

全球热带海洋地区降水季节变化的 TRMM 卫星观测

刘欢^{1,2}, 郭建平^{1*}, 陈田萌³, 翟盘茂^{1*}

1. 中国气象科学研究院灾害天气国家重点实验室, 中国气象局大气化学重点实验室, 北京 100081;

2. 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049;

3. 北京师范大学全球变化与地球系统科学研究院, 北京 100875

* 联系人, E-mail: jpguo@cma.gov.cn; pmzhai@cma.gov.cn

2016-05-05 收稿, 2016-07-24 修回, 2016-07-25 接受, 2016-11-22 网络版发表

国家自然科学基金(41471301, 91544217, 41171294)和中国气象科学研究院基本科研业务费(2014R18)资助

摘要 基于2007~2012年TRMM卫星上搭载的降水雷达提供的雷达反射率因子、降水率、降水类型等产品, 结合ECMWF提供的再分析数据资料, 分析了全球热带海洋地区平均降水率、400 hPa垂直速度、850 hPa相对湿度和下对流层稳定度的时空分布特征. 根据400 hPa垂直速度的季节差异确定了4个子研究区及相应对比季节, 给出了对比季节内浅对流单体、层云、对流云3种降水系统降水量、降水面积、降水强度以及垂直结构上的差异. 结果表明: (1) 热带海洋地区平均降水率与400 hPa上升速度在时空分布上存在一个显著的正相关, 即400 hPa上升速度越强的地区平均降水率越大; (2) 4个子研究区内层云降水对区域累积降水面积贡献率最大(年均值均超过50%), 对流云降水次之(约30%), 而对流云降水对区域累积降水量贡献率最大(约65%), 层云降水次之(约25%); (3) 400 hPa上升速度较强时, 4个子研究区中3类降水系统的累积降水面积、累积降水量都有所增加, 但降水强度以及降水系统垂直结构的变化存在差异, 其中对流云降水强度一致增大且其垂直结构上的发展更旺盛; (4) 对流云降水系统的雨顶高度、雷达反射率重心以及30 dBZ回波顶高随着400 hPa上升速度的增强以及850 hPa相对湿度的增加而迅速抬升, 同时随着下对流层稳定度的降低有所抬升, 但变化率较小. 说明影响对流降水系统垂直结构的主要气象条件是400 hPa上升速度和850 hPa相对湿度.

关键词 热带海洋, 降水, 垂直结构, 标准化频率高度联合分布图(NCFAD), 热带测雨任务卫星(TRMM), 欧洲中期天气预报中心(ECMWF), 雷达反射率重心(ZCOG)

热带降水占全球总降水的三分之二, 是大气最主要的潜热源地, 一直以来就是科学家们研究的重点^[1]. 同时, 热带降水在全球能量和水分循环中也扮演着至关重要的角色, 对气候的发展变化以及人类的生产生活均有重要影响^[2]. 相关研究工作认为深积云对流凝结潜热释放与层云加热对热带大气季节内振荡有重要影响^[3,4], 并指出积云对流参数化方案中的垂直加热廓线对其模拟大气季节内振荡的能力亦有重要影响^[5,6]. 因此, 探究在不同的动力和热力强

迫条件下热带海洋地区各类型降水特性时空分布, 尤其是垂直结构上的时空变化, 不仅能提高对热带海洋地区大气环流系统的认识, 同时也能加深对降水微物理过程的理解.

早期的热带地区降水研究工作主要局限于有限的站点及船舶观测资料, 但近年来随着热红外遥感、微波遥感、雷达遥感等观测手段的广泛使用, 卫星遥感降水的相关反演算法逐步发展成熟^[7,8], 对于热带地区降水的研究工作得以更为广泛深入的开展^[9~13].

引用格式: 刘欢, 郭建平, 陈田萌, 等. 全球热带海洋地区降水季节变化的 TRMM 卫星观测. 科学通报, 2017, 62: 90~104

Liu H, Guo J P, Chen T M, et al. On the seasonal variation of various types of precipitation over global tropical ocean region: A perspective from TRMM measurements (in Chinese). Chin Sci Bull, 2017, 62: 90~104, doi: 10.1360/N972015-01408

这使得我们对全球(尤其是热带地区)降水特性的时空变化有了更为全面深入的理解。大量研究表明不同降水类型的降水特性存在显著差异。Mohr等人^[14]发现对流系统对区域降水频次的贡献率虽然只有10%~20%,但其对区域降水量的贡献率高达70%~80%。Xu^[15]利用长达13年的热带降水任务卫星(Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM)提供的降水产品对东亚地区夏季的深对流降水过程进行了研究,表明洋面上深对流降水系统提供的降水量较混合相降水的贡献量大。同样通过对长达9年的TRMM数据进行分析,Liu和Zipser^[16]的研究结果表明暖云降水对热带海洋降水的贡献率约为20%。即使针对同一种类型的降水系统,由于其所处的大气热力和动力条件不同,其降水面积、降水强度以及降水系统的垂直结构上也存在显著的时空差异^[16]。Kozu等人^[17]利用TRMM提供的降水产品对亚洲季风区内的降水粒子分布的季节变化进行了对比分析。同样,通过统计长时间序列的TRMM数据,Jiang和Zipser^[18]指出东、西太平洋热带气旋所产生的降水量存在显著的季节差异。Yang和Smith^[19]指出层云降水昼夜差异的季节变化非常明显,而相应对流云降水昼夜差异的季节变化较小。大量数值模式模拟及再分析数据分析表明,影响大气环境的热力及动力强迫差异的物理量主要包括上升速度、相对湿度、海洋表面温度以及风切变等^[20~22]。而上述研究多侧重于降水系统的水平分布特性,但降水系统的发生发展和消亡是分布于整个三维立体空间的,深对流云降水系统在垂直方向还可发展到对流层顶^[23]。且近年来的研究表明以雷达反射率因子形式给出的降水系统垂直结构能很好地反映降水系统的发展情况,一定程度上可指示其内部云降水微物理过程,并可用于分析研究闪电、降雹等活动在内的强天气过程^[24]。除此之外,降水系统的三维立体时空分布特性能更好地反映系统内部的动力及热力结构^[24],加深对降水微物理过程的理解,从而从机理上更好地解释降水系统宏观上的差异^[25,26]。

综上所述,结合热带海洋地区不同类型降水发生发展所处的大气热力和动力环境,聚焦各种不同类型降水垂直结构的季节变化,通过卫星观测手段,获取一些定量化的结果,将有利于理解热带海洋降水机制,为未来降水预报精度改进以及云降水气候效应不确定性准确评估奠定坚实的科学基础。

1 数据与方法

1.1 数据

热带测雨任务卫星(Tropical Rainfall Measuring Mission, TRMM)是一颗1997年成功发射,可实现全球热带地区观测降水的卫星,目前仍在轨运行。其上搭载了降水雷达(PR)、可见光/红外扫描仪(VIRS)、微波成像仪(TMI)、云和地球辐射能量探测器(CERES),以及闪电成像仪(LTS)共5个有效载荷。星体采用三轴定向稳定,圆形轨道,倾角35°,运行近赤道非太阳同步轨道^[27],2001年8月6日前轨道高度是350 km,后为减少功耗提升到402.5 km,轨道抬升前卫星星下点轨迹绕地球一圈需要91.5 min,每天得到15.7条完整轨道数据,抬升后需92.5 min,每天得到15.6条完整轨道数据。其上携带的PR雷达扫描频率为13.8 GHz,理想情况下可探测到低至15 dBZ的回波信号,可提供雷达反射率因子、降水量、降水类型等信息,刻画全球热带海洋地区降水时空特性。本文采用了2007年1月1日到2012年12月31日期间的TRMM第7版本数据,主要包括轨道产品2A23,2A25和格点产品3B42。其中由PR提供的2A23和2A25产品的空间覆盖范围为50°S~50°N,180°W~180°E,水平空间分辨率约为5.0 km×5.0 km,垂直空间分辨率为0.25 km,35°S~35°N之间重访频率为0.5~2次/天^[28],主要用于提供降水类型、零度层高度信息、及降水系统垂直结构特征。而3B42产品是充分结合PR,TMI,VIRS及静止卫星和地面降水等资料,并做出一定程度的约束后而得到的多卫星传感器反演的降水融合产品(http://disc.sci.gsfc.nasa.gov/precipitation/documentation/TRMM_readme/TRMM_3B42_readme.shtml)。该产品所覆盖的空间范围为50°S~50°N,180°W~180°E,水平空间分辨率为0.25°×0.25°,时间分辨率为3 h,数据包括降水强度和降水强度误差^[29]。首先,考虑到PR的探测能力,本文剔除了雷达反射率因子小于15 dBZ的数据,且筛选出在1 km高度以上至少连续4个高度层内雷达反射率因子≥15 dBZ的廓线为有效降水廓线;其次,考虑到数据的准确性以及可比性^[30],仅选取2A23产品提供的3类降水廓线数据^[31]进行分析:(1) 浅对流单体降水(2A23产品Rain Type记录对应251~291);(2) 层云降水(2A23产品Rain Type记录对应100或110);(3) 对流云降水(2A23产品Rain Type记录对应200,210或220)。

同时,为了进一步探究动力及热力强迫对降水系统三维结构的影响,采用了同一时期的欧洲中期天气预报中心(European Center for Mediumrange Weather Forecasts, ECMWF)的再分析数据集(ERA-Interim)产品^[32].该数据集在垂直方向上包含37层(1000~1 hPa),水平空间分辨率可选,时间分辨率6 h(00:00, 06:00, 12:00, 18:00 UTC).本研究所使用的气象数据包括:400 hPa高度处垂直风速($\omega_{400 \text{ hPa}}$,正值对应下沉运动,负值对应上升运动)、850 hPa高度处相对湿度($RH_{850 \text{ hPa}}$,值越小说明大气中水汽含量距离饱和时的水汽含量越远)、1000与700 hPa高度处的大气温度,所用数据的空间分辨率均选用 $1^\circ \times 1^\circ$,时间分辨率均为6 h.通过对1000与700 hPa高度处的大气温度的计算可以得到低对流层稳定度(low troposphere stability, LTS)^[33],它是一个表征对流层低层大气热力状态的物理量^[34],LTS越小意味着大气越不稳定.具体计算公式如下:

$$LTS = \theta_{700} - \theta_{1000}, \quad (1)$$

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\frac{R}{C_p}} \approx T(1000/P)^{0.286}, \quad (2)$$

式中, θ 是相应高度上的位温; P_0 是标准大气压,通常取1000; P 是相应高度上的气压值; R 是比气体常数; C_p 是定压比热容.

本文中所使用的数据详细信息如表1所示.需要说明的是,文中涉及到的季节定义均以北半球季节

定义为准,即春季对应3~5月,夏季对应6~8月,秋季对应9~11月,冬季对应12月以及次年的1~2月.

1.2 方法

(i) 标准化频率高度联合分布图.为客观准确地表达和分析降水系统的垂直结构,本文主要采用雷达反射率因子出现频次随高度的改变这一统计制图法,从而得到相应降水系统的频率高度联合分布图(contoured frequency by altitude diagram, CFAD)^[23],该方法能很好地反映降水系统在垂直方向上的变化.大小等于 j 的雷达反射率因子在 i 高度层的CFAD值计算方法如下式所示:

$$CFAD_{i,j} = \frac{\int_{H_i}^{H_i+\Delta H} \int_{Z_j}^{Z_j+\Delta Z} \frac{\partial^2 N(H,Z)}{\partial H \partial Z} dZ dH}{\Delta Z \Delta H \int_{H_i}^{H_i+\Delta H} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\partial^2 N(H,Z)}{\partial H \partial Z} dZ dH}, \quad (3)$$

式中, $N(H,Z)$ 是观测所得的雷达反射率因子值域处在 Z 和 $Z+\Delta Z$ 之间,且高度层位于 H 到 $H+\Delta H$ 范围内的频次分布函数, i 的取值范围1~80(单位间隔0.25 km,总计20 km高度范围), j 的取值范围15~60(单位间隔1 dBZ).

同时根据严格的大气科学统计理论^[35],足够的样本是确保统计量能真实反映总体样本特性的必要条件.而实际观测数据中经常存在某一个高度区间(本文的区间为0.25 km)的有效雷达回波样本不足的情况,因此如果直接利用上述公式对CFAD值进行计

表1 本文所用TRMM和ECMWF再分析数据产品信息及有效降水数据判定标准^{a)}

Table 1 The information with regard to the principal data products of TRMM and ECMWF reanalysis, and the criteria for identifying the effective precipitation profile

数据产品	物理量	水平分辨率	垂直分辨率	时间分辨率
TRMM	2A23 降水类型	5.0 km×5.0 km	—	—
	反射率	5.0 km×5.0 km	0.25 km	—
	2A25 降水率	5.0 km×5.0 km	0.25 km	—
	3B42 降水量	0.25°×0.25°	—	3 h
ECMWF	垂直速度	1°×1°	—	6 h
	温度	1°×1°	—	6 h
	比湿	1°×1°	—	6 h
观测仪器正常工作;				
有效记录挑选标准		TRMM PR雷达反射率因子≥15 dBZ;		
		TRMM PR有效雷达反射率因子在1~16 km高度内至少4个连续高度层存在		

a) 本表的统计结果仅使用卫星过境时刻所得数据

算,就无法规避该方法在发生频率较低的高度上存在的误差. 所以本文采用了标准化频率高度联合分布图(normalized contoured frequency by altitude diagram, NCFAD)的统计方法^[36], 即在CFAD的基础上对每一个高度层的频次以该地区所有高度层出现的总频次为标准进行归一化处理, 大小等于 j 的雷达反射率因子在 i 高度层的NCFAD值的具体计算方法如下式所示:

$$\text{NCFAD}_{i,j} = \frac{\int_{H_i}^{H_i+\Delta H} \int_{Z_j}^{Z_j+\Delta Z} \frac{\partial^2 N(H,Z)}{\partial H \partial Z} dZ dH}{\Delta Z \Delta H \int_0^{H_{\text{top}}} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{\partial^2 N(H,Z)}{\partial H \partial Z} dZ dH}. \quad (4)$$

(ii) 雷达反射率重心. 雷达反射率重心(reflectivity center of gravity, ZCOG)是指降水系统的雷达反射率重心所在的高度, 可用于表征其垂直方向上的发展情况. 一般来说, ZCOG值越大, 表明降水系统发展更旺盛, 对流系统更强^[37]. ZCOG是通过高度加权平均后计算得到的, 能有效剔除雷达反射率的一些系统性误差, 从而较为明确地指征降水系统中降水粒子最集中的高度, 以反映整个降水系统的发生发展情况. 且ZCOG对云降水系统中的微物理过程非常敏感, 可以在一定程度上反映降水系统发生发展过程中的热力和动力过程^[25,38]. 具体计算方法如下式:

$$\text{ZCOG} = \frac{\sum_i Z_i H_i}{\sum_i Z_i}, \quad (5)$$

式中, Z 是相应高度上观测得到的雷达反射率因子, dBZ; H 是地面以上高度值, km; i 是相应高度层的索引, 值为1~80, 分别代表垂直分辨率为0.25 km的廓线数据从地面到20 km的各个高度层.

2 结果和讨论

2.1 热带海洋降水的水平空间分布

为了分析热带海洋降水特性, 首先需要知道该区域的环境及降水量背景场. 因此, 文中首先分别利用了2007年1月1日到2012年12月31日期间的ECMWF ERA-Interim再分析数据及TRMM 3B42降水数据, 在 $1^\circ \times 1^\circ$ 格点上做时间平均, 从而得到热带海洋 $\omega_{400 \text{ hPa}}$, LTS, $\text{RH}_{850 \text{ hPa}}$ 及降水率的水平分布情况, 结果如图1所示.

从图1可看出, 各大气环境物理量以及降水率的

年均值强度在水平空间分布上存在明显差异. 图1(a)~(c)显示: 东太平洋和大西洋赤道海洋地区($0^\circ \sim 15^\circ \text{N}$), 以及亚太地区 and 印度洋热带海洋地区($15^\circ \text{S} \sim 15^\circ \text{N}$) 400 hPa 高度处大气多以上升运动为主, 低层大气稳定度较低(相应LTS均值约14 K), 且 850 hPa 高度处大气含水量较高(均值接近90%). 而赤道南北两侧大陆西岸部分海域的气象条件则十分不利于降水的产生(如美国和墨西哥西海岸、非洲大陆西海岸), 其中 $\omega_{400 \text{ hPa}}$ 以下沉气流为主, LTS极大值超过20 K, $\text{RH}_{850 \text{ hPa}}$ 均值接近50%, 甚至有些地区 $\text{RH}_{850 \text{ hPa}}$ 年均值仅30%. 结合图1(d)所示的降水率水平空间分布情况来看: 气象条件利于降水的海洋地区主要集中在赤道辐合降水带($0^\circ \sim 15^\circ \text{N}$ 之间), 其年均降水率明显高于周围地区; 而气象条件不利于降水地区的年均降水率则明显偏小, 甚至包含部分无雨区(如美国和墨西哥西海岸、非洲大陆西海岸). 这与本文对热带海洋地区降水已有的理解是相符的^[18]. 同时, 分别对比降水率和3个大气环境物理量空间分布之间的差异, 可以看到降水率与 $\omega_{400 \text{ hPa}}$ 的匹配程度明显优于LTS和 $\text{RH}_{850 \text{ hPa}}$, 这说明在本文所讨论的3个气象条件中 $\omega_{400 \text{ hPa}}$ 能更好地指征降水率的大小.

2.2 热带海洋降水的季节分布特征

降水的发生发展除了受大尺度环流所控制, 同时也易受地气系统辐射平衡所影响. 而地面所接收到的太阳辐射随着太阳高度角的变化而存在很大的季节差异. 因此, 为了进一步分析热带海洋降水的季节特性, 以2.1节描述的各大气环境物理量年均值的水平空间分布场作为背景场, 分别求取了 $\omega_{400 \text{ hPa}}$, LTS以及 $\text{RH}_{850 \text{ hPa}}$ 3个物理量春夏秋冬4个季节的距平, 以获取全球热带海洋地区气象条件的季节变化特性. 计算结果详见图S1~S3.

从图S1中可以看到 $\omega_{400 \text{ hPa}}$ 各季节的距平值均存在在以赤道为界, 南北半球符号基本相反的水平空间分布模态. 其中冬春两季北半球以正距平(图中蓝色填充部分)为主, 南半球以负距平(图中红色填充部分)为主, 表明冬春两季北半球热带海洋地区 400 hPa 高度处大气偏向于下沉运动(不利于降水系统的发生发展), 南半球偏向于上升运动(有利于降水系统的发生发展); 而夏秋两季则是北半球以负距平为主, 南半球以正距平为主, 与冬春两季正好相反. 相应LTS与 $\text{RH}_{850 \text{ hPa}}$ 的距平分布也呈现类似结果(图S2

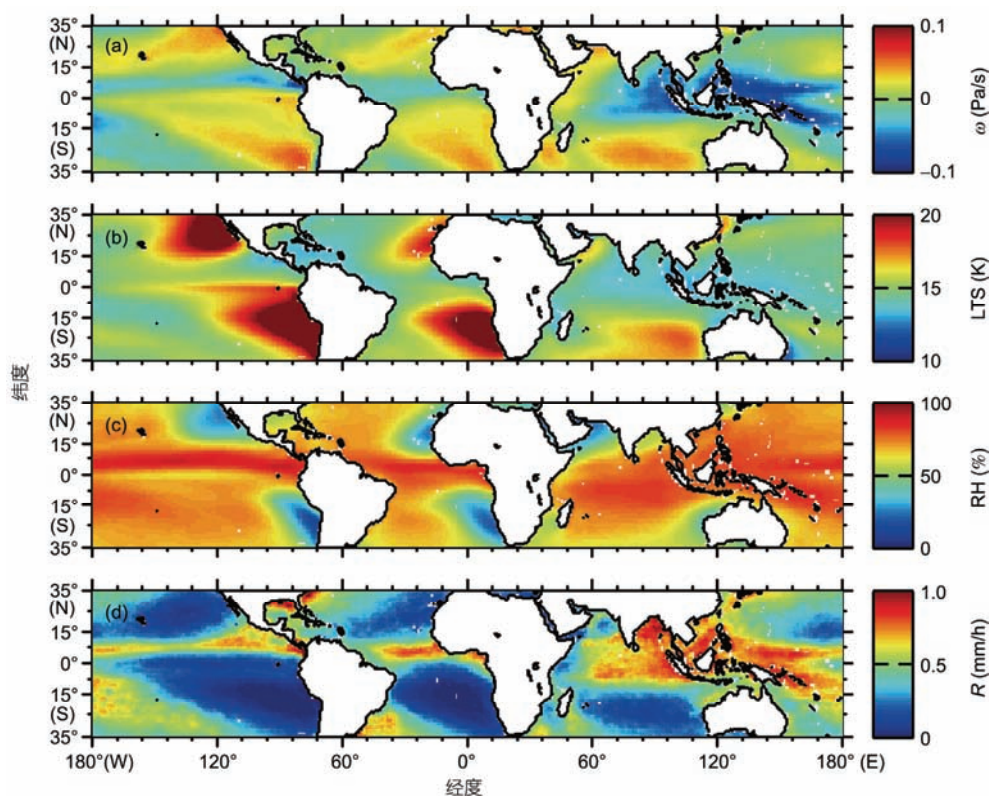


图1 (网络版彩色) 35°S~35°N热带海洋地区 2007 年 1 月 1 日~2012 年 12 月 31 日期间 $\omega_{400 \text{ hPa}}$ (a), LTS (b), $\text{RH}_{850 \text{ hPa}}$ (c) 和降水率 (d) 的水平分布
Figure 1 (Color online) Spatial distribution of $\omega_{400 \text{ hPa}}$ (a), LTS (b), $\text{RH}_{850 \text{ hPa}}$ (c), and rain rate (d) over tropical ocean region bounded by 35°S–35°N during the period from January 1, 2007 to December 31, 2012

和S3), 具体表现为春季, 北半球LTS($\text{RH}_{850 \text{ hPa}}$)以正(负)距平为主, 说明下对流层较稳定且850 hPa高度大气层内水汽含量较低(不利于降水), 南半球相反(利于降水); 秋季分布情况与春季相反, 北半球利于降水, 南半球不利于降水; 夏冬两季分布情况不再以赤道为界, 南北半球对比不是很明显, 不同区域间差异较大. 上述结果说明洋面上空气象条件存在明显的季节差异.

气象条件的季节差异必然会导致降水率的季节差异(图1), 为了更好地探讨气象条件对降水系统的影响, 根据图1(d)以及图S1选取了年均降水率较大且 $\omega_{400 \text{ hPa}}$ 季节变化较明显的地区, 即在赤道附近选取了4个 $20^\circ \times 10^\circ$ 的子研究区(regions of interest, ROI), 如图S1中玫红色框线区域所示, 从左到右依次标记为: ROI-1 ($110^\circ \sim 90^\circ \text{W}$, $5^\circ \sim 15^\circ \text{N}$), ROI-2 ($10^\circ \text{W} \sim 10^\circ \text{E}$, $5^\circ \text{S} \sim 5^\circ \text{N}$), ROI-3 ($80^\circ \sim 100^\circ \text{E}$, $7^\circ \text{S} \sim 17^\circ \text{N}$), ROI-4 ($130^\circ \sim 150^\circ \text{E}$, $7^\circ \sim 17^\circ \text{N}$), 并针对每个ROI定义 $\omega_{400 \text{ hPa}}$ 存在明显负距平的季节为有利季节(favorable season, FS), 相应存在明显正距平的季节为不利季节

(non-favorable season, NS), FS与NS组成相应区域的对比季节. 三个大气环境物理量在FS与NS之间的差异(均值 $\pm$ 标准差)及其显著性检验结果如表2所示, 其中FS相较NS更加不利于降水的结果以灰色背景标出. 可以看出对比季节内4个ROI的 $\omega_{400 \text{ hPa}}$ 差异都是显著的, 且除ROI-1的LTS外FS的大气环境物理量相较于NS而言都有利于降水过程的发生发展.

基于图1所示结果: 气象条件的季节差异必然会导致降水率的季节差异, 已知的如热带辐合带(intertropical convergence zone, ITCZ)的南北季节性振荡, 季风区降水的季节性差异等. 因此, 为了考察降水率的季节差异, 本文采用了与上述 $\omega_{400 \text{ hPa}}$ 相似的距平计算方法计算了降水率距平在春夏秋冬4个不同季节的水平空间分布情况, 结果如图S4所示.

对比图S1与S4, 可以看出各个季节中降水率距平的水平空间分布与 $\omega_{400 \text{ hPa}}$ 距平的水平空间分布十分相似. 绝大部分对应 $\omega_{400 \text{ hPa}}$ 呈负距平的地区降水率呈正距平, 也就是说400 hPa高度处气流上升速度越强对应的区域降水强度越大, 与图1结果保持一致.

表 2 基于ECMWF再分析数据产品进行统计所得到的 4 个ROI各大气环境物理量的差异(FS减去NS)及其显著性检验结果^{a)}

Table 2 Statistics concerning the difference of meteorological factors, and their associated significance test results over four ROIs between the favorable seasons and the non-favorable seasons, based on ECMWF reanalysis data

子研究区	FS-NS	Student T&U检验: $U_a=1.96$		
		$\Delta\omega_{400\text{ hPa}}$ (Pa/s)	ΔLTS (K)	$\Delta\text{RH}_{850\text{ hPa}}$ (%)
ROI-1	夏-冬	-0.08±0.016(√)	0.17±0.23(×)	15.9±3.04(√)
ROI-2	春-夏	-0.03±0.007(√)	-2.38±0.39(√)	4.5±5.25(×)
ROI-3	夏-冬	-0.07±0.021(√)	-1.36±0.49(√)	19.2±6.93(√)
ROI-4	夏-春	-0.07±0.006(√)	-0.81±0.12(√)	5.5±0.96(×)

a) √, 通过检验; ×, 未通过检验. 灰色背景标注为相应区域相应物理量FS相较NS更加不利于降水

进一步对比分析4个子研究区在对比季节内的降水率分布情况可以看到, 相较于年均降水强度而言, 4个子研究区FS的降水强度明显增大, 而NS的降水强度明显减小. 进一步说明了 $\omega_{400\text{ hPa}}$ 与区域降水强度之间的密切关系. 表3给出了4个ROI不同季节的平均降水率(均值±标准差), 其中灰色标注的是每个ROI的对比季节. 可以明显看出, 所有ROI内平均降水率均在FS内达到最大, NS内最小.

2.3 不同类型降水系统对区域降水贡献

热带海洋地区不同类型的降水存在显著差异, 因此为了更深入地探讨热带海洋降水的季节特性, 本文利用TRMM上搭载的PR提供的二级数据产品2A23, 针对4个ROI, 计算了3种降水类型(浅对流单体降水、层云降水、对流云降水)的季节特性. 给出了3类降水系统对区域累积降水面积及区域累积降水量的贡献率情况; 并以全年降水特性为背景, 采用百分比的形式展示了对比季节内3类降水的降水面积、降水量以及降水强度3个物理量距平的统计结果(图2). 其中图2(a)~(h)均采用双圈饼图的形式给出, 外圈4个冷色饼图部分代表4个季节的占比情况.

图2(a)~(d)的外圈饼图表明4个ROI各季节对区域全年累积降水面积贡献率存在明显差异, 且这种季节差异随区域的不同而不同. 以ROI-1为例, 累积降水面积夏季最大(图中蓝色部分, 达45%), 秋季和春季次之(紫色和绿色部分, 达30%和17%), 冬季最小(白色部分, 约8%). 说明ROI-1区在本文研究时段内, 夏季降水次数多, 范围广, 冬季相对少雨. 但4个ROI累积降水面积贡献率均在FS达到最大, 相应NS累积降水面积贡献率都为全年最小(ROI-4区除外, 不利季节以2%的优势大于冬季). 这说明相较于NS, FS内降水过程更为多发, 雨区更广. 对4个ROI各季节的累积降水量贡献率(图2(e)~(h))的差异进行分析, 所得结果与上述结果类似, 季节占比存在很大的区域差异, 但4个区域的统计结果均在FS达到最大, NS达到最小(ROI-4区除外, 以1%的优势高于冬季). 分析3种类型降水系统特性(图2(a)~(d)内圈饼图)可得, 4个ROI所有季节内均以层云降水对累积降水面积的贡献率最大(图中橘色部分, 年均值超过50%), 对流降水次之(图中红色部分, 年均值约占30%), 浅对流降水最小(图中黄色部分), 各季节内具体所占百分比存在季节差异. 图2(e)~(h)的内圈饼图结果表明与累积

表 3 基于TRMM 3B42 产品统计所得的 4 个ROI春夏秋冬 4 个季节降水率均值及对应的标准差结果^{a)}

Table 3 The seasonal mean precipitation rate and standard deviation over four ROIs using TRMM 3B42

		ROI-1	ROI-2	ROI-3	ROI-4
经度范围		110°~90°W	10°W~10°E	80°~100°E	130°~150°E
纬度范围		5°~15°N	5°S~5°N	7°~17°N	7°~17°N
降水率 ($\mu\pm\sigma$ mm/h)	春	0.58±0.16	0.69±0.32*	0.58±0.36	0.41±0.14**
	夏	0.82±0.20*	0.18±0.21**	0.73±0.45*	0.72±0.15*
	秋	0.62±0.20	0.24±0.22	0.61±0.34	0.69±0.14
	冬	0.37±0.14**	0.51±0.27	0.49±0.32**	0.43±0.17

a) 仅对卫星过境时刻进行统计. 灰色背景标注为相应区域的对比季节. *, FS统计结果; **, NS统计结果

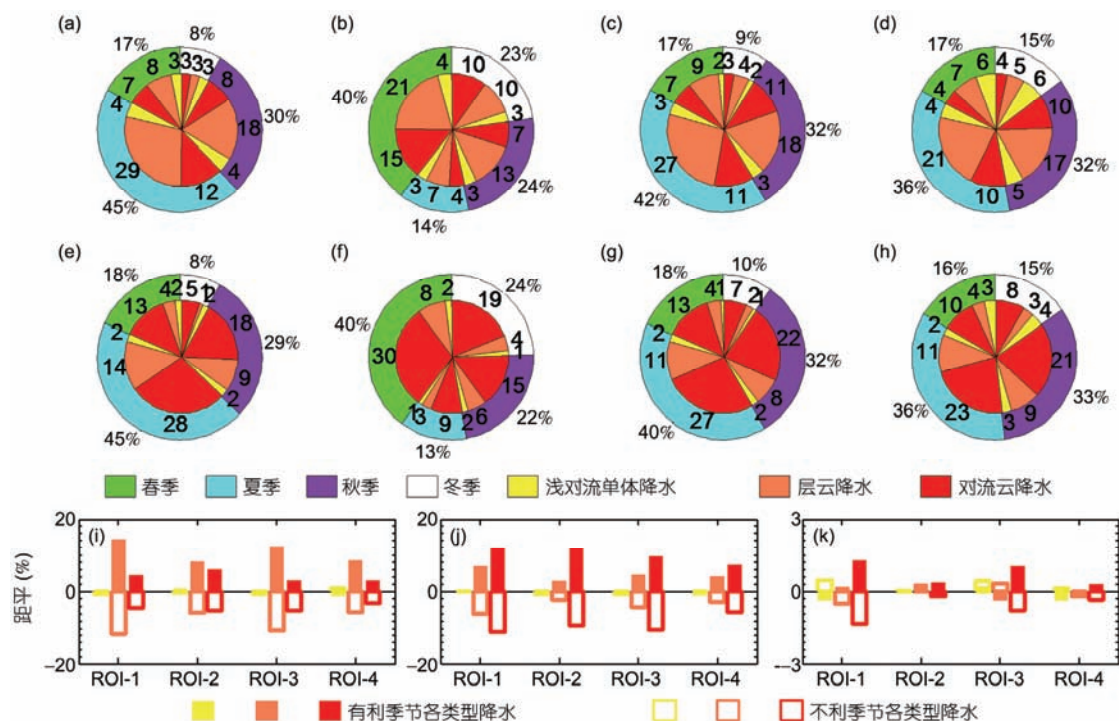


图2 4个ROI中各季节及不同类型降水系统对区域累积降水面积、降水量的贡献率分布饼图以及对比季节内各降水类型的累积降水面积、累积降水量、降水强度贡献率的百分比距平分布图。(a), (e) ROI-1; (b), (f) ROI-2; (c), (g) ROI-3; (d), (h) ROI-4; (i) 累积降水面积; (j) 累积降水量; (k) 降水强度。(a)~(d) 累积降水面积贡献率; (e)~(h) 累积降水量贡献率; (a)~(h) 贡献率具体数值以百分比形式给出, 各季节贡献率标注于饼图外侧(包含百分号), 各降水系统贡献率标注于饼图内侧(略去百分号)

Figure 2 Pie charts showing the individual contribution (in percent) to the total rainy area and total rainfall amount by various precipitating systems in four seasons in four ROIs. (a), (e) ROI-1; (b), (f) ROI-2; (c), (g) ROI-3; (d), (h) ROI-4. The anomalies in total fractions of rainy area (i), rainfall amount (j), and rainfall intensity (k) contributed by various precipitation systems in favorable seasons (solid bars) and non-favorable (hollow bars) seasons in four ROIs. (a)~(d) Contribution to the total rainy area; (e)~(h) contribution to the rainfall. (a)~(h) Contribution details are shown by percent, the season contribution is shown in the outside of pie charts (with '%'), and the precipitation system contributions is shown in the inside of pie charts (without '%')

降水面积贡献率的结果不同, 累积降水量贡献率最高的是对流云降水(图中红色部分, 约占65%), 而层云降水仅占25%左右。上述分析说明, 本文所讨论的3类降水中, 层云降水累积降水面积最大, 对流云降水累积降水量最大(35°S~35°N热带洋面对累积降水面积及累积降水量贡献最大的降水类型空间分布情况可参见图S5和S6)。

上述分析已指出, 不同季节不同大气环境将导致区域内降水系统(包括降水率及降水面积)产生差异。因此, 为了更好地分析不同类型降水系统对大气环境的响应, 本文以百分比的形式给出了对比季节内3类降水的累积降水面积、累积降水量以及平均降水强度对区域贡献率的距平分布情况(以各类型降水对区域全年降水的季节贡献率均值为背景场, 如图2(i)~(k)所示)。本文发现4个子研究区中FS的3类降水的累积降水面积与累积降水量均呈现正距平(大于年

均值), 其中降水面积以层云降水增加最为显著, 对流云降水次之, 浅对流单体降水变化很小; 累积降水量的增加则以对流云为主, 层云降水次之, 浅对流单体降水几乎没有变化。而累积降水面积与累积降水量在NS中均呈负距平, 同样也分别以层云降水和对流云降水的差异较为显著。而降水强度的统计结果(图2(k))表明, 对比季节内浅对流单体降水的降水强度变化不大, 且FS与NS的降水强度变化存在区域差异; 层云降水与浅对流单体降水类似, 但FS与NS的降水强度变化稍大; 而FS的对流云降水强度均呈现正距平, 其中以ROI-1和ROI-3区最为明显, NS的对流云降水强度均呈负距平, 也以ROI-1和ROI-3区最为明显。以上分析表明FS三种降水类型的累积降水量、累积降水面积都较强(浅对流单体降水的变化十分微弱), 但仅对流云降水的降水强度存在显著的增加, 浅对流单体降水及层云降水的降水强度变化随

区域的不同而不同。

2.4 不同类型降水系统垂直分布结构特征

为了进一步分析4个ROI不同类型降水系统对大气环境的响应,本文通过NCFAD的方法,考虑了对比季节内各类型降水系统在垂直结构上的差异,期望能在一定程度上反映出其微物理过程,从而尝试揭示降水系统内部对不同环境场强迫的响应机理。对3类降水系统在FS与NS等不同季节的NCFAD取差值,结果如图3所示。图中以虚线对区域内平均零度层高度进行了标注,具体数值见相应数字。

从图3可以看出:浅对流单体降水中,ROI-1区较大雷达反射率(约以28 dBZ为界)的NCFAD值在各高度层都有所减小(图3(a)),说明相比于不利季节该类型降水系统在有利季节中各高度层都倾向于产生小的降水粒子;而另外3个子研究区则表现为低层

NCFAD值减小(约以2.5 km为界),高层NCFAD值增大,说明有利季节中系统上部发展的更旺盛。同样地,对于层云降水系统,ROI-1和ROI-2区中零度层以上发展的更加旺盛,零度层以下倾向于产生较大的降水粒子;ROI-3区则正好相反;ROI-4在垂直结构上的变化较弱。说明浅对流单体降水和层云降水系统的垂直结构在FS与NS内并不存在一致的变化。而对于对流降水系统,所有子研究区NCFAD季节差值在零度层以上的基本都是正距平,而零度层以下则是较小的雷达反射率发生概率较小,大的雷达反射率发生概率较大,说明有利季节中对流降水系统倾向于发展得更加旺盛并产生更大强度的降水;其中以ROI-1的变化最为显著,其他3个区域变化较弱,但绝大部分差异都通过了显著性检验。对流降水系统的这种较为一致的变化与图2(k)的结果一致。

综合图2和3的结果讨论,本文认为FS季节内不

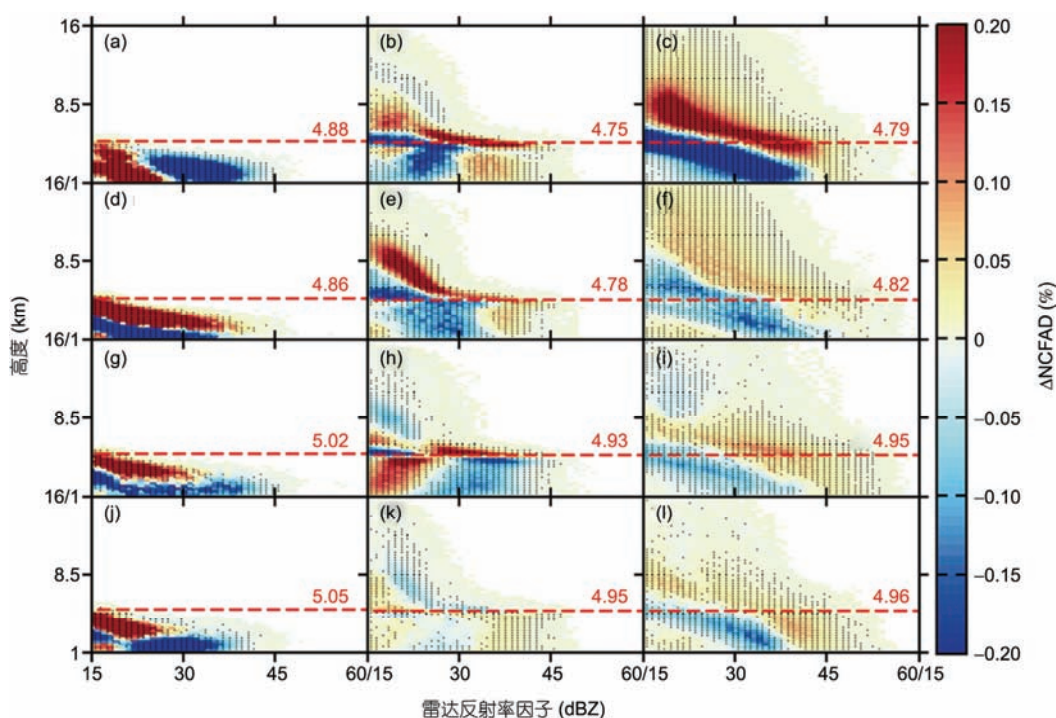


图3 浅对流单体、层云、对流等各类降水系统对比季节内(有利季节-不利季节)雷达反射率因子NCFAD差值分布图。(a) ROI-1中浅对流单体降水;(b) ROI-1中层云降水;(c) ROI-1中对流云降水;(d) ROI-2中浅对流单体降水;(e) ROI-2中层云降水;(f) ROI-2中对流云降水;(g) ROI-3中浅对流单体降水;(h) ROI-3中层云降水;(i) ROI-3中对流云降水;(j) ROI-4中浅对流单体降水;(k) ROI-4中层云降水;(l) ROI-4中对流云降水。虚线标注为区域平均零度层高度(相应数值已给出),黑色圆点表示通过95%置信度卡方检验的区域

Figure 3 NCFAD difference of radar reflectivity for shallow convective, stratiform, and convective precipitation between favorable and non-favorable seasons for formation of precipitation. (a) Shallow convective precipitation over ROI-1; (b) stratiform precipitation over ROI-1; (c) convective precipitation over ROI-1; (d) shallow convective precipitation over ROI-2; (e) stratiform precipitation over ROI-2; (f) convective precipitation over ROI-2; (g) shallow convective precipitation over ROI-3; (h) stratiform precipitation over ROI-3; (i) convective precipitation over ROI-3; (j) shallow convective precipitation over ROI-4; (k) stratiform precipitation over ROI-4; (l) convective precipitation over ROI-4

仅有利于3类降水的发生,而且有利于对流降水垂直结构的发展以及降水强度的增强.这说明,大气环境与对流降水系统垂直结构的发展密切相关.因此,本文深入分析了对流降水系统垂直结构与3个气象条件之间的关系.首先,我们以百分比的形式给出了对流降水发生时4个ROI对比季节内3个气象条件日均值的直方图(图4).然后,综合考虑了2007~2012年期间总体的降水情况,进一步分析了降水系统的雨顶高度(rain top height, RTH)、ZCOG以及30 dBZ雷达反射率顶高(top height with reflectivity of 30 dBZ, ZTH_{30 dBZ})随 $\omega_{400 \text{ hPa}}$, RH_{850 hPa}以及LTS的变化情况,结果如图5所示.图5具体的计算方法是,以 $1^\circ \times 1^\circ$ 格点为基准,对4个ROI内PR探测到的有效对流降水廓线及气象条件日均值进行计算,并采用等间距的方法对气象条件进行分档,最后统计出相应气象条件间距内各物理量的均值进行绘制.为了保证结果具有统计意义,要求每个气象条件间距内至少包含30个样本.

综合图3~5的结果,发现ROI-1的对流降水系统

在对比季节内的垂直结构上的变化最为明显.因此本文主要对ROI-1进行详细分析和讨论.从图5(a)来看ROI-1区的对流降水系统RTH随着 $\omega_{400 \text{ hPa}}$ 的减小(上升速度增强)有一个明显的抬升(点划线),其中最大斜率出现在 $\omega_{400 \text{ hPa}}$ 为 $0 \sim -0.1 \text{ Pa/s}$ 取值范围内, RTH从6 km抬升到7 km附近,当 $\omega_{400 \text{ hPa}}$ 小于 -0.1 Pa/s 时, RTH趋于稳定,当 $\omega_{400 \text{ hPa}}$ 大于 0.1 Pa/s 时RTH随其减小而存在较缓的抬升趋势;相较RTH而言,表征降水系统垂直结构的另外两个物理量ZTH_{30 dBZ}(虚线)和ZCOG(实线)随着 $\omega_{400 \text{ hPa}}$ 也呈现同样的变化趋势,但整体变化趋缓,在 $\omega_{400 \text{ hPa}}$ 从0下降到 -0.1 Pa/s 时分别抬升约0.2和0.3 km. 同样地,分析RH_{850 hPa}对对流降水系统的影响(图5(b)),发现随着RH_{850 hPa}的增加RTH存在明显抬升,最大斜率出现在RH_{850 hPa}取值70%~90%范围内, RTH从5.8 km处线性抬升至6.8 km附近,而在RH_{850 hPa}小于70%以及大于90%的情况下, RTH变化不大. 同样地, ZCOG在RH_{850 hPa}从70%增加到90%时抬升约0.3 km;但ZTH_{30 dBZ}变化不明显,仅

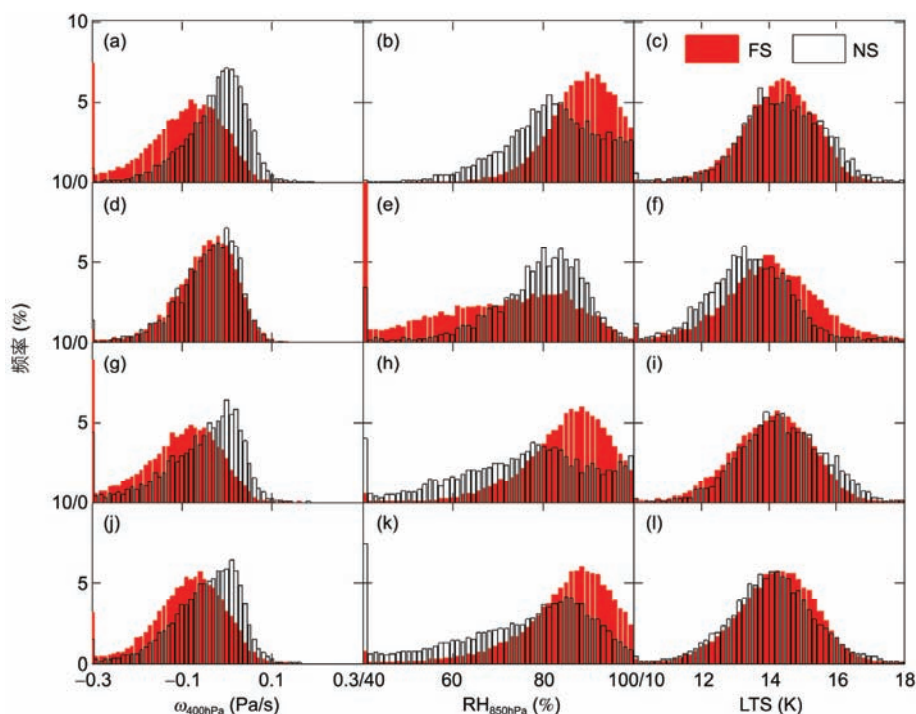


图4 (网络版彩色)产生对流降水过程时各气象条件日均值的有利季节(FS, 实心柱状)与不利季节(NS, 空心柱)内的相应频率分布直方图. (a) ROI-1, $\omega_{400 \text{ hPa}}$, (b) ROI-1, RH_{850 hPa}, (c) ROI-1, LTS, (d) ROI-2, $\omega_{400 \text{ hPa}}$, (e) ROI-2, RH_{850 hPa}, (f) ROI-2, LTS, (g) ROI-3, $\omega_{400 \text{ hPa}}$, (h) ROI-3, RH_{850 hPa}, (i) ROI-3, LTS, (j) ROI-4, $\omega_{400 \text{ hPa}}$, (k) ROI-4, RH_{850 hPa}, (l) ROI-4, LTS

Figure 4 (Color online) Histograms of the occurrence frequency of different meteorological conditions, all of which occur in favorable (solid bars) and non-favorable (hollow bars) seasons for onset of precipitation. (a) $\omega_{400 \text{ hPa}}$ over ROI-1, (b) RH_{850 hPa} over ROI-1, (c) LTS over ROI-1, (d) $\omega_{400 \text{ hPa}}$ over ROI-2, (e) RH_{850 hPa} over ROI-2, (f) LTS over ROI-2, (g) $\omega_{400 \text{ hPa}}$ over ROI-3, (h) RH_{850 hPa} over ROI-3, (i) LTS over ROI-3, (j) $\omega_{400 \text{ hPa}}$ over ROI-4, (k) RH_{850 hPa} over ROI-4, (l) LTS over ROI-4

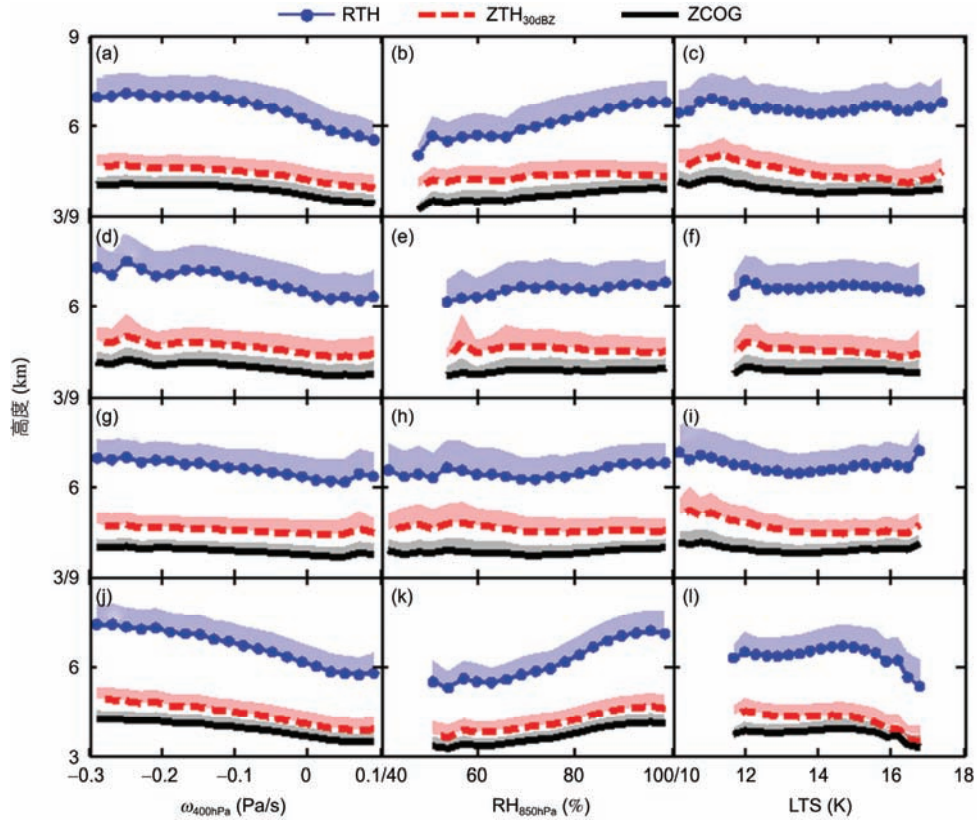


图5 (网络版彩色)对流降水系统 2007 年 01 月 01 日~2012 年 12 月 31 日期间RTH(点划线), ZCOG(实线)及ZTH₃₀ dBZ(虚线)随气象条件的变化图. (a) ROI-1, ω_{400} hPa; (b) ROI-1, RH₈₅₀ hPa; (c) ROI-1, LTS; (d) ROI-2, ω_{400} hPa; (e) ROI-2, RH₈₅₀ hPa; (f) ROI-2, LTS; (g) ROI-3, ω_{400} hPa; (h) ROI-3, RH₈₅₀ hPa; (i) ROI-3, LTS; (j) ROI-4, ω_{400} hPa; (k) ROI-4, RH₈₅₀ hPa; (l) ROI-4, LTS. 半透明填色部分为相应气象条件分档的 1/2 标准差

Figure 5 (Color online) RTH (dotted line), ZCOG (solid line), and ZTH₃₀ dBZ (dash line) for the convective precipitation during the period from January 1, 2007 to December 31, 2012 shown as a function of (a) ω_{400} hPa over ROI-1, (b) RH₈₅₀ hPa over ROI-1, (c) LTS over ROI-1, (d) ω_{400} hPa over ROI-2, (e) RH₈₅₀ hPa over ROI-2, (f) LTS over ROI-2, (g) ω_{400} hPa over ROI-3, (h) RH₈₅₀ hPa over ROI-3, (i) LTS over ROI-3, (j) ω_{400} hPa over ROI-4, (k) RH₈₅₀ hPa over ROI-4, (l) LTS over ROI-4, where the shadows denote 1/2 standard deviation of height for each bin of meteorological factors

在RH₈₅₀ hPa取值65%~70%附近时有一个较小的抬升. 图5(c)中可以看出RTH随着LTS的下降没有明显变化; 但随着LTS从14 K下降到11 K, ZTH₃₀ dBZ以及ZCOG均抬升约0.5 km. 说明ROI-1对流降水系统RTH与 ω_{400} hPa以及RH₈₅₀ hPa高相关, ZTH₃₀ dBZ与 ω_{400} hPa以及LTS相关性较高, 而 ω_{400} hPa, RH₈₅₀ hPa以及LTS三个气象条件都对ZCOG有较明显的影响. 结合图4中ROI-1产生对流降水的气象条件直方分布图进行分析, FS的 ω_{400} hPa(图4(a))分布峰值位于-0.1 Pa/s附近, NS位于0附近, 整体而言FS的 ω_{400} hPa取值偏小; 同样地, FS的RH₈₅₀ hPa分布峰值在90%附近, NS的RH₈₅₀ hPa分布峰值约位于80%附近; 而LTS分布情况没有明显差异. 说明ROI-1内FS的 ω_{400} hPa以及RH₈₅₀ hPa有利于对流降水系统的RTH, ZCOG以及ZTH₃₀ dBZ的抬升, 系统的垂直结构发展更加旺盛, 与图3(c)结果一致.

而对ROI-2, ROI-3以及ROI-4区域的分析也可得到与图3类似的结论, 在此不再赘述.

为了进一步验证上述分析的正确性, 本文给出了4个ROI对流降水系统RTH, ZTH₃₀ dBZ以及ZCOG在对比季节内随高度变化的频率分布图(图6). 其中ROI-1内FS的对流降水系统RTH, ZTH₃₀ dBZ以及ZCOG发生频率的峰值分别为6, 5和4 km, 而NS内3个物理量发生频率的峰值分别对应4.8, 3.8和3 km, 可以看出FS的对流降水系统垂直结构发展更加旺盛, 与之前分析保持一致. 另外3个ROI内, 相较于NS而言, FS的对流降水系统垂直结构发展也更加旺盛, 但变化较微弱, 与图3所示的结果较为一致. 上述分析验证了本文对图4和5的推论: 大气环境会通过改变对流降水系统的热力及动力条件影响其垂直结构的发展, 进而影响降水系统的降水量、降水面积以及降

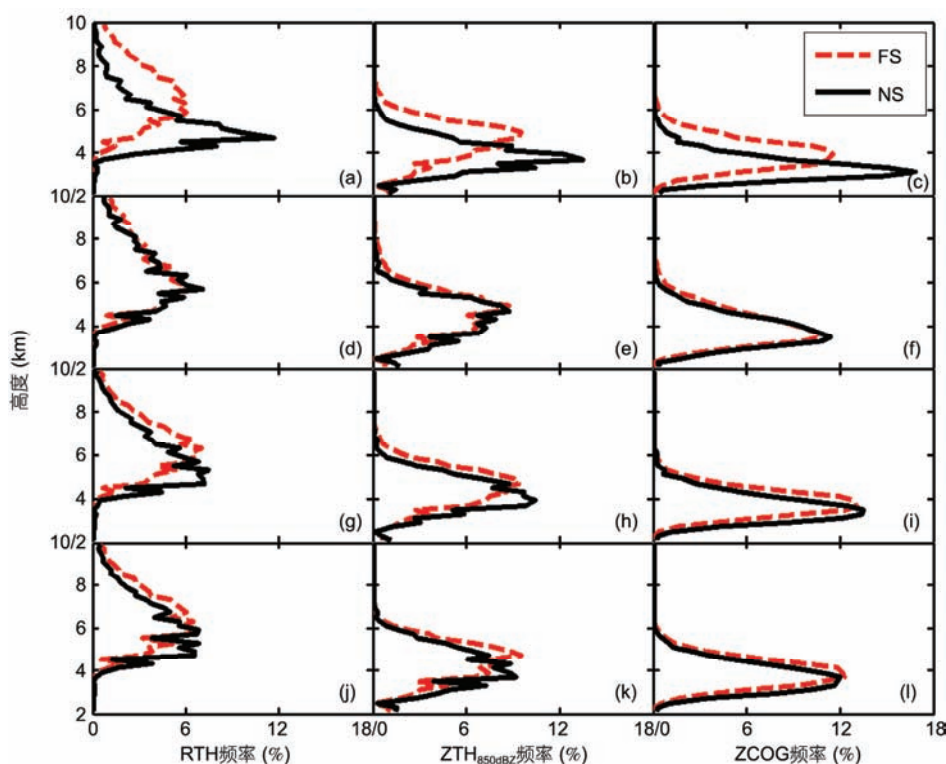


图6 (网络版彩色)对比季节内对流降水系统RTH, $ZTH_{30\text{ dBZ}}$ 以及ZCOG随高度变化的频率分布图. (a) ROI-1, RTH; (b) ROI-1, $ZTH_{30\text{ dBZ}}$; (c) ROI-1, ZCOG; (d) ROI-2, RTH; (e) ROI-2, $ZTH_{30\text{ dBZ}}$; (f) ROI-2, ZCOG; (g) ROI-3, RTH; (h) ROI-3, $ZTH_{30\text{ dBZ}}$; (i) ROI-3, ZCOG; (j) ROI-4, RTH; (k) ROI-4, $ZTH_{30\text{ dBZ}}$; (l) ROI-4, ZCOG

Figure 6 (Color online) The histogram of convective precipitation in favorable (red curves) and non-favorable (black curves) seasons for the onset of precipitation, shown as a function of height. (a) RTH over ROI-1, (b) $ZTH_{30\text{ dBZ}}$ over ROI-1, (c) ZCOG over ROI-1, (d) RTH over ROI-2, (e) $ZTH_{30\text{ dBZ}}$ over ROI-2, (f) ZCOG over ROI-2, (g) RTH over ROI-3, (h) $ZTH_{30\text{ dBZ}}$ over ROI-3, (i) ZCOG over ROI-3, (j) RTH over ROI-4, (k) $ZTH_{30\text{ dBZ}}$ over ROI-4, (l) ZCOG over ROI-4

水强度等特性.

3 结论

本文综合利用长时间序列(2007~2012年)的降水雷达遥感产品和再分析数据,对全球热带海洋地区($35^{\circ}\text{S}\sim 35^{\circ}\text{N}$)降水的时空分布特性,尤其是不同类型降水垂直结构的季节变化特性进行了深入研究.详细阐述了 $\omega_{400\text{ hPa}}$, $RH_{850\text{ hPa}}$ 以及LTS与降水过程密切相关的气象条件的季节变化;在此基础上利用TRMM卫星降水观测资料,对4个典型研究区域中浅对流单体降水、层云降水以及对流云降水3类降水系统在研究时段内所产生的降水量、降水强度、降水面积的季节变化做了深入分析;并根据 $\omega_{400\text{ hPa}}$ 这一气象条件是否有利于降水过程的发生发展定义了对比季节,以此为基础探讨了降水系统在三维结构上的变化,最后分析了 $\omega_{400\text{ hPa}}$, $RH_{850\text{ hPa}}$ 以及LTS等气象条件与对流云降水垂直结构发展之间的关系.可得出

如下主要结论:

(1) 热带海洋地区年均降水率的水平空间分布与 $\omega_{400\text{ hPa}}$ 的水平空间分布十分一致,说明二者高度相关;赤道辐合带的年均降水率明显高于其他地区,其400 hPa高度处气流上升运动较强,850 hPa高度处水汽充沛,下对流层稳定度较低,说明3个气象条件都有利于降水系统在此处的发生发展;

(2) $\omega_{400\text{ hPa}}$ 存在明显的季节变化,大体以赤道为界,北半球夏秋季存在负距平,冬春季存在正距平,南半球相反;平均降水率也存在明显的季节变化,具体分布情况与 $\omega_{400\text{ hPa}}$ 呈负相关,基本以赤道为界,北半球夏秋两季存在正距平,冬春两季存在负距平,南半球相反;

(3) 4个子研究区内区域累积降水面积贡献率以层云降水为主(年均值均超过50%),对流云降水次之(约30%),累积降水量贡献率则以对流云降水为主(约65%),层云降水次之(约25%);而浅对流单体降水

对区域累积降水面积和累积降水的贡献率都最小(约20%);

(4) 4个ROI中FS对应的3类降水系统的累积降水面积、累积降水量都有所增加,但降水强度以及降水系统垂直结构的变化存在差异,其中浅对流单体降水及层云降水各区域之间变化不一致,仅对流云降水强度一致增强且其垂直结构上的发展更加旺盛;对流降水系统RTH, ZCOG以及ZTH_{30 dBZ}都有所增加;

(5) 对流降水系统RTH, ZCOG以及ZTH_{30 dBZ}随着 $\omega_{400\text{ hPa}}$ 的减小而迅速抬升,说明在较强上升气流的影响下,系统垂直方向发展得更加旺盛;随着RH_{850 hPa}的增加也存在同样的现象;随着LTS的降低有轻微抬升,说明影响对流降水系统垂直结构的主要气象条件是 $\omega_{400\text{ hPa}}$ 和RH_{850 hPa}。

本文所得到的主要结果仅考虑浅对流单体、层云以及对流云3种不同降水,给出的百分比是相对的百分比情况,且在降水样本选取过程中对大气环流背景的考虑不够细致全面,这些因素都会对研究结果带来一定的不确定性。现阶段不少研究工作对不同类型降水的发生概率,以及时空变化的特征分析

都较为充分,而对在一定程度上能反映降水系统内部对外界热力和动力强迫响应的垂直结构差异研究较少,这正是本文的特色工作之一。本文的新意主要体现在:将长时间序列卫星降水资料和再分析数据相结合,通过400 hPa垂直速度、下对流层稳定度、相对湿度等主要指标,把大气环流的稳定度和对流/非对流活动联系在一起,清晰地给出了不同季节内浅对流单体、层云、对流云3种不同降水系统对区域累积降水面积以及区域累积降水量的贡献率及其垂直结构差异,指出了影响热带海洋对流降水系统垂直结构的主要气象条件是400 hPa上升速度和850 hPa相对湿度。但对造成这种时空差异的背后影响机理探求有待进一步的研究。幸运的是,搭载双频降水雷达(DPR)的新一代全球降水测量任务(GPM)核心观测平台于2014年成功发射升空,使得我们可更加精确地捕捉微量降水(0.5 mm/h)和固态降水,并首次实现从卫星平台对热带地区的降水粒径分布进行综合解译。这种全新的探测手段势必大大促进对全球热带地区降水时空分布特性的理解,进而为全球水循环和全球气候变化研究提供重要科学数据支撑。

致谢 感谢美国宇航局提供TRMM降水卫星观测数据,以及美国科罗拉多州立大学Xu WeiXing博士对TRMM数据产品使用的宝贵建议。

参考文献

- 1 Simpson J, Kummerow C, Tao W K, et al. On the tropical rainfall measuring mission (TRMM). *Meteorol Atmos Phys*, 1996, 60: 19–36
- 2 Kummerow C, Barnes W, Kozu T, et al. The tropical rainfall measuring mission (TRMM) sensor package. *J Atmos Ocean Tech*, 1998, 15: 809–817
- 3 Toracinta E R, Cecil D J, Zipser E J, et al. Radar, passive microwave, and lightning characteristics of precipitating systems in the tropics. *Mon Weather Rev*, 2002, 130: 802–824
- 4 Wang B. Dynamics of tropical low-frequency waves: An analysis of the moist Kelvin wave. *J Atmos Sci*, 1988, 45: 2051–2056
- 5 Cha J, Luo D H. The impact of the stratiform heating on Madden-Julian oscillation (in Chinese). *Chin J Atmos Sci*, 2011, 35: 657–666 [查晶, 罗德海. 层云加热对热带大气季节内振荡的影响. *大气科学*, 2011, 35: 657–666]
- 6 Li C Y. Convective condensation heating and unstable mode (in Chinese). *Chin J Atmos Sci*, 1983, 7: 260–268 [李崇银. 对流凝结加热与不稳定波. *大气科学*, 1983, 7: 260–268]
- 7 Toracinta E R, Cecil D J, Zipser E J, et al. Radar, passive microwave, and lightning characteristics of precipitating systems in the tropics. *Mon Weather Rev*, 2002, 130: 802–803
- 8 Stephens G L, Vane D G, Tanelli S, et al. CloudSat mission: Performance and early science after the first year of operation. *J Geophys Res-Atmos*, 2008, 113: 2036–2044
- 9 Trenberth K E, Dai A, Rasmussen R M, et al. The changing character of precipitation. *Bull Am Meteorol Soc*, 2003, 84: 1205–1217
- 10 Xu W, Zipser E J. Properties of deep convection in tropical continental, monsoon, and oceanic rainfall regimes. *Geophys Res Lett*, 2012, 39: 127–137
- 11 Petersen W A, Rutledge S A. Regional variability in tropical convection: Observations from TRMM. *J Clim*, 2001, 14: 3566–3586
- 12 Hirose M, Nakamura K. Spatiotemporal variation of the vertical gradient of rainfall rate observed by the TRMM precipitation radar. *J*

- Clim, 2004, 17: 3378–3397
- 13 Fierro A O, Zipser E J, LeMone M A, et al. Tropical oceanic hot towers: Need they be undilute to transport energy from the boundary layer to the upper troposphere effectively? An answer based on trajectory analysis of a simulation of a TOGA COARE convective system. *J Atmos Sci*, 2012, 69: 195–213
- 14 Mohr K I, Famiglietti J S, Zipser E J. The contribution to tropical rainfall with respect to convective system type, size, and intensity estimated from the 85-GHz ice-scattering signature. *J Appl Meteorol*, 1999, 38: 596–606
- 15 Xu W. Precipitation and convective characteristics of summer deep convection over East Asia observed by TRMM. *Mon Weather Rev*, 2013, 141: 1577–1592
- 16 Liu C, Zipser E J. “Warm rain” in the tropics: Seasonal and regional distributions based on 9 yr of TRMM data. *J Clim*, 2009, 22: 767–779
- 17 Koizu T, Reddy K K, Mori S, et al. Seasonal and diurnal variations of raindrop size distribution in Asian monsoon region. *J Math Soc Jpn*, 2006, 84: 195–209
- 18 Jiang H, Zipser E J. Contribution of tropical cyclones to the global precipitation from eight seasons of TRMM data: Regional, seasonal, and interannual variations. *J Clim*, 2010, 23: 1526–1543
- 19 Yang S, Smith E A. Convective-stratiform precipitation variability at seasonal scale from 8 yr of TRMM observations: Implications for multiple modes of diurnal variability. *J Clim*, 2008, 21: 4087–4114
- 20 Koren I, Altaratz O, Remer L A, et al. Aerosol-induced intensification of rain from the tropics to the mid-latitudes. *Nat Geosci*, 2012, 5: 118–122
- 21 Deng Y, Gao T, Gao H, et al. Regional precipitation variability in East Asia related to climate and environmental factors during 1979–2012. *Sci Rep*, 2014, 4: 5693, doi: 10.1038/srep05693
- 22 Richardson Y P, Droegemeier K K, Davies-Jones R P. The influence of horizontal environmental variability on numerically simulated convective storms. Part I: Variations in vertical shear. *Mon Weather Rev*, 2007, 135: 3429–3455
- 23 Yuter S E, Houze Jr R A. Three-dimensional kinematic and microphysical evolution of Florida cumulonimbus. Part II: Frequency distributions of vertical velocity, reflectivity, and differential reflectivity. *Mon Weather Rev*, 1995, 123: 1941–1963
- 24 Rosenfeld D, Lensky I M. Satellite-based insights into precipitation formation processes in continental and maritime convective clouds. *Bull Am Meteorol Soc*, 1998, 79: 2457–2476
- 25 Heiblum R H, Koren I, Altaratz O. New evidence of cloud invigoration from TRMM measurements of rain center of gravity. *Geophys Res Lett*, 2012, 39: L08803, doi: 10.1029/2012GL051158
- 26 Zipser E J, Lutz K R. The vertical profile of radar reflectivity of convective cells: A strong indicator of storm intensity and lightning probability? *Mon Weather Rev*, 1994, 122: 1751–1759
- 27 Liu C T, Cecil D J, Zipser E J, et al. Relationships between lightning flash rates and radar reflectivity vertical structures in thunderstorms over the tropics and subtropics. *J Geophys Res-Atmos*, 2012, 117: D06212, doi: 10.1029/2011JD017123
- 28 Nesbitt S W, Zipser E J. The diurnal cycle of rainfall and convective intensity according to three years of TRMM measurements. *J Clim*, 2003, 16: 1456–1475
- 29 Fu Y, Liu G. Precipitation characteristics in mid-latitude East Asia as observed by TRMM PR and TMI. *J Math Soc Jpn*, 2003, 81: 1353–1369
- 30 Liu J F, Chen R S, Han C T, et al. Evaluating TRMM multi-satellite precipitation analysis using gauge precipitation and MODIS snow-cover products (in Chinese). *Adv Water Sci*, 2010, 21: 343–348 [刘俊峰, 陈仁升, 韩春坛, 等. 多卫星遥感降水数据精度评价. *水科学进展*, 2010, 21: 343–348]
- 31 Awaka J, Iguchi T, Okamoto K. Early results on rain type classification by the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) precipitation radar. In: *Proc. 8th URSI Commission F Open Symp, Aveiro, Portugal, URSI*, 1998. 143–146
- 32 Uppala S, Dee D, Kobayashi S, et al. Towards a climate data assimilation system: Status update of ERA-Interim. *ECMWF Newslett*, 2008, 115: 12–18
- 33 Slingo J M. The development and verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. *Q J R Meteor Soc*, 1987, 113: 899–927
- 34 Wood R, Bretherton C S. On the relationship between stratiform low cloud cover and lower-tropospheric stability. *J Clim*, 2006, 19: 6425–6432
- 35 Wilks D S. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. 3rd ed. Oxford: Academic press, 2011. 704
- 36 Fu Y, Lin Y, Liu G, et al. Seasonal characteristics of precipitation in 1998 over East Asia as derived from TRMM PR. *Adv Atmos Sci*, 2003, 20: 511–529
- 37 Rosenfeld D, Ulbrich C W. Cloud microphysical properties, processes, and rainfall estimation opportunities. In: Wakimoto R M, Sri

vastava R, eds. Radar and Atmospheric Science: A Collection of Essays in Honor of David Atlas. Washington DC: American Meteorological Society, 2003. 237–258

- 38 Koren I, Altaratz O, Feingold G, et al. Cloud's center of gravity—A compact approach to analyze convective cloud development. Atmos Chem Phys, 2009, 9: 155–161

补充材料

图 S1 35°S~35°N 热带海洋地区 $\omega_{400\text{ hPa}}$ 距平水平空间分布图

图 S2 35°S~35°N 热带海洋地区 LTS 距平水平空间分布图

图 S3 35°S~35°N 热带海洋地区 $\text{RH}_{850\text{ hPa}}$ 距平水平空间分布图

图 S4 35°S~35°N 热带海洋地区 2007 年 1 月 1 日~2012 年 12 月 31 日期间降水率距平的水平空间分布图

图 S5 35°S~35°N 热带洋面 2007 年 1 月 1 日~2012 年 12 月 31 日各季节累积降水面积贡献率最大的降水类型水平空间分布图

图 S6 35°S~35°N 热带洋面 2007 年 1 月 1 日~2012 年 12 月 31 日各季节累积降水量贡献率最大的降水类型水平空间分布图

本文以上补充材料见网络版 csb.scichina.com. 补充材料为作者提供的原始数据, 作者对其学术质量和内容负责.

Summary for “全球热带海洋地区降水季节变化的 TRMM 卫星观测”

On the seasonal variation of various types of precipitation over global tropical ocean region: A perspective from TRMM measurements

LIU Huan^{1,2}, GUO JianPing^{1*}, CHEN TianMeng³ & ZHAI PanMao^{1*}

¹ State Key Laboratory of Severe Weather & Key Laboratory of Atmospheric Chemistry of China Meteorological Administration, Chinese Academy of Meteorological Sciences, Beijing 100081, China;

² College of Earth Sciences, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;

³ College of Global Change and Earth System Science, Beijing Normal University, Beijing 100875, China

* Corresponding authors, E-mail: jpguo@cma.gov.cn; pmzhai@cma.gov.cn

The radar reflectivity and precipitation rate from Precipitation Radar (PR) onboard Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) are obtained over the global tropical regions (35°S–35°N) during the period from 2007 to 2012, combined with coincident vertical velocity at 400 hPa ($\omega_{400\text{ hPa}}$), relative humidity at 850 hPa ($\text{RH}_{850\text{ hPa}}$) and lower tropospheric stability (LTS) from European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) reanalysis. First of all, the seasonal and spatial distribution of meteorological factors, including $\omega_{400\text{ hPa}}$, $\text{RH}_{850\text{ hPa}}$, and LTS, together with rain rate are investigated. Next, four typical Regions of Interest (ROIs) and their individual seasons (i.e., favorable and non-favorable seasons for rainfall) are identified for further analysis by determining whether there exist most pronounced seasonal differences observed in $\omega_{400\text{ hPa}}$. Meanwhile, rainy area, and rainfall of three precipitation types (i.e., shallow, stratus, and convection precipitation regimes) over the ROIs has been calculated. The three dimensional structures of individual precipitating system are analyzed, based on normalized contoured frequency by altitude diagram (NCFAD) and other statistical methods. Finally, with a focus on convection precipitation system, we give a quantitative description of the response of precipitation vertical structure to meteorological factors. Namely, how the rain echo top height (RTH), echo top height with reflectivity of 30 dBZ ($\text{ZTH}_{30\text{ dBZ}}$), and reflectivity center of gravity (ZCOG) vary with $\omega_{400\text{ hPa}}$, $\text{RH}_{850\text{ hPa}}$, and LTS.

In particular, (1) high rain rate dominates over intertropical convergence zone, which is characterized by strong updraft, sufficient moisture, and low LTS, showing the average rain rate is negatively associated with $\omega_{400\text{ hPa}}$ at both temporal and spatial scales. That is to say, lower $\omega_{400\text{ hPa}}$ comes with more intensive rain rate. (2) The meteorological factors, along with average rain rate, exhibit appreciable seasonal variation. To be specific, negative (positive) $\omega_{400\text{ hPa}}$ anomalies is mostly found over the northern (southern) hemisphere in summer and autumn, as opposed to the patterns found in winter and spring. (3) In terms of the area with rainfall, the stratiform precipitating system accounts for more than 50% of the total area under investigation, followed by the convective precipitating system (about 30%), and the shallow precipitating system (less than 20%). In contrast, convective precipitating system, among others, takes the lead (about 65%) in contributing to the accumulated rainfall amount in the ROIs studied, followed by stratiform precipitating system (about 25%), and the shallow precipitating system (about 10%). (4) In the season with relatively higher $\omega_{400\text{ hPa}}$, both rainy area and accumulated rainfall amount for all three types of precipitation show a increasing trend, irrespective of ROI. By comparison, rain rate and its vertical structures show large discrepancy, i.e., the intensity of convective precipitation system in favorable season tends to systematically increase as compared with that in non-favorable season. (5) The bulk precipitation system parameters used to describe convective precipitating system, including RTH, $\text{ZTH}_{30\text{ dBZ}}$, and ZCOG, are observed to be elevated sharply with increasing $\omega_{400\text{ hPa}}$ and $\text{RH}_{850\text{ hPa}}$. The same holds for the increasing LTS but with a smaller magnitude in the elevated height. This implies that $\omega_{400\text{ hPa}}$ and $\text{RH}_{850\text{ hPa}}$ most likely play a dominant role in dictating the vertical development of convection.

tropical ocean, precipitation, vertical structure, normalized contoured frequency by altitude diagram (NCFAD), Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF), reflectivity center of gravity (ZCOG)

doi: 10.1360/N972015-01408