

傅云飞, 潘晓, 刘国胜, 等. 2016. 基于云亮温和降水回波顶高度分类的夏季青藏高原降水研究 [J]. 大气科学, 40 (1): 102–120. Fu Yunfei, Pan Xiao, Liu Guosheng, et al. 2016. Characteristics of precipitation based on cloud brightness temperatures and storm tops in summer over the Tibetan Plateau [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 40 (1): 102–120, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1507.15165.

基于云亮温和降水回波顶高度分类的夏季 青藏高原降水研究

傅云飞 潘晓 刘国胜 李锐 仲雷

中国科学技术大学地球与空间科学学院, 合肥 230026

摘 要 本文利用热带测雨卫星 (TRMM, Tropical Rain Measuring Mission) 第七版逐日逐轨测雨雷达 (PR, Precipitation Radar) 及可见光和红外扫描仪 (VIRS, Visible and Infrared Scanner) 的融合数据集, 研究了夏季青藏高原上降水类型的特征。统计结果表明第七版 PR 降水回波强度及降水率廓线资料 (2A25) 仍旧误判青藏高原上以层云降水为主 (比例高达 85%); 以云顶相态定义的青藏高原降水类型统计表明, 冰相云顶和冰水混合相云顶的降水分别占 43% 和 56%; 以降水回波顶高度定义的降水类型统计表明, 深厚弱对流降水和浅薄降水分别占 77% 和 22%, 而深厚强对流降水仅占 1%。空间分布的统计表明, 冰相云顶降水和冰水混合相云顶降水的频次和强度自高原西部向高原东部和东南部增加, 其降水回波顶高度自高原西、中部向东部降低。深厚强对流降水和浅薄降水的频次由西向东增加, 而深厚弱对流降水频次分布是西少、北少、南多, 高原南部比北部的深厚弱对流降水频次高出近 1 倍; 深厚弱对流降水和浅薄降水的平均强度也表现了自高原西部、中部向东部的增大, 而其降水回波顶高度分布则相反。总体上, 夏季青藏高原降水频次和强度自西向东增多和增大, 而云顶和降水回波顶高度则相反。

关键词 青藏高原 云 降水 热红外亮温 测雨雷达 热带测雨卫星

文章编号 1006-9895(2016)01-0102-19

中图法分类号 P426

文献标识码 A

doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1507.15165

Characteristics of Precipitation Based on Cloud Brightness Temperatures and Storm Tops in Summer Tibetan Plateau

FU Yunfei, PAN Xiao, LIU Guosheng, LI Rui, and ZHONG Lei

School of Earth and Space Sciences, University of Science and Technology of China, Hefei 230026

Abstract Characteristics of precipitation types are investigated in summer over the Tibetan Plateau based on the merged 2A25 and 1B01 datasets issued by TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission). The statistics show that many more stratiform precipitation samples are included in 2A25, version 7, in summer over the Tibetan Plateau, and their ratio reaches 85%. In the definition of precipitation types based upon the cloud top brightness temperature (i.e., cloud phases) observed by the thermal infrared channel of VIRS (Visible and Infrared Scanner), results indicate about 43% and 56% of precipitation with ice, mixed ice and water in the top precipitating clouds, respectively, in summer over the Tibetan Plateau. This compares to versus about 77%, 22% and 1% for deep weak convective precipitation, shallow precipitation,

收稿日期 2015-03-24; **网络预出版日期** 2015-07-29

作者简介 傅云飞, 男, 1961年出生, 博士, 教授, 主要从事气象卫星遥感资料的分析处理、反演及其在天气和气候方面的应用研究。E-mail: fyf@ustc.edu.cn

资助项目 国家自然科学基金项目41230419、91337213、40730950、40375018, 公益性行业 (气象) 科研专项 GYHY201306077

Funded by National Natural Science Foundation of China (Grants 41230419, 91337213, 40730950, 40375018), Special Scientific Research Fund of Meteorological Public Welfare Profession of China (Grant GYHY201306077)

and deep strong convective precipitation, respectively, according to storm top classification. The spatial distribution indicates that the frequency and rain intensity of precipitation with ice or mixed ice and water in the top of precipitating clouds increases from the western plateau towards the eastern and southeastern plateau. However, the storm top altitudes for these precipitating clouds decrease from the western and central plateau towards the eastern plateau. In the category of precipitation types defined by storm top altitudes, their spatial distributions show that the frequency of the deep strong convective and shallow precipitation increases from the western plateau towards the eastern plateau, while the frequency of the deep weak convective precipitation shows that it is less in the western and northern plateau, opposite to that in the southern plateau where it is usually one time higher than that in the northern plateau. The spatial distribution of rainfall intensity for both deep weak convective precipitation and shallow precipitation also displays an increasing trend from the western and central plateau towards the eastern plateau, with the opposite variation of storm top altitudes for both precipitation types. In conclusion, the variation in the frequency and intensity of precipitation in summer over the Tibetan Plateau increases from the western to the eastern plateau, contrary to the altitude variation of cloud top and storm top.

Keywords Tibetan Plateau, Cloud, Precipitation, Thermal infrared brightness temperature, Precipitation radar, TRMM

1 引言

青藏高原是地球上海拔高度最高和面积最大的高原,它使得其周边大气运动产生强制性的爬绕和绕流(叶笃正和高由禧,1979;叶笃正,1988;李斐等,2012),在青藏高原上产生独特的云和降水等天气现象,形成高原上独特的大气热动力学过程,并极大地影响着周边天气和气候(黄荣辉,1985;叶笃正,1988;陶诗言等,1998;吴国雄等,2002,2005;韦志刚等,2003;徐祥德和陈联寿,2006;丁一汇和张莉,2008;汪会等,2011;徐祥德等,2015)。研究表明降水类型既反映了降水云团内的热力动力特性,同时也是云团内云微物理作用过程的结果,而且不同类型降水的潜热垂直结构也存在差异,如层云降水所释放的潜热主要位于对流层上部,对流云降水相应的潜热几乎位于整个对流层(Li et al., 2013; Min et al., 2013; Tao et al., 1993)。诸多研究表明在非高原地区,大气温湿垂直结构分布特点决定了降水多以层云降水或对流降水或混合降水形式出现(Houze, 1981, 1993; 傅云飞等, 2008a),它们在测雨雷达回波上也有相应的结构特征,如层云降水在融化层高度出现回波亮带,而强对流降水的回波强且常常出现在融化层之上(Houze, 1993)。然而对于平均海拔高度超过4000 m的青藏高原,其对流层顶高度并没有明显升高(Feng et al., 2011),故对流层大气在垂直方向上受到了地形的“挤压”,发生在这里的降水一定有其独特性。

早年的青藏高原气象科学实验和相关研究表明,夏季青藏高原以对流云为主,它主要分布在高原中、东部地区、藏东南地区(叶笃正,1988);

对流云云量超过总云量的60%,高原中部等地可达90%以上;对流云云顶高度平均可达8 km(距地面高度);对流降水日变化特征显著,主要发生在午后至午夜期间(钱正安等,1984;陈隆勋等,1999; Uyeda et al., 2001; 江吉喜和范梅珠,2002; Fujinami et al., 2005; Fu et al., 2006)。近年来,学者们利用热带测雨卫星(TRMM)的测雨雷达(PR)探测结果,对青藏高原的降水特性及时空分布进行了分析(Fu et al., 2006; Qie et al., 2014),结果表明夏季青藏高原降水云团多呈孤立块状分布,在垂直方向上降水云较周边地区呈塔状高耸(Fu et al., 2006);因受到高原地形的“挤压”,青藏高原较其东部平原地区的降水平均廓线斜率大,即高原上降水粒子大小在单位高度上的变化大,释放的潜热量就多(傅云飞等,2008b)。此外,学者们还从季风活动等角度研究了高原降水特点(毛江玉和吴国雄,2012)。

由于青藏高原上的地形地貌复杂,陡峭地形也常常引起局地小范围的强对流活动,而这类强降水仅凭卫星红外亮温和被动微波亮温还难以识别(傅云飞等,2007)。根据美国戈达德空间飞行中心(GSFC)发布的PR标准资料,降水类型主要分为对流降水、层云降水及其他类型降水(Awaka et al., 1997; Kummerow et al., 1998; Iguchi et al., 2000),但因青藏高原地表海拔高度与夏季同纬度非高原地区的融化层高度接近,导致PR将高原地表回波识别为层云亮带,而将高原上很多弱对流降水误判为层云降水,使得PR第六版资料中层云比例高达70%以上(Fu and Liu, 2007),这与以往青藏高原科学试验的结果相悖,表明PR的降水类型识别方法在青藏高原上具有局限性。作者通过对第六版PR的

降水廓线分析, 根据 PR 测得的降水回波顶高度及降水最大回波强度, 初步将青藏高原降水分为深厚强对流降水、深厚弱对流降水及浅薄降水(刘奇等, 2007), 但是这些降水的空间分布尚未揭示。

最近, 作者利用青藏高原地面站和探空资料, 统计了高原夏季降水情况与非降水情况下的大气温度露点差廓线, 结果表明降水情况下 7.5 km 以下至近地面的温度露点差约 2°C , 并几乎保持不变, 即表明这个高度层以下大气基本接近饱和(潘晓和傅云飞, 2015); 而对 PR 给出的降水廓线分析也表明, 高原上被误判的对流降水和层云降水平均降水廓线均在 7.5 km 高度处发生斜率突变(刘奇等, 2007; 傅云飞等, 2008b)。由此可见青藏高原上空 7.5 km 是个特别的大气层结高度, 它对高原上的降水有着特别的意义。

其实, 降水分类并不唯一。除了利用 PR 的回波信号特征给出降水分类外, 还可以利用云顶高度(或相态)特征来进行降水识别和分类, 如利用 VIRS (Visible and Infrared Scanner) 的热红外通道 $10.8\text{ }\mu\text{m}$ 信号对云顶高度的探测对降水云进行分类。还可以根据可见光和近红外信号反演得到云的光学厚度及热红外信号反演得到的云顶气压(高度), 对云进行二维分类, 如国际卫星云气候计划 (ISCCP) 中就是使用该方法对云进行分类 (Rossow and Schiffer, 1999)。

鉴于对青藏高原上降水类型空间分布认识的有限, PR 第七版降水类型识别在青藏高原上是否正确? 本文拟通过对 PR 十五年逐日逐轨探测资料的分析, 以揭示第七版 PR 自身定义的降水类型特点, 并侧重通过对 PR 和 VIRS 融合资料集(由国家自然科学基金重点项目支持, 作者课题组自主设计算法实现)的分析, 旨在揭示青藏高原上以云顶相态定义的降水类型和以降水回波顶高度定义的降水类型之频次、强度、降水回波顶高度及降水回波垂直结构的特征, 为进一步研究星载测雨雷达的高原降水分类技术及数值模拟高原降水等研究提供事实依据。

2 资料和方法

本文使用了第七版 PR 降水回波强度及降水率廓线资料 (2A25) 和 VIRS 可见光反射率及红外辐射亮温资料 (1B01), 两者均为逐日逐轨资料。PR 可提供逐轨 49 个像元的跨轨扫描, 星下点像元分

辨率约为 4.5 km (水平方向) 和 250 m (垂直方向); 2A25 给出了自海平面至 20 km 高度上的降水回波强度及降水率的垂直分布, 即回波强度廓线与降水率廓线; 据 GSFC 给出的 PR 降水类型定义, 2A25 含有对流降水、孤立浅薄对流降水、非孤立浅薄对流降水、层云降水和其他类型降水 (详见 http://www.eorc.jaxa.jp/TRMM/documents/PR_algorithm_product_information/pr_manual/PR_Instruction_Manual_V7_L1.pdf [2011-07-20])。VIRS 有五个通道, 这些通道中心波长分别为 0.63 、 1.6 、 3.75 、 10.8 、 $12\text{ }\mu\text{m}$, 其跨轨扫描有 261 个像元, 星下点像元水平分辨率为 2.2 km ; 1B01 给出了标定后的可见光反射率和红外亮温。

为获得降水云的回波强度廓线和降水率廓线相应的云顶可见光反射率和红外亮温, 本文利用了 2A25 和 1B01 的融合资料(傅云飞等, 2011)。该融合资料将 2A25 像元内的多个 1B01 像元进行距离加权平均, 得到 2A25 像元上的可见光反射率和红外亮温。研究表明 $10.8\text{ }\mu\text{m}$ 通道热红外亮温 (T_b) 融合后的均值较融合前的变化小于 0.7% , 均方差小于 2.5% , 故融合处理没有对该通道原始 T_b 造成歪曲; 故该融合资料给出了 2A25 逐条降水回波强度廓线及降水率廓线相应的可见光反射率和红外亮温。Liu et al. (2009) 曾利用该融合资料率先揭示了热带和副热带降水云与非降水云的云光学参数的差异, Fu (2014) 也利用该融合资料和云参数反演方法揭示了中国东部及近海降水率与云参数之间的关系。

因为 VIRS $10.8\text{ }\mu\text{m}$ 的 T_b 的大小反映了云顶的高低, 指示了云顶的相态, 可按照云顶相态来进行降水类型分类。根据文献可知, 当 $10.8\text{ }\mu\text{m}$ 通道测到云顶 T_b 小于等于 235 K 时, 云顶一定是冰相 (Braga and Vila, 2014); 而对水云而言, $10.8\text{ }\mu\text{m}$ 通道测到的 T_b 基本就是云顶的温度(廖国男, 2004), 所以云顶 T_b 大于等于 273 K 对应水云(即暖云降水)。考虑到水相云和冰相云之间 T_b 具有 40 K 的温度范围, 本文把它分为两段, 以便了解不同云顶高度混合相态降水云的特征。故本文依据 T_b 将降水云分为云顶冰相 ($T_b \leq 233\text{ K}$)、云顶高度较高的混合相降水云 ($233\text{ K} < T_b < 253\text{ K}$, 简称混合相 1 型降水)、云顶高度较低的混合相降水云 ($253\text{ K} \leq T_b < 273\text{ K}$, 简称混合相 2 型降水) 及云顶水相降水云 ($273\text{ K} \leq T_b$, 简称水相降水, 即暖云降水)。

依据降水回波顶高度进行降水类型分类, 就是利用 2A25 给出的降水回波强度廓线, 计算廓线中 20 dBZ 的最大海拔高度 (Liu and Zisper, 2009; 傅云飞等, 2012), 并参考廓线中的最大回波强度, 来进行降水云分类。本文将青藏高原降水分为深厚强对流降水、深厚弱对流降水及浅薄降水。深厚强对流降水定义为雨顶高度高于 7.5 km, 且 PR 测得回波信号中至少有一层的强度超过 39 dBZ; 深厚弱对流降水的雨顶高度也高于 7.5 km, 但 PR 测得回波信号中的强度均小于 39 dBZ; 浅薄降水的雨顶高度则低于 7.5 km。探空资料的研究表明该 7.5 km 高度反映了青藏高原发生降水时的大气温湿结构特点, 即该高度以下大气接近饱和 (潘晓和傅云飞, 2015)。

本文使用的 2A25 和 1B01 时间长度为 15 年 (1998 至 2012 年的 6、7、8 月) 夏季, 因 2A25 和 1B01 为逐日逐轨资料, 为便于统计计算和作图, 本文在 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 格点上进行处理; 研究已表明 2A25 在 0.5° 格点上具有统计学上的大样本 (傅云飞等, 2008a), 故本文统计结果可信。降水频次、降水强度、雨顶高度及降水回波分布具体计算方法参见文献 (傅云飞等, 2008a, 2010)。

3 结果

3.1 PR 降水分类的缺陷

依据 PR 三类降水 (对流性降水、层云降水和其他类型降水) 及对流降水中存在孤立浅对流和非孤立浅对流两种情况, 表 1 统计了青藏高原主体 ($30^{\circ}\text{N} \sim 36^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E} \sim 102^{\circ}\text{E}$) 2A25 中这五种降水的数量、各自数量占总降水样本比例及平均降水强度。表中可见青藏高原的层云降水比例最高 ($\sim 85\%$), 平均降水强度为 1.2 mm h^{-1} ; 对流降水比例 $\sim 14\%$, 平均降水强度为 4.2 mm h^{-1} ; 孤立浅对流、非孤立浅对流降水及其他类型降水的比例几乎为零。表 1 统计结果与中国两次青藏高原科学实验观测结果及其他研究相悖 (钱正安等, 1984; Uyeda et al., 2001; Fujinami et al., 2005; Fu et al., 2006)。作者曾对第六版 2A25 进行过统计, 结果显示该资料在青藏高原上的层云降水比例达 70% 以上, 其原因是 PR 将高原地表回波识别为层云亮带, 因为夏季青藏高原地表高度与同纬度非高原地区的融化层高度接近, 而层云亮带多出现在此高度, 因此 PR 将很多弱对流降水误判为层云降水 (Fu

and Liu, 2007)。

表 1 青藏高原主体 ($30^{\circ}\text{N} \sim 36^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E} \sim 102^{\circ}\text{E}$) 2A25 (第七版 PR 降水回波强度及降水率廓线资料) 的五种降水的数量、各自占总降水样本比例及平均降水强度

Table 1 Samples of the five rain types, ratios of each sample type to the total rain samples, and the mean rain rate of each type issued by 2A25 (Tropical Rain Measuring Mission (TRMM) product of Precipitation Radar (PR) rainfall rate and profile) over the main part of the Tibetan Plateau ($30^{\circ} \sim 36^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ} \sim 102^{\circ}\text{E}$)

	基于 2A25 分类的五种降水				
	层云	对流	孤立浅对流	非孤立浅对流	其他
样本数量	2431366	403042	18	29	9042
比例	85.51%	14.17%	0.00%	0.00%	0.32%
平均降水强度/ mm h^{-1}	1.24	4.19	1.48	1.62	0.50

图 1 所示为 2002 年 7 月 23 日 12:18 (协调世界时, 下同) TRMM 第 26723 轨道过境拉萨 (站号: 55591, 位置: 29.67°N , 91.13°E , 海拔高度: 3650 m) 时 2A25 给出的近地表降水 (图 1a)、冻结层高度 (图 1b)、轨道对应地形高度 (图 1c, 由分辨率 30 秒的数字地形资料给出, 源自 [http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/relief/ETOPO2/ETOPO2v2-2006/ETOPO2v2c/\[2007-05-15\]](http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/global/relief/ETOPO2/ETOPO2v2-2006/ETOPO2v2c/[2007-05-15]))、冻结层高度与地形高度之差的分布 (图 1d)、对流降水与层云降水分布 (图 1e) 及 VIRS 热红外通道 ($10.8 \mu\text{m}$) 测得轨道上的 T_b (图 1f)。表明轨道上出现大量对流降水雨团, 它们多呈零散状分布, 其中几块降水强度超过 6.5 mm h^{-1} (图 1a); 还可以看到 2A25 给出轨道上冻结层高度范围为 $5.7 \sim 6.0 \text{ km}$, 且分布均匀 (图 1b); 而轨道对应地表海拔高度范围为 $3.6 \sim 5.6 \text{ km}$, 且复杂多变 (图 1c), 对应的冻结层高度与地形高度之差范围为 $0 \sim 2 \text{ km}$ (图 1d); 图 1e 表明 PR 测到大量层云降水, 而对流降水很少; 而图 1f 则清楚地表明大部分降水雨团发生在云顶 T_b 低于 220 K 的对流云团中。如果对照图 1d 和 1e, 可以看到在冻结层高度与地形高度之差小于 1.5 km 的位置, 均出现层云降水, 这与图 1a 和 1f 展示的实际降水性质不同。综合表 1 和图 1, 可以认为第七版 2A25 资料仍没有解决高原降水识别问题。

即便如此, 仍有必要考察 2A25 中的夏季层云降水、对流降水和其他类型降水在高原上出现频次分布 (见图 2, 图中青藏高原用 3000 m 等高线表示, 以下图相同), 表明高原层云出现频次自西向东由

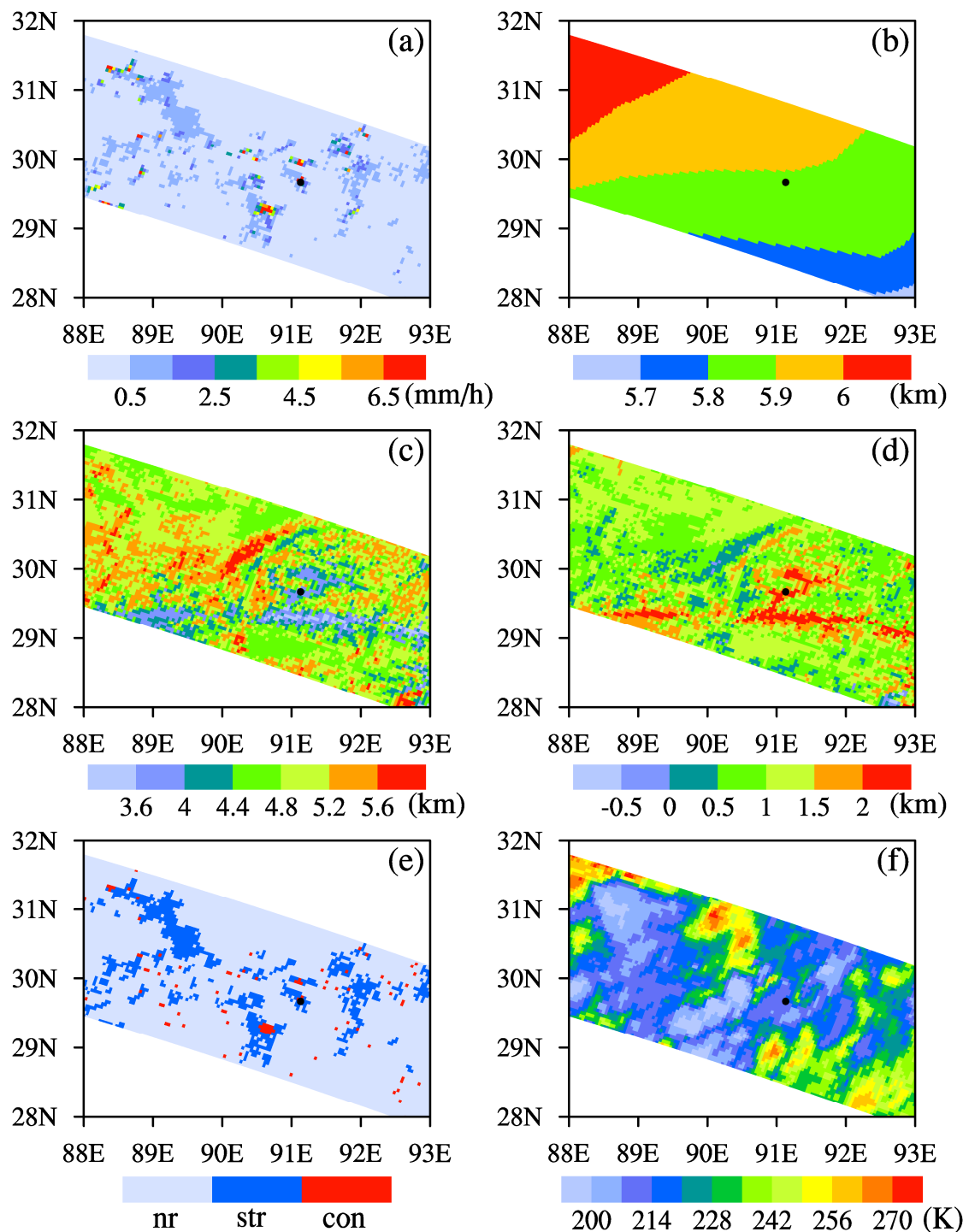


图1 TRMM 过境拉萨[站号: 55591, 位置: 29.67°N、91.13°E, 海拔高度: 3650 m; 轨道号: 26723, 时间: 2002 年 07 月 23 日 12:18 时(协调世界时, 下同)], 2A25 给出的 (a) 近地表降水、(b) 冻结层高度、(e) 对流降水(红色)、层云降水(深蓝)、无降水(浅蓝)像元分布, 1B01 给出的 (f) 热红外通道亮温分布, 以及 (c) 地形高度和 (d) 冻结层高度与地形高度之差的分布

Fig. 1 The distribution of (a) near surface rain rate, (b) frozen layer height, (e) each pixel location of convection (red), stratiform precipitation (dark blue), and no rain (light blue) in 2A25, (f) infrared brightness temperature in 1B01 (TRMM product of visible and infrared radiance), and (c) the altitude and (d) the difference between the frozen layer height and the altitude corresponding to the swath of the precipitation radar when TRMM passed Lhasa [station number: 55591; location: (29.67°N, 91.13°E); altitude: 3650 m; scan number: 26723] at 1218 UTC 23 July 2002

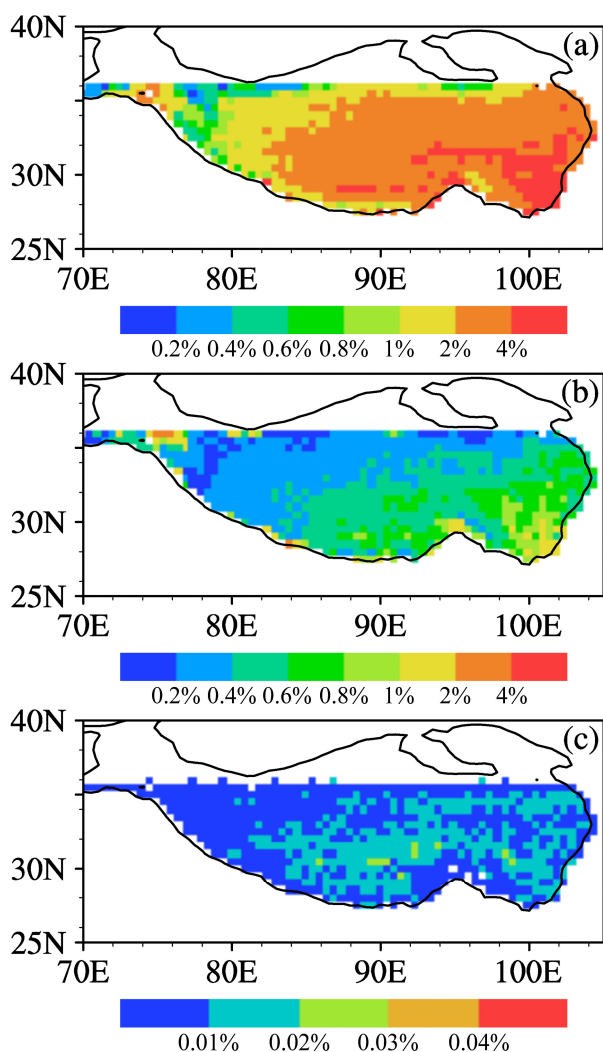


图2 2A25 中的青藏高原 (a) 层云降水、(b) 对流降水、(c) 其他类型降水的频次分布

Fig. 2 The frequency distribution of (a) stratiform, (b) convection, and (c) other precipitation in 2A25 over the Tibetan Plateau

1%增加到 4%以上 (见图 2a), 它明显多于对流降水频次 (自西向东由 0.2%增加到 0.8%, 见图 2b); 2A25 给出高原上其他类型的降水频次小于 0.02% (除个别局地出现 0.03%频次外), 研究已表明非高原地区这类降水多为对流顶部溢出且靠近对流主体的云砧, 它们中只有少部分出现降水 (傅云飞等, 2010)。上述还表明第七版 2A25 资料给出青藏高原上对流降水出现频次仍旧小于层云降水频次, 这与实际不符。

图 3 为 2A25 中的层云降水、对流降水和其他类型降水的平均降水强度分布, 可以看到青藏高原上层云降水的平均强度小于 1.8 mm h^{-1} 、对流降水的平均强度为 $2 \sim 6 \text{ mm h}^{-1}$, 且高原东部降水强度

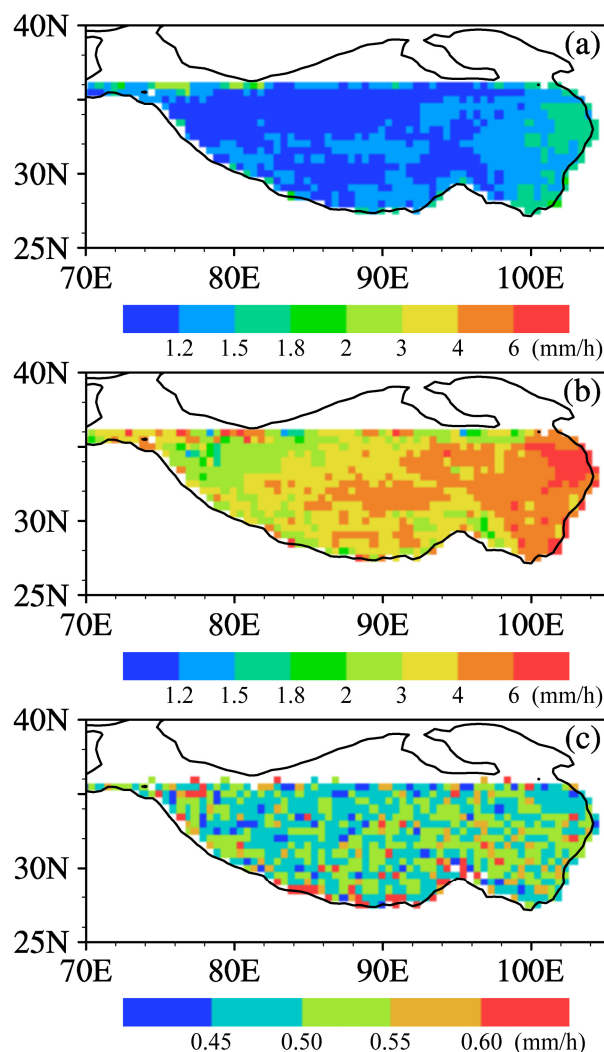


图3 2A25 中的青藏高原 (a) 层云降水、(b) 对流降水、(c) 其他类型降水的平均降水强度分布

Fig. 3 The distribution of mean rain rate for (a) stratiform, (b) convection, and (c) other precipitation in 2A25 over the Tibetan Plateau

均大于高原中部和西部, 其他类型降水的平均强度小于 0.6 mm h^{-1} (靠近对流云体附近的云砧有时可降水), 且没有明显的区域性差异。

降水回波顶高度在一定程度上反映了降水云团内上升运动的强弱, 上升运动强烈则气流将大的云粒子或降水粒子或冰粒子带到云顶上部, 这时 PR 就可以测到较高的降水回波顶; 反之, PR 探测的降水回波顶就低。对于波长 2.2 mm 的 PR 来说, 其探测的降水回波顶高度要低于云顶高度。夏季热对流强降水个例研究已表明随着地面降水强度的增大, 降水回波顶高度和云顶高度都相应升高, 且这两者的高度愈来愈接近 (Fu et al., 2007)。图 4 所示表明 2A25 中的高原层云降水的降水回波顶平均

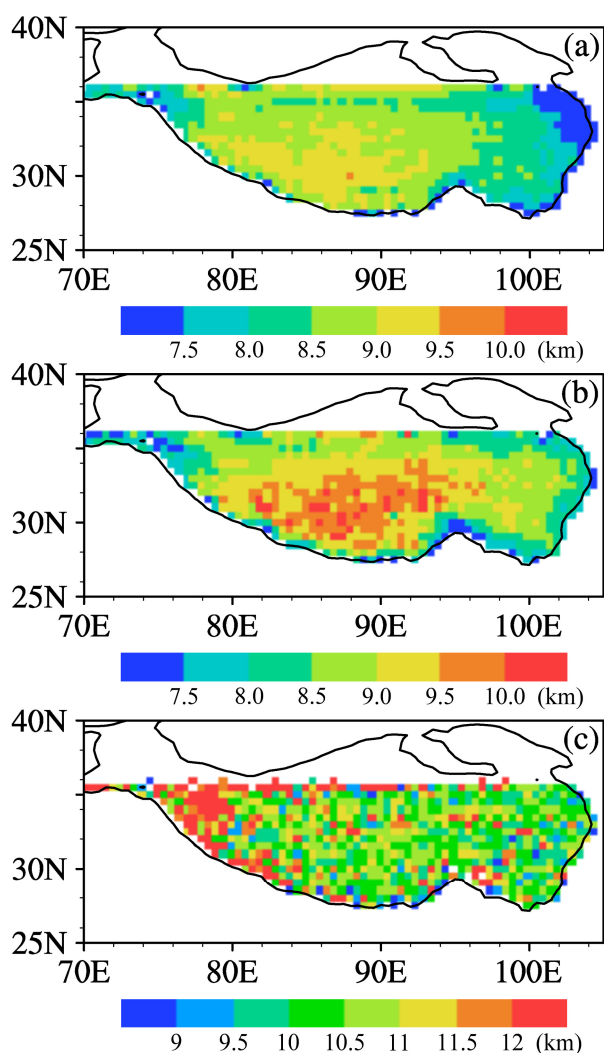


图4 2A25中的青藏高原(a)层云降水、(b)对流降水、(c)其他类型降水的平均降水回波顶高度分布

Fig. 4 The distribution of mean storm top height for (a) stratiform, (b) convection, and (c) other precipitation in 2A25 over the Tibetan Plateau

高度都低于 9.5 km(高原中部和西部)或低于 8.5 km(高原东部), 对流降水的降水回波顶平均高度大多高于 9.5 km(高原中部和西部)或高于 8.5 km(高原东部), 而其他类型降水的平均降水回波顶高度可高于 10 km, 特别在高原西部它可高于 12 km, 估计在高原上这类降水也多为云砧, 因此其高度很高。

根据青藏高原科学试验及相关研究结果, 应该再次指出上述 2A25 中的青藏高原降水类型存在错误, 即虚假地给出了青藏高原存在大量层云降水, 其原因还是 PR 做降水类型识别时, 用到了融化层高度来识别层云降水; 而夏季非高原地区的融化层高度与青藏高原地表高度接近 (Shin et al., 2000),

PR 容易把地表回波误认为层云亮带, 导致大量弱对流被误判为层云降水。

为了进一步证实 2A25 中的青藏高原上层云降水和对流降水分类错误, 图 5 对青藏高原中部 ($28.5^{\circ}\text{N}\sim 36^{\circ}\text{N}$, $85^{\circ}\text{E}\sim 93^{\circ}\text{E}$, 以下皆同, 这里地形高度相对变化小) 的降水回波强度进行了 CFADs 统计, CFADs (Contoured Frequency by Altitude Diagrams) 方法 (Yuter and Houze, 1995) 统计降水回波强度在各高度出现的频次, 它可以反映降水回波强度在垂直方向上出现的频次, 故该方法可以给出降水回波的垂直结构。对于非高原地区的层云降水, CFADs 图上可以看到层云降水的最主要特征, 即亮带。图 5a 表明 2A25 中高原上层云降水多数回波信号低于 27 dBZ, 且易出现在 6~10 km 之间; 层云降水回波最大强度不超过 35 dBZ, 且没有非高原地区层云降水的亮带, 因此它不是通常意义下的层云降水; 如果对比 2A25 中高原上对流降水的 CFADs (图 5b), 就会看到两者外形具有相似性, 故 2A25 中青藏高原上的层云降水应该是高原上夏季常见的弱对流降水。只是 2A25 中高原上的对流降水 CFADs 伸展高, 可达 17 km, 且其回波最大可达 45 dBZ; 最易出现降水回波的高度范围和 dBZ 范围分别为: 6~10 km、17~35 dBZ, 在 7 km 高度出现两个 dBZ 中心, 分布为 17 dBZ 和 34 dBZ, 故 2A25 中青藏高原上的对流降水应该是夏季高原上比较强的对流降水。对于 2A25 中的其他类型降水 CFADs, 可以看到它的回波均小于 22 dBZ, 且多分布在 7~12 km, 估计是强对流云上部辐散流出不远的云砧, 它比通常的卷云粒子尺度大, 故 2.2 cm 波长的 PR 能探测到其存在。

3.2 基于云亮温分类的降水特征

由于 PR 降水分类在青藏高原上出现失误, 我们有必要尝试新的降水分类。为了充分利用 PR 对降水结构探测的信息 (尽管 2A25 降水分类在高原上存在问题)、VIRS $10.8\ \mu\text{m}$ 通道对云顶高度的探测信息, 本文利用前面所述的 2A25 与 1B01 的融合资料, 根据 1B01 中的 $10.8\ \mu\text{m}$ 通道 T_b 来识别降水云的云顶高度 (和相态相联系), 将降水云分为四种: 云顶冰相降水、云顶混合相 1 型降水、云顶混合相 2 型降水及云顶水相降水 (定义见前面的资料和方法)。表 2 为这四种降水的样本数、各自样本占总降水样本的比例及平均降水强度, 它表明青藏

高原上云顶冰相降水样本占总降水样本的比例为 43%, 云顶混合相 1 型降水的比例为 39%, 云顶混合相 2 型降水的比例为 18%, 而云顶水相降水的比例少 (不足 0.5%), 这表明青藏高原上绝大部分降水云团云顶高度都高于冻结层高度, 而低于冻结层高度的降水云非常少。

表 2 基于云红外亮温 (T_b) 分类的青藏高原主体 ($30^{\circ}\text{N}\sim 36^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E}\sim 102^{\circ}\text{E}$) 四种降水的数量、各自占总降水样本比例及平均降水强度

Table 2 Samples of the four rain types, ratios of each sample type to the total rain samples, and the mean rain rate of each type based on cloud brightness temperature (T_b) over the main part of the Tibetan Plateau ($30^{\circ}\text{--}36^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{--}102^{\circ}\text{E}$)

	基于云 T_b 分类的四种降水			
	冰相降水	混合相 1 型降水	混合相 2 型降水	水相降水
样本数量	1222867	1104794	505776	10066
比例	43.01%	38.85%	17.79%	0.35%
平均降水强度/ mm h^{-1}	2.00	1.43	1.32	1.72

上述四种降水的频次水平分布如图 6 所示, 它表明高原上冰相降水出现频次自西部 (不足 0.5%) 向东南部 (高于 3%) 增加, 冰水混合相 1 型降水出现频次自西部 (不足 0.5%) 向中部 (1.5%) 东部 (2%) 增加, 冰水混合相 2 型降水出现频次则自西部 (不足 0.5%) 向中部 (不足 1%) 和东部 (高于 1%) 增加, 相比之下高原暖云降水基本出现在高原 33°N 以南, 频次的东西方向分布差异不明显, 且频次小于 0.08%。上述说明如果以云顶相态来对降水分类, 青藏高原上大多数降水的云顶都为冰相或冰水混合相, 而暖云降水极少。

图 7 所示为上述四种降水的近地表降水强度分布, 表明高原上云顶冰相降水的强度最大, 在高原东部可达 4 mm h^{-1} , 在高原中部和西部变化于 $1.2\sim 3 \text{ mm h}^{-1}$ 之间; 云顶冰水混合相 1 型降水的强度除在高原东部和中部小范围达到 1.8 mm h^{-1} 外, 在大部分地区均小于 1.5 mm h^{-1} ; 云顶冰水混合相 2 型的降水强度分布与云顶冰水混合相 1 型的相近, 只是更偏小, 在高原西部甚至小于 1.2 mm h^{-1} ; 暖云降水强度起伏大、分布变化也大, 在高原西部、喜马拉雅山脉南部边沿、高原北部降水强度可大于 4 mm h^{-1} , 而在高原中部降水强度通常小于 1.5 mm h^{-1} 。总体上, 除暖云降水外, 高原上降水云的云顶越高, 近地表的降水率越大, 这和非高原地区降水

类似; 高原上的这种现象也证实了早年利用卫星热红外亮温反演地面降水方法具有较好的适用性 (Arkin and Xie, 1994)。

与图 4 类似, 图 8 为这四种降水的平均降水回波顶高度, 由于 VIRS 的 $10.8 \mu\text{m}$ 通道 T_b 反映云顶高度, 所以按照该通道亮温进行降水分类, 冰相降水具有最高的降水回波顶高度, 图 8a 表明高原中西部这种降水的降水回波顶平均高度超过 9.5 km , 高原 94°E 向东降水回波顶平均高度由低于 9.5 km 继续降低至 8 km ; 对于混合相 1 型降水, 其降水回波顶平均高度在高原西部和中部为 $8.5\sim 9 \text{ km}$, 而 94°E 向东由低于 8.5 km 继续降低至 103°E 附近的 7.5 km ; 相比之下, 混合相 2 型降水, 在整体上它较混合相 1 型降水的平均降水回波顶高度偏低 0.5 km , 分布类似。高原上的暖云降水回波顶高度非常奇怪, 大约一半以上的这种降水云的平均雨顶高度高于 9 km , 甚至达到 10 km 以上, 显然已经高于高原上冻结层的高度, 似乎不符合云物理学中暖云降水的定义。为什么青藏高原夏季暖云降水雨顶高度高于冻结层, 而其云顶 T_b 却高于 273 K ? 细节正在研究之中。

基于云 T_b 分类的青藏高原四种降水在垂直结构上也表现了差异 (图 9), 如冰相云顶降水就表现了非常深厚的垂直结构和强近地表降水强度, 其最大回波超过 40 dBZ (6.5 km 高度上), $17\sim 25 \text{ dBZ}$ 易出现在 $6.5\sim 10 \text{ km}$; 混合相 1 型降水与混合相 2 型降水的 CFAD 分布相似, 只是前者的降水回波顶高度比后者稍高, 可能这两种降水表征了实际降水过程的不同发展阶段; 对比图 9a、b、c, 可以看到 CFADs 右侧等值线斜率自冰相降水向混合相 2 型降水的减小, 表明按照云顶热红外 T_b 的降水分类, 能反映青藏高原降水云某些内在结构特征。与图 8d 指示意义类似, 水相降水的 CFADs 同样给我们惊讶, 因为其降水回波顶高度超过 6 km 的比例高。研究表明夏季高原主体近地面 (高度 $4\sim 5 \text{ km}$) 平均气温可达 8°C (高由禧等, 1984), 故可以推断 0°C 层高度在 $5\sim 6 \text{ km}$ 左右, 因此我们定义的大部分水相降水云的降水回波顶已经高于 0°C 层高度。一种合理的解释是: 高原浅对流内上升气流强, 将环境 0°C 层以下的水相粒子和暖空气携带至此高度以上, 在低于 0°C 环境中形成一暖块, 故热红外通道测到的 T_b 高于 273 K , 但 PR 却测到高于 0°C 层高度的降水回波顶。详细正在分析中。

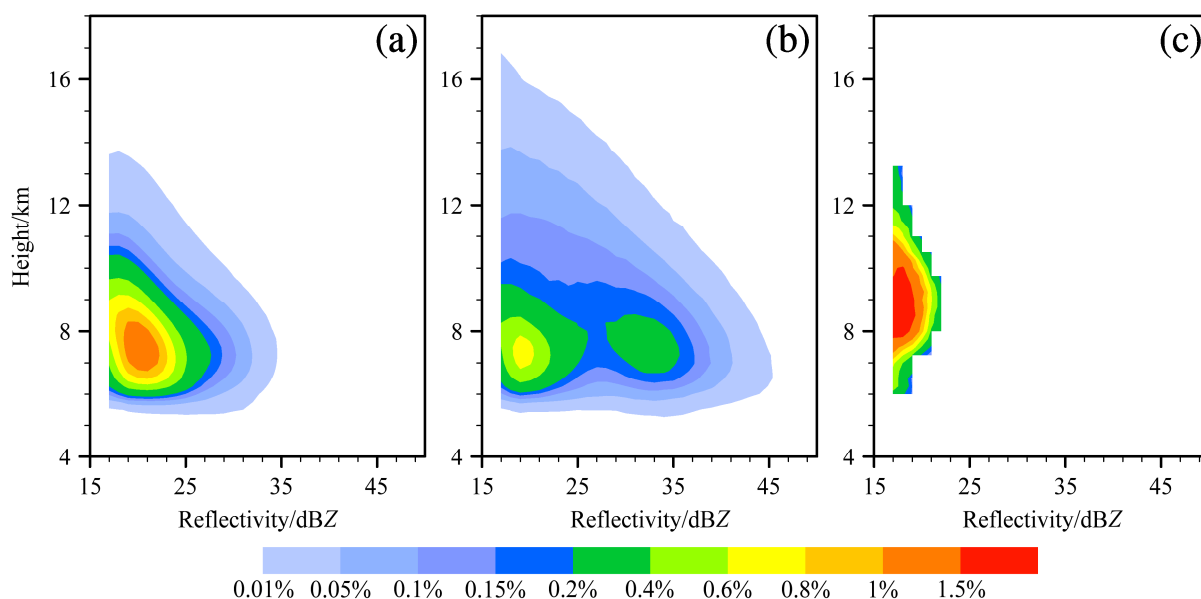


图5 2A25 中的青藏高原中部 (a) 层云降水、(b) 对流降水、(c) 其他类型降水的回波 CFADs (Contoured Frequency by Altitude Diagrams)

Fig. 5 The CFADs (Contoured Frequency by Altitude Diagrams) of radar echo for (a) stratiform, (b) convection, and (c) other precipitation, in 2A25 over the central part of the Tibetan Plateau

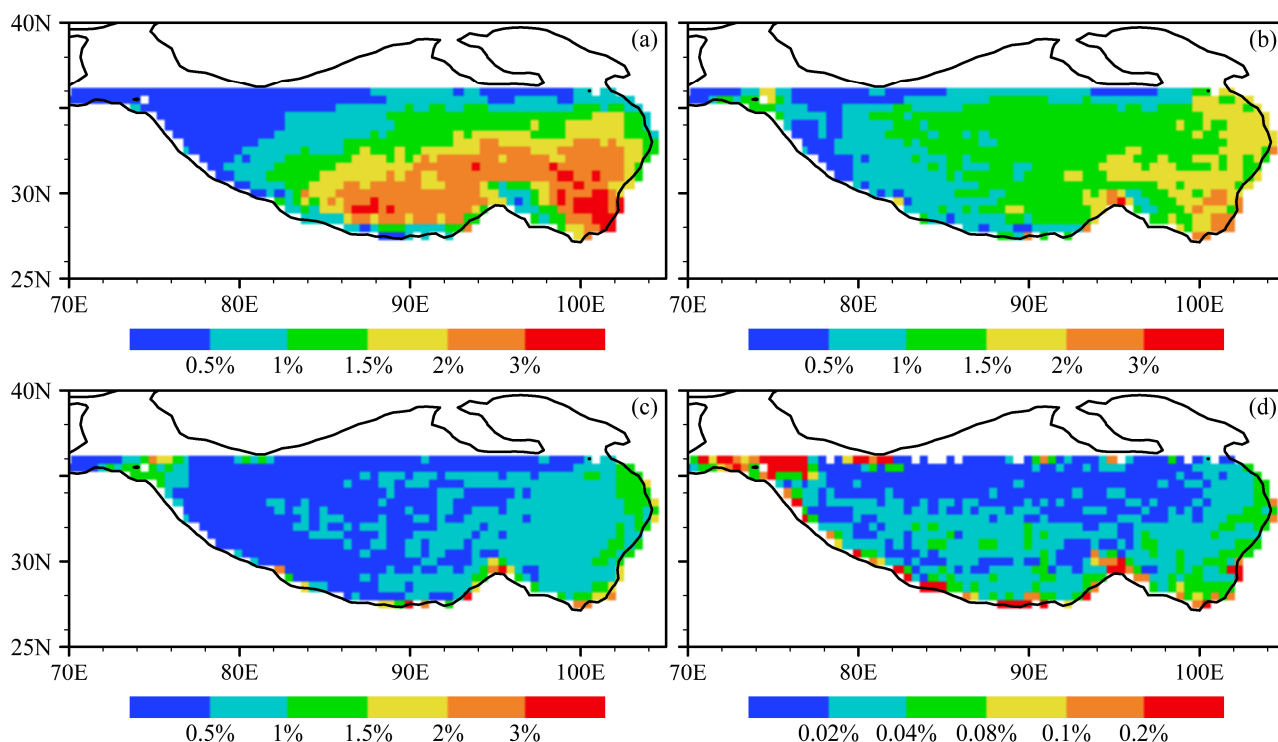


图6 基于云 T_b 分类的青藏高原四种降水的频次分布: (a) 冰相降水; (b) 混合相 1 型降水; (c) 混合相 2 型降水; (d) 水相降水

Fig. 6 The frequency distribution of precipitation with (a) ice phase, (b) mixed phase 1, (c) mixed phase 2, and (d) water phase, in precipitating cloud tops inferred from cloud brightness temperatures over the Tibetan Plateau

3.2 基于降水回波顶高度分类的降水特征

利用高原地面站和探空资料, 作者统计了 1991~2006 年夏季降水与非降水两者情况下的平

均大气温度露点差廓线, 发现在降水情况下 7.5 km 以下至近地面的大气温度露点差约 2°C , 而这个高度以上大气温度露点差迅速增大, 表明高原上 7.5

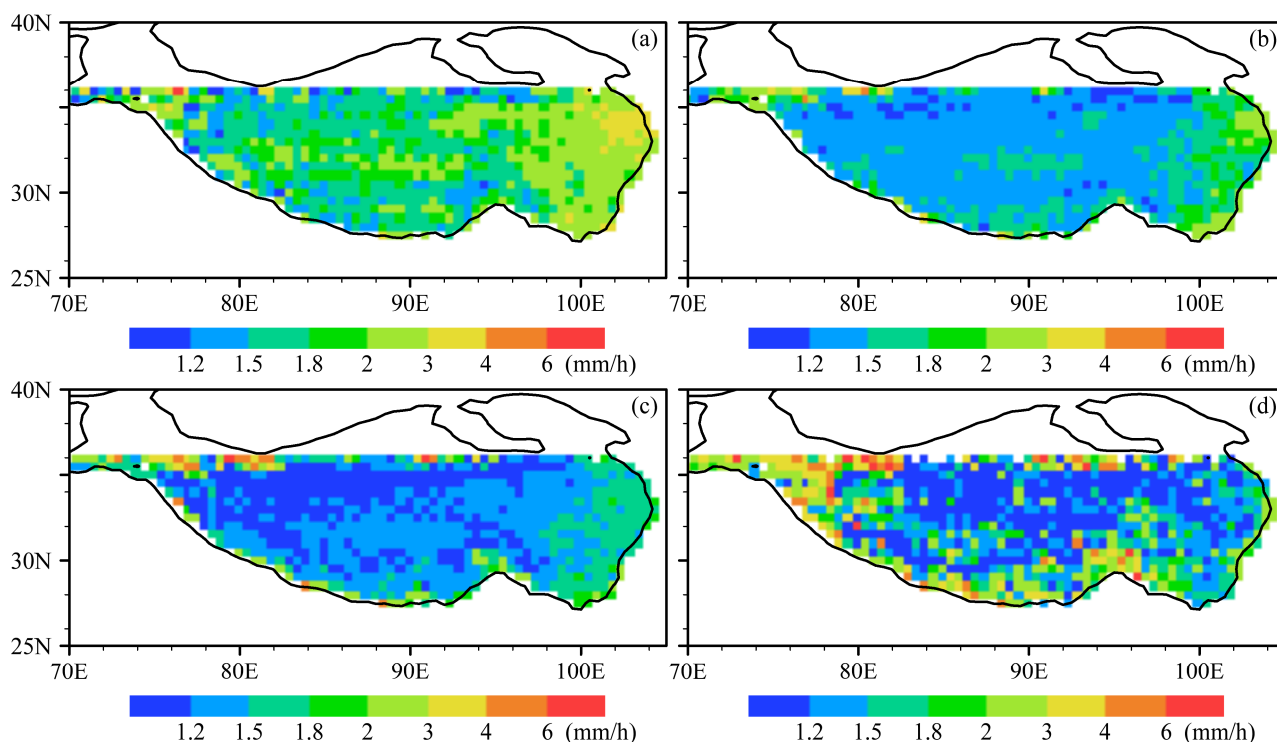


图7 基于云 T_b 分类的青藏高原四种降水的平均降水强度分布：(a) 冰相降水；(b) 混合相 1 型降水；(c) 混合相 2 型降水；(d) 水相降水

Fig. 7 The distribution of mean rain rate for precipitation with (a) ice phase, (b) mixed phase 1, (c) mixed phase 2, and (d) water phase, in precipitating cloud tops inferred from cloud brightness temperatures over the Tibetan Plateau

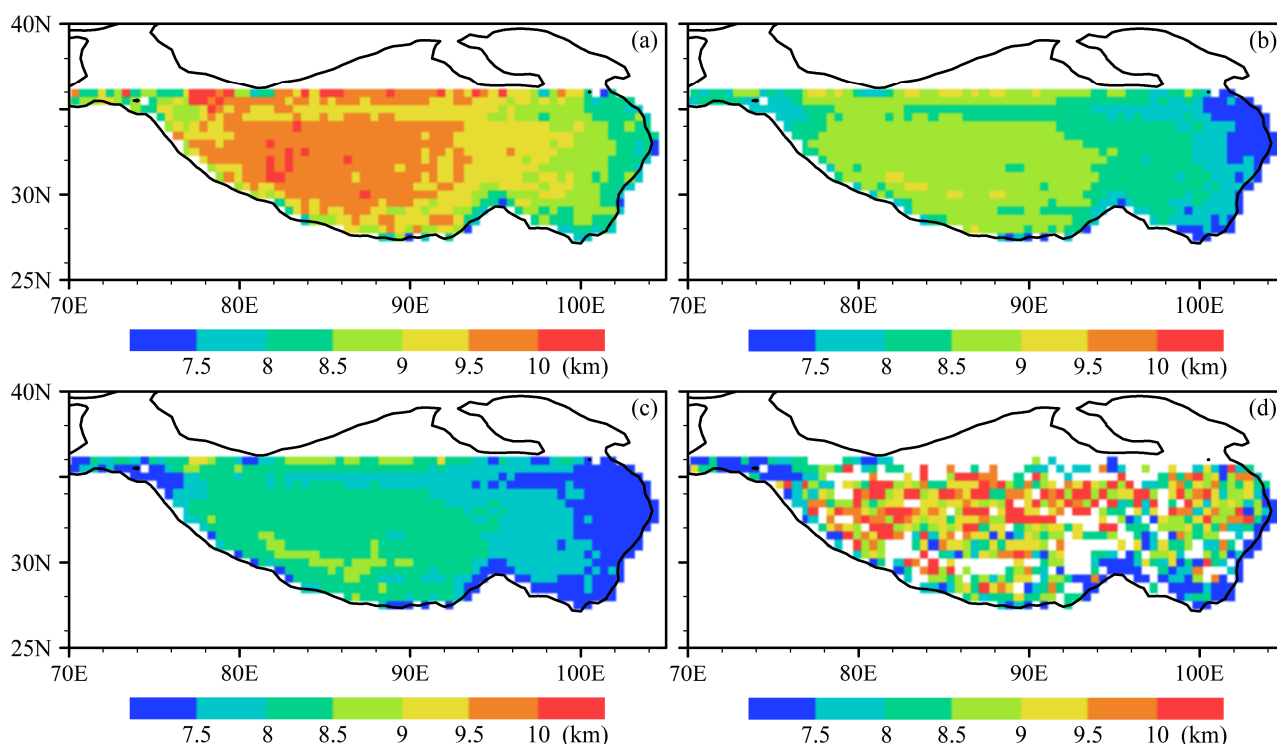


图8 基于云 T_b 分类的青藏高原四种降水的平均降水回波顶高度分布：(a) 冰相降水；(b) 混合相 1 型降水；(c) 混合相 2 型降水；(d) 水相降水

Fig. 8 The distribution of the mean storm top height for precipitation with (a) ice phase, (b) mixed phase 1, (c) mixed phase 2, and (d) water phase, in precipitating cloud tops inferred from cloud brightness temperatures over the Tibetan Plateau

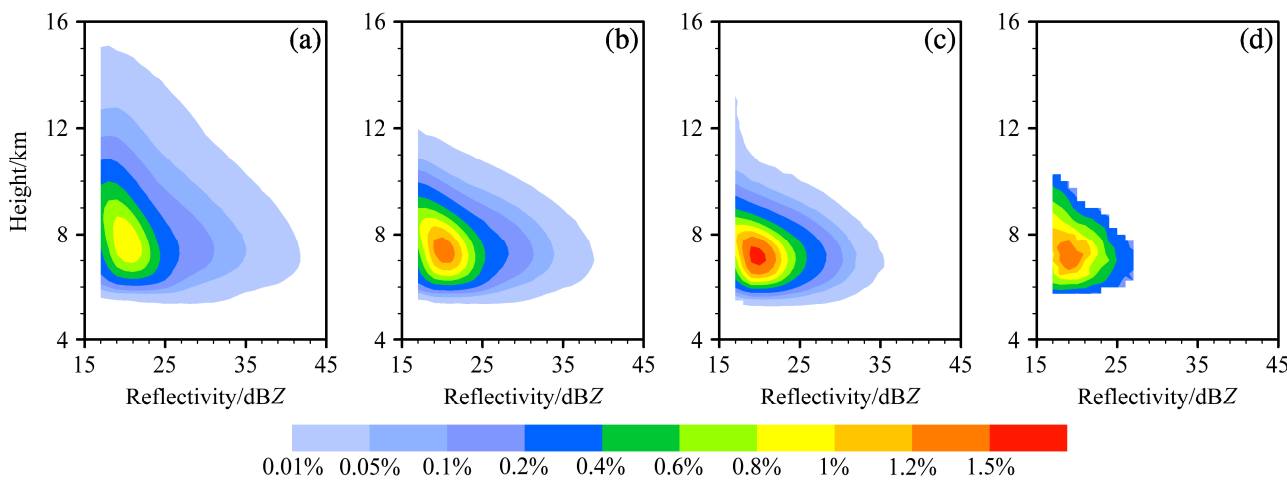


图9 基于云 T_b 分类的青藏高原中部四种降水的回波强度的CFADs: (a)冰相降水; (b)混合相1型降水; (c)混合相2型降水; (d)水相降水
Fig. 9 The CFADs of radar echo for precipitation with (a) ice phase, (b) mixed phase 1, (c) mixed phase 2, and (d) water phase, in precipitating cloud tops inferred from cloud brightness temperatures over the central part of the Tibetan Plateau

km 高度是个特别的大气层结高度 (潘晓和傅云飞, 2015); 先前作者对高原及其东部平原 2A25 降水廓线的分析结果发现, 青藏高原降水廓线在 7.5 km 高度的斜率变化最大 (Fu and Liu, 2007; 刘奇等, 2007)。为此, 作者将青藏高原上的降水分为深厚强对流降水、深厚弱对流降水及浅薄降水 (定义见第 2 节资料和方法); 作者已经初步分析了夏季青藏高原这三种降水的平均强度分布及红外信号特征, 并对其日变化特点和降水的经向移动特征进行了分析 (潘晓和傅云飞, 2015)。这里我们对这三种降水的频次、强度及降水回波顶高度做进一步的讨论。由表 3 可知青藏高原深厚强对流降水数占总降水数比例最少 (约 1%), 但其平均降水强度可达 18 mm h^{-1} , 浅薄降水的比例次之 (约 22%)、强度约 1 mm h^{-1} , 而深厚弱对流降水的比例极高, 占三种降水比例的 77%, 其平均强度约 1.6 mm h^{-1} 。

表 3 青藏高原主体 ($30^{\circ}\text{N}\sim36^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{E}\sim102^{\circ}\text{E}$) 按照降水回波顶高度分类的三种降水数量、各自占总降水数的比例及平均降水强度

Table 3 Samples of each type for the three rain types, ratios of each sample type to the total rain samples, and the mean rain rate of each type based on storm top over the main part of the Tibetan Plateau ($30^{\circ}\text{--}36^{\circ}\text{N}$, $80^{\circ}\text{--}102^{\circ}\text{E}$)

	基于降水回波顶高度分类的三种降水		
	深厚强对流降水	深厚弱对流降水	浅薄降水
样本数量	30008	2178153	635342
比例	1.06%	76.60%	22.34%
平均降水强/ mm h^{-1}	18.15	1.55	1.23

夏季青藏高原深厚强对流和深厚弱对流及浅薄降水的频次分布如图 10 所示, 表明深厚强对流降水出现频次非常小, 且频次由西向东增加, 在高原中部和西部深厚强对流出现频次小于 0.08%, 而高原 97°E 以东地区其频次可达 0.2%, 说明青藏高原夏季降水云在东移过程中发展。对于深厚弱对流降水, 其频次分布在高原上主要表现为南北的差异, 高原南部频次可超过 3%、北部小于 2%; 深厚弱对流降水频次是深厚强对流降水频次的十倍以上, 使得深厚弱对流降水成为高原上的降水特色。高原上的浅薄降水出现频次分布也是中西部小、东部大, 在 90°E 以西其频次小于 0.5%, $90^{\circ}\text{E}\sim98^{\circ}\text{E}$ 小于 1.5%, 而在 98°E 以东则高于 2%。

必须指出深厚与浅薄是相对概念。在夏季非高原地区, 如洋面和平原地区, 学者常用云顶或降水回波顶是否达到 10 km 高度来描述对流降水是否为深厚对流 (刘鹏等, 2012), 而用 0°C 层高度 (4.5 km 左右) 来描述降水是否为浅薄降水 (暖云降水, Liu and Zipser, 2009); 正如前面指出的由于夏季高原主体地面平均气温可达 8°C (高由禧等, 1984), 因此高原主体的 0°C 层高度应该在地表高度以上 1 km 左右。故上述青藏高原上的浅薄降水不是高原上的暖云降水。根据前面分析可知, 青藏高原暖云降水出现频次极低 (小于 0.08%), 这也许是高原地面至 0°C 层高度只有 1 km 左右的垂直空间, 难以让云产生降水。

青藏高原深厚强对流降水、深厚弱对流降水和浅

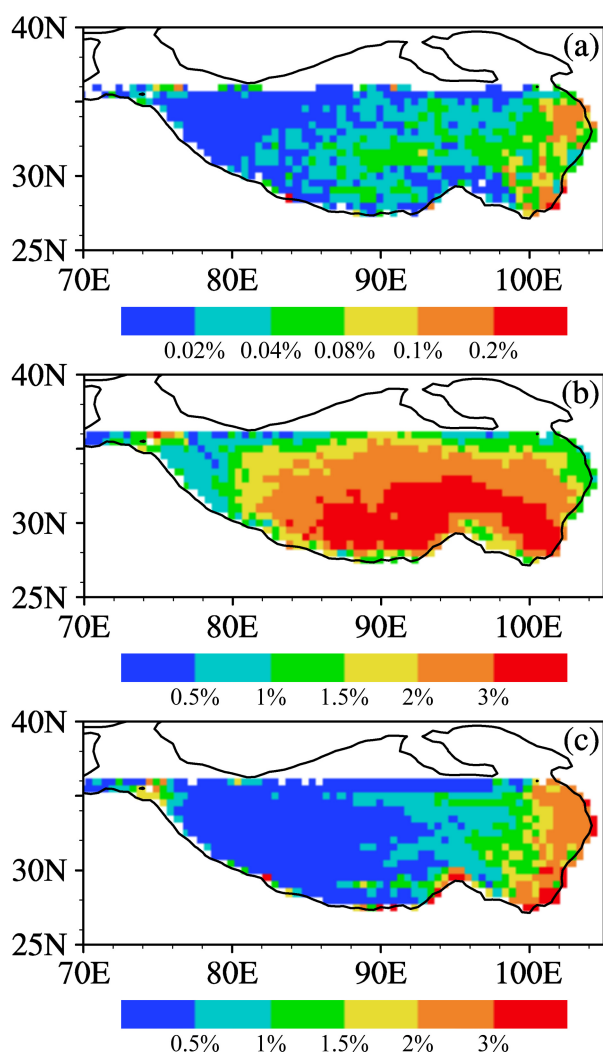


图 10 基于降水回波顶高度分类的青藏高原三种降水频次分布: (a) 深厚强对流降水; (b) 深厚弱对流降水; (c) 浅薄降水

Fig. 10 The frequency distribution of (a) deep strong convection, (b) deep weak convection, and (c) shallow precipitation, based on storm top altitude over the Tibetan Plateau

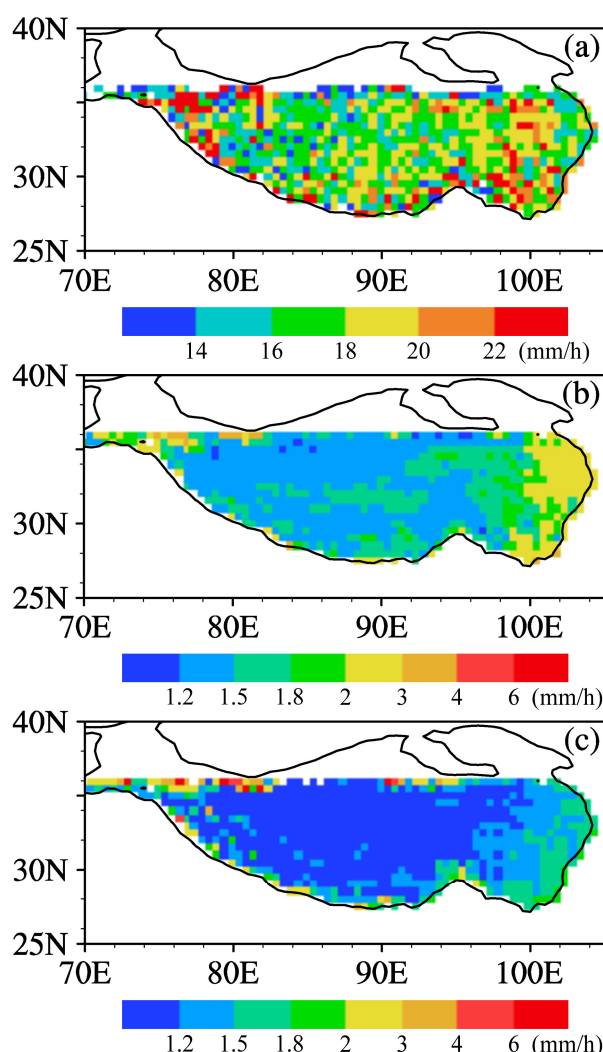


图 11 基于降水回波顶高度分类的青藏高原三种降水平均降水强度分布: (a) 深厚强对流降水; (b) 深厚弱对流降水; (c) 浅薄降水

Fig. 11 The distribution of mean rain rate for (a) deep strong convection, (b) deep weak convection, and (c) shallow precipitation, based on storm top altitude over the Tibetan Plateau

薄降水的平均强度如图 11 所示, 可以看到高原西部和东部的深厚强对流降水平均强度多在 18 至 20 mm h^{-1} 之间, 高原中部多在 $16 \sim 20 \text{ mm h}^{-1}$ 之间; 高原上深厚弱对流降水平均强度存在东西分布的差异, 在 100°E 以东其平均强度在 $2 \sim 3 \text{ mm h}^{-1}$ 之间, 而在中部和西部则变小 ($1.2 \sim 2 \text{ mm h}^{-1}$, 且分布均匀; 浅薄降水平均强度分布与深厚弱对流降水平均强度分布类似, 100°E 以东其平均强度在大于 1.2 mm h^{-1} , 而在中部和西部则小于 1.2 mm h^{-1} , 且分布均匀。

图 12a 表明高原大部地区夏季深厚强对流降水回波顶平均高度均高于 12 km , 98°E 以东及 34°N

以北其平均高度稍减小 ($10 \sim 12 \text{ km}$); 深厚弱对流降水的回波顶平均高度则低于 10 km , 且 98°E 以东及 34°N 以北其平均高度也减小 (低于 9 km); 而浅薄降水的回波顶平均高度小于 7.5 km (因为这样定义浅薄降水的), 但高原 98°E 以东的浅薄降水回波顶平均高度要低于 7 km 。总体上, 高原西部和中部降水云的回波顶高于高原东部, 这与 PR 降水分类及云顶热红外亮温降水云分类给出的高原夏季降水回波顶平均高度分布一致。

基于降水回波顶高度分类的三种降水 CFADs 特征如图 13 所示, 它表明高原深厚强对流降水的回波强度的 CFADs 呈弧形管状分布, 其下端在近

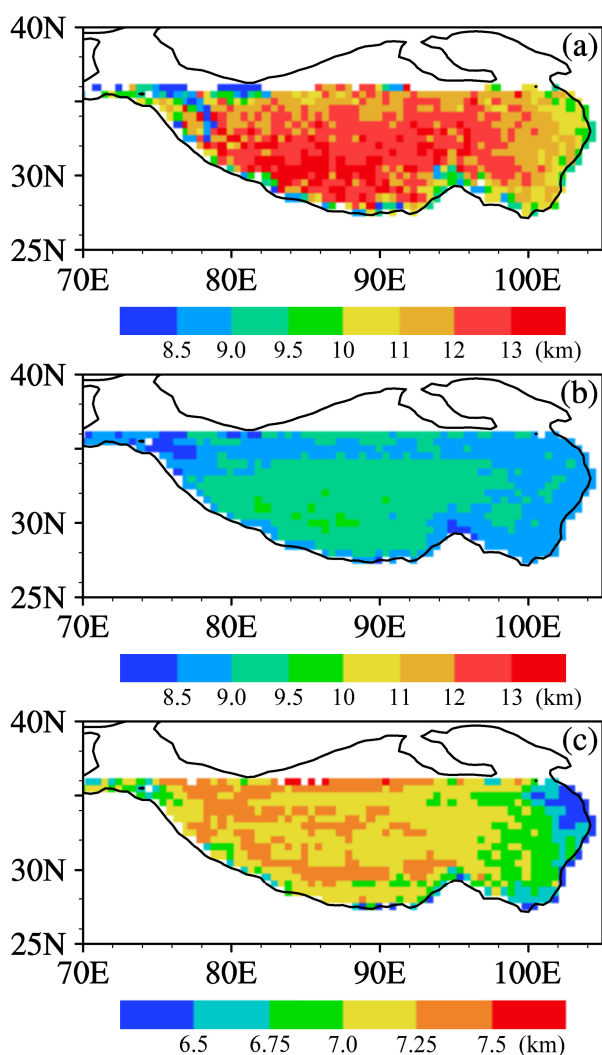


图 12 基于降水回波顶高度分类的青藏高原三种降水平均回波顶高度分布: (a) 深厚强对流降水; (b) 深厚弱对流降水; (c) 浅薄降水
Fig. 12 The distribution of mean storm top height for (a) deep strong convection, (b) deep weak convection, and (c) shallow precipitation, based on storm top altitude over the Tibetan Plateau

地面分布于 33~47 dBZ, 对应近地面的强降水, 其上段分布于 9~17 km, 表明高耸的回波顶高度, 说明其内部对流活动非常强烈; 回波多出现在近地面至 10 km 高度。深厚弱对流降水回波强度的 CFADs 则没有深厚强对流那样高耸、近地面回波强度不超过 39 dBZ, 说明这种降水云团内的对流活动相对弱。高原浅薄降水回波强度的 CFADs 表明它是一种弱降水, 回波强度均小于 35 dBZ, 这与图 11c 相符。如果比较图 9d 与图 13c, 就会发现以云顶红外亮温定义的暖云降水与这里用降水回波顶高度定义的浅对流降水的回波强度分布存在差异, 因为着眼点的不同, 故给出的降水垂直结构就会存在

差异。

3.4 对青藏高原上 2A25 的层云降水和对流降水的理解

如前所述, 2A25 中青藏高原层云降水样本占总降水样本的 85%, 这与高原实际情况不符。为了解第七版 2A25 高原上层云降水与对流降水和本文定义降水类型的关系, 表 4 列出了表 1 中 2A25 层云降水、对流降水、孤立浅对流、非孤立浅对流及其他类型降水的相应云顶不同相态(冰相、冰水混合态 1 型、冰水混合态 2 型、水相)的样本数及比例, 以及相应不同深厚程度降水(深厚强对流降水、深厚弱对流降水及浅薄降水)的样本数及比例, 可以看到 2A25 的层云降水中冰相降水占 44%, 冰水混合态 1 型和 2 型降水分别占 40% 和 16%, 水相降水比例仅占 0.1%, 说明高原上 2A25 中的大部分层云降水为云顶冰相或云顶较高的冰水混合相降水, 这个与非高原的层云降水存在多大差异, 正在分析中。如果以降水回波顶高度来考察青藏高原 2A25 的层云降水, 则从表 4 中可以看到 2A25 中的大部分层云降水为深厚弱对流降水云(占 78%), 浅薄降水只占近 22%, 这再次证实我们先前的结论, 在青藏高原上 2A25 中绝大部层云降水为深厚弱对流降水(Fu and Liu, 2007)。

为了直观地了解青藏高原上第七版 2A25 中层云降水与本文定义降水类型之间的关系, 图 14 给出了青藏高原中部 2A25 层云降水样本中分别为冰相降水、冰水混合态 1 型和 2 型降水、水相降水的 CFADs, 以及分别为深厚弱对流降水及浅薄降水的 CFADs, 表明冰相降水(图 14a)、冰水混合态 1 型和 2 型降水(图 14b, c)的 CFADs 分布中均没有层云典型的回波亮带; 而 2A25 层云降水样本中的深厚弱对流降水 CFADs 分布(图 14e)也与对流降水回波 CFADs 外形相似; 2A25 层云降水样本中水相降水和浅薄降水的 CFADs, 两者均表现了弱对流降水特征。

表 4 表明青藏高原 2A25 对流降水样本中冰相降水云占 36%, 冰水混合相 1 型和 2 型降水均占 31%, 水相降水比例不足 2%; 说明高原上 2A25 对流降水云的云顶多为冰相或冰水混合相, 它们合在一起可达 98%, 云顶为水相的降水云很少。同样, 如以降水回波顶高度来考察青藏高原 2A25 的对流降水, 表 4 则告诉我们它们大部分为深厚弱对流降水云(占 67%), 深厚强对流降水仅占 7%, 浅薄降

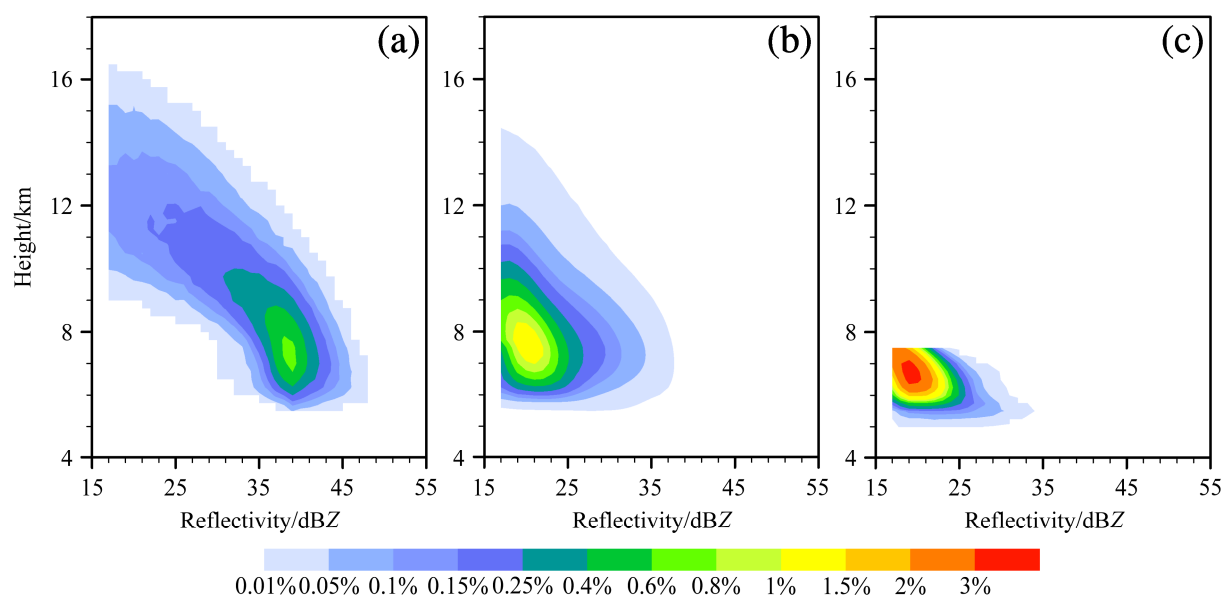


图 13 基于降水回波顶高度分类的青藏高原中部三种降水的 CFADs: (a) 深厚强降水; (b) 深厚弱降水; (c) 浅薄降水

Fig. 13 The CFADs of radar echo for (a) deep strong convection, (b) deep weak convection, and (c) shallow precipitation, based on storm top altitude over the central part of the Tibetan Plateau

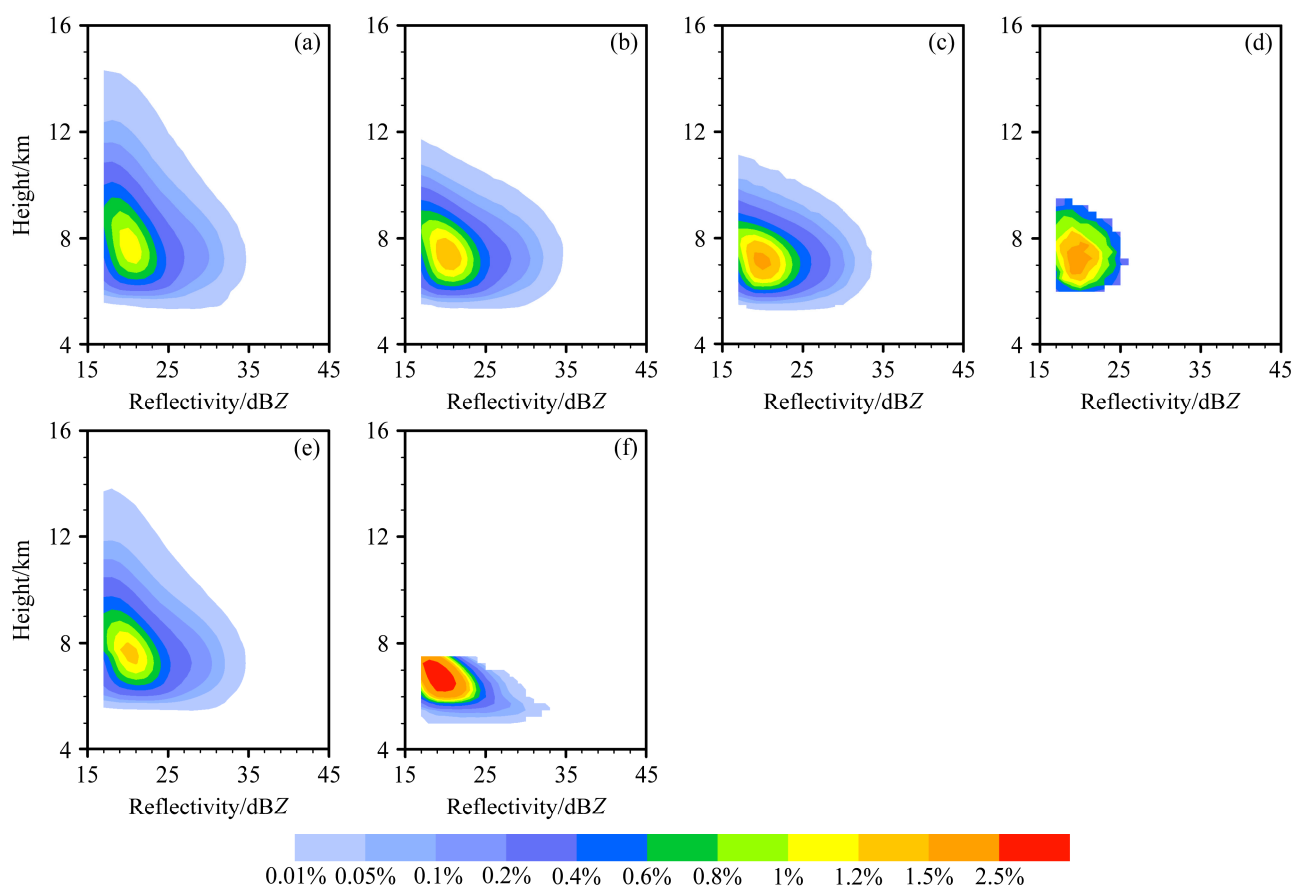


图 14 青藏高原主体 2A25 层云降水样本中的 (a) 冰相降水、(b) 冰水混合相 1 型降水、(c) 冰水混合相 2 型降水和 (d) 水相降水的降水回波 CFADs 及 (e) 深厚弱对流降水和 (f) 浅薄降水的 CFADs

Fig. 14 The CFADs of radar echo of (a) ice phase, (b) mixed phase 1, (c) mixed phase 2, (d) water phase, (e) deep weak convection, and (f) shallow precipitation, among stratiform precipitation in 2A25 over the main part of the Tibetan Plateau

水近 26%，这再次证实我们先前的结论，高原上 2A25 中的降水绝大部为深厚弱对流降水（Fu and Liu, 2007），青藏高原上深厚强对流降水比例少。

表 4 青藏高原主体 (30°N~36°N, 80°E~102°E) 2A25 各降水类型中相应云顶不同相态及不同降水回波顶高度的样本数及比例和平均降水强度 (表中各降水类型中第一行为样本数, 第二行百分比, 第三行括号中为平均降水强度, 单位: mm h⁻¹)
Table 4 Categories of 2A25 rain types and their corresponding categories in different phases in the cloud top and different storm tops over the main part of the Tibetan Plateau (30°–36°N, 80°–102°E) (samples, ratios, and average rain rates are represented by the first row, second row, and the third row of each category, respectively)

2A25 降水 类型	云顶不同相态的降水 样本统计			不同降水回波顶高度的 降水样本统计			
	冰相	混合 1 型	混合 2 型	水相	深厚强	深厚弱	浅薄
层云	1072097 44.1% (1.3)	976985 40.2% (1.2)	378923 15.6% (1.1)	3361 0.1% (1.1)	1132 0% (7.0)	1898768 78.1% (1.6)	531466 21.9% (1.1)
对流	146508 36.4% (6.9)	125640 31.2% (3.4)	124967 31.0% (1.9)	5927 1.4% (2.3)	28876 7.2% (18.6)	270735 67.2% (3.5)	103431 25.6% (1.8)
孤立浅对流	1 (1.2)	5 (1.1)	5 (1.0)	7 (2.1)	0	0	18 (1.5)
非孤立浅对流	0	0	0	29 (1.6)	0	0	29 (1.6)
其他	4261 (0.5)	2164 (0.5)	1875 (0.5)	742 (0.5)	0	8644 (0.5)	398 (0.6)

青藏高原中部 2A25 对流降水样本中分别为冰相降水、冰水混合相 1 型和 2 型降水、水相降水的 CFADs，以及样本中分别为深厚强对流降水、深厚弱对流降水及浅薄降水的 CFADs 如图 15 所示，可以看到由于云顶高度（图 15a–d）或降水回波顶高度（图 15e–g）的差异，CFADs 伸展高度也不同，冰相降水（图 15a）、冰水混合相 1 型和 2 型（图 15b、c）及水相的降水回波最大高度分别为 17、13、11 和 9 km，它们有可能指示着青藏高原降水系统发展的不同阶段（详细正在分析中）。2A25 对流降水中的深厚强对流降水与深厚弱降水的 CFADs 分布（图 15e、f）的差异也很分明，如 8 km 以下前者的回波出现在 33~47 dBZ 之间，而后者在 17~37 dBZ 之间，虽然两者的回波都可以达到 17 km 高度；而 2A25 对流降水样本中的浅薄降水，其 CFADs 与 2A25 层云降水样本中的浅薄降水 CFADs 类似，均表现为弱对流降水的回波特征。

由此可见，在夏季青藏高原上 2A25 中的层云

降水实际上是高原上的弱对流降水，其中大部分为深厚弱对流降水，其比例可达 78%，它们的云顶较高，多为冰相（ T_b 低于 233 K）或冰水混合相（ T_b 在 253 K 至 233 K 之间）。而青藏高原上 2A25 资料中对流降水中也包含了很多深厚弱对流降水，比例可达 67%，深厚强对流降水比例不到 8%，毫无疑问它们的云顶也较高，基本上都是冰相或冰水混合相。青藏高原上 2A25 资料中大约包含了 20% 多的浅薄降水，但它们中极少是暖云降水。

4 结论

本文利用第七版 TRMM PR 降水回波强度廓线及降水率廓线资料（2A25）和 VIRS 的可见光反射率及红外亮温资料（1B01）的融合数据，对青藏高原上的降水类型及其气候分布特征进行了研究。首先分析了青藏高原上 2A25 各降水类型的特点，然后分析了以云顶相态定义的降水类型和以降水回波顶高度定义的降水类型之降水频次、降水强度、降水回波顶高度及降水回波垂直结构的特征。

研究结果表明，2A25 给出的青藏高原层云降水比例约 85%，平均降水强度为 1.2 mm h⁻¹，对流降水比例约 14%，平均降水强度为 4.2 mm h⁻¹，表明该资料在青藏高原上仍以层云降水为主；这些层云降水的垂直结构中没有非高原地区层云降水的亮带，且降水回波强度外形与对流降水的相似，故 2A25 资料给出青藏高原上的层云降水不是通常意义的层云降水。

对以云顶相态定义的青藏高原降水类型的分析结果表明，冰相云顶的降水、云顶较高和较低的冰水混合云顶的降水、云顶水相的降水之比例分别为 43%、39%、18% 和不足 0.5%，说明青藏高原上降水云的云顶高度绝大部分都高于冻结层高度，暖云降水稀少。基于降水回波顶高度的降水分类统计表明，夏季青藏高原以深厚弱对流降水为主，其比例可达 77%，但其平均降水强度仅 1.6 mm h⁻¹；浅薄降水次之（比例约 22%），且其平均降水强度小（约 1 mm h⁻¹）；而深厚强对流降水数比例少（约 1%），但其平均降水强度可达 18 mm h⁻¹。说明以云顶相态和降水回波顶高度定义的各降水类型具有不同的内在含义，所以它们之间必然存在差异。

但如果考察空间分布，就可发现它们之间有着一定的联系。对于降水频次而言，冰相和冰水混合相云顶及深厚强对流降水的频次均自高原西部向

高原中部、东部和东南部增加, 其中冰相云顶、云顶较高和较低的冰水混合云顶的降水频次在高原西部不足 0.5%, 而在高原东部可达 2% 左右, 深厚强对流降水频次在高原西部和中部小于 0.08%, 而

在高原 97°E 以东地区可达 0.2%。深厚弱对流降水频次分布独特, 表现为南多北少, 它是深厚强对流降水频次的十倍左右, 在高原南部其频次可超过 3%、北部小于 2%, 且其云顶多为冰相。云顶水相

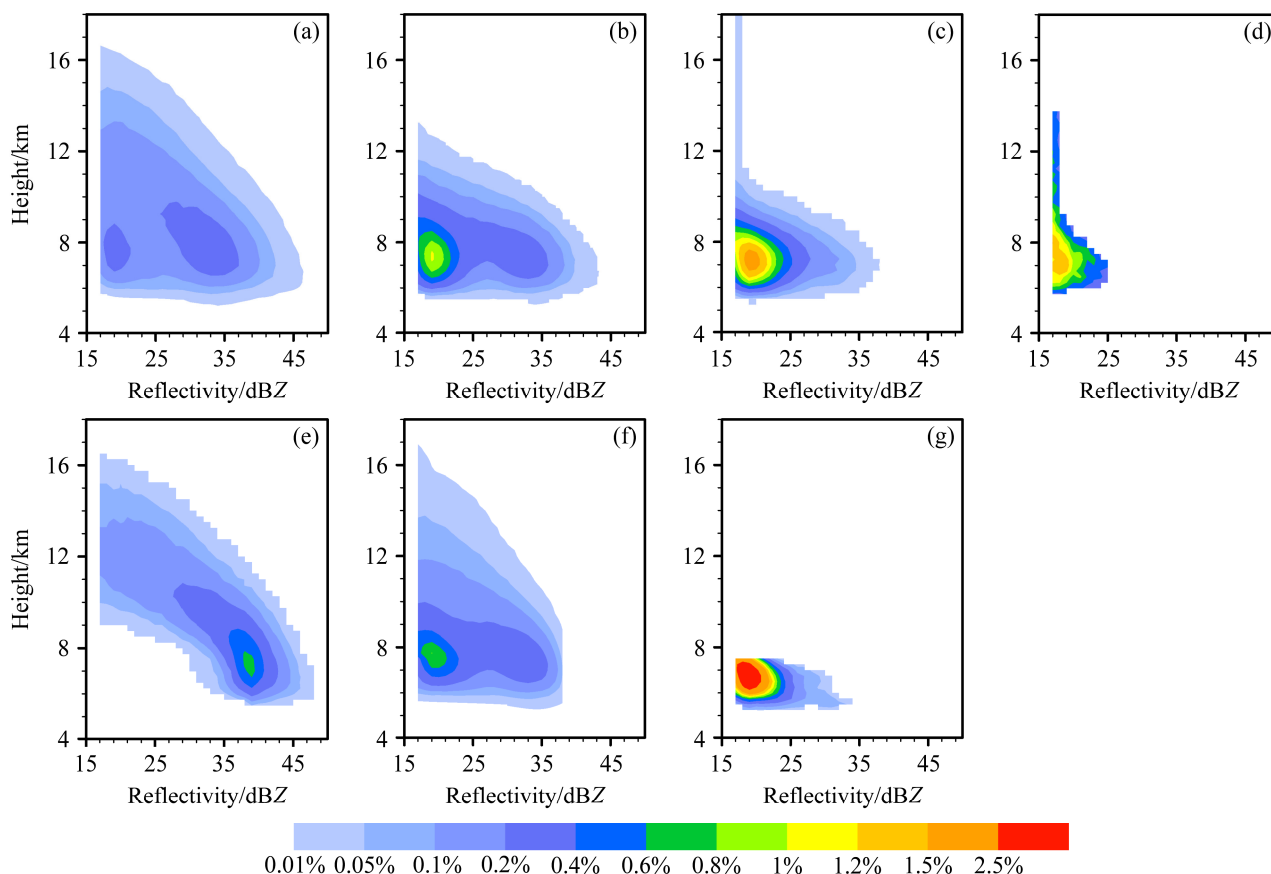


图 15 青藏高原主体 2A25 对流降水样本中的 (a) 冰相降水、(b) 冰水混合相 1 型降水、(c) 冰水混合相 2 型降水和 (d) 水相降水的降水回波 CFADs 以及 (e) 深厚强对流降水、(f) 深厚弱对流降水和 (g) 浅薄降水的 CFADs

Fig. 15 The CFADs of radar echo of (a) ice phase, (b) mixed phase 1, (c) mixed phase 2, (d) water phase, (e) deep strong convection, (f) deep weak convection, and (g) shallow precipitation, among convective precipitation in 2A25 over the main part of the Tibetan Plateau

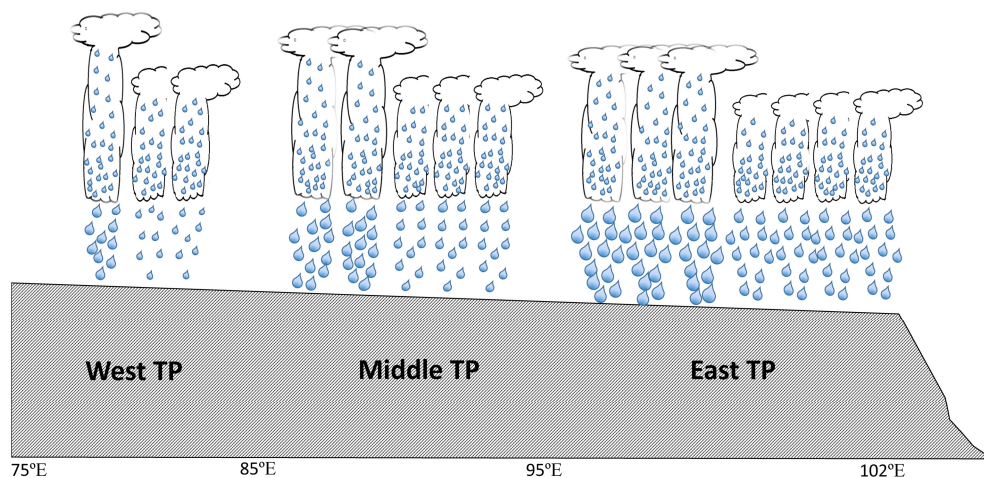


图 16 青藏高原降水频次、强度及深厚程度的自西向东分布示意图

Fig. 16 Schematic diagram of the distribution for the frequency, intensity, and depth of precipitation from the western to eastern Tibetan Plateau (TP)

与浅薄降水的频次分布在高原东部一致性好。

就降水强度空间分布而言, 云顶冰相与深厚强对流降水的分布相似性好, 它们均在高原东部最大, 而在高原中部相对小, 但因定义不同, 它们的降水强度差异大, 如云顶冰相的降水强度均小于 4 mm h^{-1} , 而深厚强对流降水的最大平均强度可达 22 mm h^{-1} 。云顶混合相态和深厚弱对流的降水强度空间分布很一致, 均在高原东部达到最大, 分别为 2 mm h^{-1} 和 3 mm h^{-1} 。云顶水相和浅薄降水的分布差异大, 后者强度自高原中部向东增大, 在高原东部最大可达 1.5 mm h^{-1} , 而前者没有这些规律。

除去水相云顶降水外, 云顶冰相和混合相、深厚强对流和弱对流及浅薄降水的平均回波顶高度的空间分布均一致地自高原西部向东部降低; 由于降水类型定义的差异, 云顶冰相降水和深厚强对流降水的回波顶最大平均高度分别为 10 km 和 13 km ; 云顶混合降水和深厚弱对流的降水回波顶平均高度接近 (约 9 km 左右)。高原上浅薄降水与云顶水相降水差异大, 具体有待进一步揭示。

从降水回波的 CFADs 分布看, 不论云顶相态差异, 还是降水回波顶高度的不同, 高原上降水的垂直结构中均没有亮带特征, 且它们外形与非高原地区的对流降水回波外形相似, 说明在高原上 2A25 给出的层云降水类型存在问题。

总之, 青藏高原上绝大部为深厚弱对流降水, 其云顶多为冰相或云顶较高的冰水混合相, 其次为浅薄但非暖云降水, 而深厚强对流降水少; 青藏高原降水频次和降水强度自西部向东部增大和增强, 而降水云的云顶高度及回波顶高度则由西部向东部降低 (见图 16)。

参考文献 (References)

- Arkin P A, Xie P P. 1994. The global precipitation climatology project: First algorithm intercomparison project [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 75(3): 401–419, doi:10.1175/1520-0477(1994)075<0401:TGPCPF>2.0.CO;2.
- Awaka J, Iguchi T, Kumagai H, et al. 1997. Rain type classification algorithm for TRMM precipitation radar [C]. // *Proceedings of the 1997 IEEE International on Geoscience and Remote Sensing Symposium*. Singapore: IEEE, 4: 1633–1635, doi:10.1109/IGARSS.1997.608993.
- Braga R C, Vila D A. 2014. Investigating the ice water path in convective cloud life cycles to improve passive microwave rainfall retrievals [J]. *J. Hydrol.*, 15 (4): 1486–1497, doi:10.1175/JHM-D-13-0206.1.
- 陈隆勋, 宋玉宽, 刘骥平, 等. 1999. 从气象卫星资料揭示的青藏高原夏季对流云系的日变化 [J]. *气象学报*, 57 (5): 549–560. Chen Longxun, Song Yukuan, Liu Jiping, et al. 1999. On the diurnal variation of convection over Qinghai–Xizang Plateau during summer as revealed from meteorological satellite data [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 57 (5): 549–560.
- 丁一汇, 张莉. 2008. 青藏高原与中国其他地区气候突变时间的比较 [J]. *大气科学*, 32 (4): 794–805. Ding Yihui, Zhang Li. 2008. Intercomparison of the time for climate abrupt change between the Tibetan Plateau and other regions in China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (4): 794–805, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2008.04.08.
- Feng S, Fu Y F, Xiao Q N. 2011. Is the tropopause higher over the Tibetan Plateau? Observational evidence from Constellation Observing System for Meteorology, Ionosphere, and Climate (COSMIC) data [J]. *J. Geophys. Res.*, 116 (D21121), doi:10.1029/2011JD016140.
- Fujinami H, Nomura S, Yasunari T. 2005. Characteristics of diurnal variations in convection and precipitation over the southern Tibetan Plateau during summer [J]. *SOLA*, 1: 49–52, doi:10.2151/sola.2005-014.
- Fu Y F, Liu G S, Wu G X, et al. 2006. Tower mast of precipitation over the central Tibetan Plateau summer [J]. *Geophys. Res. Lett.*, 33(5): L05802.1–L05802.4, doi:10.1029/2005GL024713.
- Fu Y F, Liu G S. 2007. Possible misidentification of rain type by TRMM PR over Tibetan Plateau [J]. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, 46(5): 667–672, doi:10.1175/JAM2484.1.
- Fu Y F, Feng J Y, Zhu H F, et al. 2007. Precipitation structures of a thermal convective system happened in the central western subtropical Pacific anticyclone [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 20(2): 232–243.
- 傅云飞, 李宏图, 自勇. 2007. TRMM 卫星探测的青藏高原谷地的降水云结构个例分析 [J]. *高原气象*, 26 (1): 98–106. Fu Yunfei, Li Hongtu, Zi Yong. 2007. Case study of precipitation cloud structure viewed by TRMM satellite in a valley of the Tibetan Plateau [J]. *Plateau Meteorology (in Chinese)*, 26 (1): 98–106, doi: 10.3321/j.issn:1000-0534.2007.01.012.
- 傅云飞, 张爱民, 刘勇, 等. 2008a. 基于星载测雨雷达探测的亚洲对流和层云降水季尺度特征分析 [J]. *气象学报*, 66 (5): 730–746. Fu Yunfei, Zhang Aimin, Liu Yong, et al. 2008a. Characteristics of seasonal scale convective and stratiform precipitation in Asia based on measurements by TRMM precipitation radar [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 66 (5): 730–746, doi:10.3321/j.issn:0577-6619.2008.05.007.
- 傅云飞, 刘奇, 自勇, 等. 2008b. 基于 TRMM 卫星探测的夏季青藏高原降水和潜热分析 [J]. *高原山地气象研究*, 28 (1): 8–18. Fu Yunfei, Liu Qi, Zi Yong, et al. 2008b. Summer precipitation and latent heating over the Tibetan Plateau based on TRMM measurements [J]. *Plateau and Mountain Meteorology Research (in Chinese)*, 28 (1): 8–18, doi:10.3969/j.issn.1674-2184.2008.01.002.
- 傅云飞, 冯沙, 刘鹏, 等. 2010. 热带测雨卫星测雨雷达探测的亚洲夏季积雨云云砧 [J]. *气象学报*, 68 (2): 195–206. Fu Yunfei, Feng Sha, Liu Peng, et al. 2010. The cumulonimbus incus in summer Asia as detected by the TRMM PR [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 68 (2): 195–206.
- 傅云飞, 刘鹏, 刘奇, 等. 2011. 夏季热带及副热带降水云可见光/红外信号气候分布特征 [J]. *大气与环境光学学报*, 6 (2): 129–140. Fu Yunfei, Liu Peng, Liu Qi, et al. 2011. Climatological characteristics of VIRS channels for precipitating cloud in summer over the tropics and subtropics [J]. *Journal of Atmospheric and Environmental Optics (in*

- Chinese), 6 (2): 129–140, doi:10.3969/j.issn.1673-6141.2011.02.009.
- 傅云飞, 曹爱琴, 李天突, 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 [J]. 气象学报, 70 (3): 436–451. Fu Yunfei, Cao Aiqin, Li Tianyu, 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 [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 70 (3): 436–451.
- Fu Y F. 2014. Cloud parameters retrieved by the bispectral reflectance algorithm and associated application [J]. Journal of Meteorological Research, 28 (5): 966–982.
- 高由禧, 蒋世逵, 张谊光, 等. 1984. 西藏气候 [M]. 北京: 科学出版社, 19–84. Gao Youxi, Jiang Shikui, Zhang Yiguang, et al. 1984. The Climate of Tibet (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press, 19–84.
- Houze Jr R A. 1981. Structures of atmospheric precipitation systems: A global survey [J]. Radio Science, 16 (5): 671–689, doi:10.1029/RS016i005p0067.
- Houze Jr R A. 1993. Cloud Dynamics [M]. New York: Academic Press, 573pp.
- 黄荣辉. 1985. 夏季青藏高原上空热源异常对北半球大气环流异常的作用 [J]. 气象学报, 43 (2): 208–220. Huang Ronghui. 1985. The influence of the heat source anomaly over Tibetan Plateau on the northern hemispheric circulation anomalies [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 43 (2): 208–220.
- Iguchi T, Kozu T, Meneghini R, et al. 2000. Rain-profiling algorithm for the TRMM precipitation radar [J]. J. Appl. Meteor., 39 (12): 2038–2052, doi:10.1175/1520-0450(2001)040<2038:RPAFTT>2.0.CO;2.
- 江吉喜, 范梅珠. 2002. 夏季青藏高原上的对流云和中尺度对流系统 [J]. 大气科学, 26 (2): 263–270. Jiang Jixi, Fan Meizhu. 2002. Convective clouds and mesoscale convective systems over the Tibetan Plateau in summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26 (2): 263–270, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2002.02.12.
- Kummerow C, Barnes W, Kozu T, et al. 1998. The tropical rainfall measuring mission (TRMM) sensor package [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 15 (3): 809–817, doi:10.1175/1520-0426(1998)015<0809:TTRMMT>2.0.CO;2.
- 廖国男. 2004. 大气辐射导论 [M]. 北京: 气象出版社, 614pp. Liao Guonan. 2004. An Introduction to Atmospheric Radiation (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press, 614pp.
- 刘奇, 傅云飞, 刘国胜. 2007. 夏季青藏高原与东亚及热带的降水廓线差异分析 [J]. 中国科学技术大学学报, 37 (8): 885–894. Liu Qi, Fu Yunfei, Liu Guosheng. 2007. The difference between precipitation profiles over the Tibetan Plateau and over East Asia and tropic [J]. Journal of University of Science and Technology of China (in Chinese), 37 (8): 885–894.
- Liu C T, Zipser E J. 2009. “Warm rain” in the tropics: Seasonal and regional distributions based on 9 yr of TRMM data [J]. J. Climate, 2009, 22 (3): 767–779, doi:10.1175/2008JCLI2641.1.
- Liu Q, Fu Y F, Yu R C, et al. 2009. A new satellite-based census of precipitating and non-precipitating clouds over the tropics and subtropics [J]. Geophys. Res. Lett., 35 (7): L07816, doi:10.1029/2008GL033208.
- 刘鹏, 王雨, 冯沙, 等. 2012. 冬、夏季热带及副热带穿透性对流气候特征分析 [J]. 大气科学, 36 (3): 579–589. Liu Peng, Wang Yu, Feng Sha, et al. 2012. Climatological characteristics of overshooting convective precipitation in summer and winter over the tropical and subtropical regions [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (3): 579–589, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.11109.
- 李斐, 李建平, 李艳杰, 等. 2012. 青藏高原绕流和爬流的气候学特征 [J]. 大气科学, 36 (6): 1236–1252. Li Fei, Li Jianping, Li Yanjie, et al. 2012. Climatological characteristics of flow around and flow over the Tibetan Plateau [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 36 (6): 1236–1252, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2012.11214.
- Li R, Min Q L, Wu X Q, et al. 2013. Retrieving latent heating vertical structure from cloud and precipitation profiles—Part II: Deep convective and stratiform rain processes [J]. Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer, 122: 47–63, doi:10.1016/j.jqsrt.2012.11.029.
- 毛江玉, 吴国雄. 2012. 基于 TRMM 卫星资料揭示的亚洲季风区夏季降水日变化 [J]. 中国科学: 地球科学, 42 (4): 564–576. Mao Jiangyu, Wu Guoxiong. 2012. Diurnal variations of summer precipitation over the Asian monsoon region as revealed by TRMM satellite data [J]. Science China Earth Sciences, 55 (4): 554–556.
- Min Q L, Li R, Wu X Q, et al. 2013. Retrieving latent heating vertical structure from cloud and precipitation profiles—Part I: Warm rain processes [J]. Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer, 122: 31–46, doi:10.1016/j.jqsrt.2012.11.030.
- 潘晓, 傅云飞. 2015. 夏季青藏高原深厚及浅薄降水云气候特征分析 [J]. 高原气象, 2015, 34 (5): 1182–1189. Pan X, Fu Y F. 2015. Analysis on climatological characteristics of deep and shallow precipitation cloud in summer over the Tibetan Plateau [J]. Plateau Meteorology, 2015, 34 (5), 1182–1189, doi:10.7522/j.issn.1000-0534.2014.00112.
- 钱正安, 张世敏, 单扶民. 1984. 1979 年夏季高原地区对流云的分析 [C]. // 青藏高原气象科学实验文集. 北京: 科学出版社, 243–257. Qian Zheng'an, Zhang Shimin, Shan Fumin. 1984. The analysis on convective clouds in summer of 1979 over Tibetan Plateau [C]. // The Tibetan Plateau Meteorological Experiment Corpus. Beijing: Science Press, 243–257.
- Qie X S, Wu X K, Yuan T, et al. 2014. Comprehensive pattern of deep convective systems over the Tibetan Plateau—South Asian monsoon region based on TRMM data [J]. J. Climate, 27 (17): 6612–6626, doi:10.1175/JCLI-D-14-00076.1.
- Rossow W B, Schiffer R A. 1999. Advances in understanding clouds from ISCCP [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 80 (11): 2261–2287, doi:10.1175/1520-0477(1999)080<2261:AIUCFI>2.0.CO;2.
- Shin D B, North G R, Bowman K P. 2000. A summary of reflectivity profiles from the first year of TRMM radar data [J]. J. Climate, 13 (23): 4072–4086, doi: 10.1175/1520-0442(2000)013<4072:ASORPF>2.0.CO;2.
- Tao W K, Lang S, Simpson J, et al. 1993. Retrieval algorithms for estimating the vertical profiles of latent heat release: Their applications for TRMM [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 1993, 71 (6): 685–700.
- 陶诗言, 陈联寿, 徐祥德, 等. 1998. 第二次青藏高原大气科学试验理论研究进展 [M]. 北京: 气象出版社. Tao Shiyang, Chen Lianshou, Xu Xiangde, et al. 1998. The Second Advances of the Study on Tibetan Plateau Experiment of Atmospheric Sciences [M]. Beijing: China Meteorological Press.
- Uyeda H, Yamada H, Horikomi J, et al. 2001. Characteristics of convective clouds observed by a Doppler radar at Naqu on Tibetan Plateau during the

- GAME-Tibet IOP [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 79 (1B): 463–474, doi:10.2151/jmsj.79.463.
- 吴国雄, 刘新, 张琼, 等. 2002. 青藏高原抬升加热气候效应研究的新进展 [J]. 气候与环境研究, 7 (2): 184–201. Wu Guoxiong, Liu Xin, Zhang Qiong, et al. 2002. Progresses in the study of the climate impacts of the elevated heating over the Tibetan Plateau [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 7 (2): 184–201, doi:10.3969/j.issn.1006-9585.2002.02.006.
- 吴国雄, 刘屹岷, 刘新, 等. 2005. 青藏高原加热如何影响亚洲夏季的气候格局 [J]. 大气科学, 29 (1): 47–56. Wu Guoxiong, Liu Yimin, Liu Xin, et al. 2005. How the heating over the Tibetan Plateau affects the Asian climate in summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29 (1): 47–56, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2005.01.06.
- 汪会, 罗亚丽, 张人禾. 2011. 用 CloudSat/CALIPSO 资料分析亚洲季风区和青藏高原地区云的季节变化特征 [J]. 大气科学, 35 (6): 1117–1131. Wang Hui, Luo Yali, Zhang Renhe. 2011. Analyzing seasonal variation of clouds over the Asian monsoon regions and the Tibetan Plateau region using CloudSat/CALIPSO data [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (6): 1117–1131, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2011.06.11.
- 韦志刚, 黄荣辉, 董文杰. 2003. 青藏高原气温和降水的年际和年代际变化 [J]. 大气科学, 27 (2): 157–170. Wei Zhigang, Huang Ronghui, Dong Wenjie. 2003. Interannual and interdecadal variations of air temperature and precipitation over the Tibetan Plateau [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 27 (2): 157–170, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.2003.02.03.
- 徐祥德, 陈联寿. 2006. 青藏高原大气科学试验研究进展 [J]. 应用气象学报, 17 (6): 756–772. Xu Xiangde, Chen Lianshou. 2006. Advances of the study on Tibetan Plateau experiment of atmospheric sciences [J]. Journal of Applied Meteorology Science (in Chinese), 17 (6): 756–772, doi:10.3969/j.issn.1001-7313.2006.06.013.
- 徐祥德, 赵天良, 施晓晖, 等. 2015. 青藏高原热力强迫对中国东部降水和水汽输送的调制作用 [J]. 气象学报, 73 (1): 20–35. Xu Xiangde, Zhao Tianliang, Shi Xiaohui, et al. 2015. A study of the role of the Tibetan Plateau's thermal forcing in modulating rainband and moisture transport in eastern China [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 73 (1): 20–35.
- 叶笃正. 1988. 夏季青藏高原上空热力结构、对流活动和与之相关的大尺度环流现象 [J]. 大气科学, 12 (S1): 1–12. Ye Duzheng. 1988. The thermal structure and the convective activity over Qinghai-Tibetan Plateau in summer and their interactions with large-scale circulation [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 12 (S1): 1–12, doi:10.3878/j.issn.1006-9895.1988.t1.01.
- 叶笃正, 高由禧. 1979. 青藏高原气象学 [M]. 北京: 科学出版社. Ye D Z, Gao Y X. 1979. Meteorology of the Qinghai-Xizang Tibetan Plateau (in Chinese) [M]. Beijing: Science Press.
- Yuter S E, Houze R A Jr. 1995. Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part III: Vertical mass transport, mass divergence, and synthesis [J]. Mon. Wea. Rev., 123 (7): 1964–1983, doi:10.1175/1520-0493(1995)123<1964:TDKAME>2.0.CO;2.