

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^{* 1}

傅云飞¹ 曹爱琴¹ 李天奕¹ 冯 沙¹ 郑媛媛² 刘 勇² 张爱民³

FU Yunfei¹ CAO Aiqing¹ LI Tianyi¹ FENG Sha¹ ZHENG Yuanyuan² LIU Yong² ZHANG Aimin³

1. 中国科学技术大学地球和空间科学学院,合肥,230026

2. 安徽省气象台,合肥,230061

3. 安徽省气象科学研究所,合肥,230061

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

2. *Anhui Meteorological Observatory, Hefei 230061, China*

3. *Anhui Institute of Meteorological Sciences, Hefei 230061, China*

2010-07-23 收稿,2010-09-30 改回.

Fu Yunfei, Cao Aiqing, Li Tianyi, Feng Sha, Zheng Yuanyuan, Liu Yong, Zhang Aimin. 2012. Climatic characteristics of the storm top altitude for the convective and stratiform precipitation in summer Asia based on measurements of the TRMM Precipitation Radar. *Acta Meteorologica Sinica*, 70(3):436-451

Abstract Characteristics of the storm top altitude including its diurnal variations for the convective and stratiform precipitation and its relationship with surface rain rate in summer Asia are investigated based on measurements of the TRMM Precipitation Radar in the latest ten years from 1998 to 2007. The results indicate that more than 70% of convective storm top ranges from 8 to 12 km and from 5 to 10 km over the Tibetan Plateau and the eastern plain of the mainland, respectively. In other regions, the convective storm top is between 5 and 9 km. Generally, the mean altitude of convective storm top is higher over land than that over ocean. For stratiform precipitation, most of its storm top altitude varies from 5 to 8 km no matter over land or over ocean. Furthermore, the results also show a small percentage of shallow convective precipitation occurring in summer Asia but more than 40% of deep convective precipitation appearing in the eastern plain of the mainland, Southwest China, and the area from the western Indian subcontinent to the eastern Iran Plateau. The statistics shows that the storm top for weak convective precipitation has the mean altitude of about 7–8 km while that for weak stratiform precipitation has mostly the mean altitude less than 7.5 km over both land and ocean. On the other hand, about 90% of the heavy convective precipitation tops over land are higher than 9 km while the most heavy stratiform precipitation tops are less than 8.5 km. Additionally, the mean altitudes of both the convective and stratiform storm top in summer Asia increase with the increment of mean surface rain rate, which fits the approached curve of quadratic function. The analyses also show that the distributions of the diurnal peak for the frequency, intensity and storm top of both convective and stratiform precipitation suggest a consistent variation trend in summer Asia but with quite stronger diurnal fluctuation over land than over ocean.

Key words TRMM precipitation radar, Precipitation, Storm top altitude

摘 要 利用热带测雨卫星测雨雷达的 10 年探测结果,对夏季亚洲对流降水与层云降水雨顶高度分布、雨顶高度与地表降水强度的关系、雨顶高度日变化特征进行了研究。结果表明,青藏高原和中国东部平原的多数(70%以上)对流降水雨顶高度分

* 资助课题:国家重点基础研究专项(2010CB428601)、国家公益性行业支撑项目(GYHY200906002、GYHY200906003)、国家科技基础性工作专项(2007FY110700)、中国科学院科技创新项目(KZCX2-YW-Q11-04、KJCX2-YW-N25)和国家自然科学基金重点项目(40730950、41075041)。

作者简介:傅云飞,主要从事卫星遥感分析和反演及其在天气气候领域的应用研究。E-mail: fyf@ustc.edu.cn

布在 8—12 和 5—10 km,其他地区分布在 5—9 km;陆面对流降水雨顶平均高度高于洋面。洋面和陆面层云降水雨顶高度没有明显差异,多在 5—8 km。夏季亚洲浅对流降水比例少,而深厚对流主要出现在中国东部平原、西南、印度次大陆西部至伊朗高原东部地区,比例约 40%。洋面和陆面的弱对流降水的雨顶平均高度在 7—8 km,弱层云降水相应的雨顶平均高度多小于 7.5 km;陆面约 90%的强对流降水雨顶平均高度在 9 km 以上,而强层云降水雨顶的平均高度通常不超过 8.5 km。夏季亚洲对流降水和层云降水的雨顶平均高度均随着地面平均降水率的增大而升高,两者遵从二次函数关系。对流降水及层云降水频次、强度和雨顶高度的日变化峰值分析表明,陆面这些参量的日变化强于洋面,并且三者的日变化基本同步。

关键词 星载测雨雷达,降水,雨顶高度

中图法分类号 P407 P415.2 P426.62

1 引言

地表降水强度常常被认为与降水云的厚度有关。一般而言,在给定的季节内局地湿空气被抬升至凝结的高度可以认为变化不大,因此,降水云的厚度主要由云顶高度决定,即云顶越高,则云体垂直厚度越大。基于此,在用卫星红外信号反演地表降水时认为:当云顶红外辐射亮温越低,云越厚,则降水出现的概率也越大(Barrett, 1970; Arkin, et al, 1989)。根据这一原理,目前卫星的红外探测结果已经被广泛地用于地面降水的反演(Arkin, et al, 1994; Joyce, et al, 1997)。由于云顶高度与地表降水强度关系的非直接性,研究这种关系的特点仍然对卫星红外信号反演地表降水强度具有很大帮助。

云顶高度是云体内上升运动强弱的反映。当云体内上升气流很强时,云顶则必然很高。发生在热带的深厚对流系统内因存在强烈的上升运动,产生所谓穿透性喷射(Overshooting,直译为极度喷射,以下文中均称为穿透性喷射),使云顶穿透热带对流层顶层,把对流层水汽等物质直接输送至平流层低层,这类对流被称为穿透性对流。根据 Sherwood 等(2000, 2001)研究,热带对流层顶的高度约在 14—18 km(约 150—70 hPa)。飞机观测结果已表明,穿透性对流活动可以把行星边界层空气输送至热带对流层顶附近,使这两处的空气具有相似特性(Sherwood, et al, 2000)。因此,穿透性对流被认为是影响平流层水汽收支的重要过程,其带入平流层的大量水汽还影响平流层的一些化学过程及辐射平衡(Dessler, et al, 1999)。

20 世纪 60、70 年代,美国就使用飞机对强对流云顶进行了观测(Valovcin, 1965),如 Shenk(1974)曾利用飞机平台搭载的成像设备,在 14 km 高度对德克萨斯强对流云顶进行了 90 min 的拍照。而在 20 世纪 70 年代末和 80 年代初,静止卫星上的 11

μm 红外通道就被用来估计雷暴云的云顶高度(Adler, et al, 1979, 1981; Reynolds, 1980; Fujita, 1982)。但早期静止卫星上红外探测的水平分辨率低,无法识别尺度较小的穿透性对流。此外,对流层顶以上高度云顶亮温与云顶高度的关系复杂,因为此处云温与环境温度不再是平衡关系。为此,Adler 等(1983)利用飞机搭载高分辨率可见光和红外辐射计,通过云上飞行对穿透性对流进行了观测,发现卫星上 11 μm 通道观测的雷暴云顶亮温比机载相同通道观测的高。

地面测雨雷达也是间接了解云顶高度的手段之一。Conway 等(1993)利用多普勒雷达探测结果分析科罗拉多风暴中冰雹成长过程时,发现大于 30 dBz 的回波高度在 12 km 左右。Spratt 等(1997)用统计方法就佛罗里达州龙卷风回波特征进行了分析,指出 55—59 dBz 回波对应的回波顶高度变化大多数在 10.7—11.9 km,最大回波顶高可接近 15 km。Knupp 等(1998)对北阿拉巴马地区低空切变环境中的中小尺度强对流的回波结构分析表明,20 dBz 回波高度在 12 km 左右,而 5 dBz 回波顶的高度约 14 km,这一高度与地球静止业务环境卫星(GOES)红外反演的云顶高度相当。中国学者在青藏高原科学试验时,就高原地区的对流高度进行了研究,如秦宏德等(1984)通过对那曲 711 天气雷达探测结果的分析,发现 1979 年夏季那曲对流降水回波顶高平均可达 8 km,最大回波顶高度则达 13.7 km。利用热带测雨卫星(TRMM)测雨雷达探测结果,Alcala 等(2002)指出 1998、1999 年 1 和 7 月间约 5%的深对流降水(约占总对流降水的 1.5%)为穿透性对流。

2006 年 4 月 28 日升空的云卫星(CloudSat)上搭载的云廓线雷达,为测量云顶高度提供了新的手段。最近的研究表明夏季亚洲季风区对流系统云顶可达 17 km(Haynes, et al, 2007),在副热带至中纬

度锋面附近的对流云顶高度也可接近 15 km,但并没有穿透对流层顶(Posselt, et al, 2008)。测云雷达对台风的探测表明,台风云墙附近云顶高达 17 km,台风眼云顶高度在 15 km 左右,而外螺旋雨带云顶高度低于 15 km(Mitrescu, et al, 2008)。但是,由于云卫星搭载的云廓线雷达只能进行星下点探测,不能做星下点两侧扫描观测,因此,其逐轨的探测效率有限。只有随着该雷达探测数据的积累,才能从统计学角度来认识云顶高度特征。

由于 TRMM 测雨雷达已经运行了 11 年有余,积累了大量有关降水云的资料。利用这些资料,学者们进行了大量降水云特征方面的研究(Liu, et al, 2001; Fu, et al, 2003a, 2003b, 2006, 2007; 傅云飞等, 2003; 郑媛媛等, 2004; 何文英等, 2006, Liu, et al, 2007)。最近,傅云飞等(2008)就 TRMM 测雨雷达 10 年的探测结果,对亚洲对流和层云降水分布、出现频次及垂直结构进行了分析。作为前面研究的继续,本文仍就 TRMM 测雨雷达 10 年的探测结果,试图揭示夏季亚洲对流与层云降水雨顶高度分布的气候特点、雨顶高度与地表降水强度的关系以及雨顶高度日变化特征,为模式模拟的雨顶高度结果提供观测事实依据。

2 资料和方法

本文所用的 2A25 资料是戈达德空间飞行中心发布的 TRMM 标准资料。2A25 是由 TRMM 测雨雷达测得回波信号经反演所得的轨道三维降水率(因 TRMM 测雨雷达探测灵敏度为 17 dBz,故该资料的精度在 0.4 mm/h 左右, Schumacher, et al, 2003),即 2A25 给出了逐条轨道上的降水率;2A25 资料的空间水平分辨率约为 4.5 km,垂直分辨率为 0.25 km。根据 TRMM 测雨雷达的降水反演方案(Steiner, et al, 1995; Awaka, et al, 1997),2A25 中还提供了降水类型的信息:对流降水、层云降水和其他类型降水。简言之,如果测雨雷达回波在冻结层出现亮带,则该降水垂直廓线定义为层云降水廓线;如果测雨雷达回波无亮带,但回波信号一旦出现超过 39 dBz,该廓线则定义为对流降水廓线。非上述两种情况的降水廓线定义为其他降水类型。TRMM 测雨雷达探测所给出的降水廓线资料为揭示热带和副热带的降水类型分布、降水结构特点提供了前所未有的机会(傅云飞等, 2008)。

本文使用的 2A25 资料时间长度达 10 年(1998—2007 年),选取夏季 6、7、8 月数据,研究范围为亚洲地区(0° — 40° N, 60° — 160° E)。根据测雨雷达探测原理和 TRMM 测雨雷达自上向下的探测特点,定义 TRMM 测雨雷达天线接收的第 1 个回波信号所对应的高度为降水云雨顶高度。显然,雨顶高度不是云顶高度,因为云粒子比雨粒子尺度小,对于 TRMM 测雨雷达 2.2 cm 的波长而言,云粒子也不能产生回波,故雨顶高度比云顶高度低(傅云飞等, 2005)。本文给出的雨顶高度为 2.2 cm 波长雷达可分辨的最大高度,如果雷达波长减小或增大,则相应的雨顶高度会增高或降低。此外,本文中的雨顶高度为相对海平面的绝对高度,而不是相对地表的高度,因此,对于相同雨顶高度的高原与平原降水云,两地区降水云的厚度必然不同,这里对云厚度问题不做讨论。

在做大范围平面图时,将逐日逐轨道资料处理到 0.5° 格点上,以方便作图。傅云飞等(2008)在对 10 年冬夏季 TRMM 测雨雷达在亚洲探测的总样本进行分析时,指出 0.5° 格点上 TRMM 测雨雷达测得的总样本数量之大,足以具有统计意义,因此,本研究结果也同样具有可靠性。此外,在研究降水日变化时,将时间换算成地方时,并将 24 h 分成 6 段:午夜(22 时至次日 2 时)、凌晨(2—6 时)、上午(6—10 时)、正午(10—14 时)、午后(14—18 时)和傍晚(18—22 时),分别进行统计。地表降水频次和强度定义见文献(傅云飞等, 2008)。

3 结果

3.1 个例分析

为对雨顶高度有感性认识,选取 TRMM 测雨雷达在中国东部大陆和东海探测的两个降水个例:准静止锋面降水系统(2008 年 6 月 16 日 17 时 38 分(世界时,下同)和台风降水系统(2005 年 7 月 17 日 03 时 58 分),给出其近地面降水率分布(图 1)。从图 1 可见,中国东部大陆锋面降水呈东北—西南走向的带状分布,长约 500 km,宽约 50 km,带状降水强度约为 10 mm/h,分布比较均匀,带状两侧也存在小片的弱降水区;台风降水系统范围则超过 600 km,测雨雷达探测结果清楚地给出了台风眼(22° N, 125° E)、眼壁强降水区(强度近 100 mm/h)、内螺旋雨带(强度约 10—80 mm/h)、外螺旋雨带

(最强降水可超过 100 mm/h、多数降水强度小于 10 mm/h),以及内螺旋与外螺旋雨带间的层云降水区和零星降水区。为表现这两个不同降水系统的雨顶高度特点,给出了沿带状锋面降水系统的降水率随高度的分布(图 2a)和沿台风中心的降水率剖面(图 2b),可以看出,该锋面降水系统雨顶的最高高度接近 10 km,多数降水的雨顶高度在 8—9 km;但台风降水的最大雨顶高度则超过 10 km(多集中在眼壁区和内螺旋强降水区),内螺旋外侧的层云降水区雨顶高度约 8 km。

从这两个降水系统雨顶高度的平面分布(图 3)可以清楚地看到,锋面降水系统的雨顶高度多分布在 7—10 km,边缘降水的雨顶高度则多分布在 4—7 km;对于台风降水系统而言,其眼壁处雨顶高度最高,并逐渐向外降低,内螺旋与外螺旋之间降水雨

顶高度小于 8 km,而外螺旋雨带雨顶高度又升高,可达 10 km。台风雨顶高度分布的这种特点与台风云系内部热动力特点一致,如眼壁云墙处对流是台风系统中最强盛位置,故其雨顶最高(云顶也一定最高);自内螺旋雨带向外是对流降水向层云降水过渡区,故雨顶高度也自内螺旋雨带向外降低;而台风外螺旋雨带多是台风气团与环境气团的交汇区,温、湿度水平梯度大(可能相当锋区),故这里的对流很活跃并发展强盛,雨顶高度自然也高。

由以上分析可知,不同降水系统的降水云雨顶高度有所不同;即便是同一降水系统,其系统内不同部位的雨顶高度也存在差异;相对而言,层云降水系统内的雨顶高度分布比较均匀,而对流降水系统内的雨顶高度分布不均匀。

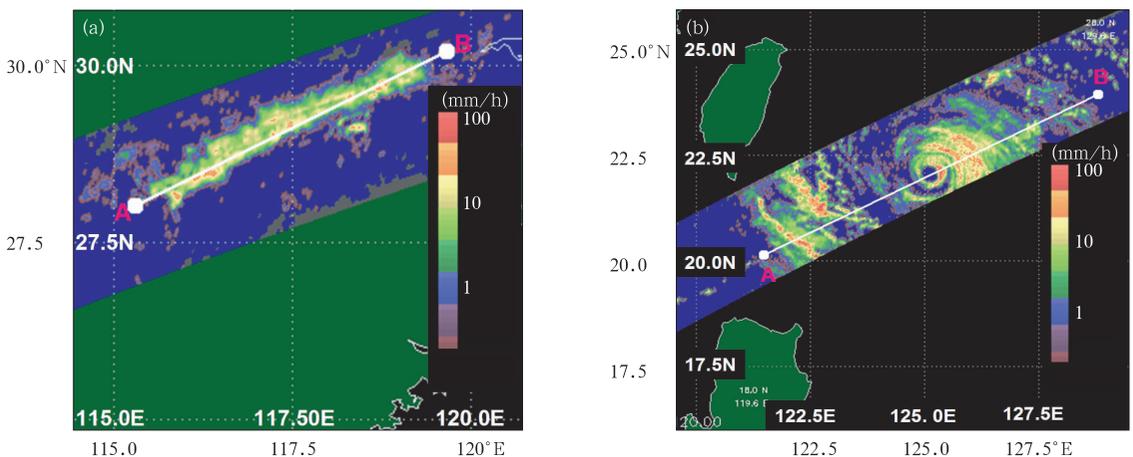


图 1 测雨雷达探测的(a)2008年6月16日17时38分中国东部大陆准静止锋面降水和(b)2005年7月17日03时58分台风降水系统的近地面降水率分布

Fig. 1 Distributions of near surface rain rate, detected by TRMM precipitation radar, associated with (a) the quasi-stationary front in the east part of mainland at 17:38 UTC June 16 2008 and (b) the typhoon precipitation system at 03:58 UTC July 17 2005

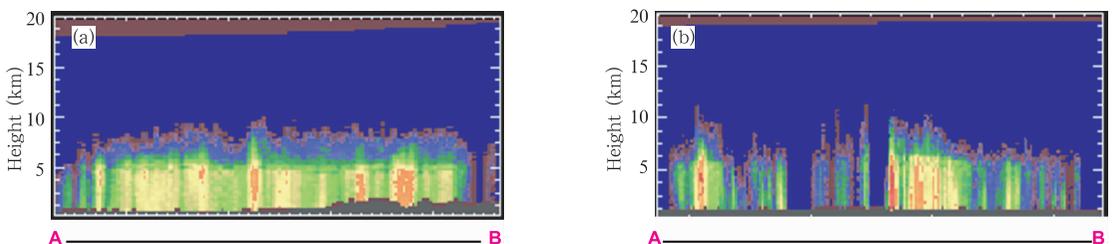


图 2 沿准静止锋面降水系统(a)和沿台风中心(b)的降水率随高度的分布(色标同图 1)

Fig. 2 Rain rate distributions with the altitude along (a) the quasi-stationary front and (b) the center of typhoon (The colour bar is the same as that in Fig. 1)

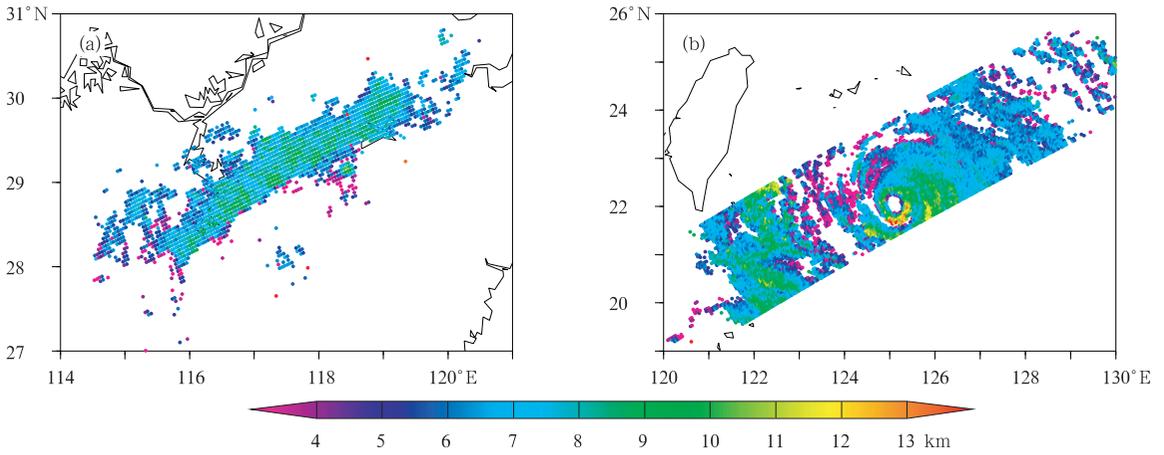


图3 锋面降水(a)和台风降水(b)雨顶高度的平面分布

Fig.3 Horizontal distributions of the storm top altitude for (a) the quasi-stationary front and (b) the typhoon

3.2 统计分析

为了分析夏季亚洲对流降水系统与层云降水的雨顶高度各自在统计学上的特点以及两者之间究竟存在多大差异,分别给出了夏季亚洲地区这两种降水云雨顶平均高度和均方差分布(图4和图5)。可见青藏高原地区的对流降水雨顶平均高度均超过10 km,最大高度超过12 km(位于青藏高原南部),

均方差为1.5—2.5 km。此外,伊朗高原东部的对流降水雨顶平均高度也均超过9 km,其中,近40%以上面积的平均雨顶高度超过10 km。统计表明(表1),青藏高原主体上的对流降水雨顶均值高度为11.12 km,相应的平均降水率为9.2 mm/h。在中国东部平原地区,对流降水雨顶平均高度约8—10 km,均值高度为8.86 km,相应平均雨强为

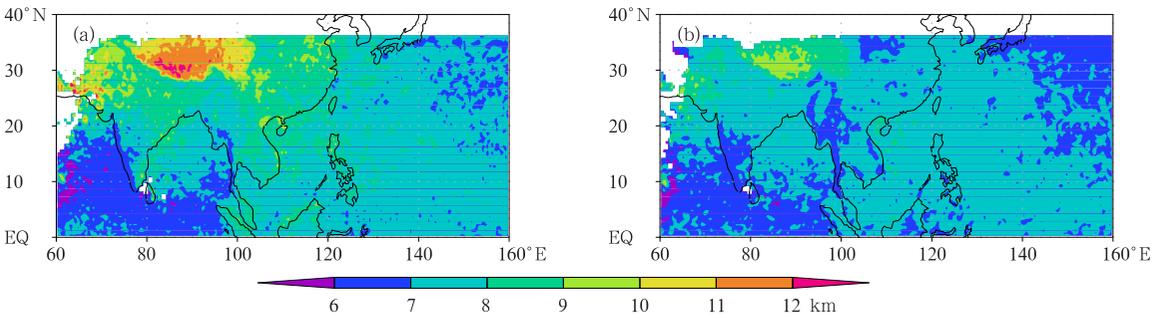


图4 夏季亚洲地区对流降水(a)和层云降水(b)雨顶高度的均值分布

Fig.4 Distributions of the mean altitude for (a) convective and (b) stratiform storm top in summer Asia

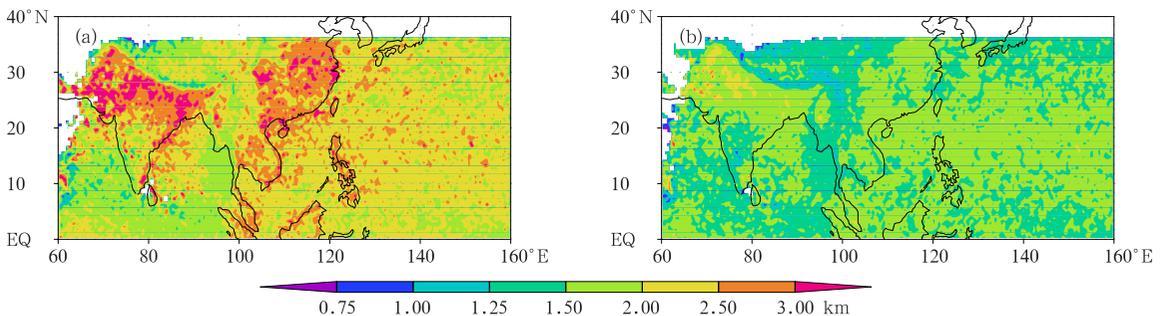


图5 夏季亚洲地区对流降水(a)和层云降水(b)雨顶高度的均方差分布

Fig.5 Distributions of the root mean square for (a) the convective and (b) the stratiform storm top in summer Asia

表1 亚洲典型地区对流降水、层云降水样本数、平均雨顶高度、平均雨强
Table 1 Samples, mean storm top altitudes and mean rain rates for the convective and stratiform precipitation in typical Asian regions

地区	经度	纬度	对流降水样本	层云降水样本	平均对流降水高度(km)	平均层云降水高度(km)	平均对流雨强(mm/h)	平均层云雨强(mm/h)
印度	73°—84°E	18°—25°N	170302	470497	8.08	7.34	9.0	3.1
孟加拉湾	86°—93°E	10°—18°N	164677	341160	7.57	7.43	11.5	3.8
中国南海	110°—118°E	8°—17°N	140411	305855	7.78	7.52	10.4	3.7
西太平洋暖池	130°—150°E	10°—20°N	437560	1054463	7.66	7.34	9.7	3.7
中国东部平原	115°—120°E	30°—35°N	92579	285385	8.86	7.41	11.5	3.4
中国东南丘陵	115°—120°E	25°—30°N	51028	164246	8.36	7.25	9.8	3.1
青藏高原	80°—100°E	30°—35°N	79067	266713	11.12	8.62	9.2	1.9

11.5 mm/h,均方差超过2.5 km(甚至超过3 km),可见这里的对流活动变化剧烈。中国东南丘陵地区的对流降水雨顶平均高度为8—9 km,均值高度为8.36 km,相应平均雨强为9.8 mm/h,均方差为2—3 km。在印度次大陆北部地区,其对流降水雨顶平均高度为8—9 km,均值高度为8.08 km,相应的平均雨强9.0 mm/h。在洋面上,除印度西侧阿拉伯海和印度次大陆以南(8°N以南)对流降水雨顶平均高度低于7 km外,其他洋面地区的对流降水雨顶平均高度相近,约为7—9 km,均方差为2—2.5 km,如孟加拉湾的对流降水雨顶均值高度为7.57 km,平均雨强为11.5 mm/h;中国南海为7.78 km,平均雨强为10.4 mm/h;西太平洋暖池为7.66 km,平均雨强为9.7 mm/h。

由以上数据可见,除青藏高原地区外,陆面上的对流降水雨顶平均高度比洋面高;在陆面,以中国东部平原对流降水雨顶平均最高,中国东南丘陵地区次之,印度次大陆北部最低,这反映了陆面下垫面差异对对流降水厚度的影响。相比之下,洋面上这类降水雨顶的平均高度区域性变化小,这是洋面热状态均匀的表现。

对于夏季亚洲地区的层云降水,除去青藏高原地区外(注:高原地区层云降水多为弱对流降水, Fu, et al, 2006),这类降水雨顶的平均高度分布较为均匀,陆面与洋面的差异较小。表1中的统计显示,除去青藏高原地区外的6个区域降水雨顶的平均高度均在7.4 km左右,且相应的平均雨强也相近,为3.1—3.8 mm/h。此外,层云降水雨顶高度的均方差变化是对流降水均方差的一半,前者仅1—2 km,后者则在2 km以上。

从图5中还可以看到对流与层云降水的雨顶高

度均方差有较好的对应关系,即对流降水雨顶高度均方差高值区(如中国东部大陆、青藏高原南侧至印度北部地区)和低值区(如孟加拉湾东部、印度洋近赤道地区)也对应层云降水雨顶高度均方差的高值区和低值区。这说明对流降水与层云降水有着很密切的关联,已有研究表明洋面对流降水减弱即演变成层云降水(Houze, 1981),但反过来,层云降水是否也能发展成为对流降水还有待研究。

为细致地了解表1中亚洲7个典型地区对流降水与层云降水雨顶高度的分布特点,给出这7个地区两类降水雨顶高度的概率分布(图6)。对流降水雨顶高度的概率分布表明(图6a),因青藏高原独特地形,其上约70%的雨顶高度分布在8—12 km,12 km以上高度的对流降水概率超过15%。中国东部平原的对流降水雨顶高度概率分布较其他区域宽,分布在3—13 km,其中,约80%的对流降水雨顶高度分布于5—10 km,约10%的对流降水雨顶高度高于10 km。其他5个区域(印度次大陆北部、孟加拉湾、中国南海、西太平洋暖池、中国东南丘陵)的对流降水雨顶高度分布于3—12 km,其中,约80%分布于5—9 km,约10%高于9 km。

对于层云降水,青藏高原地区层云降水雨顶高度分布在5—11 km,但已有研究表明,这些层云降水多为弱对流降水,这是TRMM测雨雷达降水类型识别方案中存在不足造成的(Fu, et al, 2007)。除高原地区外,其他6个地区的层云降水雨顶高度概率分布均表现为高度的一致性,即均分布于3—10 km,其中,5—8 km雨顶高度的层云降水占到70%左右,而雨顶高度高于8 km的层云降水占约15%。

一般认为,云顶高度低于冻结层高度(约5 km)的降水云为暖云,而雨顶高度高于10 km的对流降

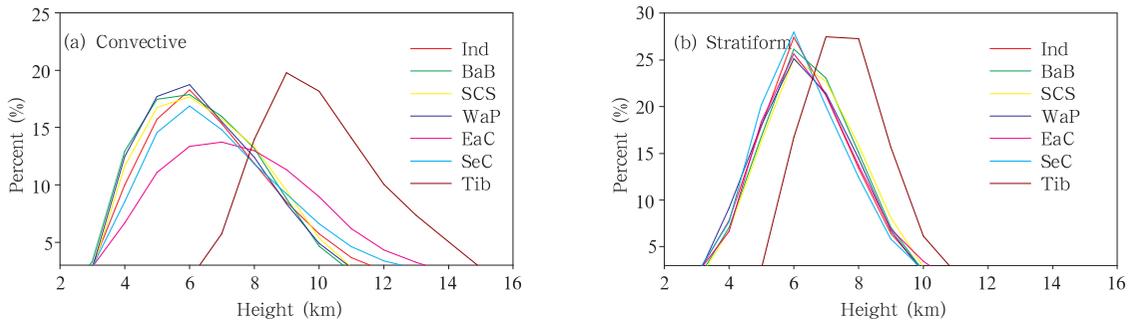


图 6 印度次大陆北部、孟加拉湾、中国南海、西太平洋暖池、中国东部平原、中国东南丘陵和青藏高原对流降水(a)和层云降水(b)雨顶高度的概率分布

Fig. 6 Probability distributions of the storm top altitude for (a) the convective and (b) stratiform precipitation in the north part of Indian subcontinent (Ind), the Bay of Bengal (Bab), the South China Sea (SCS), the warm pool of the western Pacific ocean (WaP), the eastern plain of China (EaC), the southeast highland of China (SeC) and the Tibetan Plateau (Tib)

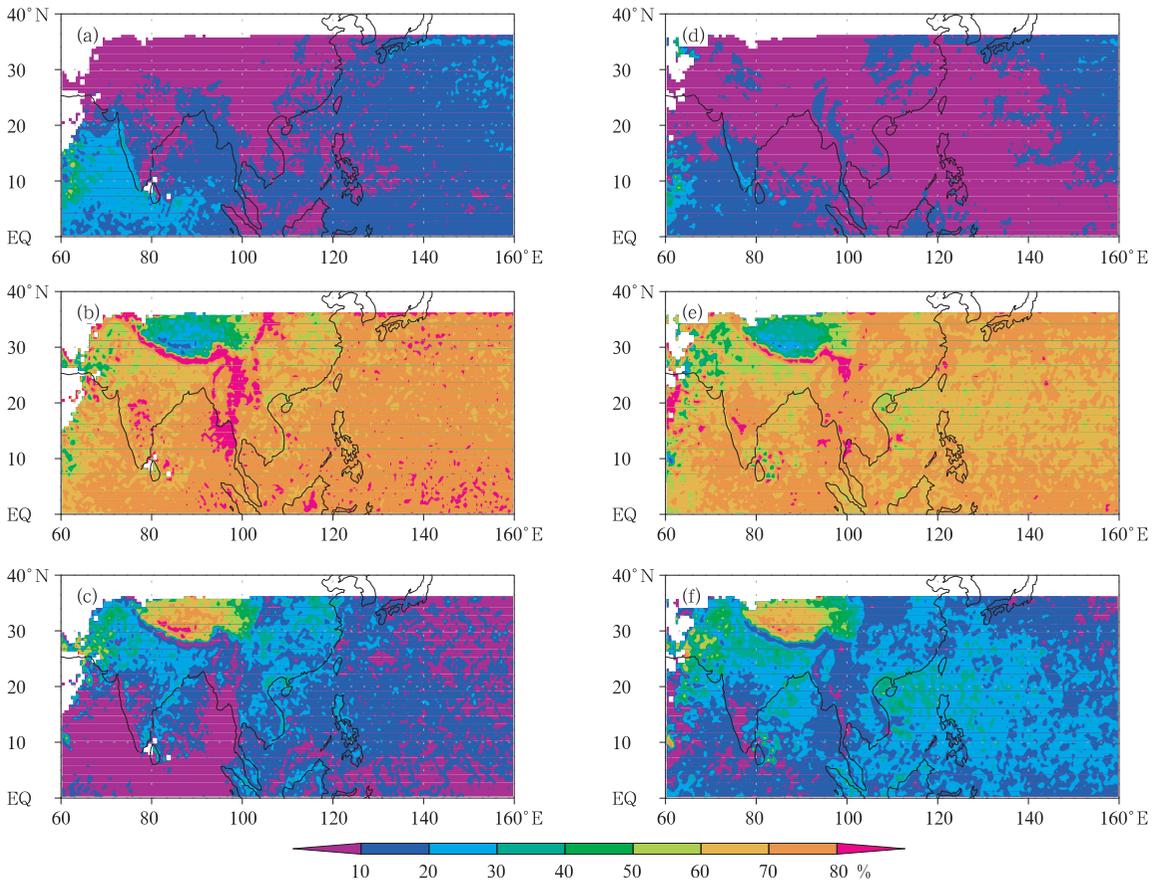


图 7 3 种不同雨顶高度对流降水(a. 雨顶高度低于 5 km, b. 雨顶高度 5—10 km, c. 雨顶高度高于 10 km)和层云降水(d. 雨顶高度低于 5 km, e. 雨顶高度 5—8 km, f. 雨顶高度高于 8 km)占各自的比例分布

Fig. 7 Ratio distributions of the convective precipitation for the three different top altitudes (a. rain top lower than 5 km, b. rain top higher than 5 km but lower than 10 km, c. rain top higher than 10 km) and the stratiform precipitation for the another three top altitudes (d. rain top lower than 5 km, e. rain top higher than 5 km but lower than 8 km, f. rain top higher than 8 km) to the respective total precipitation

水云为穿透性对流。为此,将对流降水分成 5 km 以下、5—10 km 和高于 10 km 3 种情况,前者代表浅对流降水,后者则代表深对流(穿透性对流降水),而雨顶高度 5—10 km 则代表了介于两者之间的对流降水(称为适中厚度对流降水)。同样,依据层云降水雨顶高度的概率分布特点,将层云降水分成 3 种情况,雨顶高度在 5 km 以下的层云降水代表了浅层云降水,雨顶高度高于 8 km 则代表了深厚层云降水,5—8 km 表示了适中厚度的层云降水。

从上述定义的 3 种不同雨顶高度对流降水和层云降水占各自比例的分布(图 7)可以看到,浅对流降水主要分布于洋面(图 7a),西太平洋浅对流降水占对流降水的比例小于 20%,但印度洋特别是阿拉伯海,浅对流出现较多,占这些地区对流降水的近 30%;浅对流降水出现在陆面的比例甚低,仅在印度次大陆西岸、孟加拉湾东岸、中南半岛和中国中东部及华南地区出现,且比例小于 20%。图 7c 表明深厚对流降水的比例约占对流降水比例的 10%—40%(高原除外);陆地深厚对流降水比例高于洋面,如中国东部平原地区是深厚对流的多发地(最高比例可达 40%左右),中国西南、印度次大陆西部至伊朗高原东部也是深厚对流的多发地,其所占比例约达 40%。在洋面上,西太平洋至南海的深厚对流降水比例较大,约占对流降水的 20%;印度次大陆东部近海至孟加拉湾西部海域的深厚对流降水的比例也在 20%左右,而这里是降水频率低值区(傅云飞等,2008)。青藏高原因地形抬升作用,这里出现深厚对流降水的比例超过 50%,可见这里应该是对流层大气对平流层大气发生作用的主要地区。对于适中厚度对流降水,其占对流降水的比例最多,说明夏季亚洲发生的对流降水雨顶高度多不超过 10 km;在陆地适中厚度对流降水约占对流降水的 60%—80%(图 7b),甚至超过 80%(主要集中在青藏高原南侧、东南侧和东侧);洋面适中厚度对流降水比例分布较均匀,多在 70%左右。

对于层云降水而言,浅层云降水比例甚少,大多数地区浅层云降水比例在 20%以下,且分布具有很强的区域性。图 7d 中显示的浅层云降水主要出现在 140°E 以东、10°N 以北洋面,热带印度洋和中国东部平原这类降水超过 10%。而深厚层云降水比

例也有明显的区域性分布(图 7f),比例大于 30%的深厚层云降水主要位于华南沿海、南海北部及台湾以东洋面、孟加拉湾西部、青藏高原南侧和印度次大陆北部;中国东部平原上深厚层云降水比例小于 30%;青藏高原上深厚层云降水比例大于 60%,这些层云降水实际上是弱对流降水(Fu, et al, 2007)。此外,亚洲雨顶高度在 5—8 km 的层云降水比例多在 60%以上(图 7e),说明这一雨顶高度的层云降水为亚洲主要的层云降水。

3.3 地表雨强与雨顶关系

以往的研究已经指出,云顶越高(云越厚),云产生降水的概率越大(Barrett, 1970; Arkin, et al, 1989)。为了解雨顶高度与地表雨强的关系,将对流降水分为弱对流降水(雨强小于 5 mm/h)、强对流降水(雨强大于 10 mm/h)和中等强度对流降水(雨强介于强弱之间),类似地有弱层云降水(雨强小于 2.5 mm/h)、强层云降水(雨强大于 5 mm/h)和中等层云降水(雨强介于强弱之间)。图 8 为 3 种不同强度降水对应的雨顶平均高度分布。就弱对流降水而言(图 8a),洋面近一半的对流降水雨顶平均高度在 7—8 km,剩余则在 7 km 以下;而陆面近 70%弱对流降水的雨顶平均高度在 7—8 km,青藏高原地区弱对流降水雨顶平均高度均在 9 km 以上。对于中等强度对流降水(图 8b),洋面约 60%的雨顶平均高度在 7.5—8.5 km;陆面雨顶平均高度较洋面高,8.5—10 km 雨顶高度的比例占陆面 80%以上。强对流降水洋面与陆面的差异更突显(图 8c),如陆面 90%强对流降水雨顶平均高度超过 9 km,尤其在中国东部平原和西南至青藏高原东南侧地面,这些地区的强对流降水雨顶平均高度甚至超过 10 km,因此,这里发生穿透性对流的概率大,是研究对流层大气对平流层大气作用的理想地点之一。在洋面,强对流降水雨顶平均高度超过 9 km 的比例占洋面的比例不足 40%,更多的强对流降水雨顶平均高度在 8.5—9 km;相对而言,南海中部、北部、西太平洋暖池的强对流降水雨顶平均高度较高,9—10 km 高度的强对流降水面积多。

对于层云降水而言,其弱降水相应的雨顶平均高度多小于 7.5 km(不论陆面还是洋面),主要集中在青藏高原南侧至印度次大陆北部、孟加拉湾及其

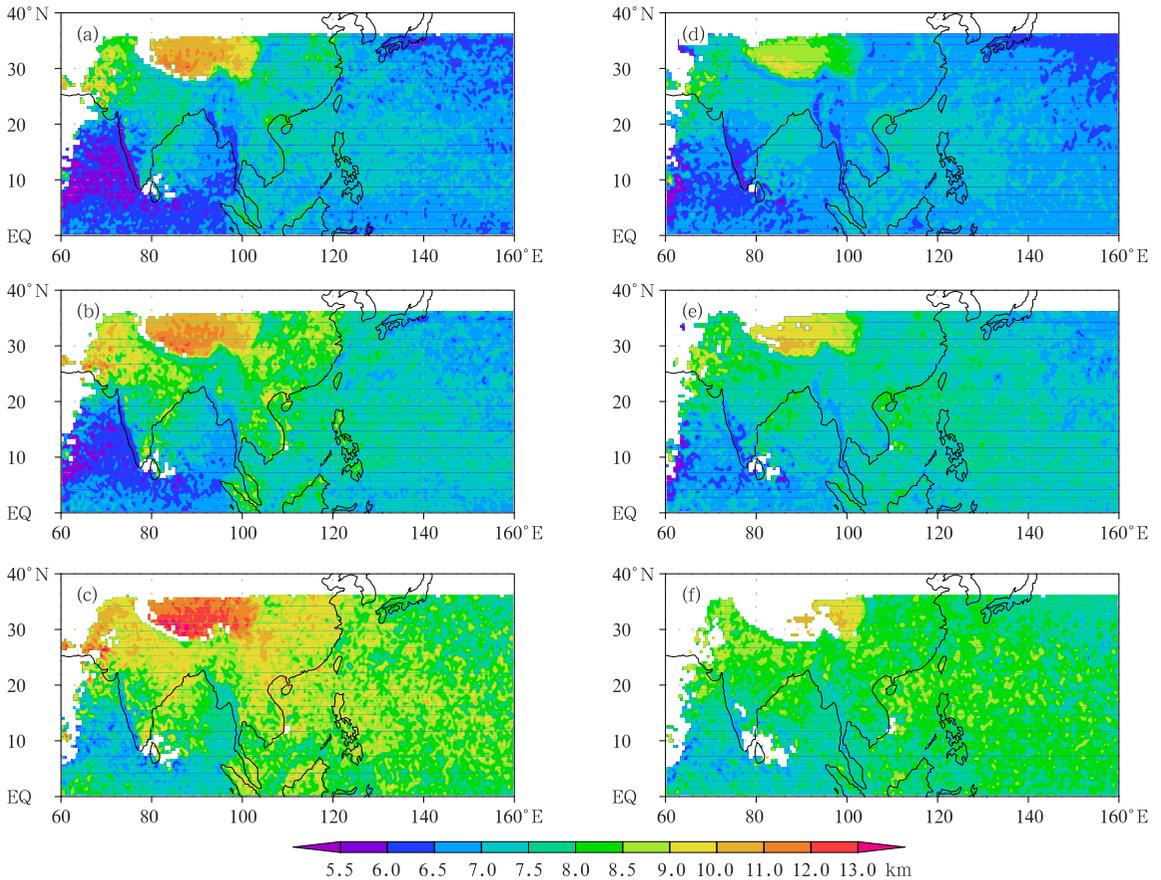


图 8 3 种不同强度降水对应的平均雨顶高度分布

- (a. 弱对流降水, 雨强小于 5 mm/h; b. 中等强度对流降水, 雨强介于强弱之间;
c. 强对流降水, 雨强大于 10 mm/h; d. 弱层云降水, 雨强小于 2.5 mm/h;
e. 中等层云降水, 雨强介于强弱之间; f. 强层云降水, 雨强大于 5 mm/h)

Fig. 8 Mean altitude distributions of the rain top for weak, moderate and heavy convective and stratiform precipitations (a. weak convective, rain rate less than 5 mm/h; b. moderate convective, rain rate greater than 5 mm/h but less than 10 mm/h; c. heavy convective, rain rate greater than 10 mm/h; d. weak stratiform, rain rate less than 2.5 mm/h; e. moderate stratiform, rain rate greater than 2.5 mm/h but less than 5 mm/h; f. heavy stratiform, rain rate greater than 5 mm/h)

西部、南海和菲律宾以东洋面, 中国陆地出现这种弱层云降水的雨顶高度多在 7 km 以下(图 8d); 图 8e 表明亚洲约 70% 以上中等降水强度的层云降水雨顶平均高度在 7.5—8 km 左右, 且这类降水的雨顶平均高度不表现陆地与洋面的差异; 亚洲大多强层云降水雨顶的平均高度高于 8.5 km, 且洋面与陆面也无明显差异。因此可见, 中等强度和强层云降水雨顶的平均高度与下垫面关系不大。

为了揭示雨顶高度与地表雨强之间的关系, 对表 1 所列 7 个区域雨顶高度和地表雨强的关系进行统计, 分别给出对流降水(图 9)和层云降水(图 10)雨顶高度平均值及方差随地表雨强变化的散点图。可以

看出, 随着地面雨强的增大, 雨顶平均高度不断增高, 尤其对流降水地面雨强在 20 mm/h 以下(层云雨强小于 5 mm/h)时, 雨顶平均高度随降水率增大而明显升高; 随着降水率的继续增大(如对流雨强超过 40 mm/h, 层云雨强超过 6 mm/h), 雨顶平均高度变化很小, 说明此时降水云顶已经达到极限高度, 这时降水率的增大已不仅仅取决于降水云的厚度。此外, 图 9 和图 10 还表明, 对于给定地表雨强, 对流降水云雨顶高度变化范围大, 可达 4—5 km, 而层云降水雨顶高度变化范围相对小, 约在 3 km 左右, 说明对流降水云雨顶高度起伏变化大, 因为对流降水云内流场变化剧烈, 而层云内流场相对均匀。

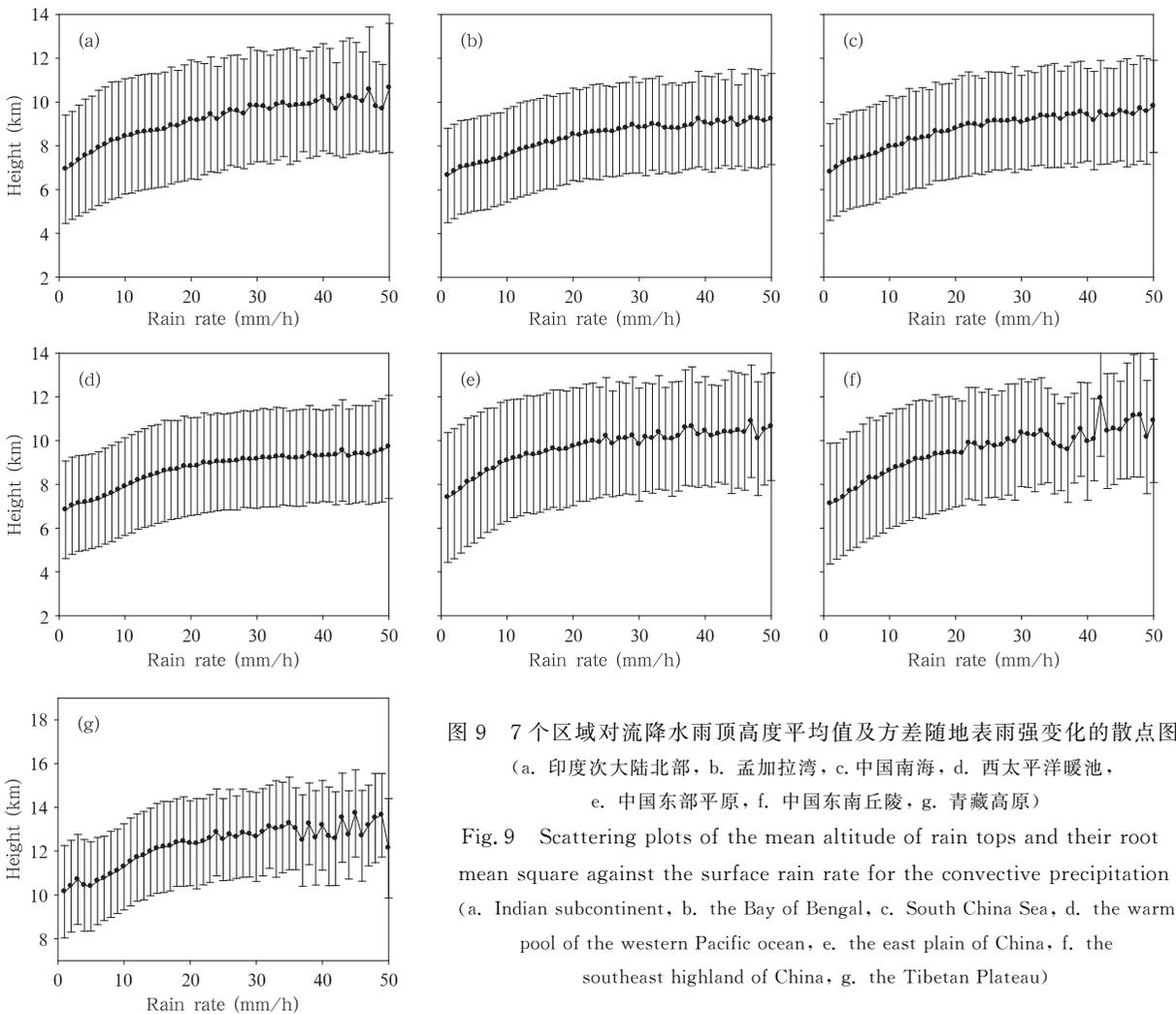


图9 7个区域对流降水雨顶高度平均值及方差随地表雨强变化的散点图
(a. 印度次大陆北部, b. 孟加拉湾, c. 中国南海, d. 西太平洋暖池,
e. 中国东部平原, f. 中国东南丘陵, g. 青藏高原)

Fig.9 Scattering plots of the mean altitude of rain tops and their root mean square against the surface rain rate for the convective precipitation
(a. Indian subcontinent, b. the Bay of Bengal, c. South China Sea, d. the warm pool of the western Pacific ocean, e. the east plain of China, f. the southeast highland of China, g. the Tibetan Plateau)

为了探讨平均雨顶高度与地表平均雨强之间的关系,给出了中国东部平原对流降水和层云降水平均雨顶高度随地表平均降水率的散点图及二次函数拟合曲线(图11),可以看出拟合曲线基本表征了平均雨顶高度与地表平均雨强的关系。两者的相关性为97.2%(对流降水)和99.7%(层云降水)。因此,平均雨顶高度随地表平均雨强的变化可表示为

$$H = H_0 + aR + bR^2$$

式中, H 为降水云雨顶平均高度(m), R 为地表平均雨强。 H_0 为常数, a 、 b 为系数(表2),表2的最小相关系数大于0.946(对流降水)和0.990(层云降水),说明平均雨顶高度与平均地表雨强存在很好的二次函数关系,这一关系可能对模式中的降水参数化具有帮助。

3.4 雨顶高度日变化

Yu等(2007)、Li等(2008)利用地面雨量计资料对中国降水日变化进行了分析,指出中国西南地区和东南地区的降水日变化有截然不同的平均气候特征和季节特征,东南地区的降水主要集中在下午,西南和长江中上游地区多在午夜至清晨达到降水最大值,而长江中下游和江淮地区则呈现出清晨、午后双峰并存的特征。由于TRMM卫星是一颗非太阳同步卫星,其探测结果可以用于日变化研究。利用TRMM测雨雷达探测结果对中国南方地区对流和层状云降水的地表雨强和降水廓线日变化研究表明,层状云降水的雨强和降水廓线的最大值在东南地区多出现在傍晚,而在西南地区多出现在午夜至凌晨(Yu, et al, 2009)。

为了解亚洲降水日变化情况,给出对流降水与

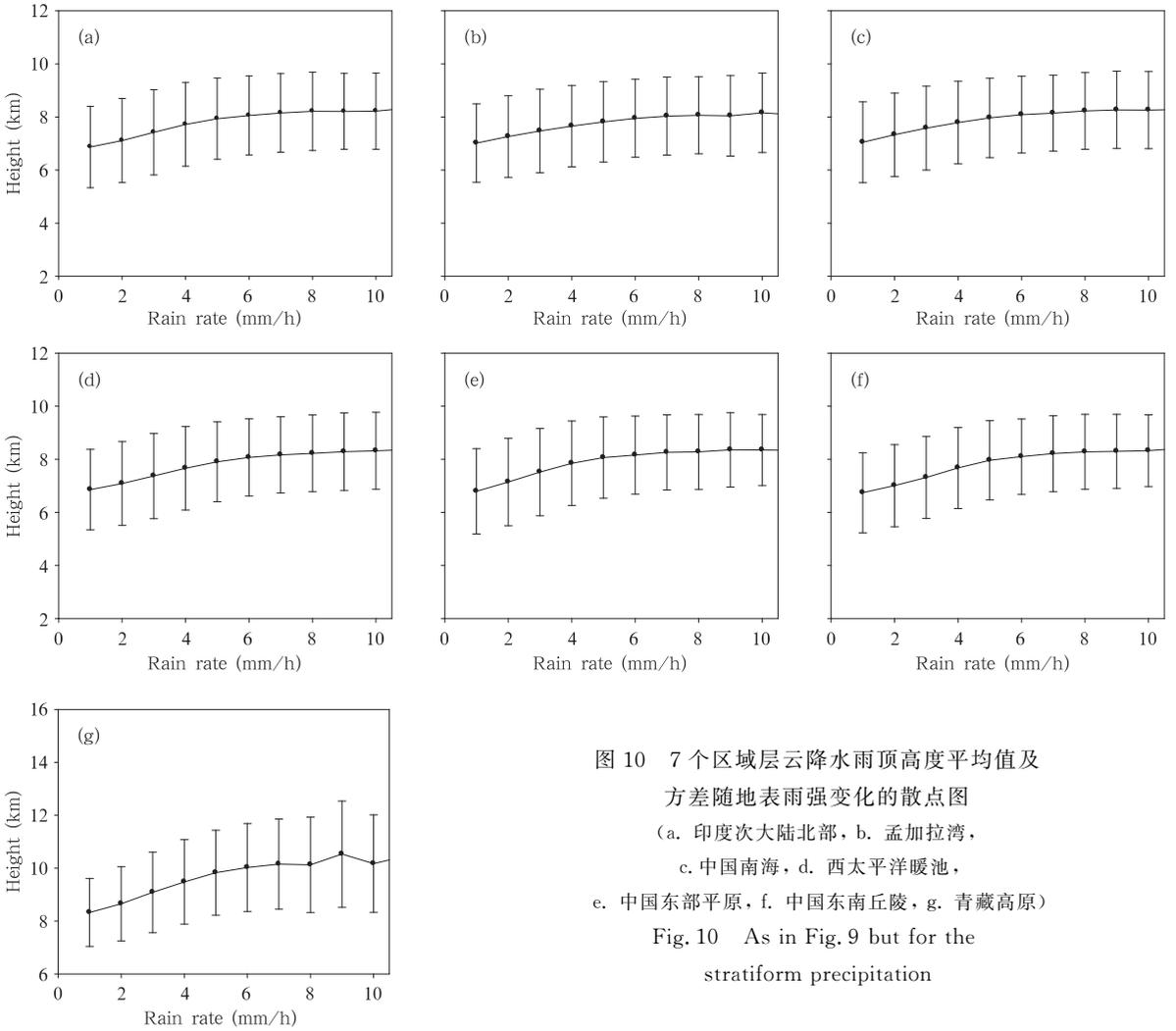


图 10 7 个区域层云降水雨顶高度平均值及方差随地表雨强变化的散点图
 (a. 印度次大陆北部, b. 孟加拉湾, c. 中国南海, d. 西太平洋暖池, e. 中国东部平原, f. 中国东南丘陵, g. 青藏高原)

Fig. 10 As in Fig. 9 but for the stratiform precipitation

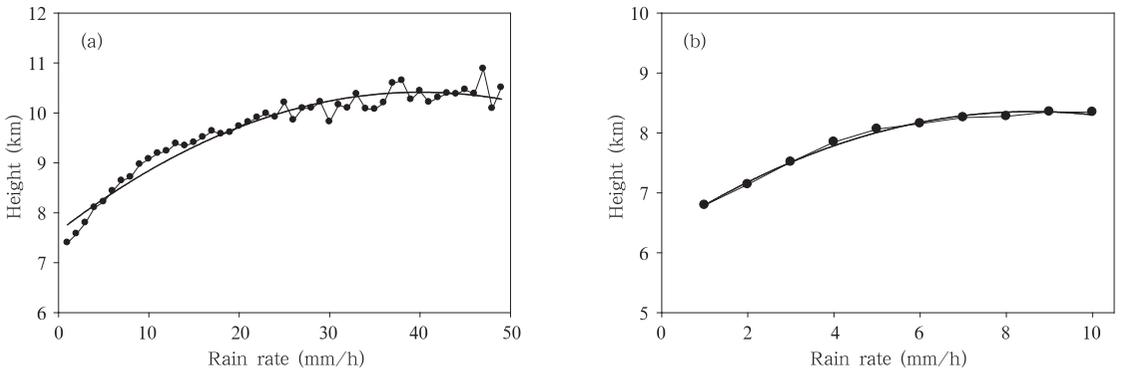


图 11 中国东部平原对流降水(a)和层云降水(b)平均雨顶高度随地表平均降水率的散点图及二次函数拟合曲线

Fig. 11 Scattering plots of the mean altitude of rain tops and their root mean square against the surface rain rate for the convective (a) and stratiform (b) precipitation in the eastern plain of China overlapped with the fitted curve in quadratic function

表2 亚洲典型地区对流降水和层云降水平均雨顶高度
随地表平均降水率二次函数关系变化的系数

Table 2 Coefficients of quadratic regression between mean storm top altitudes and mean surface rain rates for the convective and stratiform precipitation in typical Asian regions

降水类型	区域	H_0 (m)	a	b	相关系数
对流降水	印度	7.0719	0.1312	-0.0014	0.981
	孟加拉湾	6.6162	0.1125	-0.0013	0.991
	中国南海	6.8369	0.1202	-0.0013	0.990
	西太平洋暖池	6.7681	0.1278	-0.0015	0.988
	中国东部平原	7.6457	0.1357	-0.0016	0.972
	中国东南丘陵	7.2596	0.1362	-0.0014	0.946
	青藏高原	9.9796	0.1562	-0.0020	0.950
层云降水	印度	6.442	0.406	-0.023	0.998
	孟加拉湾	6.748	0.287	-0.015	0.997
	中国南海	6.738	0.333	-0.018	0.999
	西太平洋暖池	6.446	0.382	-0.020	0.998
	中国东部平原	6.356	0.466	-0.027	0.997
	中国东南丘陵	6.251	0.452	-0.025	0.997
	青藏高原	7.715	0.566	-0.031	0.990

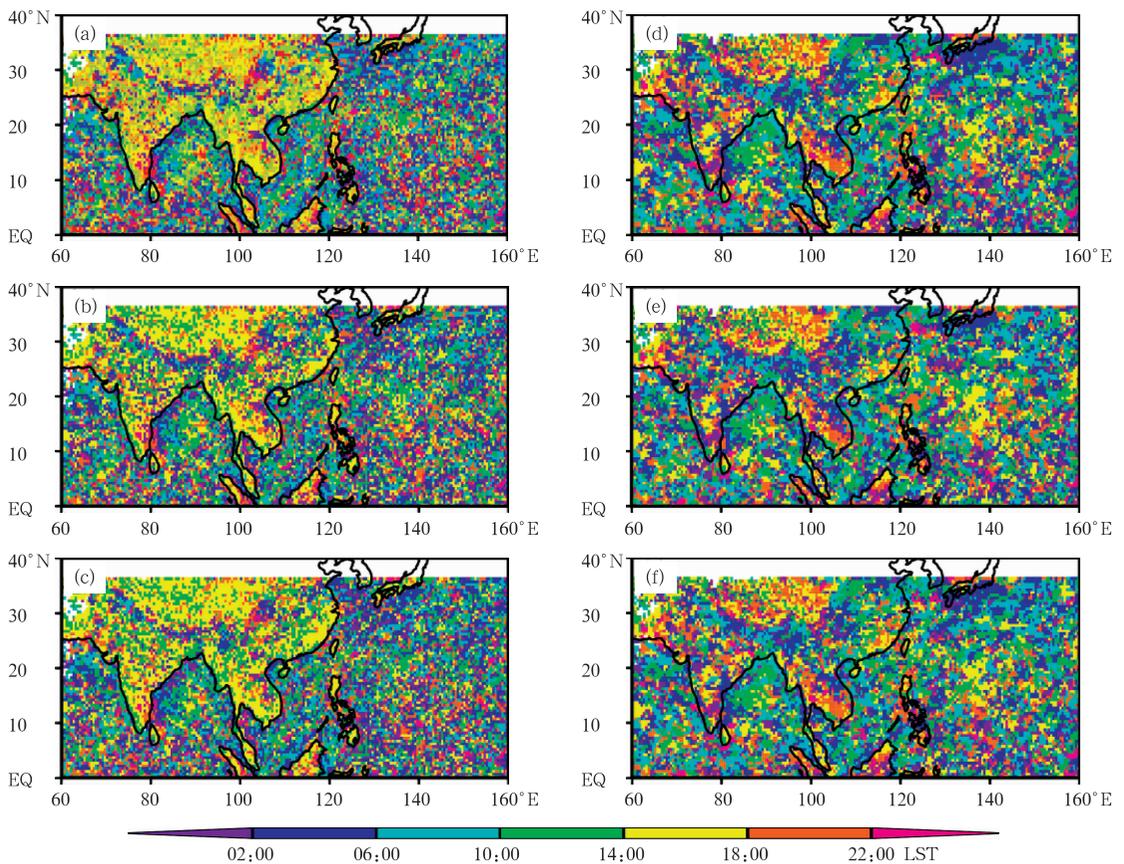


图12 对流降水(a,b,c)与层云降水(d,e,f)频次(a,d)、强度(b,e)和雨顶高度(c,f)日变化峰值出现时间分布

Fig. 12 Distributions of the diurnal peak in the local time for the frequency (a, d), intensity (b, e) and rain top altitude (c, f) for the convective (a, b, c) and stratiform (d, e, f) precipitation

层云降水频次、强度和雨顶高度日变化峰值出现时间的分布(图 12)。就对流降水而言(图 12a、b、c),在青藏高原及中国东部大陆、华南、中南半岛及印度次大陆的多数地区,降水频次、降水强度和最高雨顶的峰值均出现在午后至傍晚,但在中国四川盆地、青藏高原东南横断山脉的西南侧谷地地区及青藏高原南坡附近,对流降水频次、降水强度和最高雨顶峰值均出现在凌晨。与陆面降水明显日变化相比,洋面对流降水频次、降水强度和雨顶日变化峰值分布似乎显得杂乱,但洋面岛屿上降水日变化峰值基本上出现在午后;而水面上的降水频次、强度及雨顶高度峰值多出现在正午至傍晚这段时间;孟加拉湾对流降水日变化峰值具有非常独特的分布,其中部降水频次、强度及雨顶高度峰值出现在正午至午夜,而靠近陆地附近洋面的降水日变化峰值出现在凌晨至上午,海岸陆面上降水日变化峰值则出现在正午至午后。近岸洋面和陆面降水日变化峰值时间恰好反映了海陆风环流日变化特点;这种海岸附近降水日变化峰值出现时间特点在北部湾、印度次大陆西岸、洋中岛屿均可见。

对于层云降水日变化(图 12 d、e、f),陆面降水频次、降水强度和雨顶高度峰值也多出现在午后和傍晚,如青藏高原、华南丘陵、中南半岛南部。如对照这些地区对流降水日变化峰值出现时间,可以看到上述地区对流降水日变化峰值时间比层云降水峰值时间稍早,如华南地区对流降水日变化峰值在午后,层云降水日变化峰值则多出现在傍晚,说明这些层云降水很可能是对流降水演变而来。此外,四川盆地、青藏高原南侧经青藏高原东南至中南半岛东北部,层云降水日变化峰值表现了比对流降水更明显的夜雨特征,这些地区的层云降水峰值发生在凌晨。在洋面上,层云降水具有相同日变化峰值时间的面积比对流降水相应的大,这是因为层云降水面积大于对流降水面积的缘故,因此洋面层云降水日变化峰值的整体性好。

为了进一步了解降水日变化区域性特征,图 13 和 14 分别给出了印度次大陆、孟加拉湾、中国南海、西太平洋暖池、中国东部平原、华南丘陵、青藏高原和四川盆地对流降水和层云降水频次、降水强度和降水雨顶高度日循环。图 13 表明洋面对流降水日

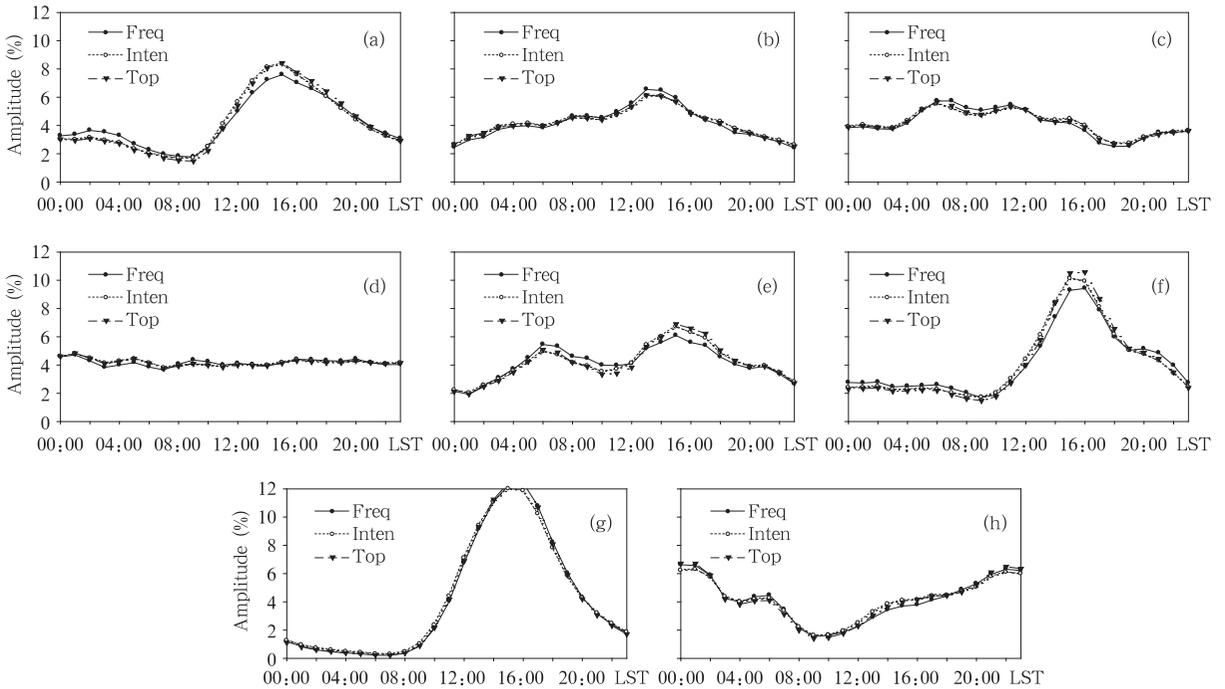


图 13 各区域的对流降水频次、降水强度和降水雨顶高度日循环

(a. 印度次大陆, b. 孟加拉湾, c. 中国南海, d. 西太平洋暖池, e. 中国东部平原, f. 华南丘陵, g. 青藏高原, h. 四川盆地)

Fig. 13 Diurnal cycle of the frequency, intensity and rain top altitude for the convective precipitation

(a. Indian subcontinent, b. the Bay of Bengal, c. the South China Sea, d. the warm pool of the western Pacific ocean, e. the east plain of China, f. the southeast highland of China, g. the Tibetan Plateau, h. Sichuan Basin)

循环变化较陆地明显偏弱,如孟加拉湾和中国南海分别表现为正午前后和凌晨至上午的日变化峰值,而西太平洋暖池降水基本没有出现日循环。但洋面层云降水日循环就相对明显,图 14b 表明孟加拉湾层云降水日循环分别在地方时 08 和 14 时出现次峰

和主峰值,其中这个主峰值出现时间较对流降水日循环峰值晚 1 h 左右;南海层云降水日循环峰值出现时间也基本与该地对流降水的一致,但振幅较大;西太平洋暖池层云降水日循环在地方时 09 和 17 时分别出现次峰和主峰值,但幅度小。

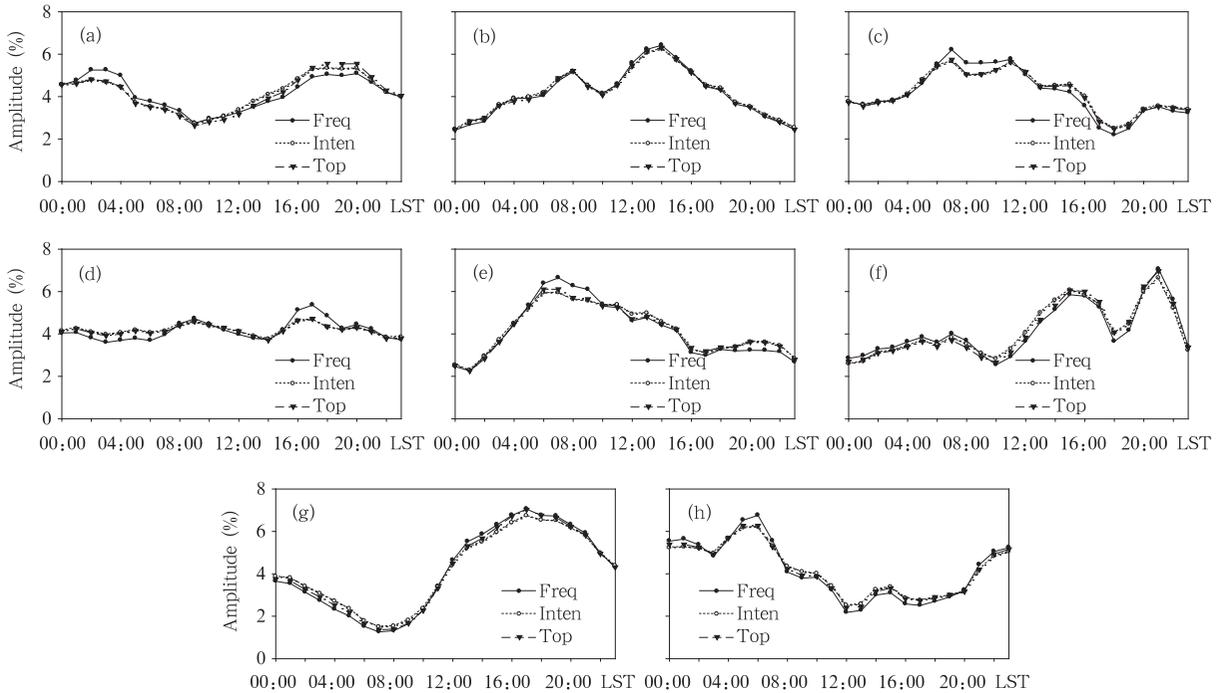


图 14 各区域层云降水频次、降水强度和降水雨顶高度日循环

(a. 印度次大陆, b. 孟加拉湾, c. 中国南海, d. 西太平洋暖池, e. 中国东部平原, f. 华南丘陵, g. 青藏高原, h. 四川盆地)

Fig. 14 As in Fig. 13 but for the stratiform precipitation

陆面,对流降水和层云降水都表现出显著的日循环特点,如印度次大陆的对流降水日循环主峰和次峰分别出现在地方时 15 和 02 时,层云降水日循环也相应出现两个峰值,但两个峰值幅度相似,只是峰值时间宽度宽;又如中国东部平原的对流降水日循环表现出地方时 06 时次峰和 15 时主峰,但层云降水仅在 07 时出现日循环单峰,这与地基雨量计测量结果基本一致, Yu 等(2007)和 Li 等(2008)指出长江中下游和江淮地区降水呈现清晨和午后双峰特点;此外,从图 13e 和图 14e 中可以看到夏季中国东部平原午后对流降水演变成层云降水的概率小,而凌晨对流降水很可能就演变成层云降水;中国华南丘陵地区降水日循环表现了对流降水的单峰(地方时 15 时)和层云降水的双峰(地方时 15 和 21 时),层云降水 15 时峰值与对流降水单峰时间一致,表明

此时该地区可能为混合降水的特点,而 21 时层云降水峰值很可能与局地环流变化、大气整层稳定度变化等因素有关。

降水日循环以青藏高原最为显著,其对流降水与层云降水的频次、强度和雨顶高度均表现出一致的单峰特点,它们分别出现在地方时 15 和 17 时,即层云降水峰值比对流降水峰值晚 2 h(图 13g 和图 14g)。由于青藏高原上大部分层云降水为弱对流降水(Fu, et al, 2006),因此,可以认为对流降水逐渐演变成弱对流降水。众所周知,中国四川盆地及其附近多夜雨(所谓巴山夜雨),从图 13h 和图 14h 给出的四川盆地对流降水与层云降水频次、强度和雨顶高度日循环曲线也可以看出,该地对流降水频次、强度和雨顶高度峰值出现在地方时 00 时前后,而层云降水的这些峰值持续时间长(自地方时 00—06

时),这些均与已有的研究结果相符,这也检验了 TRMM 测雨雷达探测结果的可靠性。

4 结 论

降水云云顶和雨顶高度变化既反映云内动力热力结构,又折射云内微物理过程变化,故云顶高度和雨顶高度也是一个重要的云参数。通常云高度可以通过测云雷达探测和卫星红外遥感反演得到,而雨顶高度只能通过天气雷达探测获得。由于天气雷达分布和探测距离的局限性,人们对亚洲范围内雨顶高度的气候特征尚缺乏了解。本文利用 TRMM 测雨雷达(波长 2.2 cm)10 年的探测结果,对夏季亚洲对流降水与层云降水雨顶高度分布、雨顶高度与地表降水强度的关系、雨顶高度日变化特征进行了研究,取得的主要研究结果如下。

(1) 青藏高原地区约 70% 的对流降水雨顶平均高度分布在 8—12 km,而高于 12 km 的比例超过 15%;在非高原地区,中国东部平原对流降水雨顶平均高度最高,且高度概率分布较其他区域宽,其中雨顶高度分布在 5—10 km 的比例约 80%、高于 10 km 的比例约 10%;印度次大陆北部、孟加拉湾、中国南海、西太平洋暖池、中国东南丘陵地区的对流降水雨顶平均高度多分布在 5—9 km(比例约 80%)、高于 9 km 的比例约 10%。洋面与陆面相比的结果表明,前者的对流降水雨顶平均高度比后者低。

(2) 就夏季亚洲层云降水的雨顶平均高度而言,洋面和陆面没有明显差异;层云降水雨顶高度都分布于 3—10 km,其中雨顶高度在 5—8 km 的比例约 70%,雨顶高度高于 8 km 的比例约 15%。

(3) 夏季亚洲浅对流降水主要分布于 140°E 以东、10°N 以北洋面、热带印度洋和中国东部平原,其比例约 10%。亚洲深厚对流降水主要发生在陆面,中国东部平原和西南地区、印度次大陆西部至伊朗高原东部是深厚对流多发地,其比例达 40% 左右。深厚层云降水主要位于华南沿海、南海北部及台湾以东洋面、孟加拉湾西部、青藏高原南侧印度次大陆北部,其比例大于 30%。

(4) 洋面和陆面的多数弱对流降水的雨顶平均高度在 7—8 km;青藏高原地区弱对流降水雨顶平均高度均在 9 km 以上。洋面和陆面多数中等强度对流降水的雨顶平均高度分别分布在 7.5—8.5 km 和 8.5—10 km。洋面和陆面的强对流降水雨顶高度差异突显,陆面约 90% 的强对流降水雨顶平均高

度在 9 km 以上,其中,西南至青藏高原东南侧地区和中国东部平原的强对流降水雨顶平均高度超过 10 km,这里易出现穿透性对流降水;洋面高于 9 km 高度的强对流降水比例不足 40%。

(5) 不论陆面还是洋面,弱层云降水相应的雨顶平均高度多小于 7.5 km,约 70% 以上中等降水强度的层云降水雨顶平均高度在 7.5—8.0 km,而强层云降水雨顶的平均高度高于 8.5 km。

(6) 夏季亚洲对流降水和层云降水的雨顶平均高度均随着地面平均降水率的增大而升高,其中对流降水的平均降水率在 20 mm/h 以下(层云降水雨强小于 5 mm/h)时,雨顶平均高度随雨强增大而明显升高。对于给定地表雨强,对流(层云)降水云雨顶高度变化范围可达 4—5 km(3 km)。总体上,两种降水雨顶平均高度与平均地表雨强之间存在很好的二次函数关系。

(7) 对流降水频次、强度和雨顶高度的日变化分析表明,这些参量在青藏高原及中国东部大陆、华南、中南半岛及印度次大陆的峰值均出现在午后至傍晚,而在中国四川盆地、青藏高原东南横断山脉的西南侧谷地地区及青藏高原南坡附近,其峰值均出现在凌晨。洋面岛屿上这些参量日变化峰值基本上出现在午后,水面上的峰值多出现在正午至傍晚;孟加拉湾中部这些参量的峰值出现在正午至午夜,而靠近陆地附近洋面的峰值出现在凌晨至上午,海岸陆面上峰值则出现在正午至午后。陆面层云降水频次、强度和雨顶高度日变化的峰值也多出现在午后和傍晚,但其峰值时间比对流降水的峰值时间稍迟一至两小时;在四川盆地、青藏高原南侧经青藏高原东南至中南半岛东北部,层云降水日变化峰值表现了比对流降水更明显的夜雨特征,即降水峰值发生在凌晨。总体上,洋面降水日循环变化较陆地明显偏弱。

参 考 文 献

- 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. 气象学报, 61(4): 421-431
- 傅云飞, 冯静夷等. 2005. 西太平洋副热带高压下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
- 何文英, 陈洪滨. 2006. TRMM 卫星对一次冰雹降水过程的观测分析研究. 气象学报, 64(3): 364-376
- 秦宏德. 1984. 青藏高原那曲地区对流性降水回波的统计特征. 北

- 京:科学出版社,258-268
- 郑媛媛,傅云飞,刘勇等. 2004. 热带降水测量卫星对淮河一次暴雨降水结构与闪电活动的研究. *气象学报*, 62(6): 790-802
- Adler R T, Fenn D D. 1979. Thunderstorm intensity as determined from satellite data. *J Appl Meteor*, 18: 502-517
- Adler R T, Fenn D D. 1981. Satellite-observed cloud top height changes in tornadic thunderstorms. *J Appl Meteor*, 20: 1369-1375
- Adler RT, Markus M J, Fenn D D, et al. 1983. Thunderstorm top structure observed by aircraft over flights with an infrared radiometer. *J Climate Appl Meteor*, 22: 579-593
- Alcala C M, Dessler A E. 2002. Observations of deep convection in the tropics using the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitation radar. *J Geophys Res*, 107:4792, doi: 10.1029/2002JD002457
- Arkin P A, Ardanuy P E. 1989. Estimating climatic-scale precipitation from space: A review. *J Climate*, 2: 1229-1238
- Arkin P A, Xie P. 1994. The global precipitation climatology project: First algorithm intercomparison project. *Bull Amer Meteor Soc*, 75:401-419
- Awaka J, Iguchi T, Okamoto K. 1997. Rain type classification algorithm for TRMM precipitation radar // Proc IEEE Int Geoscience and Remote Sensing Symp. Singapore: Institute of Electrical and Electronics Engineers, 1633-1635
- Barrett E C. 1970. The estimation of monthly rainfall from satellite data. *Mon Wea Rev*, 98:322-327
- Conway J W, Zrinc D S. 1993. A study of Embryo production and hail growth using dual-doppler and multiparameter radars. *Mon Wea Rev*, 121:2511-2528
- Dessler A E, Kim H. 1999. Determination of the amount of water vapor entering the stratosphere based on Halogen Occultation Experiment HALOE data. *J Geophys Res*, 104:30 605-30 607
- Fujita. 1982. Principle of stereoscopic height computations and their applications to stratospheric cirrus over severe thunderstorms. *J Meteor Soc Japan*, 60: 355-368
- Fu Y, Lin Y, Liu G, et al. 2003a. Seasonal characteristics of precipitation in 1998 over East Asia as derived from TRMM PR. *Adv Atmos Sci*, 20(4): 511-529
- Fu Y, Liu G. 2003b. Precipitations in mid-latitude East Asia as observed by TRMM PR and TMI. *J Meteor Soc Japan*, 81(6): 1353-1369
- 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: 10.1029/2005GL04713
- Fu Y, Liu G. 2007. Possible misidentification of rain type by TRMM PR over Tibetan plateau. *J Appl Meteor*, 46(5): 667-672
- Haynes J M, Stephens G L, Mitrescu C, et al. 2007. Precipitation estimation from CloudSat. *Eos Trans Amer Geophys Union* (0096-3941), 25 Dec, 88(52)
- Houze R A. 1981. Structures of atmospheric precipitation systems: A global survey. *Radio Sci*, 16:671-689
- Joyce R, Arkin P A. 1997. Improved estimates of tropical and subtropical precipitation using the GOES precipitation index. *J Atmos Ocean Technol*, 14(5):997-1011
- Knupp K R, Geerts B, Goodman S J. 1998. Analysis of a small vigorous mesoscale convective system in a low-shear environment. Part I: Formation, radar echo structure, and lightning behavior. *Mon Wea Rev*, 126: 1812-1836
- Li Jian, Yu Rucong, Zhou Tianjun. 2008. Seasonal variation of the diurnal cycle of rainfall in the southern contiguous China. *J Climate*, 21(22): 6036-6043
- Liu G, Fu Y. 2001. The characteristics of tropical precipitation profiles as inferred from satellite radar measurements. *J Meteor Soc Japan*, 79(1): 131-143
- Liu Qi, Fu Yunfei. 2007. An examination of summer precipitation over Asia based on TRMM/ TMI. *Sci China Series D: Earth Sci*, 50(3): 430-441
- Mitrescu C, Miller S, Hawkins J, et al. 2008. Operational applications of Cloudsat data. *J Appl Meteor*, 47(7):1982-1994
- Posselt D J, Stephens G L, Miller M. 2008. Cloudsat: Adding a new dimension to a classical view of extratropical cyclones. *Bull Amer Meteor Soc*, 89: 599-609
- Reynolds D W. 1980. Observations of damaging hailstorms from geosynchronous satellite digital data. *Mon Wea Rev*, 108: 337-347
- Schumacher C, Houze R A Jr. 2003. The TRMM Precipitation Radar's view of shallow, isolated rain. *J Appl Meteor*, 42(10): 1519-1524
- Shenk. 1974. Cloud top height variability of strong convective cells. *J Appl Meteor*, 13:917-922
- Sherwood S C, Dessler A E. 2000. On the control of stratospheric humidity. *Geophys Res Lett*, 27:2513-2516
- Sherwood C S, Dessler A E. 2001. A model for transport across the tropical tropopause. *J Atmos Sci*, 58(7):765-779
- Spratt S M, Sharp D W, Welsh P, et al. 1997. A WSR-88D assessment of tropical cyclone outer rainband tornadoes. *Wea Forecasting*, 12:479-501
- Steiner M, Houze R A Jr, Yuter S E. 1995. Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. *J Appl Meteor*, 34: 1978-2007
- Valovcin F R. 1965. Infrared measurements of clouds from a U-2 Platform // Proc Third Symp Remote Sensing of Environment. The University of Michigan, Ann Arbor, 153-172
- Yu Rucong, Zhou Tianjun, Xiong Anyuan, et al. 2007. Diurnal variations of summer precipitation over contiguous China. *Geophys Res Lett*, 34: L01704, doi: 10.1029/2006GL028129
- Yu Rucong, Yuan Weihua, Li Jian, et al. 2009. Diurnal phase of late-night against late-afternoon of stratiform and convective precipitation in summer southern contiguous China. *Climate Dyn*, doi 10.1007/s00382-009-0568-x