

冯文,符式红,赵付竹. 2015. 近 10 年海南岛后汛期特大暴雨环流配置及其异常特征. 气象,41(2):143-152.

近 10 年海南岛后汛期特大暴雨 环流配置及其异常特征^{*}

冯 文^{1,2} 符式红² 赵付竹²

1 南京信息工程大学大气科学学院,南京 210044
2 海南省气象台,海口 570203

提 要:通过对 2000 年 10 月 11—14 日、2008 年 10 月 12—14 日和 2010 年 10 月 1—8 日 3 次持续性特大暴雨典型个例的对比分析,总结了近 10 年来后汛期特大暴雨的环流配置和异常特征。研究结果表明,近 10 年后汛期特大暴雨个例的天气系统配置都具有非常相似的特征:在对流层上层,南亚高压位于南海北部上空,高层存在稳定的辐散区。在对流层中、低层,热带低值系统、中纬槽后冷高压和副热带高压三者之间的相互作用,使得南海北部地区南北向和东北—西南向气压梯度加大,海南岛上空锋区结构建立,涡旋增强和维持,同时诱发偏东低空急流;南海北部存在强盛的偏东风低空急流是后汛期特大暴雨的天气学特征中最显著的强信号,其由热带低值系统东北侧的东南风,冷高压前缘的东北风和副热带高压南缘的偏东风汇合而成。最强降水发生前急流核的变化呈现出自东向西移动,高度逐日上升,风速脉动剧烈三个明显的特征。后汛期特大暴雨过程中大尺度环流相对气候同期平均态的异常特征也很显著:北半球亚洲区内热带辐合带(ITCZ)异常活跃,南海季风槽和印度季风槽南撤速度缓慢,比常年平均异常偏北偏强。南亚高压的位置比常年同期明显偏东偏南,东亚中纬槽,副热带高压的强度也比常年明显偏强。异常偏强的天气系统配置为强天气的发生提供了有利的环流背景;造成暴雨增幅的水汽主要来自大陆冷高压东南侧的东北气流和副热带高压南侧的偏东气流。

关键词: 后汛期, 特大暴雨, 偏东风低空急流, 季风槽

中图分类号: P466 **文献标志码:** A **doi:** 10.7519/j.issn.1000-0526.2015.02.002

Circulation of Extreme Rainstorm and Its Anomalous Characteristics During Post-Flood Period of the Last Decade in Hainan Island

FENG Wen^{1,2} FU Shihong² ZHAO Fuzhu²

1 College of Atmospheric Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044
2 Hainan Meteorological Observatory, Haikou 570203

Abstract: With daily precipitation observation data in Hainan compiled by National Climate Centre of CMA and NCEP/NCAR reanalysis data, the atmospheric circulation of extreme rainstorm and its anomalous characteristics during post-flood period late rainy season in Hainan Island in the last ten years are investigated. Results show that the circulation configurations of extreme rainstorm cases have many similar characteristics. In the upper level, South Asia high is located in the north of South China Sea (SCS) and provides strong divergence. In the middle and lower levels, increasing pressure gradient induced by the interactions among tropical disturbances, the Northwest Pacific subtropical high (NWPSH) and East Asia middle-latitude trough are helpful to the formation of frontal zone, maintenance and reinforcement of tropical disturbance and induction of easterly low-level jet. The presence of strong low-level jet in north-central South China Sea is the most significant feature of extreme rainstorm cases in late rainy season, which

^{*} 国家自然科学基金项目(41365004)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY201306009)和海南省自然科学基金项目(413132)共同资助
2014 年 3 月 25 日收稿; 2014 年 6 月 28 日收修定稿
第一作者:冯文,主要从事热带短期天气预测及数值模拟研究. Email:fengwen_2004@aliyun.com

consists of the southeast wind from the northeast side of tropical disturbance, the northeast wind from the front of cold high and the easterly wind from the south side of NWPSH. The core of low-level jet shows three obvious characteristics of moving from east to west, daily gradual rising and strong wind speed fluctuation before the torrential rain occurs. The distinct characteristics are also manifested mainly in the anomalies of synoptic scale circulation of extreme rainstorm cases in comparison with the same period climatological mean: the Pacific intertropical convergence zone (ITCZ) is exceptionally active, SCS summer monsoon trough and Indian summer monsoon trough are stronger and retreat more slowly in comparison with the normal climatological means. The location of South Asia high is abnormally eastern and southern, and the intensities of middle-latitude trough and NWPSH are stronger than usual. The water vapor causing the enhancement of precipitation is transported by the northeast wind from the front of cold high and the easterly wind from the south side of NWPSH.

Key words: post-flood period, extreme rainstorm, low-level easterly jet, monsoon trough

引 言

我国对低纬地区汛期强降水的研究主要聚焦于华南前汛期或登陆热带气旋的影响(薛纪善, 1999; 林爱兰等, 2013; 伍红雨等, 2011; 袁媛等, 2012; 王东海等, 2011; 赵玉春等, 2009; 李晓娟等, 2012; 刘尉等, 2014; 张耀华等, 2012), 且影响区域多限于广东、广西等地, 对海南岛的强降水, 鲜少提及。海南岛从地理位置上隶属华南区, 但汛期降水分布特征差别甚大。广东、广西等地汛期降水的主峰期出现在前汛期内, 为 4 月中旬至 6 月中旬(黄士松等, 1986), 而海南汛期降水的主峰期出现在后汛期内, 出现时间较晚, 为 9 月中旬至 10 月中旬。华南地区后汛期通常被定义为 7—9 月(高辉等, 2013; 李丽平等, 2012; 张婷等, 2009), 观测事实表明, 海南进入后汛期的时间为 8—10 月, 相比华南大多数地区要晚(图 1a)。从汛期降水的分布特征来看, 海南岛相比更接近于中南半岛的东部地区。Chang 等(2005)对中南半岛地区季风降水的年循环规律进行研究, 发现东亚夏季风向冬季风转换过程中, 中南半岛地区的对流发展经历了一次逐渐增强的过程。Chen 等(2012)在越南中部降水年际变化的研究中也指出, 越南中部的强降水事件经常出现在 10—11 月, Walter(1974)通过对 1951—1965 和 1968 年观测数据的统计也证实: 越南、柬埔寨及泰国等国家 10 月仍处雨季的主汛期, 某些地区峰期甚至持续至 11 月中旬。此外, 对于 10°N 附近的中南半岛东部地区, 许多研究也表明, 季风降水最大峰期出现在秋冬季(Nguyen et al, 2007; Yokoi et al, 2008; Yatagai

et al, 2009; Yokoi et al, 2010; Yen et al, 2011)。这可能与南海夏季风撤退速度有关。南海夏季风维持到 10 月才出现明显的南撤; 而印度夏季风撤退速度则相对迅速, 在 9 月就撤退到 10°N 以南(潘静等, 2006)。因此, 受南海夏季风南撤影响的主要区域, 如中国华南地区、中南半岛东部地区, 雨带随季节的南落速度较印度半岛更为缓慢。由于纬度较上述中南半岛诸国偏北, 海南岛于 9 月中旬提前进入后汛期降水峰期, 峰期维持至 10 月中旬。

海南岛汛期强降水发生频繁, 其中以 9—10 月后汛期内极端降水时间出现的频次最为密集, 特大暴雨日数(单测站降水 $> 250\text{ mm}$)接近全年的 50% (图 1b)。这段时期内出现的特大暴雨过程, 除了个别过程由热带气旋直接引发强降水外, 其他暴雨过程主要由冷暖系统相互作用形成的偏东低空急流所引发, 这种特定的天气系统配置触发的暴雨过程往往更加强烈, 持续时间也更长(马学款等, 2012)。这类暴雨主要出现在 9 月下旬至 10 月中旬, 受季风交替期间冷暖系统相互作用影响, 其形成条件复杂, 降水强度大, 暴雨特征远不如单一热带气旋引发的暴雨明显, 给预报带来了巨大的困难, 其造成的危害甚至比热带气旋直接影响造成的危害更大, 所以海南省气象台把这类特大暴雨专门定义为后汛期特大暴雨。进入 2000 年以来, 符合后汛期特大暴雨天气系统配置特征及降水强度标准(单测站降水 $> 250\text{ mm}$)的极端降水过程共出现了 7 次, 出现频次似有进一步增加的趋势, 且强度更强。其中的 3 次过程引发了近 40 年来海南岛受灾最严重的 3 次洪涝事件(出现时间: 2000 年 10 月 11—16 日、2008 年 10 月 12—14 日和 2010 年 10 月 1—8 日), 造成的经济

损失总数超过 100 亿(海南省气象局《海南省天气预报技术手册》编写组,2013)。

南海海域是南海夏季风的源地,海南岛地处南海与亚洲大陆的交界处,海气相互作用显著,为了增进对南海海域天气气候特征的了解,提高对热带海岛极端强降水形成机制的认识。本文拟以 2000 年

10 月 11—14 日、2008 年 10 月 12—14 日和 2010 年 10 月 1—8 日 3 次发生在海南岛的持续性特大暴雨过程为例,借助 NCEP 一天 4 次全球再分析和地面常规测站数据,从高低空形势场对其环流特征进行分析,希望能为我国热带地区的降水研究及预报提供一定的线索。

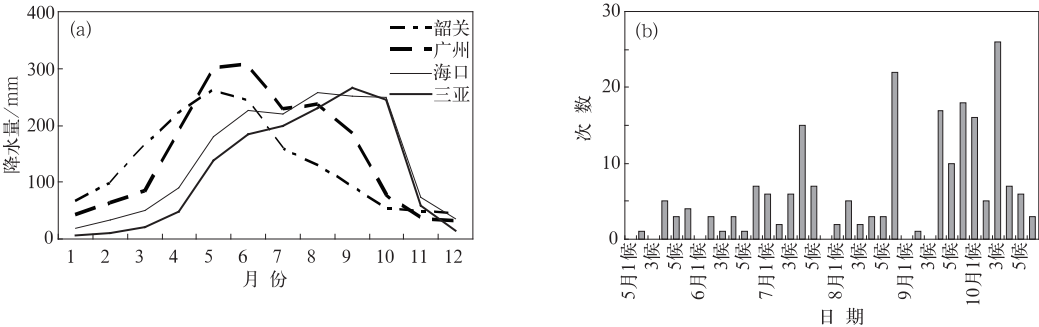


图 1 降水随时间的变化分布
(a) 华南不同纬度测站的月降水平均值, (b) 1971—2010 年海南岛 18 个测站汛期逐候特大暴雨日总数测站分布

Fig. 1 Distribution of precipitation changing with time
(a) average monthly rainfall observed by the South China stations with different latitudes,
(b) distribution of pentad extreme rainstorm days of 18 observing stations in Hainan during the rainy seasons in 1971—2010

1 典型个例的天气学特征对比分析

1.1 降水特征

2000 年 10 月 11 日 08 时至 17 日 08 时海南岛共有 9 个市(县)总雨量超过 500 mm,其中位于东半部的琼海市、定安县、屯昌县均超过 700 mm。共有 6 个市(县)连续 3 日降雨量超过 100 mm,3 个市(县)日降雨量超过 250 mm,其中屯昌县 14 日 08 时至 15 日 08 时降雨量高达 443 mm。

2008 年 10 月 12 日 08 时至 15 日 08 时海南岛西半部地区过程累计雨量 100~300 mm,东半部地区累计雨量 300~600 mm,其中屯昌县 12 日 08 时至 13 日 08 时降雨量达 255.9 mm。

2010 年 10 月 1 日 08 时至 9 日 08 时,海南岛西半部普降大雨到暴雨,东半部普降暴雨到大暴雨,东北部地区连日出现特大暴雨,全省平均过程降水量达 648.3 mm,是常年同期(93.1 mm)的 6 倍,为历史同期最多值,也突破历史以来暴雨过程平均雨量最高纪录。强降雨区覆盖 16 个市(县),为历史最大

范围的强降雨过程。其中琼海市博鳌镇 5 日 08 时至 6 日 08 时降雨量达 881.8 mm。文昌市区过程总雨量高达 1754 mm。

三次后汛期特大暴雨过程的雨量地理分布特征十分相似,最强降水区域均出现在海南岛东半部地区,整体呈一致的自东向西逐渐减弱的态势(图 2a~2c)。这与近 10 年来所有后汛期特大暴雨过程的极值降水分布统计特征完全一致(图 2d)。这种独特的落区分布态势与海南岛中间高四周低的钟形地形可能有较大关联。海南岛的北部、中部、东部地区处于五指山的迎风坡,由沿海、丘陵到山地,地势逐渐增高。这种特殊的钟形地形对降雨具有增幅作用(郭欣等,2013),当偏东气流受五指山阻挡会产生爬山运动,暖湿空气的抬升作用增强,导致迎风坡和背风坡雨量分布出现不同变化,使得暴雨中心主要在海南岛的北部、中部、东部地区(冯文等,2009)。此外有研究表明,华南沿海海陆风效应显著,在某些特殊的海岸地区容易形成辐合中心,从而使降水加强,导致沿海降水出现日变化(朱乾根等,2007)。海南岛四周环海,夜间由于陆地降温幅度比海洋大,陆风效应明显。海南岛内陆向周围海洋吹陆风,其中东

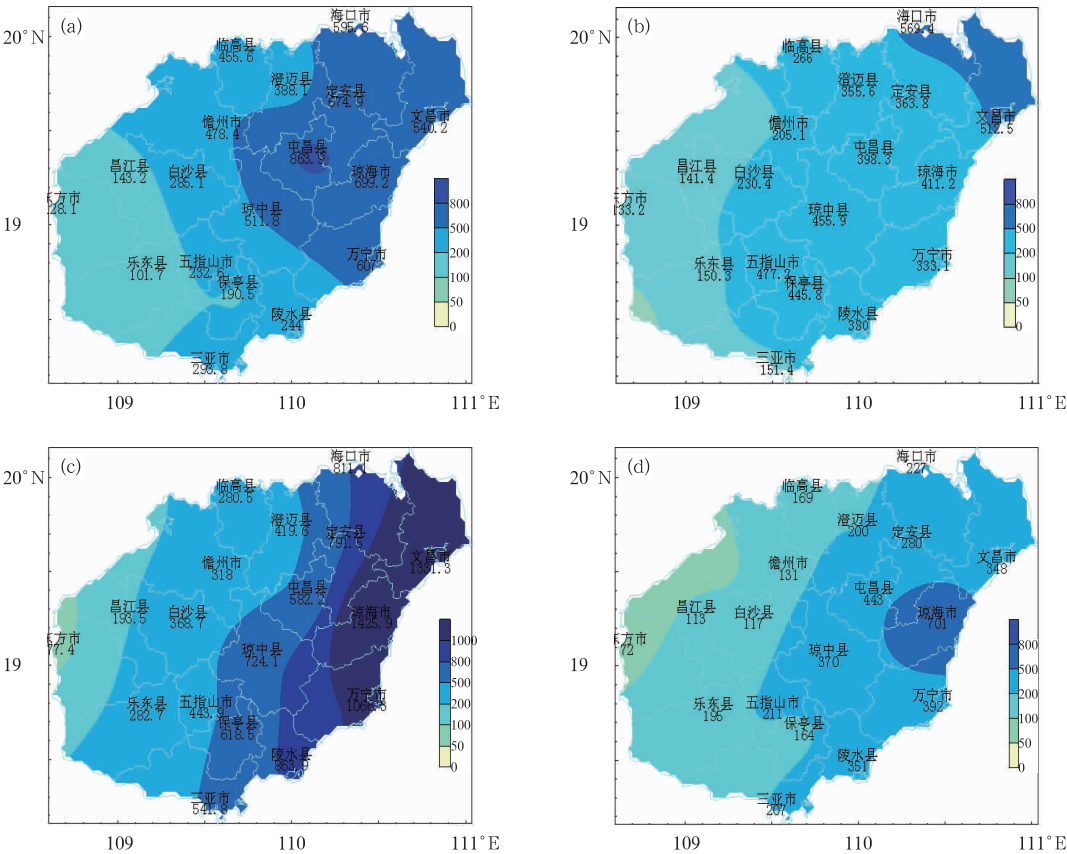


图 2 三次特大暴雨的过程雨量和近 10 年后汛期特大暴雨过程日降水极值分布(单位: mm)

(a)2000 年 10 月 11—16 日的降水总量, (b)2008 年 10 月 12—14 日的降水总量,
(c)2010 年 10 月 1—8 日的降水总量, (d)2000—2010 年后汛期特大暴雨过程日降水极值分布

Fig. 2 Total precipitation of three extreme rainstorms and the maximum value distribution of extreme rainstorms in the post-flood period in Hainan for the late ten years (unit: mm)

(a) total precipitation in 11—16 October 2000, (b) total precipitation in 12—14 October 2008,
(c) total precipitation in 1—8 October 2010, (d) maximum value distribution of extreme rainstorms in the post-flood period from 2000 to 2010

部地区的偏西陆风与偏东背景风场交绥在东部沿海地区,极易形成中尺度辐合线,这可能是后汛期特大暴雨过程中夜间常常出现强降水增幅的一个重要因素。

1.2 天气系统配置

1.2.1 南亚高压

对流层上部的天气系统较为稳定,日际变率较小,若存在水平风辐散中心,将有利于低层的对流发展和维持(刘还珠等,2006),这也是短期天气预报中常作为诊断强天气发生、维持和发展的重要参考因素。在上述 3 次典型个例中,最强降水日海南岛所处的南海北部对流层上部(200 hPa)均出现了大范围的反气旋性闭合环流,且闭合环流的中心基本位

于海南岛上空,这表明南亚高压的主体已经移至南海北部(图 3a~3c),这比相应时段的南亚高压气候平均位置要明显偏东且略有偏南(图 3d)。这种相对气候平均态的异常分布,显示南海北部地区在后汛期特大暴雨过程中,其高层存在显著的水平风辐散,对该地区对流层低层的辐合上升运动提供了十分有利的条件,是后汛期特大暴雨过程中对流得以旺盛发展和长时间维持的重要环流背景。

1.2.2 热带低值系统、中纬槽后冷高压和副高

三次暴雨过程中,对流层中、低层和地面的天气系统配置呈现出非常相似分布特征。15°N、110°E 附近都存在一个热带低值系统;30°~40°N 附近的东亚大陆上有中纬槽后的冷高压;副热带高压(以下简称副高)形态基本呈带状或方头状,且热带

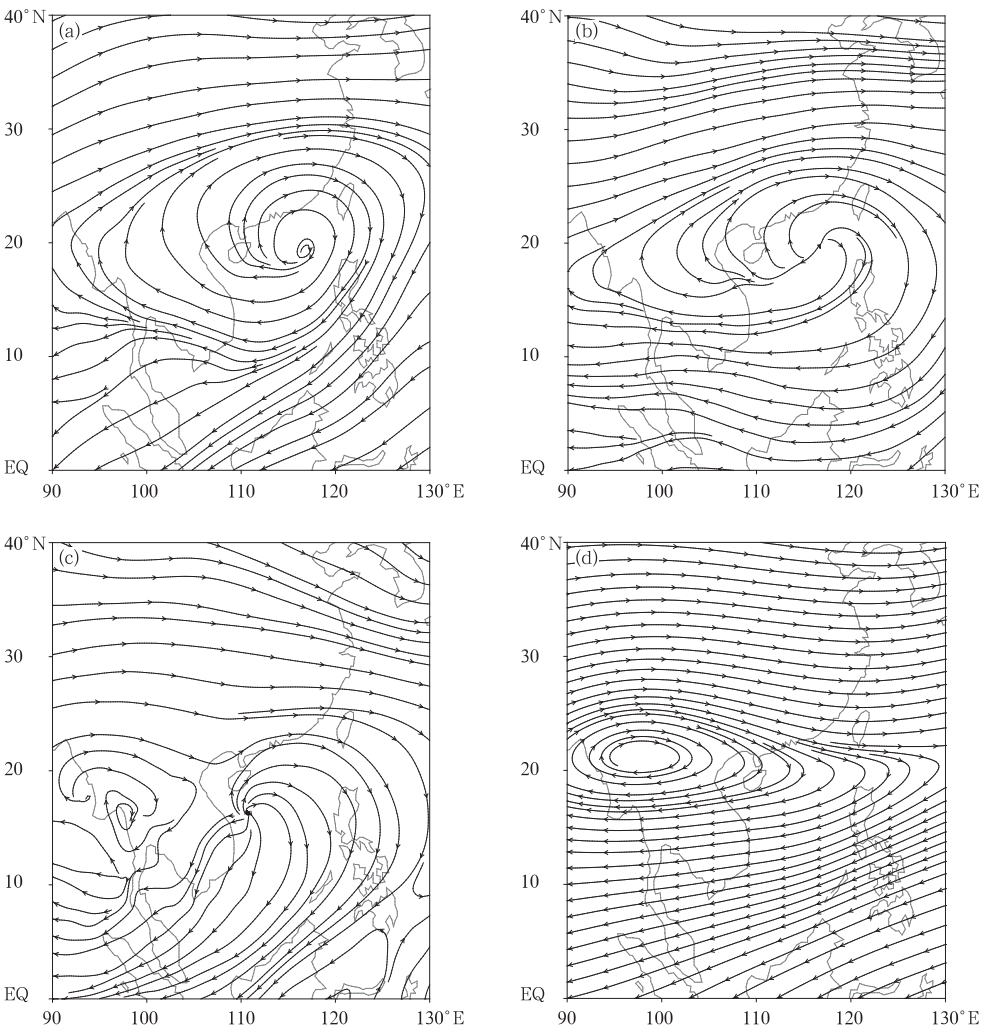


图 3 最强降水日 200 hPa 流场和相应时段多年平均态(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
(a)2000 年 10 月 14 日 08 时至 15 日 08 时平均, (b)2008 年 10 月 12 日 08 时至 13 日 08 时平均,
(c)2010 年 10 月 5 日 08 时至 6 日 08 时平均, (d)1971—2010 年 10 月 1—3 候平均

Fig. 3 The 200 hPa flow on the maximum precipitation day and the climatic means
in the corresponding period (unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),

(a) the 24 h average from 08:00 BT 14 to 08:00 BT 15 October 2000, (b) the 24 h average from 08:00 BT 12
to 08:00 BT 13 October 2008, (c) the 24 h average from 08:00 BT 5 to 08:00 BT 6 October 2010,
(d) the average of 1st to 3rd pentads in October from 1971 to 2010

低值系统都位于副高的西南侧;20°N 附近都出现了一条长达 15 个经距,横跨整个南海北部的偏东风低空急流(图 4a~4c)。由这些独特的天气系统配置,可以清楚地看到低压扰动和中纬槽后冷高压的相互作用,导致南北气压梯度加大,冷暖空气交绥于南海北部,19°~20°N 的海南岛上空低层弱锋区结构得以建立(图 5);而副高和热带低值系统的相互作用,则导致东北—西南向气压梯度加大,气流加强。风的切变作用使得涡旋增强,利于对流维持和发展。这与孙建华等(2004)等提出的梅雨锋暴雨的天气学

模型虽有相似,但又有所不同。梅雨锋暴雨天气学模型强调的是南海季风涌、西太平洋副高、中高纬冷空气活动以及高原东坡的 α 中尺度扰动东移,这 4 个多尺度天气系统的协同作用时,梅雨锋上出现强暴雨。后汛期特大暴雨过程中,南海北部并无自西向东的扰动影响。

1.2.3 低空急流

强盛的偏东风低空急流是后汛期特大暴雨的天气学特征中最显著的强信号。上述 3 个个例中,急流核的最大风速都超过了 $20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$,存在的时间

都在 5 d 以上,长度跨越 15 个经距(图 6)。其风速之强,时间尺度之长,空间尺度之大都是其他非台风类暴雨中所罕见的。由前面的分析可知,热带低值系统、中纬槽后冷高压和副高三者之间的相互作用,导致南北向和东北—西南向气压梯度的加大,是后汛期特大暴雨过程中偏东低空急流出现的主要原因。急流的形态和流向也表明,其由热带低值系统东北侧的东南风,冷高压前缘的东北风和副高南缘的偏东风汇合而成。许多研究证明(辜旭赞等, 1996; Cook, 1999; Elinor et al, 2011; 赛翰等, 2012; 刘鸿波等, 2014),低空急流不仅能把低层水汽、热量集中往下游输送,使下游地区造成或增大位势不稳定,且能在其左前方范围内造成强烈的辐合上升运动。而海南岛正处于这支偏东低空急流的出口区左侧(图 4),风向风速辐合明显,急流的存在为暴雨过程提供了充沛的水汽输入和辐合抬升条件,是触发强降水的最关键原因。

三次过程中急流的垂直结构随时间的变化也存在较为一致的特征。图 6 为最强降水日急流核(最强风速区)随时间的分布。假设 t 为最强降水日,则图中数字 1, 2, 3, 4, 5 依次代表 $t-3, t-2, t-1, t, t+1$,即最强降水日出现前三天,前第二天,前一天,最强降水日当日和后一天。由图可见,后汛期特大暴雨过程中急流的变化都呈现出 3 个明显的特征:

(1) 最强降水日前 1~2 d 急流核有自东向西移动的现象。图 6a 中急流核 3→4 移动了近 2 个经距;图 6b 中急流核 3→4 移动了近 6 个经距;图 6c 中急流核 2→3→4 移动了 2 个经距。急流核在最强降水出现当日都移入或移近海南岛。海南岛上空急流的加强为极端强降水的出现提供了有利条件。

(2) 急流核风速存在脉动现象。最强暴雨日出现的前 3 d,急流核风速值逐日增大。图 6a 中急流核风速值由 $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \rightarrow 22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \rightarrow 26 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$;图 6b 中急流核风速值由 $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \rightarrow 14 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \rightarrow 16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$;图 6c 中急流核风速值由 $18 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \rightarrow 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \rightarrow 22 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。且急流核厚度也在最强暴雨日出现前一天达到最大(见图中数字 3 所在的等值圈)。有研究表明,低空急流轴上出现风速的急增时,气压场变化尚很迟缓,以致出现很强的超地转的不平衡。大气运动的适应理论指出,地转偏差能够激发出重力惯性波。重力惯性波强度与地转偏差强度成正比,这种重力波系与中尺度的辐合场的形成

与加强有直接联系(孙淑清, 1979)。在后汛期特大暴雨过程中,正是因为低空急流的脉动,导致了中尺度辐合线的产生和中尺度低云的发展,进而促发了暴雨。从图中还可以看到,随着重力惯性波对能量的频散,超地转现象逐渐消失,这时急流轴上的脉动也相应缓和,风速变小,厚度变薄,急流核高度有所下降,暴雨强度也很快减弱了。

(3) 在最强降水日出现之前,急流核高度有逐日升高的现象。图 6a 中急流核 1→2→3,高度从 900 hPa 上升至 800 hPa;图 6b 中急流核 1→2→3→4,高度从 950 hPa 上升至 850 hPa。图 6c 中急流核 2→3→4,高度从 950 hPa 上升至 800 hPa。这种有规律的现象表明后汛期特大暴雨过程中,南海北部上空的低空急流先于低层形成,在其形成过程中能量从低层向上输送,造成低层的强风速区也向上扩展。这与赵平等(2003)对 1998 年春夏南海低空急流形成机制的研究结论是一致的。从图中我们还可以发现,最强降水时段结束后,2008、2010 年的个例急流核高度明显下降。

2 典型个例的环流异常特征

大气环流异常是造成极端天气出现的最主要原因。除了本文 1.2.1 节中提到南亚高压异常情况分析外,下面将对上述 3 个典型个例(2000 年 10 月 11—14 日、2008 年 10 月 12—14 日和 2010 年 10 月 1—8 日)的对流层中、低层环流距平特征进行综合分析,寻找暴雨形成过程中的异常信号。

2.1 500 hPa 高度距平场

上述 3 次极端降水过程所处时段的候平均 500 hPa 高度距平场,呈现出非常一致的特征(图 7a~7c)。由图可见,我国东北地区(东亚中纬槽所在位置)均出现 4~10 dagpm 的负距平,而我国东部地区至西北太平洋的带状区域(副高所在位置)上,均出现 2~4 dagpm 的正距平。这说明在后汛期特大暴雨过程的高空天气系统配置上,东亚中纬槽强度及副高强度较常年同期更强,这与李勇等(2006)对海南岛秋季异常降水大尺度环流场的分析结果是一致的。强的东亚中纬槽所引导的槽后冷空气南下力度比常年同期加大,利于冷空气前缘越过海峡与夏季风前部交汇于南海西北部地区,使得南海西北部地区斜压性增大,冷暖交绥更强烈。呈带状增强的

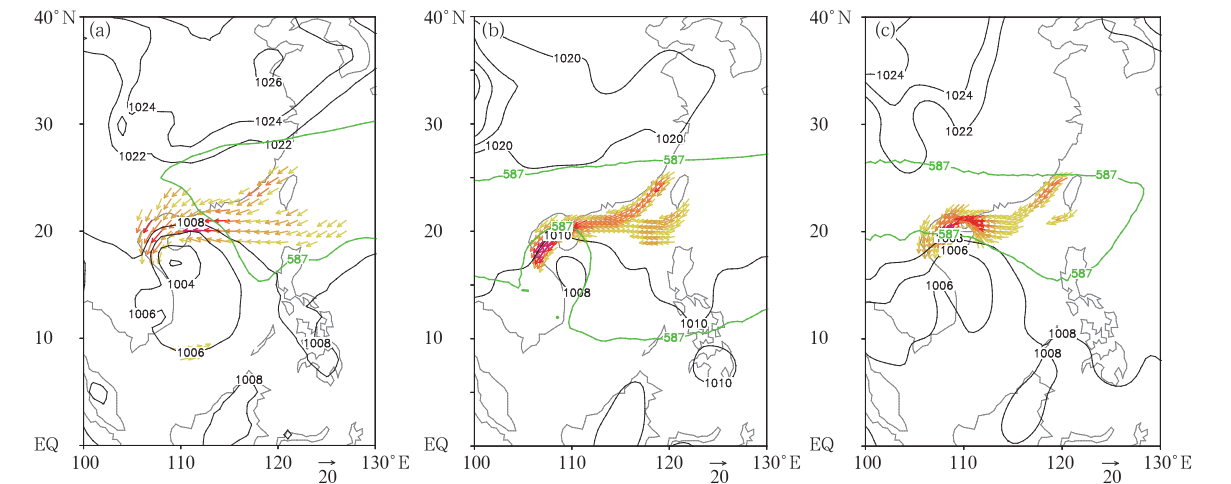


图 4 最强降水日海平面气压、925 hPa 风场($\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 的风速)和 500 hPa 位势高度场
(a)2000 年 10 月 14 日 08 时至 15 日 08 时, (b)2008 年 10 月 12 日 08 时至 13 日 08 时,
(c)2010 年 10 月 5 日 08 时至 6 日 08 时

Fig. 4 Sea level pressure (unit: hPa), 925 hPa horizontal wind ($\geq 12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) and 500 hPa geopotential height (unit: dagpm) on the maximum precipitation day
(a) the 24 h average from 14 to 15 October 2000, (b) the 24 h average from 12 to 13 October 2008, (c) the 24 h average from 5 to 6 October 2010

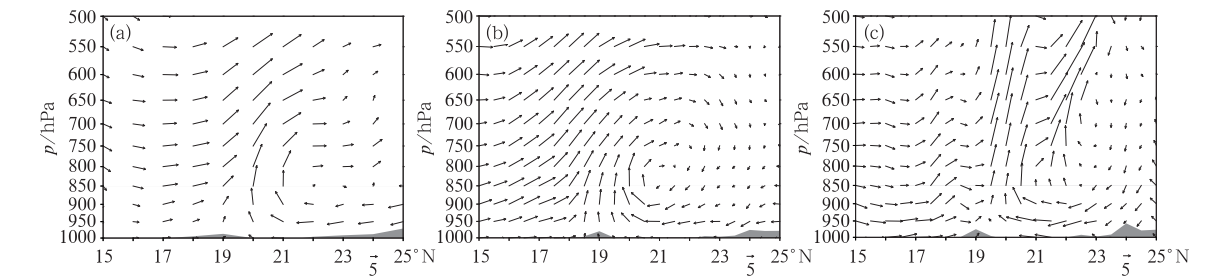


图 5 最强降水日风场(v ,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$; w ,单位: $10 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$)经向垂直剖面(沿 110°E)
(a)2000 年 10 月 14 日 20 时, (b)2008 年 10 月 13 日 02 时, (c)2010 年 10 月 5 日 14 时

Fig. 5 The vertical profile of wind (v ,unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$; w ,unit: $10 \text{ Pa} \cdot \text{s}^{-1}$) on the maximum precipitation day
(a) 20:00 BT 14 October 2000, (b) 02:00 BT 13 October 2008, (c) 14:00 BT 5 October 2010

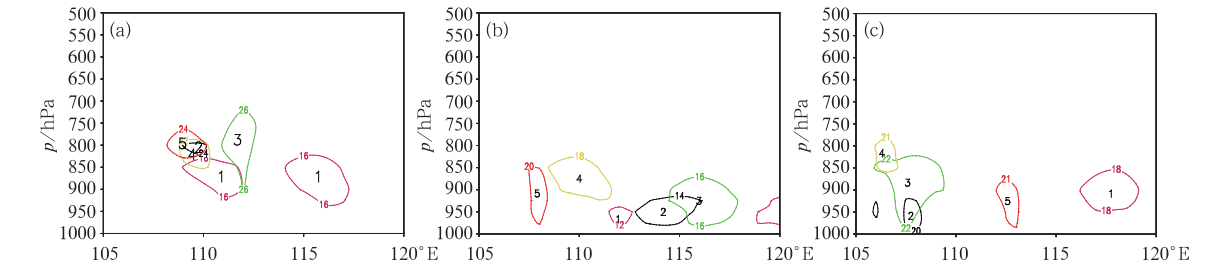


图 6 暴雨过程中急流核垂直结构随时间的变化情况(沿 20°N 剖面,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

(a)2000 年 10 月 11,12,13,14(最强降水日)和 15 日的日最强风速, (b)2008 年 10 月 9,10,11,12 (最强降水日)和 13 日的日最强风速, (c)2010 年 10 月 2,3,4,5(最强降水日)和 6 日的日最强风速
Fig. 6 Distribution of low-level jet core in altitude-time cross section (along 20°N ,unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
(a) maximum wind speed in 11, 12, 13, 14 (maximum precipitation day) and 15 October 2000, (b) maximum wind speed in 9, 10, 11, 12 (maximum precipitation day) and 13 October 2008, (c) maximum wind speed in 2, 3, 4, 5 (maximum precipitation day) and 6 October 2010

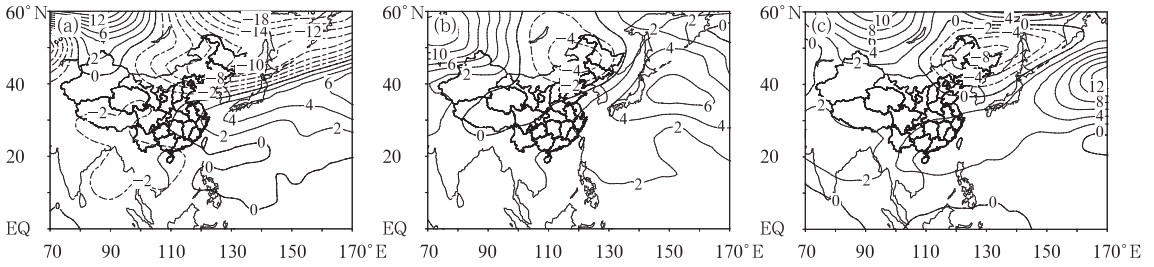


图 7 500 hPa 候平均高度距平场(单位: dagpm)

(a)2000 年 10 月第三候减去 1971—2010 年 10 月第三候, (b)2008 年 10 月第三候减去 1971—2010 年 10 月第三候, (c)2010 年 10 月第一候减去 1971—2010 年 10 月第一候

Fig. 7 Anomalies of pentad mean geopotential height (unit: dagpm) at 500 hPa

(a) the 3rd pentad October 2000 minus the 3rd pentad October over 1971—2010,

(b) the 3rd pentad October 2008 minus the 3rd pentad October over 1971—2010,

(c) the 1st pentad October 2010 minus the 1st pentad October over 1971—2010

副高,其西脊点位置比常年同期偏西,向我国内陆西伸,使得其南侧的偏东气流更强,利于水汽及东风波动向西传播,出现强烈的上下游效应,使海南岛地区降水增幅显著。本文 1.1 节中列举的降水观测事实也证明,东亚中纬槽和带状副高的强度到达一定值域,对后汛期特大暴雨过程的降水强度有增幅作用。图 7a~7c 相比显示,2000 和 2010 年的两次极端降水过程,副高区的正距平及东亚槽区的负距平均比 2008 年过程的距平值大。与之相对应的是,2000 和 2010 年的两次过程的降水强度和暴雨持续时间要远大于 2008 年的过程。

2.2 925 hPa 风场和水汽通量场距平特征分析

三次过程对流层低层的平均风矢量距平场,也

存在较为相似的特征。相对气候平均态,后汛期极端降水出现时,我国大陆上有自北向南的风分量,南海中北部洋面则有明显的涡旋结构(图 8a~8c)。这表明后汛期极端降水过程中,南下冷空的强度比常年同期平均值偏强,南海上的涡旋也比常年同期平均更强烈,甚至可达热带低压级别。2000 和 2010 年的两次过程中,南海中北部、菲律宾东部洋面和孟加拉湾海面均有热带低值系统活动,辐合带异常活跃,辐合带南侧偏西风分量比常年同期平均显著加强(图 8a 和 8c)。而暴雨强度相对较弱的 2008 年过程,仅南海中北部有气旋活动,10°N 以南至赤道附近,相比常年同期平均甚至出现了大范围的偏东风分量(图 8b)。这说明,除了冷空气的强度外,辐合带的活跃程度对后汛期特大暴雨过程的降水强度有

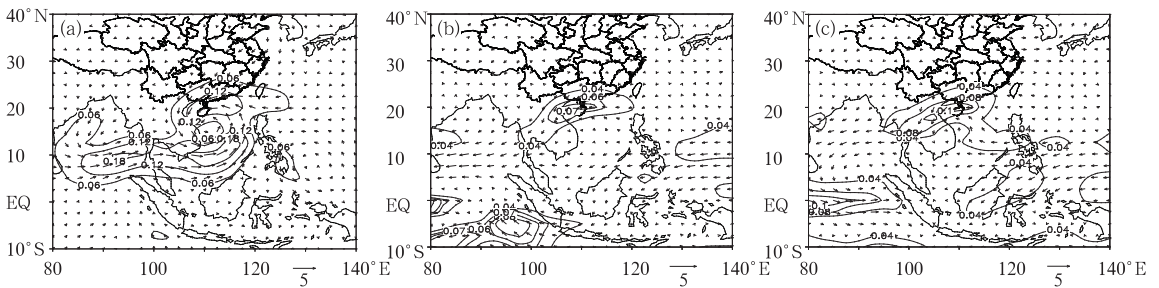


图 8 925 hPa 候平均风矢量距平场(箭矢,单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)和水汽通量距平场(单位: $\text{kg} \cdot \text{hPa}^{-1} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

(a)2000 年 10 月第三候减去 1971—2010 年 10 月第三候平均, (b)2008 年 10 月第三候减去 1971—2010 年 10 月第三候平均, (c)2010 年 10 月第一候减去 1971—2010 年 10 月第一候平均

Fig. 8 Aomalies of pentad annual horizontal wind (vector, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) and moisture flux (shading, unit: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) at 925 hPa

(a) the 3rd pentad October 2000 minus the 3rd pentad October over 1971—2010, (b) the 3rd pentad

October 2008 minus the 3rd pentad October over 1971—2010, (c) the 1st pentad October

2010 minus the 1st pentad October over 1971—2010

显著的影响。

辐合带内涡旋的强度与季风槽的强度是相互对应的。图8a和8c中孟加拉湾的涡旋结构对应的是印度季风槽,南海中北部的涡旋结构对应的则是南海季风槽,图中可明显看到南海中北部的涡旋结构相比更为显著,而图8b中,甚至只有南海出现了涡旋结构。这说明后汛期极端降水个例中,南海季风槽发展更为强烈,起主导作用。就季风的气候变化特征而言,这个推论是合理的。有研究表明,南海夏季季风槽撤退缓慢,维持到10月才出现明显的南撤;而印度夏季季风槽在9月就撤退到 10°N 以南,撤退十分迅速。总的来说,南海夏季季风槽爆发早且突然,撤退缓慢,维持时间长;印度夏季季风槽则是渐进式的爆发,撤退迅速,维持时间较短(潘静等,2006)。但这只是气候平均态,在有气象记录以来最强的两个后汛期特大暴雨个例中,气候距平场显示,2000年10月第三候和2010年10月第二候印度季风槽结构非常明显,位置仍然在 $10^{\circ}\sim 15^{\circ}\text{N}$ 附近,南海季风槽的涡旋结构更明显,且位置甚至接近北纬 20°N 。南海季风槽和印度季风槽的强度和南落的位置对海南岛后汛期极端降水强度有重要的影响。

三次极端强降水个例中,海南岛附近都出现了一个水汽通量模的候平均正距平中心,中心最大值均超过 $0.06\text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ (图8a~8c)。其中2000年个例的候平均距平中心值甚至高达 $0.18\text{ kg}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{hPa}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$,其候平均值为常年候平均值的3倍多。由距平风矢量的走向可以看出,偏东气流在3个个例中都出现了显著的水汽正距平输送,这表明造成暴雨增幅的水汽主要来自大陆冷高压东南侧的东北气流和副高南侧的偏东气流,这也印证了偏强的大陆冷高压和副高对后汛期特大暴雨的出现有重要的作用。此外来自印度夏季季风槽南侧的偏西风水汽输送也是部分极端降水个例的重要水汽来源。2000和2010年的个例中,由于印度季风槽的异常偏强偏北,赤道以北的西北印度洋地区向南海区域的水汽输送出现了显著的正距平,这也是2000和2010年个例的降水强度远比2008年个例大的重要原因。尤其是2000年的过程中,来自印度洋的西南季风支流的异常强烈的水汽输送从孟加拉湾横穿泰国湾直通南海北部,是极端降水发生和维持的重要水汽来源(图8a)。在后汛期特大暴雨发生发展过程中,正是来自不同方向更加充沛的水汽向南海北部输入,使得海南岛上空在极端降水过

程中始终维持源源不断的水汽供应,为极端降水的出现提供了必不可少的条件。

3 结论和讨论

通过对近10年来3个后汛期特大暴雨典型个例的环流配置及异常特征进行分析,得到以下几点结论:

(1) 后汛期特大暴雨落区和降水强度分布非常有规律性,整体呈一致的自西向东逐渐增加的态势,这可能与海南岛地形对暴雨存在增幅作用有关。

(2) 触发后汛期特大暴雨的天气系统配置具有非常相似的特征:在对流层上层,南亚高压正好位于南海北部上空。高层存在稳定的辐散区,利于低层的辐合上升运动加强和维持;在对流层中、低层,热带低值系统、中纬槽后冷高压和副高三者之间的相互作用,使得南海北部地区南北向和东北—西南向梯度加大,海南岛上空锋区结构建立,涡旋增强和维持,同时诱发偏东低空急流。

(3) 强盛的偏东风低空急流是后汛期特大暴雨的天气学特征中最显著的强信号。其由热带低值系统东北侧的东南风,冷高压前缘的东北风和副高南缘的偏东风汇合而成。海南岛正处于这支偏东低空急流的出口区左侧,风向风速辐合明显。后汛期特大暴雨过程中急流的变化呈现出3个明显的特征,即最强降水发生前急流核自东向西移动,高度逐日上升,且风速脉动剧烈。急流位置的移动,风速的剧烈脉动为暴雨过程提供了充沛的水汽输入和辐合抬升条件,是触发强降水的最关键原因。

(4) 在后汛期极端强降水个例中,北半球亚洲区内ITCZ异常活跃,南海季风槽和印度季风槽南撤速度缓慢,比常年平均异常偏北偏强。南亚高压的位置比常年同期明显偏东偏南,东亚中纬槽,副高的强度也比常年明显偏强。异常偏强的天气系统配置为强天气的发生提供了有利的环流背景。

(5) 造成暴雨增幅的水汽主要来自大陆冷高压东南侧的东北气流和副高南侧的偏东气流,这也印证了偏强的大陆冷高压和副高对后汛期特大暴雨的出现有重要的作用。此外,由于印度季风槽的强弱异常导致的西南季风支流向南海区域水汽输送差异,也是造成极端个例的降水强度出现差异的重要原因。

参考文献

- 冯文, 许向春, 黄耀怀, 等. 2009. 登陆海南的热带气旋中尺度降水分布变化特征. 气象, 35(3): 15-20.
- 高辉, 蒋薇, 李维京. 2013. 近 20 年华南降水季节循环由双峰型向单峰型的转变. 科学通报, 58(15): 1438-1443.
- 辜旭赞, 方慈安, 吴宝俊. 1996. 暴雨过程低空急流区域的动能平衡分析. 气象, 22(9): 3-9.
- 郭欣, 郭学良, 付丹红, 等. 2013. 钟形地形动力抬升和重力波传播与地形云和降水形成关系研究. 大气科学, 37(4): 786-800.
- 海南省气象局《海南省天气预报技术手册》编写组. 2013. 海南省天气预报技术手册. 北京: 气象出版社, 228-229.
- 黄士松, 李真光, 包澄澜, 等. 1986. 华南前汛期暴雨. 广州: 广东科技出版社, 1-7.
- 李丽平, 许冠宇, 成丽萍. 2012. 华南后汛期极端降水特征及变化趋势. 大气科学学报, 35(5): 570-577.
- 李晓娟, 简茂球, 方一川, 等. 2012. 广东省前汛期大到暴雨频数的时空变化特征. 气象, 38(11): 1339-1347.
- 李勇, 陆日宇, 何金海. 2006. 海南岛秋季降水异常对应的热带大尺度环流和海温. 大气科学, 30(5): 1034-1042.
- 林爱兰, 李春晖, 郑彬, 等. 2013. 广东前汛期持续性暴雨的变化特征及其环流形势. 气象学报, 71(4): 628-642.
- 刘鸿波, 何明洋, 王斌, 等. 2014. 低空急流的研究进展与展望. 气象学报, 72(2): 191-206.
- 刘还珠, 赵声蓉, 赵翠光, 等. 2006. 2003 年夏季异常天气与西太副高和南亚高压演变特征的分析. 高原气象, 25(2): 169-178.
- 刘尉, 罗晓玲, 陈慧华, 等. 2014. 近 52 年广东开汛期特征及与前汛期降水的关系分析. 气象, 40(7): 827-834.
- 马学款, 符娇兰, 曹殿斌. 2012. 海南 2008 年秋季持续性暴雨过程的物理机制分析. 气象, 38(7): 795-803.
- 潘静, 李崇银. 2006. 夏季南海季风槽与印度季风槽的气候特征之比较. 大气科学, 30(3): 377-390.
- 赛瀚, 苗峻峰. 2012. 中国地区低空急流研究进展. 气象科技, 40(5): 766-771.
- 孙建华, 张小玲, 卫捷, 等. 2004. 淮河流域暴雨过程的诊断分析和模拟//张庆云, 王会军, 林朝晖, 等. 中国天气气候异常成因研究——2003 年. 北京: 气象出版社, 21-88.
- 孙淑清. 1979. 关于低空急流对暴雨的触发作用的一种机制. 气象, 7(4): 8-10.
- 王东海, 夏茹娣, 刘英. 2011. 2008 年华南前汛期致洪暴雨特征及其对比分析. 气象学报, 69(1): 137-148.
- 伍红雨, 杜尧东, 秦鹏. 2011. 华南暴雨的气候特征及变化. 气象, 37(10): 1262-1269.
- 薛纪善. 1999. 1994 年华南夏季特大暴雨研究. 北京: 气象出版社.
- 袁媛, 任福民, 王艳姣, 等. 2012. 2012 年华南前汛期降水特征及环流异常分析. 气象, 38(10): 1247-1254.
- 张婷, 魏凤英. 2009. 华南地区汛期极端降水的概率分布特征. 气象学报, 67(3): 442-451.
- 张耀华, 周兵, 张耀存. 2012. 2010 年南方持续暴雨期大气环流异常及其低频特征研究. 气象, 38(11): 1367-1377.
- 赵平, 孙建, 周秀骥. 2003. 1998 年春夏南海低空急流形成机制研究. 科学通报, 48(6): 623-627.
- 赵玉春, 王叶红. 2009. 近 30 年华南前汛期暴雨研究概述. 暴雨灾害, 28(3): 193-202.
- 朱乾根, 林锦瑞, 寿绍文, 等. 2007. 天气学原理和方法(第四版). 北京: 气象出版社, 350-351.
- Chang C P, Zhou Wang, John Mcbrid. 2005. Annual cycle of south-east Asia—Maritime continent rainfall and the asymmetric monsoon transition. J Climate, 18: 287-301.
- Chen Tsing Chang, Tsay Jenq-Dar, Cheng Ming. 2012. Interannual variation of the late fall rainfall in central vietnam. J Climate, 25: 392-413.
- Cook K H. 1999. Generation of the African easterly jet and its role in determining West African precipitation. J Climate, 12: 1165-1184.
- Elinor R M, Courtney S. 2011. The Caribbean low-level jet and its relationship with precipitation in IPCC AR4 models. J Amer Meteor Soc, 24: 5935-5950.
- Nguyen T D, Uvo C, Rosbjerg D. 2007. Relationship between the tropical Pacific and Indian Ocean sea-surface temperature and monthly precipitation over the central highlands. Vietnam Int J Climatol, 27: 1439-1454.
- Walter K H. 1974. The tropical rainstorm. Mon Wea Rev, 102: 717-725.
- Yatagai A, Arakawa O, Kamiguchi K. 2009. A 44-year daily gridded precipitation dataset for Asia based on a dense network of rain-gauges. SOLA, 5: 137-140.
- Yen M-C, Coauthors. 2011. Interannual variation of the rainfall in central Vietnam. Meteor Soc Japan, 89: 193-204.
- Yokoi S, Matsumoto J. 2008. Collaborative effects of cold surge and tropical depression-type disturbance on heavy rainfall in central Vietnam. Mon Wea Rev, 136: 3275-3287.
- Yokoi S, Takayabu Y N. 2010. Environmental and external factors in the genesis of tropical cyclone Nargis in April 2008 over the Bay of Bengal. Meteor Soc Japan, 88(3): 425-435.