

基于星载测雨雷达 2004—2014 年观测的川渝地区降水垂直结构的气候特征^{*}

仲凌志¹ 陈林² 杨蓉芳³ 唐国强⁴ 李瑞义⁵ 周青⁵

ZHONG Lingzhi¹ CHEN Lin² YANG Rongfang³ TANG Guoqiang⁴ LI Ruiyi⁵ ZHOU Qing⁵

1. 中国气象科学研究院,北京,100081
 2. 国家卫星气象中心,北京,100081
 3. 河北省气象局,河北,050021
 4. 清华大学水沙科学与水利水电工程国家重点实验室,北京,100084
 5. 中国气象局气象探测中心,北京,100081
1. *Chinese Academy of Meteorology and Science, Beijing 100081, China*
 2. *National Satellite Meteorology Center, Beijing 100081, China*
 3. *Hebei Meteorological Bureau, Hebei 050021, China*
 4. *State Key Laboratory of Hydro Science and Engineering, Tsinghua University, Beijing 100084, China*
 5. *Meteorological Observation Center, CMA, Beijing 100081, China*

2017-04-26 收稿,2017-08-14 改回.

仲凌志, 陈林, 杨蓉芳, 唐国强, 李瑞义, 周青. 2018. 基于星载测雨雷达 2004—2014 年观测的川渝地区降水垂直结构的气候特征. *气象学报*, 76(2):213-227

Zhong Lingzhi, Chen Lin, Yang Rongfang, Tang Guoqiang, Li Ruiyi, Zhou Qing. 2018. Variability in the vertical structure of precipitation in Sichuan and Chongqing based on 2004—2014 space-borne observations. *Acta Meteorologica Sinica*, 76(2):213-227

Abstract This study presents a statistical analysis of the variability of vertical precipitation structure in the eastern downstream region of the Tibetan Plateau (TP) based on measurements by the precipitation radar (PR) onboard the National Aeronautics and Space Administration (NASA)'s Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite. Data over an 11-year time span (Jan 2004 – Dec 2014) are analyzed. The results reveal the seasonal and spatial variability of the storm height, the freezing level, and the bright-band for different types of precipitation as well as the characteristics of intensity-related and type-related vertical profiles of reflectivity (VPR). Major findings are as follows. Precipitation types greatly impact the VPR in terms of their different microphysical and dynamical processes. About 90% of the bright-band peak reflectivity of stratiform precipitation are less than 32 dBz, and 50% of the maximum reflectivity of convective precipitation exceed 35 dBz. The intensity of surface rainfall rate also depends on the shape of the VPR. For stratiform precipitation, ice-snow aggregation is faster during moderate and heavy rainfall than that in light rainfall. Both surface heating and terrain impact the VPR shapes and their respective rain region slopes by changing the updrafts, which may affect the ratio of collision-coalescence as well as the low-level evaporation. Overall, the findings indicate that the developed representative Ku-band VPR can be used to improve surface precipitation estimates in regions with complex terrain, where ground-based radar has limited visibility at low levels.

Key words Space-borne radar, Weather radar, Precipitation, Climatological VPR

^{*} 资助课题:国家自然科学基金项目(91437214)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201406001)。

作者简介:仲凌志,主要从事气象观测资料分析与应用的研究。E-mail: zhonglz@cma.gov.cn

摘要 使用热带测雨卫星(TRMM)搭载的测雨雷达(PR)2004—2014年长达11 a的连续观测资料对青藏高原东南缘川渝地区不同季节不同降水类型的垂直结构特征进行了统计分析,并建立了相应的气候态反射率垂直廓线(Vertical Profiles of Reflectivity,简称VPR)。结果表明,由于不同的微物理及动力过程,降水类型对反射率垂直廓线的结构特征影响很大,90%的层云0℃层亮带峰值强度低于32 dBz,50%的对流云最大反射率强度超过35 dBz。降水类型及强度均对反射率垂直廓线的形状影响很大,层云系统发生中及大雨时其冰雪区的聚合反应效率明显较发生小雨时高。反射率垂直廓线特征参数具有一定的区域性和季节特征,且地表加热和地形高度的作用会加强上升气流对反射率垂直廓线形态的影响,上升气流的强度影响着冰雪及雨水区的碰并增长率以及低层的蒸发作用,从而进一步影响低层雨区的反射率垂直廓线斜率,边界层的相对湿度是另一个影响雨区反射率垂直廓线斜率及蒸发率的重要因素。星载测雨雷达的云分类算法在青藏高原东南缘地区受到一定的挑战,仍有改进的空间;未来可以将基于星载测雨雷达建立气候态层云典型反射率垂直廓线应用于联合地基天气雷达网观测以弥补后者在复杂地形条件下探测范围及能力受限的缺陷,从而改进雷达定量降水估测的误差。

关键词 星载雷达,天气雷达,降水,气候态反射率垂直廓线

中图法分类号 P412.25 P468

1 引言

降水云的微物理和动力过程直接影响着风暴单体的特性及降水系统的发展演变(Biggerstaff, et al, 1993; Smith, et al, 2009),对其深入认识将有助于更好地发展定量降水预报数值模式。从宏观角度而言,不同的微物理动力过程会产生不同的降水结构(McFarquha, et al, 2007; Smith, et al, 2009)。例如,对流云降水和层云降水(Yang, et al, 2013)由两种不同微物理动力过程产生,其垂直结构反映了内部水凝物粒子的相态、大小以及数浓度等在垂直层结中的变化特征(Fabry, et al, 1995; 傅云飞等, 2012; Cao, et al, 2014)。因此,通过降水结构特征可以判定相应的降水类型、估测降水量,以及联合双偏振或双频观测设备反演降水的微物理过程。

通常借助于遥感设备已经可以较好地揭示降水系统的垂直结构(Fabry, et al, 1995; Geerts, et al, 2005; Smith, et al, 2009)。天气雷达探测的反射率垂直廓线(VPR)用以反映不同微物理过程的降水垂直特征,因此,多年来研究人员尝试各种方法研究不同降水的反射率垂直廓线特征来改进地基雷达近地面降水产品的精度(Kitchen, et al, 1994; Fabry, et al, 1995; Vignal, et al, 2000; Germann, et al, 2002; Bellon, et al, 2005; Zhang, et al, 2010; Kirstetter, et al, 2010)。然而在地形复杂的山区,地基天气雷达在低层的覆盖能力有限,有些区域的近地层降水垂直廓线通常误差很大甚至缺失,而反射率垂直廓线与地面降水估测的精度相关联(Ger-

mann, et al, 2002; Maddox, et al, 2002; Kirstetter, et al, 2010; Wen, et al, 2011; 戚友存, 2012; 庄薇, 2013)。单地基天气雷达由于受波束遮挡及在远距离波束展宽使得其较难提供地形复杂地区所发生降水系统的具有高空间分辨率的典型反射率垂直廓线。针对这一问题,考虑借助星载测雨雷达不受波束遮挡及具有较高垂直分辨率的优势,降低地基天气雷达在山区估测降水的误差(Gabella, et al, 2011; Wen, et al, 2013; Cao, et al, 2014)。尽管星载测雨雷达在地面同样会受到地物杂波的影响,但是与地基天气雷达不同的是,前者具有较高的垂直空间分辨率(尤其是在地基天气雷达距离雷达中心100 km以外),并且不受波束遮挡影响,因此,可以提供不同降水系统尤其是雷暴天气系统的垂直结构(Cao, et al, 2013; Wen, et al, 2013)。

本研究主要使用美国国家航空航天局与日本空间天气共同发射的热带测雨卫星搭载的测雨雷达(PR)(王振会, 2001; Kozu, et al, 2001)分析地基天气雷达覆盖率及其估测降水精度均较低的青藏高原东南缘川渝地区的不同降水垂直结构特征,这些地区大都处于地形复杂的山区,图1给出了青藏高原东南研究区域的地形高度分布,东部有山区,地势分布较复杂,布设的地基雷达较易受山地遮挡影响,导致降水估测误差较大,该地区常常发生洪水及泥石流灾害。

2 数据及研究区域

中外众多科学家已就TRMM PR探测资料做

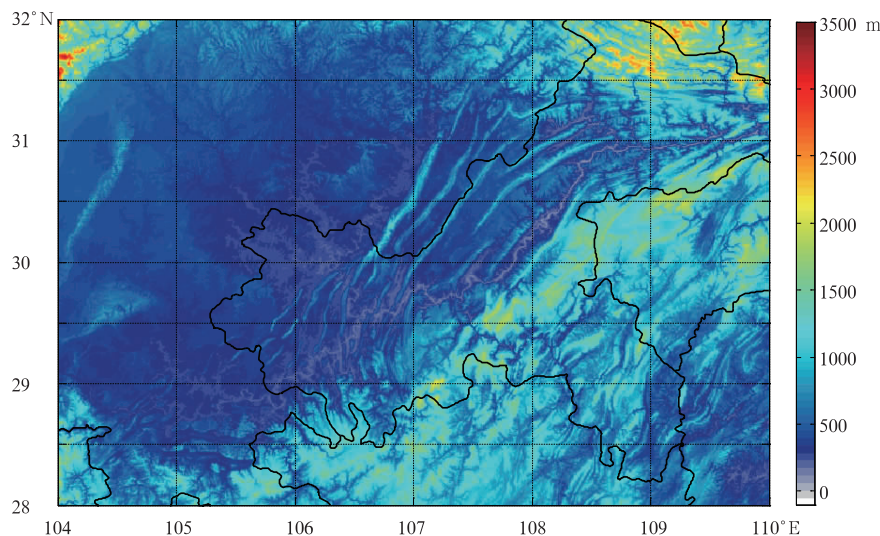


图1 研究区域地形高度(单位:m)

Fig. 1 Topographic image of the analysis region (unit: m)

过大量研究(Iguchi, et al, 2009; Seto, et al, 2007)。其数据产品资料由 GSFC/NASA(Goddard Space Flight Center/National Aeronautics and Space Administration)发布(Bolen, et al, 2000; Seto, et al, 2007; Iguchi, et al, 2009)。本研究主要采用其标准产品(TRMM Standard Product-TSP)中 V7 版二级产品 2A25、2A23 2004—2014 年数据集,该版本可以较好地探测 0℃层亮带的位置,并且,对降水类型的特征库进行了改进,从而完善了降水云类型分类产品,此外,也改进了反射率回波强度衰减订正算法和用于降水估测的雨滴谱分布模式,增加了测雨雷达波束充塞不均匀订正,提供经过衰减订正后的 20 km 高度范围内 80 层的雷达等效反射率因子和雨强、近地表雷达反射率因子和雨强,以及冻结高度等信息。图 2 给出了测雨雷达各季节过境研究区域观测到云降水有效回波的次数和探测到的区域年平均降水量,区域位置的分辨率水平为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 。总体看来,夏季平均降水量最多,高值区集中在川渝的中北部地势偏高的山区;春季和秋季的降水量空间分布相似,不同的是秋季降水整体有明显往东北部移动的特征;而冬季降水明显偏少,主要集中在重庆以东。

V7 版本 2A25 产品提供了“层云、对流云、可能层云、可能对流云、其他”5 种降水类型,当 0℃层亮带特征很明显且反射率垂直廓线有明显的层云降水

特征时,则认为是“层云”,当 0℃层亮带不存在且反射率垂直廓线有明显的对流云特征时,则认为是“对流云”,当 0℃层亮带特征不是特别明显时,则根据垂直廓线特征及地面降水强度等判断为“可能层云”或“可能对流云”。文中,将“可能对流云”与“对流云”放在一起计算,没有进行“其他”的统计分析。

3 分析

3.1 反射率垂直廓线

反射率垂直廓线除了可以揭示风暴的垂直结构,还可以揭示物理过程的变化。比如,层云降水通常在 0℃层附近存在亮带,而 0℃层亮带是水凝物相态变化后在雷达反射率回波强度上表现出来的特征,水凝物基本以较干的冰晶或雪花存在于 0℃层亮带以上,而以液态水滴的形式存在于 0℃层亮带以下,而在 0℃层内粒子则是以冰、雪、雨滴混合相态为主。这些反射率垂直廓线信息对研究微物理过程以及定量反演降水系统内的液态水含量有一定的指导意义。

图 3 给出了不同类型降水产品对应的平均反射率垂直分布特征,其中回波强度的间隔为 0.1 dBz,垂直高度层的分辨率为 250 m,由左往右依次为 10—90 百分位曲线,计算过程中剔除所有无效值,可以看到该区域内对流云降水占少数,多以层云降水为主,并且有约 60% 的层云性降水不存在明显的

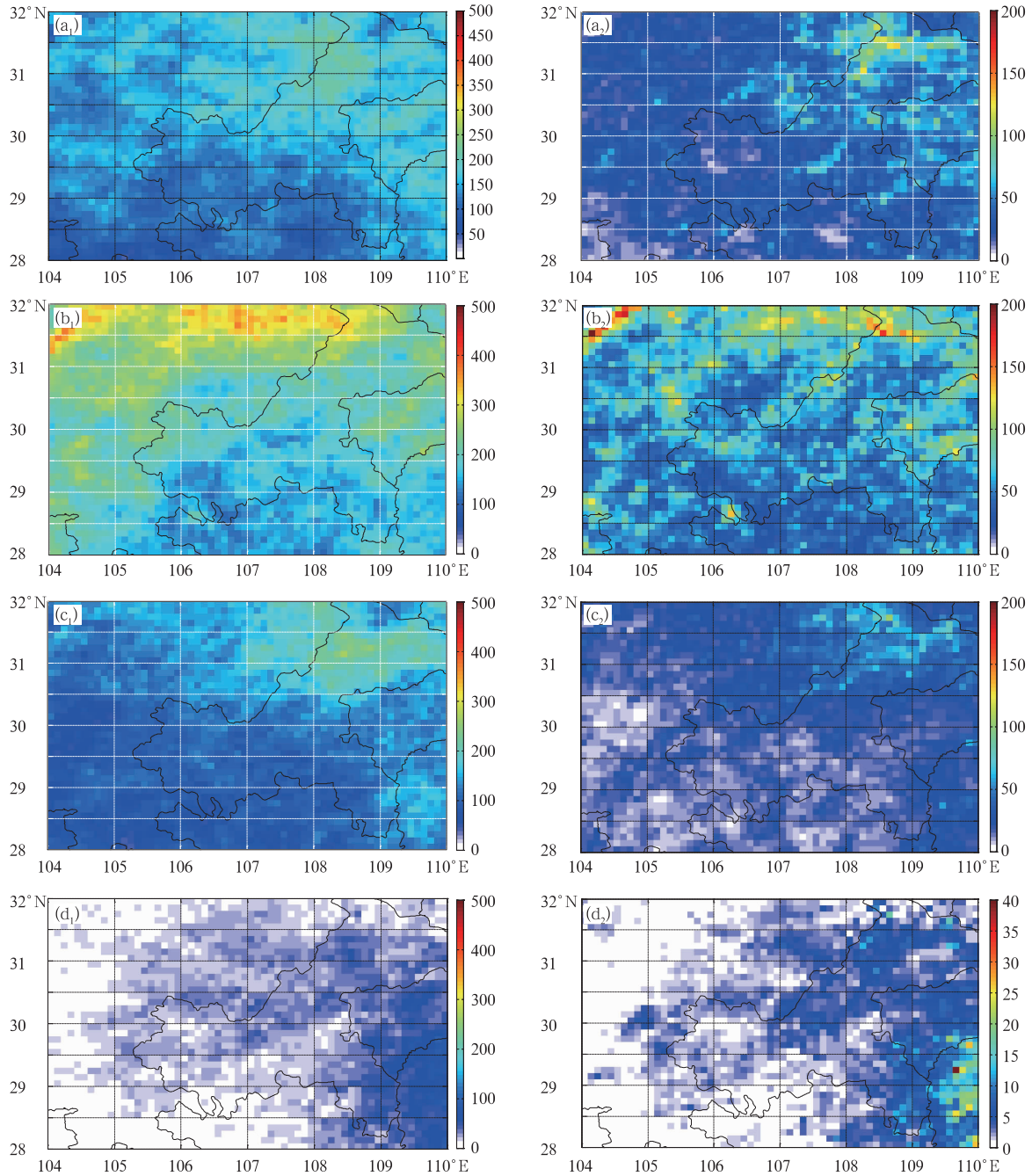


图2 TRMM PR 数据集在研究区域过境且观测到降水的季节性次数(a₁—d₁. 春—冬)及其区域总降水量(a₂—d₂. 春—冬, 单位:mm) (空间分辨率:0.1°×0.1°)

Fig. 2 Statistics of the TRMM PR dataset used in the analysis; data show the total pass number of precipitation (≥ 0 mm/h) (a₁ - d₁, spring - winter) and annual average precipitation (a₂ - d₂, spring - winter, unit: mm) for each grid-box during four seasons (the spatial resolution is 0.1°×0.1°)

0°C层亮带特征, 此类降水云的反射率垂直廓线最大值小于 35 dBz, 这说明地面降水较弱。百分位曲线

表明 90%的层云 0°C层亮带峰值强度低于 32 dBz。有 50%的对流云最大反射率强度超过35 dBz, 同时

存在约 30% 的极弱对流云,其最大反射率强度不足 24 dBz。对于层云降水而言,在 2—5 和 5—6 km 均各存在一个频次强度中心,这主要与研究区域的地

形高度分布不均有关,中北部为盆地平均海拔约 600 m 以内,而东部环山、海拔高度超过 2 km。

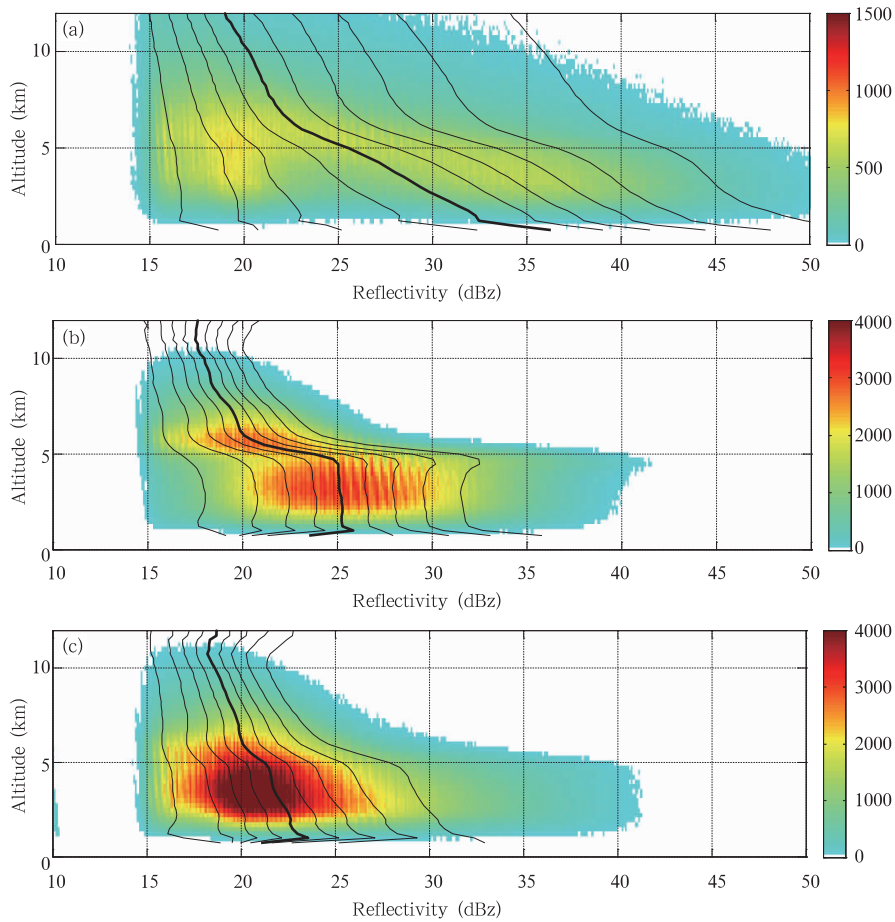


图 3 研究区域的对流云降水(a)、层云降水(b)以及可能层云降水(c)的反射率强度-高度分布频次(单位:个)

(图中从左往右 9 条垂直直线依次为 10%—90% 间隔 10 的百分位线,粗线为 50 百分位曲线计算时回波强度与垂直高度层的间隔步长分别为 0.1 dBz 与 250 m)

Fig. 3 Vertical profiles of the occurrence frequency of radar reflectivity in the whole PR dataset; (a) convective, (b) stratiform, and (c) possible stratiform precipitation

(The color-scale indicates the number of occurrence (unit in "N") for 0.1 dBz reflectivity and 250 m height intervals. The nine solid lines indicate the 10th-90th percentiles with an interval of 10%. The thick solid line represents the 50th-percentile curve)

图 4—6 给出了研究区域不同类型降水云随不同季节(春季:3—5 月,夏季:6—8 月,秋季:9—11 月,冬季:12 月—次年 2 月)的反射率垂直廓线,考虑到地面不同强度降水对应不同的反射率垂直廓线,将反射率垂直廓线将 0.4—80 mm/h 的地面降水强度分成 24 类分别统计。

当夏、秋季的降水强度不超过 3 mm/h、冬季降水强度达到 10 mm/h 时,对应的反射率垂直廓线有特别明显的 0℃ 层亮带特征。图 4b 上可看到当地面发生弱降水时,从 0℃ 层亮带的峰值区到其下方的降雨区的反射率强度的差异比地面发生强降水时的差异大,差异的变化范围为 5—6 dBz(当降水强

度 <0.6 mm/h)至 $1\text{--}2$ dBz(当降水强度达到 $0.6\text{--}3$ mm/h)。春季 0°C 层亮带的反射率垂直廓线特征不明显。夏季 0°C 层亮带底部的高度较其他3个季节的 0°C 层亮带底部高约 $1\text{--}2$ km,然而在 0°C 层亮带以上约 $2\text{--}3$ km处,春、夏、秋季的廓线强度值均随着高度的升高而明显递减,说明层云降水存在较大的冰-雪转化率,随地面出现的降水强度越增强,反射率强度在这个区间内的变化率越明显,为 $7\text{--}10$ dBz/km;从 0°C 层亮带上方 3 km至风暴顶,层云的平均反射率强度小于 18 dBz,并且随着高度的变化不明显,因此,在这一层的水凝物转化速率较慢,相应的对地面降水强度的贡献较小。冬季的反射率垂直廓线与其他3个季节有明显差异:云系发展最薄,云顶高度在 8 km以内, 0°C 层亮带平均高度最低,并且在其上方至云顶的区域内,反射率强度随高度的变化率低于春、夏、秋季,这说明冬季由于温度低、水汽含量低等原因,层云内部水凝物转化速率较

其他季节慢,地面降水强度则主要取决于 0°C 层亮带以上 3 km以内的水凝物转化率。

与层云有很大的不同,对流云的风暴顶较高,对于相同的地面降水强度,对应的反射率强度值更大。最直观的特征就是其从风暴顶至近地面,反射率垂直廓线呈现出单调增加的趋势,但其增加速率比层云内部的冰-雪转化率要小。由对流云降水的反射率垂直廓线季节平均标准方差结果(图略)可以看到,在具有近似强度等级的地面降水时,在冰冻层以下该值的变化较小;在冰冻层以上春、夏、秋季的变化率较大,最大值达到 6 dBz。这个特征说明具有近似强度的对流云降水在低层雨区内倾向于具有相似的雨滴谱分布,而在距离地面 4 km及其以上的融化层及冰层内具有变化复杂的雨滴谱分布,直接影响地面的降水强度及对流云的发展厚度。冬季的对流云厚度较其他3个季节的对流云发展厚度薄,从底层至云顶附近标准方差呈单调递增,且低层变

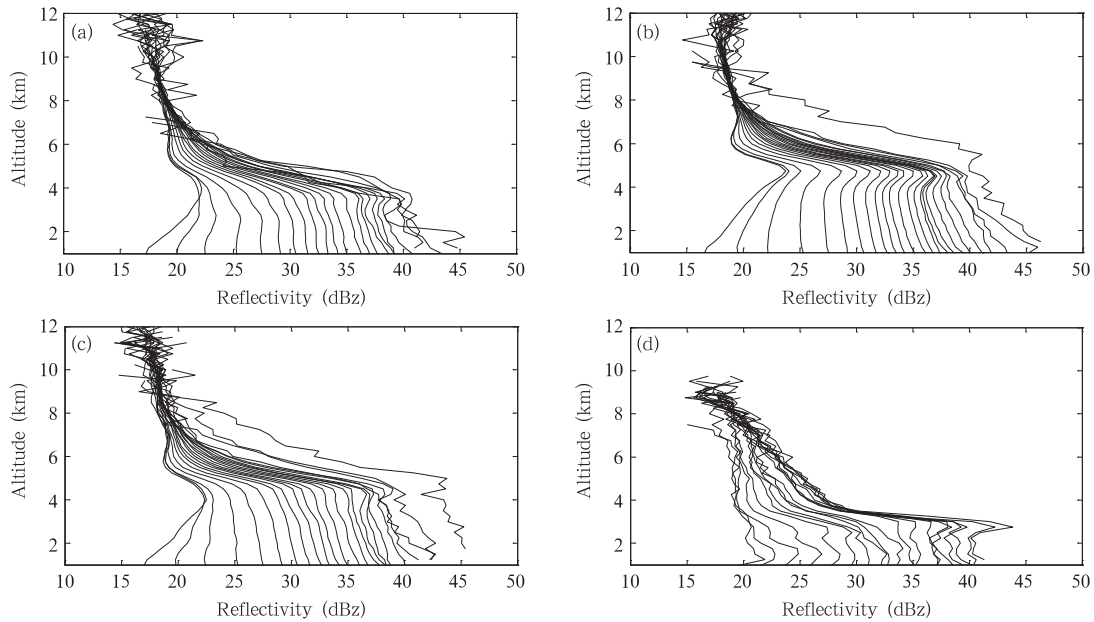


图4 层云降水反射率垂直廓线的季节性变化

(a—d. 春—冬;黑色曲线从左到右依次表示地面降水强度 $0.4, 0.6, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0, 6.0, 7.0, 8.0, 9.0, 10.0, 12.0, 15.0, 20.0, 25.0, 30.0, 40.0, 60.0$ 和 80.0 mm/h时的平均反射率垂直廓线)

Fig. 4 Seasonal variation of VPR for the type of stratiform precipitation

(a—d. spring—winter; Solid lines represent the mean curves of VPR, which are categorized from left to right by the surface rainfall rates: $0.4, 0.6, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0, 6.0, 7.0, 8.0, 9.0, 10.0, 12.0, 15.0, 20.0, 25.0, 30.0, 40.0, 60.0$, and 80.0 mm/h)

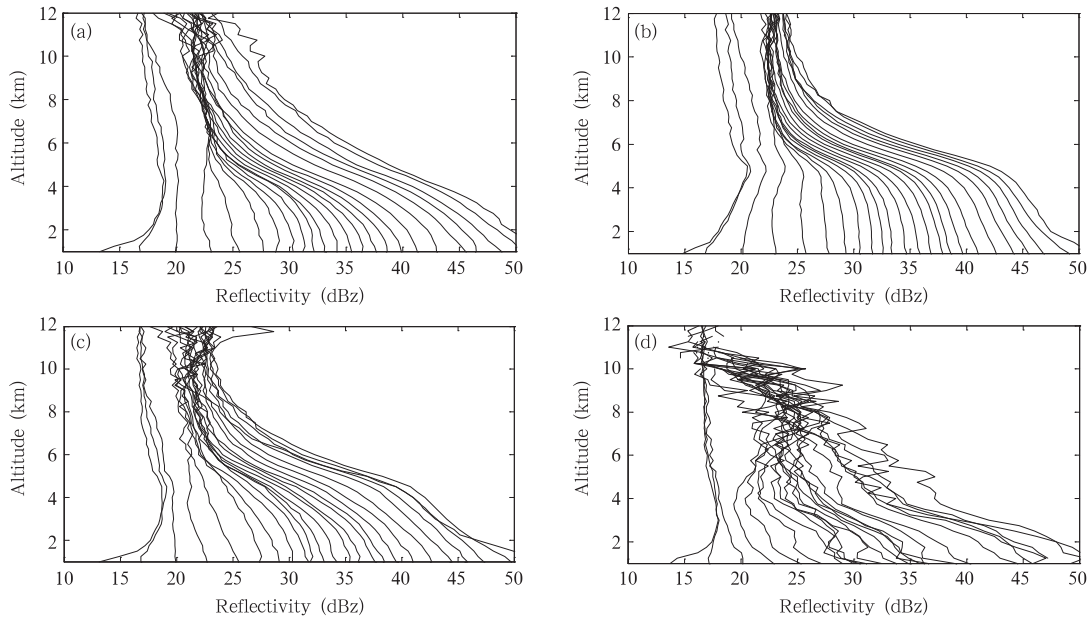


图 5 同图 4, 但为对流云降水

Fig. 5 Same as in Fig. 4 but for convective precipitation

化率较其他 3 个季节大, 这说明冬季的对流云内雨滴谱分布变化复杂, 且越随高度的升高这种变化越不稳定。此外, 春、秋季的反射率垂直廓线特征较为相似, 在冰冻层上下较近的高度内, 当地面降水强度接近时, 反射率垂直廓线没有表现出明显的季节性变化特征。而从冰冻层至地面, 对流云的反射率垂

直廓线逐渐增加, 增加最大值不超过 2 dBZ/km。

图 6 给出了“可能层云”的反射率垂直廓线, 该类型的降水主要取决于测雨的观测。其特征基本类似于图 4 中的结构, 不同的是 0℃层亮带的结构不够明显, 并且还有一些反射率垂直廓线表现出类似于对流云廓线的特征, 比如从风暴顶至地面反射率

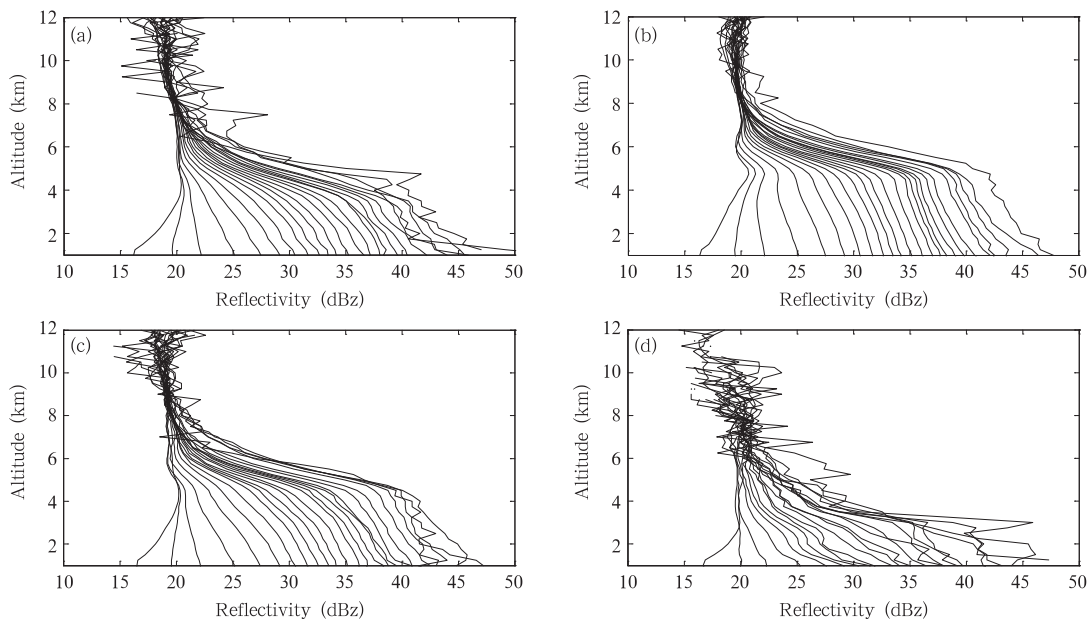


图 6 同图 4, 但为可能层云降水

Fig. 6 Same as in Fig. 4 but for possible stratiform precipitation

强度递增。但是值得注意的是, 这类型的降水大部分具有最大反射率强度小于 28 dBz(图 3)的特征, 并且对应的地面降水强度小于 2.5 mm/h。因此, 图 6 中的反射率垂直廓线反映的是弱层云回波特征, 其对应的 0°C 层亮带也不明显。

3.2 风暴顶高

Fu 等(2006)研究得出同样的降水类型, 风暴顶发展越高则对应着越强的地面降水。风暴的高度与上升气流的强度相关, 同样也会受地形影响。

TRMM 2A23/2A25 的算法中包括了海平面以上的风暴顶高度产品, 图 7 给出了研究区域不同季节的平均风暴顶高度分布。其结果与 Cao 等(2013)针对美国落基山脉区域的研究结论不同之处: 只有春季受地形影响的特征明显, 山地与盆地区域的平均差异达到 1.5—2.0 km; 冬季的风暴顶发展较低, 雷暴系统整体东移, 而在研究区域的东南角有小范围的雷暴平均高度达到了夏季的平均值; 夏季风暴顶高较其他 3 个季节高 3—4 km。

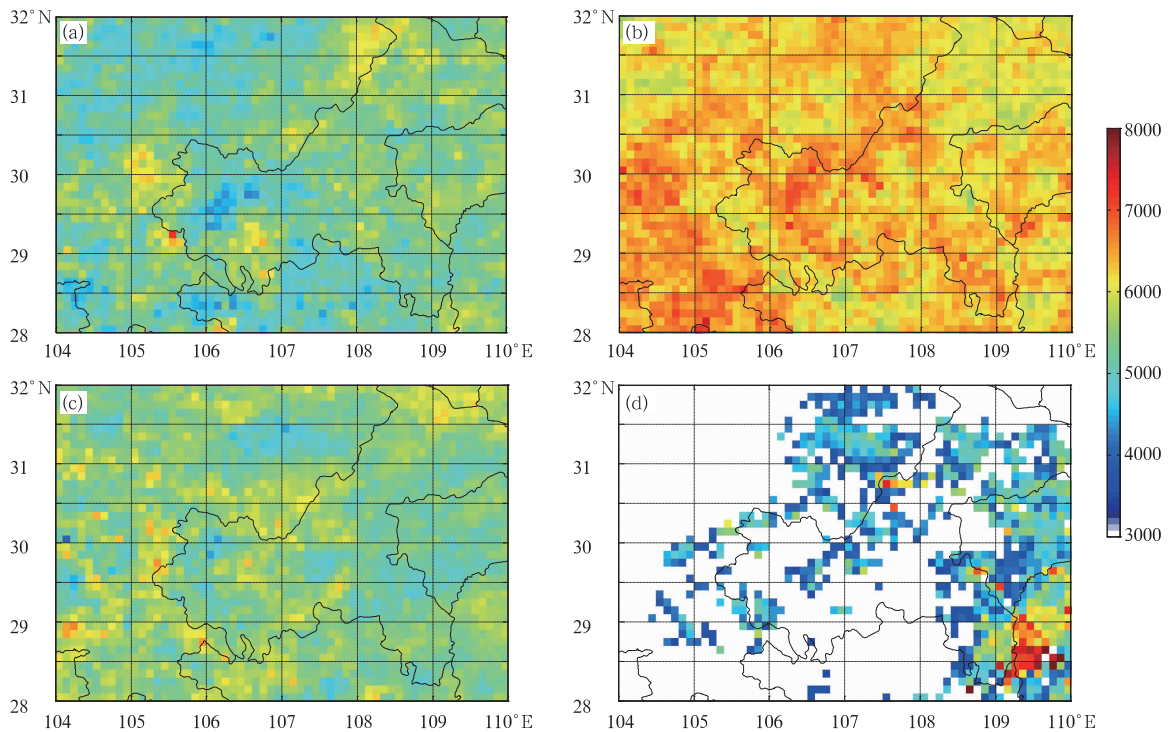


图 7 研究区域季节性风暴顶高平均分布

(a—d. 春—冬; 单位: m, 空间分辨率: $0.1^\circ \times 0.1^\circ$)

Fig. 7 Seasonal and spatial variations of the storm top height

(a—d. spring—winter; unit: m, the spatial resolution is $0.1^\circ \times 0.1^\circ$)

3.3 0°C 层亮带

0°C 层亮带的出现是地基天气雷达估测降水不确定性的主要因素之一 (Zhang, et al, 2010; Kirstetter, et al, 2010; 戚友存, 2012; 庄薇, 2013)。对于 0°C 层亮带的几个特征参量 (包括 0°C 层及其峰值高度、0°C 层亮带底高度) 的认识有助于推断在给定探测仰角和距离的情况下地基天气雷达波束穿过融化层的情况。图 8 给出了研究区域内不同季节 0°C 层亮带峰值高度的平均分布 (后文定义 0°C 层亮带峰值对应的高度为其典型高度)。一般而

言, 0°C 层亮带的高度与温度密切相关, 0°C 层能粗略地提供 0°C 层亮带的高度, 图 8 区域季节性平均 0°C 层亮带海拔高度分布: 夏季平均值最高, 绝大部分地区为 4.5—5 km; 其次是秋季也较高, 但 0°C 层亮带在秋季表现出与夏季不同的分布特征; 而冬季气温较低使得其平均高度较低。此外, 春、秋季地形对其的影响也较明显, 在研究区域内较高的地形对应着较高的其峰值高度, 较低与较高的 0°C 层亮带峰值区域的地形高度差在 1—1.5 km, 与之对应的 0°C 层亮带高度差特征也与之对应; 夏季, 由于融化层常

常高于地表数千米,因此,地形的影响随着 0℃层亮带高度的升高逐渐不明显。这些结论均支持由于地表加热和地形影响产生的垂直气流能够明显改变风暴垂直结构的假定。通过研究区域不同季节和雨强 0℃层亮带峰值高度的关系发现(图略),平均 0℃层

亮带高度分别在夏和冬季达到最大和最小值;地表降水强度在冬季随着其高度的升高而增强,而在夏和秋季,如果地表降水强度超过 10 mm/h,则降水强度随其高度的降低而增强;春季的地表降水强度与 0℃层亮带发展高度没有明显的关系。

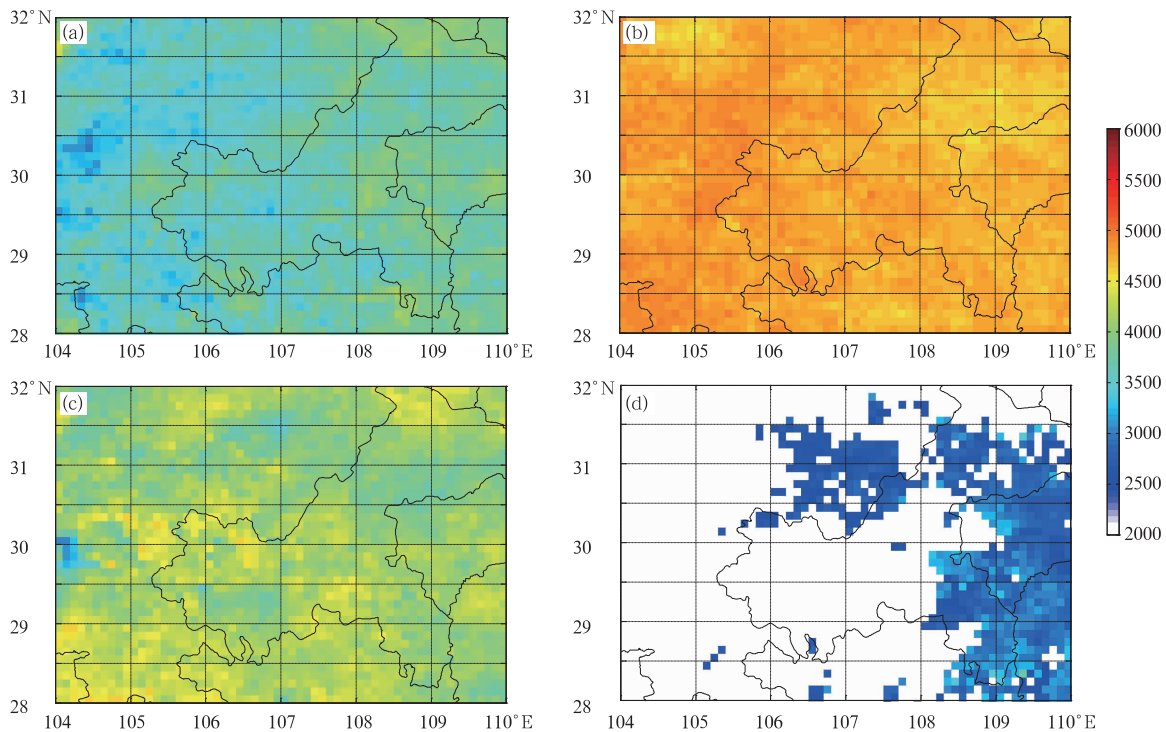


图 8 研究区域季节性 0℃层亮带平均高度分布

(a—d. 春—冬;单位:m,空间分辨率:0.1°×0.1°)

Fig. 8 Seasonal and spatial variations of the bright-band peak height

(a—d. spring—winter; unit: m, the spatial resolution is 0.1°×0.1°)

3.4 雨区斜率

地基天气雷达获取的从冰冻层至地表的反射率垂直廓线常被用于降水估测,对于低层反射率随高度变化递增或递减的信息将有助于改进地面降水估测(Qi, et al, 2013)。一般而言,若只考虑降水的物理特性而不考虑未采样影响,0℃层下方反射率强度的加强主要由雨滴粒子的增长、碰并产生,而强度的减弱则与蒸发以及雨滴的破碎有关。Wen 等(2013)建立了层云反射率垂直廓线的概念(图略),并在 0℃层亮带底层至地面雨区根据反射率垂直廓线的增加或减少建立了线性斜率参量,使用线性回归方法计算雨区斜率。当斜率 >0 时,表明反射率强度减小的趋势。图 9 给出了夏和秋季的“层云降水”“对流云降水”及“可能层云降水”的反射率垂直

廓线低层雨区斜率分布。可以看出,“层云降水”的斜率基本表现为正值,这有助于推断在 0℃层亮带低层-雨区的范围内蒸发等因素的影响导致雨滴尺寸减小,这与以往研究结论(Kumjian, et al, 2010)一致,但在地形很高的地区斜率也存在负值,这反映了地形对垂直气流结构的改变存在一定的影响。“对流云降水”的雨区斜率基本为负值,尤其在地势较高的东北部等区域平均斜率达到 -4 dB/km,这反映了雨区微物理过程:对流云一般伴随着较强的上升气流,有利于增强低层雨滴的碰并增长,与层云降水相比,潮湿的环境会使蒸发率减小从而有助于雨滴的增长;但是在秋季中西部等地形特别低洼的区域也会呈现出正值,其原因可能是进入秋季之后受青藏高原的影响这些邻近区域低层非常干具有很低的相

对湿度从而加强了蒸发率形成了较弱的斜率正值。“可能层云降水”的雨区斜率表现出与地形高度相关的特性:低处为正值、高处为负值;这说明在这个区域内这类降水在近地面会受地形影响,使得其垂直结构发生明显改变而不具备 0℃层亮带廓线的特征、并且在其下方的降雨区反射率强度不断增大。

图 10 给出了夏、秋季地形高度与不同降水强度反射率垂直廓线雨区平均斜率的变化关系。对于

“层云降水”及“可能层云降水”,除了在较高地形并且降水强度 <2.0 mm/h 时出现了斜率有轻微的增大以外,雨区斜率受地形及雨强的影响不明显。但是地形对于“对流云降水”的雨区斜率影响非常明显,在地形较高的区域,雨区的回波强度随着越接近地面越大。这个结论说明地形较高的区域内,地表由于更接近云层底部,其加热对上升气流加强的影响可能有更直接的效果,而较强的上升气流会促进

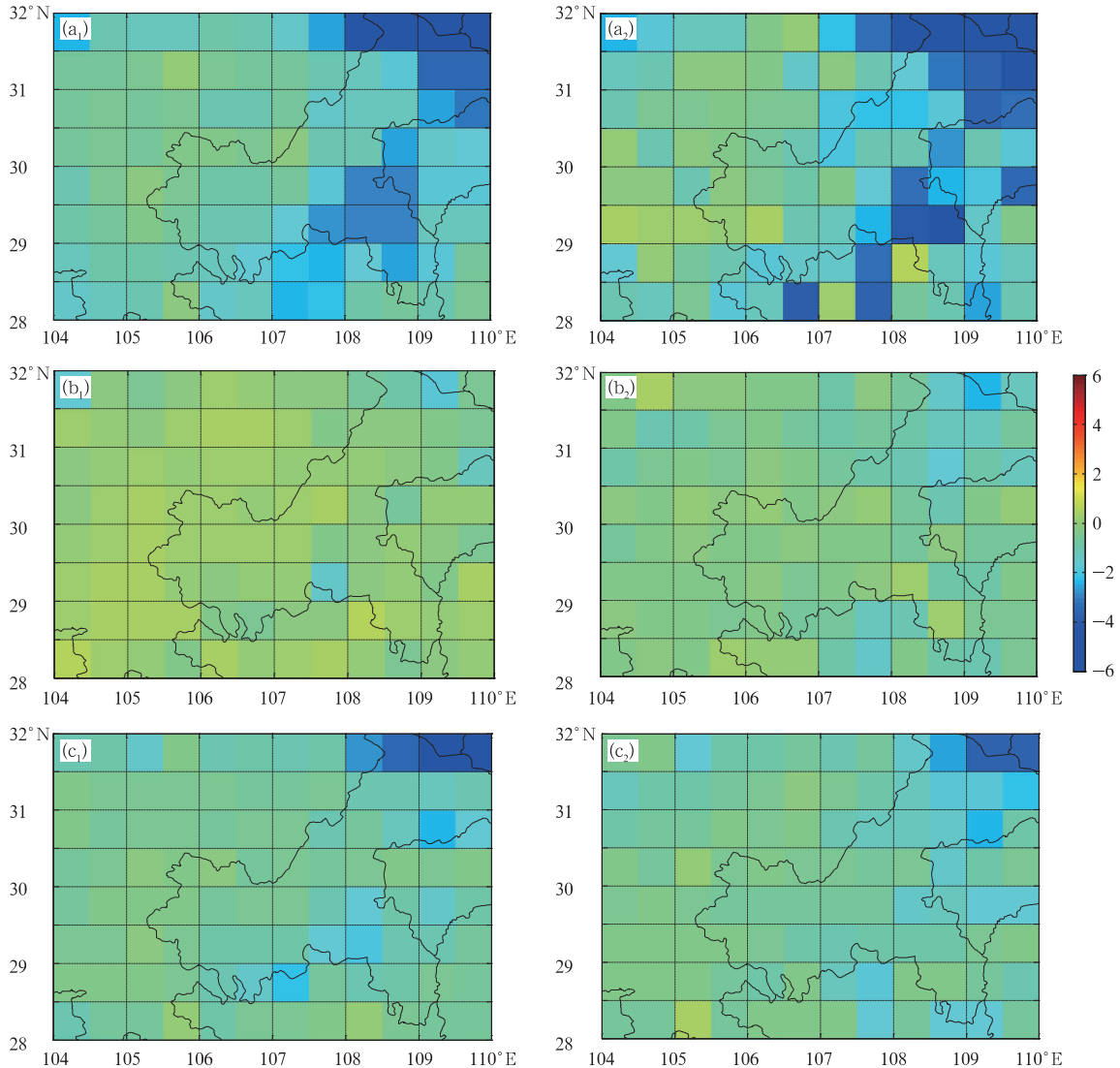


图 9 对流云(a)、层云(b)和可能层云(c)的夏季(a₁—c₁)、秋季(a₂—c₂)雨区斜率(单位:dB/km)的平均分布(空间分辨率为 0.5°×0.5°)

Fig. 9 Seasonal and spatial variations of the VPR slope (unit: dB/km) of raining region; (a) convective, (b) stratiform, and (c) stratiform maybe precipitation for summer (a₁ - c₁) and autumn (a₂ - c₂) (The spatial resolution is 0.5°×0.5°)

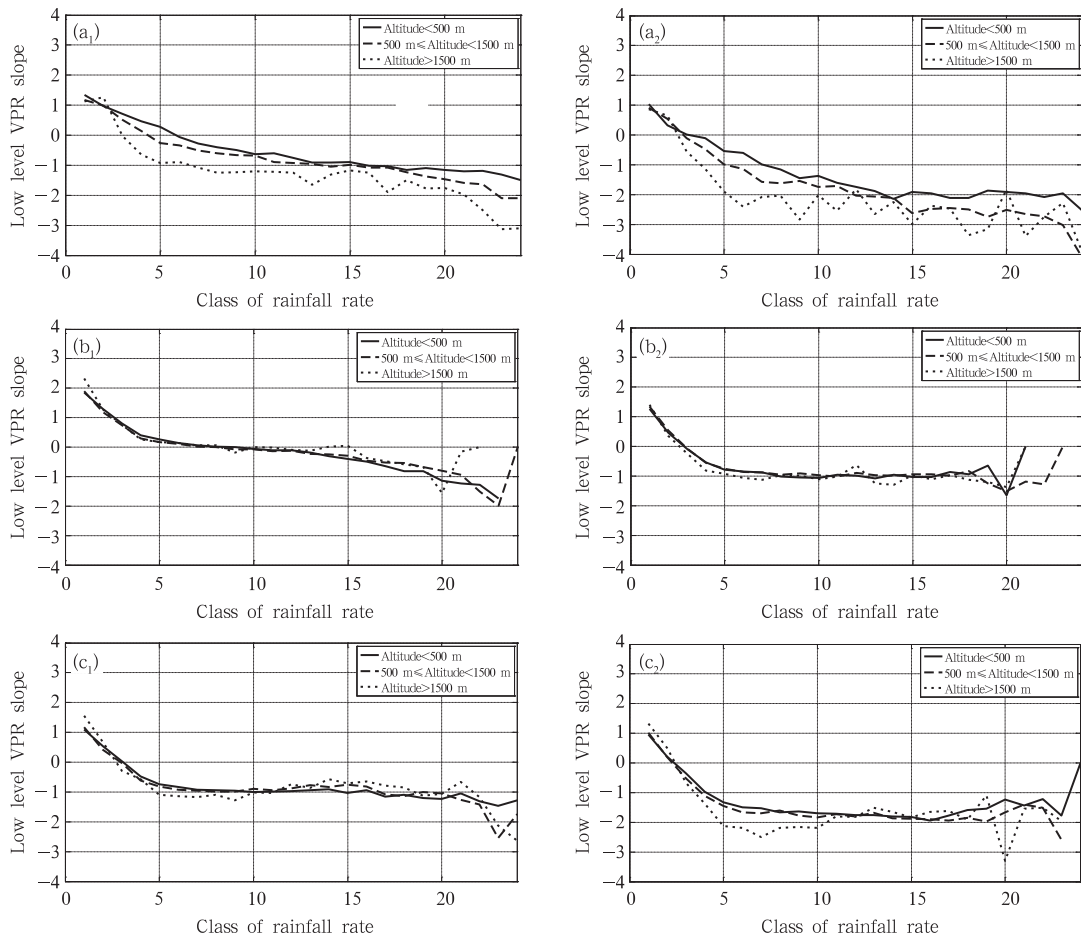


图 10 夏季(a_1-c_1)和秋季(a_2-c_2)地形高度对对流云(a)、层云(b)和可能层云(c)中不同雨强反射率垂直廓线低层平均斜率(单位:dB/km)的影响

(24 个雨强等级分别为 0.4、0.6、1.0、1.5、2.0、2.5、3.0、3.5、4.0、4.5、5.0、6.0、7.0、8.0、9.0、10.0、12.0、15.0、20.0、25.0、30.0、40.0、60.0、80.0 mm/h)

Fig. 10 Effects of terrain's altitude on the low-level VPR slope (unit in dB/km) with different rainfall rates for convective (a), stratiform (b), and stratiform maybe (c) precipitation for summer ($a_1 - c_1$) and autumn ($a_2 - c_2$)

(The x-axis stands for the 24 classes of rainfall rate, i. e. 0.4, 0.6, 1.0, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0, 6.0, 7.0, 8.0, 9.0, 10.0, 12.0, 15.0, 20.0, 25.0, 30.0, 40.0, 60.0, and 80.0 mm/h, respectively)

低层粒子的迅速增长;“可能层云降水”仍然表现出轻微的“对流云降水”的特性,这与 V7 版降水云分类算法有关。另外,以往研究(Kumjian, et al, 2010)表明,造成地面降水强度不同的滴谱演变也是造成反射率垂直廓线雨区斜率变化的影响因素。相对于中或大雨,地面出现较小降水强度($< 2.5\text{ mm/h}$)时,层云的雨区斜率值较大;这可能是由于层云降水强度很小时对应着相对较干的环境,这会加强边界层蒸发率,尽管降水本身的变化率会随近地面雷达回波强度增强而增大,但是反射率垂直廓线雨区斜

率仍然是正值,此现象可用于解释当出现较强降水时,环境场湿度很大导致蒸发的作用较不明显。层云降水一般对应着雨滴下落时反射率不同程度的减少,降水强度 $< 5\text{ mm/h}$ 的对流风暴内部以蒸发为主导,降水强度达到 18 mm/h 的对流风暴内部则以粒子增多为主。雨区斜率为较大负值一方面说明地面降水强度较大,另一方面也说明了较强的地面降水对应着较强上升气流的发生、潮湿的环境使得蒸发率降低、低层粒子的碰并增长率增强的特性。结合图 9、10 还可以知道,川渝地区的层云降水以雨强

<2.0 mm/h 的降水为主,而当雨强继续增强时,其反射率垂直廓线常常会呈现出对流云的垂直结构特征,因此,还可以推断该地区容易触发弱对流系统的产生,因而可以推断出 TRMM 云分类算法在该地区会受到一定的挑战,仍有改进的空间。

4 讨论

4.1 TRMM PR 观测的局限性

本研究仅利用星载测雨雷达的观测建立了反射率垂直廓线气候态特征参数。然而对于波长较短的 Ku 波段雷达而言,其电磁波在低层的衰减是比较严重的问题,如果没有进行衰减订正,上述分析将会受到很大影响。由于研究中使用的是 TRMM 团队研发的经过衰减订正的回波强度数据以及相应的地面降水估测产品,已有大量的研究表明,该衰减订正数据及产品比较可靠(Bolen, et al, 2000; 王振会, 2001; Wang, et al, 2009; Liao, et al, 2009; Igu-chi, et al, 2009; Wen, et al, 2011),因此,不需要再对数据进行重复的衰减订正。而 1 km 以下因为数据密度较低出现廓线斜率突变的原因可能有地物杂波、信号衰减,因为地形的影响,在海拔 1 km 以下区域的数据质量有待进一步改进(Awaka, et al,

2007; Cao, et al, 2013; Rasmussen, et al, 2013; Duan, et al, 2015)。

4.2 建立层云典型反射率垂直廓线的可行性

基于长时间序列的反射率垂直廓线特征统计分析加强了对研究区域风暴降水垂直结构及其对应的物理过程的理解。在青藏高原东南缘川渝区域地基天气雷达由于波束遮挡尤其对低层探测的缺失,使得其定量估测降水的能力有所局限,本研究基于星载测雨雷达的分析有助于下一步研究降水反射率垂直廓线的订正方法:建立区域不同强度层云降水的代表性反射率垂直廓线有助于地基天气雷达估测降水精度的提高,尤其可以改善前文提到的地基天气雷达由于地形遮挡远距离波束穿越融化层的情况。图 11 给出了不同季节层云降水的典型反射率垂直廓线:横坐标表示每层高度平均反射率强度与 0°C 层亮带峰值下方 1 km 处的反射率强度的比值,纵坐标是以 0°C 层亮带峰值为 0 参照标准的高度表示。在较弱降水系统的融化层及其上方的冰层对应着较大值的反射率垂直廓线比值,说明较弱层云降水的冰冻层内部具有较低的冰-雪粒子聚合转换率,并且,其相对较强的 0°C 层亮带回波会导致近地面降水强度估测的误差增大。当层云降水强度大于

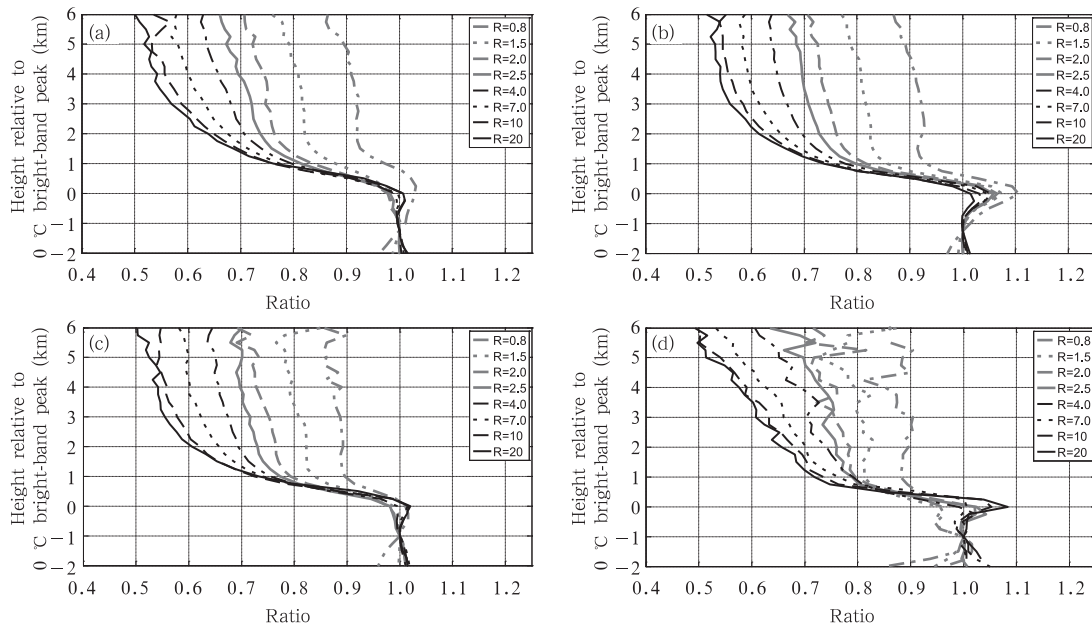


图 11 不同降水强度层云的季节性(a—d, 春—冬)归一化反射率垂直廓线

Fig. 11 Normalized VPR shapes for stratiform precipitation with different rainfall rates for the four seasons (a - d, spring - winter)

7 mm/h时,冰-雪聚合区域的反射率垂直廓线比率与融化层比较接近,这表明在降水较强的层云内,反射率垂直廓线垂直结构随高度的变化不明显,因此,具有“可预测性”;但对于给定降水强度等级的层云降水的反射率垂直廓线结构具有季节变化特性,这些结论支持了可以在一定的区域范围内建立利用星载测雨雷达的观测融合改进地基天气雷达研究层云降水条件下定量降水估测的方法。

4.3 星-地测雨雷达观测反射率垂直廓线融合应用的展望

当使用图 11 中测雨雷达建立的川渝区域气候态典型层云反射率垂直廓线模型去订正地基天气雷达的观测廓线时,还需要根据距离地基雷达的远近取样体积的变化从高层到低层进行相应的平滑处理,从而得到不同区域、不同季节、不同强度的层云降水气候态特征参数。具体气候态反射率垂直廓线特征参数订正地基观测值尚需进一步详细讨论、分析。这里提供一些简要的方法和思路:图 11 中反射率垂直廓线的变化代表了 Ku 波段雷达在不同降水强度下的反射率垂直廓线变化特征,这些反射率垂直廓线将根据物理模型法(Kirstetter, et al, 2010; Wen, et al, 2013)或经验法(Cao, et al, 2013)被转化为 S 波段下的反射率垂直廓线,对于给定的区域气候态反射率垂直廓线将根据雷达波束展宽等因素的影响进行调整修正,调整过的反射率垂直廓线将被用于联合山区地基天气雷达估测其低层雨区内的反射率。然而在应用气候态反射率垂直廓线时应考虑针对不同强度的层云降水利用不同的反射率垂直廓线形态,这就需要使用高空观测的反射率进行反射率垂直廓线匹配,甚至要考虑“集合法”,在这种情况下,地基天气雷达探测的 0℃层亮带层内或其上方的反射率、包括被地形遮挡的山区均可以结合星载观测的近地面的进行修正或补充,从而达到改进地基天气雷达估测降水的目的。值得注意的是,与“通过 0℃层亮带可以识别出层云”类似,双偏振及双频雷达具有较好的识别风暴垂直结构的功能(Matrossov, et al, 2007),可以更详细地给出特定区域内地基天气雷达从高层到低层观测得到降水粒子的信息,因此区域典型反射率垂直廓线的建立在未来可以进一步改进,GPM 搭载的双波段测雨雷达观测信息以及丰富的偏振地基雷达以及可以用于减少目前测雨雷达建立气候态特征反射率垂直廓线的不

确定性。

5 结 论

使用 2004 年 1 月—2014 年 12 月 TRMM PR 探测资料对青藏高原东南缘川渝地区进行季节性统计分析,得到如下结论:

不同的降水类型对应着不同的反射率垂直廓线形状。从冰区到雨区,由于不同的微物理及动力过程使得对流云和层云降水的垂直廓线结构有较大的差异:在研究的区域中,对流云降水占少数、多以层云降水为主,并且有约 60%的层云降水不存在明显的 0℃层亮带特征,但是此类降水云的反射率垂直廓线最大值小于 35 dBz 说明地面降水不会很强;90%的层云 0℃层亮带峰值强度低于 32 dBz,50%的对流云最大反射率强度超过 35 dBz。

不同的地面降水强度对应着不同的反射率垂直廓线形状。同样是层云降水,地面发生中及大雨时,其 0℃层以上的反射率减弱程度相对于地面发生小雨时更大,这说明层云系统发生中及大雨时其冰雪区的聚合反应效率明显较发生小雨时高。冬季由于温度、水汽减少等原因,层云内部水凝物转化速率较其余季节偏慢、且地面降水强度主要取决于 0℃层亮带以上 3 km 以内的水凝物转化率。

不同强度降水的反射率垂直廓线特征参数随季节变化明显,且地形对反射率垂直廓线的垂直结构及其特征参数有一定的影响。风暴顶高度与地形高度变化相关,在地势较高的区域,对流云降水(尤其当降水强度达到 4 mm/h 时)的雨区回波反射率会有明显迅速增强、或轻微减弱的特征,地表加热和地形高度的作用会加强上升气流对反射率垂直廓线形态的影响。

层云降水雨区的反射率垂直廓线斜率为正值揭示这部分区域由于蒸发等原因使得反射率强度降低;对流云降水的雨区斜率会随着地面降水强度的增加而增大,且为负值;总体而言,上升气流的强度影响着冰雪及雨水区的碰并增长率以及低层的蒸发作用,从而进一步影响低层的反射率垂直廓线斜率;因此边界层的相对湿度是另一个影响雨区反射率垂直廓线斜率及蒸发率的重要因素。

对于给定区域条件下可以建立不同降水强度的典型层云反射率垂直廓线模型,并用于弥补地基天气雷达低层探测能力受限的缺陷,进而改进单地基

雷达在该区域的定量降水估测误差。

致谢:感谢清华大学洪阳教授、温逸馨博士、马颖钊博士等对本研究的帮助与支持。

参考文献

- 傅云飞, 曹爱琴, 李天奕等. 2012. 星载测雨雷达探测的夏季亚洲对流与层云降水雨顶高度气候特征. *气象学报*, 70(3): 436-451. Fu Y F, Cao A Q, Li T Y, et al. 2012. Climatic characteristics of the storm top altitude for the convective and stratiform precipitation in summer Asia based on measurements of the TRMM precipitation radar. *Acta Meteor Sinica*, 70(3): 436-451 (in Chinese)
- 戚友存. 2012. 通过 VPR 订正技术提高雷达定量降水估计能力 [D]. 南京: 南京信息工程大学. Qi Y C. 2012. Improving radar-based precipitation estimation through VPR correction [D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science & Technology (in Chinese)
- 王振会. 2001. TRMM 卫星测雨雷达及其应用研究综述. *气象科学*, 21(4): 491-500. Wang Z H. 2001. A brief introduction to TRMM precipitation radar and a summary on the study of its applications. *Sci Meteor Sinica*, 21(4): 491-500
- 庄薇. 2013. 青藏高原复杂地形雷达估测降水关键方法研究 [D]. 南京: 南京信息工程大学. Zhuang W. 2013. Key method research on radar precipitation estimation of complex terrain over the Tibet Plateau. Nanjing: Nanjing University of Information Science & Technology (in Chinese)
- Awaka J, Iguchi T, Okamoto K. 2007. TRMM PR standard algorithm 2A23 and its performance on bright band detection. *J Meteor Soc Japan*, 87A: 31-52
- Bellon A, Lee G W, Zawadzki I. 2005. Error statistics of VPR corrections in stratiform precipitation. *J Appl Meteor*, 44(7): 998-1015
- Biggerstaff M I, Houze R A Jr. 1993. Kinematics and microphysics of the transition zone of the 10 - 11 June 1985 squall line. *J Atmos Sci*, 50(18): 3091-3110
- Bolen S M, Chandrasekar V. 2000. Quantitative cross validation of space-based and ground-based radar observations. *J Appl Meteor*, 39(12): 2071-2079
- Cao Q, Hong Y, Qi Y C, et al. 2013. Empirical conversion of vertical profile of reflectivity (VPR) from Ku-band to S-band frequency. *J Geophys Res Atmos*, 118(4): 1814-1825
- Cao Q, Qi Y C. 2014. The variability of vertical structure of precipitation in Huaihe River Basin of China: Implications from long-term space-borne observations with TRMM precipitation radar. *Water Res Res*, 50(5): 3690-3705
- Duan Y, Wilson A M, Barros A P. 2015. Scoping a field experiment: Error diagnostics of TRMM precipitation radar estimates in complex terrain as a basis for IPHEX2014. *Hydrol Earth Syst Sci*, 19(3): 1501-1520
- Fabry F, Zawadzki I. 1995. Long-term radar observations of the melting layer of precipitation and their interpretation. *J Atmos Sci*, 52(7): 838-851
- Fu Y F, Feng J Y, Zhu H F, et al. 2006. Precipitation structures of a thermal convective system happened in the central western subtropical Pacific anticyclone. *J Meteor Res*, 20(2): 232-243
- Gabella M, Morin E, Notarpietro R. 2011. Using TRMM spaceborne radar as a reference for compensating ground-based radar range degradation: Methodology verification based on rain gauges in Israel. *J Geophys Res: Atmos*, 116(D2): D02114
- Germann U, Joss J. 2002. Mesobeta profiles to extrapolate radar precipitation measurements above the Alps to the ground level. *J Appl Meteor*, 41(5): 542-557
- Geerts B, Dejene T. 2005. Regional and diurnal variability of the vertical structure of precipitation systems in Africa based on spaceborne radar data. *J Climate*, 18(7): 893-916
- Iguchi T, Kozu T, Kwiatkowski J, et al. 2009. Uncertainties in the rain profiling algorithm for the TRMM precipitation radar. *J Meteor Soc Japan*, 87(1): 1-30
- Kirstetter P E, Andrieu H, Delrieu G, et al. 2010. Identification of vertical profiles of reflectivity for correction of volumetric radar data using rainfall classification. *J Appl Meteor Climatol*, 49(10): 2167-2180
- Kitchen M, Brown R, Davies A G. 1994. Real-time correction of weather radar data for the effects of bright band, range and orographic growth in widespread precipitation. *Quart J Roy Meteor Soc*, 120(519): 1231-1254
- Kozu T, Kawanishi T, Kuroiwa H, et al. 2001. Development of precipitation radar onboard the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite. *IEEE Trans Geosci Remote Sens*, 34(1): 102-116
- Kumjian M R, Ryzhkov A V. 2010. The impact of evaporation on polarimetric characteristics of rain: Theoretical model and practical implications. *J Appl Meteor Climatol*, 49(6): 1247-1267
- Liao L, Meneghini R. 2009. Changes in the TRMM version-5 and version-6 precipitation radar products due to orbit boost. *J Meteor Soc Japan*, 87A: 93-107
- Maddox R A, Zhang J, Gourley J J, et al. 2002. Weather radar coverage over the contiguous United States. *Wea Forecasting*, 17(4): 927-934
- Matrosov S Y, Clark K A, Kingsmill D E. 2007. A polarimetric radar approach to identify rain, melting-layer, and snow regions for applying corrections to vertical profiles of reflectivity. *J Appl Meteor Climatol*, 46(2): 154-166
- McFarquhar G M, Timlin M S, Rauber R M, et al. 2007. Vertical variability of cloud hydrometeors in the stratiform region of mesoscale convective systems and bow echoes. *Mon Wea Rev*, 135(10): 3405-3428
- Qi Y C, Zhang J. 2013. Correction of radar QPE errors associated with low and partially observed bright band layers. *J Hydrometeorol*

- teorol, 14(6): 1933-1943
- Rasmussen K L, Choi S L, Zuluaga M D, et al. 2013. TRMM precipitation bias in extreme storms in South America. *Geophys Res Lett*, 40(13): 3457-3461
- Seto S, Iguchi T. 2007. Rainfall-induced changes in actual surface backscattering cross sections and effects on rain-rate estimates by space-borne precipitation radar. *J Atmos Oceanic Technol*, 24(10): 1693-1709
- Smith A M, McFarquhar G M, Rauber R M, et al. 2009. Microphysical and thermodynamic structure and evolution of the trailing stratiform regions of mesoscale convective systems during BAMEX. Part I: Observations. *Mon Wea Rev*, 137(4): 1165-1185
- Vignal B, Galli G, Joss J, et al. 2000. Three methods to determine profiles of reflectivity from volumetric radar data to correct precipitation estimates. *J Appl Meteor*, 39(10): 1715-1726
- Wang J X, Wolfe D B. 2009. Comparisons of reflectivities from the TRMM precipitation radar and ground-based radars. *J Atmos Oceanic Tech*, 26(5): 857-875
- Wen Y X, Hong Y, Zhang G F, et al. 2011. Cross validation of spaceborne radar and ground polarimetric radar aided by polarimetric echo classification of hydrometeor types. *J Appl Meteor Climatol*, 50(7): 1389-1402
- Wen Y X, Cao Q, Kirstetter P, et al. 2013. Incorporating NASA space-borne radar data into NOAA National Mosaic QPE system for improved precipitation measurement: A physically based VPR identification and method. *J Hydrometeor*, 14(4): 1293-1307
- Yang Y, Chen X, Qi Y. 2013. Classification of convective/stratiform echoes in radar reflectivity observations using a fuzzy logic algorithm. *J Geophys Res: Atmos*, 118(4): 1896-1905
- Zhang J, Qi Y C. 2010. A real-time algorithm for the correction of brightband effects in radar-derived QPE. *J Hydrometeorol*, 11(4): 1157-1171