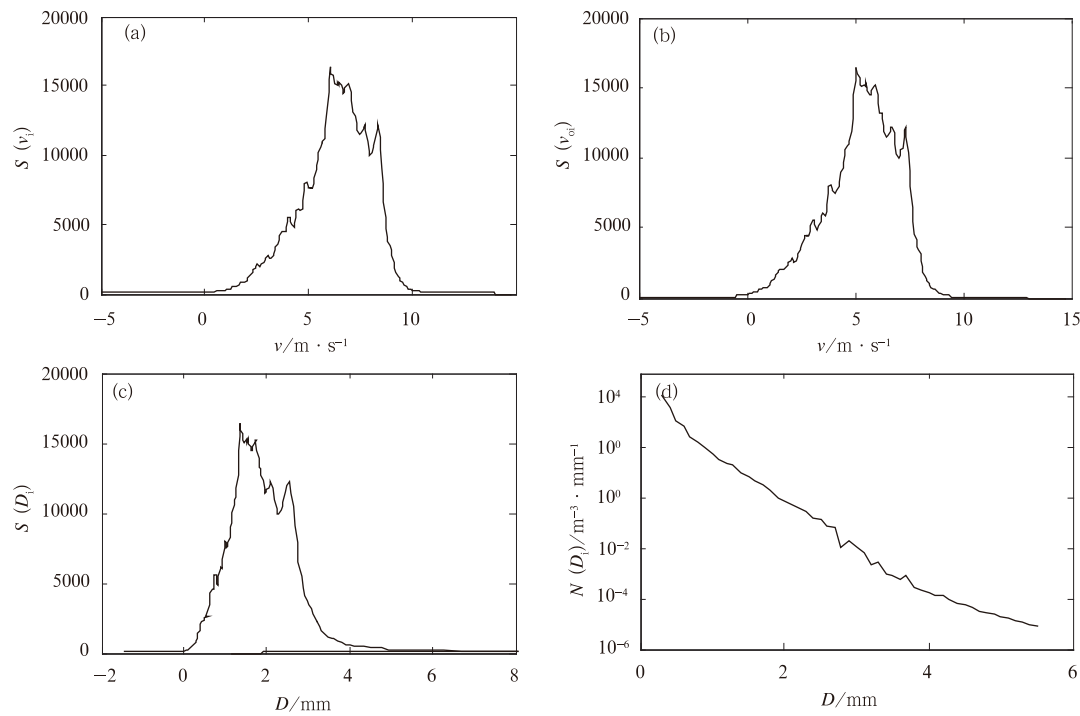


图 2 2012 年 8 月 9 日 00:56 800 m 雨滴谱反演过程信号谱转化过程

(a)速度功率谱分布,(b)降水粒子重力末速度功率谱分布,
(c)粒子直径功率谱分布,(d)雨滴谱分布

Fig. 2 Transformation of signal spectrum in the process of raindrop size distribution retrieval at height of 800 m at 00:56 BT 9 August 2012

(a) velocity power spectrum, (b) spectrum of gravity terminal velocity of descending raindrop, (c) power spectrum of particle diameter, (d) raindrop size distribution

表 2 参数的意义和取值

Table 2 Significance and values of parameters

参数	意义	本文探测实际取值
P_t	发射功率	2.36 kW
τ	脉冲宽度	0.66 μs
λ	发射波长	0.227 m
G	天线增益	25 dB
θ	水平波束宽度	0.138 rad
φ	垂直波束宽度	0.138 rad
$\left \frac{m^2-1}{m^2+1}\right ^2$	复折射率指数模的平方	0.928
L	双程损耗	1.513 dB

从图 3 中可以看出,从 8 月 8 日 22:00—23:00 3 个谱参数值明显增大,开始出现了降水,并且在 8 月 9 日 00:40—01:00 中降水达到最大值,03:00 后降水消退;在降水过程中回波强度出现了明显的亮带,这是一次典型的层状云降水过程。对降水阶段的回波强度和径向速度进行累加平均后得到 2 个参数的平均垂直分布廓线(图 4),从图 4 中可以看出,平均回波强度从 4900~1900 m 由 0.1 dBz 缓慢增

加到 10 dBz,1900~1500 m 由 10 dBz 快速增加到 21 dBz,之后减小,到 1100 m 时为 16.8 dBz,再往下变化较小。垂直径向速度从 4900~1900 m 由 0.1 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 缓慢地增加到 1.6 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$,1900~1100 m 垂直速度由 1.6 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 迅速增加到 4.9 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$,1900 m 以下速度基本不变稳定在 4.8 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

1100 m 以下降水粒子的回波强度和垂直径向速度基本不变,降水粒子基本为液态降水;1900 m 以上,回波强度和径向速度高度的增大而减小,并且变化非常缓慢,降水粒子基本为固态降水;在 1100~1900 m 为冰水转化区。由于雨滴谱的反演是针对液态降水粒子,所以对这次层状云降水过程的雨滴谱反演应在 1100 m 以下。

3.2 反射率密度分析

信号回波强度的大小是不同直径大小的降水粒子回波信号功率谱总和的反映,回波强度的大小也是降水粒子的浓度多少的一种反映。图 5 是降水初

期 8 月 8 日 23:00、降水强盛期 8 月 9 日 00:56、降水后期 8 月 9 日 02:34 的回波强度垂直分布图,其中 8 月 9 日 00:56 的回波强度最大,02:34 其次,23:00 最小。

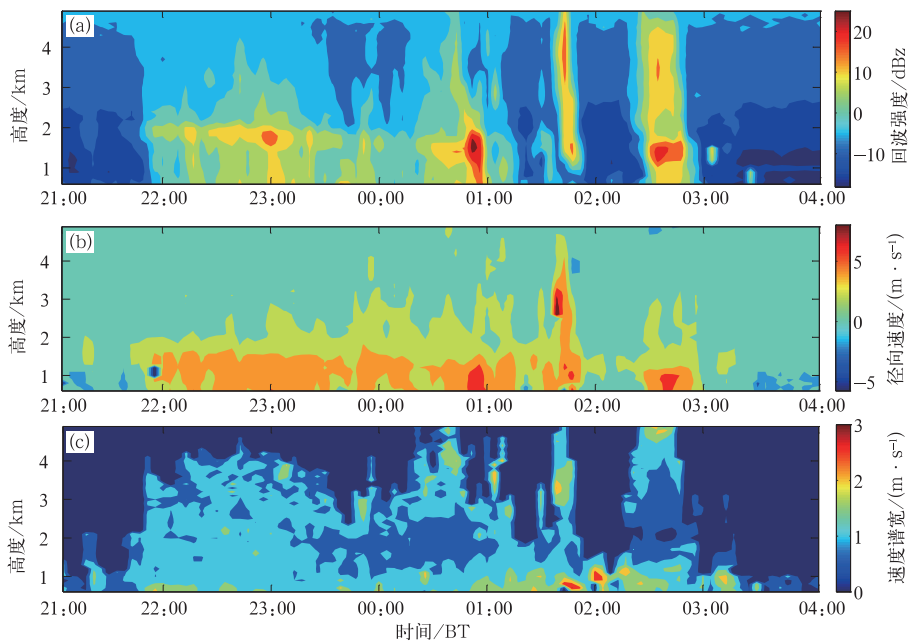


图 3 2012 年 8 月 8 日 21:00 至 9 日 04:00 风廓线雷达谱参数变化
(a)回波强度,(b)径向速度,(c)速度谱宽

Fig. 3 Time series of spectra parameter of wind profiler radar from
21:00 BT 8 to 04:00 BT 9 August 2012
(a) reflectivity, (b) meridional velocity, (c) width of speed spectrum

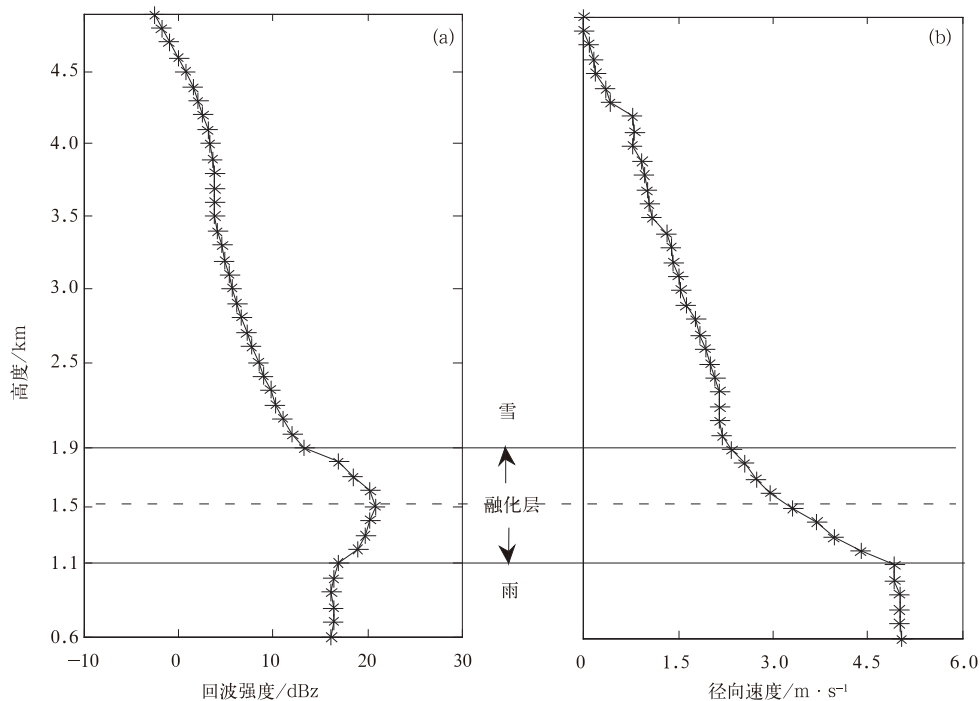


图 4 风廓线雷达(a)回波强度和(b)径向速度的平均值廓线

Fig. 4 Mean value profiles of reflectivity (a) and meridional velocity (b) of wind profiler radar

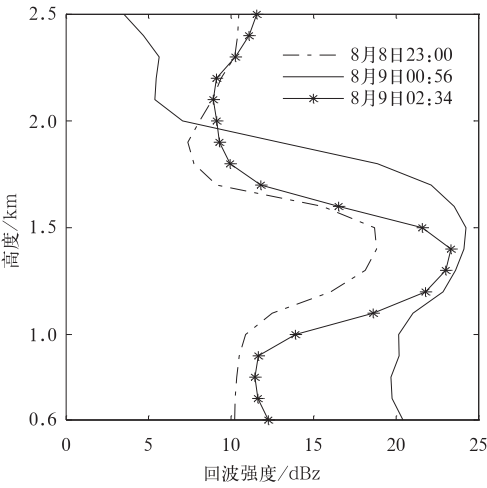


图 5 2012 年 8 月 8—9 日不同回波强度大小的分布图

Fig. 5 Distribution of different reflectivities from 8 to 9 August 2012

图 6 是返回信号反射率密度随高度分布图。总体上看,在融化层的上部固态粒子谱,也就是在 1900 m 以上随高度的增大,反射率分布逐渐变窄,并且强度值逐渐变小;在融化层 1100~1900 m,反射率的强度和分布宽度比较大,并且在融化中期粒子反射率的最大值到 $8 \text{ dBz} \cdot (\text{m} \cdot \text{s}^{-1})^{-1}$ (图 6 b,

00:56);在 1100 m 以下液态降水状态时,反射率密度的分布范围基本相同,当反射率值 $> -15 \text{ dBz} \cdot (\text{m} \cdot \text{s}^{-1})^{-1}$,在 00:56 分布范围最大在 $2 \sim 11 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,其次在 02:34 分布范围在 $2.5 \sim 9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,在 23:00 分布范围在 $3 \sim 8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,并且在同一速度的反射率值也从 00:56、02:34、23:00 依次减小。

3.3 雨滴谱分析

由于风廓线雷达系统噪声的不稳定性,对降水粒子直径 $< 0.3 \text{ mm}$ 的数浓度反演值影响很大,为保证结果的准确性,反演图 5 中 3 个时刻在 0°C 层底高 1100 m 以下液态降水粒子直径为 $0.3 \sim 5 \text{ mm}$ 的雨滴谱的垂直分布为图 7。结合图 6,在总体上,粒子浓度在相同直径时,在 00:56 值最大,其次是 02:34,在 23:00 值最小与反射率密度的分布特点相同。在图 7 中可以看到 3 个时刻雨滴谱在小粒子区 $D < 2 \text{ mm}$ 时,粒子浓度都在 $10^{-2} \sim 10^3$,浓度差距不大,垂直分布也比较稳定;在中粒子区 $2 \text{ mm} < D < 3.5 \text{ mm}$ 和大粒子区 $D > 3.5 \text{ mm}$ 时,粒子浓度相差在 1~2 个量级,00:56 浓度最大、02:34 浓度次之、23:00 浓度最小;由此可见中粒子和大粒子的浓度差距是造成 3 个时刻回波强度差异的主要原因;并

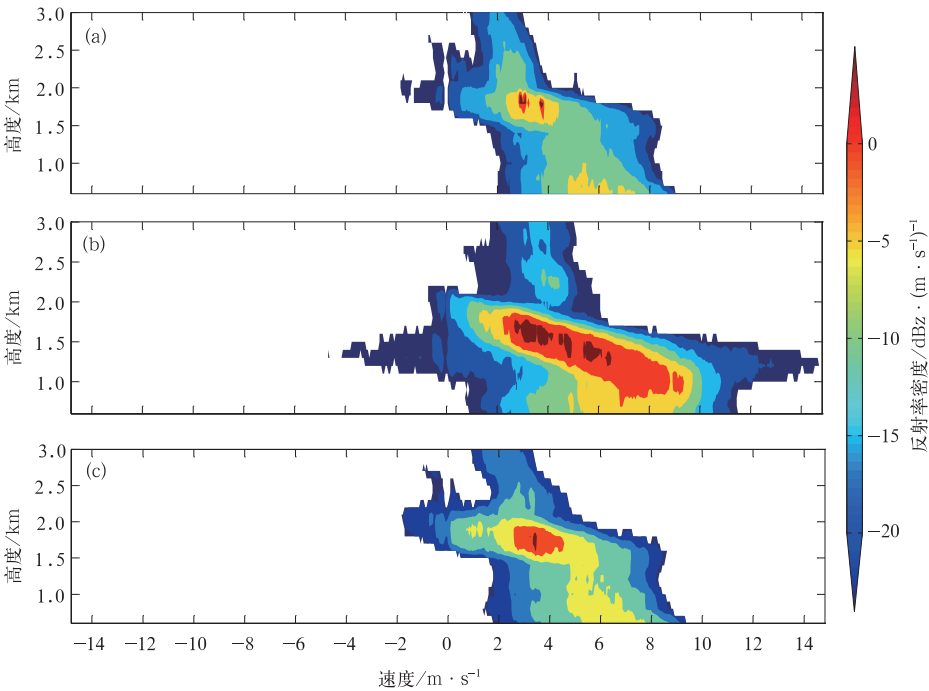


图 6 2012 年 8 月 8—9 日 23:00(a)、00:56(b)和 02:34(c)反射率密度分布
Fig. 6 Spectral density of reflectivity at (a) 23:00, (b) 00:56, (c) 02:34 BT 8—9 August 2012

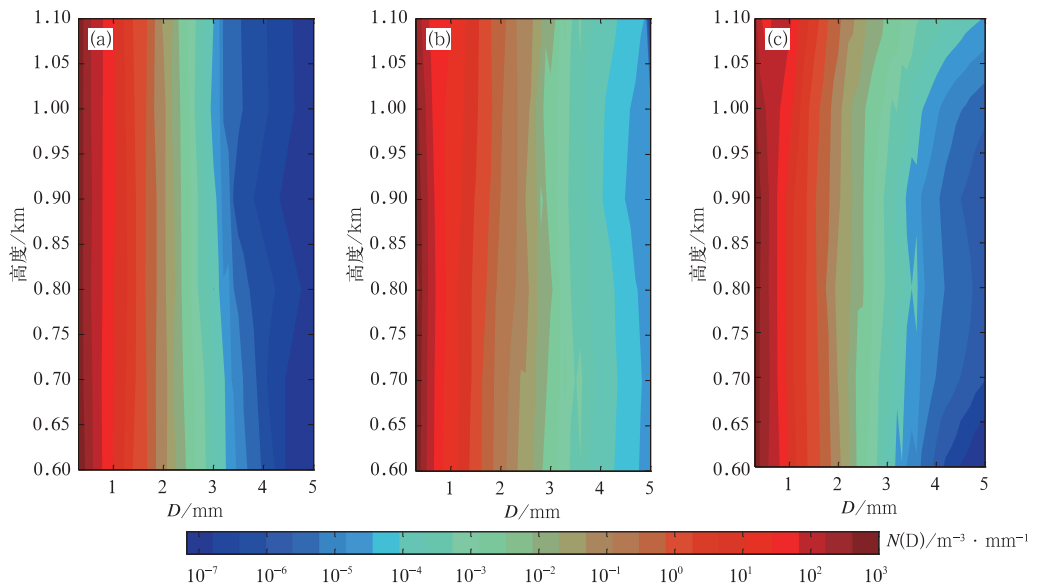


图 7 2012 年 8 月 8—9 日 23:00(a), 00:56(b)和 02:34(c)雨滴数浓度密度垂直分布
Fig. 7 Raindrop size distributions at (a) 23:00, (b) 00:56, (c) 02:34 BT 8—9 August 2012

且在大粒子区,粒子的垂直高度变化很大,这主要因为降水粒子在垂直空间不断的冲并、凝结与破碎造成的。

3.4 降水强度与液态水含量分析

降水强度和液态水含量是衡量降水量的两个重要参数。液态水含量是指在大气中单位空间中含有水的质量,公式表示为:

M = \frac{1}{6} \pi \rho \int_{D_{min}}^{D_{max}} N(D_i) D_i^3 dD_i \tag{9}

式中,M 代表液态水含量,\rho 是液态水密度,D_i 代表

粒子直径,N(D_i)是雨滴谱。
降水强度指的是在单位时间里的降水量,公式表示为:

I = \sum_{i=min}^{i=max} N(D_i) M(D_i) v(D_i) \Delta D \tag{10}

式中,M(D_i)表示一个直径为 D_i 雨滴的质量,v(D_i)表示 D_i 对应的速度由式(6)求得。

利用 8 月 8 日 22:00 至 8 月 9 日 03:00 0℃层底高 1100 m 以下 420 个谱数据反演的雨滴谱计算得到降水时段的降水强度和液态水含量的时空分布图 8。

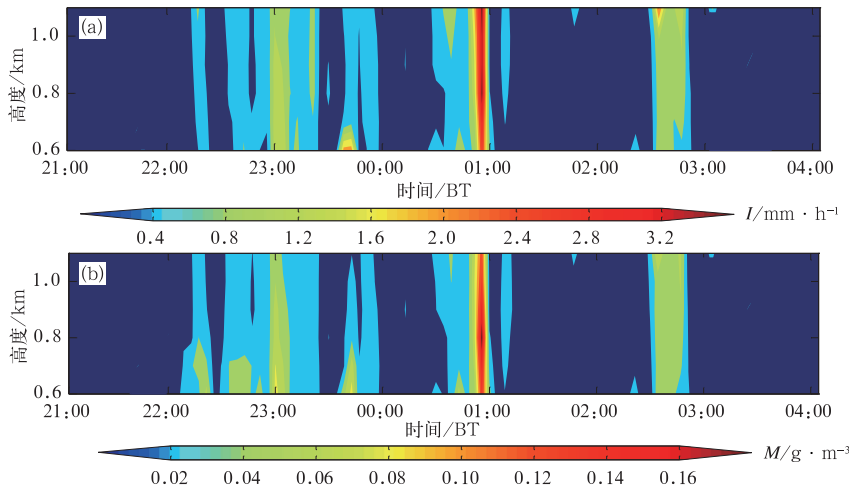


图 8 2012 年 8 月 8 日 21:00 至 9 日 04:00 降水强度(a)和液态水含量(b)随时间变化的分布
Fig. 8 Time series of rainfall intensity (a) and water content (b) from 21:00 BT 8 to 04:00 BT 9 August 2012

结合图 3a 回波强度的时空分布,在图 8 中可以看出降水强度、液态水含量和回波强度的时空变化趋势基本一致;在 22:00—23:00 的降水初期,降水强度的值比较小,到 00:40—01:05 降水达到强盛期,瞬时的降水强度最大到 $3.3\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$,在 01:10—02:20 降水变得很弱,降水强度几乎为零,02:20—03:00 又有一段时间的降水,03:00 后降水完全消退。

回波强度 Z 和降水强度 I 都与雨滴谱分布有很大关系,两者建立的关系统一表示为:

$$Z = AI^b \tag{11}$$

当降水类型为层状云降水时,在 Z - I 关系中, b 的取值在 1.6 左右摆动并且变化不大(张培昌等, 2010),所以首先假定 $b=1.6$,利用有效的 298 个雨滴谱反演的降水强度 I_i 和回波强度 Z_i 数据将式 (11) 变形为:

$$A = \frac{\sum_{i=1}^{298} Z_i}{\sum_{i=1}^{298} I_i^{1.6}} \tag{12}$$

得到参数 $A=76.5$,对比赫尔辛基大学气象系利用该方法对不同降水强度情况 A 值的推算结果:当降水为毛毛雨时 $A_1=56$,当降水为连续性降水时 $A_2=196$;由于 $A_1 < A < A_2$,表明这是一次非常弱的连续性层状云降水。

3.5 地面降水特征

利用雨滴谱反演得到的降水强度 I_i 和液态水含量(图 8)都是瞬时值,要得到 1 h 精确的降水强度 I_0 ,首先将 1 h 分成 n 个相同的时间块 ΔT ,通过式 (13)

$$I_0 = \sum_{i=1}^n I_i \cdot \Delta T = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n I_i \tag{13}$$

进行时间的累加平均计算。图 9 给出了由 700 m 的

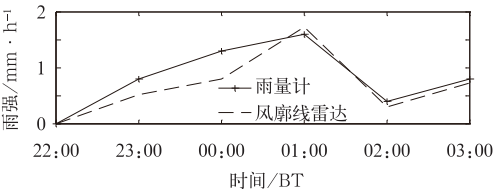


图 9 风廓线雷达反演的雨强与地面雨量计观测的雨量的比较

Fig. 9 Rainfall intensity derived from DSDs at 700 m of WPR and from rain gauge

雨滴谱反演的降水强度,与地面雨量计 1 h 整点观测到的降水强度随时间的变化曲线。在图 9 中可以看出两条曲线的整体变化基本一致,由于雷达利用降水粒子直径 $>0.3\text{ mm}$ 雨滴谱计算的降水强度,所以在数值上要偏小于地面雨量计的观测值,两者降水强度的最大值都出现在 01:00 时,均小于 $2\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$,又可表明这是一次非常弱的连续性层状云降水。

4 结论和讨论

本文利用风廓线雷达垂直波束的速度功率谱对天山中部巴音布鲁克的一次层状云降水进行了有效雨滴谱反演,得到了降水粒子的时空演变过程。

(1) 通过比较地面雨量计观测的降水强度和雨滴谱计算的降水强度,在整体的数值上基本吻合,表明这种利用速度功率谱数据反演雨滴谱的算法是可行的。

(2) 在巴音布鲁克 2012 年 8 月 8 日 22:00 至 9 日 04:00 的这次降水过程中,回波强度在垂直空间中出现了明显的 0°C 层亮带,亮带的高度为 1100~1900 m,海拔高度为 3550~4350 m,符合层状云回波特点,这是一次典型的层状云降水。

(3) 对不同的回波强度的 3 个时刻反演的雨滴谱在小粒子区 $0.3\text{ mm} < D < 2\text{ mm}$,粒子浓度相差不大,都集中在 $10^{-2} \sim 10^3$,垂直分布也比较稳定;在中粒子区 $2\text{ mm} < D < 3.5\text{ mm}$ 和大粒子区 $D > 3.5\text{ mm}$ 时,粒子浓度相差到了 1~2 个量级,也就是中粒子和大粒子的浓度是造成回波强度大小的主要原因。

(4) 降水强度、液态水含量与回波强度的时空分布变化趋势基本一致,在假定因子 $b=1.6$ 的情况下建立的 Z - I 关系为: $Z=76.5I^{1.6}$,参数 $A=76.5$ 说明这次降水是一次非常弱的连续性层状云降水。

这次层状云降水是天山地区一次典型的降水过程,对研究天山降水云体的时空演变具有一定的代表性。但回波强度、雨滴谱分布和降水强度的关系还需要进一步的研究分析。

参考文献

党娟,王广河,刘卫国. 2009. 甘肃省夏季层状云微物理特征个例分析. 气象, 35(1): 24-36.

高茜,王广河,史月琴. 2011. 华北层状云系人工增雨个例数值研究. 气象,37(10):1241-1251.

顾震潮,詹丽珊. 1962. 起伏条件下云雾的重力碰并生长. 气象学报,32(4):301-307.

何平. 2006. 相控阵风廓线雷达. 北京:气象出版社,69-77.

黄伟,张沛源,葛润生. 2002. 风廓线雷达估测雨滴谱参数. 气象科技,30(6):334-337.

黄钰,阮征,葛润生,等. 2011. 风廓线雷达探测零度层亮度的试验研究. 高原气象,30(5):1376-1383.

黄钰,阮征,葛润生,等. 2013. 2010 年夏季北京零度层亮带特征分析. 气象,39(6):704-709.

王晓蕾,阮征,葛润生,等. 2010. 风廓线雷达探测降水云体中雨滴谱的试验研究. 高原气象,29(2):498-505.

王扬锋,雷恒池,樊鹏. 2007. 一次延安层状云微物理结构特征及降水机制研究. 高原气象,26(2):388-395.

辛乐,姚展予. 2011. 一次积层混合云飞机播云对云微物理过程影响效应的分析. 气象,37(2):194-202.

游来光,石安英. 1964. 北京地区 1963 年春季冰核浓度变化特点的观测分析. 气象学报,34(4):548-554.

于丽娟,姚展予. 2009. 一次层状云飞机播云试验的云微物理特征及响应分析. 气象,35(10):8-24.

张培昌,杜秉玉,戴铁丕. 2010. 雷达气象学. 北京:气象出版社,67-210.

周秀骥. 1963. 暖云降水微观物理机制的统计理论. 气象学报,33(1):97-107.

Foot, G. B., Du Toit P. S. 1969. Terminal Velocity of Raindrops A-loft. J Appl Meteor,8:249-253.

Gunn R, Kinzer G D. 1949. The terminal velocity of fall for water droplets in Stag Nant air. J Meteor,6:243-248.

Kirankumar N V P, Rao T Na, Radhakrishna B. et al. 2007. Statistical characteristics of raindrop size distribution in southwest monsoon season. J Appl Meteor Clima,47: 576-590.

Ohno Yuichi, Williams R C, Gage Ke S. 1999. Simplified method for rain rate and Z-R relation estimation using UHF wind profile. 29th International Conference on Radar Meteorology, July, 12-16, Montreal, Canada, AMS,4-17.

Rajopadhyaya D K, Cifelli R, Avery S K, et al. 1998. The effect of vertical wind motions on rain rates and median volume diameter determined from combined UHF and VHF wind profiler measurements and comparisons with rain gauge measurements. J Atmos Oceanic Technol,15:1306-1319.

Ulbrich, C W, Chilson P B. 1994. Effects of variations in precipitation on size distribution and fall speed law parameters on relations between mean Doppler fall speed and reflectivity factor. J Atmos Oceanic Technol,11:1656-1663.

Wakasugi K, A Mizutani, M Matsuo, et al. 1986. A direct method for deriving drop size distribution and vertical air velocities from VHF Doppler radar spectra. J Atmos Oceanic Technol,3:623-629.

White A B, Gottas D J, Strem E T, et al. 2002. An automated brightband height detection algorithm for use with Doppler radar spectral moments. J Atmos Oceanic Technol,19:687-697.