

中国南方地基雨量计观测与星载测雨 雷达探测降水的比较分析^{*1}

刘 鹏¹ 傅云飞¹ 冯 沙¹ 曹爱琴¹ 杨元建¹ 李天奕¹ 自 勇²
LIU Peng¹ FU Yunfei¹ FENG Sha¹ CAO Aiqin¹ YANG Yuanjian¹ LI Tianyi¹ ZI Yong²

1. 中国科学技术大学地球和空间科学学院, 合肥, 230026

2. 中国卫星海上测控部, 江阴, 214431

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

2. *China Satellite Maritime Tracking & Controlling Department, Jiangyin Jiangsu 214431, China*

2009-04-22 收稿, 2009-06-22 改回.

Liu Peng, Fu Yunfei, Feng Sha, Cao Aiqin, Yang Yuanjian, Li Tianyi, Zi Yong. 2010. A comparison of the precipitation from rain gauge observations with from TRMM PR measurements in the southern China. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(6):822-835

Abstract The rain rates measured by the TRMM PR and observed by the 430 rain gauges in the southern China from January 1998 to December 2005 are compared in the multi-time scale in order to study the difference between these two precipitation datasets. The results suggest a significantly consistent precipitation distribution at the 2.5 degree horizontal resolution with one another in either the multiyear average scale or the multiyear seasonal mean scale but with a certain difference existing in the extreme value and its covering region. Generally, the mean rain rate obtained by rain gauges are relatively higher than that by the PR. The region with the difference less than 1 mm/d occupies over 50% in the southern China while about 30% of the southern China shows the difference of about 1–2 mm/d. Such the difference reaches more than 2 mm/d during the summer in the most part of the southern China. The analysis indicates that the difference between these two datasets is mainly determined by the spatial density of the rain gauges. The correlation coefficient is higher than 0.7 when the number of rain gauges in a grid is over 6. However, both the datasets show less correlation in summer than that in the other seasons, whatever be the number of rain gauges in a grid. The difference between these two is also larger in the region with high frequency of convective precipitation than that with frequent stratiform precipitation. By using the TRMM PR measurements, the distribution of the monthly mean rain rate averaged over the 8 years in the Tibetan Plateau during summer is also investigated in this paper. The results show that there exist 2 mm/d precipitation areas in the eastern plateau in June, while in July and August 1 mm/d rain rate areas cover great part of the plateau (except for the western plateau). And in the center of the plateau a rain rate of over 3 mm/d appears. Time series of monthly rain rate departures show the months of less rainfall are more than those of more rainfall in the plateau.

Key words TRMM PR, Rain gauge, Rain rate, Tibetan Plateau

摘 要 利用热带测雨卫星(TRMM)上搭载的测雨雷达(PR)探测结果和中国40°N以南地区约430个台站雨量计观测结果, 分析研究了1998—2005年中国南方地区这两种降水资料气候分布的异同。研究结果表明两种降水资料在2.5°空间水平分辨率上, 所描述的中国南方降水率气候分布在多年年平均和季平均上具有较好的一致性, 但在降水率极值和极值区范围大小等细节上两者还存在一定的差异, 主要是地面雨量计结果相对PR结果偏高, 其中中国南方50%以上地区两者相差在1 mm/d

* 资助课题: 国家自然科学基金重点项目(40730950)、面上项目(40675027)和青年科学基金项目(40605010)及国家公益性行业支撑项目(GYHY200706032)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-Q11-04)。

作者简介: 刘鹏, 主要从事卫星资料处理及降水研究。E-mail: lipe@mail.ustc.edu.cn

通讯作者: 傅云飞, 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

以内、30%的地区两者相差在1—2 mm/d,夏季差异可超过2 mm/d。对两种降水资料差异的原因分析表明,地面雨量计空间分布密度是影响两者差异的决定性因素,当格子内雨量计超过6个时,两者的相关系数大于0.7;夏季两种降水资料的相关性都比其他季节差,不论格子内的雨量计数量多与少;对流降水多发地区,两种降水资料之间的差异大于层云降水多发地。利用PR探测结果对夏季青藏高原多年月平均降水率分布及高原东、西部的降水特点的分析表明,6月高原东部出现2 mm/d左右的降水区,而在7和8月1 mm/d的降水区域基本覆盖了除高原西部以外的整个高原,其中高原中部地区出现降水率近3 mm/d的大值区。月降水距平的时间演变表明,高原降水偏少月份要多于偏多月份。

关键词 热带测雨卫星, 测雨雷达, 雨量计, 降水率, 青藏高原

中图法分类号 P435

1 引言

降水是参与全球水和能量循环过程的要素之一(Chang, et al, 1999),它是表现天气和气候变化的最重要指标之一;同时,降水时空变化较为剧烈,准确表述这一特征存在一定难度。地面雨量计和地基测雨雷达是目前常用的测量降水手段,前者作为一种常规的降水测量方法,对测点而言,它具有较高的准确性,但由于地面雨量计的分布密度有限,该方法在表述大面积降水分布特征时可能存在缺陷;后者在某些假设的基础上,可以间接地获得较高时空分辨率的降水分布,但其探测范围有限,还受到地理条件等诸多因素的限制,因此地基测雨雷达对大面积降水的表述能力也有限。

20世纪80年代以来,随着气象卫星技术的发展,卫星平台上的可见光/红外和微波成像等遥感技术对降水的探测和反演取得了长足的进步(Liu, et al, 1992,2001; Aonashi, et al, 1996; Sheu, et al, 1996; Fu, et al, 2001, 2003a, 2003b; Wilheit, et al, 2003; Kongoli, et al, 2003; Kummerow, et al, 2003)。如利用静止卫星上的红外探测结合极轨卫星上的微波探测和地面雨量计观测得到的GPCP(The Global Precipitation Climatology Project)降水资料,对全球降水分布就具有较好的描述。自勇等(2007)通过对比GPCP提供的逐月降水资料与中国地面雨量计逐日观测结果,发现除夏季外两者具有较好的一致性。

1997年11月美国和日本联合研制的热带测雨卫星(Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM)所携带的首部空基测雨雷达(Precipitation Radar, PR)升空,为细致研究热带和副热带地区降水水平分布和垂直结构提供了前所未有的条件,利用PR对降水云的探测结果,国内外已开展了大量研究(Shin, et al, 2000; Iguchi, et al, 2000; Fu,

et al, 2001; 傅云飞等, 2003, 2005, 2008; 李锐等, 2005)。TRMM卫星从发射至今,PR已运行11年多,积累了海量降水资料,可以弥补地面雨量计观测和地基测雨雷达探测资料的不足,为进一步深入研究降水特征提供了条件。但是,由于地基观测和空基探测的方式差异,有必要对空基测雨雷达探测结果与地基雨量计观测结果进行对比,以了解它们对降水表述的异同程度。

基于此,本文利用1998—2005年中国大陆40°N以南、100°E以东地区(简称中国南方)的地面雨量计观测结果、相应时间段内PR探测结果,分析了这两种降水数据对中国南方地区降水的气候分布表述异同;在验证PR探测结果可信的基础上,本文随后利用PR探测结果对青藏高原降水特点做了分析研究。

2 资料及处理方法

2.1 资料

TRMM卫星是一颗非太阳同步卫星,轨道与赤道的倾角约35°,轨道高度350 km(2001年8月7日后调整为400 km),环绕地球一周约需91.6 min,每天在38°S—38°N约有16条轨道。PR天线的扫描角范围为17°,每条扫描线上有49个像素,扫描宽度为215 km;PR给出的星下点水平分辨率为4.5 km,垂直分辨率为250 m,探测高度自地表向上至20 km(Kummerow, et al, 1998)。本文利用了GSFC/NASA(Goddard Space Flight Center, National Aeronautics and Space Administration)发布的第6版PR二级产品2A25,它是逐日逐轨资料。该资料给出了降水廓线、降水类型、雷达反射率衰减订正参数、雷达反射率-降水反演算法等参数信息。本文仅使用了2A25资料中的降水廓线、降水类型信息。考虑到PR的波长为2.2 cm,最小可探测的回波反射率约17 dBz,即对应0.5 mm/h的降水率(Kum-

merow, et al, 1998;Kozu, et al, 2001),因此,可忽略廓线中最大降水率小于 0.5 mm/h 的样本。

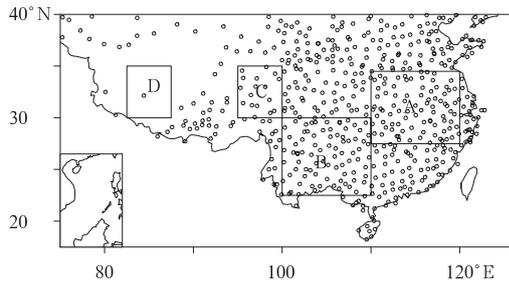


图1 中国南方地区 430 个雨量计的地理分布
Fig.1 Geographical distribution of the 430 rain gauges in the southern China

文中使用的地面雨量计资料为 1998 年 1 月至 2005 年 12 月中国南方地区约 430 个气象站的雨量计(图 1)逐日观测资料。该资料由中国气象局资料中心提供。此外,为了解降水分布与地形的关系,还用到分辨率为 1 km 的数字地形资料,它源于美国国家地球物理资料中心(详见 <http://www.ngdc.noaa.gov>)。

2.2 处理方法

由于地面雨量计为点逐日累计观测,而 PR 为

瞬时面扫描探测,两者给出的降水量一定存在差异。图 2 所示分别为 1998 年 4 月 7 日和 1999 年 10 月 12 日合肥站(站号 58321)地面雨量计测得的小时降水量(前者为非连续性降水,后者为持续性降水),PR 在 11 时(北京时)也分别探测到降水,但可清楚地看到两者的差异;图 2 中所标数字分别是该雨量计和 PR 给出月平均降水率,可知在月平均尺度,PR 比雨量计的雨强分别大 0.72 和 0.23 mm/d。考虑到中国南方地区的地面雨量计数量有限,同时 TRMM 为非太阳同步卫星,每天卫星上 PR 过境观测的次数也有限,因此,必须要选取合适的水平空间分辨率和时间尺度,才会得到有意义的两种资料比较结果。为了说明这个问题,以 1998 年 6 月合肥地面雨量计观测和 PR 探测雨量为例。在空间水平分辨率分别为 0.5°和 2.5°时,6 月两种资料的差异(雨量计减 PR)分别为 -3.48、0.14 mm/d;夏季,两种资料的差异(雨量计减 PR)分别为 -1.50、-1.40 mm/d(表 1)。由表 1 可见,在 2.5°空间水平分辨率和月尺度以上对这两种资料进行比较更为合理。为此,首先对逐日 2A25 资料和逐日雨量计降水资料进行格子化处理,生成 2.5°×2.5°格子资料。

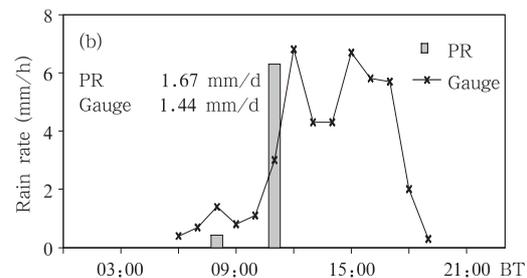
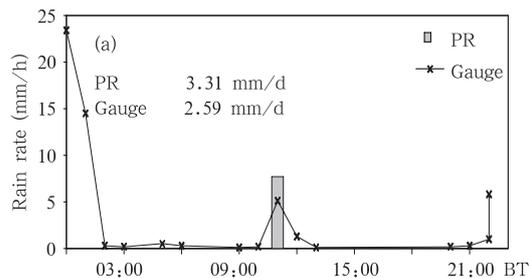


图2 1998 年 4 月 7 日(a)和 1999 年 10 月 12 日(b)合肥站地面雨量计测得的小时降水率和 11 时(北京时)PR 探测的降水率

Fig.2 Hourly rain rate observed by the rain gauge at Hefei on 7 April 1998 (a) and 12 October 1999 (b) together with the rain rate detected by the PR at 11:00 BT

表 1 合肥站为中心 0.5°和 2.5°方格内 1998 年 6 月和当年夏季的雨量计与 PR 平均降水率

Table 1 Mean rain rate generated by the rain gauges in 0.5° grid and 2.5° grid centered at the Hefei and by the PR in June and summer 1998

格子内	雨量计数	雨量计平均降水率 6 月/夏季(mm/d)	PR 平均降水率 6 月/夏季(mm/d)
0.5°	1	4.19/5.08	7.67/6.58
2.5°	8	6.16/5.66	6.02/7.06

从 1998—2005 年冬季(图 3a,12 月、1 和 2 月)和夏季(图 3b,6、7 和 8 月)格子内 PR 测得的多年季平均降水样本空间分布(图 3)可以看到,冬季 105°E 以东、35°N 以南地区的格子内降水样本数量为 200 以上,在 110°E 以东、25°—35°N 地区的格子内降水样本数量则超过 1500;而夏季 105°E 以东、35°N 以南地区的格子内降水样本数量超过 3000。这表明本文的研究是基于大样本,研究结果具有可靠性,且对 2A25 资料的格子化处理合理。

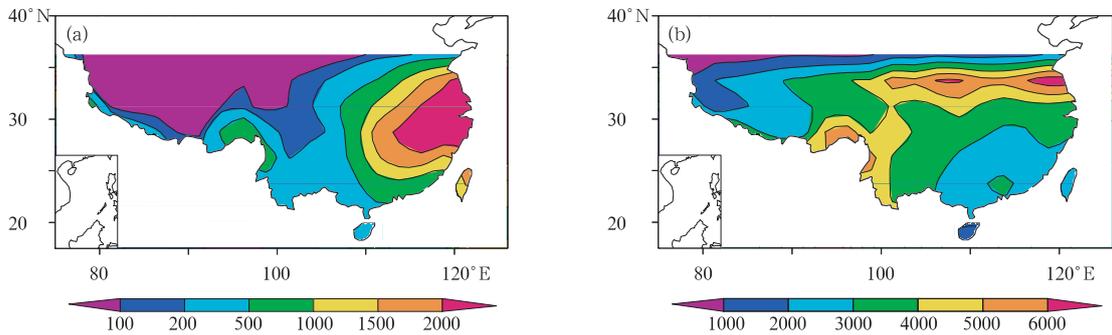


图3 1998—2005年冬季(a,12月、1月和2月)和夏季(b,6月、7月和8月)格子内PR测得的多年季平均降水样本空间分布
Fig. 3 Distribution of the mean rain pixels in a grid detected by the TRMM PR in winter (a) and summer (b) from 1998 to 2005

由于PR探测频次存在随纬度的非均匀性特点,在计算降水率的空间分布时,我们采用傅云飞等(2008)提出的公式进行计算。对于地面雨量计资料,格子的降水量值由格子内多个雨量计的观测值权重平均得到,权重因子大小与雨量计位置到格子中心距离成反比。方格(32.5°—35°N,95°—97.5°E)平均降水量与该方格内4个雨量计降水量的月平均降水量相关系数(表2)表明,相关系数至少可达0.95,说明本文所用的距离反比权重平均法对雨量计资料的格子化处理效果较好。

表2 方格(32.5°—35°N,95°—97.5°E)平均降水量与该方格内4个雨量计降水量的月平均降水量相关系数
Table 2 The correlation coefficients of the monthly rain amount generated by the four rain gauges within the grid (32.5°—35°N, 95°—97.5°E) and the averaged rain amount over the grid

台站号	经度(°E)	纬度(°N)	相关系数
56018	95.18	32.54	0.97
56021	95.47	34.08	0.95
56029	97.01	33.01	0.96
56034	97.08	33.48	0.96

考虑到中国南方地区的雨量计分布相对密集,选取图1中区域A(22.5°—35°N,110°—120°E)代表华东和中南北部地区,简称南方偏东地区和图1中区域B(17°—30°N,100°—110°E)代表青藏高原以东的西南地区,简称西南地区,重点比较两种资料的差异。

3 结果

3.1 平均降水率分布

1998—2005年PR给出的及地面雨量计观测的

多年平均降水率分布(图4)表明了中国多年平均降水率自东南向西北递减的空间分布特点,且在江淮地区可以看到大的平均降水率水平梯度,这反映了江淮地区气候过渡带的降水空间分布特点,该特点在GPCP资料中也有很好的反映(自勇等,2007)。从图4中可以看到,PR给出的中国105°E以东、30°N以南地区的多年年平均降水率在2 mm/d以上,其中最大平均降水率大于4 mm/d,它位于东南沿海地区;而地面雨量计观测到的该地区多年年平均降水率在2.5 mm/d以上,其中最大平均降水率大于4.5 mm/d,它分别位于华南武夷山西北侧、广东和广西沿海地区,而并非在东南沿海地区。其次,PR给出的多年年平均1.5 mm/d降水率等值线与中国大地形走向基本一致,即1.5 mm/d降水率等值线北端位于太行山东面的华北平原西边界、向西经渭水至天水,然后折向西南沿四川盆地西侧向西南、穿过横断山脉等高原东南地区直至雅鲁藏布江下游;此外,PR给出的高原东部多年年平均降水率小于1 mm/d,高原西部则小于0.5 mm/d。但地面雨量计观测的多年年平均1.5 mm/d降水率等值线向西可深入至青藏高原东部90°E附近,高原中部也有大于1.0 mm/d的多年年平均降水率。因此,空基测雨雷达与地面雨量计给出的多年年平均降水率分布还存在细节上的差异。由于青藏高原上的雨量计分布稀疏,如果证明非高原地区两种降水资料存在较好的一致性,那么则可以利用PR探测了解高原降水分布的特点。这也是本文所试图达到的目的。

为进一步了解地面雨量计观测与PR探测的降水率差异,我们还对这两种降水资料的多年月平均(图略)、多年季节平均(图5)进行了分析。图5表

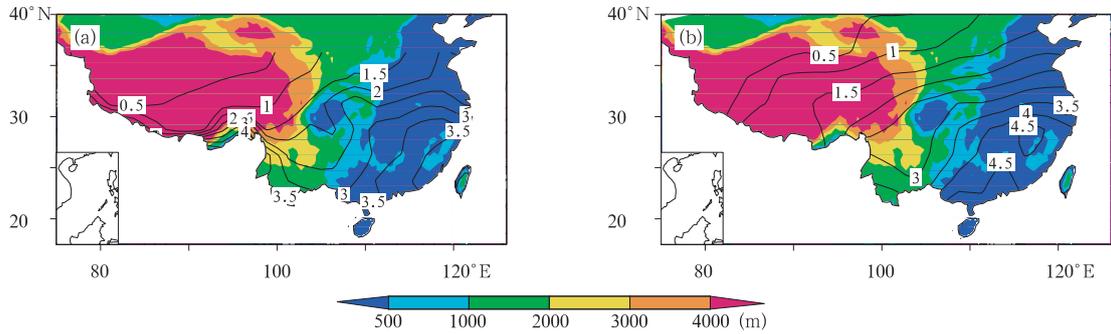


图4 1998—2005年PR探测(a)与地面雨量计观测(b)的多年平均降水率分布

Fig. 4 Distributions of rain rate averaged over 1998 to 2005 from the PR (a) and the rain gauges (b)

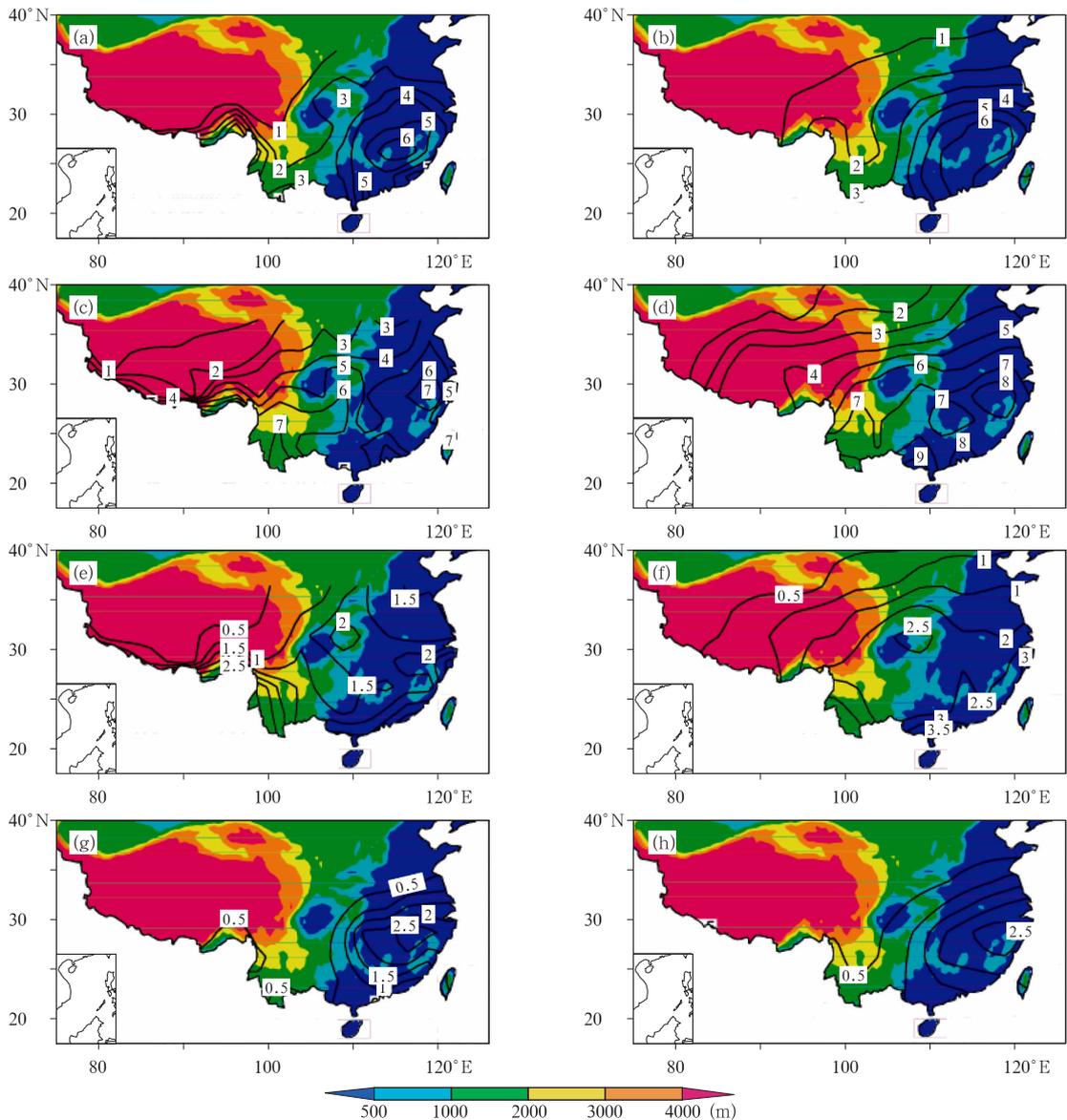


图5 PR探测(a,c,e,g)与地面雨量计观测(b,d,f,h)给出的多年季节平均降水率分布
(a,b.春季,c,d.夏季,e,f.秋季,g,h.冬季)

Fig. 5 Distributions of the seasonally-averaged rainfall rate in spring (a, b), summer (c, d), autumn (e, f) and winter (g, h) generated by the PR (a,c,e,g) and the rain gauges (b,d,f,h) over 1998 to 2005

明除夏季外,其他3个季节这两种资料给出的中国东部多年季节平均降水率的空间分布存在着一定的相似性,即两种资料都给出了位于华南的多年季节平均降水率中心;但地面雨量计给出的降水率中心值均大于PR的探测结果,如春季地面雨量计给出6 mm/d降水率面积至少是PR给出相应面积的4倍,秋季PR给出的2 mm/d降水率中心则对应地面雨量计观测的2.5 mm/d降水率中心,冬季两种资料给出的平均降水率中心较为一致。夏季地面雨量计观测与PR探测的降水率分布存在一定的差异,在中国东南部地区,PR探测分别给出了7 mm/d的位于武夷山北侧至江南和珠江口附近的两个平均降水率中心,而地面雨量计观测的平均降水率中心为8 mm/d;而在湖南地面雨量计观测的降水率低值中心(约7 mm/d)也比PR探测的中心值大1 mm/d;此外,两种资料给出的多年夏季平均的3 mm/d降水率等值线覆盖范围也存在较大差异,地面雨量计给出的已经深入到青藏高原的西部,而PR给出的仅停留在高原东部。自勇等(2007)在分析GPCP降水资料与地面雨量计观测资料的差异时,也发现夏季两者的差异最大,指出这可能是夏季中国南方降水的局地性强,而地面雨量计分布密度不足以表现这一局地性的缘故。因此,夏季空基测雨雷达探测与地面雨量计观测的中国南方降水的差异也在情理之中。

3.2 降水差异分析

为定量分析PR探测和地面雨量计观测的降水差异,利用概率密度分布(PDF, Probability Density Function)方法对两种降水资料的多年年平均和多年季平均进行了分析。从PR探测降水与地面雨量计观测降水之差的多年年平均和多年季平均概率密

度分布(图6)可见,总体上PR给出的平均降水率较地面雨量计的小;年平均和冬、春、秋季平均概率密度曲线峰值较窄,夏季较宽,即夏季两者的差异大。除夏季外,中国南方50%以上地区两者相差在1 mm/d以内,30%的地区两者相差在1—2 mm/d;两者多年年平均差异亦如此。夏季,多年年平均结果表明地面雨量计观测的降水率与PR给出的降水率相差最大,约2/3地区两者相差-3—1 mm/d,剩下的1/3地区两者相差更大。

如仅考虑雨量计分布相对密集的区域A和B,地面雨量计与PR给出的多年年平均、多年季平均差异的概率密度分布(图7)与图6相似,但概率密度的峰值较大。由此可见,概率密度分布所表现的这两种资料给出的平均降水率差异,在中国南方具有普遍性,即在中国南方50%以上的地区,雨量计结果较PR结果偏大1 mm/d左右。

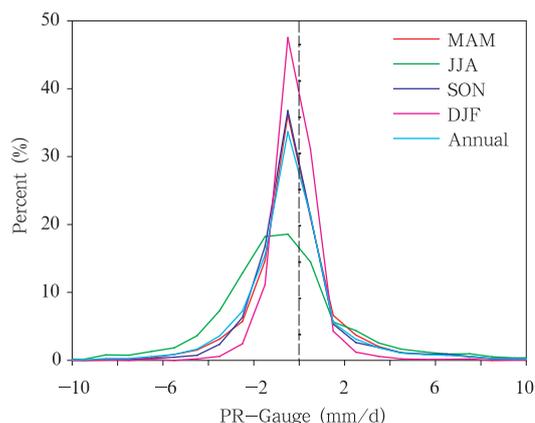


图6 PR探测与地面雨量计观测的多年年平均和多年季平均降水之差的概率密度分布
Fig. 6 Probability density function of the multiannual mean and multiannual seasonal mean rain rate differences between the PR measurements and the rain gauge observations

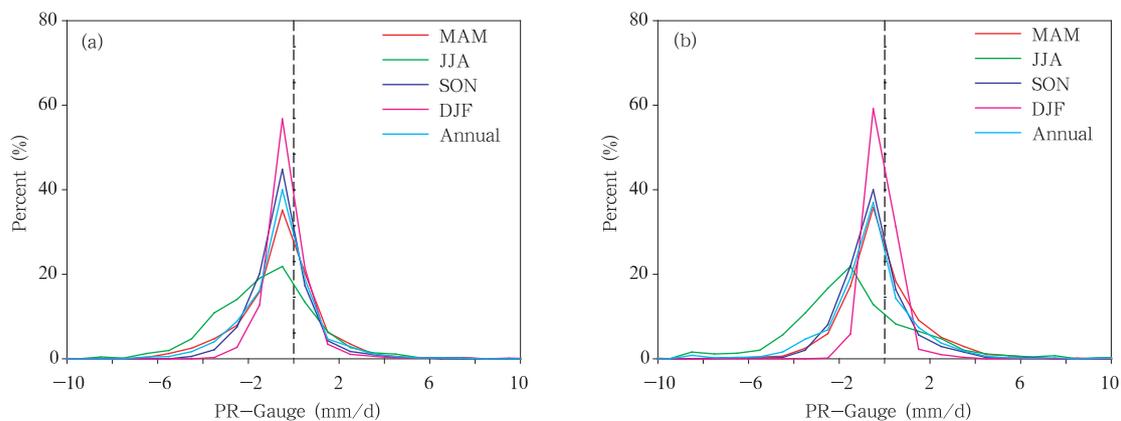


图7 区域A(a)和B(b)PR探测与地面雨量计观测的多年年平均和多年季平均降水之差的概率密度分布
Fig. 7 Probability density function of the multiannual mean and multiannual seasonal mean rain rate differences between the PR measurements and the rain gauge observations in Region A and B

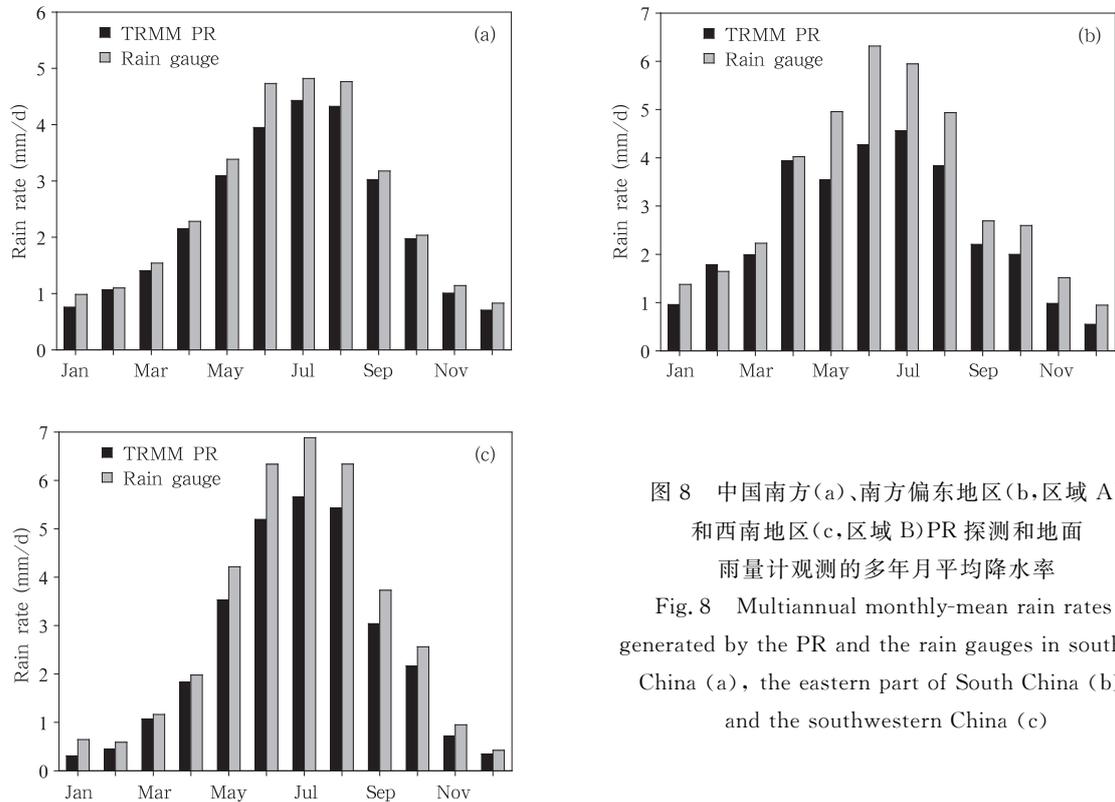


图 8 中国南方(a)、南方偏东地区(b, 区域 A)和西南地区(c, 区域 B)PR 探测和地面雨量计观测的多年月平均降水率
Fig. 8 Multiannual monthly-mean rain rates generated by the PR and the rain gauges in southern China (a), the eastern part of South China (b), and the southwestern China (c)

两种降水资料的多年月平均分布(图 8)也表明地面雨量计的平均降水率比 PR 给出的大。图 8a 表明整个南方地区雨季(5、6、7、8 月)两种降水资料的平均降水率相差在 0.4—0.8 mm/d, 其他各月相差均小于 0.4 mm/d; 而图 8b 和 8c 表明, 南方偏东地区和西南地区雨季各月两者相差在 1 mm/d 以上(区域 B, 5 月除外), 其他各月两者的差异均小于 0.5 mm/d。由此可见, 雨季中的南方偏东地区和西南地区, 地面雨量计观测的多年月平均降水率较 PR 探测结果高出很多, 而在非雨季各月两者接近程度好, 这也许是因为雨季中的这两个地区的降水局地性强的缘故。

为了更细致地了解方格内雨量计数量对方格内

雨量计平均雨强和 PR 平均降水率之间差异的影响程度, 表 3 和表 4 分别给出了方格 I(32.5°—35°N, 95°—97.5°E)、方格 II(30°—32.5°N, 115°—117.5°E) 内各雨量计多年年平均、多年季平均降水率和格内相应的 PR 平均降水率。对于方格 I, 其内有 4 个雨量计, 它们的平均降水率从冬季的 0.06 mm/d 变化至夏季的 3.67 mm/d, 而 PR 的平均降水率变化范围为冬季的 0.12 mm/d 至夏季的 3.15 mm/d; 该格子 4 个雨量计平均降水率分别为 1.32 mm/d(多年年平均)、0.86 mm/d(春)、3.15 mm/d(夏)、1.15 mm/d(秋)和 0.12 mm/d(冬), PR 相应的平均降水率分别为 0.52、0.26、1.38、0.38 和 0.03 mm/d, 因此, 两种降水资料的差异分别为 0.8 mm/d(多年年平均)、

表 3 方格 I(32.5°—35°N, 95°—97.5°E)内站点和 PR 平均降水率
Table 3 Averaged rain rates from the rain gauges within the grid I (32.5°—35°N, 95°—97.5°E) and from the PR

站号	位置	平均降水率(mm/d)				
		年	春	夏	秋	冬
56018	32.54°N, 95.18°E	1.48	0.93	3.67	1.12	0.16
56021	34.08°N, 95.47°E	1.12	0.60	2.82	0.99	0.06
56029	33.01°N, 97.01°E	1.34	0.95	3.10	1.19	0.11
56034	33.48°N, 97.08°E	1.32	0.94	2.99	1.31	0.14
PR 平均降水率(mm/d)		0.52	0.26	1.38	0.38	0.03

0.6 mm/d(春)、1.77 mm/d(夏)、0.77 mm/d(秋)和 0.09 mm/d(冬)。对于格子 II 而言,由于格内雨量计数量较多(9 个雨量计),PR 给出的多年年平均降水率(2.78 mm/d)与格内多个雨量计平均的降水率(3.43 mm/d)的差异稍有减小,为 0.65 mm/d;两种

降水资料降水率的多年季平均差(雨量计减去 PR)分别为 -0.11 mm/d(春)、0.19 mm/d(夏)、0.73 mm/d(秋)和 0.16 mm/d(冬)。可见除冬季(该季节为少雨期),格内雨量计数量较多的情况下,雨量计平均降水率与 PR 给出的降水率之气候差异将减小。

表 4 方格 II(30°—32.5°N, 115°—17.5°E)内站点和 PR 平均降水率
Table 4 Averaged rain rates from the rain gauges within the grid II (30°—32.5°N, 115°—17.5°E) and from the PR

站号	位置	平均降水率(mm/d)				
		年	春	夏	秋	冬
57399	31.18°N, 115.02°E	3.36	3.91	6.07	2.06	1.30
58311	31.75°N, 116.50°E	3.05	2.72	6.12	2.12	1.34
58314	31.40°N, 116.32°E	2.91	2.98	5.04	1.94	1.64
58319	31.07°N, 116.95°E	3.86	3.80	6.62	3.00	1.93
58321	31.78°N, 117.30°E	3.37	3.86	6.70	1.38	1.43
58402	30.73°N, 115.67°E	2.83	2.80	5.11	1.83	1.57
58407	30.25°N, 115.05°E	3.45	3.99	5.94	2.03	1.65
58424	30.53°N, 117.05°E	4.15	5.09	7.18	2.11	2.03
58311	31.75°N, 116.50°E	3.85	4.89	6.73	1.68	1.89
PR 平均降水率(mm/d)		2.78	3.89	4.48	1.29	1.48

自勇等(2007)指出,地面雨量计密度是影响它与 GPCP 降水率差异的重要原因,在地面雨量计密集地区,两者给出的降水率相差小。这里也来考察地面雨量计密度对两种降水资料差异的影响,根据方格中地面雨量计数量,将方格分 3 类:(1)格中地面雨量计在 3 个以内;(2)格中地面雨量计多于 3 个但少于 7 个;(3)格中雨量计不少于 7 个。这 3 类格子的空间分布(图 9)清楚地表明 100°E 以东、35°N 以南地区方格内的雨量计均多于 5 个,而西部地区雨量计偏少。

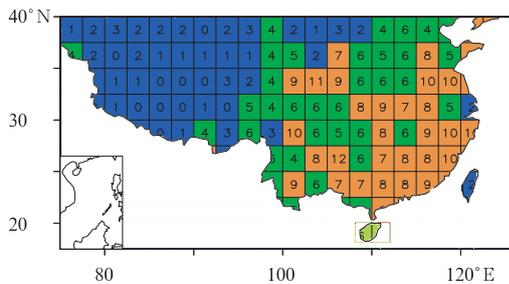


图 9 2.5°格子内雨量计数量的分布
(格子内数字代表其内地面雨量计的数量)
Fig. 9 Distribution of the rain gauge number in the grid of (2.5°×2.5°)

根据这 3 类情况,绘制出多年年平均、多年季平均地面雨量计降水率(纵坐标)和 PR 探测降水率的

散点图(图 10)。在这种散点图上,如果图中点集中在对角线(图中实线)附近,则说明地面雨量计降水率与 PR 降水率一致性较好。根据这一原则,分析图 10 可知,当格子内雨量计数量少于 4 个时(图 10a、10d、10g、10j、10m),图中点分布杂乱,并没有沿对角线分布的趋势,说明地面雨量计与 PR 给出的降水率差异大;当格内雨量计数量多于 3 个时(图 10b、10e、10h、10k、10n),特别是不少于 7 个时(图 10c、10f、10i、10l、10o),则可以看到图中 60% 以上的点分布于对角线两侧(这些点与对角线距离小于 1.5 mm/d)。由此可见,格内雨量计数量越多,这两种降水资料的平均差异越小。计算的相关系数表明(表 5),当格内雨量计在 3 个以内时,PR 探测结果与地面雨量计观测结果的相关系数均小于 0.6;当格子内雨量计超过 3 个时,两者的相关系数则均大于 0.6;而当格内雨量计超过 6 个时,除夏季外,两者的相关系数则均大于 0.7。此外,夏季,不管格子内的雨量计数量多与少,两种降水资料的相关性都比其他季节差,这可能是夏季降水局地性强的缘故。

为更细致了解地表雨量计分布疏密对两种降水资料的降水率差异之影响,给出了方格 PR 降水率与相应格内雨量计平均降水率之间相关系数的空间分布(图 11)。图中可以看到,相关系数大值区(大于 0.8)位于黄淮、西南、湘黔交界,而长江中下

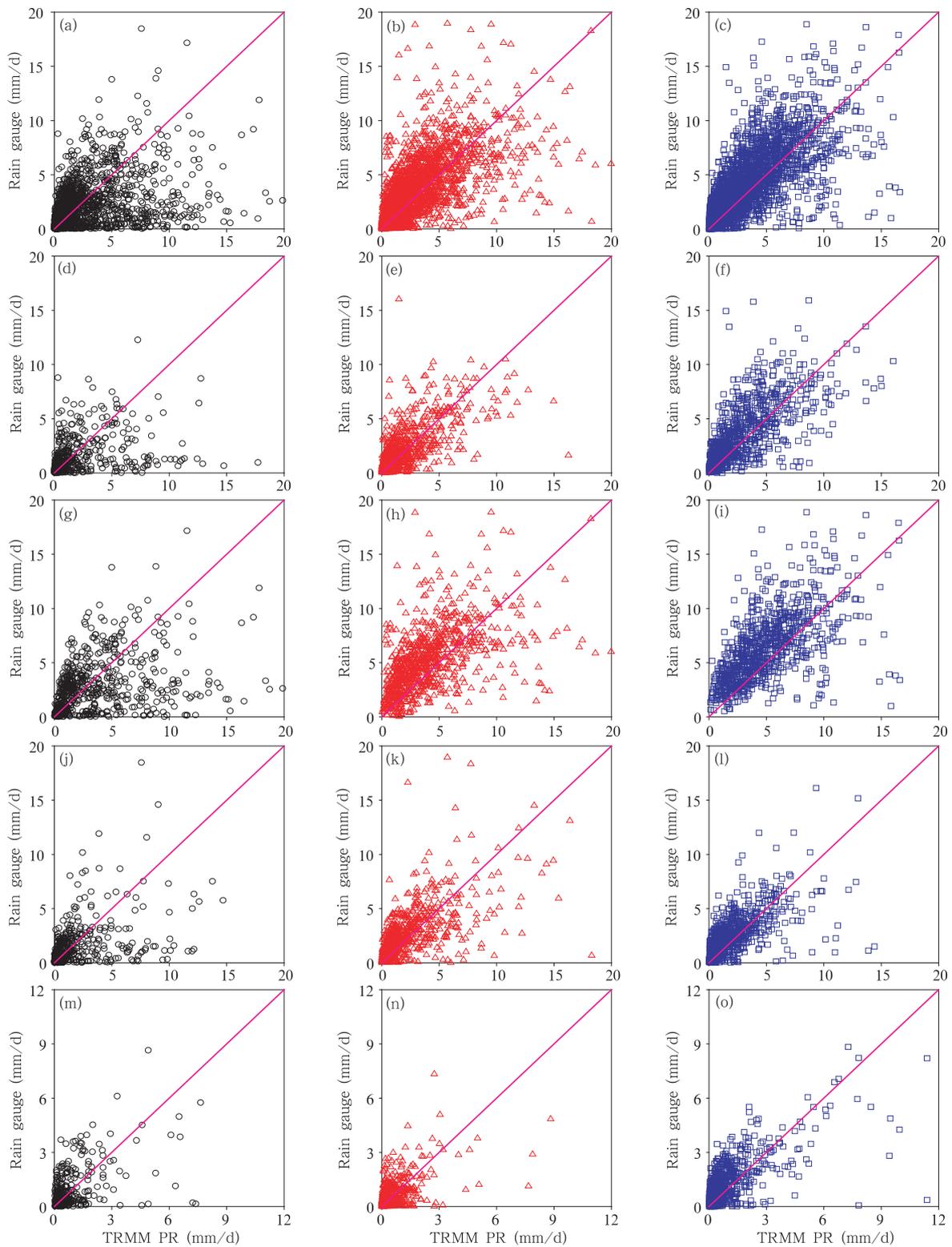


图 10 地面雨量计降水率和 PR 探测降水率多年年平均 (a,b,c), 春季(d, e, f), 夏季(g, h, i), 秋季(j, k, l), 冬季(m, n, o)的散点图。(a, d, g, j, m)为格内雨量计少于 4 个 (b, e, h, k, n)格内雨量计多于 3 个但少于 7, (c, f, i, l, o)格内雨量计不少于 7 个
 Fig.10 Scattering plots of the mean rain rates generated by the rain gauges (y -coordinate) versus by the PR (x -coordinate) (a, b, and c, the multiannual mean; d, e, and f, the multiannual spring-mean; g, h, and i, the multiannual summer-mean; j, k, and l, the multiannual autumn-mean; and, m, n, and o, the multiannual winter-mean). The number of gauges is less 4 in a grid for (a, d, g, j, m); more than 6 gauges in a grid for (c, f, i, l, o) and the others for (b, e, h, k, n)

表 5 方格内雨量计数目不同时 PR 探测结果与地面雨量计观测结果的相关系数
 Table 5 Correlation coefficients between the observations from the PR and the rain gauges under the different number of gauges in a grid

雨量计数量	多年年平均	多年春季平均	多年夏季平均	多年秋季平均	多年冬季平均
3 个	0.51	0.42	0.41	0.47	0.50
4—6	0.67	0.70	0.61	0.64	0.77
7 个及以上	0.75	0.71	0.62	0.71	0.80

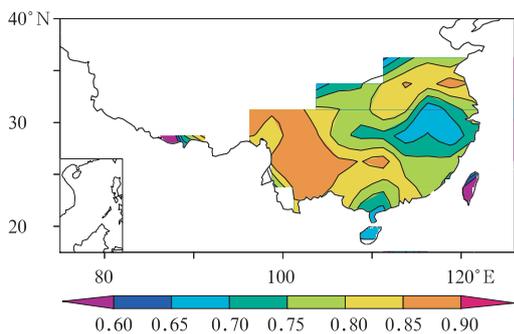


图 11 PR 降水率与雨量计降水率之间的相关系数的空间分布

Fig. 11 Spatial distribution of the correlation coefficient between the rain rates generated by the PR measurements and the rain gauge observations

游地区的相关系数相对较小(小于 0.7)。对比图 1 可知,长江中下游地区雨量计密度与西南地区相当,但前者的相关系数却比后者的小,这是为何呢?为了回答这个问题,我们计算了 PR 十年探测的对流降水率和层云降水率的均方根误差(图 12),该图表明长江中下游地区这两类降水率具有大的降水率均方根误差,对流降水率的均方根误差超过 4 mm/d,层云降水率的均方根误差在 1 mm/d 以上;而在两广至雷州半岛的相关系数小值区则对应 1 mm/d 的层云降水率均方根误差。由此可见,降水率强度大的起伏变化,也影响雨量计与 PR 给出的降水率差异。此外,还必须指出,雨量计给出的逐日降水率

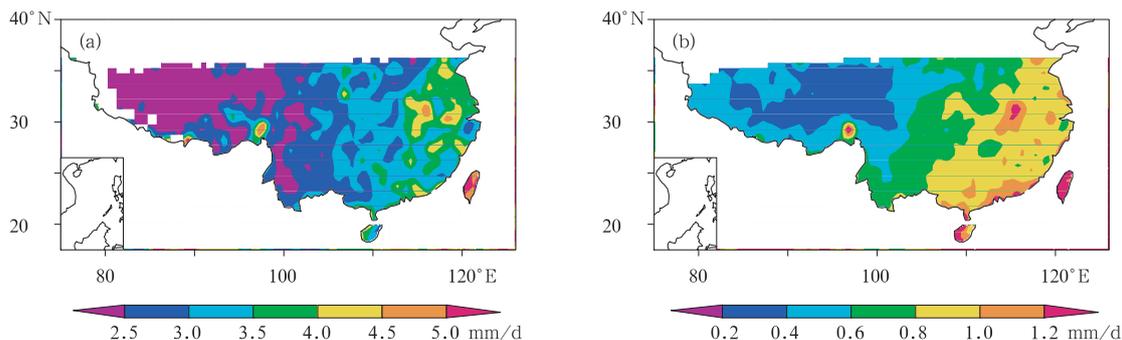


图 12 PR 探测的对流降水率(a)和层云降水率(b)的均方根误差空间分布

Fig. 12 Spatial distribution of the root mean square errors for the convective (a) and stratiform (b) rain rate detected by the TRMM PR

是日均值,而 PR 实际上不能给出日均值降水,PR 探测的降水率为瞬时降水强度,虽然 PR 的轨道资料处理成格子日均值,但其瞬时特性未变,故 PR 探测的瞬时性必然影响这两种降水资料的气候差异。如何将 PR 探测的瞬时降水率更合理地转化为日均值,我们正在研究当中。

3.3 PR 与雨量计降水异常变化分析

前面的研究表明,PR 与台站雨量计降水的多年年平均分布、多年季平均和多年月平均分布具有一定的相似性,这反映了两者对中国南方降水气候

状态的描述接近。但是,我们还必须了解两种降水资料对各自平均态偏差(距平)的程度。为此,首先就两个雨量计相对密集的地区(图 1 中南方偏东地区和西南地区)进行分析。两地区的降水距平随时间的变化(图 13)表明 PR 与地面雨量计给出的降水距平随时间变化也具有一定的相似性。在这两个地区,PR 与雨量计的降水距平相关系数分别为 0.83、0.78,说明 PR 逐月降水资料不但能反映这两个地区降水的平均气候分布,也能反应这两个地区降水异常的变化。

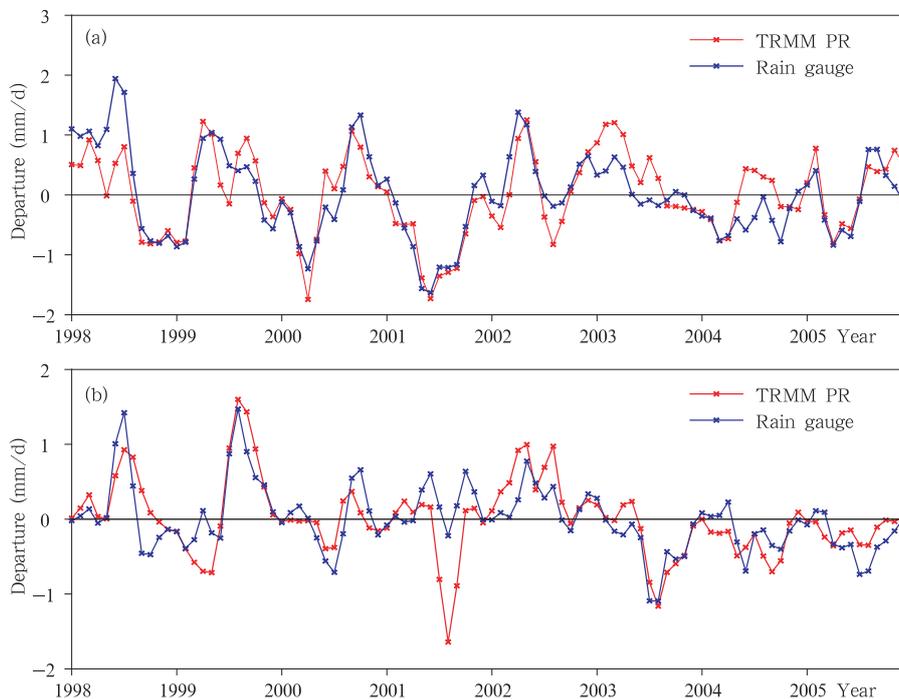


图 13 中国南方偏东地区(a)和西南地区(b)月降水距平随时间的变化
Fig. 13 Time series of the monthly rainfall rate departures generated by the PR and the rain gauges in the eastern part of South China (a) and the southwestern China (b)

3.4 PR 探测的青藏高原降水特点

中国学者利用有限的地面雨量计和卫星云图已对青藏高原降水进行了分析研究(林振耀等, 1996; 刘黎平等, 1999; 于淑秋等, 2003; 韦志刚等, 2000, 2003; 黄玉霞等, 2004), 并给出了高原降水的部分特点。但因地形复杂、雨量计分布稀少的缘故, 对该地区大范围的降水分布情况仍缺乏准确的认识。卫星遥感探测则可以弥补雨量计分布稀少之不足, 如自勇等(2007)通过 GPCP 资料对高原降水的分析表明, 20 世纪 80 年代前期, 如 1980、1982、1985 年, 高原西部降水偏多, 而 90 年代后, 高原西部地区降水偏少的月份较多。由于 GPCP 降水主要是由云辐射信号反演所得, 它对降水的表现是间接的, 为此, 这里将用 PR 探测结果来了解青藏高原降水特点。

根据 PR 资料给出的 5、6、7、8 月青藏高原多年月平均降水率分布(图 14)表明夏季降水分布自高原东南向高原西北推进的过程。结果显示 5 月仅高原东部至东南部存在大于 1.5 mm/d 的降水, 高原上其他地区的降水率均小于 0.5 mm/d, 6 月降水区域已移到高原上, 并深入到 85°E 地区, 高原东部降水率可达 2 mm/d, 高原东南部的降水率已在 5 mm/d 以上; 7 和 8 月 1 mm/d 的降水区域基本覆盖了除高原西部以外的高原大部分区域, 高原东南部仍然为降水极大值区域, 部分地区超过 6 mm/d, 高原中部地区有

降水率近 3 mm/d 的降水大值区域。上述结果与 GPCP 降水资料所反映的有一定的一致性(自勇等, 2007), 但是, PR 探测结果与 GPCP 降水资料也存在细节上的差异, 如 PR 探测结果能给出 7 月和 8 月高原纳木错附近 3—4 mm/d 的降水中心, 但 GPCP 降水资料却不能反映, 这说明由云的红外信号反演的降水与测雨雷达探测结果之间还存在一定的差距。此外, 如图 14 还可以看到青藏高原南麓由于地形的作用形成一个大的降水带。

自勇等(2007)曾利用 1980—2000 年 GPCP 降水资料对青藏高原降水西部的逐月降水做了分析, 指出 1980、1982、1985 年夏季这一地区的降水偏多, 而 20 世纪 90 年代后这一地区降水减少的月份增多。为更好地了解青藏高原降水的变化, 我们选定区域 C(30.0°—35.0°N, 95.0°—100.0°E,)、区域 D(30.0°—35.0°N, 82.5°—87.5°E,) 分别代表高原东部地区和西部地区, 就 1998—2005 年这两地区的逐月平均降水进行了分析(图 15 和图 16), 从图中可见高原东部和高原西部降水均集中在夏季, 其中高原东部的最大平均降水率可接近 4 mm/d, 而高原西部的最大平均降水率小于 2 mm/d, 这与 GPCP 结果有差别。GPCP 结果表明高原西部的最大月平均降水率均超过 2 mm/d(自勇等, 2007), 再次说明了红外信号反演降水与测雨雷达的差别。图 15 和

16 中的降水月距平表明,高原东部和西部的月降水变化并不规则,但还是能看到 2000、2001、2004 年夏季高原东部降水较其他年份同期偏少;而高原西部在 2000 和 2001 年夏季的月平均降水并不偏少,但 2004 年夏季与高原东部一样降水偏少。高原东部

夏季降水偏多的年份是 1998、1999、2003 和 2005 年;高原西部夏季降水偏多年份为 2000、2001、2002 年。总体上,无论是高原东部,还是高原西部,降水偏少月份要多于偏多月份,这一结果与自勇等(2007)利用 GPCP 研究得到的结果一致。

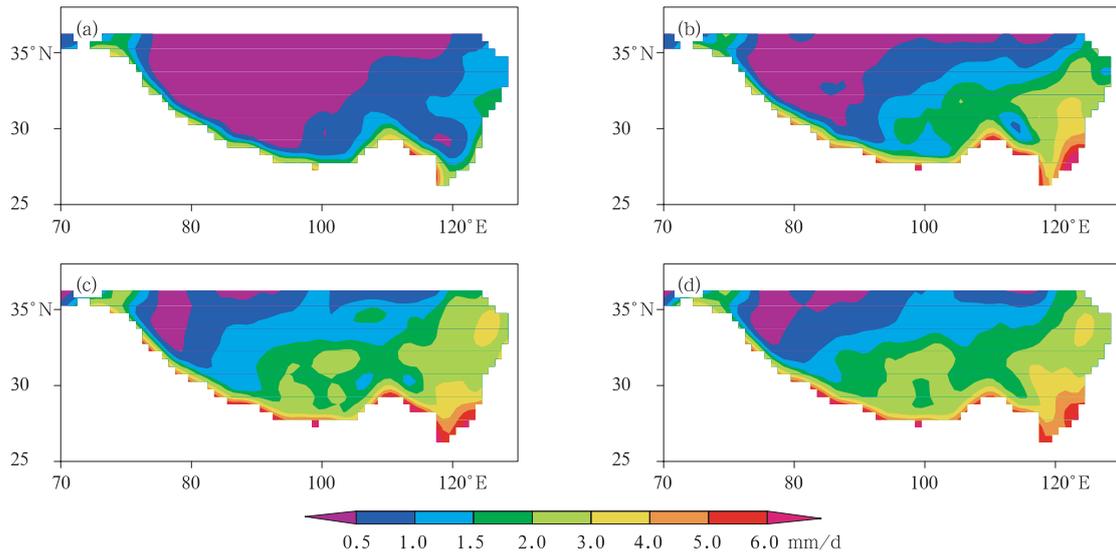


图 14 测雨雷达 PR 1998—2005 年多年 5 月(a)、6 月(b)、7 月(c)、8 月(d)青藏高原平均降水率分布
Fig. 14 Distributions of the averaged monthly rainfall rates in the Tibetan Plateau for May (a), June (b), July(c) and August (d) based on the PR data over 1998 to 2005

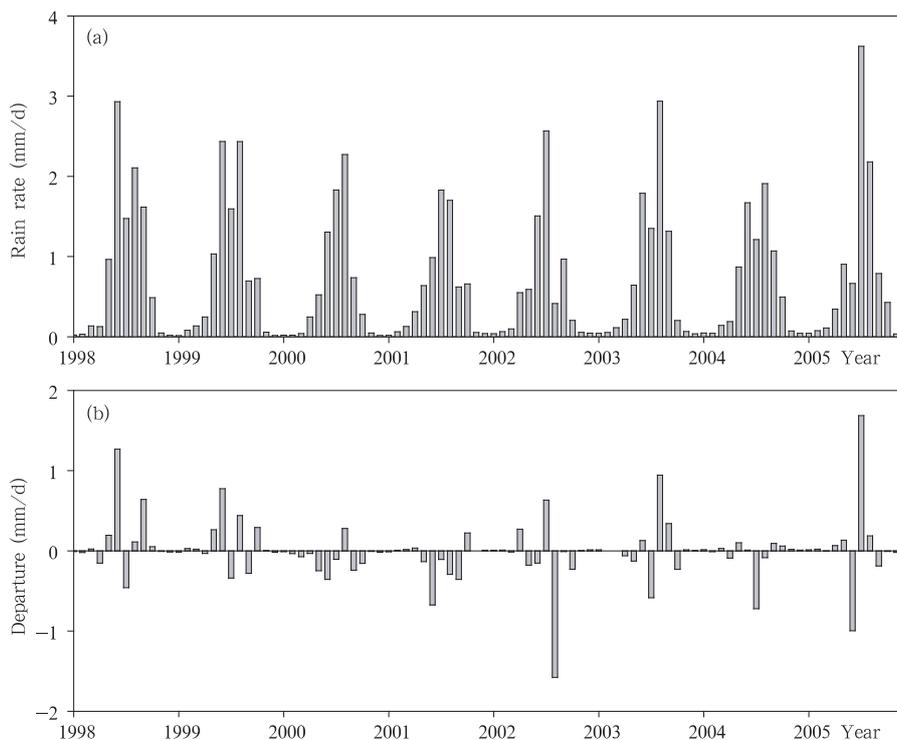


图 15 青藏高原东部(30.0°—35.0°N,95.0°—100.0°E) 1998—2005 年(a)逐月降水率和(b)降水率月距平

Fig. 15 Time series of the monthly rainfall rate (a) and its departure (b) in the east of the Tibetan Plateau (30.0°—35.0°N, 95.0°—100.0°E) based on the PR data over 1998 to 2005

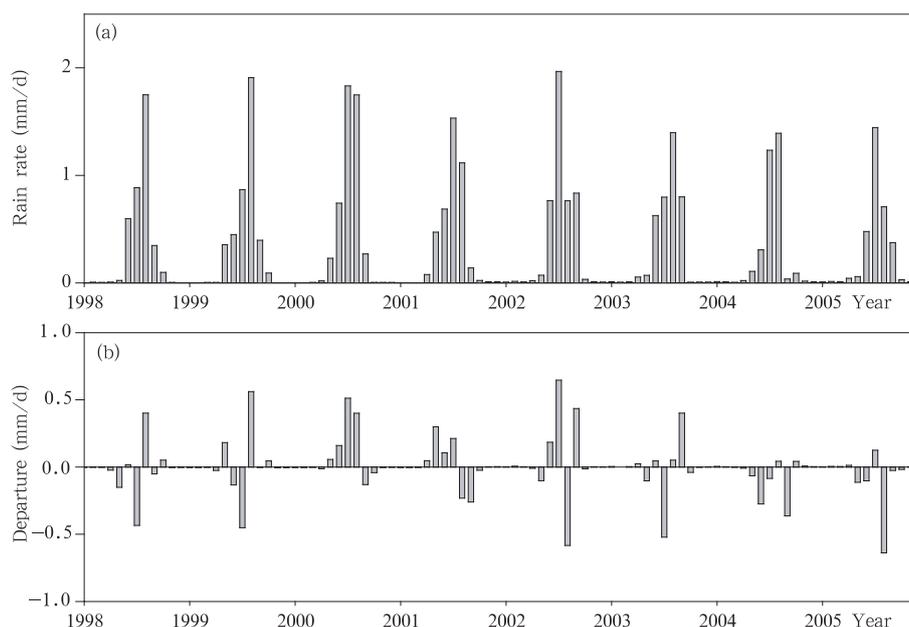


图 16 青藏高原西部(30.0°—35.0°N, 82.5°—87.5°E)
1998—2005 年(a)逐月降水率和(b)降水率月距平

Fig. 16 As Fig. 15 but for the west of the Tibetan Plateau
(30.0°—35.0°N, 82.5°—87.5°E)

4 结 论

热带测雨卫星搭载的首部测雨雷达已经运行了 11 年有余,其探测结果已经广泛地用于降水结构和降水类型等方面的研究,也为比较它与地面雨量计观测结果的差异提供了可能。本文利用该测雨雷达和地面雨量计 1998—2005 年在中国大陆 40°N 以南、100°E 以东地区(简称中国南方)的探测和观测结果,就两种降水资料的多年季尺度、多年月尺度的空间分布特征和差异进行了分析,以了解这两种资料的气候差异程度。

研究表明测雨雷达探测结果和地面雨量计观测结果能较好地反映多年年平均和季平均中国降水率自东南向西北递减的空间分布特点,但两者在降水极值和极值区范围大小等细节上仍然存在一定的差异,如 PR 给出的多年年平均 1.5 mm/d 降水率等值线与中国大地形走向基本一致,而地面雨量计却不能反映这一特点,说明雨量计观测结果在由点降水率到面降水率的处理过程存在问题,这是因为地面雨量计分布密度有限、降水空间分布不连续的缘故。降水的多年季节平均分析还表明,除夏季外的 3 个季节,测雨雷达和地面雨量计给出的中国东部

平均降水率空间分布相似,但地面雨量计给出的降水率中心值均大于 PR 的探测结果,约高出 0.5 mm/d,其中中国南方 50% 以上地区两者相差在 1 mm/d 以内、30% 的地区两者相差在 1—2 mm/d;夏季地面雨量计观测与 PR 探测给出的降水率分布存在一定的差异,地面雨量计观测的平均降水率中心值比 PR 探测的高出 1 mm/d 左右,中国南方约 2/3 地区两者相差 2 mm/d 以上。

两种降水资料差异的原因分析表明,非雨季测雨雷达和地面雨量计给出的降水率接近程度好,而雨季却相对差;地面雨量计空间分布密度是影响两者差异的决定性因素,当格子内雨量计多于 3 个时,两种降水资料的相关系数大于 0.6;当格子内雨量计超过 6 个时,相关系数则均大于 0.7;夏季两种降水资料的相关性都比其他季节差,不论格子内的雨量计数量多与少,这可能是夏季降水局地性强的缘故。此外,降水类型也影响测雨雷达和地面雨量计给出的降水率差异,在对流降水多发地区,两种降水资料之间的差异大于层云降水多发地。必须指出雨量计给出的是日降水均值,而 PR 探测的降水率为瞬时降水强度,其探测的瞬时性必然影响它与地面雨量计观测结果的比较。如何正确地将 PR 瞬时降

水率合理地转化为日均降水值得研究。

在研究表明 PR 探测结果与地面雨量计观测降水之间具有一定可比性的基础上,我们利用 PR 探测结果对夏季青藏高原多年月平均降水率分布及高原东、西部的降水特点进行了分析。结果显示 6 月高原东部可存在 2 mm/d 左右的降水区;而在 7 月和 8 月 1 mm/d 的降水区域基本覆盖了除高原西部以外的整个高原,其中高原中部地区出现降水率近 3 mm/d 的大值区。月降水距平的时间演变表明,高原东部夏季降水在 2000、2001、2004 年较其他年份同期偏少,在 1998、1999、2003 和 2005 年则偏多;高原西部夏季降水偏多年份为 2000、2001、2002 年;总体上,无论是高原东部,还是高原西部,降水偏少月份要多于偏多月份,这一结果与自勇等(2007)利用 GPCP 研究得到的结果一致。

致谢:感谢日本国家空间发展署(JAXA)的地球观测研究中心(EORC)和美国航空航天局(NASA)的戈达德空间飞行中心(GSFC)为本研究提供了 TRMM PR 资料。对审稿人提出的宝贵意见表示感谢!

参考文献

- 傅云飞, 宇如聪, 徐幼平等. 2003. TRMM 测雨雷达和微波辐射成像仪对两个中尺度特大暴雨降水结构的观测分析研究. *气象学报*, 61(4): 421-431
- 傅云飞, 冯静夷, 朱红芳等. 2005. 西太平洋副热带高压中热对流降水结构特征的个例分析. *气象学报*, 63(5): 750-761
- 傅云飞, 张爱民, 刘勇等. 2008. 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. *气象学报*, 66(5): 730-746
- 黄玉霞, 李栋梁, 王宝鉴等. 2004. 西北地区近 40 年年降水异常的时空特征分析. *高原气象*, 23(2): 245-252
- 李锐, 傅云飞, 赵萍. 2005. 利用热带测雨卫星的测雨雷达对 1997/1998 年 El Niño 后期热带太平洋降水结构的研究. *大气科学*, 29(2): 225-235
- 林振耀, 赵昕奕. 1996. 青藏高原气温降水变化的空间特征. *中国科学(D 辑)*, 26(4): 354-358
- 刘黎平, 楚荣忠, 宋新民等. 1999. GAME2TIBET 青藏高原云和降水综合观测概况及初步结果. *高原气象*, 18(3): 441-450
- 韦志刚, 董文杰, 惠小英. 2000. 中国西北地区降水的演变趋势和年际变化. *气象学报*, 58(2): 234-243
- 于淑秋, 林学椿, 徐祥德. 2003. 中国西北地区近 50 年降水和温度的变化. *气候与环境研究*, 8(1): 9-18
- 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. *大气科学*, 27(2): 157-70
- 自勇, 许吟龙, 傅云飞. 2007. GPCP 与中国台站观测降水的气候特征比较. *气象学报*, 65(1): 63-74
- Aonashi K, Shibata A, Liu G. 1996. An over-ocean precipitation retrieval using SSM/I multichannel brightness temperatures. *J Meteor Soc Japan*, 74: 617-637
- Chang A T C, Chiu L S, Kummerow C, et al. 1999. First result of the TRMM Microwave Imager (TMI) monthly oceanic rain rate comparison with SSM/I. *Geophys Res Lett*, 26(15): 2379-2382
- Kummerow C, Simpson J, Thiele O, et al. 2003. The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit. *J Appl Meteor*, 39(12): 1965-1982
- Fu Y, Liu G. 2001. The variability of tropical precipitation profiles and its impact on microwave brightness temperatures as inferred from TRMM data. *J Appl Meteor*, 40: 2130-2143
- Fu Y, Liu G. 2003a. Precipitation characteristics in mid-latitude East Asia as observed by TRMM PR and TMI. *J Meteor Soc Japan*, 81: 1353-1369
- Fu Y, Lin Y, Liu G, et al. 2003b. Seasonal characteristics of precipitation in 1998 over East Asia as derived from TRMM PR. *Adv Atmos Sci*, 30(4): 511-529
- Iguich T, Kozi T, Meneghini R, et al. 2000. Rain-profiling algorithm for the TRMM precipitation radar. *J Appl Meteor*, 39: 2038-2052
- Kongoli C, Pellegrino P, Ferraro R, et al. 2003. A new snowfall detection algorithm over land using measurements from the Advanced Microwave Sounding Unit (AMSU). *Geophys Res Lett*, 30(14): 1756-1759
- Kummerow C, Barnes W, Kozi T, et al. 1998. The tropical rainfall measuring mission (TRMM) sensor package. *J Atmos Ocean Tech*, 15: 809-817
- Kozi T, Kawanishi T, Kuroiwa H, et al. 2001. Development of precipitation radar onboard the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite. *IEEE Transactions Geoscience Remote Sensing*, 39(1): 102-116
- Liu G, Curry J A. 1992. Retrieval of precipitation from satellite microwave measurements using both emission and scattering. *J Geophys Res*, 97: 9959-9974
- Liu G, Fu Y. 2001. The Characteristics of tropical precipitation profiles as inferred from satellite radar measurements. *J Meteor Soc Japan*, 79: 131-143
- Sheu R S, Curry J A, Liu G. 1996. Satellite retrieval of tropical precipitation using combined ISCCP DX and microwave datasets. *J Geophys Res*, 101: 21291-21301
- Shin D B, North G R, Bowman K P. 2000. A summary of reflectivity profiles from the first year of TRMM radar data. *J Climate*, 13: 4072-4086
- Wilheit T, Kummerow C, Ferraro R. 2003. Rainfall algorithms for AMSR-E. *IEEE Transactions Geosciences Remote Sensing*, 41(2): 204-214