

杜振彩, 黄荣辉, 黄刚, 等. 2011. 亚洲季风区积云降水和层云降水时空分布特征及其可能成因分析 [J]. 大气科学, 35 (6): 993–1008. Du Zhencai, Huang Ronghui, Huang Gang, et al. 2011. The characteristics of spatial and temporal distributions of convective rainfall and stratiform rainfall in the Asian monsoon region and their possible mechanisms [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 35 (6): 993–1008.

亚洲季风区积云降水和层云降水时空分布特征及其可能成因分析

杜振彩^{1,2,3} 黄荣辉¹ 黄刚¹ 陈际龙¹

1 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心, 北京 100190

2 中国科学院研究生院, 北京 100049

3 国家海洋局海洋—大气化学与全球变化重点实验室, 厦门 361005

摘 要 本文利用最近 12 年的 TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) 卫星资料, 分析了亚洲季风区积云降水和层云降水的时空分布特征。结果表明: 从多年平均角度看, 亚洲季风区积云降水和层云降水空间分布主要呈现出随纬度变化的特征: 25°N 以北的副热带季风区以层云降水方式为主, 其所占比例在 50% 以上, 而且表现为由南向北层云降水比例逐渐增加的特征; 25°N 以南的较低纬度地区则以积云降水为主, 其比例在 55% 左右, 而且表现为全区比较一致的空间分布特征。积云和层云降水观测数比例的空间分布表明整个亚洲季风区降水云系以层云为主 (层云平均占 60% 以上)。在季节时间尺度上, 东亚季风区特别是 25°N 以北的副热带季风区, 积云降水和层云降水都表现出显著的季节变化特征 (季节变化标准差都在 10% 以上): 冬季以层云降水为主, 所占比例在 85% 左右, 随着夏季的到来和季风雨带的向北推进, 层云降水比例逐渐减小而积云降水比例逐渐增加, 并在 7、8 月份层云降水比例达到最低值 55% 左右而积云降水比例达到最高 45% 左右, 此后随着时间的推移, 层云降水比例又逐渐增加而积云降水比例逐渐降低并恢复到冬季的状态; 南亚季风区以及东亚季风区 25°N 以南的热带季风区, 积云降水和层云降水季节变化特征不太显著 (季节变化标准差在 3% 左右): 一年四季都以积云降水为主, 其比例在 50%~65% 之间变化。并且, 本文从动力因子和热力因子对上述积云降水和层云降水的时空分布成因进行分析, 其结果表明, 亚洲季风区积云降水和层云降水的时空分布主要受季风环流的风场垂直切变动力因子所支配, 而温度、水汽、相当位温和对流有效位能等热力因子对积云降水和层云降水的强度和范围及其持续时间也起着一定的作用, 并且这些动力因子和热力因子对积云降水和层云降水的时空分布的影响存在一个阈值标准。

关键词 亚洲季风降水 积云降水 层云降水 风垂直切变

文章编号 1006–9895 (2011) 06–0993–16

中图分类号 P426

文献标识码 A

The Characteristics of Spatial and Temporal Distributions of Convective Rainfall and Stratiform Rainfall in the Asian Monsoon Region and their Possible Mechanisms

DU Zhencai^{1,2,3}, HUANG Ronghui¹, HUANG Gang¹, and CHEN Jilong¹

1 Center for Monsoon System Research, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190

2 Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049

收稿日期 2010–11–16, 2011–05–12 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2009CB421405、2010CB950403, 国家公益性行业 (气象) 专项 GYHY201006021, 国家自然科学基金资助项目 40975046, 国家海洋局海洋大气化学与全球变化重点实验室开放基金 GCMAC0903

作者简介 杜振彩, 男, 1979 年出生, 博士研究生, 主要从事气候模式和数值模拟研究。E-mail: duzhencai@gmail.com

3 Key Laboratory of Global Change and Marine-Atmospheric Chemistry, Third Institute of Oceanography, State Oceanic Administration, Xiamen 361005

Abstract Based on the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) data in the latest twelve years, the characteristics of spatial and temporal distributions of convective rainfall and stratiform rainfall in the Asian monsoon region are analyzed. The results show that: on the multi-year mean timescale, the spatial distributions of convective rainfall and stratiform rainfall in the Asian monsoon region show the characteristics of meridional variation, such as, the stratiform rainfall dominating over the subtropical monsoon regions to the north of 25°N , whose percentiles are above 50% and increase with latitudes, however, the convective rainfall dominating over the regions to the south of 25°N , whose percentiles are about 55% and show homogeneous spatial distribution characteristics. The spatial distributions of convective and stratiform rainfall pixels percentiles show that the stratiform cloud is the main rain cloud all over the Asian monsoon region (the area mean of stratiform rainfall pixels percentiles is above 60%). On the seasonal timescale, the convective rainfall and stratiform rainfall show distinguished seasonal variation (their standard deviations are above 10%) over the northern part of the East Asian monsoon region (to the north of 25°N) which is called the subtropical monsoon region. The stratiform rainfall dominates over this region, whose percentiles are about 85% in winter, but the percentiles of the stratiform (convective) rainfall decrease (increase) gradually and reach the minimum 55% (maximum 45%) with the coming of summer and the northward shift of monsoon rainband. With the advance of time, the percentiles of the stratiform (convective) rainfall increase (decrease) gradually to the winter status. However, the convective rainfall and stratiform rainfall show little seasonal variation (their standard deviations are below 3%) over the South Asian monsoon region and the southern part of the East Asian monsoon region (to the south of 25°N) which is called the tropical monsoon region. The convective rainfall dominates over this region, whose percentiles are from 50% to 65% all the year round. The analyses of dynamic factors and thermodynamic factors show that the spatial and temporal distributions of the convective rainfall and the stratiform rainfall in the Asian monsoon region are controlled by the vertical wind shear dynamic factor of the monsoon circulation. However, the thermodynamic factors, such as temperature, moisture, equivalent potential temperature, and convective available potential energy, influence the intensity, extension, and duration of the convective rainfall and the stratiform rainfall. These dynamic factors and thermodynamic factors seem to have their critical values.

Key words Asian monsoon precipitation, convective rainfall, stratiform rainfall, vertical wind shear

1 引言

降水不仅是全球水循环中最重要的因子之一,而且是一种能量的载体,通过潜热释放为驱动全球大气环流提供了 $3/4$ 的能量 (Kummerow et al., 2000; Li and Fu, 2005)。降水通过改变大气中水和热量的再分布,对区域和全球的天气和气候产生重要的影响 (Simpson et al., 1988; Tao et al., 1993)。因此,研究降水的空间分布和时间变化特征对全球水循环和大气环流具有重要的科学意义。然而,由于降水集中发生在少量的降水云系统中,而降水云系统往往在时间和空间上都表现出很大的不连续性特征,这使得降水显示出明显的时间和空间振荡特征 (Simpson et al., 1996)。亚洲季风区是全球最显著的季风区,它也是除热带以外全球最重

要的热量和水汽源地 (Webster et al., 1998)。季风区降水的变化所引发的洪涝、干旱等灾害严重影响着当地人们的生产、生活和社会经济的发展。特别是季风降水的变化引发我国的干旱和洪涝灾害造成农作物受灾面积分别占全国农作物总受灾面积的 55% 和 27% (黄荣辉和周连童, 2002; 张庆云等, 2008),造成每年 200 亿公斤粮食和 2000 亿元以上经济损失,在 20 世纪 90 年代初可占到全国 GDP (国民生产总值) 约 2%~3%。因此,研究亚洲季风区降水的时空变化特征对于防灾减灾具有非常重要的社会和经济意义。

由于观测资料的限制,以前研究季风降水主要集中在总降水量的时空变化特征。研究表明降水可以划分为积云降水和层云降水两种主要类型 (Simpson et al., 1988; Houze, 1997),而积云降水

与层云降水分别代表了两种不同的降水微物理过程机制: 即积云降水主要微物理过程是以云水碰并 (collection/coalescence/riming) 为主的雨滴增长机制; 而层云降水主要微物理过程是以云冰粒子表面通过水汽扩散 (vapor diffusion) 方式吸收水汽为主的雨滴增长机制 (Rutledge and Houze, 1987; Houze, 1997)。两种不同类型的降水产生的潜热加热垂直分布结构也具有较大的差异: 积云降水潜热加热垂直廓线表现为从高层到低层都为正值, 且对流层中层为最大加热中心的“铃铛型”加热垂直分布, 而层云降水潜热加热垂直廓线则表现为对流层中高层加热、对流层低层冷却的高低层偶极型的加热垂直分布特征 (Houze, 1982; Tao et al., 1993, 2010)。因此, 整个降水系统的潜热加热的最大加热中心位置以及加热廓线的垂直梯度在很大程度上取决于积云降水和层云降水比例分布情况。一般情况下层云降水比例越大则最大加热中心的高度越高, 这将导致高层环流响应加强 (Schumacher and Houze, 2003; Schumacher et al., 2004)。另外, 积云降水区和层云降水区对应的大气环流也有显著的差异: 积云降水引起大气环流的响应表现为两层结构, 即对流层低层大气强辐合上升, 对流层高层大气强辐散流出; 而层云降水引起的大气环流的响应表现为三层结构, 即对流层中层 (即 0°C 层) 弱辐合, 对流层低层和高层都为弱辐散环流 (Raymond, 1994; Schumacher and Houze, 2003; Schumacher et al., 2004)。因此, 研究亚洲季风区积云降水与层云降水的时空分布特征, 不仅对于了解亚洲季风区的云动力学、云微物理过程、降水潜热加热分布以及大气环流的响应有重要的帮助, 而且对于改进亚洲季风区数值模式降水过程参数化也将是有帮助的 (Hartmann et al., 1984; Donner et al., 2001; Aonashi et al., 2004; Fu and Wang, 2009)。

近几年, TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) 卫星为广大气象工作者提供了从空间观测整个热带和副热带地区的降水雷达回波等资料。Heymsfield et al. (2000) 和 Liao et al. (2001) 的研究指出, TRMM 卫星资料的积云层云各种统计特征与其他空基和地基雷达观测结果具有合理的一致性, 这使得分析大范围地区和较长时间的积云降水和层云降水的时空分布特征成为可能。Iguchi et al. (2000) 和 Fu and Liu (2001) 利用 TRMM 资料

研究了热带地区和东亚地区积云降水和层云降水垂直廓线特征, 指出平均垂直廓线可以代表降水垂直结构的典型特征。Fu et al. (2003) 基于 TRMM 卫星 1998 年全年逐日逐轨资料的统计研究指出, 东亚地区层云降水和积云降水比例 (观测数比例, 即观测象素比例) 分别为 50% 和 48% (83.7% 和 13.6%), 而暖云降水比例 (观测数比例) 仅为 2% (2.7%)。然而, 1998 年是典型的 El Niño 衰减年 (弱季风年), 其统计结果可能代表了典型弱季风年的特征。Schumacher and Houze (2003) 根据 TRMM 卫星前 3 年观测资料研究指出, 热带地区层云降水比例近于定常约 40%, 而在热带外地区迅速增加 (大于 50%), 并指出其可能原因是热带外地区降水主要来自于中纬度锋面系统, 尤其是冬季降水中层云降水比例贡献更大。傅云飞等 (2008) 利用 TRMM 卫星的测雨雷达 10 年逐日逐轨探测资料, 研究了亚洲地区积云降水和层云降水季节尺度上空间频次分布、降水强度空间分布以及降水垂直廓线的气候分布特点。刘鹏和傅云飞 (2010) 研究了夏季中国南方积云降水和层云降水频次和降水强度的气候分布特征指出, 夏季中国南方层云降水频次较积云降水频次高出两倍以上, 而积云降水强度至少是层云降水强度的 4 倍, 这两种类型的降水对总降水量贡献相当。Li et al. (2009) 则研究了南海地区夏季风期间积云降水和层云降水以及潜热加热垂直廓线分布特征, 胡亮等 (2010) 利用 TRMM 资料研究了高原、平原和东海三个地区降水厚度日变化特征。

然而, 我们知道亚洲季风系统分为南亚季风子系统 and 东亚季风子系统 (Tao and Chen, 1987)。两个季风子系统之间存在着显著的差异, 主要表现在各子系统成员的差异 (Krishnamurti, 1979; Tao and Chen, 1987), 各子系统季风爆发与相互影响之间的差异 (梁建茵和吴尚森, 2002; 陈隆勋等, 2004; 黄荣辉等, 2005)、动力结构差异 (Tao and Chen, 1987; 陈际龙和黄荣辉, 2006) 和热力结构差异 (黄荣辉等, 1998; Zhang, 2001; 陈际龙和黄荣辉, 2007)。因此, 亚洲季风系统各子系统内的积云降水和层云降水的时空分布特征又有些什么样的差异, 以及各子系统的积云降水和层云降水受哪些物理因子控制? 为此, 本文利用 TRMM 卫星资料来分析亚洲季风系统中南亚和东亚季风子系统的

积云降水和层云降水时空分布特征的差异及其成因。文章第 2 节首先介绍本文所使用的资料和方法;第 3 节给出亚洲季风区积云降水和层云降水的时空分布特征;第 4 节从动力因子和热力因子的角度分析积云降水和层云降水的时空分布特征的可能形成原因;第 5 节给出本文的一些主要结论和讨论。

2 方法和资料

本文使用了 1998 年 1 月~2009 年 12 月共计 12 年的 TRMM 卫星资料 3A25_V6A 产品,该数据来自于美国航空航天局戈达德地球科学数据与信息服务 中心 (ftp://disc2.nascom.nasa.gov/data/s4pa/TRMM_L3/TRMM_3A25/[2010-10-08]),水平分辨率为 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 格点。TRMM 卫星是一颗非太阳同步卫星,其轨道倾角约 35° ,轨道高度 350 km (2001 年 8 月 7 日后调整为 400 km),环绕地球一周大约需要 91.6 min,每天在 $37.5^\circ\text{S} \sim 37.5^\circ\text{N}$ 之间约有 16 条轨道 (Fu et al., 2003)。TRMM PR (测雨雷达) 探测的扫描宽度约为 220 km,星下点的水平分辨率为 4.3 km,垂直分辨率为 250 m,垂直探测范围自地表至 20 km 高度 (Kummerow et al., 1998)。本文使用的 TRMM 3A25_V6A 资料为 TRMM PR 的探测结果,它是 2A25_V6A 数据 (Iguchi et al., 2000) 按照统计算法 (Meneghini, 1998) 对降水样本进行空间和时间的统计分析得到的月平均资料 (TSDIS-P907, 2007),它保留了 2A25_V6A 产品中根据 TRMM V 方法 (Awaka et al., 1998) 将降水分为积云降水、层云降水和其他类型降水的信息。由于在气候平均上其他类型降水所占比例很小 (平均小于 2%) (傅云飞等, 2010),因此,本文主要分析南亚和东亚季风子系统中积云降水和层云降水的时空分布特征。本文中积云降水比例和层云降水比例的计算公式如下 (TRMM Precipitation Radar Team, 2005):

$$P_s(i, j, t) = \frac{S_p(i, j, t)}{T_p(i, j, t)}, \quad (1)$$

$$P_c(i, j, t) = \frac{C_p(i, j, t)}{T_p(i, j, t)}, \quad (2)$$

$$R_s(i, j, t) = \frac{S_r(i, j, t)}{T_r(i, j, t)} \times P_s(i, j, t), \quad (3)$$

$$R_c(i, j, t) = \frac{C_r(i, j, t)}{T_r(i, j, t)} \times P_c(i, j, t), \quad (4)$$

其中, S_p 表示层云降水观测象素, C_p 表示积云降水观测象素, T_p 表示总降水观测象素; S_r 表示频次平均层云降水率, C_r 表示频次平均积云降水率, T_r 表示频次平均总降水率; i, j 分别表示经、纬度网格点, t 表示时间。则: $P_s(P_c)$ 表示当出现降水时,该降水为层云(积云)降水的可能性,它表征了层云(积云)类型降水云在总降水云中出现的概率大小,本文中称之为层云(积云)降水观测数比例;而 $R_s(R_c)$ 表示当出现降水时,层云(积云)降水量占总降水量的比例,它表征了层云(积云)类型降水量对总降水量的贡献大小,本文中称之为层云(积云)降水比例;文中在分析这些统计量时都分别乘以 100% 将其化为百分比的形式。以上四个统计量分别对时间 t 求平均,得到相应的气候态统计量。

本文还使用 1998 年 1 月~2009 年 12 月 GPCP V2 (Global Precipitation Climatology Project Version 2) (Adler et al., 2003) 月平均降水 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 格点资料 (ftp://disc2.nascom.nasa.gov/data/TRMM/Gridded/GPCP/[2010-10-08]) 与 TRMM 总降水进行比较。文中还使用了日本气象厅和电力工业中心研究所联合整编的 JRA25 月平均再分析资料以分析积云降水和层云降水时空分布的可能原因 (Onogi et al., 2007)。该资料水平分辨率为 $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ 格点,垂直方向 23 层,时间范围: 1998 年 1 月~2009 年 12 月 (http://ds.data.jma.go.jp/gmd/jra/download/data/MonthFinal/anl_p/[2010-10-08])。

3 亚洲季风区积云降水和层云降水的时空分布特征

3.1 降水率空间分布特征

在开始研究之前,先对 TRMM 资料与传统 GPCP 降水资料作比较。图 1 给出了 1998~2009 年 12 年平均夏季 (6~8 月平均, JJA) TRMM 平均降水率与 GPCP 平均降水率。从图 1a 和图 1b 中可以看到,亚洲季风区夏季平均总降水率的分布特征是:印度半岛西侧的西高止山迎风坡、喜马拉雅山南麓、孟加拉湾东北部至若开山西侧迎风坡、中南半岛至中国华南一带、菲律宾群岛、西北太平洋、朝鲜半岛南部、日本列岛南部等几个较大的降

水中心雨带,这在由 TRMM 资料与由 GPCP 资料分析结果中都得到比较一致的结果,只是 TRMM 资料总体比 GPCP 要偏弱一些。并且,从图 1c 和图 1d 给出的由 TRMM 资料分析所得的积云降水率和层云降水率分布中可以看到,对于夏季平均降水率而言,虽然积云降水率对总降水率的贡献总体上比层云降水率对总降水率的贡献大一些,但是,层云降水率的作用不容忽视,尤其是在东亚季风区的部分区域,层云降水率已经超过了积云降水率。由于 TRMM 资料中,总降水可以区分为积云降水、层云降水和其他类型降水,而其他类型降水对总降水的贡献很小(平均不到 2%),因此,本文主要通过研究积云降水和层云降水对总降水的相对贡献大小来揭示积云降水与层云降水的时空分布特征。

3.2 积云降水和层云降水的空间分布特征

图 2 给出了 1998~2009 年 12 年平均积云降水和层云降水对总降水贡献的比例分布情况。从图 2a 和图 2b 中可以看到:对于 25°N 以北东亚季风区,层云降水比例表现为随纬度的增加而逐渐加大的特征,而积云降水比例则表现为随纬度的增加而逐渐减小的趋势,到长江流域,层云降水占总降水的比例可达约 75%,而积云降水只占总降水的 25%。并且,在 20°N 以南地区,积云降水和层云降水占总降水比例随纬度变化不明显,主要表现为全区比较一致的以积云降水为主的特征(积云降水比例占到 50%以上)。此外,对比相同纬度海洋上空和陆地上空积云和层云降水比例的分布可以看到,海洋上空的积云(层云)降水比例总是要比陆地上空的积云(层云)降水比例稍微高(低)一些。这种特征与前人研究结果是一致的(Fu et al., 2003)。因此,对于南亚季风区,积云和层云降水比例的空间分布表现为全区比较一致的以积云降水为主的特征,这与东亚季风区 20°N 以南的地区相似,这可能是由于两者都属于热带季风区的缘故。仔细比较亚洲季风区 20°N 以南地区的积云和层云降水比例分布特征可以看到,虽然积云降水比例相对较高,但是层云降水比例也占到了 40%左右,这说明即使是在积云对流发展旺盛的热带地区层云降水也是不容忽视的。图 2b 中显示的另一个特点是,青藏高原上空基本上是层云降水,可占到总降水的 80%以上,而一般常识认为,夏季青藏高原地面加热会导致强对流不稳定,降水应该是以对流降水为

主,这可能是由于高原上空的冻结高度离地面太低使得 TRMM 降水分类算法受地面回波影响,将地面回波误判为融化高度上的回波而导致将对流降水误判为层云降水的缘故(Fu and Liu, 2007),为了避免这个问题,本文暂且不考虑青藏高原地区。

图 2c 和图 2d 给出了积云降水观测数和层云降水观测数占总降水观测数的比例分布情况,从图中可以看到,积云和层云降水观测数比例分布特征与积云和层云降水比例的分布特征相似,对于东亚季风区 25°N 以北地区,主要表现为积云降水观测数比例随纬度增加而减少,而层云降水观测数比例则随纬度增加而增加的特征;并且,对于 20°N 以南的热带季风区,降水观测数比例空间分布表现为全区较为均一的特征。所不同的是积云降水观测数比例相对于积云降水比例总体偏小 20%左右,而层云降水观测数比例相对于层云降水比例总体偏大 20%左右,这也就是说,降水云系的分布主要以层云为主,即使是在热带季风区层云降水观测数比例也在 50%以上。

综上所述,对于多年平均而言,属于热带季风性质的南亚季风区和 20°N 以南的东亚季风区的降水方式以积云降水为主;而东亚季风区 25°N 以北副热带季风性质的区域则以层云降水方式为主,而且纬度越高,层云降水的重要性越大。降水性云系的分布表明,无论是在热带地区还是副热带地区层云都是主要的云系,而且随着纬度的增加其所占比例逐渐加大。而不同云系对辐射强迫以及大气能量平衡的影响是不同的,特别是层云对大气辐射强迫影响很大(Stephens, 2005),因此这种云系分布值得注意。从表 1 给出的 8 个区域平均(各区域范围如图 3 所示)多年平均值也可以看出,东亚季风区从南到北,积云降水比例从 55%变化到 20%,而层云降水比例从 44%变化到 78%。因此,东亚季风区降水云系表现出显著的随纬度变化的特征,而南亚季风区全区比较均一。Fu et al. (2003) 对 1998 年全年样本的统计分析指出,层云降水在东亚地区占有很大比重,本文的分析结果也进一步说明层云降水在东亚地区降水中占有重要比例。

3.3 积云降水和层云降水的季节变化特征

如图 3 所示,为了分析亚洲季风区各区域积云降水和层云降水的季节变化特征,本文选取 8 个代表性区域,它们分别是:南亚季风区整个区域 SA

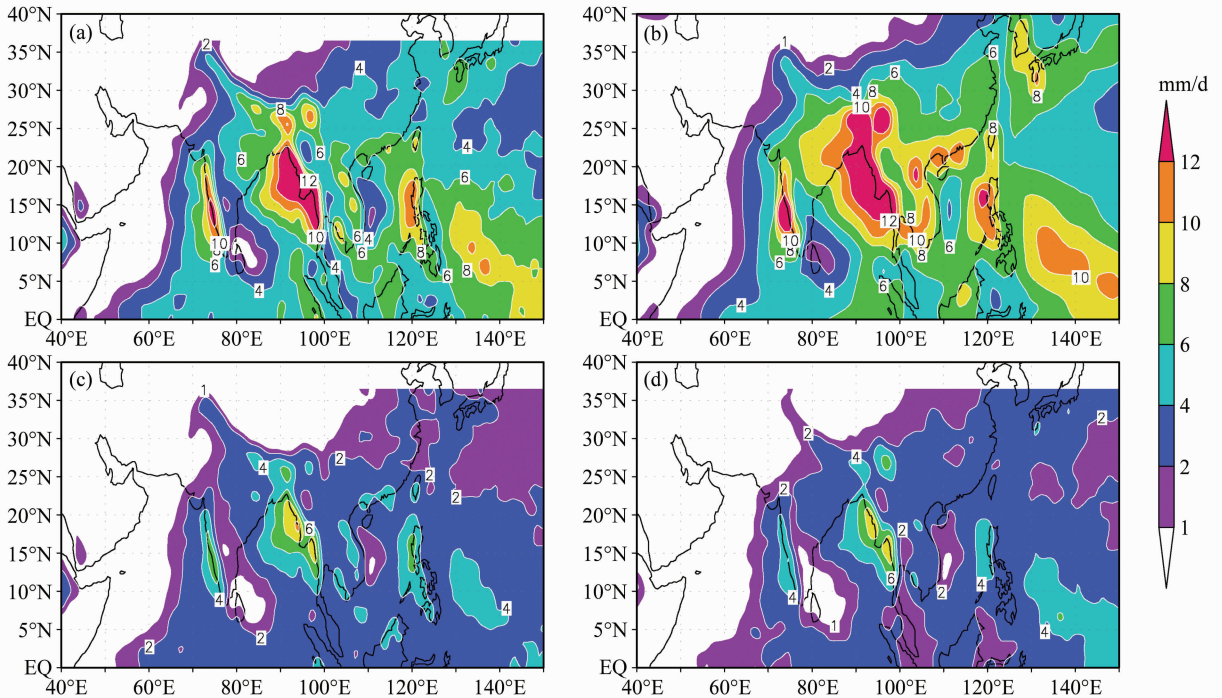


图1 TRMM 资料与 GPCP 资料揭示的 1998~2009 年平均夏季 (JJA) 降水率: (a) TRMM 总降水率; (b) GPCP 总降水率; (c) TRMM 积云降水率; (d) TRMM 层云降水率

Fig. 1 Multi-year mean summer rainfall rate from TRMM data and GPCP data; (a) TRMM total rainfall rate; (b) GPCP rainfall rate; (c) TRMM convective rainfall rate; (d) TRMM stratiform rainfall rate

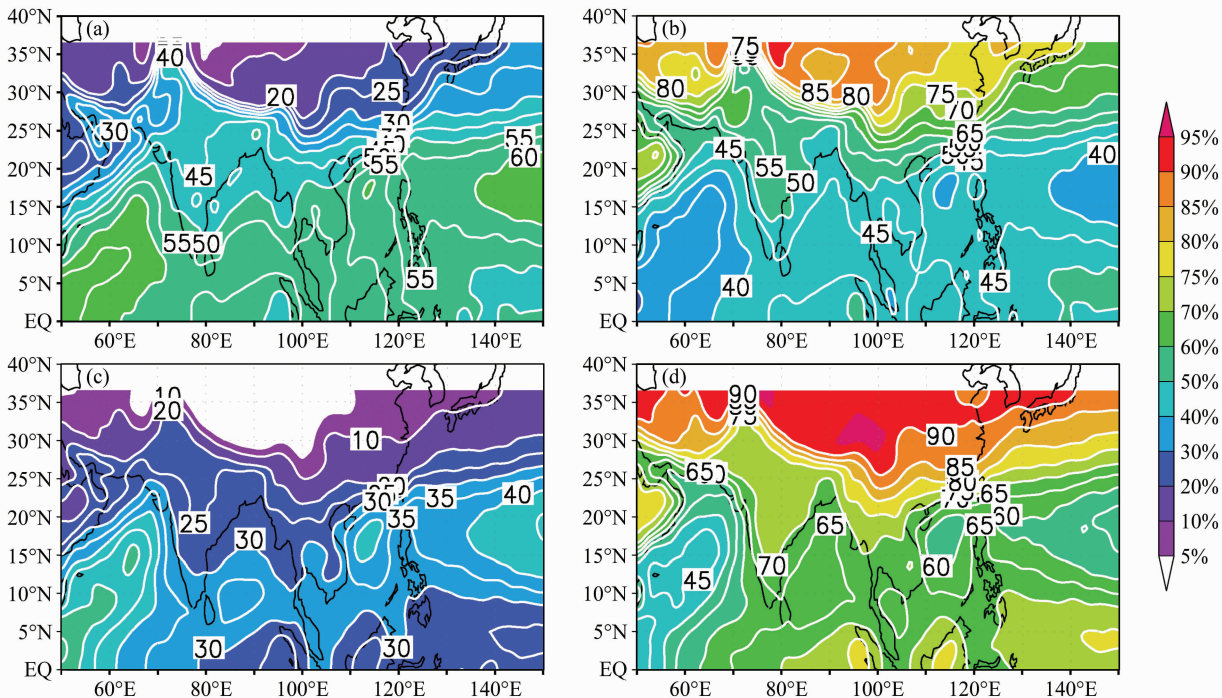


图2 1998~2009 年平均积云降水和层云降水对总降水贡献比例分布: (a) 积云降水比例; (b) 层云降水比例; (c) 积云降水观测数比例; (d) 层云降水观测数比例

Fig. 2 The ratios of convective rain and stratiform rain to total rain from multi-year mean; (a) Percentiles of convective rain amount; (b) percentiles of stratiform rain amount; (c) percentiles of convective rain pixel; (d) percentiles of stratiform rain pixel

表 1 1998~2009 年 8 个区域平均各变量的年平均值和季节变化标准差

Table 1 The multi-year mean and seasonal standard deviation of variables in the eight key regions (as show in Fig. 3) from 1998 to 2009

	TRMM 年平均值		TRMM 季节变化标准差		GPCP 降水率/mm·d ⁻¹	
	R _C (R _S)	P _C (P _S)	R _C (R _S)	P _C (P _S)	年平均值	季节变化标准差
EA1	55% (44%)	32% (66%)	2.9% (3.5%)	6.1% (6.8%)	5.3	2.1
EA2	52% (47%)	33% (65%)	1.9% (2.0%)	4.6% (5.4%)	4.7	2.6
EA3	31% (68%)	15% (84%)	11.2% (11.0%)	6.5% (6.4%)	4.3	2.0
EA4	20% (78%)	8% (90%)	12.6% (11.8%)	5.3% (4.7%)	2.9	1.7
EA	45% (54%)	26% (73%)	2.9% (2.7%)	2.0% (2.4%)	4.8	1.6
SA1	56% (41%)	37% (60%)	2.1% (4.0%)	5.0% (7.5%)	3.8	2.0
SA2	44% (50%)	29% (65%)	8.7% (4.3%)	2.7% (3.2%)	3.0	3.0
SA	53% (44%)	34% (63%)	1.6% (2.0%)	2.5% (4.9%)	3.7	1.9

注：TRMM 资料的 4 个变量含义参见公式 (1~4)；GPCP 的统计量为总降水率；8 个区域范围如图 3 所示。

(0°~25°N, 60°E~95°E)、以及南亚季风区内部由南到北的两个区域 SA1 (5°N~15°N, 65°E~90°E) 和 SA2 (15°N~25°N, 65°E~90°E)；东亚季风区整个区域 EA (0°~37°N, 100°E~140°E)、以及东亚季风区内部由南到北四个区域 EA1 (5°N~15°N, 105°E~130°E)、EA2 (15°N~25°N, 105°E~130°E)、EA3 (25°N~30°N, 105°E~130°E) 和 EA4 (30°N~37°N, 105°E~130°E)。由于亚洲季风区的积云降水和层云降水的纬向差异远小于经向差异，因此本文在研究纬度差异时只以纬度为参照将海陆上的值作为整体求平均。

图 4 给出了 8 个地区区域平均积云降水和层云降水的降水比例和降水观测数比例 1998~2009 年平均的季节变化曲线。从图 4a 和图 4b 可以看到，从时间变化角度来看，代表东亚季风区北部的曲线 EA3、EA4 以及代表南亚季风区北部的曲线 SA2 具有较明显的季节变化特征，从 1 月份开始随着夏季风雨季的到来，积云降水比例呈现出逐渐升高而层云降水比例呈现出逐渐降低的趋势，到 7、8 月份积云降水比例达到最大约 55%，而层云降水比例则达到最小约 45% 左右。此后随着夏季风雨季的逐渐撤退，从 8 月末开始积云降水比例又逐渐降低而层云降水比例逐渐升高，并在年底恢复到年初的水平进入下一个年循环。并且，代表东亚季风区南部的曲线 EA1、EA2 以及代表南亚季风区南部的曲线 SA1 所具有的季节变化特征较不明显。受此影响，代表整个东亚季风区区域平均的曲线 EA 的季节变化特征要比代表整个南亚季风区区域平均的

曲线 SA 的季节变化特征来得显著一些。值得注意的是，在 7、8 月份，不论较高纬度的副热带季风区，还是较低纬度的热带季风区，也不论是大陆地区还是海洋地区，整个亚洲季风区的积云和层云降水比例分布都趋于一致。这也就是说，在这两个月份，亚洲季风区积云降水与层云降水作用相当，这可能是由于在这个时期，季风雨带北移，强盛的西南气流带来丰富的水汽，而且太阳直射在北半球引起地表温度升高，使得局地积云对流容易发生而导致积云降水比例增加。从空间分布角度来看，代表东亚季风区由南到北的四条曲线 EA1、EA2、EA3、EA4 表现为一年四季（除 7、8 月份以外）层云降水比例随纬度增加而逐渐增加，而积云降水比例随纬度增加而减少的特征，这个特征在冬季表现尤为明显；并且，代表东亚季风区整个区域平均曲线 EA 的层云降水比例一年四季（除 7、8 月份以外）都位于 50% 以上，而积云降水比例位于 50% 以下。代表南亚季风区南部的曲线 SA1 以及代表南亚季风区整个区域平均的曲线 SA 表现为一年四季积云和层云降水比例变化不大的特征，基本维持在 50% 附近。在冬季，南亚季风区的积云降水比例也表现出较明显的随纬度增加而逐渐增加，而层云降水比例随纬度增加而逐渐减少的特征。

综上所述，东亚季风区层云降水比例大于积云降水比例，并且层云降水比例和积云降水比例都具有较明显的季节变化特征，一年四季（除 7、8 月份外）都具有明显的空间变化特征；而南亚季风区积云降水比例大于层云降水比例，并且其季节变化特

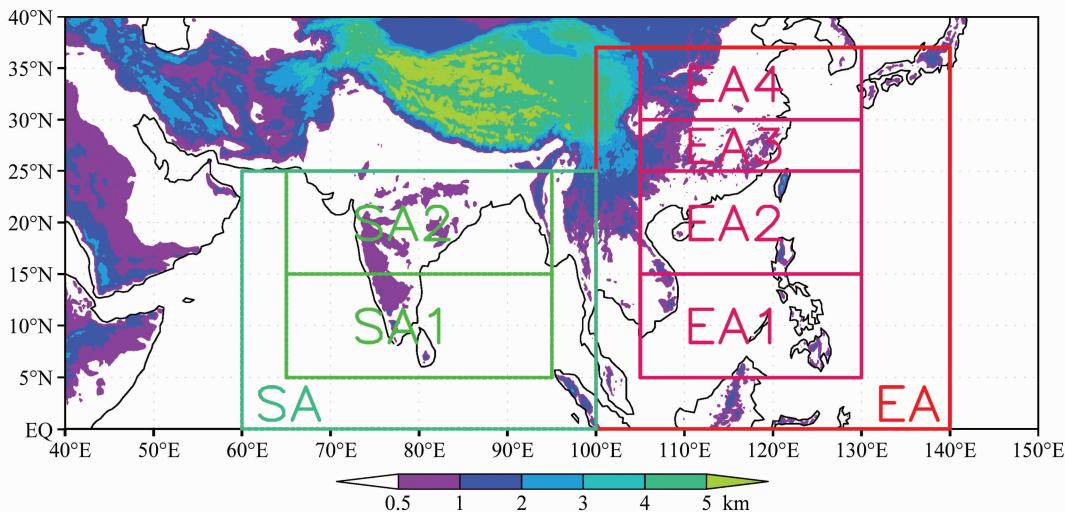


图 3 亚洲季风区关键区域示意图(矩形区)和地形高度分布
Fig. 3 Key regions schematic diagram in the Asian monsoon area. The shaded color denotes the topographical elevation

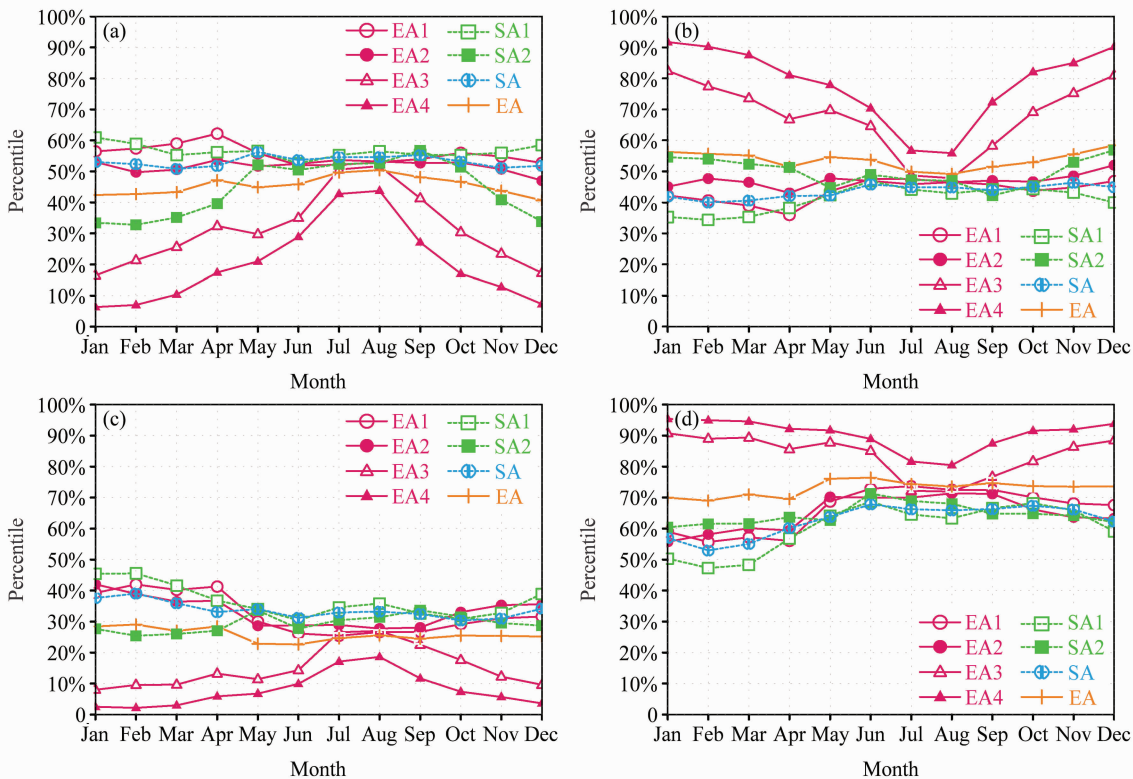


图 4 同图 2, 但为 8 个区域平均的季节变化
Fig. 4 Same as in Fig. 2, but for the annual cycles in the eight key regions (as shown in Fig. 3)

征和空间变化特征都不如东亚季风区明显。

4 亚洲季风区积云降水和层云降水时空分布的成因分析

从第 3 节的分析结果可以看到, 东亚季风区降水云系与南亚季风区降水云系有一定差异。那么,

是什么原因造成这两个亚洲季风子系统的积云降水和层云降水产生这种差异? 南亚季风区属于热带季风, 而东亚季风区 25°N 以北属于副热带季风, 25°N 以南属于热带季风(何金海等, 2007), 这可能是导致南亚季风区与东亚季风区降水机制产生差异的原因。巢纪平和周晓平(1964)系统研究了积云动力

学的问题, 指出对流的发展能量可以来自地面的不均匀加热、地形扰动、边界层中的涡旋, 也可以来自大气环流的辐合辐散、锋面系统中的活动, 并且, 对流发展起来后, 能否继续发展成积云, 与局地气象条件如层结、湿度、盛行风的大小和分布有关, 特别是与风速垂直切变有关。最近, 陈际龙和黄荣辉 (2006)、Huang et al. (2007) 的研究指出, 亚洲季风区的东亚季风子系统与南亚季风子系统风场垂直切变存在显著的差异, 这可能是导致东亚季风区和南亚季风区积云降水和层云降水产生差异的原因之一。下面, 将从热力学因子和动力学因子的角度, 对造成东亚季风区和南亚季风区降水机制产生差异的可能原因进行探讨。

本文中物理量整层质量加权平均的计算公式如下:

$$V_m(i, j, t) = \frac{1}{g(p_b - p_t)} \int_{p_b}^{p_t} V_r(i, j, p, t) dp, \quad (5)$$

其中, V_m 表示对物理量 V_r 求整层质量加权平均后的值; g 为重力加速度, 并取为 9.8 m/s^2 ; p_b 、 p_t 分别为低层和高层气压值; p 表示气压。垂直方向上分为高层 (100 hPa - 300 hPa)、中层 (400 hPa - 800 hPa) 和低层 (850 hPa - 1000 hPa)。

对流有效位能 E_{CAPE} (Moncrieff and Miller, 1976) 和对流抑制能 E_{CIN} (Colby, 1984) 的计算公式如下:

$$E_{\text{CAPE}} = g \int_{P_{\text{LFC}}}^{P_{\text{EL}}} \frac{\theta_c(z) - \bar{\theta}_{\text{env}}(z)}{\bar{\theta}_{\text{env}}(z)} dz, \quad (6)$$

$$E_{\text{CIN}} = g \int_{P_{\text{SFC}}}^{P_{\text{LFC}}} \frac{\theta_c(z) - \bar{\theta}_{\text{env}}(z)}{\bar{\theta}_{\text{env}}(z)} dz, \quad (7)$$

其中, P_{SFC} 、 P_{LFC} 和 P_{EL} 分别表示表面高度、自由对流高度和平衡高度; θ_c 为抬升气块从地面沿干绝热线和湿绝热线上升到某一高度所具有的位温; $\bar{\theta}_{\text{env}}$ 为未饱和和环境空气的位温; E_{CAPE} 积分过程取为气块具有正浮力的区域 (即热力学图中的正区域), 用于测量自由对流层的大气不稳定能量的大小; E_{CIN} 表示从地面到自由对流高度之间存在逆温层, 能够产生负浮力作用, 使得近地面气块处于稳定状态, 文中计算时取为正值。

相当位温 θ_e 计算公式 (Bolton, 1980) 如下:

$$\theta_e = T \left(\frac{p_{00}}{p} \right)^{\frac{R_d}{c_{pd}} (1-0.28q)}.$$

$$\exp \left[\left(\frac{3376}{T_L} - 2.54 \right) \cdot q \cdot (1 + 0.81q) \right], \quad (8)$$

其中凝结高度上的温度 T_L 计算公式取为:

$$T_L = \frac{1}{\frac{1}{T-55} - \frac{\ln(H_r/100)}{2840}} + 55. \quad (9)$$

计算 T_L 时取 T_L 和 T 两者中的最小值作为 T_L 的最终取值。以上公式中各物理量都采用国际标准单位, 其中, T 为温度 (单位: K), H_r 为相对湿度, q 为未饱和比湿 (单位: kg/kg), 干空气定压比热 $c_{pd} = 1005.7 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, 干空气气体常数 $R_d = 287.04 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ 。相当位温是综合表示温、压、湿的物理量, 其物理含义为当气块沿干绝热线上升至抬升凝结高度, 又经过湿绝热过程将所含的水汽全部凝结放出, 再沿干绝热过程到达 1000 hPa 时气块所具有的温度。文中所用抬升指数是一种表示自由对流高度以上不稳定能量大小的指数。指气块从自由对流高度出发, 湿绝热上升至 500 hPa 处的温度与 500 hPa 环境温度之差。当抬升指数为负值时, 表示气块不稳定, 其绝对值越大, 相应地表示不稳定能量面积越大。

4.1 多年平均动力因子和热力因子分析

Johnson et al. (2005) 研究南海季风实验 (SC-SMEX) 加强观测期的对流发生发展过程与环境动力因子和热力因子的关系, 指出对流层中低层水平风场垂直切变是控制对流发生发展的主要因子, 而热力因子如温度、水汽、相当位温、对流有效位能和对流抑制能是影响对流发展深度和强度的因子。LeMone et al. (1998) 研究热带海洋全球大气—耦合海洋大气响应实验 (TOGA-COARE) 加强观测期的对流与环境因子之间的关系, Alexander and Young (1992) 研究赤道中尺度实验 (EMEX) 加强观测期的对流与环境因子之间的关系以及 Barnes and Sieckman (1984) 研究全球大气研究计划大西洋热带实验 (GATE) 加强观测期的对流与环境因子之间的关系等也都得到了类似的结果, 即对流层中低层水平风垂直切变是控制对流发生发展的主要动力因子, 而温度、水汽、相当位温、对流有效位能、对流抑制能等是影响对流发展深度和强度的主要热力因子。因此, 研究这些动力因子和热力因子的时空分布特征可能是揭示亚洲季风区积云降水和层云降水时空分布特征的成因的有效办法之一。

图 5 给出了 1998~2009 年平均的对流层中层

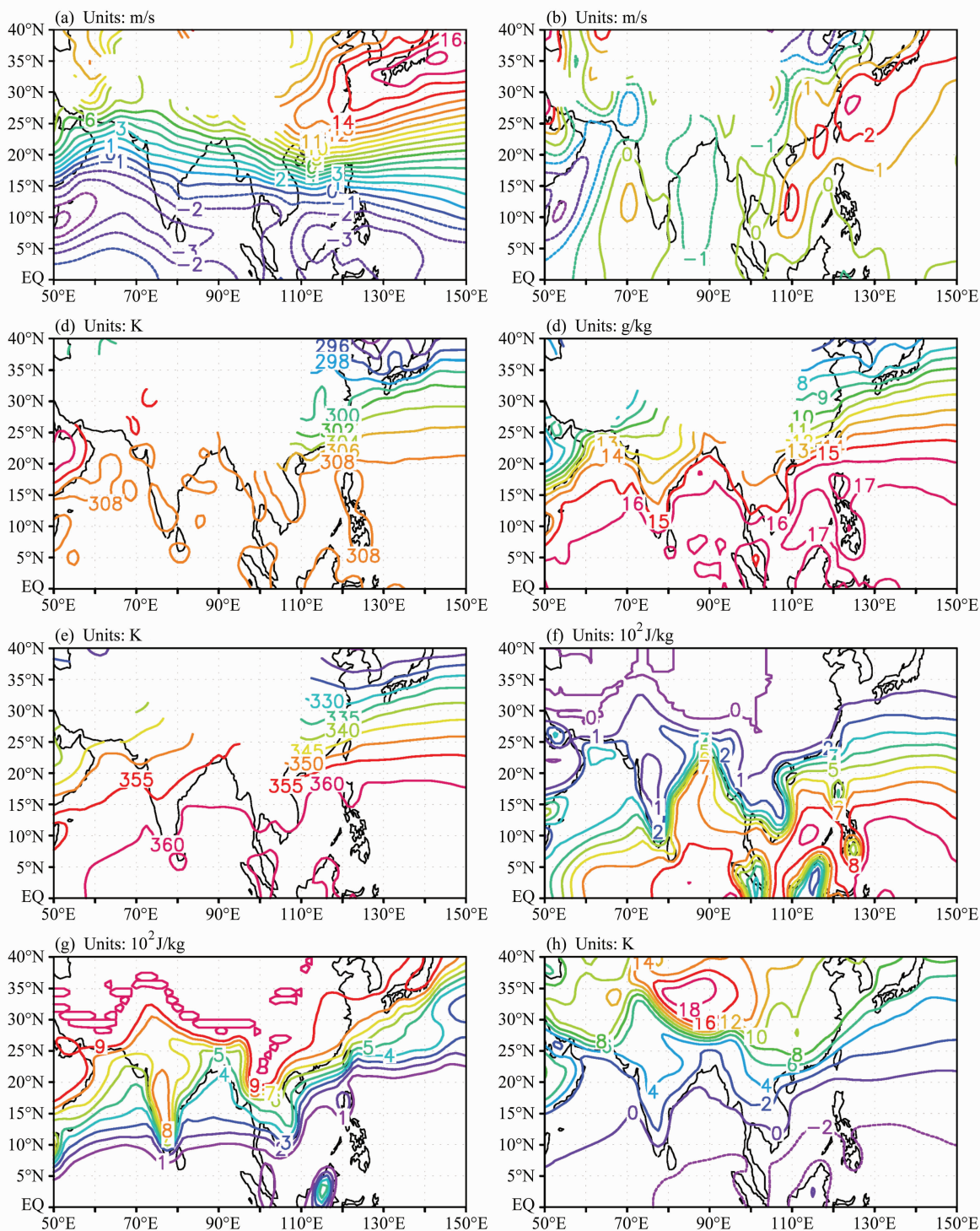


图5 1998~2009年平均对流层中层(400~700 hPa)与低层(850~1000 hPa)整层质量加权平均水平风场垂直切变(a、b)与对流层底层(925 hPa到地面)整层质量加权平均热力学因子(c-h)空间分布特征:(a)纬向风;(b)经向风;(c)温度;(d)比湿;(e)相当位温;(f)对流有效位能;(g)对流抑制能;(h)抬升指数

Fig. 5 The distributions of (a, b) the vertical shear of mass-weighted averaged wind between the middle (400–700 hPa) and low (850–1000 hPa) troposphere and (c–h) the mass-weighted averaged thermodynamic factors in the bottom troposphere (925 hPa to surface) during 1998–2009; (a) Zonal wind; (b) meridional wind; (c) temperature; (d) specific humidity; (e) equivalent potential temperature; (f) convective available potential energy; (g) convective inhibition energy; (h) lifted index

(400~700 hPa) 与低层 (850~1000 hPa) 整层质量加权平均水平风场垂直切变以及对流层底层 (925 hPa 到地面气压) 整层质量加权平均热力学因子和表征对流活跃能量的因子空间分布。从图 5 中可以看到, 东亚季风区 25°N 以北的副热带季风区中, 对流层中低层的环境风场垂直切变表现为低层弱西风中层较强西风的高低层风向一致的较为深厚的西风切变, 而且这个环境风垂直切变的大小表现出随纬度增加逐渐加大的特征, 这可能是导致该地区积云降水比例较小而层云降水比例较大且存在较大经向梯度的原因之一, 因为观测结果 (Saxen and Rutledge, 2000) 和数值模拟结果 (Shie et al., 2003) 都表明, 中尺度对流系统中垂直风切变增大会导致层云降水比例增大, 对流层底层温度、水汽、相当位温、对流有效位能、对流抑制能、抬升指数等热力学因子的空间分布也表现出了存在较明显的经向梯度特征, 这也可能是该地区积云降水比例较小而层云降水比例较大且存在较明显的经向梯度的原因之一。对比图 5 和图 2 可以看到, 若以积云和层云降水比例 50% 为分界线, 似乎可以得到这样的结论: 当对流层中低层环境风垂直切变大于 10 m/s , 对流层底层整层质量加权平均温度小于 306 K 、比湿小于 14 g/kg 、相当位温小于 350 K , 对流有效位能小于 400 J/kg 、对流抑制能大于 400 J/kg , 且抬升指数大于 2 K 时, 降水的方式将以层云降水为主, 反之将以积云降水为主。若以这个作为判断降水方式 (此处暂且仅将降水方式区分为层云降水和积云降水两种) 的标准, 则可以看到, 南亚季风区和东亚季风区 25°N 以南的热带季风区以积云降水为主、层云降水为辅的空间分布特征大体上可以得到较好的解释。尽管亚洲季风区 25°N 以南的热带季风区中的积云和层云降水比例分布表现出较为均匀的空间分布特征, 但也应该注意到, 在影响降水方式空间分布的因子中, 有的因子 (如环境风切变、温度、比湿和相当位温) 空间分布与积云和层云降水比例的分布较为一致, 都表现为热带地区空间分布较为均匀的特征, 而有的因子 (如对流有效位能和对流抑制能) 的空间分布也表现出了较为明显的经向梯度特征, 这在某种程度上与积云和层云降水比例的空间分布特征相矛盾。因此, 在热带季风区诸多的影响降水方式空间分布的因子中, 各自都起到什么样的作用是个比较复杂

的问题, 需要进一步深入研究。此外, 在图 2 所示的东亚季风区相同纬度的海洋上空的积云 (层云) 降水比例略微高于 (低于) 陆地上空的分布特征在图 5 中的各种因子的空间分布中也能得到较好的体现。

4.2 多年平均动力因子和热力因子季节变化特征

在 4.1 节中, 从多年年平均的角度对亚洲季风区积云和层云降水比例的空间分布形成原因给予解释, 根据积云和层云降水比例以及相应的各种动力学因子和热力学因子的空间分布特征, 给出了判断亚洲季风区积云降水和层云降水方式的标准。本节将应用这些动力学因子和热力学因子及其对应的标准来分析和解释亚洲季风区积云降水和层云降水比例的季节变化特征。

图 6 给出了 1998~2009 年平均 8 个区域平均的对流层中层 (400~700 hPa) 与低层 (850~1000 hPa) 整层质量加权平均水平风场垂直切变与对流层底层 (925 hPa 到地面) 整层质量加权平均热力学因子的季节演变。从图 6 中可以看到, 对应于图 4 中所示的东亚季风区 25°N 以北的副热带季风区的积云和层云降水比例存在着的显著的季节变化特征, 不仅相应的对流层中低层环境风垂直切变动力因子存在着显著的季节变化特征, 而且相应的对流层底层平均的温度、比湿和相当位温以及对流有效位能、对流抑制能、抬升指数等热力学因子也都存在着显著的季节变化特征。在积云降水比例较低而层云降水比例较高的冬季, 环境风垂直切变表现为较强的西风切变, 而此时的对流层底层的温度、比湿、相当位温和对流有效位能处于最低状态, 较大的对流抑制能和抬升指数是不利于对流发展。并且, 在积云降水比例较高而层云降水比例较低的夏季, 环境风垂直切变表现为较弱的西风切变, 而此时的对流层底层的温度、比湿、相当位温和对流有效位能处于较高状态, 较小的对流抑制能和抬升指数相对有利于对流的发展。并且, 从图 6 中还可以看到, 在南亚季风区和东亚季风区 25°N 以南的热带季风区, 其积云和层云降水比例的季节变化较弱, 与其相应的环境风垂直切变以及对流层底层的温度、比湿、相当位温、抬升指数等热力学因子的季节变化也相对较弱。对应于东亚季风区积云降水比例在各季节 (除 7、8 月份外) 都表现出显著的随纬度增加而减小, 而层云降水比例则随纬度增加而

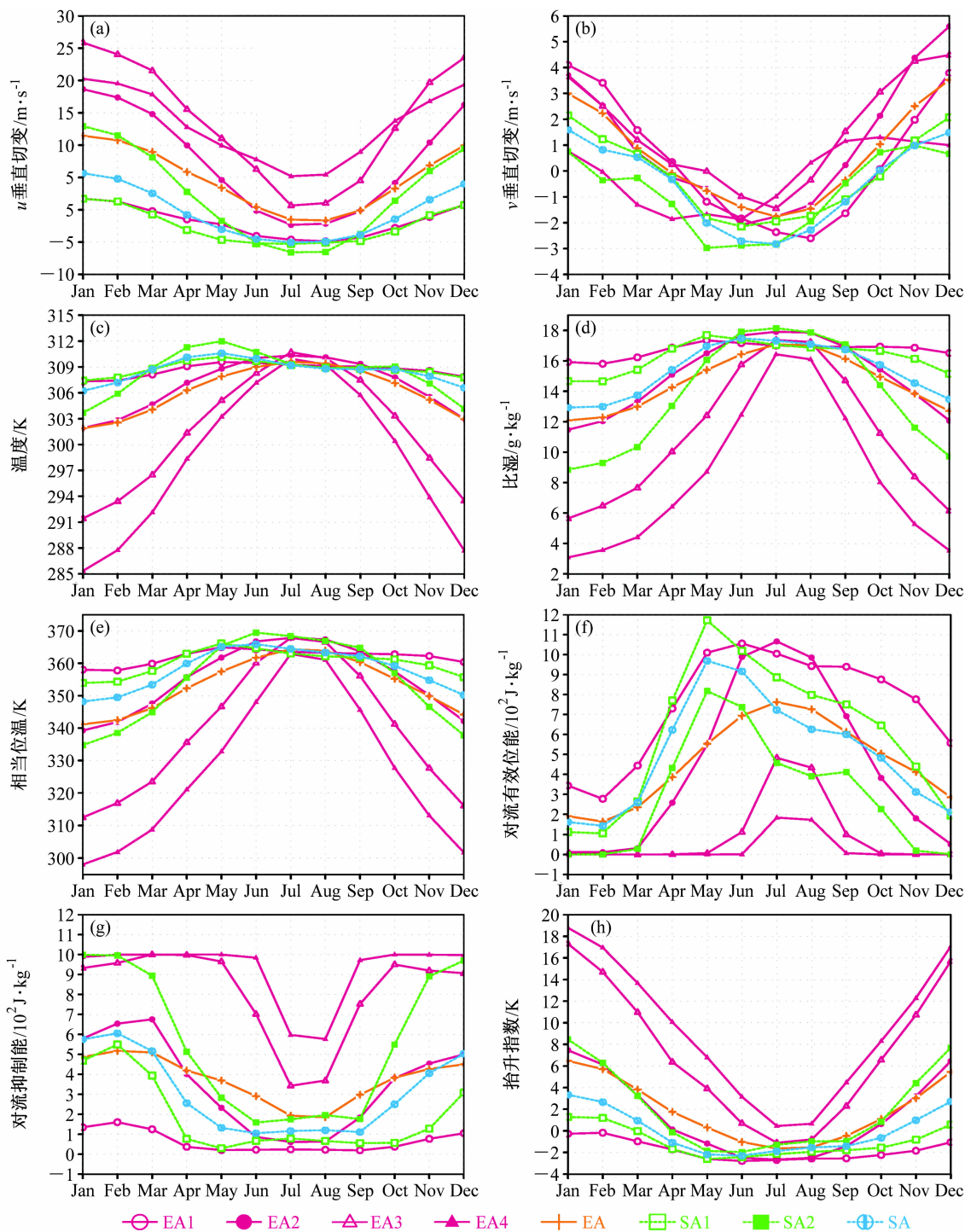


图6 同图5, 但为8个区域平均的季节变化

Fig. 6 The same as Fig. 5, but for seasonal evolutions in the eight key regions (as shown in Fig. 3)

增大的空间分布特征, 相应的各种动力学因子和热力学因子也表现出了相似的空间分布特征; 而对应于南亚季风区积云和层云降水比例在各季节 (除冬季外) 都表现出较为均匀的空间分布特征, 相应的各种动力学因子和热力学因子也表现出了较为相似

的空间分布特征。

另外, 值得注意的是, 在7、8月份, 整个亚洲季风区各区域的积云和层云降水比例都趋于50%, 与之相对应, 各区域的环境风垂直切变也都表现为西风切变最弱或者东风切变最强, 而经向风切变表

现为低层南风、高层北风的高低层风向相反的北风切变, 而且对流层底层平均的温度、比湿和相当位温也都趋于一致达到最大值, 此时南亚季风区的对流有效位能并不是最大值, 而是略微低于 4、5、6 月份时的值。从图 4 可以看到, 7、8 月份南亚季风区的积云(层云)降水比例也是略微低于 4、5、6 月份时的值; 处于较高纬度地区的东亚副热带季风区, 此时的对流有效位能则是处于最大值, 对流抑制能和抬升指数处于最小值, 较为有利于对流的发展。

以上分析结果表明, 对流层中低层环境风垂直切变、对流层底层平均温度、比湿和相当位温以及对流有效位能、对流抑制能和抬升指数的季节变化都较好地解释了亚洲季风区积云(层云)降水比例分布的季节变化。

5 结论和讨论

本文利用 1998~2009 年共计 12 年高分辨率 TRMM 卫星观测的积云降水和层云降水资料, 分析研究了亚洲季风区积云降水和层云降水的时空分布特征, 得出如下结论:

(1) 从多年平均降水云系角度看, 整个亚洲季风区的降水云系以层云为主。25°N 以北的东亚季风区, 层云降水比例大于积云降水比例, 而且随纬度增加, 层云降水比例逐渐加大而积云降水比例逐渐减小的空间分布特征。因此, 东亚副热带季风区降水方式以层云降水为主。而在南亚季风区和 25°N 以南的东亚季风区, 由于受海陆分布和地形影响, 积云降水和层云降水比例空间分布相对较为复杂, 总体而言, 积云降水比例大于层云降水比例, 而且该地区积云降水和层云降水比例经向梯度不如东亚副热带季风区明显, 大致表现为全区比较一致的空间分布特征, 因此, 南亚季风区和东亚季风区 25°N 以南的热带季风区降水方式以积云降水为主。

(2) 在亚洲季风区积云降水和层云降水季节变化尺度上, 25°N 以北的东亚季风区和南亚季风区北侧地区, 积云和层云降水比例表现出较为显著的季节变化特征, 在夏季积云降水比例达到最大而层云降水比例达到最小值, 而在冬季积云降水比例达到最小而层云降水比例达到最大值。南亚季风区南侧地区和 25°N 以南的东亚季风区, 积云降水和层云降水比例的季节变化特征不如东亚副热带季风区

明显, 表现为一年四季都是积云降水比例略微占优势的特征。

(3) 基于亚洲季风区积云降水和层云降水比例的时空分布特征, 本文从控制对流发展的动力因子(环境风垂直切变)和影响对流发展强度和深度的热力因子(温度、比湿、相当位温、对流有效位能、对流抑制能和抬升指数)的角度, 初步分析了亚洲季风区积云降水和层云降水比例的时空分布的成因。从多年平均的角度看, 25°N 以北的东亚季风区, 由于环境风垂直切变表现为高低层风向一致的较为深厚的西风切变, 而且这种风切变也表现出随纬度增加而加大的空间分布特征, 并且, 对流层底层质量加权平均的温度、比湿、相当位温、对流有效位能、对流抑制能和抬升指数的空间分布也表现出存在较明显的经向梯度特征, 因此, 若以积云降水和层云降水比例 50% 为分界线阈值, 当环境风垂直切变大于 10 m/s、对流层底层质量加权平均温度小于 306 K、比湿小于 14 g/kg、相当位温小于 350 K、对流有效位能小于 400 J/kg、对流抑制能大于 400 J/kg 以及抬升指数大于 2 K 时, 积云降水容易被抑制, 而层云降水将占主要地位。而在南亚季风区和 25°N 以南的东亚季风区, 各种动力学因子和热力学因子有较均匀的空间分布特征, 从而引起该地区积云降水和层云降水比例较均匀分布特征。

(4) 从季节变化的角度看, 在 25°N 以北的东亚季风区和南亚季风区北侧地区, 环境风垂直切变以及对流层底层平均温度、比湿、相当位温和对流有效位能、对流抑制能与抬升指数也都具有较为显著的季节变化特征, 这些因素导致了这些区域积云降水和层云降水呈现出显著的季节变化特征。而在南亚季风区南侧地区和 25°N 以南的东亚季风区, 由于各种环境因子(除对流有效位能和对流抑制能外)表现出较弱的季节变化特征, 这使得在这些地区积云降水和层云降水随季节变化不太明显。

上述分析结果表明, 由于受环境动力和热力因子的制约, 亚洲季风区积云降水和层云降水空间分布具有显著的随纬度变化特征, 而且这种空间分布特征在东亚季风区和南亚季风区也存在显著的差异; 积云降水和层云降水的季节变化特征在东亚季风区和南亚季风区也存在显著的差异, 并且即使在低纬度热带地区, 层云降水比例也占到了 40% 左右。那么, 各种环境动力和热力因子之间如何相互

弥补和相互制约共同影响对流的发展,这是一个比较复杂的问题,需要利用数值模式作进一步深入的研究。

致谢 感谢中国科学技术大学的傅云飞教授在 TRMM 资料的下载和处理方面给予的指导和帮助。

参考文献 (References)

- Adler R F, Huffman G J, Chang A, et al. 2003. The version-2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly precipitation analysis (1979 – Present) [J]. *J. Hydrometeorology*, 4 (6): 1147 – 1167.
- Alexander G D, Young G S. 1992. The relationship between EMEX mesoscale precipitation feature properties and their environmental characteristics [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 120 (4): 554 – 564.
- Aonashi K, Yamazaki N, Kamahori H, et al. 2004. Variational assimilation of TMI rain type and precipitation retrievals into global numerical weather prediction [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 82 (2): 671 – 693.
- Awaka J, Iguchi T, Okamoto K. 1998. Early results on rain type classification by the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitation radar [C]. *Proc. 8th URSI Commission Final Open Symp.*, Aveiro, Portugal, 143 – 146.
- Barnes G M, Sieckman K. 1984. The environment offast- and slow-moving tropical mesoscale convective cloud lines [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 112 (9): 1782 – 1794.
- Bolton D. 1980. The computation of equivalent potential temperature [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 108 (7): 1046 – 1053.
- 巢纪平, 周晓平. 1964. 积云动力学 [M]. 北京: 科学出版社, 40 – 42. Chao J P, Zhou X P. 1964. Cumulus Dynamics [M]. Beijing: Science Press, 40 – 42.
- 陈际龙, 黄荣辉. 2006. 亚澳季风各子系统气候学特征的异同研究 I. 夏季风流场结构 [J]. *大气科学*, 30 (6): 1091 – 1102. Chen J L, Huang R H. 2006. The comparison of climatological characteristics among Asian and Australian monsoon subsystem. Part I. The wind structure of summer monsoon [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 30 (6): 1091 – 1102.
- 陈际龙, 黄荣辉. 2007. 亚澳季风各子系统气候学特征的异同研究 II. 夏季风水汽输送 [J]. *大气科学*, 31 (5): 766 – 778. Chen J L, Huang R H. 2007. The comparison of climatological characteristics among Asian and Australian monsoon subsystem. Part II. Water vapor transport by summer monsoon [J]. *Chinese J. Atmos. Sci. (in Chinese)*, 31 (5): 766 – 778.
- 陈隆勋, 高辉, 何金海, 等. 2004. 夏季东亚和印度热带季风环流系统动能和对流扰动的纬向传播特征 [J]. *中国科学 (D 辑)*, 34 (2): 171 – 179. Chen L X, Gao H, He J H, et al. 2004. Zonal propagation of kinetic energy and convection in the South China Sea and Indian monsoon regions in boreal summer [J]. *Science in China (Ser. D)*, 47 (12): 1076 – 1084.
- Colby F P. 1984. Convective inhibition as a predictor of convection during AVE-SESAME-II [J]. *Mon. Wea. Rev.*, 112 (11): 2239 – 2252.
- Donner L J, Seman C J, Hemler R S, et al. 2001. A cumulus parameterization including mass fluxes, convective vertical velocities, and mesoscale effects: Thermodynamic and hydrological aspects in a general circulation model [J]. *J. Climate*, 14 (16): 3444 – 3463.
- Fu X H, Wang B. 2009. Critical roles of the stratiform rainfall in sustaining the Madden-Julian Oscillation: GCM experiments [J]. *J. Climate*, 22 (14): 3939 – 3959.
- Fu Y F, Liu G S. 2001. The variability of tropical precipitation profiles and its impact on microwave brightness temperatures as inferred from TRMM data [J]. *J. Appl. Meteor.*, 40 (12): 2130 – 2143.
- Fu Y F, Lin Y H, Liu G S, et al. 2003. Seasonal characteristics of precipitation in 1998 over East Asia as derived from TRMM PR [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 20 (4): 511 – 529.
- 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.
- 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.
- 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 Y F, Feng S, Liu P, 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.
- Hartmann D L, Hendon H H, Houze R A. 1984. Some implications of the mesoscale circulations in tropical cloud clusters for large-scale dynamics and climate [J]. *J. Atmos. Sci.*, 41 (1): 113 – 121.
- 何金海, 祁莉, 韦晋, 等. 2007. 关于东亚副热带季风和热带季风的再认识 [J]. *大气科学*, 31 (6): 1257 – 1265. He J H, Qi L, Wei J, et al. 2007. Reinvestigations on the East Asian subtropical monsoon and tropical monsoon [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 31 (6): 1257 – 1265.
- Heymsfield G M, Geerts B, Tian L. 2000. TRMM precipitation radar reflectivity profiles as compared with high-resolution airborne and ground-based radar measurements [J]. *J. Appl. Meteor.*, 39 (12): 2080 – 2102.
- Houze R A. 1982. Cloud clusters and large-scale vertical motions in the tropics [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60 (1): 396 – 410.
- Houze R A. 1997. Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox? [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78

(10): 2179–2196.

- 胡亮, 杨松, 李耀东. 2010. 青藏高原及其下游地区降水厚度季、日变化的气候特征分析 [J]. 大气科学, 34 (2): 387–398. Hu L, Yang S, Li Y D. 2010. Diurnal and seasonal climatology of precipitation depth over the Tibetan Plateau and its downstream regions [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (2): 387–398.
- 黄荣辉, 张振洲, 黄刚, 等. 1998. 夏季东亚季风水汽输送特征及其与南亚季风水汽输送的差别 [J]. 大气科学, 22 (4): 460–469. Huang R H, Zhang Z Z, Huang G, et al. 1998. Characteristics of the water vapor transport in East Asian monsoon region and its difference from that in South Asian monsoon region in summer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (Scientia Atmospherica Sinica) (in Chinese), 22 (4): 460–469.
- 黄荣辉, 周连童. 2002. 我国重大气候灾害特征、形成机理和预测研究 [J]. 自然灾害学报, 1 (1): 1–9. Huang R H, Zhou L T. 2002. Research on the characteristics, formation mechanism and prediction of severe climatic disasters in China [J]. Journal of Natural Disasters (in Chinese), 1 (1): 1–9.
- 黄荣辉, 顾雷, 徐予红, 等. 2005. 东亚夏季风爆发和北进的年际变化特征及其与热带西太平洋热状态的关系 [J]. 大气科学, 29 (1): 20–36. Huang R H, Gu L, Xu Y H, et al. 2005. Characteristics of the interannual variations of onset and advance of the East Asian summer monsoon and their associations with thermal states of the tropical western Pacific [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 29 (1): 20–36.
- Huang R H, Chen J L, Huang G. 2007. Characteristics and variations of the East Asian monsoon system and its impacts on climate disasters in China [J]. Adv. Atmos. Sci., 24 (6): 993–1023.
- 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.
- Johnson R H, Aves S L, Ciesielski P E, et al. 2005. Organization of oceanic convection during the onset of the 1998 East Asian summer monsoon [J]. Mon. Wea. Rev., 133 (1): 131–148.
- Krishnamurti T N. 1979. Tropical meteorology [R] // Compendium of Meteorology II. WMO Report No. 364. Geneva: Secretariat of the World Meteorological Organization, 428pp.
- 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.
- Kummerow C, Simpson J, Thiele O, et al. 2000. The status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) after two years in orbit [J]. J. Appl. Meteor., 39 (12): 1965–1982.
- LeMone M A, Zipser E J, Trier S B. 1998. The role of environmental shear and thermodynamic conditions in determining the structure and evolution of mesoscale convective systems during TOGA COARE [J]. J. Atmos. Sci., 55 (23): 3493–3518.
- Li R, Fu Y F. 2005. Tropical precipitation estimated by GPCP and TRMM PR observations [J]. Adv. Atmos. Sci., 22 (6): 852–864.
- Li W, Wang D, Lei T, et al. 2009. Convective and stratiform rainfall and heating associated with the summer monsoon over the South China Sea based on TRMM data [J]. Theor. Appl. Climatol., 95 (1–2): 157–163.
- 梁建茵, 吴尚森. 2002. 南海西南季风爆发日期及其影响因子 [J]. 大气科学, 26 (6): 829–844. Liang J Y, Wu S S. 2002. A study of southwest monsoon onset date over the South China Sea and its impact factors [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 26 (6): 829–844.
- Liao L, Meneghini R, Iguchi T. 2001. Comparisons of rain rate and reflectivity factor derived from the TRMM precipitation radar and the WSR-88D over the Melbourne, Florida, site [J]. J. Atmos. Oceanic Technol., 18 (12): 1959–1974.
- 刘鹏, 傅云飞. 2010. 利用星载测雨雷达探测结果对夏季中国南方对流和层云降水气候特征的分析 [J]. 大气科学, 34 (4): 802–814. Liu P, Fu Y F. 2010. Climatic characteristics of summer convective and stratiform precipitation in southern China based on measurements by TRMM precipitation radar [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (4): 802–814.
- Meneghini R. 1998. Application of a threshold method to airborne–spaceborne attenuating-wavelength radars for the estimation of space–time rain-rate statistics [J]. J. Appl. Meteor., 37 (9): 924–938.
- Moncrieff M W, Miller M J. 1976. The dynamics and simulation of tropical cumulonimbus and squall lines [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 102 (432): 373–394.
- Onogi K, Tsutsui J, Koide H, et al. 2007. The JRA-25 reanalysis [J]. J. Meteor. Soc. Japan, 85 (3): 369–432.
- Raymond D J. 1994. Convective processes and tropical atmospheric circulations [J]. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 120 (520): 1431–1455.
- Rutledge S A, Houze R A. 1987. A diagnostic modeling study of the trailing stratiform region of a midlatitude squall line [J]. J. Atmos. Sci., 44 (18): 2640–2656.
- Saxen T R, Rutledge S A. 2000. Surface rainfall-cold cloud fractional coverage relationship in TOGA COARE: A function of vertical wind shear [J]. Mon. Wea. Rev., 128 (2): 407–415.
- Schumacher C, Houze R A. 2003. Stratiform rain in the tropics as seen by the TRMM precipitation radar [J]. J. Climate, 16 (11): 1739–1756.
- Schumacher C, Houze R A, Kraucunas I. 2004. The tropical dynamical response to latent heating estimates derived from the TRMM precipitation radar [J]. J. Atmos. Sci., 61 (12): 1341–1358.
- Shie C L, Tao W K, Simpson J, et al. 2003. Quasi-equilibrium states in the tropics simulated by a cloud-resolving model. Part I: Specific features and budget analysis [J]. J. Climate, 16 (5): 817–833.
- Simpson J, Adler R F, North G R. 1988. A proposed Tropical

- Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite [J]. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 69 (3): 278–295.
- Simpson J, Kummerow C, Tao W K, et al. 1996. On the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) [J]. *Meteor. Atmos. Phys.*, 60 (1–3): 19–36.
- Stephens G L. 2005. Cloud feedbacks in the climate system: A critical review [J]. *J. Climate*, 18 (2): 237–273.
- Tao S Y, Chen L X. 1987. A review of recent research on the East Asia summer monsoon over China [M] // Chang C P, Krishnamurti T N. *Monsoon Meteorology*. Oxford University Press, 50–92.
- 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*, 71 (6): 685–700.
- Tao W K, Lang S, Zeng X, et al. 2010. Relating convective and stratiform rain to latent heating [J]. *J. Climate*, 23 (7): 1874–1893.
- TRMM Precipitation Radar Team. 2005. Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitation radar algorithm instruction manual for version 6 [R/OL], 153–154. http://pps.gsfc.nasa.gov/tsdis/Documents/PR_Manual_JAXA_V6.pdf. [2010-11-16]
- TSDIS-P907. 2007. Tropical Rainfall Measuring Mission Science Data and Information System (TSDIS) [R/OL]. Vol. 4: File specifications for TSDIS products-level 2 and level 3. Release 6.09, 55–82. <http://tsdis02.nascom.nasa.gov/tsdis/Documents/ICSVol4.pdf>. [2010-11-16]
- Webster P J, Magaña V O, Palmer T N, et al. 1998. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction [J]. *J. Geophys. Res.*, 103 (C7): 14451–14510.
- 张庆云, 陶诗言, 彭京备. 2008. 我国灾害性天气气候事件成因机理的研究进展 [J]. *大气科学*, 32 (4): 815–825. Zhang Q Y, Tao S Y, Peng J B. 2008. The studies of meteorological disasters over China [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 32 (4): 815–825.
- Zhang R H. 2001. Relations of water vapor transport from Indian monsoon with that over East Asia and the summer rainfall in China [J]. *Adv. Atmos. Sci.*, 18 (5): 1005–1017.