

朱素行, 徐海明, 徐蜜蜜. 2010. 亚洲夏季风区中尺度地形降水结构及分布特征 [J]. 大气科学, 34 (1): 71–82. Zhu Suxing, Xu Haiming, Xu Mimi. 2010. Structure and distribution of rainfall over mesoscale mountains in the Asian summer monsoon region [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (1): 71–82.

亚洲夏季风区中尺度地形降水结构及分布特征

朱素行 徐海明 徐蜜蜜

南京信息工程大学 气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044

摘 要 采用高分辨率 TRMM、AIRS 卫星实测资料, 从气候态的降水微物理过程角度分析了亚洲夏季风期间中尺度山脉对不同性质降水垂直结构和水平分布的影响。研究表明, 中尺度山脉迎风、背风坡均以层云降水为主, 层云降水强度在迎风坡强于背风坡; 对流降水在迎风坡主要为浅对流, 背风坡主要为深对流, 对流降水强度在背风坡强于迎风坡。沿西南季风推进方向依次经过的中尺度山脉, 其两侧发生降水像素个数、降水微物理特征等差异逐渐减小, 其中, 对流降水迎风坡向背风坡转变明显, 而层云降水背风坡向迎风坡转变明显。大气稳定度与对流降水在迎风、背风坡的分布相一致。另外, 对中尺度地形降水的研究为区域气候模式模拟高精度地形降水分布提供了实测依据。

关键词 不同性质降水 中尺度地形 亚洲夏季风

文章编号 1006–9895 (2010) 01–0071–12

中图分类号 P426

文献标识码 A

Structure and Distribution of Rainfall over Mesoscale Mountains in the Asian Summer Monsoon Region

ZHU Suxing, XU Haiming, and XU Mimi

Key Laboratory of Meteorological Disaster of Ministry of Education, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044

Abstract High-resolution satellite observation data TRMM and AIRS are used to analyze the effect of mesoscale mountains on vertical structure and horizontal distribution of different types of rainfall during the Asian summer monsoon region from the perspective of climatological rainfall microphysical processes. It was found that the stratiform precipitation is the predominant rainfall type on both the windward and leeward sides of mesoscale mountains, and the rainfall on the windward side is stronger than that on the other side. In the meanwhile, the convective precipitation is mainly shallow convective precipitation on the windward side and deep convective precipitation on the leeward side, and the leeward rainfall is stronger. The results also demonstrate that along the direction followed by the southwest monsoon, the discrepancies of rainfall pixel numbers and microphysical processes between both the sides of mesoscale mountains reduce gradually. During the whole process, the convective precipitation changes from the windward side to the leeward side distinctly, the stratiform precipitation is just the opposite. Also, atmospheric stability corresponds well to the convective precipitation on both the sides. In addition, this research on mesoscale orographic precipitation can provide a robust basis for the simulation of high-resolution terrain rainfall in regional cli-

收稿日期 2008–09–18, 2009–09–10 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2006CB403607、2004CB418301, 国家自然科学基金资助项目 40575045, 江苏省研究生培养创新工程 CX08B_020Z

作者简介 朱素行, 女, 1983 年出生, 博士生, 主要从事区域气候、季风等方面研究。E-mail: zsx_1983@yahoo.com.cn

mate models.

Key words different types of rainfall, mesoscale mountains, Asian summer monsoon

1 引言

地球上不同尺度的地形,对大气中各种不同尺度系统的运动都有重要作用。亚洲夏季,青藏高原大地形对亚洲季风,尤其是东亚季风的影响已有很多研究(梁潇云等,2005,2006;刘新等,2007;王叶堂等,2008)。除高原大地形外,还有很多中尺度地形,即水平范围相当于中尺度天气系统那样的地形起伏,其高度不高,但引起的动力和热力作用不可忽视(叶笃正等,1991;孙健等,2002;徐海明等,2007)。Xie et al. (2006) 指出在亚洲夏季风期间,中尺度山脉迎风坡一侧都有强降水中心,该地形雨带不仅影响局地气候还影响到大尺度季风环流。Xu et al. (2008) 进一步采用高精度区域大气模式和海洋模式指出:位于越南的长山脉通过对大气和海洋的影响,形成了夏季山脉迎风坡强雨带、越南南部低层西南风急流和越南沿岸南海西部少雨区。

中尺度地形降水和过山气流相联系,降水的形成和下落是一个潜热释放过程(Gerard, 2005),该过程又通过大气环流反作用于地形降水。根据降水不同的微物理性质,通常把降水分为层云降水和对流降水,其中,层云降水以凝结增长为主要降水粒子增长过程,而对流降水以重力碰并为主(Houze, 1993, 1997; Schumacher and Houze, 2003a)。

亚洲夏季尤以雨季最为突出,在热生雨、雨生热的过程中,中尺度地形扮演了一个怎样的角色?以往研究多集中在分析实测地形降水个例、模拟地形对降水的影响(Rotunno and Houze, 2007)以及地形流动动力学的理论研究(王其伟等,2006)。这些分析具有典型性同时也具有偶然性。虽然降水具有不连续性,但出现在固定时期、特定地形条件下的降水及其性质是有规律可寻的。本文从气候态的降水微物理过程角度,分析中尺度山脉迎风、背风坡处降水的垂直结构和水平分布特征。并且,结合相应的大气稳定度,理解亚洲夏季风区中尺度地形对不同性质降水的影响,为区域气候模式模拟降水提供实测依据,提高模式对降水的模拟性能。

2 资料及方法

本文采用热带测雨卫星(Tropical Rainfall Measuring Mission, 简称 TRMM) 2A25 (第6版) 1999~2008 年夏季(JJA) 雷达降水资料。测雨雷达(Precipitation Radar, 简称 PR) 探测的扫描宽度为 215 km, 星下点分辨率是 4.3 km (水平)、250 m (垂直)。由于 PR 从三维立体角度对降水进行观测,根据降水回波的垂直和水平分布特征可以将降水分型。TRMM 2A25 采用 TRMM 2A23 的两种独立的方法将降水分型,即垂直 V 方法(Awaka et al., 1998) 和水平 H 方法(Steiner et al., 1995),这两种方法都将降水分为对流降水、层云降水和其它三类。其中,V 方法定义有亮带存在时为层云降水,无亮带且最大雷达回波率超过 39 dBZ 时为对流降水,不满足以上两者的定义为其它;H 方法定义冻结层高度 1 km 以下最大雷达回波率超过 40 dBZ 或者相对周围回波率明显大的像素点为对流降水中心,其周围最近的四个像素点也为对流降水,当不是对流降水同时降水回波真实存在的为层云降水,雷达回波率很弱的定义为其它。再结合两种方法,给出一个完整的降水分型。不同于第5版的是,在第6版的降水分型中,将孤立的浅降水定义为对流降水,它虽然雷达回波弱,但满足一般对流降水的特征(Schumacher and Houze, 2003b),并且只有云冰或者噪音被定义为其它类,所占比例很少。第6版的降水分型更加客观可靠(Awaka et al., 2007)。

前人对 PR 资料的可用性进行了大量研究,Barros et al. (2000) 采用 1999 年的三维 TRMM PR 降水率分析中尺度对流系统和 1~2 km 的倾斜地形的相互作用,并且与实测站点资料相比较是一致的。Fu et al. (2003) 用 1998 年 TRMM PR 揭示了该年东亚地区不同性质降水的季节变化特征。傅云飞等(2003) 利用 TRMM PR 研究了两个中尺度特大暴雨降水水平和垂直结构。Fu et al. (2006) 还采用 3 年的 TRMM PR 指出青藏高原上塔状的降水结构。徐海明等(2007) 将夏季多年平均的 TRMM PR 降水与观测站雨量器降水相比较,发现

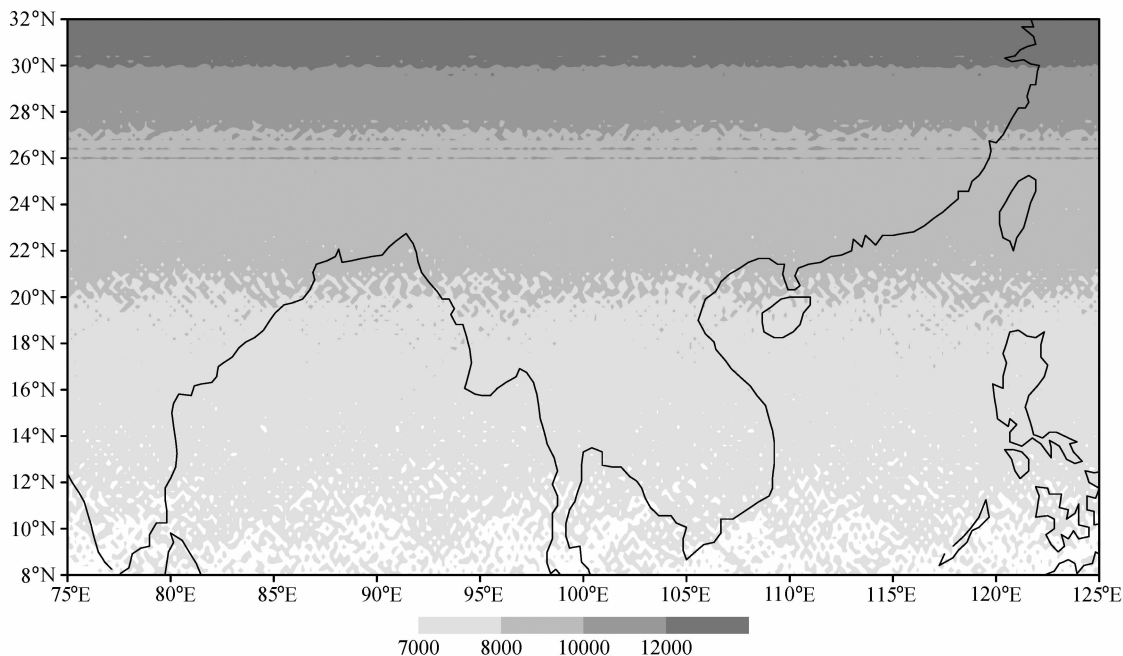


图 1 TRMM 星载测雨雷达 10 年夏季探测的总样本个数分布
Fig. 1 Distribution of total samples detected by TRMM PR during the 10 summers

除降水量的大小存在一些差别外，降水量的分布特征完全相同。Yang and Smith. (2008) 采用 8 年 (1998~2005 年) 的 TRMM 降水资料分析陆地和海洋上季节降水日变化，提出将降水分为对流和层云的重要性，并指出层云降水日变化是引起总降水日变化的主要原因。

本文分析中，根据 TRMM 2A23 (第 6 版) 的分类标准，考虑到其它类所占比例很小，将对流降水与层云降水之和定义为总降水，其中，对流降水包括肯定对流和可能对流，层云降水包括肯定层云和可能层云。考虑到受地面回波影响，数据均取地面 2.5 km 及以上。并且，根据研究尺度水平精度的需要，将原始数据处理成 $0.2^{\circ} \times 0.2^{\circ}$ ，文中对该数据的分析均是基于该分辨率的。图 1 为 TRMM 星载测雨雷达 10 年夏季探测的总样本分布，由图可见，总样本数是纬度的函数，这同 Negri et al. (2002) 的分析相一致。并且，总样本数也与傅云飞等 (2008) 关于 10 年夏季 $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$ 分辨率上的总样本数一致。

为验证资料的可靠性，本文还采用美国宇航局 (NASA) Aqua 卫星携带的大气红外探测器 (Atmospheric Infrared Sounder, 简称 AIRS) 反演的夏季温度、相对湿度资料。AIRS 温度廓线在对流层精度可达 $1^{\circ}/\text{km}$ ，相对湿度廓线在对流层低层每

2 km 精度为 20%，该数据精确的温度、湿度廓线提高了数值天气预报的准确度，并为气候模式的验证和气候反馈作用提供依据 (Le Marshall et al., 2006)。受该卫星发射时间的限制，本文采用 AIRX3STM (第 5 版) 2003~2008 年夏季全球温度、相对湿度 ($1^{\circ} \times 1^{\circ}$) 月平均数据，它包括红外探测器 AIRS 与微波探测 AMSU-A 共同反演的数据，垂直方向共分为 24 层：1000、925、850、700、600、500、400、300、250、200、150、100、70、50、30、20、15、10、7、5、3、2、1.5、1 hPa。

此外，还采用 NCEP/NCAR1999~2008 年夏季逐月地面风场资料 ($2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$)。

3 结果分析

根据亚洲季风区的地形特征 (图 2)，沿盛行西南风方向依次选取印度半岛上的西高止山、中南半岛上的长山和中国华南地区的武夷山代表亚洲季风经过的几座典型中尺度山脉。地形降水与山脉的形态有关 (傅抱璞, 1992)，本文选取的 3 座山均为狭长的中尺度山脉，由图 2 可见，沿气流方向山脉宽度约 300 m，跨气流方向山脉长度约 500~600 m，海拔 1400 m 左右，即 3 座山脉的地形流动动力学特征基本一致。并且，单纯考虑地理、地形条件影响下的降水，其影响是相对定常的 (舒守娟, 2007)，

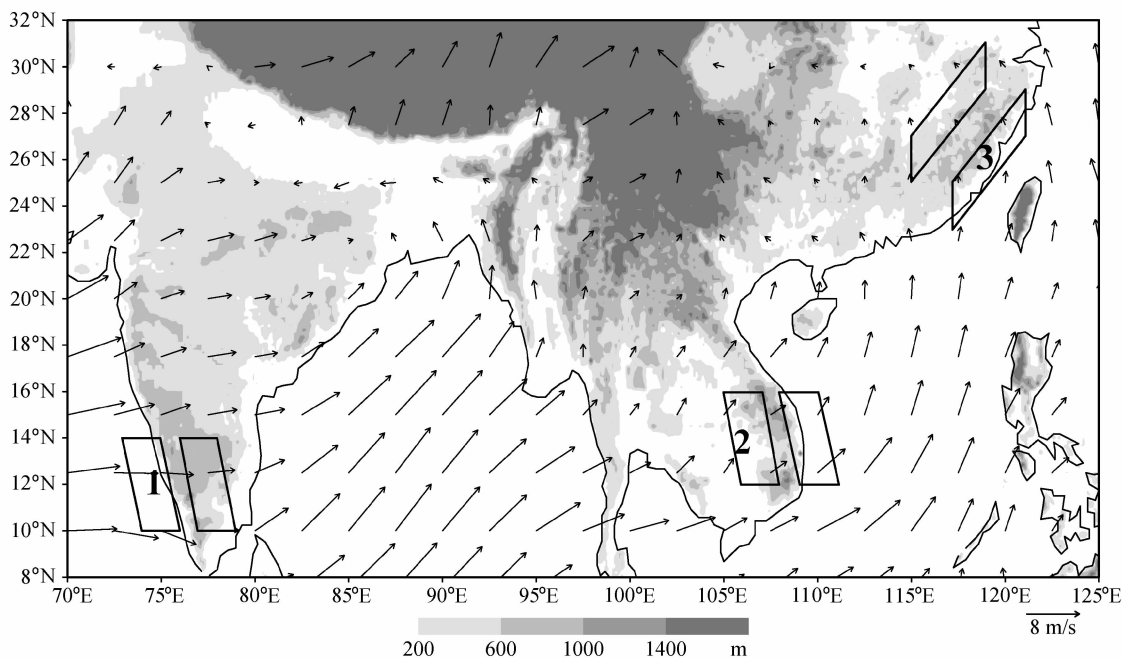


图2 NCEP/NCAR 夏季(6~8月平均)地面风场。阴影:地形高度

Fig. 2 Seasonal mean (Jun-Aug) NCEP/NCAR surface wind. The shaded areas denote the terrain height

这有利于以这3座山脉为例,分析夏季风区不同性质的地形降水特征。

由夏季盛行风向可见,在地面附近,西高止山为印度夏季盛行的强西风,长山为西南季风,武夷山为弱南风。图2中,1、2、3区基本与地形走向一致,分别代表西高止山、长山和武夷山的迎风坡,其邻近区域为各山脉的背风坡,为保证不同山脉迎风、背风坡出现降水频次的可比性,所选区域均为 $2^{\circ} \times 4^{\circ}$ 的平行四边形。所用资料均处理成夏季(6、7、8月)平均的气候场,其中TRMM资料为10年平均,AIRS资料为6年平均。

3.1 降水像素个数分布特征

傅云飞等(2008)研究指出,降水出现频率分布能很好地反映地形效应,根据季尺度降水频次的定义,即TRMM PR探测的降水像素个数与总样本数之比,图3给出各10年夏季对流、层云降水频次。由图3a可见,夏季,对流降水多出现在山脉和海陆交界迎风坡,伴随地形高度呈细长窄带分别分布在印度半岛西高止山西侧、中南半岛西部若开山脉和他念他翁山脉西侧、中南半岛东部长山山脉西侧、菲律宾群岛西侧、中国华南沿海南侧以及青藏高原南部。其中,西高止山西侧对流降水出现频次最多,中南半岛西部山脉次之,其余各处对流降水

出现频次相对较少。与之对应的各地形高度背风坡,西高止山、长山和高原南部对流降水出现频率非常小,而中南半岛西部山脉、菲律宾群岛和中国华南沿海出现频率相对较多。图3b为层云降水频次分布,相较对流降水,层云降水出现次数明显多于对流降水,并且出现的范围也大于对流降水。同样,在地形高度迎风坡为层云降水出现大值区,尤其是中南半岛西部山脉;地形高度背风坡,西高止山和长山层云降水频率明显减少。可见,在夏季盛行西南季风作用下,地形高度和海陆分布固定了对流、层云降水出现的位置和频次,尤其是这些中尺度地形,它们的作用不亚于青藏高原。

图4为定量统计的10年夏季TRMM 2A25资料分别在上述(图2)3座中尺度山脉迎风、背风坡处的总降水、对流降水和层云降水像素个数(即样本数)。由图4可见,3座中尺度山脉无论迎风、背风坡,层云降水像素个数明显多于对流降水,这与傅云飞等(2007)采用3年TRMM资料统计东亚降水云结构特征相一致,即就年平均而言,东亚以层云降水为主,对流降水次之。从迎风、背风坡降水像素个数看,无论对流、层云、总降水,迎风坡降水发生频次沿盛行西南风依次经过的3座中尺度山脉逐渐减少,而背风坡发生频次反之,尤其在武

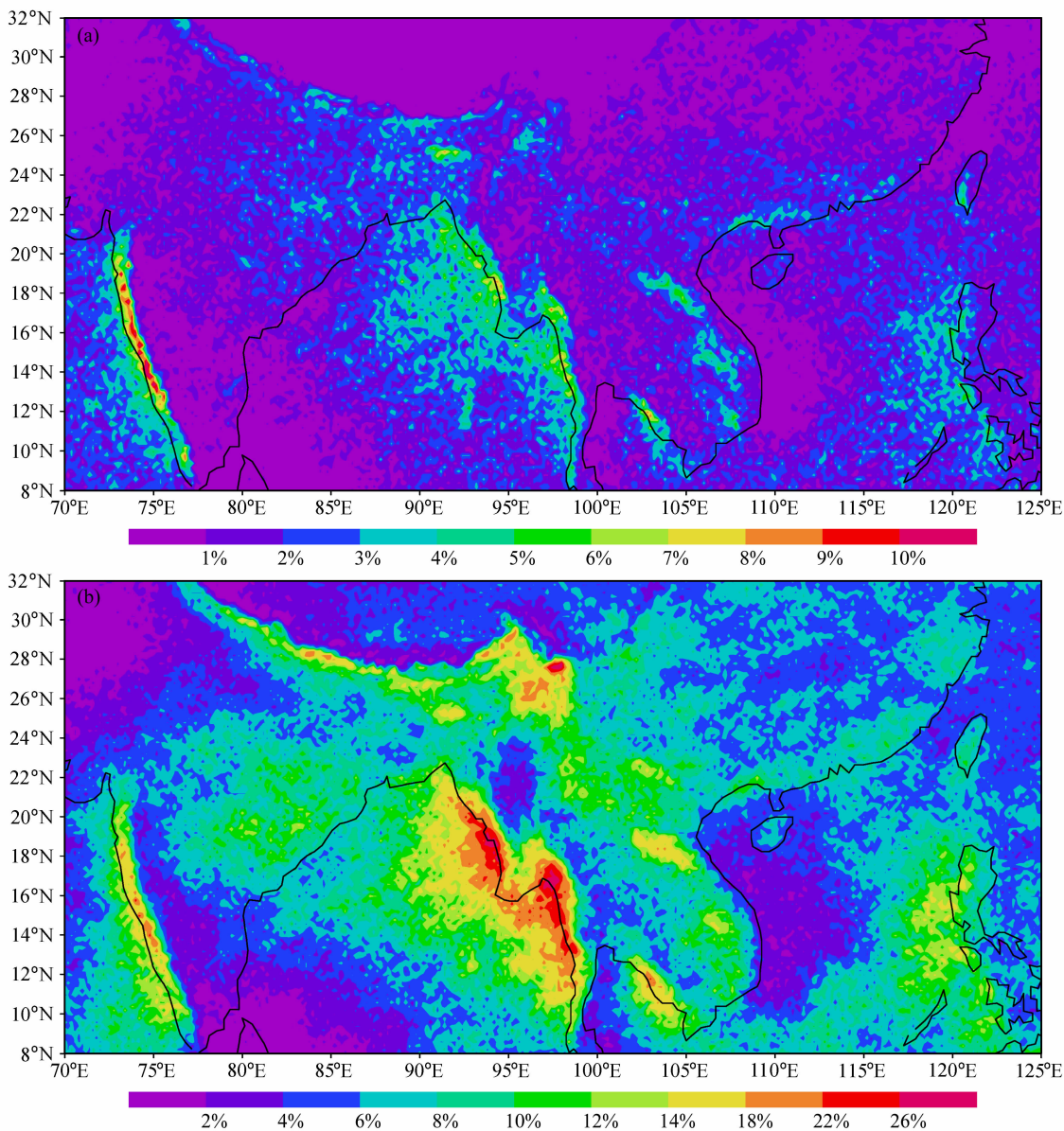


图3 TRMM星载测雨雷达10年夏季(a)对流、(b)层云降水频次

Fig. 3 Distributions of (a) convective and (b) stratiform precipitation frequency detected by TRMM PR during the 10 summers

夷山层云降水(图4c)和总降水(图4a)在背风坡发生降水频次均略超过迎风坡。考虑到武夷山所处纬度较前两座山偏北,由图1可知,雷达探测频次在22°N~30°N比10°N~20°N多,但该因素不足以影响本图分析,迎风、背风坡降水像素个数沿3座山脉仍然分别对应负、正的线性趋势,可见,随着西南风向东向北的推进,中尺度山脉迎风、背风坡处发生总降水次数的差异逐渐减小。相较迎风坡的对流和层云降水像素,高止山对流降水发生频次是武夷山的2.23倍,而高止山层云降水发生频次是武夷山的1.32倍;相较背风坡的对流和层云降

水像素,武夷山层云降水发生频次是高止山的3.20倍,而武夷山对流降水发生频次是高止山的2.58倍,表明沿盛行西南风经过的3座中尺度山脉,迎风坡降水频次减少受对流降水影响大,而背风坡降水频次增加受层云降水影响大。

3.2 降水垂直廓线分布特征

Liu and Fu (2001)对1年的TRMM PR资料主成分分析表明,第1主成分可解释超过80%的降水廓线方差,并且由前3个主成分合成的降水廓线与平均降水廓线极为相似,即平均降水廓线可以很好地代表典型的降水垂直廓线特征。由图4可知,

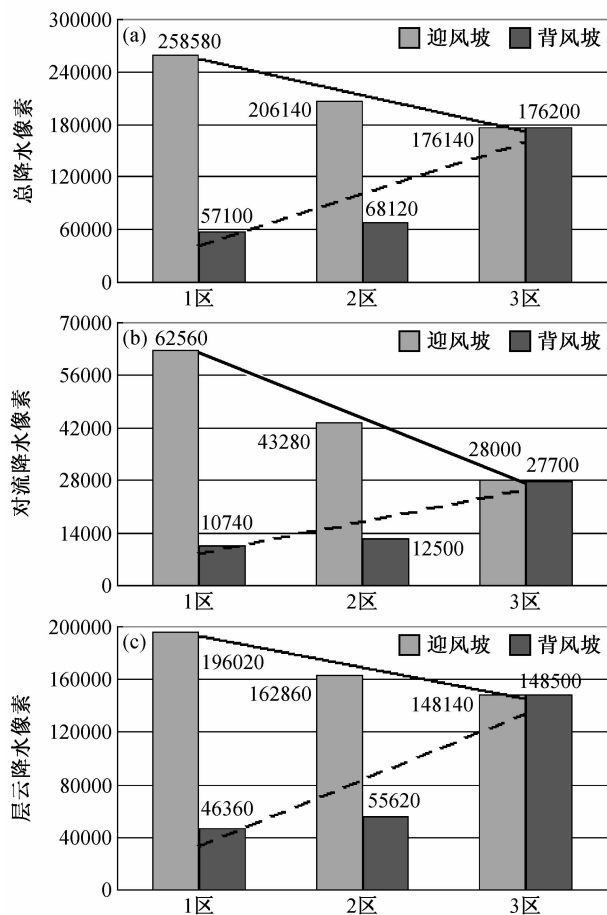


图4 TRMM星载测雨雷达10年夏季降水在图2三个区的样本个数:(a)总降水;(b)对流降水;(c)层云降水。实线:迎风坡;虚线:背风坡

Fig. 4 Sample numbers of windward and leeward TRMM PR rainfall in the three areas of Fig. 2 during 10 summers: (a) Total precipitation; (b) convective precipitation; (c) stratiform precipitation. Solid (dashed) lines denote windward (leeward) linear trend

本文选取的各区域不同性质降水像素个数在 $10^5 \sim 10^6$ 左右,该样本数足够反映气候场上不同性质降水在山脉迎风、背风坡处的垂直分布特征。

图5给出夏季西高止山、长山和武夷山迎风、背风坡(即图2三个平行四边形区域)总降水、对流降水和层云降水的垂直廓线,由图可见,对流降水强度最强,在 $0 \sim 10 \text{ mm/h}$ 范围内;层云降水强度最弱,在 $0 \sim 2 \text{ mm/h}$ 范围内;而总降水强度在两者之间。4 km以下,总降水率在西高止山和长山山脉迎风坡均强于背风坡,而在武夷山背风坡强于迎风坡;4 km往上,3座山脉迎风、背风坡降水率逐渐趋于一致。并且,总降水率在山脉迎风、背风

坡的垂直分布特征基本与层云降水相似,只是层云降水在西高止山和长山山脉迎风坡强于背风坡的特征在2.5~4.5 km表现更加明显,在武夷山迎风坡和背风坡层云降水廓线基本重合,可见,层云降水不论在迎风坡还是背风坡对各高度上总降水强度的贡献占主要地位。西南季风受中尺度地形阻挡,气流在迎风坡抬升,背风坡下降,使得大范围强度相对较弱的层云降水在迎风坡强于背风坡。与之相反,对流降水率的垂直分布明显不同于前两者:3~10 km高度处3座山脉对流降水强度均表现为背风坡强于迎风坡,表明中尺度山脉引起大气层结不稳定,产生范围小、强度强的对流降水在山脉背风坡表现得更加明显。该特征与Colle and Zeng (2004)的结论一致,即对于相对较窄的障碍物,小地形使降水粒子上升时间缩短,并直接落在背风坡,降水极值出现在峰顶或背风坡,有利于形成过冷水和霰。以上分析初步揭示了对流和层云降水廓线的不同分布特征,可见对降水分型讨论是必要的。

从图5对流降水廓线可以看出,3座山脉背风坡降水廓线的最大降水率出现在低层3 km左右,其下到地面降水强度略微减小,可能是降水粒子在近地面层的小量蒸发引起。在最大降水率之上,可大致分为3个阶段:(1)最大降水率层至冻结层(4 km左右)缓慢的降水强度减弱;(2)冻结层以上1~2 km降水强度迅速减弱;(3)再往上的缓慢减弱。该廓线基本与Liu and Fu (2001)定量分析的深对流降水垂直廓线相吻合,表明由于山脉均处于低纬地区,背风坡暖性积云(发展浓厚的积云云体均处于 0°C 等温线以下)温度高,含水量大,云中重力碰并作用非常强烈,从而产生背风坡强烈的深对流降水。与此同时,3座山脉迎风坡降水廓线表现出与背风坡不一样的垂直分布特征,其中西高止山脉尤为突出:2.5~6 km处降水强度几乎随高度增加线性减弱。长山山脉和武夷山脉也表现出2.5 km处为最大降水率,往上降水强度逐渐减弱的特征。Liu and Fu (2001)也给出浅对流降水廓线分布特征,即最大降水率在2 km以下,其上降水强度随高度几乎成比例减弱,其下蒸发引起降水率减少直至地面。可见,这里虽然没有给出2.5 km以下的迎风坡对流降水廓线,考虑到第6版TRMM PR资料中对流降水包括孤立的浅对流降水,以上特征足以表明迎风坡以浅对流降水为主,这不同于

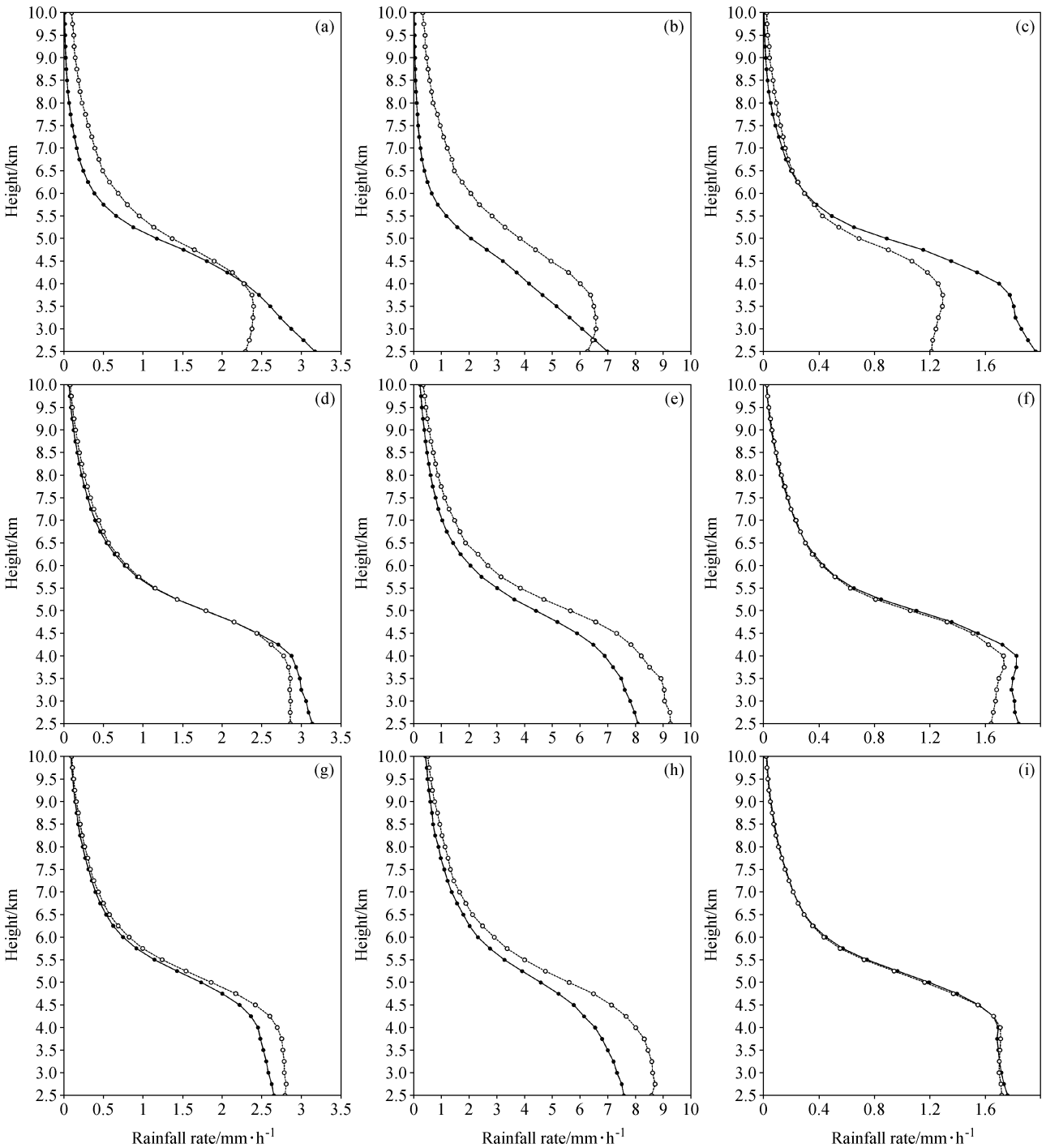


图5 TRMM星载测雨雷达观测的夏季(a~c)1区、(d~f)2区、(g~i)3区降水垂直廓线(单位: mm/h): (a、d、g)总降水; (b、e、h)对流降水; (c、f、i)层云降水。实线: 迎风坡; 虚线: 背风坡

Fig. 5 Summer mean TRMM PR rainfall rate profiles in (a~c) area 1, (d~f) area 2, (g~i) area 3; (a、d、g) Total precipitation; (b、e、h) convective precipitation; (c、f、i) stratiform precipitation. Solid line; windward; dashed line; leeward

背风坡的深对流降水。

从图5的层云降水廓线可以看出,在3座山脉的迎风、背风坡层云降水亮带在4 km左右,将降

水廓线分为两个阶段:其下,降水率几乎维持一个常值,尤其是长山和武夷山,表明降水粒子既无增长也无蒸发;其上,在1.5 km左右的厚度上降水

强度随高度增加迅速减弱,再往上为缓慢减弱。该层云降水廓线特征也同 Liu and Fu (2001) 的分析一致,表明冰粒子在下降过程中高层主要通过水气凝华增长,当降落到冻结层附近,以凝结增长为主,包括凝华和结凇过程。

相较 3 座山脉迎风坡对流降水廓线,虽然 2.5 km 仍为最大降水率,但降水率随高度增加而减弱的趋势逐渐表现为由迅速减弱到缓慢减弱的过程,而非单一的线性趋势递减,表明迎风坡浅对流降水随着西南风的推进表现出向深对流降水转变的特征。相较 3 座山脉背风坡的对流降水廓线,最大降水率在西高止山、长山和武夷山分别为 3.25 km、2.75 km 和 2.75 km。Zipser and Lutz (1994) 指出陆地上最大对流降水率的高度高于海洋,可能是对流降水的垂直速度在陆地强于海洋造成的,可见,西高止山脉背风坡最大对流降水率高度最高可能与背风坡更强的垂直运动有关。相较 3 座山脉在迎风、背风坡的层云降水廓线,西高止山在 2.5~4 km 迎/背风坡降水强度随高度增加而减弱/加强,表明在低层迎风坡降水粒子增长,背风坡降水粒子蒸发,而长山和武夷山在亮带层以下的粒子增长和蒸发现象逐渐不明显,这更体现了层云降水的特征。

以上对夏季西高止山、长山和武夷山迎风、背风坡不同性质降水廓线的分析表明:夏季,中尺度山脉在迎风、背风坡的降水过程以降水范围大、强

度相对弱的层云降水为主,地形阻挡引起气流在迎风坡上升,背风坡下降,使得迎风坡的降水强度强于背风坡,山脉的动力作用是层云降水的主要原因。与此同时,中尺度山脉热力作用也引起大气不稳定,在迎/背风坡分别表现为浅/深对流降水,背风坡降水强度强于迎风坡。另外,降水微物理特征表明沿夏季盛行西南风推进方向,从西高止山到长山再到武夷山,山脉迎风、背风坡的降水差异逐渐减弱,其中,迎风坡对流降水廓线从浅对流向深对流转变,而层云降水特征在迎风、背风坡逐渐明显。

3.3 相当位温垂直廓线分布特征

以上分析仅基于 TRMM 2A25 PR 资料,考虑到对流降水在中尺度山脉迎风、背风坡的分布特征,我们采用 AIRS 卫星观测的温度和相对湿度资料,分析山脉附近大气的稳定度。表 1 给出 AIRS 卫星 6 年夏季在 3 座山脉迎风、背风坡的样本统计,可见,样本个数在 10^5 左右足够代表气候态上各区域的温、湿特征。由于对流活动一般不直接由静力不稳定造成,而是由条件性不稳定引起(尤其当大气中包含水气时),对于这样的湿绝热运动,图 6 给出大气在西高止山、长山和武夷山迎风、背风坡的相当位温(守恒量)垂直分布,由图可见,西高止山迎风坡 850~600 hPa 为略稳定层结,再往上为稳定层结,背风坡 850~600 hPa 为明显的

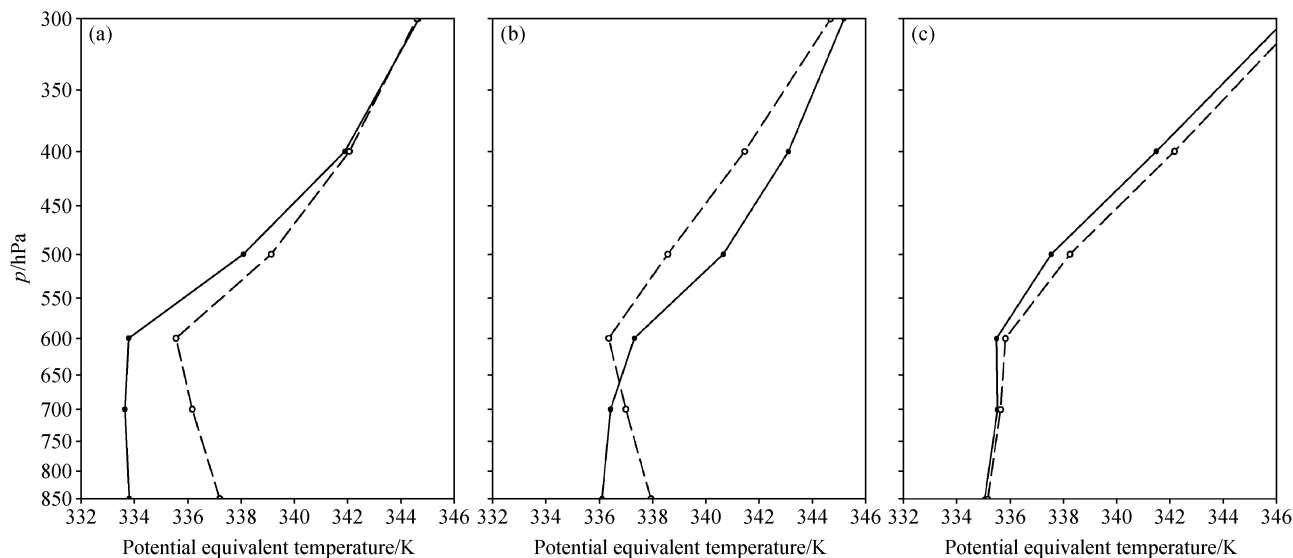


图 6 AIRS 卫星观测的夏季 (a) 1 区、(b) 2 区、(c) 3 区相当位温廓线图。实线: 迎风坡; 虚线: 背风坡

Fig. 6 Summer mean AIRS potential equivalent temperature profiles in (a) area 1, (b) area 2, (c) area 3. Solid line; windward; dashed line; leeward

表 1 AIRS 卫星 6 年夏季在图 2 三个区的迎风、背风坡样本个数

Table 1 Numbers of windward and leeward samples from AIRS satellite in the three areas of Fig. 2 during the six summers

	1 区	2 区	3 区
迎风坡	82660	83020	82896
背风坡	82766	83114	82910

不稳定层结，再往上转为稳定；长山山脉迎风、背风坡的分布与西高止山基本一致，只是背风坡 850~600 hPa 不稳定层结的强度相较西高止山减弱；武夷山脉迎风、背风坡大气稳定度分布基本一致，850~600 hPa 基本为中性层结，再往上稳定。3 座山脉背风坡低层不稳定层结强的特征与对流降水率在背风坡强于迎风坡吻合，并且，迎风坡低层大气（850~600 hPa）在西高止山、长山和武夷山逐渐由稳定层结转为中性层结，表明迎风坡的浅对流降水在大气层结作用下逐渐向深对流降水转变。

4 讨论

Liu and Fu (2001) 和 Fu et al. (2003) 研究指出，降水率廓线可以分为两类，向下减弱和向下增强。其中，向下减弱主要由低层大气的蒸发或者垂直上升气流使降水粒子在某一高度持续悬挂引起；而向下增强主要由降水的重力碰并作用或者低层辐合产生对流运动引起。Hirose and Nakamura (2002, 2004) 根据该特点，定义一个垂直梯度指数，即地面以上 2 km 和 3.5 km 高度降水率的差值除以 1.5 km，该指数的正/负代表向下增强/减弱。研究表明，向下增强廓线发生在雨季陆地上空，如印度内陆和亚马孙盆地的成熟季风区。由于本文研究地形对亚洲季风区降水分布的影响，考虑到地形对反演降水率的影响，采用 4 km 和 2.5 km 处的降水率之差，代表低层降水率垂直分布差异特征。图 7 给出陆地上不同性质降水率的垂直差值（4 km 减 2.5 km）水平分布，为了更清楚地揭示亚洲夏季风区中尺度山脉对降水的影响，这里忽略海上降水特征，该值越小/大表明降水率向下增强/减弱越明显。总体上看，对流降水向下增强或向下减弱最强，层云降水最弱，总降水介于二者之间，这和不同性质降水廓线强度的强弱一致。总降水率在陆地上的垂直差值与层云降水率的分布较为相似，各山

脉迎风坡降水率向下增强，这和上文分析的总降水、层云降水廓线特征吻合。而对流降水率在各山脉迎风坡为强向下增强，突出体现了中尺度山脉的作用，这与迎风坡为浅对流降水相一致。该现象不仅出现在已经分析的 3 座山脉附近，而且在中南半岛西部的小尺度山脉和菲律宾群岛西侧也有发生。值得注意的是，沿盛行西南风推进方向，不同性质降水在各中尺度山脉迎风、背风坡的差异逐渐减小：对流降水率在西高止山迎风坡呈狭长带状强向下增强，长山迎风坡为带状中等强度向下增强，到武夷山为间隙的较弱向下增强；层云降水率在西高止山背风坡无向下增强，长山背风坡为间歇的较弱向下增强，到武夷山为成片向下增强。可见，在亚洲夏季风区，沿盛行西南风依次经过的中尺度山脉低层降水强度向下增强在迎风、背风坡差异逐渐减小，对流降水在迎风坡作用明显，而层云降水在背风坡作用明显，这与迎风坡降水频次减少受对流降水影响大，而背风坡降水频次增加受层云降水影响大相一致。

5 结论

本文利用 10 年夏季 TRMM PR 卫星资料，从气候态的降水微物理过程角度，分析了亚洲季风期间中尺度山脉对不同性质降水垂直结构和水平分布的影响。研究表明，中尺度山脉迎风、背风坡均以降水范围大、强度弱的层云降水为主，山脉对气流的动力作用是引起层云降水的主要原因，该降水强度在迎风坡强于背风坡。而迎风、背风坡的浅对流和深对流降水主要由山脉热力作用产生，对流降水强度在背风坡强于迎风坡。

沿盛行西南风方向依次经过的 3 座中尺度山脉，其迎风、背风坡发生总降水像素个数的差异逐渐减小，迎风坡降水频次减少受对流降水影响大，而背风坡降水频次增加受层云降水影响大。降水微物理特征的转变也表明，从西高止山到长山再到武夷山，迎风坡对流降水从浅对流向深对流转变，层云降水特征在迎风、背风坡逐渐显著，并且，迎风坡对流降水强度在各中尺度山脉低层向下增加的趋势逐渐减弱，背风坡层云降水反之。以上分析表明，沿盛行西南风依次经过的中尺度山脉，不同性质降水在其迎风、背风坡的差异逐渐减小，其中，对流降水迎风坡向背风坡转变明显，而层云降水背

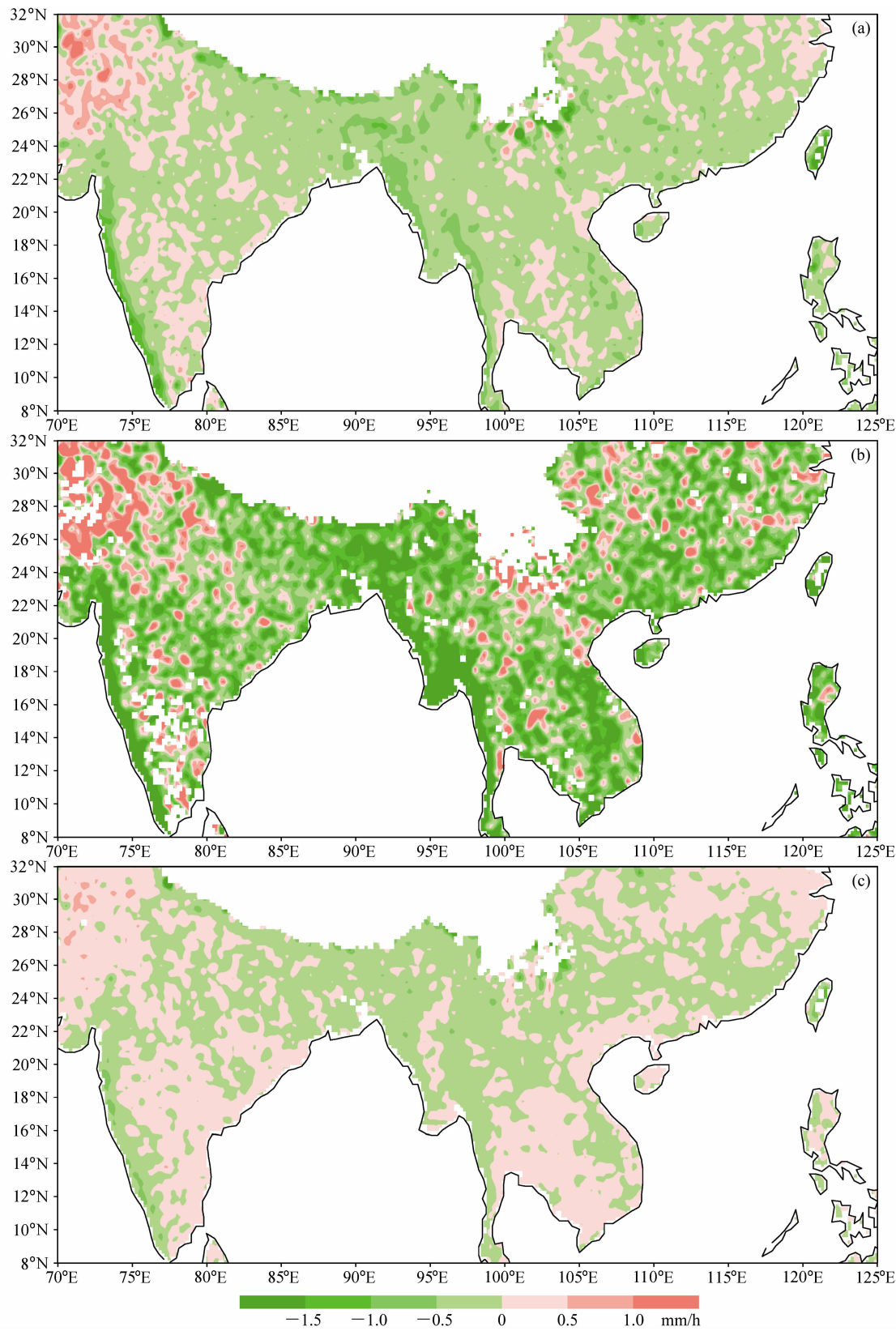


图7 TRMM 星载测雨雷达夏季陆地上空降水率的垂直差值 (4 km—2.5 km) 水平分布: (a) 总降水; (b) 对流降水; (c) 层云降水
Fig. 7 Distributions of the differences of summer mean TRMM PR rainfall rates between 4-km and 2.5-km height over the land: (a) Total precipitation; (b) convective precipitation; (c) stratiform precipitation

风坡向迎风坡转变明显。

AIRS 资料对山脉迎风、背风坡大气稳定度的分析与对流降水相一致，并且沿西南季风，迎风坡的浅对流降水逐渐向深对流降水演变的特征表现为大气层结从稳定向中性的过渡。

区域气候模式 (RegCMs) 虽然相较全球大气环流模式 (GCMs) 能更好地模拟出降水分布特征，但是模拟中小尺度地形引起的降水时空分布还存在明显不足。对不同性质降水垂直结构和水平分布的分析，为区域气候模式模拟中小尺度地形降水提供了实测依据。

致谢 感谢审稿人提出的宝贵意见。

参考文献 (References)

Awaka J, Iguchi T, Okamoto K. 1998. Early results on rain type classification by the tropical rainfall measuring mission (TRMM) precipitation radar [C]. Pro. 8th URSI Commission Final Open Symp., Avenir, Portugal, 134–146.

Awaka J, Iguchi T, Okamoto K. 2007. Rain type classification algorithm [M]//Measuring Precipitation Form Space. Springer, 213–224.

Barros A P, Joshi M, Putkonen J, et al. 2000. A study of the 1999 monsoon rainfall in a mountainous region in central Nepal using TRMM products and rain gauge observations [J]. Geophys. Res. Lett., 27 (22): 3683–3686.

Colle B A, Zeng Y G. 2004. Bulk microphysical sensitivities within the MM5 for orographic precipitation. Part II: Impact of barrier width and freezing level [J]. Mon. Wea. Rev., 132: 2801–2815.

傅抱璞. 1992. 地形和海拔高度对降水的影响 [J]. 地理学报, 47 (4): 303–314. Fu B P. 1992. The effects of topography and elevation on precipitation [J]. Acta Geographic Sinica (in Chinese), 47 (4): 303–314.

Fu Y, Lin Y, Liu G, et al. 2003. Seasonal characteristics of precipitation in 1998 over East Asia as derived from TRMM PR [J]. Adv. Atmos. Sci., 20: 511–529.

傅云飞, 宇如聪, 徐幼平, 等. 2003. TRMM 测雨雷达和微波成像仪对两个中尺度特大暴雨降水结构的观测分析研究 [J]. 气象学报, 61 (4): 421–431. Fu Y F, Yu R C, Xu Y P, et al. 2003. Analysis on precipitation structures of two heavy rain cases by using TRMM PR and TMI [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 61 (4): 421–431.

Fu Y, Liu G, Wu G, et al. 2006. Tower mast of precipitation over the central Tibetan Plateau summer [J]. Geophys. Res. Lett., 33, L05802, doi: 10.1029/2005GL024713.

傅云飞, 宇如聪, 崔春光, 等. 2007. 基于热带测雨卫星探测的东亚降水云结构特征的研究 [J]. 暴雨灾害, 26 (1): 9–20. Fu Y

F, Yu R C, Cui C G, et al. 2007. The structure characteristics of precipitation clouds over East Asia based on TRMM measurements [J]. Torrential Rain and Disasters (in Chinese), 26 (1): 9–20.

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 [J]. 气象学报, 66 (5): 730–746. Fu Y F, Zhang A M, Liu Y, et al. 2008. 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.

Gerard H R. 2005. Orographic precipitation [J]. Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 33: 645–671.

Hirose M, Nakamura K. 2002. Spatial and seasonal variation of rain profiles over Asia observed by spaceborne precipitation radar [J]. J. Climate, 15: 3443–3458.

Hirose M, Nakamura K. 2004. Spatiotemporal variation of the vertical gradient of rainfall rate observed by the TRMM precipitation radar [J]. J. Climate, 17: 3378–3396.

Houze R A. 1993. Cloud Dynamics [M]. Academic Press, 573pp.

Houze R A. 1997. Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox? [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 78 (10): 2179–2196.

Le Marshall J, Jung J, Derber J, et al. 2006. Improving global analysis and forecasting with AIRS [J]. Bull. Amer. Meteor. Soc., 87 (7): 891–894.

梁潇云, 刘屹岷, 吴国雄. 2005. 青藏高原对亚洲夏季风爆发位置及强度的影响 [J]. 气象学报, 63 (5): 799–805. Liang X Y, Liu Y M, Wu G X. 2005. Effect of Tibetan Plateau on the site of onset and intensity of the Asian summer monsoon [J]. Acta Meteorologica Sinica (in Chinese), 63 (5): 799–805.

梁潇云, 刘屹岷, 吴国雄. 2006. 热带、副热带海陆分布与青藏高原在亚洲夏季风形成中的作用 [J]. 地球物理学报, 49 (4): 983–992. Liang X Y, Liu Y M, Wu G X. 2006. Roles of tropical and subtropical land-sea distribution and the Qinghai–Xizang Plateau in the formation of the Asian summer monsoon [J]. Chinese Journal of Geophysics (in Chinese), 49 (4): 983–992.

Liu G, Fu Y. 2001. The characteristics of tropical precipitation profiles as inferred from satellite radar measurements [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 79 (1): 131–143.

刘新, 李伟平, 许晃雄, 等. 2007. 青藏高原加热对东亚地区夏季降水的影响 [J]. 高原气象, 26 (6): 1287–1292. Liu X, Li W P, Xu H X, et al. 2007. The effect of Tibetan Plateau heating on the East Asian summer precipitation [J]. Plateau Meteorology (in Chinese), 26 (6): 1287–1292.

Negri A J, Bell T L, Xu L. 2002. Sampling of the diurnal cycle of precipitation using TRMM [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 19: 1333–1344.

Rotunno R, Houze R A. 2007. Lessons on orographic precipitation from the mesoscale Alpine Programme [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 133: 1–31.

- Schumacher C, Houze R A. 2003a. Stratiform rain in the tropics as seen by the TRMM precipitation radar [J]. *J. Climate*, 16 (12): 1739–1756.
- Schumacher C, Houze R A. 2003b. The TRMM precipitation radar's view of shallow, isolated rain [J]. *J. Appl. Meteor.*, 42: 1519–1524.
- 舒守娟, 王元, 熊安元. 2007. 中国区域地理、地形因子对降水分布影响的估算和分析 [J]. *地球物理学报*, 50 (6): 1703–1712.
- Shu S J, Wang Y, Xiong A Y. 2007. Estimation and analysis for geographic and orographic influences on precipitation distribution in China [J]. *Chinese J. Geophys. (in Chinese)*, 50 (6): 1703–1712.
- Steiner M, Houze R A, Yuter S E. 1995. Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data [J]. *J. Appl. Meteor.*, 34: 1978–2007.
- 孙健, 赵平, 周秀骥. 2002. 一次华南暴雨的中尺度结构及其复杂地形的影响 [J]. *气象学报*, 60 (3): 333–342.
- Sun J, Zhao P, Zhou X J. 2002. The mesoscale structure of a South China rainstorm and the influence of complex topography [J]. *Acta Meteorologica Sinica (in Chinese)*, 60 (3): 333–342.
- 王其伟, 谈哲敏. 2006. 我国主要地形上空理想定常流的流域分界分析 [J]. *地球物理学报*, 49 (4): 971–982.
- Wang Q W, Tan Z M. 2006. Flow regimes for major topographic obstacles of China [J]. *Chinese Journal of Geophysics (in Chinese)*, 49 (4): 971–982.
- 王叶堂, 何勇, 侯书贵. 2008. 青藏高原冬春季积雪对亚洲夏季风降水影响的研究 [J]. *冰川冻土*, 30 (3): 452–460.
- Wang Y T, He Y, Hou S G. 2008. Recent progress in researches of the impact of winter and spring snow cover on the Asian summer monsoon precipitation in the Tibetan Plateau [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology (in Chinese)*, 30 (3): 452–460.
- Xie S P, Xu H M, Saji N H, et al. 2006. Role of narrow mountains in large-scale organization of Asian monsoon convection [J]. *J. Climate*, 19: 3420–3429.
- 徐海明, 何金海, 谢尚平. 2007. 卫星资料揭示的中尺度地形对南海夏季气候的影响. *大气科学* [J], 31 (5): 1021–1031.
- Xu H M, He J H, Xie S P. 2007. Satellite-revealed effects of mesoscale mountains on the summer climate of the South China Sea [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 31 (5): 1021–1031.
- Xu H, Xie S P, Wang Y, et al. 2008. Orographic effects on South China Sea summer climate [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 100: 275–289.
- Yang S, Smith E A. 2008. Convective-stratiform precipitation variability at seasonal scale from eight years of TRMM observations; Implications for multiple modes of diurnal variability [J]. *J. Climate*, 21 (16): 4087–4114.
- 叶笃正, 曾庆存, 郭裕福. 1991. 当代气候研究 [M]. 北京: 气象出版社, 133–136.
- Ye D Z, Zeng Q C, Guo Y F. 1991. *Modern Research on Climate (in Chinese)* [M]. Beijing: China Meteorological Press, 133–136.
- Zipser E J, Lutz K R. 1994. The vertical profile of radar reflectivity of convective cells: A strong indicator of storm intensity and lightning probability? [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 122: 1751–1759.