

# 热带海洋的降水区域划分及相关大气背景环境特征

纪献普<sup>1,2</sup>, 沙雨星<sup>1,2</sup>, 冯涛<sup>1,2\*</sup>, 李俊杰<sup>1,2</sup>

(1. 河海大学自然资源部海洋灾害预报技术重点实验室, 江苏南京 210098; 2. 河海大学海洋学院, 江苏南京 210098)

**摘要:** [目的] 探究热带海洋上空的大气背景环境差异对降水特征的影响及其内在机制。[方法] 使用 1998—2013 年热带降雨测量任务(TRMM)的逐月降水特征数据, 利用聚类分析的方法将热带降水区域划分为 5 种典型类型, 并通过湿静能(MSE)和对流有效位能(CAPE)等诊断变量探讨不同降水类型与大气背景环境之间的关系。[结果] 研究发现以西太平洋暖池为代表的强降水区域表现出强烈的垂直运动和水汽背景。相反地, 大陆副热带西岸等区域由于下沉异常和相对较干的大气条件, 降水较为微弱。其他开放大洋区域的降水受水汽异常和大气稳定性影响, 较低的稳定度和更湿的中低层大气有利于形成高空降水。[结论] 本研究探讨了热带海洋上空大气背景环境与降水类型之间的关系, 指出大尺度气候背景的动力热力作用对热带海洋上空降水类型的关键影响, 有助于加深对热带海洋上空降水空间分布的理解。

**关键词:** 热带; 对流降水; 层状降水; 风暴高度; 湿静能

中图分类号:P 47

文献标志码:A

文章编号:0438-0479(2024)03-0492-12

## Regionalization of precipitation and associated atmospheric background environmental characteristics over the tropical oceans

JI Xianpu<sup>1,2</sup>, SHA Yuxing<sup>1,2</sup>, FENG Tao<sup>1,2\*</sup>, LI Junjie<sup>1,2</sup>

(1. Key Laboratory of Marine Hazards Forecasting, Ministry of Natural Resources, Hohai University, Nanjing 210098, China;

2. College of Oceanography, Hohai University, Nanjing 210098, China)

**Abstract:** [Objective] Precipitation over tropical oceans plays a crucial role in the global energy and water cycle. The oceans provide moisture to the atmosphere through evaporation, and precipitation forms through the condensation of water vapor in the atmosphere. The release of latent heat during the formation of precipitation is a major driver of atmospheric circulation, influencing weather systems and cloud formation. However, there are large differences in the background environments over the tropical oceans. How these differences affect precipitation characteristics and the intrinsic mechanisms involved remain to be investigated. [Methods] In this study, monthly precipitation characterization data from the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) spanning from 1998 to 2013 are utilized, including convective precipitation rates, stratiform precipitation rates, convective storm heights, and stratiform storm heights. The European Center for Medium-Range Weather Forecasts fifth generation reanalysis monthly data (ERA5) are also used in this study to provide the atmospheric background environment field. Tropical precipitation regions are classified into five typical types using cluster analysis. The relationship between precipitation types and atmospheric environments is explored through diagnostic variables such as moist static energy and convective available potential energy. [Results] This study elucidates the underlying causes of different precipitation types within critical tropical regions through the perspective of large-scale atmospheric background environments and moist static energy. Notably, precipitation distribution across tropical oceans displays marked spatial heterogeneity, gradually diminishing from the tropics towards extra-equatorial regions. The study classifies the five precipitation types

收稿日期:2023-10-30 录用日期:2024-02-21

基金项目:国家自然科学基金(42175063)

\*通信作者:fengtao@hhu.edu.cn

引文格式:纪献普,沙雨星,冯涛,等.热带海洋的降水区域划分及相关大气背景环境特征[J].厦门大学学报(自然科学版),2024,63(3):492-503.

Citation: JI X P, SHA Y X, FENG T, et al. Regionalization of precipitation and associated atmospheric background environmental characteristics over the tropical oceans[J]. J Xiamen Univ Nat Sci, 2024, 63(3): 492-503. (in Chinese)



into categories of strong upwelling areas, strong subsidence areas, and weak upwelling zones based on vertical motion profiles. Notably, regions such as the western Pacific warm pool are characterized by robust convective precipitation due to favorable vertical motion and moisture backgrounds. Conversely, areas such as the continental subtropical western coasts exhibit weaker precipitation due to subsidence anomalies and drier atmospheric conditions. In open-ocean regions, precipitation is influenced by moisture anomalies and atmospheric stability, with lower stability and a moister lower and middle atmosphere favoring higher-altitude precipitation formation. These findings provide insight into the typical precipitation characteristics under various circulation backgrounds in the tropics, shedding light on the causes of these features from an environmental perspective. This understanding is pivotal for advancing research on tropical cloud-radiation-sea surface temperature (SST) interactions and their future trajectories. It should be noted that the analysis in this study is based on precipitation characteristics averaged over the period of 1998–2013, and does not take into account the effects of the annual circulation and interannual background (e.g., El Niño-Southern Oscillation) on precipitation types, which are factors that deserve to be explored in depth in future studies. In this study, a region is categorized as one of the five types of precipitation regions, meaning that the precipitation occurring in the region is dominated by that type. However, multiple types of precipitation often occur simultaneously, but are characterized by the dominance of one precipitation type under the influence of large-scale circulation. Therefore, the proportion of various precipitation types other than the dominant precipitation type and their interrelationships in each region are also worthy of further study, which may provide reference significance for clarifying the occurrence mechanism of tropical convective precipitation. [Conclusions] This study highlights the relationship between the atmospheric background environment and precipitation types over tropical oceans, underscoring the critical influence of the dynamics and thermodynamics of large-scale climatic backgrounds on precipitation types over tropical oceans. Such insights contribute to a deeper understanding of the spatial distribution of precipitation over tropical oceans, which is essential for predicting and responding to the impacts of climate change on the global water cycle and weather patterns. However, other important factors affecting the spatial distribution of tropical precipitation, such as boundary layer convergence, sea surface temperature, and precipitable water, have not been explored in detail. Understanding how these physical processes affect the various types of precipitation represents an additional area of great interest for further study.

**Keywords:** tropic; convective precipitation; stratiform precipitation; storm height; moist static energy

热带海洋上的降水在全球能量和水循环中扮演着重要的角色。海洋通过蒸发将水汽输送至大气,而大气中水汽凝结形成降水,进而对海洋和陆地淡水输入产生影响。热带海洋上的降水分布表现出显著的空间不均匀性,并且在多个时间尺度上发生变化。此外,降水的凝结潜热释放也影响着海洋的热量收支平衡<sup>[1-5]</sup>。这种影响不仅限于热带地区,还扩散至热带以外地区,进而影响着全球区域的天气与气候变化<sup>[6-11]</sup>。

热带海洋上空的降水类型通常可以分为对流性降水与层状降水,这两种降水类型在动力与微物理发生发展机制方面存在显著差异<sup>[12]</sup>。Schumacher 等<sup>[13]</sup>将全球划分为对流活跃区域与对流抑制区域,发现对流活跃区域主要发生在热带海洋以及中纬度地区的暖季,而这两个区域内层状降水的特征具有显著差异。对流性降水的发生与海表面温度(SST)密切相关,当 SST 超过 26.5 °C 时比较容易发生有组织的对流。然而,当 SST 在 28.0 °C 以上时,对流强度与 SST 呈现负相关<sup>[14-15]</sup>,这种现象与对流引起的云-辐射相互作用有关<sup>[16]</sup>。一些研究表明云的变化对 SST 的反馈微乎其微,原因在于云覆盖量增加导致的海表面入射短

波辐射减少和入射长波辐射增加的效应几乎相互抵消<sup>[2]</sup>。然而,由于热带不同海域的降水和云的差异很大,上述结论很可能与研究的降水区域有关<sup>[17-19]</sup>。

热带降水释放的凝结潜热进入大气,并伴随着大气辐射加热异常,引发显著的大气中层非绝热加热,从而引起显著的大气环流异常<sup>[20]</sup>。热带海洋上空大气的非绝热加热特征与热带降水的类型密切相关,深对流性降水通常导致高空的非绝热加热,浅对流性降水导致低层加热;而层状降水导致高层加热和低层冷却<sup>[21]</sup>。Schumacher 等<sup>[22]</sup>指出热带地区垂直运动廓线无法通过单一降水类型所引起的加热来解释,需要综合考虑对流性或层状降水所引发的潜热释放分布与对流高度。Back 等<sup>[7]</sup>指出西太平洋暖池区的垂直运动呈现顶重的特征,即垂直运动速率的最大值出现在对流层中层,与该区域深对流性降水引发的非绝热加热廓线一致;而在东太平洋热带辐合带(ITCZ)内,垂直运动呈底重的特征,即垂直运动速率最大值出现在对流层低层,与该区域内盛行浅对流性降水有关。此外,降水类型与垂直积分的湿静能(MSE)密切相关,通过 MSE 收支可以解释不同降水类型的形成。

热带降水具有多时空尺度的变化特征,揭示这种

变化背后的机制以及未来的预测是当前研究的热门问题<sup>[23-26]</sup>。尽管以往的研究指出热带降水的地理分布与 SST 或大气可降水量有关<sup>[27]</sup>,但对于其地理分布的具体成因以及对降水类型的影响仍然不清楚。本研究利用卫星观测的降水特征数据,通过聚类分析的方法根据热带降水特征进行客观分型,以揭示热带降水类型的地理分布特征;同时深入研究不同降水区域所对应的大尺度背景环境条件,包括大气海洋环境背景与 MSE 平衡特征,以此建立不同降水区域与大气环境特征的联系。

## 1 资料与方法

### 1.1 数 据

本研究使用热带降雨测量任务(TRMM)的 3A25 产品数据集<sup>[28]</sup>,时间覆盖范围为 1998 年 1 月至 2013 年 12 月。TRMM 卫星搭载了降雨雷达(PR),水平空间分辨率平均为 5 km,可以提供从地球表面到 20 km 高度上的降雨和降雪回波信息。TRMM 降雨类型产品的识别主要通过零度层亮带与最大回波阈值进行确定:首先,当降水发生时被探测到零度层亮带,该降水被标记为层状降水;随后,对 PR 每个天线扫描角上的最大回波值进行判断,若最大回波大于 39 dBZ 或者显著大于周边区域,则该像素点上的降水被标记为对流降水。通过 PR 的回波特征,可以确定不同类型风暴发生的高度,可被用于指示风暴的强度。TRMM 的 3A25 产品是基于以上产品制作的月平均数据集,数据空间分辨率为  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ,提供月平均的条件性对流降水量(即有对流发生时的平均降水量,以下简称对流降水量)、条件性层状降水量(即有层状风暴发生时的平均降水量,以下简称层状降水量)、风暴高度,以及相应的发生频次、标准差等统计信息。

大气环境场来自于欧洲中期天气预报中心的第 5 代再分析数据(ERA5)<sup>[29]</sup>,从海表面到气压 100 hPa 的位势高度总共垂直分 27 层,水平分辨率为  $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ ,时间分辨率为月平均,要素包括气温、比湿、水平和垂直风场。由于对流的形成与对流抑制能量(CIN)和对流有效位能(CAPE)直接相关,因此本研究也使用 ERA5 再分析数据集中的 CIN 和 CAPE 数据进行分析。

### 1.2 方 法

本研究将 1998 年 1 月至 2013 年 12 月的资料进行平均,得到多年平均的降水类型分布特征,进而讨

论多年平均的降水区域分布,并使用凝聚的聚类方法对热带降水类型进行分类。凝聚是一种自下而上的层次聚类方法,初始时刻将每个对象视作一个独立的类,通过一定的判别标准将最接近的两个类合并进而形成新的类别。与常用的 K-均值聚类方法相比,凝聚方法更加适用于各类样本数量差异较大的研究对象。对于热带降水,以往的研究指出对流性降水的频次分布与层状降水的频次分布具有显著差异<sup>[30]</sup>,因此凝聚方法更加适用于对其进行聚类分析。本研究也采用 K-均值、DBSCAN (density-based spatial clustering of applications with noise)、Spectral 等其他几种聚类方法进行比较,发现凝聚方法能够最准确地区分降水的类型。聚类的变量选择卫星观测的对流性降水量率、层状降水量率、对流性风暴高度和层状风暴高度。

聚类完成之后通过计算轮廓系数(S)结合研究目的来判断最优的热带降水类别数量。轮廓系数是通过对每个数据点计算该点和它所在簇内其他数据点的相似度以及该点与其他簇内数据点的相似度,综合计算得出的。计算方法如下:

- 1) 对于一个数据点  $i$ ,先计算它和簇内其他数据点的平均距离  $a_i$ (簇内相似度);
- 2) 计算该点与其他簇(不包含该点所在簇)内数据点的平均距离  $b_i$ (簇间相似度),选取其中距离最小的那个作为  $i$  的簇间平均距离;
- 3) 计算数据点  $i$  的轮廓系数  $s_i = \frac{b_i - a_i}{\max(a_i, b_i)}$ ;
- 4) 将所有数据点的轮廓系数取平均值,即得到聚类算法的整体轮廓系数。

轮廓系数  $S$  接近 1.0 表示分离效果良好,每一类样本内部的离散程度小,而各个类型之间的差异大。最佳的聚类  $K$  值应选择轮廓系数最高对应的  $K$  值;或者根据实际研究需要,选择  $S$  比较接近 1.0 时的  $K$  值作为分类数量。

## 2 热带海洋上空的降水特征分类

热带地区 1998—2013 年多年平均的降水量如图 1 所示。热带地区的降水量分布呈现明显的空间不均匀性,从整个纬圈平均的角度来看,降水从赤道向赤道外地区逐渐减弱。在经向上,降水量分布也存在明显差异:在西北太平洋暖池区,海温相对较高,热带降水量  $3 \text{ mm/h}$  等值线可以从赤道扩展到  $15^\circ \text{ N}$  和  $15^\circ \text{ S}$  左右;而在东太平洋和大西洋,降水主要集中在 ITCZ 内部狭长的区域中。

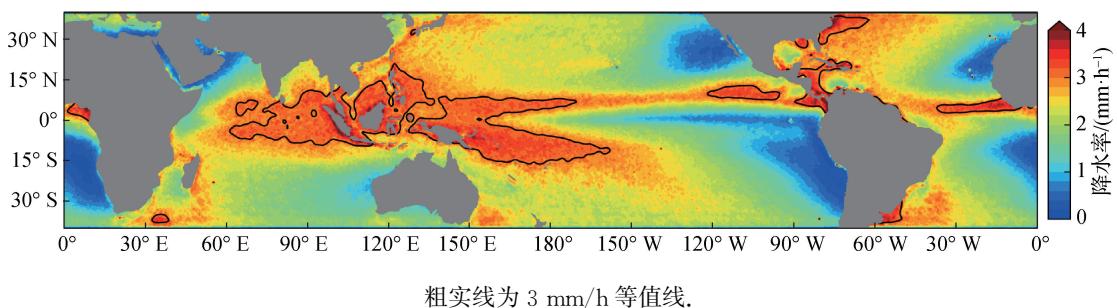


图 1 1998—2013 年热带地区平均降水量分布

Fig. 1 Distribution of average precipitation rates in tropical regions from 1998 to 2013

图 2 给出了不同降水类型的平均降水量分布。可以看到,海上对流性降水量的高值主要分布在西太平洋暖池区,然后从中太平洋附近逐渐向北半球的 ITCZ 和南半球延伸。值得注意的是,在北半球黑潮延

伸体与湾流上空也存在较强的对流性降水,这与两个区域海洋上空的强风暴轴活动有关。层状降水的空间分布与对流性降水相对接近,这表明热带地区层状降水与对流性降水之间存在密切联系。

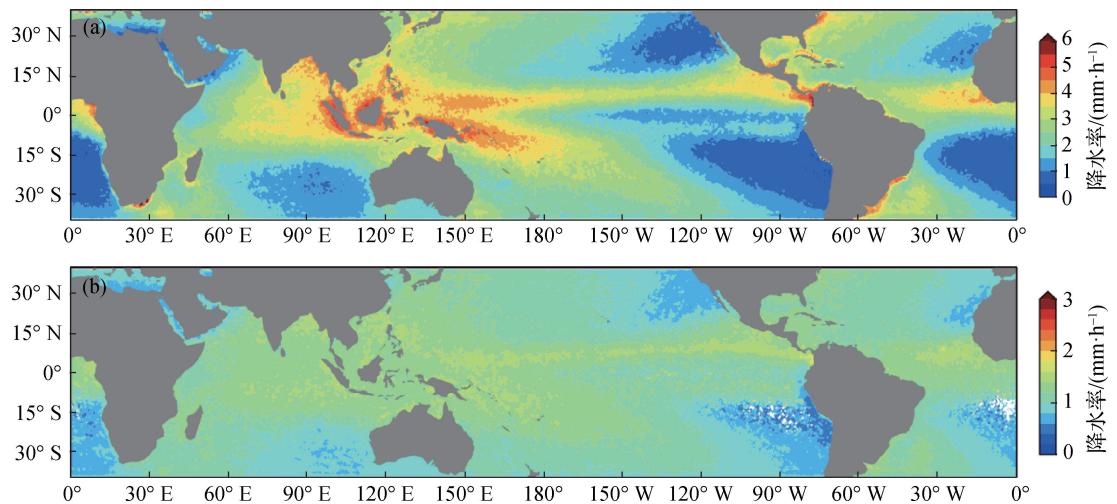


图 2 1998—2013 年热带地区对流性(a)和层状(b)降水的平均降水量分布

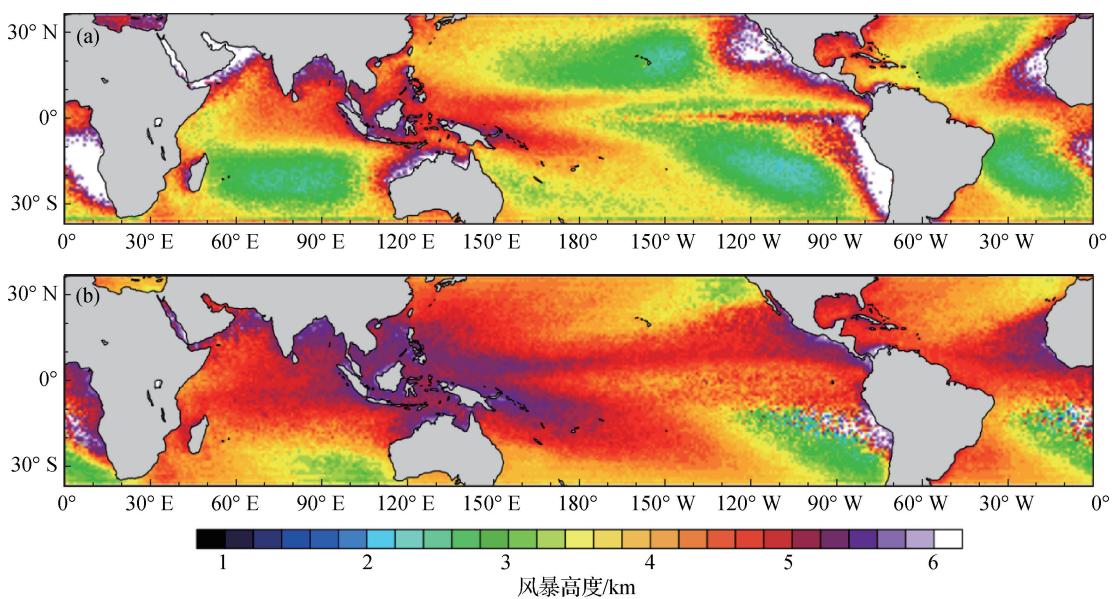
Fig. 2 The average precipitation rate distribution of convective (a) and stratiform (b) precipitation in tropical regions from 1998 to 2013

图 3 显示了热带对流性风暴与层状风暴高度的分布情况。可以观察到,热带层状风暴的高度明显高于对流性风暴的高度,其海上高值主要出现在西太平洋暖池区。此外,对流性风暴的高度在热带沿岸地区也呈现显著的高值区,特别是在北印度洋与美洲西部。

图 4 展示了降水量与风暴高度关系的概率分布。可以观察到,对流性降水通常出现的风暴高度在 3.0~7.0 km,其中出现概率最高的风暴高度在 3.5 km。层状降水出现的风暴高度在 2.0~7.0 km,但是其出现概率最高的风暴高度在 5.0 km。需要注意的是,无论是层状降水还是对流性降水,降水量与风暴高度之间并非简单的线性关系。对于对流性降水,其降水量与风暴高度散点图呈三角形分布,2 mm/h 以上的降水

风暴高度随着降水量增加而上升,2 mm/h 以下的降水量风暴高度与降水量呈负相关。而层状降水的风暴高度主要分布在 3.5~6.0 km,降水量通常在 1~2 mm/h,随着降水量从 1 mm/h 增长到 2 mm/h,风暴高度从 4.5 km 逐步提升到 5.2 km 左右。

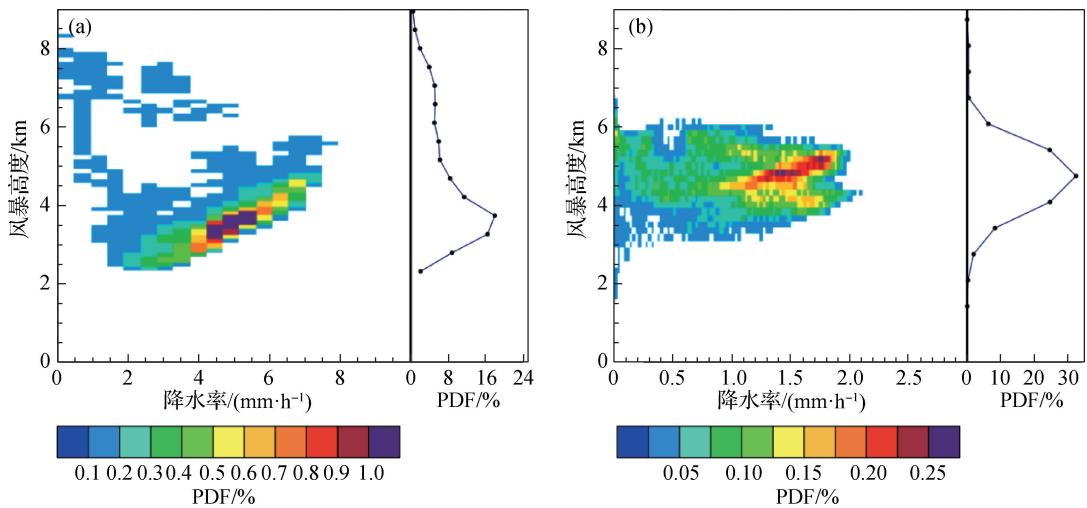
进一步利用聚类分析对降水类型进行分类,通过给定分类的 K 值从分 2 类测试到分 8 类。根据图 5 所示的各分类轮廓系数,可以观察到,随着分类数的增加,轮廓系数总体上逐渐减小,在分成 2~3 类时轮廓系数最高。根据以往研究,西太平洋暖池区与东太平洋 ITCZ 的降水特征存在显著差异,暖池区的对流活动更加强盛,风暴高度更高<sup>[7]</sup>;当分类数小于 3 时,无法准确区分西太平洋暖池区与东太平洋 ITCZ 的降水。然而,当分类数大于 5 后,轮廓系数迅速减小,表



(a) 对流性风暴高度;(b) 层状风暴高度.

图 3 1998—2013 年热带地区平均降水风暴高度分布

Fig. 3 Distribution of average precipitation storm height in tropical regions from 1998 to 2013



(a) 对流降水量-风暴高度;(b) 层状降水量-风暴高度. 各图右侧给出了各风暴顶出现在不同高度的概率密度函数(PDF).

图 4 1998—2013 年降水量-风暴高度分布概率

Fig. 4 Probability distribution of precipitation rate-storm height from 1998 to 2013

明分类的可靠性显著降低。因此,本研究选取 5 为最终分类数。

图 6 给出了 5 种热带降水类型的区域分布情况。首先,关注降水量最大的第 5 类降水,它分布在西太平洋暖池、 $120^{\circ}$ W 以东的东太平洋暖池和大西洋的赤道海域。这一类降水的降水量比较大,对流性降水量超过  $4 \text{ mm/h}$ ,风暴高度分布在  $4.0 \sim 7.0 \text{ km}$ ;层状降水量在  $1.2 \sim 2.3 \text{ mm/h}$ ,其风暴高度比较高,通常超

过  $4.5 \text{ km}$ 。这一类区域对应着对流性降水及较高的层状降水,且一般位于海温较高的海域,与年平均降水量大于  $3 \text{ mm/h}$  的区域基本对应(图 1)。第 1 类降水主要分布在大洋的赤道外到副热带海域,包括东太平洋的冷舌区、印度洋东南侧和西北侧,以及南北大西洋东侧,这些区域的降水量比较小,对流性降水量小于  $3 \text{ mm/h}$ ,层状降水量低于  $1.5 \text{ mm/h}$ ,其风暴高度通常在  $5.0 \text{ km}$  以下。第 1 类降水所在海域的海温相

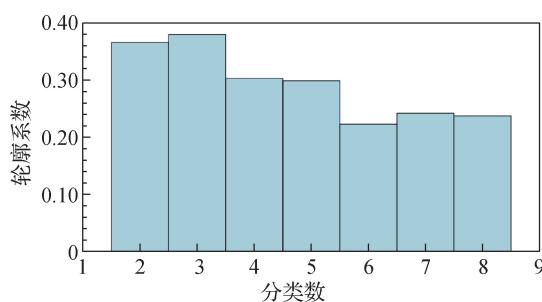


图5 降水类型聚类分析的轮廓系数

Fig. 5 Silhouette coefficient for clustering analysis of precipitation types

对较低,不利于对流降水的形成.第3类降水主要分布在大洋上的开阔海域,以及第1类降水和第5类降水之间的过渡海域.这一类降水特征也介于第1类降水与第5类降水之间,对流性降水量在2~7 mm/h,风暴高度在2.5~6.0 km;层状降水量在1.0~2.2 mm/h,与第5类区域的层状降水量接近,但层状风暴高度在5.5 km以下,低于第5类区域的层状降水量.需要注意的是,在180°~120° W的东太平洋ITCZ的降水属于第3类,主要表现为较浅的对流性降水与较

低的层状降水.以上3类区域的降水在图6(b)中均属于风暴高度相对较低的类型,对流性降水高度通常在6.5 km以下,风暴高度随着降水量的增加而线性升高.

其余两类是风暴高度相对较高的第2类和第4类降水区域.其中,第2类降水主要位于澳大利亚北岸、墨西哥西岸、非洲西岸地区,而第4类降水主要发生在热带以外的大陆西岸,以及红海和波斯湾等边缘海域.以上区域相对偏干,通常位于大陆西岸的下沉气流中.这些区域降水的风暴高度较高,对流性降水的风暴高度普遍在6.0 km以上[图6(b)],层状降水的风暴高度普遍在5.0 km以上[图6(c)],且降水量的变化与风暴高度无明显的线性关系.此外,对流性降水风暴高度的最大值发生在第4类降水海域,其对应的对流性降水量较低,这可能与该区域的大尺度背景环境有关<sup>[31]</sup>.

为了揭示5类降水区域中对流性和层状降水发生的比例特征,计算了2种降水发生频次分别占总观测频次的比例[图7(a)]以及2种降水发生频次分别占总降水频次的比例[图7(b)].前者表征对流性和层状降水发生的空间分布,其值越大表示该区域中以该

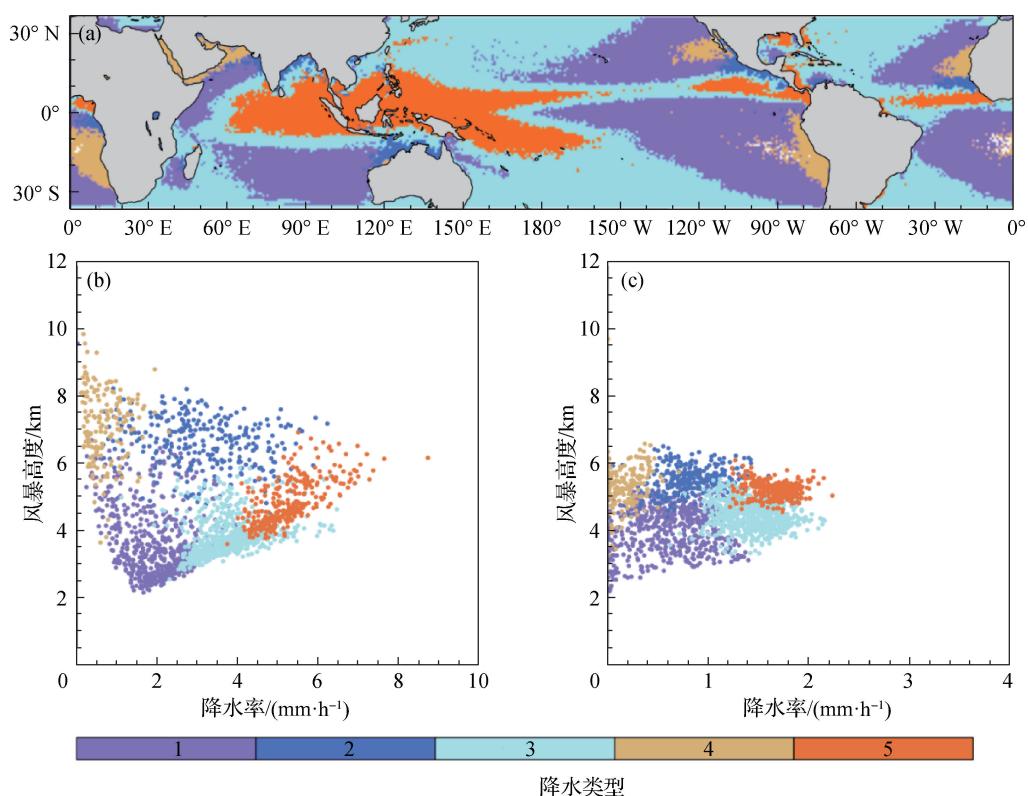


图6 5种热带降水类型的区域分布(a),1998—2013年对流性降水率-风暴高度散点图(b),1998—2013年层状降水率-风暴高度散点图(c)

Fig. 6 Regional distribution of 5 tropical precipitation types (a), scatter plot of convective precipitation rate-storm height from 1998 to 2013 (b), scatter plot of precipitation rate-storm height from 1998 to 2013 (c)

种降水类型为主导。从图 7(a)可以看到,印太暖池区(第 5 类区域)对流性和层状降水发生概率均最大,而第 3 类、第 2 类、第 1 类的对流性和层状降水发生概率均逐渐减小。此外,第 4 类降水区域发生概率最低,体现了第 4 类区域气候上偏向干燥少雨的特征。

图 7(b)给出了对流性和层状降水分别占观测到的总降水频次的比例,表示降水发生的前提下,以对

流性或层状降水为主导降水类型的条件概率。可以观察到,第 1 类冷海温区域上空对流性降水发生的条件概率最高,与层状降水的接近。除此以外,各区域层状降水发生的条件概率均大于对流性降水。值得注意的是,虽然第 4 类区域降水发生的绝对概率最低[图 7(a)],但是当降水发生时,对流性降水发生的条件概率却是第 2 类到第 5 类区域中最高的[图 7(b)]。

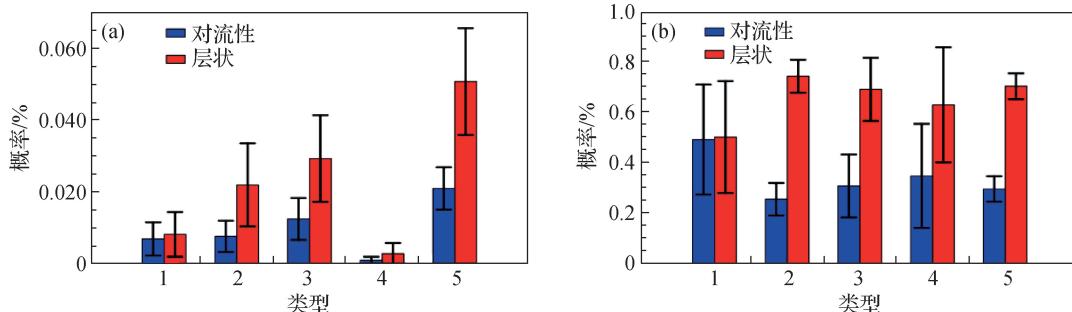


图 7 各类降水区域中观测到的对流性和层状降水发生频次占总观测频次的概率(a),以及对流性和层状降水发生频次占总降水频次的概率(b)

Fig. 7 The probability ratio of the occurrence frequency of convective and stratiform precipitation to the total observation numbers (a), and the probability ratio of the occurrence frequency of convective and stratiform precipitation to the total precipitation occurrence (b) observed in each precipitation region

### 3 不同降水区域的大气环境

#### 3.1 背景环境要素

SST 与热带对流的发生密切相关。图 8 给出了各类降水区域所对应的 SST 分布,可以看到:对于强降水发生的第 5 类区域,SST 普遍高于 27 °C,超过气候态的对流发生阈值,这是对流发生的有利条件;而第 4 类降水处于冷水海域,SST 通常低于 24 °C,不利于对流性降水的发生;第 1 类到第 3 类降水区域所对应的 SST 一般在 23~27 °C。SST 的变化影响海气之间的热量交换,为对流运动的发生提供一定的热力条件。然而,降水的进一步发生和发展需要综合考虑大气内

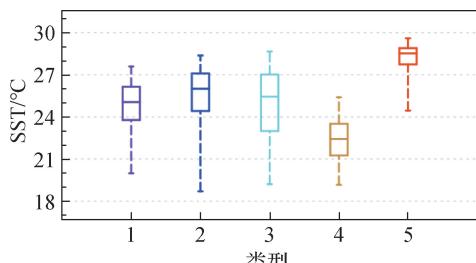


图 8 各类降水区域从 1998—2013 年平均的 SST 盒须图

Fig. 8 Box plot of SST for each precipitation region averaged from 1998 to 2013

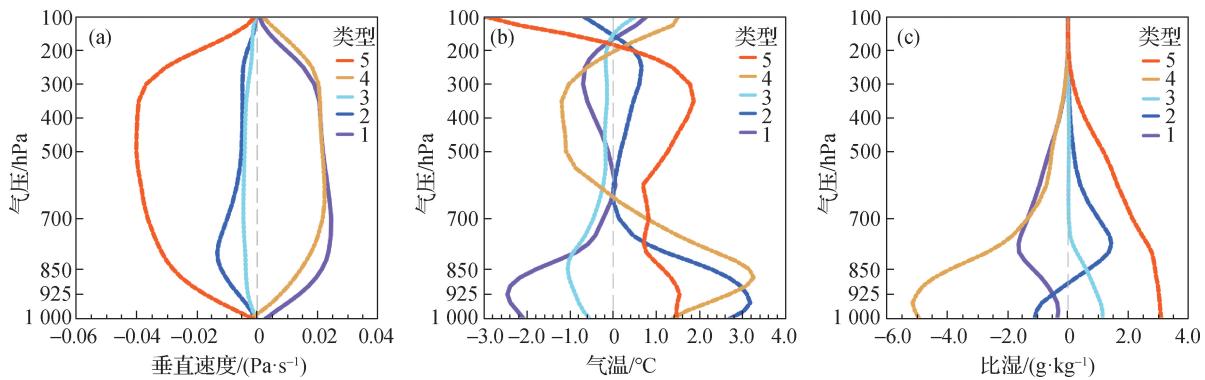
部动力和热力过程的作用。

图 9 给出了各类降水区域所对应的大气背景环境的异常廓线。从垂直运动廓线上可以将这些降水区域分为强上升区(第 5 类)、强下沉区(第 1 类和第 4 类)和弱上升区(第 2 类和第 3 类)[图 9(a)]。对于第 5 类的降水,大气背景环境呈现强烈的上升运动,整层正的水汽异常,以及几乎整层的大气暖异常,这种背景环境有利于垂直运动和降水的发生。降水率最低的第 1 类和第 4 类区域正好对应着强下沉区,这两类区域降水特征的区别主要在于风暴高度的不同。第 4 类的风暴高度明显高于第 1 类,其原因是:第 1 类的温度廓线呈低层显著的负异常,增强了大气的低层稳定性,不利于产生深厚的对流;而第 4 类的气温在中高层呈负异常,在低层呈正异常,大气气柱趋近于静力不稳定[图 9(b)],有利于产生较高的对流运动。此外,在第 4 类区域,低层水汽呈现显著的负异常[图 9(c)],导致低层难以发生凝结,气块需要被抬升到更高的位置才能发生凝结降水,因此第 4 类区域降水发生的风暴高度比较高。

第 2 类和第 3 类区域的垂直运动较弱[图 9(a)]。在第 2 类区域,低层偏暖[图 9(b)],提供了良好的低层上升条件[图 9(a)],而边界层内水汽呈负异常,这使得对流层低层水汽比较充沛,更有利于形成更深层

的上升运动并在较高处发生降水。相比之下,第3类区域的低层偏冷[图9(b)],大气较为稳定,不利于产生强的对流活动;同时在850 hPa以下的海气边界层

地区,水汽呈正异常,如果发生对流活动,容易在较低的高度形成降水。因此,第2类区域的降水风暴高度高于第3类。



(a)垂直速度;(b)气温;(c)比湿。数据减去了1998—2013年热带海洋上空(30°N~30°S)的气候态平均值。

图9 各类降水区域的背景环境垂直廓线

Fig. 9 Vertical profile of background environment for each precipitation region

图10给出了各类区域CIN和CAPE的分布情况。从平均值上看,第5类区域的CIN最小,CAPE最大,最有利于对流的发生。而第2类、第3类、第4类区域的CIN逐渐增大,表示这些区域中的大气背景环境

对于对流触发的抑制作用逐步加强;第4类区域的CAPE最小。然而,前4类区域的CIN和CAPE都存在较大的区间范围。因此,CIN和CAPE的确切作用存在比较大的不确定性。

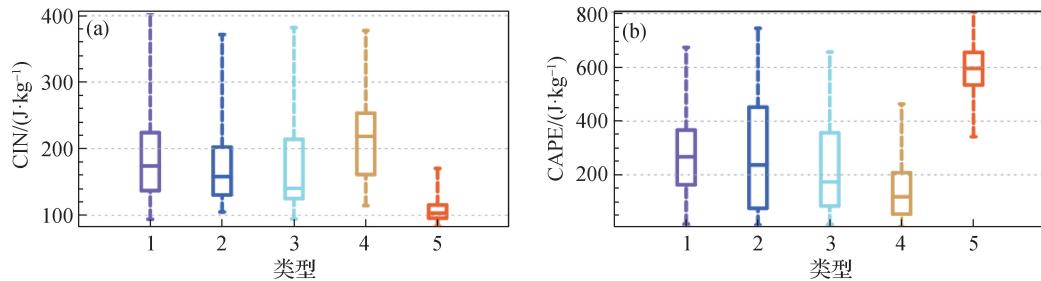


图10 各类降水区域从1998—2013年平均的CIN(a)与CAPE(b)盒须图

Fig. 10 Box plots of the average CIN (a) and CAPE (b) for each precipitation region from 1998 to 2013

### 3.2 MSE 收支

MSE是气块内能、位能与潜热能之和,定义为 $h=c_pT+gz+L_vq$ ,其中 $c_p$ 为定压比热, $T$ 为气温, $g$ 为重力加速度, $z$ 为位势高度, $L_v$ 为汽化潜热, $q$ 为比湿。局地MSE收支可以用来表征大气稳定性变化,被广泛应用于不同时间尺度下环流与降水之间相互作用的研究<sup>[32-39]</sup>。

$Q_{LH,SFC}$ 、 $Q_{R,Top}$ 、 $Q_{R,SFC}$ 、 $Q_{SH,SFC}$ 、 $Q_{LH,SFC}$ 分别为大气层顶的净辐射通量、海表面的净辐射通量、海表面的感热通量、海表面的潜热通量,可以用ERA5再分析资料中的表面通量数据直接计算。方程(1)左侧表示对流层气柱整体的MSE变化倾向,右边3项分别表示MSE的水平平流、垂直平流以及净辐射和热量收支。

其中: $\langle A \rangle = -\frac{1}{g} \int_{1000 \text{ hPa}}^{100 \text{ hPa}} A \cdot dp$ , 表示从1000 hPa到100 hPa的垂直积分;  $t$ 为时间;  $\omega$ 为垂直速度;  $p$ 为压强;  $\mathbf{V}$ 为风速;  $F_{net} = Q_{R,Top} + Q_{R,SFC} + Q_{SH,SFC} +$

垂直积分MSE收支方程描述了大尺度大气运动以及辐射和热通量对大气MSE的影响。局地MSE的增加表示来自周围环境的MSE输入以及辐射和热通量的增加;而MSE的减少表明对流层在降温和干燥过程中趋于稳定,同时MSE向周边的区域产生净输出。MSE收支方程包含了表面热通量与辐射通量之和 $F_{net}$ ,可以定量评估表面热通量对于对流层大气稳定

性的作用<sup>[32]</sup>. 如果  $F_{\text{net}}$  为正, 表示对流层大气净获得热量, 为负则表示对流层大气净失去热量. 垂直平流项表示垂直运动对 MSE 的输运, 正值表示 MSE 净增长, 往往对应着边界层辐合造成的浅对流性降水类型; 而负值表示 MSE 输出, 往往对应着对流对 MSE 的净消耗.

图 11 给出了这 5 类降水区域 1998—2013 年平均的垂直积分 MSE 收支方程各项的情况. 热带各类降水区域的 MSE 水平平流均保持为负, 表明热带的水平气流总是将热带地区的 MSE 带到其他高纬度海域 [图 11(a)], 因此水平平流不是影响大气 MSE 收支的关键过程. 如图 11(b) 所示, 第 5 类区域的 MSE 垂直平流是唯一为负值的, 表明在对流区域, 垂直运动的作用是将局地产生的 MSE 向其他区域输送, 减少本地气柱的 MSE, 这一结果也与前人研究指出的热带强对流降水区域具有负的总湿稳定度<sup>[37]</sup> 相吻合. 除第 5 类区域外, 其他区域的 MSE 垂直平流均为正值, 即垂

直运动的发生总是使得气柱中 MSE 能量增加. 各类区域的净通量项  $F_{\text{net}}$  差异较大, 其中第 1 类区域的大气获得最多的辐射与热量输入, 而第 4 类区域热收支变化范围很大, 从 20~45 W/m<sup>2</sup> 不等, 这种差异导致其不确定性较大, 其具体原因需要进一步深入分析.

MSE 的垂直平流项 [图 11(b)] 可以与垂直运动的廓线 [图 9(a)] 相结合, 从而理解大尺度背景环流对 MSE 收支的贡献<sup>[7]</sup>. 在第 5 类对流活跃的区域, 垂直上升运动的最大值发生在 400 hPa 左右, 体现了中高层较强的向外辐散气流将 MSE 输送到周边环境, 导致气柱中的总 MSE 减小, 形成负的 MSE 垂直平流. 对于第 2 类和第 3 类区域, 高层没有明显的上升运动极大值, 而低层垂直上升运动较为明显, 表明低层 MSE 辐合作用大于高层环流对 MSE 的输出, 有利于将周边环境中的 MSE 聚集到大气气柱中. 至于第 1 类和第 4 类区域, 在大气对流层形成下沉运动, 导致正的 MSE 垂直平流, 其具体原因需要进一步讨论.

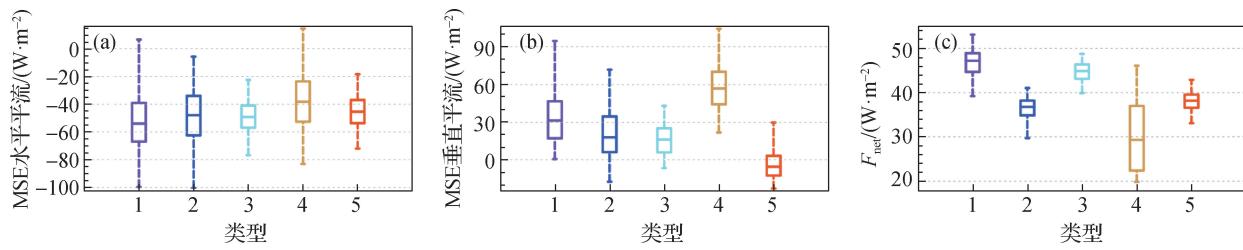


图 11 各类降水区域从 1998—2013 年平均的 MSE 水平平流(a)、MSE 垂直平流(b)和  $F_{\text{net}}$ (c)的盒须图

Fig. 11 Box plots of the average horizontal MSE advection (a), vertical MSE advection (b), and  $F_{\text{net}}$  (c) for each precipitation region from 1998 to 2013

进一步, MSE 的收支可以分解为干净能(DSE)与潜热能之和, 即  $h = s + L_v q$ , 则 MSE 的收支可以分解为 DSE 与潜热能的收支方程:

$$\left\langle \frac{\partial s}{\partial t} \right\rangle = -\langle \mathbf{V} \cdot \nabla s \rangle - \left\langle \omega \frac{\partial s}{\partial p} \right\rangle + F_{\text{net}} - L_v(E - P), \quad (2)$$

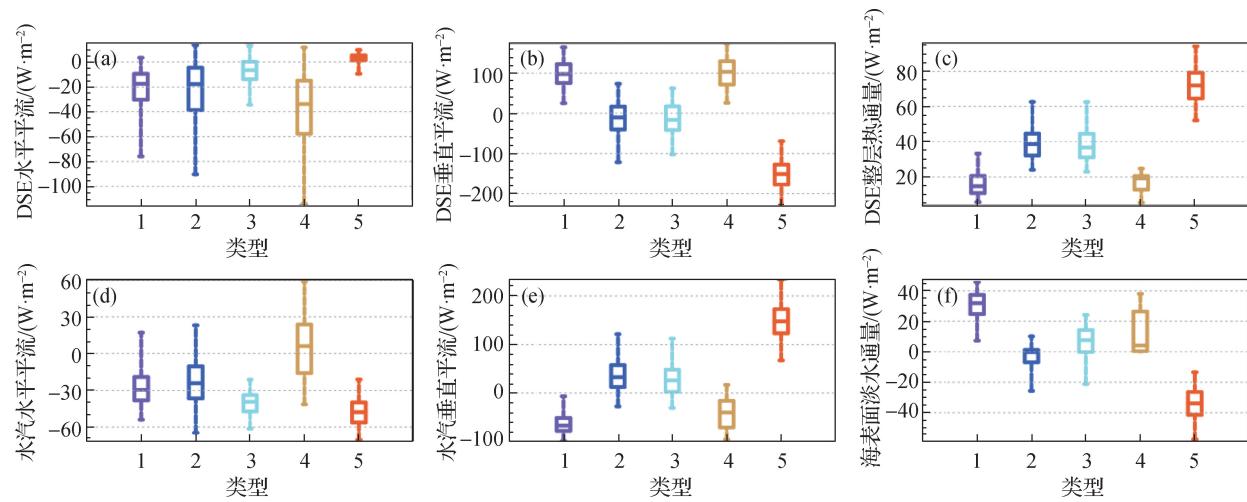
$$\left\langle \frac{\partial L_v q}{\partial t} \right\rangle = -\langle \mathbf{V} \cdot \nabla L_v q \rangle - \left\langle \omega \frac{\partial L_v q}{\partial p} \right\rangle + L_v(E - P), \quad (3)$$

其中,  $s$  表示 DSE,  $E$  为海表面蒸发率,  $P$  为海表面降水量. 方程(2)等号左侧表示 DSE 变化率, 等号右侧前 2 项分别表示 DSE 的水平平流和垂直平流,  $F_{\text{net}} - L_v(E - P)$  表示 DSE 整层热通量. 方程(3)等号左侧表示潜热能变化率, 等号右侧 3 项分别表示水汽的水平平流、垂直平流和海表面淡水通量.

图 12 展示了 5 类降水区域的垂直积分 DSE 与潜热能收支方程各项的数值. 观察发现, 这 5 类降水区

域的 DSE 水平平流与水汽水平平流基本都为负 [图 12(a) 和 (d)], 这意味着大气环流将热量和水汽从热带地区输送到高纬度地区, 导致热带区域局地的热量和水汽减少. 唯一例外的是第 4 类区域的水汽平流, 呈现出较大的不确定性 [图 12(d)]. 这类区域通常是异常偏干的区域 [图 9(c)], 并非主要的热带水汽源地. 对于第 5 类区域, 作为对流发生的主要水汽源地之一, 其负的水汽平流项显著, 表明将该区域的水汽输送到其他区域.

由图 11(b) 可以看出第 1 类和第 4 类区域的 MSE 垂直平流呈现明显的正值, 这主要是因为这 2 类区域都是大尺度下沉区域, 大气呈现显著的增温 [图 12(b)] 和干化 [图 12(e)], 而增温对 MSE 的增加效率超过了干化的效率. 这 2 类区域不利于降水和云的产生, 晴空冷却效应明显, 导致大气吸收的净热量较少 [图 12(c)]. 此外, 这 2 类区域也是副热带的净蒸发区域, 蒸发大于降水, 使得大气从海表面获得水汽为主



(a)DSE 水平平流;(b)DSE 垂直平流;(c)DSE 整层热通量;(d)水汽水平平流;(e)水汽垂直平流;(f)海表面淡水通量.

图 12 各类降水区域从 1998—2013 年平均的 DSE(a~c)与潜热能(d~f)方程各项盒须图

Fig. 12 Box plots of the average DSE (a-c) and latent heat energy (d-f) equations for each precipitation region from 1998 to 2013

[图 12(f)]. 第 5 类区域是显著的上升区, 对应着负的 DSE 垂直平流和明显的上升加湿过程[图 12(b) 和 (e)], 两者的作用效果相互抵消后, 导致 MSE 的垂直平流呈现负值. 由于该区域强降水的发生, 对流层大气以失去水分为主[图 12(f)]. 一方面, 水汽的凝结释放了大量的潜热进入大气; 另一方面, 由于云的存在, 使得大气能够吸收更多的辐射, 导致该区域的整层热通量平均值达到了  $70 \text{ W/m}^2$  [图 12(c)], 使得  $F_{\text{net}}$  维持在  $38 \text{ W/m}^2$  左右, 增加了该区域气柱中的 MSE. 而第 3 类降水区域的  $F_{\text{net}}$  达到  $44 \text{ W/m}^2$  左右, 也符合前人研究所提出的浅对流降水区域可以通过海表面通量获得更多的 MSE<sup>[37]</sup>.

## 4 结论和讨论

本研究针对热带海洋上空降水分类及其背景环境的问题, 使用 TRMM 卫星的对流性、层状降水量与风暴高度数据, 利用聚类分析的方法对不同的降水区域进行类别划分, 得到了热带海洋上 5 种典型的降水类型区域. 以西太平洋暖池为代表的强降水区域, 具有有利的垂直运动、水汽等动力热力背景, 因此更容易产生较强的对流性降水. 而对于大陆副热带西岸等区域, 其下沉异常与相对较干的大气条件不利于对流的发生, 需要垂直运动达到较高的高度才能产生比较弱的降水. 对于其他开放大洋区域, 垂直运动背景的动力特征不太明显, 降水发生的风暴高度主要受水汽异常高度和大气的稳定性影响, 较低的稳定性和较湿

的中低层大气更有利于产生高度较高的风暴. 以上结果提供了在热带地区不同环流背景下发生降水的典型特征, 并且从背景环境的角度解释了这些降水特征的成因. 这对于进一步研究热带云-辐射-海温相互作用及其未来演变具有重要意义.

需要指出, 本研究基于 1998—2013 年平均的降水特征进行分析, 未考虑年循环和年际背景(例如厄尔尼诺-南方涛动)对降水类型的影响, 这些因素在未来的研究中值得深入探讨. 本研究将某一区域划分为 5 类降水区域中的某一类, 代表该区域中所发生的降水以该类型为主. 然而, 多种类型的降水往往同时发生, 但是在大尺度环流的影响下呈现以某种降水类型为主导的特征. 因此, 各区域中除了主导降水类型以外的其他降水类型所占比例及其相互关系也值得进一步研究, 这对明确热带对流降水的发生机制可能具有参考意义. TRMM 的 3A25 产品同时探测了热带浅云降水, 其风暴高度在 2 km 左右; 考虑到浅云降水的发生过程主要与热带海洋大气边界层的状态有关<sup>[40]</sup>, 本研究主要关注对流性与层状降水过程, 它们与浅云降水发生区域的大尺度背景环境之间有何区别, 值得进一步发掘<sup>[41]</sup>. 此外, 本研究对于降水特征的解释主要从大尺度背景环境与 MSE 收支的角度进行, 但对影响热带降水空间分布的其他重要要素, 例如边界层辐合、SST、可降水量等并没有开展详细的探讨, 这些物理过程如何影响各降水类型也是非常值得进一步研究的问题. 在全球变暖背景下, 各典型区域的降水类型如何变化, 例如风暴高度是否会受到全球变暖的

影响,这对进一步理解全球变暖背景下的云-辐射相互作用及其气候影响至关重要<sup>[31,42]</sup>. 本研究同时发现,沿岸海域的降水特征与大气背景环境特征同开阔大洋上的存在明显差异,这可能与沿岸地区的地形抬升以及加热作用有关<sup>[43-46]</sup>,这对沿岸海域的对流发生机制与安全保障至关重要,值得进一步探究.

## 参考文献:

- [1] RÄDEL G, MAURITSEN T, STEVENS B, et al. Amplification of El Niño by cloud longwave coupling to atmospheric circulation[J]. *Nature Geoscience*, 2016, 9(2): 106-110.
- [2] ARKING A, ZISKIN D. Relationship between clouds and sea surface temperatures in the western tropical Pacific[J]. *Journal of Climate*, 1994, 7(6): 988-1000.
- [3] WALLACE J M. Effect of deep convection on the regulation of tropical sea surface temperature[J]. *Nature*, 1992, 357(6375): 230-231.
- [4] RAMANATHAN V, COLLINS W. Thermodynamic regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El Niño[J]. *Nature*, 1991, 351(6321): 27-32.
- [5] 李建平,任荣彩,齐义泉,等. 亚洲区域海-陆-气相互作用对全球和亚洲气候变化的作用研究进展[J]. *大气科学*, 2013, 37(2): 518-538.
- [6] HUANG P, XIE S P, HU K M, et al. Patterns of the seasonal response of tropical rainfall to global warming[J]. *Nature Geoscience*, 2013, 6(5): 357-361.
- [7] BACK L E, BRETHERTON C S. Geographic variability in the export of moist static energy and vertical motion profiles in the tropical Pacific[J]. *Geophysical Research Letters*, 2006, 33(17): L17810.
- [8] GOOD P, CHADWICK R, HOLLOWAY C E, et al. High sensitivity of tropical precipitation to local sea surface temperature[J]. *Nature*, 2021, 589(7842): 408-414.
- [9] WENTZ F J, RICCIARDULLI L, HILBURN K, et al. How much more rain will global warming bring? [J]. *Science*, 2007, 317(5835): 233-235.
- [10] LONG S M, XIE S P, DU Y, et al. Effects of ocean slow response under low warming targets [J]. *Journal of Climate*, 2020, 33(2): 477-496.
- [11] 姚秀萍,闫丽朱,张硕. 大气非绝热加热作用的研究进展与展望[J]. *气象*, 2019, 45(1): 1-16.
- [12] HOUZE R A. *Cloud dynamics*[M]. 2nd ed. New York: Academic Press, 2014.
- [13] SCHUMACHER C, FUNK A. Assessing convective-stratiform precipitation regimes in the tropics and extratropics with the GPM satellite radar[J]. *Geophysical Research Letters*, 2023, 50(14): e2023GL102786.
- [14] XIE R H, MU M, FANG X H. New indices for better understanding ENSO by incorporating convection sensitivity to sea surface temperature[J]. *Journal of Climate*, 2020, 33(16): 7045-7061.
- [15] GADGIL S, JOSEPH P V, JOSHI N V. Ocean-atmosphere coupling over monsoon regions[J]. *Nature*, 1984, 312(5990): 141-143.
- [16] ROXY M. Sensitivity of precipitation to sea surface temperature over the tropical summer monsoon region, and its quantification[J]. *Climate Dynamics*, 2014, 43(5): 1159-1169.
- [17] OGURA T, WEBB M J, LOCK A P. Positive low cloud feedback primarily caused by increasing longwave radiation from the sea surface in two versions of a climate model[J]. *Geophysical Research Letters*, 2023, 50(20): e2023GL104786.
- [18] LI Y, THOMPSON D W J, OLONSHECK D. A basic effect of cloud radiative effects on tropical sea surface temperature variability[J]. *Journal of Climate*, 2020, 33(10): 4333-4346.
- [19] WEBSTER P J, CLAYSON C A, CURRY J A. Clouds, radiation, and the diurnal cycle of sea surface temperature in the Tropical Western Pacific[J]. *Journal of Climate*, 1996, 9(8): 1712-1730.
- [20] GILL A E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation[J]. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 1980, 106(449): 447-462.
- [21] CHEN C C, RICHTER J H, LIU C, et al. Effects of organized convection parameterization on the MJO and precipitation in E3SMv1. Part I : mesoscale heating[J]. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2021, 13(6): e2020MS002401.
- [22] SCHUMACHER C, HOUZE R A, Jr, KRAUCUNAS I. The tropical dynamical response to latent heating estimates derived from the TRMM precipitation radar[J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2004, 61(12): 1341-1358.
- [23] COLLINS M, KNUTTI R, ARBLASTER J, et al. Long-term climate change: projections, commitments and irreversibility[M] // *Climate change 2013: the physical science basis*. Cambridge UK: Cambridge University, 2013: 1029-1136.
- [24] LAU W K M, WU H T, KIM K M. A canonical response of precipitation characteristics to global warming from CMIP5 models[J]. *Geophysical Research Letters*, 2013, 40(12): 3163-3169.
- [25] WESTRA S, FOWLER H J, EVANS J P, et al. Future

- changes to the intensity and frequency of short-duration extreme rainfall [J]. *Reviews of Geophysics*, 2014, 52(3):522-555.
- [26] CHOU C A, CHEN C A, TAN P H, et al. Mechanisms for global warming impacts on precipitation frequency and intensity [J]. *Journal of Climate*, 2012, 25(9): 3291-3306.
- [27] MAPES B E, CHUNG E S, HANNAH W M, et al. The meandering margin of the meteorological moist tropics [J]. *Geophysical Research Letters*, 2018, 45(2):1177-1184.
- [28] KUMMEROW C, SIMPSON J, THIELE O, et al. The status of the tropical rainfall measuring mission (TRMM) after two years in orbit [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 2000, 39(12):1965-1982.
- [29] European Center for Medium-Range Weather Forecasts. ERA5 hourly data on single levels from 1979 to present [DS/OL]. [2023-10-30]. <http://doi.org/10.24381/cds.bd0915c6>.
- [30] PEDREGOSA F, VAROQUAUX G, GRAMFORT A, et al. Scikit-learn: machine learning in Python [J]. *Journal of Machine Learning Research*, 2011, 12:2825-2830.
- [31] HAMADA A, TAKAYABU Y N, LIU C T, et al. Weak linkage between the heaviest rainfall and tallest storms [J]. *Nature Communications*, 2015, 6:6213.
- [32] NEELIN J D, HELD I M. Modeling tropical convergence based on the moist static energy budget [J]. *Monthly Weather Review*, 1987, 115(1):3-12.
- [33] BENEDICT J J, RANDALL D A. Observed characteristics of the MJO relative to maximum rainfall [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2007, 64(7):2332-2354.
- [34] MALONEY E D. The moist static energy budget of a composite tropical intraseasonal oscillation in a climate model [J]. *Journal of Climate*, 2009, 22(3):711-729.
- [35] SOBEL A, WANG S G, KIM D. Moist static energy budget of the MJO during DYNAMO [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2014, 71(11):4276-4291.
- [36] SCHNEIDER T, BISCHOFF T, HAUG G H. Migrations and dynamics of the intertropical convergence zone [J]. *Nature*, 2014, 513(7516):45-53.
- [37] BUI H X, YU J Y, CHOU C A. Impacts of vertical structure of large-scale vertical motion in tropical climate: moist static energy framework [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2016, 73(11):4427-4437.
- [38] FENG T, YU J Y, YANG X Q, et al. Convective coupling in tropical-depression-type waves. Part II: moisture and moist static energy budgets [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2020, 77(10):3423-3440.
- [39] FENG T, YANG X Q, YU J Y, et al. Convective coupling in tropical-depression-type waves. Part I: rainfall characteristics and moisture structure [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2020, 77(10):3407-3422.
- [40] SHORT D A, NAKAMURA K. TRMM radar observations of shallow precipitation over the tropical oceans [J]. *Journal of Climate*, 2000, 13(23):4107-4124.
- [41] AWAKA J, IGUCHI T, KUMAGAI H, et al. Rain type classification algorithm for TRMM precipitation radar [C]// 1997 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium Proceedings. Singapore: IEEE, 1997:1633-1635.
- [42] LINDZEN R S, NIGAM S. On the role of sea surface temperature gradients in forcing low-level winds and convergence in the tropics [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1987, 44(17):2418-2436.
- [43] CHEN F J, FU Y F, LIU P, et al. Seasonal variability of storm top altitudes in the tropics and subtropics observed by TRMM PR [J]. *Atmospheric Research*, 2016, 169: 113-126.
- [44] NESBITT S W, CIFELLI R, RUTLEDGE S A. Storm morphology and rainfall characteristics of TRMM precipitation features [J]. *Monthly Weather Review*, 2006, 134(10):2702-2721.
- [45] BENJAMIN S G, CARLSON T N. Some effects of surface heating and topography on the regional severe storm environment. Part I: three-dimensional simulations [J]. *Monthly Weather Review*, 1986, 114(2):307-329.
- [46] KUMAR S, ARORA A, CHATTOPADHYAY R, et al. Seminal role of stratiform clouds in large-scale aggregation of tropical rain in boreal summer monsoon intraseasonal oscillations [J]. *Climate Dynamics*, 2017, 48(3/4): 999-1015.

(责任编辑:曾礼娜)